

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ROBERTO MARQUES NETO

**ESTUDO EVOLUTIVO DO SISTEMA MORFOCLIMÁTICO E
MORFOTECTÔNICO DA BACIA DO RIO VERDE (MG), SUDESTE DO
BRASIL**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Archimedes Perez Filho

Rio Claro – SP

2012

551.4a Marques Neto, Roberto
M357e Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e
morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do
Brasil / Roberto Marques Neto. - Rio Claro : [s.n.], 2012
429 f. : il., figs., tabs., quadros, fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Archimedes Perez Filho

1. Geomorfologia 2. Abordagem sistêmica. 3.
Neotectônica. 4. Superfícies geomorfológicas. 5. Quaternário.
6. Geossistemas. I. Título.

ROBERTO MARQUES NETO

**ESTUDO EVOLUTIVO DO SISTEMA MORFOCLIMÁTICO E
MORFOTECTÔNICO DA BACIA DO RIO VERDE (MG), SUDESTE DO
BRASIL**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho (orientador)

Prof. Dr. Adler Guilherme Viadana

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Prof. Dr. Cláudio Limeira Melo

Rio Claro, SP, 10 de dezembro de 2012.

AGRADECIMENTOS

De forma geral, ficam explicitados agradecimentos a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a execução da presente tese, por meio de discussões, andanças ou incentivos. Em caráter específico, cabem algumas menções especiais:

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro dispensado.

Ao Prof. Dr. Archimedes Perez Filho pela orientação dispensada e pelas discussões levadas a efeito durante o período de execução da tese.

Ao amigo e geomorfólogo de ofício Thomáz Alvisi de Oliveira, pelas vultuosas discussões, trocas de informações e andanças em campo.

Ao amigo geógrafo (não geomorfólogo) Alexandre Carvalho de Andrade, conhecedor da área de estudo, pelas discussões a respeito.

Ao Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, pelas discussões e opiniões emitidas ao longo do período de execução da tese, bem como pelas orientações empreendidas no exame de qualificação.

À Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha, pelas importantes orientações emitidas no exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Adler Guilherme Viadana, sempre disposto a discussões acerca do quadro geográfico brasileiro em seus aspectos físicos.

Ao Prof. Dr. Claudio Limeira Mello, pela opiniões e discussões levantadas acerca de aspectos importantes da presente tese.

Ao Prof. Dr. José Manuel Mateo Rodriguez pelos materiais fornecidos, que foram de grande valia para a execução da tese.

Ao amigo Wanderlei Ramos Pereira pelos importantes auxílios prestados em campo.

Dedico o presente trabalho a Izabel Cristina Marques e Esther Gasparini
Marques.

RESUMO

A bacia do Rio Verde drena uma área de 6.893 km² na parte meridional do estado de Minas Gerais, em terrenos pertencentes a Serra da Mantiqueira e ao Planalto do Alto Rio Grande. A diversidade paisagística existente em seu perímetro sinaliza para a interferência mútua entre efeitos climáticos e tectônicos atuando na evolução do relevo, que vem dando aporte a diferentes modalidades de uso da terra ao longo da história, o que repercute em diferentes quadros morfodinâmicos. Encerra-se, dessa forma, como objetivo central da presente tese perpetrar um estudo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia de drenagem em questão mediante uma perspectiva sistêmica, tomando como pressuposto que a verificação integrada dos agentes endógenos e exógenos é conduta necessária para uma interpretação suficientemente abrangente da evolução morfológica da área. Em caráter mais específico, também é tomado como objetivo averiguar as conexões estabelecidas com a dimensão antropogênica através das diferentes formas de uso da terra e alterações ambientais associadas, que se integra à evolução natural da paisagem na conformação de diferentes geossistemas.

O estudo das superfícies geomorfológicas subsidiou a compreensão da evolução do relevo e sua compartimentação, procurando-se interpretar os significados climáticos e tectônicos definidores do atual posicionamento das superfícies geomórficas e suas possíveis correlações. No tocante às coberturas superficiais, maior ênfase foi dada aos depósitos fluviais existentes na bacia do Rio Verde, que foram abordados sob o prisma da aloestratigrafia, de grande valia para o estudo de depósitos quaternários. Foi definida uma aloformação neoquaternária correspondente às planícies aluviais atualmente ativas do Rio Verde e principais afluentes, que foi designada como Aloformação Rio Verde, edificada fundamentalmente por sucessões de acreção horizontal e transbordamentos, conformando depósitos datados entre 600 e 1200 anos.

A tectônica ativa que também figura como componente fundamental na evolução do relevo regional foi estudada mediante a execução de procedimentos de análise estrutural e interpretação das evidências no relevo e na drenagem de efeitos deformationais recentes (neotectônicos), e que sobejam na área de estudo na forma de capturas fluviais, deflexão e migração de canais, encaixamento e retinidade abusiva da drenagem, soerguimento de planícies de inundação, deslocamento de cristas, falhamentos atingindo depósitos recentes, entre outros. Como subsídio ao conjunto de procedimentos acionados para análise geomorfológica e estrutural, foram empreendidas datações absolutas de sedimentos pelo

método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que auxiliou de forma auspiciosa as interpretações de cunho morfoclimático e morfotectônico. Foram datados depósitos de planícies aluviais soerguidas, o que acusou uma tectônica ativa em idades essencialmente neoquaternárias, compreendidas entre dois e 55 mil anos.

Os resultados obtidos a partir do estudo da evolução natural do relevo foram tratados em suas conexões com a dimensão antrópica, integrados em conformidade com a abordagem geossistêmica. Tal leitura concebeu cerca de trinta unidades de mapeamento definidas a partir do relevo, variável fundamental na definição de unidades de paisagem em áreas de topografia movimentada e submetida a uma tectônica ativa, juntamente com o padrão tectônico e estrutural, a textura das coberturas superficiais, a vegetação e o uso da terra. Cada uma dessas unidades constituem classes de fácies discernidas em trinta unidades de mapeamento que se agrupam em um nível superior que, interpretados num sistema bilateral de classificação, correspondem a geomos/macroeócoros.

De forma inequívoca, a evolução natural do relevo pode ser integrada à dimensão antropogênica em uma perspectiva sistêmica, cujo resultado final consubstancia unidades de mapeamento que são reflexos de tais conexões. O caráter integrado de sua definição, exaltando as potencialidades e restrições do meio, podem subsidiar de forma direta o planejamento ambiental e a gestão do território.

Palavras chave: Abordagem sistêmica; neotectônica; superfícies geomorfológicas; Quaternário; geossistemas.

ABSTRACT

Rio Verde's basin drains an 6.893 km² in the meridional part of Minas Gerais State, in lands that belong to Serra da Mantiqueira and to Planalto do Alto Rio Grande. The paisagistic diversity in their perimeter sings to the mutual interference among climatic and tectonic effects acting in the relief evolution, which supports different modalities in land use throughout History, deflecting in different morphodynamic pictures. Therefore, as principal aim of this thesis the study of the morphoclimatic and morphotectonic systems of the drainage basin in question supported by a systemic perspective, taking as pressuposition that the integrated verification of the endogenous and exogenous agents is a necessary conduct towards an intepretation suficiently extensive of morphologic evolution in the area. In a more specific matter, it is also taken as an aim inquire the established conections to the anthropogenic dimension through the different ways of use of the land and associated ambiantal alterations, which integrates to the natural evolution of the landscape conforming to different geossystems. The study of the geomorphologic surfaces has served as primordial basis to the comprehension of the relief's evolution and its compartimentation, objecting to interpret the climatic and tectonic significates that define the actual position of geomorphic surfaces and their possible correlation. Referring to superficial coverage, closer emphasis was given to existent fluvial deposits in the Rio Verde's basin, approached under an aloestratigraphic prisma, of great value to the study of quaternary deposits. It has been defined a neoquaternary aloformation which correponds to the currently active alluvial flat lands in Rio Verde and in its main affluents, designed as Rio Verde Aloformation, mainly built by a series of horizontal accretion and overflows, shaping deposits dated between 600 and 1200 years. The active tectonic thar also figures as fundamental component in the regional relief's evolution has been studied through the execution of structural analysis procedures and interpretation of recent (neotectonic) deforming effects evidencies in the relief as well as in the drainage, that abound in the studied area in the form of fluvial captures, deflection e migration of streams, fitting and abusive rectlinearity of the drainage, elevation of flood flat lands, crest displacement, failures achieving recent deposits, among other things. As subsidy to the procedures actuated for the geomorpholic and structural analysis, absolute sediment datings were driven by the Optically Stimulated Luminescence (OSL) method, which assisted in an auspicious ways the interpretation in the morphoclimatic and morphotectonic take. Deposits of elevated alluvial flat lands have benn dated, that accused an active tectonic in esspecially neoquartenary ages, comprehended between two and twelve

thousand years. The results achieved by the study of the relief's natural evolution were treated in their connections with the anthropic dimension, integrated in conformity with the geosystemic approach. Such view conceived about thirty unities of mapping defined from the relief, fundamental variable in the landscape unities in areas of active topography and submitted to an active tectonic, along with the tectonic and structural pattern, the texture of the superficial coverages, the use of the land and vegetation. Each one of the unities constitute several kinds of facies discerned in thirty mapping unities that group in a superior level that, interpreted under a bilateral classification system, correspond to geoms/macrogeocorics. In an unequivocal way, the relief's natural evolution may be integrated to the anthropogenic dimension in a systemic perspective, in which final results consubstantiate mapping unities that are reflexes of such connection. The integrated character of its definition, emphasizing the potentialities and restriction of the environment, can subsidize in a direct way o ambiental planning and the territory management.

Key-words: System approach; neotectonic; geomorphologic surfaces; Quaternary; geosystems.

SUMÁRIO

ASPECTOS INTRODUTÓRIOS.....	12
1.1 - Considerações iniciais	12
1.2 - Objetivos.....	15
1.2.1 - Objetivo geral.....	16
1.2.2 - Objetivos específicos	16
1.3 - Hipótese	16
MÉTODOS, TÉCNICAS E MATERIAIS UTILIZADOS	18
2.1. Concepção teórica.....	18
2.2. Materiais	25
2.3. Procedimentos.....	27
2.3.1. Técnicas cartográficas	27
2.3.2. Estudo das superfícies geomorfológicas	31
2.3.3. Estudo dos depósitos quaternários	32
2.3.4. Análise morfoestrutural e morfotectônica.....	36
2.3.5. Análise geossistêmica	41
CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA DO RIO VERDE	43
3.1. LOCALIZAÇÃO	43
3.2. Geologia.....	44
3.2.1. O quadro geológico regional.....	44
3.2.2. Unidades litológicas locais.....	46
3.3. Geomorfologia	56
3.3.1. Serra da Mantiqueira (Domínio das faixas de dobramentos remobilizados)	58
3.3.2. Planalto do Alto Rio Grande (Domínio dos remanescentes de cadeias dobradas)	67
3.3.3. Planalto de Varginha (Domínio do Escudo Exposto)	67
3.4. Solos.....	68
3.5. Aspectos vegetacionais	71
3.5.1. As fisionomias florestais	71
3.5.2. As fisionomias abertas: campos e cerrados.....	74
3.6. Clima.....	76
3.7. As cidades	78
3.7.1. As pequenas cidades da alta bacia.....	79
3.7.2. As cidades do médio curso.....	80
3.7.3. O baixo curso e sua urbanização mais adensada.....	82
AS SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E A COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO.....	85
4.1. A bacia do Rio Verde no contexto do domínio tropical atlântico	85

4.2. Evolução do relevo e superfícies geomorfológicas	87
4.3. Superfícies geomorfológicas na bacia do Rio Verde.....	103
4.4. Compartimentação geomorfológica da bacia do Rio Verde.....	121
ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICOS NA EVOLUÇÃO DO RELEVO NA BACIA DO RIO VERDE	151
5.1. Neotectônica e morfotectônica: conceitos gerais.....	151
5.2. Neotectônica no sul de Minas Gerais.....	153
5.3. Análise morfométrica em neotectônica: o perfil longitudinal	154
5.4. Aplicação de parâmetros morfométricos como subsídio à análise estrutural da bacia do Rio Verde.....	156
5.4.1. Os índices geomórficos	156
5.4.2. Análise dos lineamentos.....	192
5.5. Compartimentação morfoestrutural	194
5.6. Evidências morfológicas de atividades tectônicas no relevo e na drenagem.....	213
5.7. Evidências de efeitos neotectônicos na bacia do Rio Verde.....	218
AS COBERTURAS SUPERFICIAIS: DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NA BACIA DO RIO VERDE NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DO RELEVO	247
6.1. Aspectos gerais do Quaternário	247
6.1.1. Quaternário, glaciações e mudanças climáticas	247
6.1.2. Processos, depósitos e feições geomorfológicas quaternárias	250
6.1.3. Aspectos estratigráficos das coberturas quaternárias: a alostratigrafia	252
6.3. Processos e depósitos quaternários na bacia do Rio Verde	256
6.3.1. Depósitos fluviais na bacia do Rio Verde	256
6.3.2. Considerações sobre as coberturas superficiais de encosta.....	291
DAS PAISAGENS NATURAIS ÀS PAISAGENS HUMANIZADAS: A DIMENSÃO ANTROPOGÊNICA NA EVOLUÇÃO E DINÂMICA DA BACIA DO RIO VERDE	301
7.1. Aspectos conceituais.....	301
7.2. Preâmbulo histórico	302
7.3. Cenário atual do uso da terra na bacia do Rio Verde e seus reflexos na paisagem	305
7.3.1. Considerações gerais	305
7.3.2. Uso da terra na alta bacia	306
7.3.3. Uso da terra na média e baixa bacia	319
7.4. A paisagem na bacia do Rio Verde.....	325
7.4.1. Tipos de paisagem.....	325
7.4.3. Aspectos dinâmicos e evolutivos da paisagem	333
GEOSSISTEMAS NA BACIA DO RIO VERDE: A PAISAGEM EM PERSPECTIVA INTEGRADA.....	359
8.1. Considerações introdutórias.....	359

8.2. Caracterização e mapeamento dos geossistemas na bacia do Rio Verde	362
CONCLUSÕES	404
X. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	408

CAPÍTULO I

ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1.1 - Considerações iniciais

A inspeção da evolução histórica da geomorfologia desde seu surgimento ainda no século dezenove revela uma diversidade de manifestações teóricas acompanhadas de suas estruturas metodológicas voltadas para interpretação da dinâmica e evolução do relevo que se sucederam ou se sobrepuseram ao longo do tempo, algumas vezes em tom de complementaridade e outras em ressonantes refutações.

Christofolletti (1989) enumera e discute sinteticamente as principais concepções teóricas inerentes à geomorfologia ao longo de seu desenvolvimento histórico. O texto parte da apresentação das escolas de fundamentação cíclica a partir da Teoria do Ciclo Geográfico de William Morris Davis (acompanhada do contraponto de Walter Penck) e do modelo da pedimentação e pediplanação de Lester King, pautado na ideia de recuo paralelo das vertentes com manutenção da declividade em detrimento da progressiva suavização dos declives que está no cerne da concepção de Davis. Adentra subsequentemente na seara das formulações teóricas que vieram no bojo da Teoria Geral dos Sistemas, a saber: Teoria do Equilíbrio Dinâmico (HACK, 1957; 1960; 1975), Teoria Probabilística, erosão episódica e neocatastrofismo e a própria abordagem sistêmica aplicada à geomorfologia. A tais formulações deve ainda ser somado o modelo da etchplanação, baseado no rebaixamento geoquímico da paisagem em zonas de intemperismo químico intenso, também destoante das escolas cíclicas (WAYLAND, 1933), (BUDEL, 1957).

Em revisão histórica e conceitual acerca do desenvolvimento da geomorfologia, Abreu (2001) elucida a estruturação de uma abordagem mais integrada nos estudos sobre o relevo na Alemanha e leste europeu, onde a herança dos naturalistas do século dezenove, enfaticamente na figura de Alexander Von Humboldt, foi elemento inspirador permanente, com repercussões importantes para um desapego maior ao modelo davisiano, que foi franco paradigma para os geomorfólogos angloamericanos. O autor citado prossegue frisando os reflexos de tais posturas no que concerne à absorção da abordagem sistêmica no corpus teórico da geomorfologia; enquanto na Alemanha imperou uma evolução gradual do paradigma a partir das ideias de Von Richtoffen e de Albert e Walter Penck, passando pela abordagem nos

termos da fisiologia da paisagem de Sigfried Passarge e pelo próprio conceito de Ecologia da Paisagem de Carl Troll, entre os geógrafos angloamericanos e aqueles que comungavam suas ideias, o impacto da Teoria Geral dos Sistemas foi maior. Consubstanciaram-se por tal viés as análises morfométricas a partir das mensurações de Horton e Strahler acerca de parâmetros quantitativos da drenagem, tendo a obra “*Physichal Geography: a system approach*” (CHORLEY & KENNEDY, 1971) um importante corolário da inserção da abordagem sistêmica na ciência geográfica emanada destas correntes mais ocidentais.

No escopo da geomorfologia, a abordagem sistêmica passou a balizar, sobretudo a partir da década de 1970, um sem número de pesquisas pautadas na interface sociedade X natureza sob o prisma ambiental. Consolidou-se então uma designada geomorfologia ambiental como um importante subconjunto da geomorfologia, mais tarde derivando-se também uma geomorfologia antropogênica, enfática na ação do homem como fator deflagrador de processos geomorfológicos e como agente direto na elaboração de formas de relevo. Nesse ínterim foram sistematizados os pressupostos metodológicos para a análise ecodinâmica da paisagem (TRICART, 1977) e para estudos espaciais referenciados na ideia de ecogeografia (TRICART & KIEWTDJONGE, 1992).

A adesão massiva à geomorfologia ambiental, fruto da própria capacidade que a geomorfologia vem demonstrando em justificar sua relevância para o planejamento e gestão territorial, tem sido seminal para o desenvolvimento metodológico nesse campo das geociências e para orientar o uso da terra em consonância às potencialidades e restrições dadas pelo relevo. Em contrapondo, tem sido menos numerosos os estudos voltados para a evolução natural do relevo, fundamentalmente aquela processada durante o Quaternário, pautados na concepção sistêmica, sendo que estudos dessa natureza vêm sendo praticados majoritariamente sob o enfoque da geomorfologia estrutural em fortes intersecções com a geotectônica, e, em grande medida, praticados por geólogos ou mesmo, conforme frisado por Vitte (2011), por geógrafos militantes de uma geomorfologia estreitamente pautada em procedimentos técnicos inerentes à geologia e, por vezes, desfocada das organizações espaciais.

Indubitavelmente, os sistemas morfogenético e morfodinâmico refletem, em grande medida, as características dos condicionantes naturais que vem orquestrando sua evolução. À morfogênese natural dada pelos efeitos climáticos e tectônicos sobrepõe-se uma dinâmica vinculada às atividades humanas quando estas se fazem presentes, sendo assim variáveis as interferências na intensidade e direção dos fluxos de matéria energia e alterações

morfológicas associadas. Dessa forma, diferentes escalas têmporo-espaciais avultam quando estudos da evolução natural e antropogênica do relevo são levados a efeito.

A possibilidade do estudo da evolução natural do relevo por meio da abordagem sistêmica foi fato de grande motivação para a realização de uma investigação integrada dos sistemas morfoclimático e morfotectônico interagindo na evolução da paisagem, bem como de suas relações com a exploração antrópica. A complexidade inerente às paisagens de relevo movimentado das áreas cristalinas do Brasil Sudeste em associação à representatividade de tal fato na bacia do Rio Verde, com considerável diversidade geológica, geomorfológica, pedológica, vegetacional, climática e de uso e ocupação, também foram grandes elementos motivacionais para que a pesquisa aqui apresentada viesse a ser empreendida.

Procedeu-se então no estudo de aspectos evolutivos climáticos, tectônicos e antropogênicos sistematizados em capítulos próprios no corpo da presente tese, posteriormente integrados sob um enfoque sistêmico. Dessa forma, cada capítulo trás sua própria revisão bibliográfica e resultados; os aspectos metodológicos, por sua vez, foram sumarizados em capítulo específico e, quando necessário, mais detalhados em seus capítulos pertinentes.

Os capítulos I e II apresentam, respectivamente, os aspectos introdutórios (considerações gerais, objetivos, hipótese) e metodológicos. No capítulo II é apresentada a concepção teórica seguida dos procedimentos técnicos acionados, bem como dos materiais utilizados em campo, escritório e laboratório.

O capítulo III cuida da caracterização da área, momento este que foi aproveitado para algum detalhamento em alguns aspectos posteriormente utilizados na integração dos resultados. Ficou então definida uma sequência de apresentação ordenada em geologia, geomorfologia, solos, cobertura vegetal e clima, acompanhando ainda uma apresentação do quadro de urbanização na bacia do Rio Verde.

A averiguação do quadro geomorfológico regional tem início no capítulo IV, que cuida da discussão acerca das superfícies geomorfológicas ou de aplainamento, apresentando abrangente revisão da literatura e as discussões acerca de sua gênese, evolução e posicionamento da bacia do Rio Verde. Em seguida, o capítulo se encerra com a compartimentação geomorfológica da área de estudo e caracterização dos compartimentos discernidos.

É encargo do capítulo V as discussões concernentes ao quadro morfotectônico. São apresentados nesta seção os resultados obtidos de procedimentos de análise morfométrica, extração e interpretação de lineamentos estruturais e reconhecimento de indicadores de

tectônica ativa no relevo e na drenagem. Métodos de datação também foram aqui empregados para materiais quaternários tectonicamente afetados.

O capítulo VI aborda exclusivamente as coberturas superficiais da bacia do Rio Verde. Ocupa-se de um reconhecimento dos depósitos ocorrentes no domínio das vertentes e, com maior ênfase, dos depósitos de fundo de vale, tratados nos termos da abordagem aloestratigráfica e datados em sua idade absoluta.

A inserção da dimensão antropogênica se dá no capítulo VII, onde é apresentado o quadro de uso da terra na bacia do Rio Verde e os aspectos estruturais, evolutivos e dinâmicos da paisagem na interface das relações sociedade X natureza.

A integração final dos resultados tem lugar no capítulo VIII, reservado para a apresentação e discussão das unidades geossistêmicas discernidas mediante a integração dos aspectos morfoclimáticos, tectônicos e antropogênicos que foram estudados. Dessa forma, a seção em questão é que precede as conclusões finais da presente tese (capítulo IX).

Encadeadamente procurou-se integrar um capítulo ao seu precedente até a integração final que teve no geossistema sua referência básica. Em função disso, em certa medida os capítulos podem ser compreendidos isoladamente, ainda que dotados de interdependência que impede que os mesmos assumam um caráter estanque e exclusivista.

1.2 - Objetivos

A pesquisa que é proposta na tese apresentada toma por objetivo proferir um estudo capaz de compreender elementos importantes da evolução morfológica na bacia do Rio Verde (sul de Minas Gerais), setor onde se pretende realizar um esforço de reconstrução de elementos paleogeográficos com ênfase no Quaternário mediante uma abordagem geomorfológica integrada, aventando aspectos morfoclimáticos, morfotectônicos e antropogênicos na evolução das paisagens. Nessa perspectiva procura-se congregiar abordagens genético-evolutivas do relevo à luz das concepções tradicionais da geomorfologia com a abordagem sistêmica no intuito de apreender aspectos evolutivos e dinâmicos.

Foi estipulado um objetivo geral considerado essencial para a execução da pesquisa, e um grupo de objetivos específicos que servirá de subsídio para o cumprimento do objetivo geral que foi proposto.

1.2.1 - Objetivo geral

A presente pesquisa tem por objetivo geral realizar um estudo integrado do sistema geomorfológico na bacia do rio Verde (Sul de Minas Gerais) por meio de abordagens próprias da geomorfologia tradicional associadas à abordagem sistêmica, considerando aspectos morfoclimáticos, morfotectônicos e antropogênicos. O estudo proposto se pauta numa perspectiva multiescalar, uma vez que parte das averiguações se deu em escala de 1/50000, ao passo que as representações cartográficas se deram fundamentalmente em escala regional (1/250000).

1.2.2 - Objetivos específicos

- . Estudar as superfícies geomorfológicas ocorrentes na área segundo sua gênese, evolução e posicionamento na paisagem;
- . Proferir análise aloestratigráfica de depósitos aluviais quaternários ocorrentes em planícies de inundação atualmente ativas, com datação e discussão acerca do significado ambiental e paleoambiental dos mesmos;
- . Considerar as coberturas superficiais de encosta em seus aspectos fundamentais e discutí-las no contexto da dinâmica e evolução da paisagem;
- . Estudar aspectos morfoestruturais e morfotectônicos na bacia do Rio Verde através da análise do relevo e da drenagem;
- . Averiguar aspectos funcionais e dinâmicos da paisagem e estabelecer suas conexões com a esfera socioeconômica;
- . Identificar as principais formas de uso da terra e interpretar suas interferências na morfogênese vigente.

1.3 - Hipótese

A tese apresentada está calcada na hipótese de que para se compreender a evolução da paisagem e empreender uma interpretação paleogeográfica mediante uma perspectiva sistêmica é necessário abordar conjuntamente elementos morfoclimáticos e tectônico-estruturais. Parte-se do princípio que na área de estudo, indubitavelmente, os efeitos

tectônicos vem se sobrepondo aos diferentes contextos climáticos a que a região vem sendo submetida ao longo do Cenozoico e, sobretudo, durante o Quaternário.

É tomado como pressuposto fundamental que a ação antrópica vem interferindo contundentemente na estrutura e dinâmica da paisagem, devendo ser sobreposta à análise dos sistemas morfoclimático e morfotectônico como prerrogativa para que o nível sistêmico de abordagem seja atingido, e cujo entendimento perpassa por uma evolução e dinâmica pretérita interdigitada à dinâmica atual.

CAPÍTULO II

MÉTODOS, TÉCNICAS E MATERIAIS UTILIZADOS

2.1. Concepção teórica

O recurso metodológico adotado como condutor da presente tese está pautado no método sistêmico, cuja derivação no âmbito da Geografia Física e da Geomorfologia foi seminal, servindo de aporte metodológico para um sem número de trabalhos acadêmicos e para fins de aplicações práticas.

A abordagem sistêmica, sistematizada pela Teoria Geral dos Sistemas (TGS) proposta pelo biólogo Ludwig Von Bertalanffy em 1937, veio suprir as deficiências dos esquemas metodológicos reducionistas oriundos da ciência clássica, calcados no racionalismo cartesiano engendrado no sistema científico por Galileu Galilei e sedimentados através do reducionismo mecanicista newtoniano. As cosmovisões inspiradas no mecanicismo galileo-newtoniano, cada vez mais, se mostram insuficientes diante da crescente complexidade que é reconhecida para os sistemas naturais e para as relações entre homem e natureza, cujo caráter não linear reclama uma abordagem em termos de sistemas, que valorize os processos em conjunto em detrimento das séries causais isoláveis que caracterizam o método indutivo que por tanto tempo permeia a atividade científica. Tomado por tal espírito, Bertalanffy (1977, p. 53) proclama que:

“É necessário estudar não somente partes e processos isoladamente, mas também resolver os decisivos problemas encontrados na organização e na ordem que os unifica, resultante da interação dinâmica entre as partes, tornando o comportamento das partes diferentes quando estudado isoladamente e quando tratado no todo”.

A Teoria dos Sistemas se desdobrou em diversas orientações metodológicas aplicadas à Geografia e aos estudos geomorfológicos em particular, através da análise de bacias hidrográficas em incontáveis trabalhos, do estudo dos geossistemas (SOTCHAVA, 1977; 1978; 1978a), (BERTRAND, 1971) e da Ecologia da Paisagem (TROLL, 1939 apud TROPMAIR, 2004), dos estudos pautados na abordagem ecodinâmica (TRICART, 1977; 1978) e da ecogeografia (TRICART & KIEWIETDEJONGE, 1992), entre outras abordagens nas quais o pensamento sistêmico se inscreve de forma explícita.

Na presente tese, o viés metodológico adotado consiste numa integração entre a abordagem geossistêmica e o estudo da fisiologia da paisagem para fins de entendimento conjunto da evolução da paisagem em seus condicionantes naturais e antrópicos, interessando-se enfaticamente por seu estado e sua dinâmica. Apropria-se da definição de “dinâmica da paisagem” concebida por Beroutchatchivili (1990), pela qual se entende que as modificações ocorridas no sistema não determinam a sua transformação qualitativa, sendo o conjunto de processos que garantem o funcionamento do sistema a sua dinâmica funcional, orquestrada por fluxos de matéria-energia-informação inerentes a cada paisagem (MATEO RODRIGUEZ et al, 2010). Os mesmos autores abordam o que chamam de “estado dinâmico funcional da paisagem” como sendo

“uma determinada correlação dos parâmetros da estrutura e o funcionamento em um prazo de tempo dado, no qual um impacto de entrada concreta ao sistema (radiação solar, precipitação, etc.) transforma-se em determinadas funções de saída (evaporação, escoamento, etc.) (MATEO RODRIGUEZ, et al, op cit. p. 142).

Sendo assim, a dinâmica da paisagem tem caráter reversível, ainda que possa ser variável conforme a inconstância do sistema; quando as mudanças são irreversíveis (qualitativas) o sistema evolui de um estado para outro, uma vez que suas estruturas (arranjo dos elementos constituintes) são modificadas quando este entra em desequilíbrio engendrado pela intensidade intolerável de processos dissipativos que rompem seu limiar de resiliência e, em consequência, sua capacidade de autorregulação (MATEO RODRÍGUEZ, 2008).

A abordagem nos termos da fisiologia da paisagem, também de caráter sistêmico, remete a geomorfologia praticada na Alemanha, que segundo Abreu (2001) se constituiu mediante evolução progressiva do paradigma holístico desde os tempos de sistematização de Humboldt, tendo Sigfried Passarge (1931) como seu formulador, que concebia uma morfologia geológica e uma morfologia fisiológica na composição das paisagens terrestres.

No Brasil, o estudo da fisiologia da paisagem tomou corpo como recurso metodológico sistematizado com a proposição dos três níveis de abordagem na pesquisa geomorfológica preconizado por Ab’Sáber (1969). O autor esclarece que o primeiro nível de tratamento cuida da compartimentação da topografia regional e da caracterização e descrição das formas de relevo de cada compartimento, enquanto que em um segundo nível o que interessa é, além das informações morfológicas básicas, dados sistemáticos sobre a estrutura superficial da paisagem a fim de atingir níveis interpretativos acerca dos processos paleoclimáticos e morfoclimáticos ocorridos ao longo do Quaternário. O terceiro nível se encarrega de entender globalmente a dinâmica atual da paisagem em seus processos

pedogenéticos e morfogenéticos, inserindo-se aqui de forma mais contundente a dimensão antropogenética em sua estrutura e evolução.

Ainda em meados da década de 1950 A. Ab'Sáber já dava sinais do roteiro interpretativo calcado em três níveis de abordagem que viria apresentar mais tarde de forma mais sistemática. Sua tese de doutoramento defendida na Universidade de São Paulo no ano de 1957, apresentada mais tarde na forma de livro (AB'SÁBER, 2007), se refere a um estudo geomorfológico do sítio urbano de São Paulo que se pauta numa compartimentação regional e local do relevo, partindo dos aglomerados urbanos localizados em regiões serranas do Planalto Atlântico até orientar sua visada nos compartimentos geomorfológicos específicos da metrópole paulista; das superfícies de aplainamento regionais o autor reconhece superfícies de erosão inerentes à bacia flúvio-lacustre de São Paulo. Em seguida, apresenta discussão acerca da estrutura superficial da paisagem, destacando as coberturas de encosta, terraços e planícies aluviais ativas, bem como relacionando os compartimentos geomorfológicos e seus materiais superficiais com a ocupação urbana.

Mesmo antes da publicação do artigo já citado, intitulado “Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário” (AB'SÁBER, 1969), a abordagem estruturada nos termos da fisiologia da paisagem já emanava na Universidade de São Paulo na forma de disciplina inerente à grade curricular do curso de Geografia, primeiramente sob encargo do próprio autor e posteriormente consignada por Carlos Augusto de Figueiredo Monteiro, que a estruturou segundo a seguinte ementa (MONTEIRO, 2000): A geomorfologia e a análise da paisagem. A gênese do relevo terrestre, a compartimentação das formas e a estrutura superficial da paisagem. A “dinâmica” dos processos e o nível “fisiológico” em Geomorfologia. O conceito de evolução integrado da paisagem. Discussão da noção geográfica de “paisagem”. A contribuição da Escola Alemã. Paisagem, meio e região: confronto conceitual e suas projeções no espaço geográfico. A “essência do espaço geográfico”. O problema da “escala” na análise geográfica. A classificação de Cailleux-Tricart como contribuição à taxonomia das formas de relevo: ordem de grandeza espacial e sua projeção temporal. Este grande geógrafo já havia demonstrado propensão diferenciada na análise integrada da paisagem por ocasião da excursão de campo levada a efeito na região do baixo Rio São Francisco durante a XVIII Assembleia da Associação dos Geógrafos Brasileiros realizada em Penedo (AL) no ano de 1962. No relatório final da excursão pela qual foi responsável fica clara a preocupação metodológica em integrar a compartimentação da paisagem em unidades morfoestruturais com as coberturas correlatas compondo sua dimensão vertical, aos tipos efetivos de ocupação humana.

Para a presente pesquisa, na alçada da abordagem supracitada foi adotada com maior veemência a opção pelos dois primeiros níveis de tratamento, com ingressões no terceiro nível, o que se deu conforme os materiais e informações disponíveis. O autor (AB'SÁBER, 1969) esclarece que:

“Desde que se faça ao mesmo tempo o estudo da compartimentação e das formas e o estudo da posição dos diferentes tipos de depósitos superficiais – e, considerações adequadas sobre sua significação paleogeográfica – todos os pesquisadores ficam concordes, quanto ao valor metodológico do procedimento. Em outras palavras, desde que se lhes demonstre que o realmente pretendido é um estudo da compartimentação da paisagem, acompanhado *pari passu* por uma prospecção superficial dos diferentes depósitos de vertentes, terraços e planícies, todos ficam plenamente de acôrdo sobre a validade do método”.

Com base nos três níveis de abordagem, pretende-se apresentar elementos essenciais da evolução morfológica na área de estudo em seu contexto morfoclimático e morfotectônico, da maneira que foi estipulada nos objetivos, o que é preponderante para a realização de uma compartimentação regional feita a partir da integração dos dados referentes à evolução do modelado, atingindo o nível sistêmico através da discussão conjunta dos mecanismos evolutivos (climáticos, tectônicos e antropogênicos), cuja materialização sistêmica poderá ser visualizada nas unidades de paisagem discernidas.

A integração da abordagem pautada na fisiologia da paisagem com a concepção geossistêmica como estratégia metodológica permite a obtenção de unidades de paisagem ou de geossistemas à medida que a dimensão antrópica se sobrepõe aos diferentes compartimentos de paisagem e interfere em sua fisiografia e morfodinâmica. É de se pressupor então que os três níveis de abordagem se materializam no geossistema, depositário das estruturas horizontais e verticais da paisagem e de toda a sorte de intervenções antropogênicas engendradas pelo tecido social com o qual está conectado.

A Teoria Geossistêmica (SOTCHAVA, 1977; 1978; 1978b;), (BERTRAND, 1971) serviu de base para o estabelecimento de unidades de paisagem mediante a leitura integrada entre os atributos biofísicos e os elementos humanos, considerando-se fatores morfológicos (formas de relevo) e coberturas associadas, tectono-estruturais (litologia, principais lineamentos estruturais), vegetacionais e de uso da terra, e os principais processos morfogenéticos operantes. A partir do cruzamento dos atributos em questão foram mapeados e descritos diferentes mosaicos definidos segundo suas estruturas predominantes, mapeáveis em escala de 1/250.000.

A adoção da escala em questão advém do reconhecimento da manifestação geossistêmica em diferentes ordens de grandeza em conformidade com a concepção de Sochava (1978), segundo a qual os níveis planetários, regionais e topológicos delimitam conceitualmente uma hierarquia de circulações de matéria, energia e informação ao mesmo tempo interdependentes e subordinadas. Tais padrões hierárquicos são sistematizados pelo autor em integridades espaciais homogêneas (geômeros) e heterogêneas (geócoros), categorias integrais que em combinação caracterizam o mosaico das paisagens terrestres. Ross (2001) ressalta que a classificação dos geossistemas tende para uma sistematização dos geômeros e géócoros que materializa três níveis hierárquicos consoantes aos três grandes níveis taxonômicos do geossistema: planetário, regional e topológico.

É também tomado como pressuposto a ideia de geossistema como um sistema natural, fundamental para a operacionalização metodológica da concepção de Sochava, e cujas conexões com a esfera sócio-econômica é ressaltada por Christofolletti (1999). Segundo Rogerie & Beroutchachvili (1991), o geógrafo russo, em sua formulação teórica, reuniu noções acerca da dinâmica do sistema geográfico: a distinção entre as invariantes (no espaço e no tempo), os estados “equifinais” (comparáveis à noção de clímax), e os estados variáveis (correspondentes às modificações sucessivas de fácies que podem interferir no estado “equifinal”). Tal esquema conceitual é derivado de uma evolução progressiva do pensamento geográfico calcado na ideia de complexidade que na antiga União Soviética remonta ao século dezoito e que se consolidou com a concepção do “Complexo Natural Territorial” de V. Dokutchaeu no final do século dezenove, marco inicial da constituição de uma ciência da paisagem pautada na visão integrada de seus atributos formadores, conforme a definição de paisagem natural proposta por N. A. Solncev (apud Rogerie & Beroutchachvili (op cit, p. 57): “um complexo geneticamente homogêneo, dotado de uma unidade geológica, geomorfológica e climática, dotado de certa combinação de seus atributos, fortemente ligados uns aos outros no que concerne à dinâmica, e que se repete regularmente no espaço.”

De acordo com Sochava (op cit), os geômeros elementares, menores unidades discerníveis nos mosaicos de paisagens terrestres, se combinam formando um géócoro elementar. Assim, áreas elementares homogêneas (designadas como biogeocenoses) se agrupam em fácies, que por sua vez formam grupos e classes de fácies; o grupamento das classes dá origem a um geoma maior área da hierarquia topológica na fileira dos geômeros; corresponde a um macrogéócoro, designado pelo autor como *okrug* ou *landschaft*, e pelo mesmo considerado como fortemente correspondente ao geossistema na hierarquia de Bertrand (1971). No entanto, em sua classificação é adotado um princípio bilateral que

organiza os geossistemas nessas duas fileiras (geômeros e geócoros), desde uma área homogênea (geômero) e heterogênea (geócoro) elementar até uma combinação de tipos de meio natural (ou faixa físico-geográfica) que se manifesta no topo da hierarquia planetária. Na presente tese, foram mapeadas classes de fácies compondo um geoma (macrogeócoro, ou unidade de paisagem), situando-se entre o topo do nível topológico e a base do nível regional. Esse princípio de ordenação pode ser visualizado no quadro 2.1, que mostra que nem sempre os níveis são perfeitamente coincidentes nas duas fileiras. De maneira mais simplificada, as duas fileiras do nível topológico e suas relações são mostradas na figura 2.1.

Quadro 2.1 Subdivisões taxonômicas do geossistema segundo Sochava (1978).

FILEIRA DOS GEÔMEROS	ORDEM DE ANÁLISE	FILEIRA DOS GEÓCOROS	
GEOSSISTEMA	PLANETÁRIO		
Combinação de tipos de meio natural (combinação de tipos de paisagem)	Nível planetário	Faixa físico-geográfica, grupo de distritos (oblstei) físico-geográficos	
Tipo de meio natural		Subcontinentes	
Classe de geomas	Nível regional	Distrito (oblast) físico-geográfico	
Subclasse de geomas		Com zonalidade latitudinal	Com zonalidade vertical
Grupo de geomas			
Subgrupo de geomas		Zona natural	Subgrupo de províncias
		Subzona	Província
Geomas	Nível topológico	Macrogeócoros (okrug, landschaft)	
Classe de fácies		Topogeócoro (raion)	
Grupo de fácies		Mesogeócoro (localidade, grupo de comarcas)	
Fácies		Microgeócoros (comarcas)	
Área homogênea elementar, geômero elementar ou biogeocenose		Área heterogênea elementar, geócoro elementar	

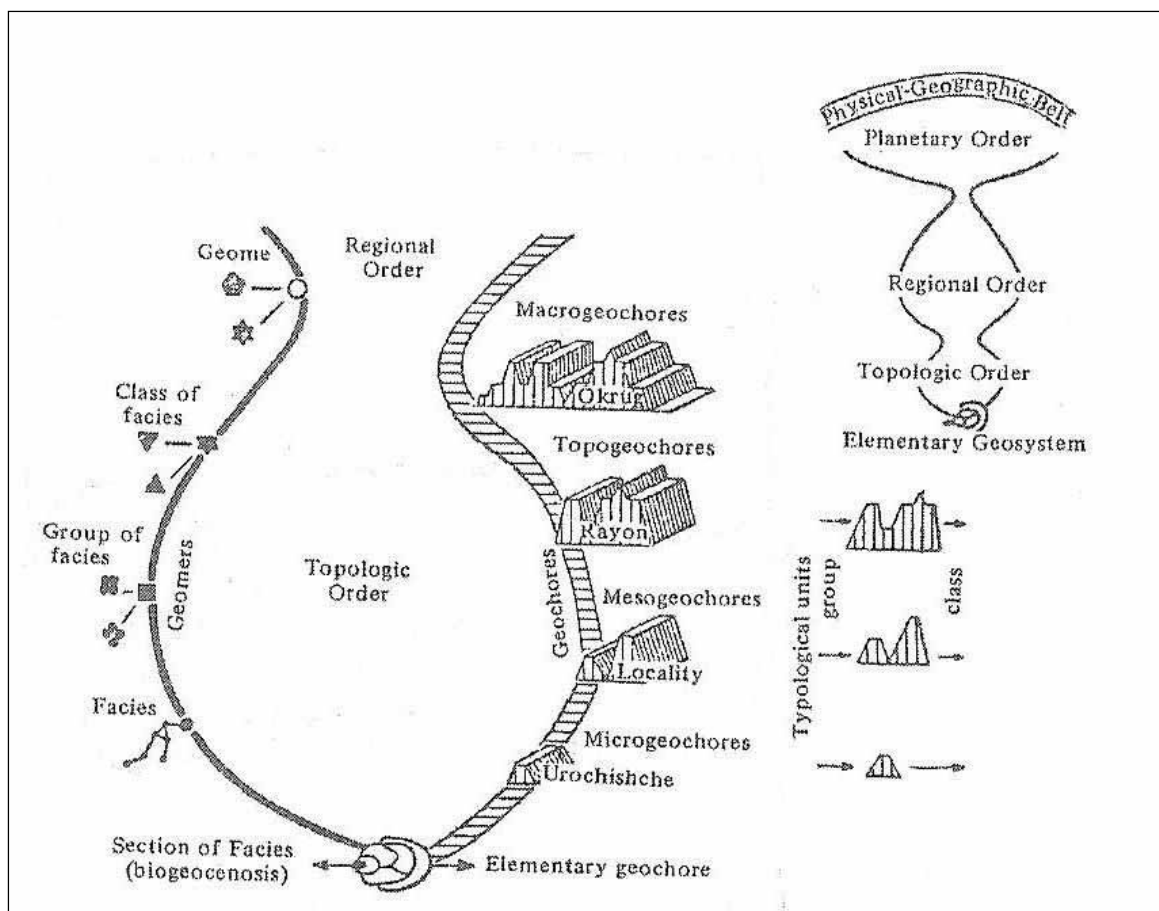


Figura 2.1. Ordens dos geossistemas e subdivisão topológica da paisagem (SOTCHAVA, 1971).

De acordo com Haase (1989), os geócoros são unidades espaciais fundamentais para o planejamento físico-territorial em escala regional. Para o autor, as propriedades das unidades espaciais geocóricas resultam da associação de combinações de elementos topológicos, bem como de seu arranjo no espaço, acrescentando que em um nível superior de agregação os geócoros apresentam novas propriedades além da mera soma das partes, propriedades estas criadas por ampla união regional, formatando uma região funcional dentro da estrutura técnica-natural de um território amplo.

Os mosaicos dotados de estrutura própria se integram nas chamadas paisagens como formação antroponatural (MATEO RODRIGUEZ, 1998, 2010), que consiste num sistema territorial formado por elementos naturais e antropotecnogênicos condicionados socialmente, e que modificam e transformam as formas e processos naturais originais. Difere-se de concepções nos termos de paisagens eminentemente naturais, econômico-sociais ou culturais, admitindo a interação entre os fatores naturais e antrópicos para o contexto territorial estudado. Formata-se então uma diversidade de estruturas verticais e horizontais que, para Fournier (2001), responde pela própria heterogeneidade da paisagem.

O enfoque sistêmico, embora latente na postura metodológica, é precedido por investigações geomorfológicas tradicionais voltadas para o estudo da origem e evolução do relevo e dos processos morfogenéticos operantes, cujos procedimentos são a seguir apresentados. Sobre tal postura, Ignatov (2004) esclarece que as investigações sistêmicas não substituem as tradicionais, que, levadas a cabo antes da abordagem sistêmica, fundamentam a estrutura espacial dos elementos de diferentes origens e idades através de seus métodos inerentes, aflorando assim a complementaridade da qual os dois enfoques comungam.

2.2. Materiais

Base cartográfica

A bacia do Rio Verde está articulada na seguinte coleção de folhas topográficas em escala de 1/50.000:

- . Folha Três Pontas - SF-23-I-I-4;
- . Folha Ribeirão da Espera – SF-23-V-D-III-3
- . Folha Carmo da Cachoeira – SF-23-V-D-III-4
- . Folha Elói Mendes – SF-23-V-D-VI-2
- . Folha Varginha – SF-23-V-D-VI-1;
- . Folha Três Corações – SF-23-I-IV-2;
- . Folha Luminárias – SF-23-X-C-IV-1;
- . Folha Conceição do Rio Verde – SF-23-V-D-VI-4;
- . Folha Caxambu – SF-23-X-C-IV-6;
- . Folha São Lourenço - SF-23-Y-B-III-2;
- . Folha Lambari - SF-23-V-D-VI-3;
- . Folha Cristina – SF-23-Y-B-III-1;
- . Folha Itajubá – SF-23-Y-B-III-3;
- . Folha Virgínia - SF-23-Y-B-III-4;
- . Folha Passa Quatro – SF-23-Z-A-I-3;
- . Folha Agulhas Negras - SF-23-Z-A-I-4;
- . Folha Pouso Alto - SF-23-Z-A-I-1;
- . Folha Alagoa – SF-23-Z-A-I-2;
- . Folha Aiuruoca – SF-23-X-C-IV-4

As seguintes folhas na escala de 1/250000 conformam a bacia do Rio Verde:

- . Folha Barbacena – SF-23-X-C;
- . Folha Varginha - SF-23-V-D;
- . Folha Volta Redonda - SF-23-Z-A;
- . Folha Guaratinguetá - SF-23-Y-B.

Além da base cartográfica fundamental que foi elencada acima, outros documentos cartográficos que se fizeram disponíveis foram utilizados na execução da pesquisa, a saber:

- . Carta geológica da Folha Luminárias (1/50.000) (ALMEIDA, 1989);
- . Carta geológico-estrutural da Folha Luminárias (1/50.000) (ALMEIDA, 1989);
- . Projeto Sapucaí (1/250.000) (CAVALCANTI, et al. 1979);
- . Projeto Radambrasil (1983): escala 1/1.000.000, Folha SF-23 Vitória/ Rio de Janeiro;
- . Mapeamento geoambiental da região do Circuito das Águas (IGA, 2000) em escala 1/200.000: mapa geológico, geomorgológico, declividade, cobertura vegetal e uso do solo;
- . Mapa geológico da bacia do Rio Verde – Plano Diretor de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Verde (IGAM, 2010);
- . Mapa geológico da Folha Caxambu (1/100.000);
- . Mapa geológico da Folha Pouso Alto (1/100.000);
- . Fundação João Pinheiro – Município de Passa Quatro (1/50.000): levantamento semidetalhado de solos; rede hidrográfica; geologia; geomorgologia; classes de declividade; classes de capacidade de uso da terra;
- . Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM): Mapa pedológico do Estado de Minas Gerais (1/650.000).

Aerofotos e produtos de sensoriamento remoto

Foram utilizadas imagens de satélite TM-LANDSAT-5, composição colorida, colhidas de Miranda & Coutinho (2003) e imagens de radar obtidas de sensores a bordo do ônibus espacial ENDEAVOUR para o projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), organizadas em mosaicos por Miranda (2005). Também foram utilizados imageamentos aeroespaciais CBERS/CCD de resolução espacial de 20 metros e banda 342 para parte da área de estudo.

Fotos aéreas na escala 1/25.000 são disponíveis, em nosso acervo, apenas para os municípios de São Lourenço, Pouso Alto e Soledade de Minas. Em setores mais específicos pode-se contar com ortofotos na escala 1/10.000 (CEMIG, 1985) para os municípios de Passa

Quatro e São Lourenço. Estereoscópio de bolso da marca Stereo Aids e lupa monocular foram utilizados para interpretação das fotos aéreas, que embora não tenham constituído base sistemática de mapeamento serviram para algumas interpretações mais localizadas.

Materiais utilizados nos trabalhos de campo

Nas campanhas de campo foi feito uso de martelo geológico e pedológico para coleta de amostras de rochas em afloramentos e depósitos expostos em perfis.

Para medições *in locu* de atributos de interesse utilizou-se de trena de 5 m e fita métrica de 1 metro.

Coleta e análise de sedimentos foram empreendidas com o emprego do ferramental elementar referente à pá, enxada e trado holandês, cujo uso se restringiu aos pontos nos quais não haviam condições de exposição que permitissem a coleta direta. As amostras foram armazenadas em sacos plásticos apropriados obtidos no Laboratório de Análise de Solos do Departamento de Solos pertencente à Universidade Federal de Lavras, e que apresentam na sua carenagem campos para anotação do código da amostra, local de ocorrência, tipo de uso da terra e análises a serem selecionadas ou generalizadamente realizadas em laboratório. Quando foram coletados sedimentos para datação, fez-se uso de tubos de PVC devidamente vedados após a coleta a fim de se evitar o contato com a luz (exceto a luz vermelha), condição necessária para o êxito da datação a ser empreendida.

Quando exequível e conveniente, foram anotadas as direções e mergulho de algumas camadas tectonicamente deformadas com o emprego de bússola.

Os pontos de maior interesse e mais relevantes para o controle de campo foram georreferenciados em GPS Garmin modelo Etrex (datum Córrego Alegre) em sistema UTM (Universal Transversa de Mercator).

2.3. Procedimentos

2.3.1. Técnicas cartográficas

Foi adotada uma série de procedimentos técnicos operacionalizáveis tanto para estudos morfoclimáticos como para a pesquisa morfotectônica, todos eles agregando pesquisa bibliográfico-cartográfica e trabalhos de campo e embasados por diferentes escalas de análise,

conforme os objetivos específicos visados, o que demandou o emprego de documentos em escalas de 1/10.000, 1/25.000, 1/50.000, 1/250.000, 1/500.000 e 1/1.000.000.

Mapa da rede de drenagem

Este documento foi editado em escala 1/250.000, consistindo na digitalização e georreferenciamento em software Auto Cad 2000, procedimento realizado sobre a base cartográfica articulada nas folhas Varginha, Barbacena, Guaratinguetá e Volta Redonda.

Mapa de compartimentos geomorfológicos

O mapa morfológico, ou dos compartimentos geomorfológicos, também foi editado em cima da base cartográfica em escala 1:250.000. A execução do produto em questão foi subsidiada pelas bases cartográficas mais detalhadas (1/50.000), imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e fotos aéreas em escala 1:10.000 e 1:25.000, estas disponíveis para parte da área de estudo. Complementaram produtos de sensores remotos referentes a imageamentos orbitais LANDSAT e CBERS.

No plano metodológico, a elaboração do mapa foi inspirada no sistema taxonômico proposto por Tricart (1965) e posteriormente adaptado por Ross (1992), associado à abordagem morfométrica proposta pelo IPT (1981) e à metodologia do projeto RADAMBRASIL (1983), estas últimas adequadas para o mapeamento em escala regional. No mapeamento em si, tal conduta reflete em uma compartimentação geomorfológica referenciada nos *padrões de formas semelhantes*.

O primeiro passo foi realizar a divisão das principais unidades de relevo existentes na bacia do Rio Verde, correspondentes à concepção de unidade morfoescultural de Ross (op cit), concepção esta teoricamente fundamentada nas formulações de Gerasimov (1963) e Mescerjakov (1968), ou às regiões geomorfológicas do Projeto Radambrasil (op cit.), inseridas em nível taxonômico superior designado por *domínios*. Os níveis superiores foram base de definição do padrão de cores para a legenda das morfologias denudacionais.

Em seguida a rotina se ocupou de discernir os padrões de formas semelhantes ocorrentes em cada uma das unidades maiores por meio fundamentalmente da identificação dos padrões texturais nas imagens de satélite, sendo os polígonos traçados representados por

diferentes tonalidades de cor primária em morfologias agradacionais e denudacionais. O estabelecimento da nomenclatura, sobretudo nos compartimentos de relevo amorreado, teve como subsídio os parâmetros estipulados pelo IPT (op cit) no mapeamento geomofológico do estado de São Paulo, que leva em conta os declives predominantes e as amplitudes altimétricas locais (quadro 2.2). Na presente proposta foram inseridos em complemento outros dois parâmetros: o comprimento das vertentes e a frequência de cursos d'água, que fornecem informações sobre diferenças em termos de densidade de drenagem e, em geral, nos padrões de dissecação.

Quadro 2.2. Parâmetros utilizados para a identificação de formas de relevo (IPT, 1981).

PADRÕES DE FORMAS	DECLIVES PREDOMINANTES	AMPLITUDES LOCAIS
Relevo colinoso	0 a 15%	< 100 m
Morros com vertentes suavizadas	0 a 15%	100 a 300 m
Morrotes	> 15%	< 100 m
Morros	> 15%	100 a 300 m
Relevo montanhoso	> 15%	> 300 m

A quantificação de tais parâmetros foram executadas nas folhas topográficas em escala 1/50.000, mais adequadas para tais trabalhos em função do considerável grau de detalhe que apresentam, viabilizando assim um controle adequado. Nessa escala também foram feitas as verificações acerca das formas predominantes dos topos (convexos, planos, aguçados) e das vertentes (convexas, côncavas, retilíneas).

Os valores de ordem morfométrica (declividade, dissecação e comprimento de rampa) foram calculados a partir dos polígonos iniciais obtidos pela análise textural transpostos às folhas topográficas em escala de 1/50.000, subsidiando o fechamento definitivo das unidades de mapeamento. Em cada uma delas foram levadas a efeito as medidas possíveis para os parâmetros morfométricos aventados (declividade, dissecação vertical, frequência de cursos d'água e comprimento de rampa), e as unidades de mapeamento finais foram posteriormente espacializadas na base de 1/250.000, onde foram feitas as correções com o auxílio das imagens de radar e satélite, sendo este último produto de sensoriamento remoto destacado por

Florenzano (2008) como bastante conveniente para mapeamentos geomorfológicos na escala em questão.

As amplitudes locais foram tidas como o grau de dissecação vertical do terreno, medidas pela diferença altimétrica entre os cursos d'água e os divisores diretamente nas folhas topográficas pela contagem das curvas de nível. Para cada polígono inicial de mapeamento foram tomados como referência os topos e os fundos de vale para mensuração da profundidade de entalhamento, efetuando-se tais mensurações em todos os elementos morfológicos que apresentavam o valor das cotas plotados nas bases planialtimétricas em 1/50.000 e que estavam contidos nas unidades de mapeamento previamente discernidas nas imagens de satélite. Em seguida, para cada unidade, foram calculados os valores médios de dissecação.

O cálculo da frequência de rios se deu de forma similar ao da densidade hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1969) substituindo-se a área da bacia pela do sistema de relevo em causa, que foi a base da relação direta empreendida, realizada pela aplicação da seguinte fórmula:

$$Dh = n^{\circ} \text{ de cursos d'água} / \text{área do compartimento}$$

A inclinação do terreno foi estimada em intervalos de classe, averiguados com o uso de ábaco graduado conforme De Biasi (1992) no intuito de captar os declives predominantes, orientação esta que Florenzano (op cit) considera exequível para a escala de trabalho. Para tanto, executou-se o deslizamento do ábaco entre as curvas de nível, procedimento suficiente para a verificação das classes de inclinação predominantes. Tal como os demais parâmetros morfométricos, a apreciação da declividade se deu em escala 1/50.000.

O comprimento das vertentes foi mensurado pela medição das linhas preferenciais de escoamento superficial a partir dos topos em relação aos fundos de vale de referência também em escala de 1/50.000. Sobre as bases cartográficas as linhas de escoamento foram traçadas entre a borda das curvas de nível que se fecham nos topos até a última curva que envolve os cursos d'água e formatam a planície de inundação, enquadrando assim todo o vale em seu comprimento médio. Embora as geoformas tenham sido discernidas em termos de mapeamento segundo os valores médios e predominantes, mais uma vez função da escala, os padrões encontrados em cada unidade seguem explanados na caracterização das mesmas.

2.3.2. Estudo das superfícies geomorfológicas

O estudo das superfícies geomorfológicas foi levado a efeito através da sua identificação em documentos cartográficos, produtos de sensores remotos e em campo, a fim de estimar o posicionamento dos diferentes níveis topográficos ocorrentes na área e discutir acerca de sua elaboração no conjunto da evolução da paisagem, adotando como procedimento a análise de frequência e área de topos proposta por Clarke e também executado por Varajão (1991) e Magalhães Jr & Trindade (2004), integrado às orientações de Barbosa (1980).

Foram delimitados os topos e altas encostas correspondentes aos níveis de cimeira, que guardam ou não semelhança morfológica com paleoníveis mais antigos, e que serviram de base para delinear considerações sobre a posição destas superfícies na paisagem. Adotou-se o procedimento proposto por Barbosa (op cit), delimitando topos e altas encostas preservadas através das curvas de nível que se fecham ao invés de se abrirem indefinidamente, e que, regra geral, define os topos e as altas encostas preservadas da dissecação remontante (figura 2.2.). A altimetria foi relacionada à tectônica a fim de averiguar os efeitos diastróficos atuando no desnivelamento de superfícies geomórficas correlatas mediante sobreposição com os lineamentos estruturais representativos de traços retilíneos do relevo, muitas vezes vinculados à zonas de cisalhamento tectonicamente ativas; a comparação com o mapa geológico, por sua vez, foi procedimento de averiguação de superfícies estruturais dadas por fatores de ordem litológica.

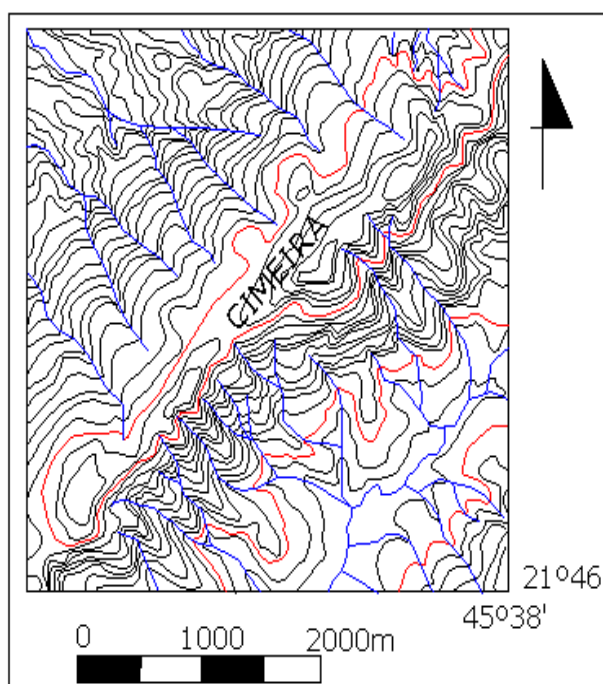


Figura 2.2. Delimitação de topos e altas encostas pelo fechamento das curvas-de-nível.

2.3.3. Estudo dos depósitos quaternários

O estudo do Quaternário lançou mão de técnicas geomorfológicas, sedimentológicas e morfoestratigráficas, procurando identificar a posição topográfica de planícies e terraços fluviais em relação a outros compartimentos e interpretar a natureza do intemperismo a que os sedimentos encontrados foram submetidos, conforme as orientações de Suguio (1999). Em mesma medida, formas e processos identificados foram considerados no conjunto da evolução quaternária do relevo.

Ocupou-se em enfatizar os depósitos aluviais em função da maior facilidade de mapeamento e interpretação de seus aspectos genéticos, ainda que os depósitos coluviais, de relevante importância estratigráfica para o estudo do Quaternário continental, tenham sido avaliados em caráter acessório. Amostras foram coletadas em exposições em barrancos ou por abertura de trincheira para análise textural e do teor de matéria orgânica e ferro a fim de auxiliar na caracterização dos depósitos e interpretação dos processos envolvidos. Tal procedimento foi executado no Laboratório de Análise de Solos da Universidade Federal de Lavras (UFLA).

Os aspectos texturais e estratigráficos elementares foram representados em seções colunares, ficando reservado maior detalhamento dos depósitos na descrição textual. O acabamento artístico das seções estratigráficas se deu em software Auto Cad 2000, acatando-se parcialmente a simbologia elucidada por Mendes (1984), adaptada conforme a diversidade e características particulares dos depósitos analisados. Eventuais inclinações das camadas foram ajustadas à horizontalidade para facilitação da representação, e a escala vertical também se ajustou de acordo com a espessura total de cada perfil descrito.

2.2.3.1. Abordagem aloestratigráfica

Depósitos quaternários foram estudados sob o prisma da morfoestratigrafia através de técnicas inerentes à análise aloestratigráfica. Alguns procedimentos fundamentais que foram executados seguem enumerados:

1. Identificação de descontinuidades nas sequências deposicionais.

2. Estabelecimento de estratotipos (seção e localidade-tipo) para a descrição das unidades aloestratigráficas.

3. Coleta de amostras de sedimentos para análise textural e de aspectos químicos e orgânicos e comparação entre os depósitos em sua constituição e gênese.

4. Datação absoluta de amostras sedimentares pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE);

5. Definição das aloformações segundo as ordens de grandeza dos intervalos de sedimentação correspondente ao empilhamento de fácies dentro da unidade, conforme orientação de Miall (1982; 1985; 1996).

A abordagem metodológica mencionada no último dos itens elencados acima prevê uma escala temporal para os processos fluviais com base em oito elementos definidores de fácies sedimentares, variáveis em escala e complexidade na composição de uma arquitetura deposicional, representada por simbologias qualificadoras dos materiais e processos envolvidos durante a sedimentação. As simbologias constituem códigos atribuídos em duas partes. A primeira parte consiste na simbolização com letra maiúscula para designar a matriz sedimentar da seguinte forma: G para predomínio de seixos (*gravel*), S para depósitos em matriz arenosa (*sand*) ou F para designar o predomínio de materiais finos – silte e argila. Para as granulometrias que aparecem em segundo plano, representou-se a argila pela letra c (*clay*) e o silte pela letra s (*silt*), diferenciando-se as categorias de finos por letras minúsculas. A segunda parte de codificação consiste em uma ou duas letras designativas de feições específicas das fácies sedimentares, sobretudo de seus aspectos estruturais (estruturas maciça, ondulada, cruzada, etc). A proposta metodológica originalmente apresentada por Miall (1978), e que foi adaptada para o presente estudo, consta no quadro 2.3.

Quadro 2.3. Litofácies e estruturas sedimentares de depósitos fluviais (MIALL, 1978).

Código de fácies	Litofácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	Maciça, matriz suportada em seixos	Ausentes	Depósitos de fluxo de detritos
Gm	Maciça ou seixos grosseiramente acamados	Acamamento horizontal, imbricamento	Barras longitudinais, depósitos selecionados
Gt	Seixos estratificados	Acamamento cruzado preferencial	Preenchimento de canais menores
Gp	Seixos estratificados	Acamamento cruzado a planar	Barras linguoides ou deltaicas desenvolvidas a partir de remanescentes de antigas barras
St	Areia fração média a grossa, leito cascalhento	Solitárias ou agrupadas por acamamento cruzado	Dunas (baixo regime de fluxo)
Sp	Areia fração média a grossa, leito cascalhento	Solitárias ou agrupadas em arranjo cruzado a planar	Barras transversas, linguoides, ondas arenosas (Baixo regime de fluxo)
Sr	Areia muito fina a grossa	Marcas onduladas de todos os tipos	Ondas (Baixo regime de fluxo)
Sh	Areia muito fina a muito grossa, leito cascalhento	Laminação horizontal	Fluxo de leito planar
Sl	Areia e finos	Acamamento cruzado de baixo ângulo ($<10^\circ$)	Desobstrução, antidunas
Se	Lavagem erosiva com intraclastos	Acamamento cruzado grosseiro	Desobstrução
Ss	Areia, fina a grossa	Bancos de areia, incluindo estratificação cruzada	Desobstrução
Sse, She, Spe	Areia	Análogos à Ss, Sh e Sp	Depósitos eólicos
Fl	Areia, silte, argila	Laminação fina, marcas muito pequenas	Bancos ou depósitos de planícies de inundação
Fsc	Silte, argila	Laminado a maciço	Depósitos pantanosos
Fcf	Argila	Maciço, com moluscos de água doce	Depósitos pantanosos lacustres
Fm	Argila, silte	Maciça, fendas de dessecação	Bancos ou depósitos acortinados
Fr	Silte, argila		
C	Carvão, lamias carbonáceas	Incrustações, películas de argila	Depósitos de pântano
P	Carbonatos	Feições pedogenéticas	Solos

2.3.3.2. Datação absoluta

Empreendeu-se a datação de amostras representativas dos sedimentos correspondentes pelo método da Luminescência Opticamente Estimada (LOE), técnica das Alíquotas Únicas (SAR), conforme vem sendo empregados por estudiosos do Quaternário (CORREA et al. 2002), (BARRETO, et al. 2004), (SALLUN, 2007), (SALLUN et al. 2007), (SUGUIO et al. 2010), entre outros.

Os procedimentos de coleta se deram em tubo de PVC marrom de 1 metro de comprimento e 5 cm de diâmetro, evitando-se a exposição à radiação solar a fim de impedir que a luminescência do quartzo fosse zerada, uma vez que o procedimento data o último momento de exposição do material à radiação solar com base na luminescência da carga da população de elétrons que ficou aprisionada no cristal. As amostras foram manipuladas em ambiente confinado escuro com luz vermelha em baixa intensidade, ambiente no qual foram embaladas para envio ao laboratório da empresa Datação Comércio e Prestação de Serviços LTDA, onde foram realizados os ensaios de datação.

De acordo com Corrêa et al. (2002), o método LOE tem seu mecanismo baseado no decaimento radioativo; os elétrons são liberados de seu estado estável ao imputar energia ao sistema por radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo. Parte dessa população de elétrons que fica aprisionada pode se fixar e se tornar estáveis em áreas defeituosas do cristal até uma nova adição de energia por via óptica ou térmica, energia esta que permite uma recombinação dos elétrons que, se for do tipo luminescente, emite energia na forma de fótons. Os autores prosseguem esclarecendo que a LOE é capaz de estimar o tempo transcorrido desde que o material foi exposto pela última vez à luz solar, fornecendo assim a idade da última estabilização do depósito, o que pode ser obtido com a aplicação da seguinte equação:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental}$$

Segundo a equação acima, a paleodose se refere à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio (além de uma contribuição menor de radiação cósmica); a dose ambiental vem a ser a taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante, e, portanto, à taxa pela qual a população de elétrons foi acumulada (CORRÊA et al. op cit.).

As datações foram empreendidas para sedimentos de planície aluvial, enfaticamente a do Rio Verde, a fim de se averiguar aspectos cronológicos da deposição. Também foi

empregado o método de datação para depósitos de planície de inundação submetidos a efeitos neotectônicos.

2.3.4. Análise morfoestrutural e morfotectônica

2.3.4.1. Análise do relevo e da drenagem

Os aspectos morfoestruturais e morfotectônicos foram estudados sob o enfoque da abordagem neotectônica, mirando a identificação de efeitos tectônicos recentes na drenagem e na topografia (*shutter ridges*, capturas, terraços rochosos, indícios de efeitos tectônicos em solos, migração lateral de cursos d'água, planícies aluviais soerguidas, entre outros), se valendo, portanto, da análise do relevo e da drenagem.

A rede hidrográfica local foi digitalizada em software Auto Cad para posterior sobreposição em imagens de satélite e radar para extração dos principais lineamentos estruturais, fotointerpretados em consideração a alinhamentos da rede de drenagem e do relevo na escala 1/250.000. Procedeu-se em consonância aos procedimentos de Liu (1984), com uso de lupa e estereoscópio para realce dos elementos topográficos e da rede hidrográfica. A orientação dos lineamentos encontrados foi representada em roseta com intervalos de 10°, e o documento cartográfico também foi digitalizado em Auto Cad.

A leitura dos padrões de drenagem foi feita com base em Summerfield (1991) e das anomalias segundo Howard (1967) e Schumm (1986). Diversos tipos de anomalia foram anotados nas cartas topográficas em escala 1/50.000, mais apropriada para as interpretações de cunho neotectônico. Posteriormente foram transpostas para a carta da rede de drenagem em escala de 1/250.000 em seus elementos de representação viável e legenda apropriada. Para a identificação das capturas de drenagem tomou-se como critério a ocorrência de desvios anômalos e vales cegos (*wind gaps*) associados, tendo alguns pontos sido aferidos em campo.

2.3.4.2. Aplicação de índices geomórficos

Em associação à análise do relevo e da rede de drenagem, os estudos morfoestruturais e morfotectônicos acionaram técnicas quantitativas baseadas na mensuração de índices geomórficos.

Um dos índices trabalhados foi o Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD), conforme proposto por Hare & Gardner (1985), que indica a assimetria de bacias

hidrográficas com base na migração lateral dos canais (figura 2.3). Tal parâmetro é dado pela fórmula:

$$FABD = 100 (A_r/A_t)$$

Onde:

A_r = área da margem direita do curso d'água principal

A_t = área total da bacia

Segundo a fórmula apresentada, valores inferiores a 50 correspondem a um basculamento da margem direita da bacia, ao passo que valores superiores a meia centena são indicativos de basculamento da margem esquerda (SALAMUNI, 1998).

Outra forma de abordagem que foi utilizada para o estudo da neotectônica se refere ao Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), técnica desenvolvida por Cox (1994) e que tem por base a assimetria do perfil transversal do canal em face às migrações laterais.

A aplicação desta técnica exige o estabelecimento da linha média da bacia e de perfis perpendiculares ao canal principal (figura 2.4). Daí tem-se que:

$$FSTT = d/D$$

Onde:

d = distância entre a linha média da bacia e o talvegue

D = distância entre a linha média da bacia e seu divisor

Os valores obtidos podem variar entre 0 (drenagem simétrica, com a linha média da bacia coincidindo com o talvegue) e 1 (drenagem assimétrica, com o canal próximo a linha divisória da bacia).

Ambas as técnicas foram aplicadas em bacias hidrográficas selecionadas cujos perímetros se encontram totalmente adstritos aos limites da área eleita para a realização da pesquisa, bem como para a bacia coletora principal. As medições para cálculo do índice T foram empreendidas a cada 1 km de percurso superficial do rio, sendo que para cursos d'água de extensão superior a 80 km foram medidas distâncias espaçadas em 5 km, intervalo que cobre um considerável adensamento de amostragens.

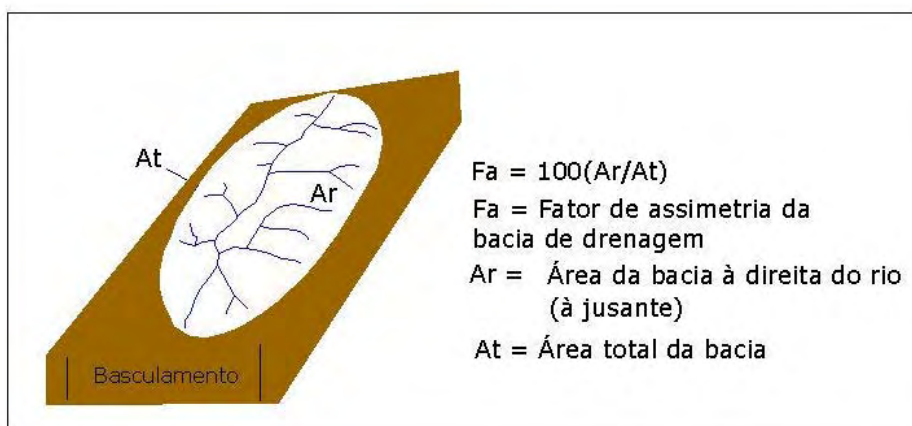


Figura 2.3. Fator assimetria de bacias hidrográficas (FABD).

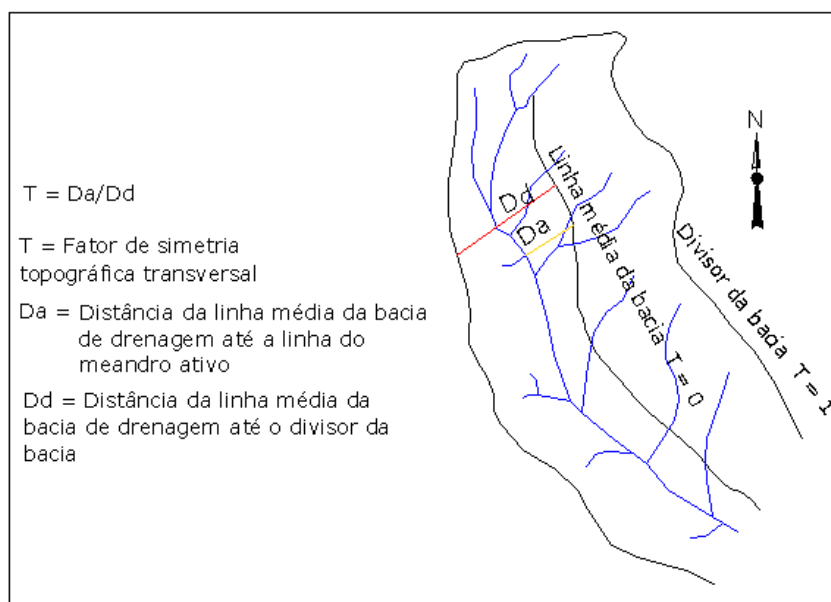


Figura 2.4. Representação do Fator de simetria topográfica transversal (T).

Outros dois recursos que tem por base o estudo morfométrico da rede de drenagem foram utilizados: o perfil longitudinal de vales e o índice de relação declividade X extensão de cursos d'água (RDE).

Os perfis longitudinais foram extraídos das folhas topográficas em escala 1/50.000 pela marcação dos pontos de intersecção entre a linha de drenagem e a curva de nível em intervalos de 20 metros, anotando-se a altitude e a distância da foz. Posteriormente os valores foram plotados em gráficos de coordenadas cartesianas e escala aritmética, considerando como variável dependente a altitude dos diversos pontos da drenagem e a extensão dos mesmos a partir da nascente (em quilômetros), lançadas no eixo das abcissas, da maneira que é organizado por Etchebehere (2000). Acatando o autor citado, foi considerado o

comprimento do vale no processo de medição a fim de se anular as interferências exercidas pela sinuosidade do canal. Por último foi sobreposta uma linha de melhor ajuste (SCHUMM, 1983), que define genericamente áreas de soerguimento posicionadas acima de seu nível e áreas subsidentes abaixo.

No tocante ao RDE, método desenvolvido por Hack (1973), executou-se a aplicação para todos os cursos d'água que tiveram seu perfil longitudinal extraído para fins de leitura integrada entre os mesmos. O índice em questão é obtido pela fórmula:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

Onde

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água;

ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o RDE foi mensurado.

A relação $\Delta H / \Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem no ponto em questão (figura 2.5). Os valores mensurados para cada trecho foram relacionados com o RDE total, obtido mediante relação direta entre a amplitude altimétrica total e o logaritmo do comprimento total do vale ($RDE \text{ total} = \Delta H / \log L$). Os valores derivados de tal relação foram qualificados em consonância a proposição de Seeber & Gornitz (1983), segundo a qual os resultados compreendidos entre 0 e 2 não representam anomalia, aqueles entre 2 e 10 são representativos anomalias de segunda ordem e os acima de 10 de anomalias de terceira ordem.

Os valores encontrados foram inseridos em software Excel, ambiente onde foram realizados os cálculos. Foi então gerada uma planilha na qual foram marcados os pontos de maior anomalia, que ficaram em destaque na célula para facilitar a visualização numérica dos pontos de ruptura na forma do perfil longitudinal dos rios.

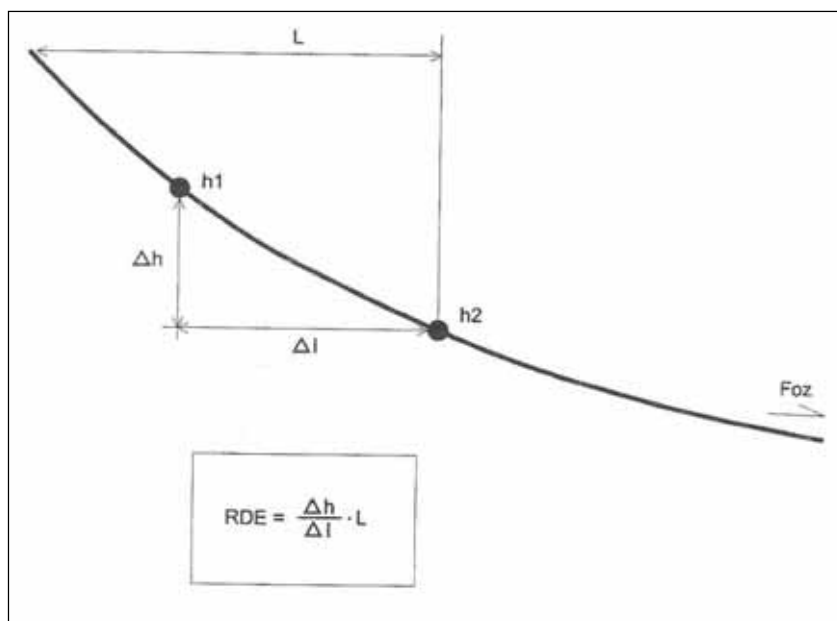


Figura 2.5. Relação Declividade x Extensão superficial (Fonte: ETCHEBEHERE, 2000).

Também foi lançada mão de um índice geomórfico definido por Bull & Wallace (1985) e que foi designado como *sinuosidade da escarpa montanhosa* (Smf).

O índice de sinuosidade da escarpa montanhosa reflete o balanço entre as forças erosivas e tectônicas, prevendo que as frentes montanhosas submetidas a soerguimento tectônico são relativamente retilíneas, assumindo assim valores baixos; uma vez reduzido ou cessado o processo de soerguimento, os processos erosivos que incidirão sobre a frente montanhosa em questão haverão de torná-la irregular elevando os valores de Smf (FERREIRA, 2001), que podem ser obtidos com o emprego da seguinte fórmula:

$$Smf = Lmf/Ls$$

Onde

Lmf: comprimento da escarpa montanhosa ao longo do sopé da montanha, na zona de ruptura de declive;

Ls: comprimento da linha retilínea da escarpa montanhosa.

Em acompanhamento, gerou-se um mapa em escala de 1/250.000 com as escarpas montanhosas representadas em seus alinhamentos principais para fins de visualização de seu posicionamento na área de estudo e dos padrões de retinidade/sinuosidade. As medições realizadas para os cálculos se deram em escala de 1/50.000 sobre as folhas topográficas, e o traçado das frentes escarpadas foi auxiliado por imagens de radar SRTM, nas quais os alinhamentos escarpados são de adequada visualização.

2.3.4.3. Compartimentação morfoestrutural

A proposta de compartimentação morfoestrutural da bacia do Rio Verde tem por base o cruzamento das cartas representativas dos lineamentos estruturais, da rede de drenagem, mais a carta de compartimentos geomorfológicos e a base geológica. Os diferentes padrões de drenagem e as formas de relevo ocorrentes foram interpretados em associação permanente à constituição litológica e às principais zonas de cisalhamento que ocorrem na área. A representação cartográfica dos compartimentos morfoestruturais foi executada na escala de 1/250.000.

2.3.5. Análise geossistêmica

Nessa fase foi empreendida classificação tipológica e a representação cartográfica dos geossistemas discernidos, o que se deu mediante a seleção dos seguintes descritores fundamentais: (1) tipo de relevo; (2) vegetação; (3) tipo de solo e textura predominantes; (4) uso e ocupação. Procedeu-se de forma similar a Cavalcanti et al. (2010), propondo-se as adaptações necessárias para a confecção do mapa em consonância aos atributos humanos e naturais da área de estudo e aos materiais disponíveis e procedimentos adotados.

A concepção teórica da abordagem geossistêmica aqui apresentada provém das formulações de V. Sochava, que considera o geossistema como um sistema natural que pode estabelecer conexões com o sistema socioeconômico, conforme explanado no item referente aos aspectos teóricos da abordagem em questão.

As seguintes etapas precederam a classificação e mapeamento dos geossistemas:

- < Compartimentação geomorfológica;
- < Estabelecimento das principais relações entre o quadro morfológico e os aspectos tectônicos e estruturais;
- < Análise textural das coberturas superficiais e identificação geral dos principais tipos de cobertura ocorrentes;
- < Classificação de imagens de satélite para visualização dos padrões de uso da terra;
- < Classificação reagrupando estruturas naturais, antro-po-naturais e antropogênicas;
- < Elaboração de perfis topográficos e geoambientais;
- < Determinação do conteúdo da legenda;

- < Extração de overlays dos mapas de base (tipos de relevo, cobertura vegetal e uso da terra) para visualização integrada de tais atributos;
- < Caracterização das unidades geossistêmicas discernidas.

A classificação do uso da terra em imagens de satélite se deu em imagem CBERS 2B sensor CDD (composição colorida das bandas 342) por meio do método de classificação supervisionada da Máxima Verossimilhança, lançando mão do aplicativo SPRING 5.1.4. Foram amostrados os temas mais expressivos verificados em campo (pastagem, café, reflorestamento, fragmentos florestais, campos naturais, áreas urbanas e outros menos expressivos), posteriormente reagrupados em três tipos de paisagens segundo suas estruturas predominantes: (1) Paisagens com predomínio de estruturas naturais (áreas florestadas e de campos de altitude); (2) Paisagens com predomínio de estruturas antroponaturais (pastagens, áreas de cultivo e reflorestamentos); (3) Paisagens com predomínio de estruturas antropogênicas (áreas urbanas e de mineração).

A escala de mapeamento e representação dos geossistemas também se deu na escala de 1/250.000, e teve nos tipos de relevo a principal referência. Sobre o mapa de compartimentação morfológica foram plotados os tipos de solo identificados e os pontos de coleta de análise textural, sobrepondo-se posteriormente a vegetação e uso da terra, além dos lineamentos estruturais para o estabelecimento de eventuais relações mais diretas com o quadro tectônico. Procedeu-se em seguida a delimitação das unidades geossistêmicas a partir dos padrões materializados com a conexão entre as estruturas naturais e antrópicas, mantendo coerência com Sotchava ao considerar o geossistema um sistema natural que estabelece conexões com a esfera socioeconômica, estrutura esta destacada por Christofolletti (1999). O procedimento de delimitação também se deu concomitantemente na escala de 1/50.000 sobre as folhas topográficas no intuito de se estabelecer um acompanhamento em escala mais detalhada a fim de suprir eventuais dificuldades no traçado dos limites dadas pela escala regional de mapeamento.

CAPÍTULO III

CARACTERIZAÇÃO GERAL DA BACIA DO RIO VERDE

3.1. LOCALIZAÇÃO

A bacia do Rio Verde compreende o seu perímetro, que encerra área de 6891,4 km², na parte meridional do estado de Minas Gerais (figura 3.1.), e pode ser localizada pelas coordenadas 21°20' a 22° 30' latitude sul e 44°40' a 45°40' longitude oeste. A abrangência regional da bacia hidrográfica em questão e a diversidade paisagística que se encerra em consequência a tal expressão espacial foram os principais elementos motivadores para a realização dos estudos em seu âmbito que são aqui apresentados.

Encontra-se na mesorregião Sul/Sudoeste de Minas, e abrange áreas da Serra da Mantiqueira, do Planalto do Alto Rio Grande e do Planalto de Varginha. Pertence à bacia do Rio Grande, afluindo na margem direita do Rio Sapucaí bem perto de sua foz na Represa de Furnas (município de Elói Mendes), em confluência praticamente conjunta desses dois rios no Rio Grande pouco abaixo de 780 metros de altitude. As nascentes estão localizadas acima de 2600 metros de altitude entre os municípios de Passa Quatro e Itanhandu, perfazendo um percurso de aproximadamente 220 km em amplitude altimétrica superior a 1800 metros.

A baixa bacia pode ser acessada pela rodovia Fernão Dias (BR-381), onde a principal referência ao eixo rodoviário é o município de Três Corações. Pela parte alta o acesso se dá a partir da rodovia Presidente Eurico Gaspar Dutra (Via Dutra) a partir do município de Engenheiro Passos no Vale do Paraíba, acesso este dado pela BR-354.

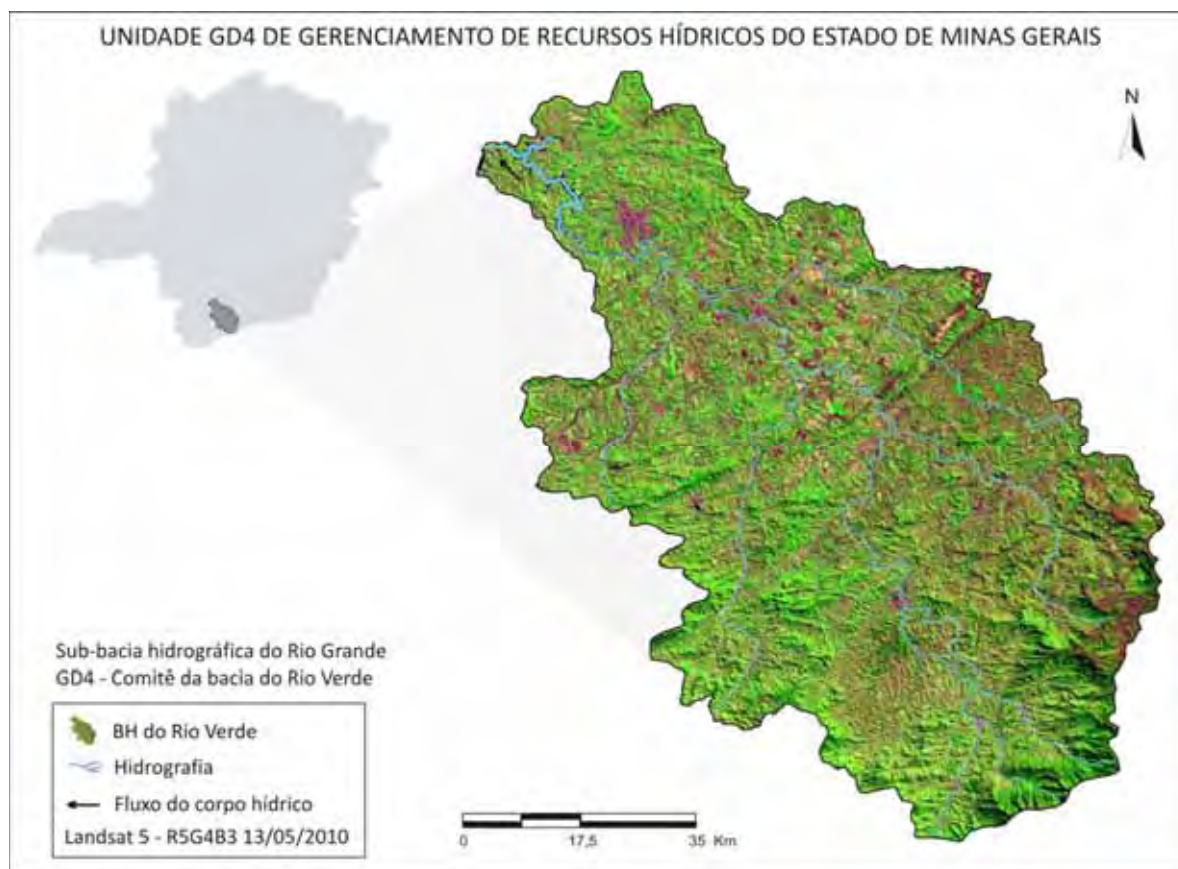


Figura 3.1. Localização da bacia do Rio Verde, sul de Minas Gerais.

3.2. Geologia

3.2.1. O quadro geológico regional

A bacia do rio Verde está contida na Província Mantiqueira (HASUI & OLIVEIRA, 1984) em seu setor central (figura 3.2), cuja evolução tectônica é relacionada a diacronismos cinemáticos da convergência de placa oceânica gerando extenso magmatismo (CAMPOS NETO, 2000). Toda a área da bacia está compreendida em terrenos de rochas cristalinas, englobando complexos arqueanos, conjuntos supracrustais proterozóicos, intrusões alcalinas cretáceo/paleógenas e coberturas quaternárias localizadas.

Na zona da Serra da Mantiqueira registra-se a ocorrência conspícua de gnaisses e migmatitos pré-cambrianos com intrusões graníticas sin a tardi tectônicas, além dos batólitos de rochas alcalinas de Itatiaia e Passa Quatro e das coberturas sedimentares quaternárias que preenchem setores de baixa encosta e fundos de vale.

Pertencente ao cinturão móvel atlântico, a área de estudo está posicionada nos limites entre a Faixa Brasília e o Cráton do São Francisco, cujo limite meridional mais próximo situa-

se na região de São João Del Rei e Lavras (ALMEIDA, 1993), marcando limite colisional de paleoplacas proterozóicas que se amalgamaram na formação do megacontinente de Gondwana, constituindo assim faixa de dobramentos antigos arrasados e também remobilizados. Corresponde ao que Ebert (1968) definiu como Paraibides, ramo do cinturão orogênico que bifurca na direção SW-NE, distinguindo-o do cinturão de cisalhamento designado Araxaides, que toma rumo NW e se separa do primeiro pelo Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, segundo Artur (1980) de caráter dúctil e sinistral.

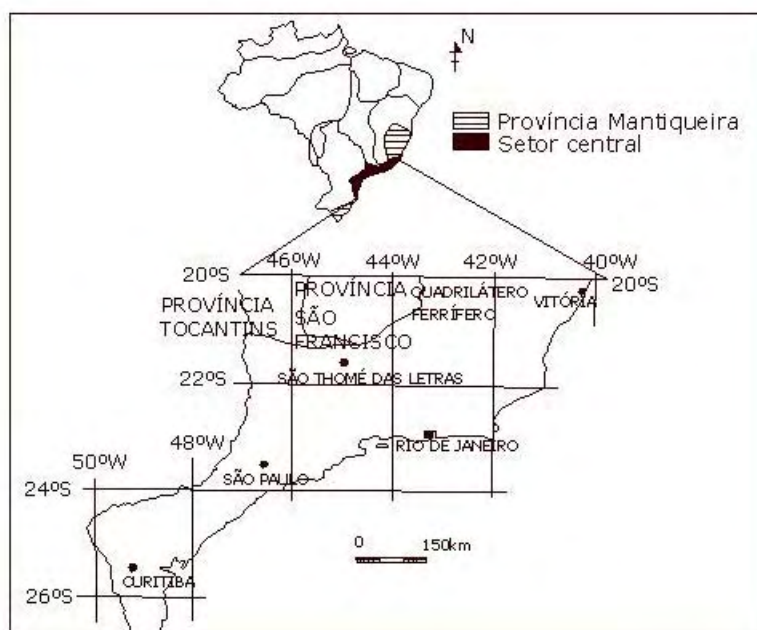


Figura 3.2. Localização da Província Mantiqueira, com destaque para o setor central. Fonte: Hasui & Oliveira, 1984.

O cinturão de cisalhamento supramencionado mantém, conforme elucidado, direção NE-SW, que são representativas da atuação final da tectônica neoproterozóica ligada à orogenia brasileira, região esta delineada por estruturas resultantes da evolução do ramo meridional da Faixa Brasília, de orientação N-S, e por estruturas da Faixa Ribeira, com direção NE-SE, ambas com gênese vinculada à orogenia brasileira (TROUW, et al. 2007). Seciona a parte média da bacia do Rio Verde segundo esta direção o Cinturão de Cisalhamento de Ouro Fino, composto de falhas transcorrentes e inversas (SAADI, 1990), entre as quais as falhas de Jacutinga, Ouro Fino, Lambari, Varginha e Monte Sião são recorrentemente mencionadas na literatura sobre a geologia da região. Esta importante zona de cisalhamento transcorrente dúctil-rúptil é de alto ângulo com movimentos verticais associados; posiciona-se subparalelamente à faixa correspondente às serras da Mantiqueira e do Mar na fachada atlântica, com atividade registrada até o Cambro-Ordoviciano e posterior

reativação Mesozóica por efeito da deriva continental e abertura do Atlântico-Sul (MELO et al. 1993). Paralelamente também se posiciona a Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (DCARG), estendida por 250 km entre os municípios de Ouro Fino no limite SW e Carandaí no sentido NE (SAADI, 1990).

Pode-se tomar a figura 3.3 como representativa do quadro geológico regional e demonstrativa das estruturas geológicas que se encontram na bacia do rio Verde.

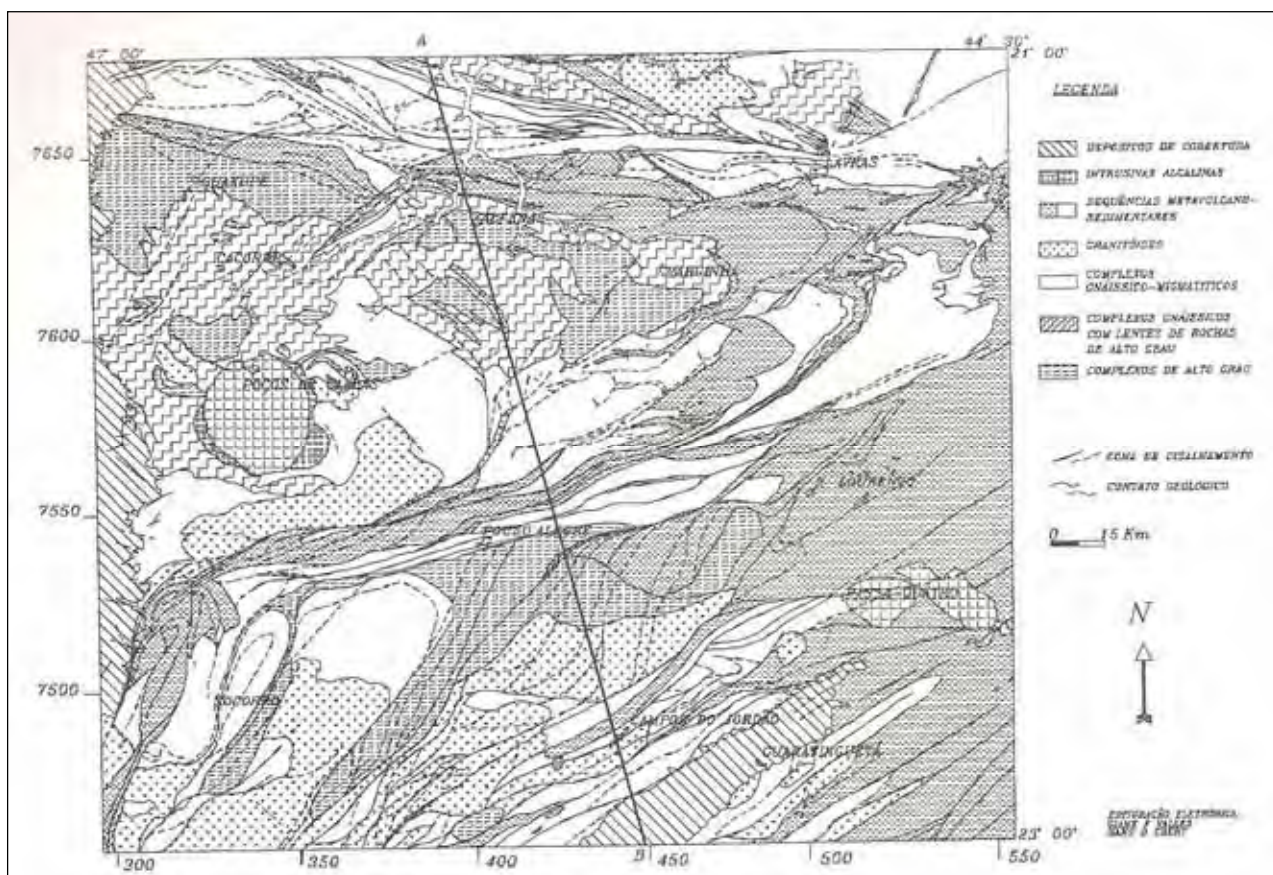


Figura 3.3. Estruturas geológicas do sul de Minas e adjacências. Fonte: Malagutti Filho et al. 1996).

3.2.2. Unidades litológicas locais

As unidades litológicas encontradas na bacia do Rio Verde foram consideradas mediante compilação de documentos preexistentes (MINAS GERAIS, 2000; 2002), (IGAM, 2009).

O mapa geológico da bacia do Rio Verde é apresentado na figura 3.4, mapa este elaborado no diagnóstico do Plano Diretor de Gerenciamento de Recursos Hídricos da bacia do Rio Verde (IGAM, op cit). A metodologia de geração de tal documento se valeu da compilação e ajuste da nomenclatura e formas dos limites de levantamentos levados a efeito

pelo CPRM (cartas Itajubá, Nepomuceno e Varginha) e pela COMIG/UFMG/UFRJ (cartas Pouso Alto e Caxambu) em escala de 1/100.000.

Encadeia-se à apresentação do mapa uma descrição sucinta dos principais grupos e complexos litológicos regionais, estabelecendo relações entre as unidades de mapeamento da bacia do Rio Verde, bem como com a nomenclatura mais recorrentemente utilizada nos dias atuais. Para tal, o presente trabalho se valeu da leitura dos mapeamentos e nomenclaturas clássicas que constam nos projetos Sapucaí e RADAMBRASIL integradamente aos levantamentos supramencionados, ao qual foi possível contar com parte dos relatórios e documentos emitidos pelos projetos em questão.



Complexo Amparo

As rochas do Complexo Amparo, de caráter metassedimentar, perfazem extensa distribuição geográfica pelos estados de São Paulo e Minas Gerais. O Projeto RADAMBRASIL (1983) aponta a ocorrência deste conjunto de gnaisses migmatizados ou não e blastomilonitos em conformidade com um pseudo triângulo cujos vértices são dados pelos municípios de Jundiá (SP), Minduri (MG) e Guaxupé (MG).

Wernick (1967) caracterizou o Complexo Amparo como unidade metassedimentar, metamorfisada em fácies anfibolito a granulito constituída por biotita e/ou hornblenda, gnaisses com predomínio de plagioclásio e gnaisses bandados granoblástico-cataclásticos com granada, diopsídio ou sillimanita.

O Projeto Sapucaí (1979) reconheceu a natureza tectônica do contato entre as rochas do Complexo Amparo com outros conjuntos litológicos (complexos Itapira, Socorro e Varginha) e organizou este conjunto em cinco domínios distintos no intuito de melhor visualizar os segmentos identificados, e que serão aqui enumerados e sumariamente caracterizados petrograficamente, estimando ainda a distribuição geográfica dos referidos domínios.

Hasui & Oliveira (1984) reconhecem que o Grupo Amparo é formado essencialmente por gnaisses bandados com biotita e/ou hornblenda, com predomínio de plagioclásio em relação ao ortoclásio e presença acessória de granada, diopsídio e sillimanita. Os autores também registraram a ocorrência subsidiária de quartzitos micáceos, quartzito-mica-xistos, xistos com grafita, granada, sillimanita, cianita, mármore, rochas cálcio-silicáticas, escarnitos, gonditos, anfibolitos e metaultrabasitas (dunitos, peridotitos e piroxenitos).

Na concepção de Artur (1988), o Complexo Amparo constitui uma unidade essencialmente metamórfica infracrustal, constituída por associações litológicas arqueanas que sofreram retrabalhamento do Ciclo Transamazônico, representando o embasamento do Grupo Itapira.

Complexo Varginha (Nappe Varginha/Guaxupé)

O Projeto Sapucaí (1979) reconheceu o Complexo Varginha como uma assembléia de tipos petrográficos que apresenta termos de fácies anfibolítica e granulítica do Pré-Cambriano Médio reciclados no Proterozóico Superior e Cambriano, ocasião da formação de granitos e granitóides palingenéticos ou de anatexia e migmatitos diversos. Foi-lhe atribuída uma área de ocorrência de 14.800 km², com distribuição a partir do leste de Carmo da

Cachoeira (MG) e nordeste de São Bento Abade (MG), se estendendo para oeste na região de Monte Santo de Minas.

De maneira resumida, o Projeto Radambrasil (1983) interpreta o Complexo Varginha como um conjunto charnockítico com estruturas migmatíticas, conforme ocorre com tipicidade no maciço de Guaxupé, situando a unidade no Arqueano Inferior.

Hasui & Oliveira (1984) assinalam a situação do Complexo Varginha enquanto bloco delimitado a norte e sul pelas zonas de cisalhamento Ouro Fino e Campo do Meio, encostando na bacia do Paraná pelo lado oeste e nos metassedimentos da Megassequência Andrelândia pelo lado leste. Os autores reconhecem a ocorrência de rochas de fácies anfíbolíticas, mais ou menos retrometamorfizadas e migmatizadas policíclicamente, com áreas granulíticas de grande expressão na parte norte do complexo, estas derivadas de gnaisses com hornblenda ou biotita, com evidências de transformações metamórficas diversas, indícios de terrenos arqueanos com evolução policíclica.

Malagutti Filho et al. (1996) agrupam o Complexo Varginha nos complexos de alto grau metamórfico correspondentes ao Cinturão Granulítico de Alfenas e constituindo um conjunto de ortognaisses afetados por uma série de deformações sobrepostas.

Granulitos esverdeados e rosados do Complexo Varginha, com texturas granoblásticas e porfiroblásticas e que apresentam desde fraca orientação até bandamentos pronunciados, ocorrem em extensos afloramentos na BR-267, entre Machado e Campestre (MG), e na BR-491, entre Varginha e Alfenas. Além dos granulitos, as rochas do Complexo Varginha apresentam estruturas gnáissicas homogêneas ou bandadas e gradativamente passam a domínios migmatíticos.

No mapeamento adotado, as rochas arqueanas de fácies granulítica foram sintetizadas na Nappe Varginha/Guaxupé.

Grupo Paraíba do Sul

O Projeto RADAMBRASIL (1983) utiliza a designação Complexo Paraíba do Sul para dar nomenclatura a um agrupamento litológico predominantemente composto por gnaisses e migmatitos extremamente bandados e cataclásticos, englobando também subunidades de rochas kinzigíticas, charnockíticas e granitóides somados a lentes de quartzitos, calcossilicáticas, anfíbolitos, metabásicas e mármore. Foi reconhecido que o Complexo Paraíba do Sul constitui o embasamento do Cinturão Móvel Atlântico, estando submetido a eventos tectonotermiais ao longo de todo o Pré Cambriano; de idade arqueana,

configura o embasamento dos grupos Andrelândia, Itálva e Açungui, pertencentes ao Complexo Embu, e também do xisto Santana de Deserto, todos estes de idade proterozóica.

No Neoproterozóico, as rochas do Complexo Paraíba do Sul foram submetidas a uma intensa deformação decorrente de esforços compressivos com orientação SE-NW, somadas a prováveis esforços tangenciais resultantes, além de intrusões graníticas, granitização e potassificação generalizadas em tempos contemporâneos, o que transformou amplamente as características anteriores das rochas (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

É ainda reconhecido pelo Projeto RADAMBRASIL (1983) intenso tectonismo a que as rochas do Complexo Paraíba do Sul foram submetidas, dobrando e colocando em condições de paralelismo rochas do embasamento e supracrustais. Esta evolução policíclica associada a uma significativa granitogênese dificulta amplamente a separação entre as unidades.

Hasui e Oliveira (1984) reconhecem estruturas diversas para este complexo em função da migmatização que afetou em grau variável a maior parte das rochas do complexo. Tais estruturas, com presença de dobras atribuíveis a pelo menos três fases de deformação, apresentam orientação da foliação NE a ENE.

Segundo a AMAG (2000), o Grupo Paraíba do Sul engloba as rochas do Complexo Paraisópolis dissociadas em quatro unidades distintas. O presente trabalho considera, no que interessa à bacia do rio Verde, o Grupo Paraíba do Sul em polígono encravado no sistema Mantiqueira em terrenos dos municípios de Pouso Alto, São Sebastião do Rio Verde, Itanhandu, Itamonte, Virgínia e Passa Quatro.

Neste último município o Grupo Paraíba do Sul estabelece contato com as rochas do Grupo Açungui em alongado lineamento tectônico de direção E-W, e as intrusivas alcalinas, onde o contato abrupto é bem marcado por falha sobre a qual se acomoda o Rio da Cachoeira, cuja margem esquerda exhibe afloramentos de plagiognaisses bandados cataclásticos com leucossoma e melanossoma distintos, de caráter fanerocristalino, coloração clara e textura granoblástica (foto 3.1). A estrutura é granulosa a gnáissica, e encontra-se preservada nas camadas de alterita sobrejacentes aos afloramentos.

O Grupo sofre inflexão para NE a partir da região de Cristina acompanhado cinturão de cisalhamento de orientação NE-SW que se prolonga até Caxambu, na transição para o Planalto do Alto Rio Grande.



Foto 3.1. Afloramento de plagiognaisses cataclásticos pertencentes ao Grupo Paraíba do Sul (Passa Quatro, MG).

Megassequência Andrelândia

Este conjunto foi primeiramente designado por Ebert (1968) em seus seminais estudos perpetrados na área como Série Andrelândia e por Trouw et al. (1980) e Trouw (1983) de Grupo Carrancas, nomenclatura posteriormente abandonada (TROUW et al. 1984) em favor de uma correlação entre os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia e os grupos Araxá e Canastra.

Posteriormente estas formações foram designadas segundo sua gênese de deposição em margem passiva na porção meridional do Cráton do São Francisco sob denominação de Ciclo Depositional Andrelândia (ALMEIDA, 1989) ou Bacia Andrelândia (PACIULLO et al. 1995). Paciullo et al. (1993) subdividem o Ciclo Depositional Andrelândia em três domínios estruturais, sendo um autóctone e dois alóctones, sequências estas depositadas em margem continental passiva. Em função de tal complexidade paleodeposicional e dos metamorfismos infligidos aos materiais envolvidos, passou-se a adotar o qualificativo de megassequência em substituição aos prenomes que vinham sendo utilizados até então.

Conforme Paciullo et al. (2000), a Megassequência Andrelândia constitui uma sucessão metassedimentar neoproterozóica com rochas máficas associadas recobrando o embasamento e unidades mesoproterozóicas no domínio autóctone e o embasamento gnáissico nos domínios alóctones, englobando seis litofáceis agrupáveis em cinco unidades de mapeamento: 1 + 2: Paragnaisses bandados com intercalações de anfibolitos e metaultramafitos, quartzitos, filitos, xistos e anfibolitos; 3: Quartzitos e quartzo-muscovita-xistos; 4: Filitos e xistos cinza-grafitosos com intercalação de quartzitos; 5: Biotita xisto/gnaiss feldspático e granatífero; 6: Xistos e paragnaisses variados com micas, granadas, cianita e/ou silimanita com intercalações de quartzitos, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas.

Determinações radiométricas K-Ar feitas por Trouw & Pankhurst (1993) acusam duas fases metamórficas e três fases deformacionais vinculadas ao Ciclo Brasileiro, com sedimentação ocorrida entre 1900 e 600 Ma.

Os quartzitos ocorrem de maneira conspícua em altos estruturais de orientação NE-SW entre Lambari e São Thomé das Letras, onde variedades micáceas de alto grau de pureza dispostos em paralelismo suavemente inclinado (foto 3.2) são maciçamente exploradas para fins comerciais, conforme Fernandes et al. (2003), em suas três variedades: brancos, amarelados e róseos, todas elas de bom potencial para revestimentos e ornamentações. Entre Jesuânia e Lambari foram identificadas variações predominantemente esbranquiçadas.



Foto 3.2. Quartzitos micáceos plano/paralelos intensamente explorados em São Thomé das Letras.

Variações de rochas gnássicas se distribuem ao longo da área de estudo. Na Serra da Mantiqueira esta litologia apresenta-se mais intensamente migmatizada e deformada, intensamente falhada e com sinais de dobramento, conforme ilustra a foto 3.3 para o município de Baependi.



Foto 3.3. Biotita-gnaiss fraturado com sinais de esforços dúcteis, município de Baependi (MG).

Nos limites da Serra da Mantiqueira com o Planalto do Alto Rio Grande ocorrem variações com xistosidade mais bem marcada, destacadamente em terrenos dos municípios de São Lourenço, Carmo de Minas e Soledade de Minas, caracterizados pela intercalação de bandas máficas biotíticas e bandas félsicas compostas por quartzo e feldspato (foto 3.4).



Foto 3.4. Afloramento de granada-biotita-gnaiss em pedreira abandonada no município de São Lourenço (MG).

Intrusões alcalinas

O batólito alcalino cretáceo-paleógeno formado por nefelina-sienitos materializa superfície estrutural de destaque na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo sob os conhecidos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, e que sustentam as duas maiores elevações regionais, expressas pelo pico das Agulhas Negras (Itamonte) e pela Pedra da Mina (Passa Quatro). O magmatismo alcalino é contemporâneo ao rifte Atlântico Sul e a abertura do Oceano Atlântico, com soerguimento da Serra do Mar e reativação tectônica das antigas zonas de cisalhamento do Proterozóico.

A estrutura mais aproximada é a esferulítica, com cristalização de “ripas” de feldspato alcalino, além de biotita, anfibólios e piroxênios. Pacca & Montes-Lauar (1997 *apud* Santos, 1999) dataram as intrusões alcalinas de Itatiaia em 70-77 Ma.

Os relatórios do Projeto Radambrasil (1983) apontaram transição gradual, das bordas mais rebaixadas para a parte central mais elevada do maciço, de nefelin-sienitos subsaturados para variações saturadas e, por fim, supersaturadas (quartzo sienitos, granitos alcalinos,

nordmakitos). A foto 3.5 revela o aspecto dos nefelina-sienitos ocorrentes nas bordas do maciço montanhoso próximo ao contato com as rochas do Pré-Cambriano em Passa Quatro.



Foto 3.5. Afloramento de nefelina-sienitos nas bordas no maciço alcalino (Passa Quatro, MG).

Depósitos quaternários

Os depósitos mais recentes que preenchem os compartimentos acumulativos são diversos, e se referem à sedimentação fluvial e também de natureza coluvionar, além das coberturas eluviais que se distribuem pela área em complexas relações com a litologia e os sistemas de relevo associados. Tais depósitos serão objeto de estudo mais detalhado na presente tese em capítulo específico.

3.3. Geomorfologia

A unidade morfoestrutural primordial na qual a bacia do rio Verde se inscreve é o chamado Planalto Atlântico, compartimentado por Almeida (1964), segundo sua diversidade

litoestrutural e morfológica, em Planalto da Bocaina, Planalto de Paraitinga, Médio Vale do Paraíba do Sul, Serra da Mantiqueira, Planalto de Campos do Jordão e Planalto Paulistano.

Entre os domínios geomorfológicos que correspondem a táxons de menor ordem de grandeza circunscritos no Planalto Atlântico e no Planalto Brasileiro como um todo interessa aqui o domínio dos remanescentes de cadeias dobradas (RADAMBRASIL, 1983), zona de antigos dobramentos Pré-cambrianos que se dissocia nas seguintes regiões geomorfológicas: Quadrilátero Ferrífero; Planaltos da Canastra; Planaltos do Alto Rio Grande. Soma-se também o domínio das faixas remobilizadas, onde se inscrevem as regiões da Mantiqueira Meridional e Mantiqueira Setentrional. Pequena porção da bacia do Rio Verde ainda se encontra no Domínio do Escudo Exposto, na região do Planalto de Varginha. A classificação proposta no levantamento em questão subdivide as regiões mencionadas em táxons de menor abrangência espacial que guardam especificidades que aparecem à medida que se refina o detalhamento da escala de abordagem, conforme ilustrado no quadro 3.1.

Quadro 3.1. Enquadramento geomorfológico da área de estudo segundo diferentes ordens de grandeza (em negrito), com base no Projeto RADAMBRASIL.

DOMÍNIO GEOMORFOLÓGICO	REGIÃO GEOMORFOLÓGICA	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
Remanescentes de cadeias dobradas	Quadrilátero Ferrífero	-Alinhamento de cristas do Quadrilátero-Pará de Minas
	Planaltos da Canastra	-Patamares da Canastra -Serras da Canastra
	Planaltos do Alto Rio Grande	-Depressão do Sapucaí -Planalto de Andrelândia
Faixas de dobramentos remobilizados	Mantiqueira Meridional	-Planalto de Campos do Jordão -Planalto do Itaiaia
	Mantiqueira Setentrional	-Patamares Escalonados do Sul Capixaba -Maciço do Caparaó -Serranias da zona da mata mineira
	Compartimentos Planálticos do Leste de Minas	-Depressão Interplanáltica do Médio Rio Doce
Domínio do escudo exposto	Planalto de Varginha	-Depressão do Sapucaí

As unidades mencionadas na classificação citada apresentam uma significativa e interessante diversidade paisagística no que tange não apenas ao quadro litotectônico e geomorfológico, mas que também guarda relação das mais estreitas com uma pedopaisagem que condiciona diferentes fisionomias vegetais e estimulam ou coíbem as formas de ocupação pelo Homem.

De acordo com a classificação de Ross (1985, 1999), corresponde aos planaltos e serras do Atlântico-leste-sudeste, cuja gênese está ligada a vários ciclos de dobramentos associados a metamorfismos regionais, falhamentos e intrusões. A unidade geomorfológica em questão partilha dos macrocompartimentos de relevos planálticos esculpturados a partir de

planaltos em morfoestruturas de cinturões orogenéticos e núcleos cristalinos arqueados, conforme a proposição do autor citado.

As paisagens circunscritas à bacia do rio Verde constituem objeto de estudo mais detalhado no escopo da pesquisa apresentada, que, nessa altura, se atém a uma discussão sobre as unidades geomorfológicas de maior ordem de grandeza, tarefa tida como passo inicial de grande importância para o estudo integrado dos sistemas geomorfológicos que integram as terras drenadas pelo rio Verde e seus afluentes diretos e indiretos nos termos de sua gênese, evolução, constituição e dinâmica operante.

3.3.1. Serra da Mantiqueira (Domínio das faixas de dobramentos remobilizados)

3.3.1.1. Mantiqueira Meridional

Os estudos geomorfológicos da Serra da Mantiqueira são de longa data na Geografia brasileira. Constitui o segundo degrau orográfico do planalto brasileiro uma vez transposta a Serra do Mar, correspondendo a imensos blocos falhados em sentidos predominantemente ENE-WSW causados por movimentos epirogenéticos relacionados à reativação tectônica sofrida pela área durante o rompimento do megacontinente Gondwana. Nessas falhas se instalou uma drenagem consequente que erode as rochas menos resistentes e cava gargantas nas mais compactas. O escarpamento abrupto dos contrafortes de origem tectônica se limita com o Vale do Paraíba em desníveis superiores a 2000 metros. O sistema serrano configura um imenso *horst*, área da crosta terrestre que sofre soerguimento, enquanto o Vale do Paraíba é o *graben*, isto é, o negativo do horst (PENTEADO, 1974), compartimento que se encontra em processo de subsidência. Nesse quadro geomorfológico os rios que drenam da serra em direção ao Rio Paraíba do Sul atingem o vale com alta energia.

A Serra da Mantiqueira impõe divisa, em grande parte de sua área, aos estados de São Paulo e Minas Gerais, encontrando limite leste quando o maciço alcalino do Itatiaia se limita abruptamente com o Vale do Paraíba. Para o IBGE, a referida serra se estende do Planalto de Caldas até o Caparaó, ora situada entre Bragança e Juiz de Fora, onde se inicia o feixe de falhas de SE, ora situada entre o Norte da cidade de São Paulo até as proximidades de Barbacena. Em sua extremidade setentrional estabelece limite com depressão interplanáltica circunscrita entre os *horsts* do Caparaó (vertente mineira) e da Serra do Brigadeiro.

Freitas (1951) exalta o controle tectônico na geração da Serra da Mantiqueira (como o foi nos falhamentos que geraram a Serra do Mar), que engendrou escarpas de falha de orientação ENE-WSW e NE-SW, atualmente dissecadas em suas frentes pela drenagem que aflui no rio Paraíba do Sul.

O controle tectônico responsável pela elaboração do relevo da Serra da Mantiqueira deu margem a soerguimentos de blocos rochosos e falhamentos em sentido SE-NW, desenvolvendo-se em rochas do complexo cristalino, como granitos, gnaisses, xistos e sienitos. Esse sistema de falhas foi submetido à erosão regressiva durante o Cretáceo e o Cenozoico, o que provocou o recuo das escarpas, transformadas numa *frente dissecada de bloco falhado*.

Geologicamente a área está inserida na Província Mantiqueira, que, segundo Almeida (1984) estende-se ao longo da costa desde o Sul da Bahia, até o Uruguai, estando situada entre as províncias do São Francisco, Paraná e Costeira. Toda a área de estudo está no setor central da referida província, que engloba o sul do Espírito Santo, Sul e Sudeste de Minas Gerais, todo o Rio de Janeiro, Leste de São Paulo e Paraná e parte do Leste de Santa Catarina. Para Leste o limite é traçado pelo litoral, sendo que os limites ocidentais são impostos pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. A SSE de Minas Gerais a borda desse setor é dada pelas falhas que delimitam a Norte o Complexo Varginha (ou nappe Varginha/Guaxupé) e o Grupo São João Del Rei, entre as regiões de Monte Santo de Minas, Três Pontas, Itumirim, São João Del Rei e Carandaí, nos limites com a Província São Francisco e Tocantins.

Do vale do Rio Paraíba do Sul galgam serra acima até altitudes em torno de 1000 metros o que Ab'Sáber (1965) chama de “mares de morro”, feições de litologia granítica arredondadas pelo intemperismo profundo e de caráter esferoidal dessas rochas, que emolduram o relevo em forma de meia laranja. Para o autor (AB'SÁBER, 2003), os setores de relevo mamelonizado recobertos pela mata atlântica distribuem-se desde a zona da mata nordestina até as regiões cristalinas granítico-gnaissicas costeiras de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, sendo que na região Sudeste, ao invés de se restringirem às áreas litorâneas, começam a aparecer na baixada da Guanabara, a poucos metros de altitude, ultrapassando 1200 metros na Mantiqueira e em alguns outros setores do Sul de Minas. Os sedimentos contidos na massa do regolito destas áreas de relevo mamelonizado é estimadamente capaz de preencher diversas bacias de compartimento-planalto, como a de São Paulo, Taubaté e Curitiba.

No mapeamento do Projeto Radambrasil (1983) a chamada Mantiqueira Meridional é diferenciada de um ramo setentrional que se projeta na região leste de Minas Gerais, sul do Espírito Santo, com porções no estado do Rio de Janeiro, tendo como acentuado destaque no quadro físico o maciço do Caparaó, onde o pico da Bandeira posiciona seu cume a 2897 metros.

A Mantiqueira Meridional, por sua vez, corresponde à unidade de mapeamento do Projeto Radambrasil (1983) a uma área de aproximadamente 13.176 km² limítrofe ao planalto do alto Rio Grande pelo lado norte, ao Planalto Centro-Sul de Minas a Leste, ao vale do Paraíba do Sul a sul, e ao Planalto de Amparo a oeste.

A gênese da Serra da Mantiqueira é bastante conhecida, e está ligada à reativação tectônica que acometeu a Plataforma Brasileira por efeito da ruptura da placa Afro-Brasileira, que havia soerguido no final do Paleozóico já com as grandes sinéclises preenchidas (SGARBI & DARDENNE, 2002). O rifte responsável pela abertura do Atlântico determinou acentuado soerguimento de blocos e metamorfismo de alto grau nas rochas pré-cambrianas, com tafrogenia responsável pela geração do vale explorado pela rede hidrográfica capitaneada pelo Rio Paraíba do Sul. Tais eventos geológicos são conhecidos como Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS et al. 1984).

Saadi (1991) caracteriza o compartimento dos blocos da Mantiqueira pelo agrupamento de serras alongadas com orientação principal SSW-NNE, sendo o elemento tectônico fundamental nessa morfologia o basculamento de blocos para noroeste ou nordeste. Vale apresentar a subdivisão proposta pelo autor para o sul de Minas onde a Mantiqueira é desmembrada em compartimentos assim designados: (1) Escarpa Meridional: de origem tectônica, estabelece ligação entre os altos cumes e o vale do Paraíba do Sul; (2) Degrau Superior: setor correspondente às altas cumeadas com direção predominantemente NNE e basculamento de blocos para NW ou NE, englobando o maciço alcalino e o Planalto de Campos do Jordão; (3) Degrau Intermediário: bloco rebaixado com fisiografia de planalto com cristas de direção ENE a NE, morros e morrotes, com intensos basculamentos de blocos.

Do ponto de vista morfométrico, a serra da Mantiqueira é padronizada por declividades acentuadas associadas à densidade de drenagem elevada e caracterizada por pronunciado aprofundamento vertical, catalisado pelo soerguimento tectônico, repercutindo na formação de vales profundos que se sucedem em acentuados desníveis altimétricos com seus divisores, marcado pela presença de gargantas estreitas e abismos, além de vales altimontanos com planícies aluviais soerguidas.

As declividades acentuadas somadas a uma densa dissecação horizontal e entalhe vertical profundo (padrão que é produto, pelo menos *pro parte*, de uma tectônica ativa) conferem significativa energia ao relevo na Serra da Mantiqueira, com elevada susceptibilidade natural para o desenvolvimento de movimentos gravitacionais de materiais na forma de escorregamentos, corridas de lama e queda de blocos, processos comumente registrados pelas vertentes íngremes e escarpadas.

Declives mais modestos padronizam as baixas vertentes em alguns setores onde as encostas se encontram mais rebaixadas e suavizadas. Essas condições favorecem a abertura de alvéolos em setores das planícies de alguns rios, distribuídos de maneira irregular e condicionados a sistemas erosivos e deposicionais orquestrados pelos efeitos de mudanças climáticas em diferentes contextos litoestruturais. Para citar alguns exemplos, várzeas pronunciadamente largas se formam no Rio Capivari a jusante do município de Itamonte, bem como na planície de inundação do Ribeirão Santo Agostinho em Baependi, ou ainda a planície do Rio Aiuruoca que já se apresenta alargada e preenchida de sedimentos em seu alto curso, no município de Alagoa.

Abrange terras da bacia do Rio Verde duas subdivisões da Mantiqueira Meridional: o Planalto de Campos do Jordão e o Planalto do Itatiaia.

Planalto de Campos do Jordão

Associado por alguns autores aos altiplanos correspondentes à Superfície dos Campos (DE MARTONNE, 1943), ou às cristas médias soerguidas (FREITAS, 1951), (ALMEIDA, 1964), o Planalto de Campos do Jordão é integrado, segundo o mapeamento do Projeto RADAMBRASIL (1983), às escarpas de acesso ao Paraíba do Sul pela margem esquerda, ocupando uma área de aproximadamente 8.828 km², desde as áreas de relevo movimentado que bordejam as intrusões alcalinas de Passa Quatro e Itatiaia até as serras ao norte da cidade de São Paulo. Modenesi (1980, 1983, 1988) reconhece na área a existência de uma paisagem singular evoluída durante o Quaternário em condições de clima tropical de altitude que chamou de Geossistema dos Altos Campos (de São Francisco, do Jordão e Serrano).

O Planalto de Campos do Jordão se alonga no sentido SW-NE com extremidades na região de Atibaia, pelo setor meridional, e em Carmo de Minas na parte setentrional. Seus limites são essencialmente tectônicos, sendo delimitados por duas falhas transcorrentes de

direção NE e idade pré-cambriana a eopaleozóica reativadas: a Falha de Jundiuvira, nas proximidades da Mantiqueira, e a Falha do Paiol Grande ou de São Bento do Sapucaí no flanco norte, sendo que as direções principais correspondem aos alinhamentos NE-SW, ENE-WSW, condizente com as estruturas regionais pré-cambrianas (HIRUMA & RICCOMINI, 1999). Os principais troncos coletores do planalto, como o Rio Sapucaí-Mirim, apresentam-se adaptados a estas estruturas regionais, enquanto a drenagem de menor hierarquia é concordante com os principais lineamentos estruturais de direção ENE (HIRUMA et al. 2001).

A unidade em questão é composta essencialmente por gnaisses migmatizados, gnaisses bandeados, granitos pós-tectônicos, charnoquitos, estruturas migmatíticas e outros conjuntos litológicos profundamente marcados por esforços estruturais geomorfologicamente traduzidos por escarpas de falha, escarpas erosivas, vales retilíneos e cristas com facetas triangulares a trapezoidais (RADAMBRASIL, 1983).

Hiruma (1999) reconhece três regimes de esforços tectônicos para o Planalto de Campos do Jordão: (1) regime compressivo NW-SE relacionado a um binário transcorrente dextral de direção E-W; (2) regime de extensão E-W a NW-SE; (3) regime compressivo de direção E-W a NW-SE, compatível com o regime atual.

A porção do Planalto de Campos do Jordão compreendida na bacia do Rio Verde corresponde à alta bacia do Rio Lambari e também as serranias de Virgínia, a leste, e o alinhamento da Pedra Branca a oeste, estendendo seus últimos patamares até os municípios de Carmo de Minas e São Lourenço, onde a Serra da Soledade Velha (divisa municipal de São Lourenço e Soledade de Minas) é seu último controle setentrional. A foto 3.6 ilustra parcialmente o quadro geomorfológico dessa unidade em sua parte contida na bacia do Rio Verde.



Foto 3.6. Vista parcial representativa da paisagem do Planalto de Campos do Jordão na bacia do Rio Verde.

Planalto do Itatiaia

Objeto recorrente de estudos sobre a geomorfologia do meio tropical, o Planalto do Itatiaia, formado pelas rochas intrusivas alcalinas de Passa Quatro e Itatiaia e por granitos, gnaisses, migmatitos, xistos e quartzitos do embasamento pré-cambriano, constitui o compartimento mais elevado do sistema Mantiqueira, com cimos de 2787 metros no Pico das Agulhas Negras e 2790 metros na Pedra da Mina, adstrita ao município de Passa Quatro. Outras elevações de destaque se revelam no pico da Serra Negra (2572 metros) e no pico das Prateleiras (2500 metros).

O Planalto do Itatiaia pode ser subdividido em um compartimento ocidental com relevo marcado por dissecação diferencial e entalhe variável da drenagem em vales estruturais, escarpas, cristas simétricas de grande extensão e bordas de estruturas circulares, e um setor oriental formado por um feixe de cristas de orientação WNW-ESSE com falhamentos perpendiculares profundos desenvolvidos em rochas migmatíticas, charnoquíticas e gnáissicas (RADAMBRASIL, 1983).

Modenesi (1992) restringe o termo Planalto de Itatiaia para qualificar a área de morros e encostas abruptas com picos rochosos e setores planos ocupados por várzeas turfosas à área de afloramento das rochas intrusivas alcalinas, limitado em seu setor norte por um anel

externo quase contínuo, com as bordas sudeste e sul marcadas pela Pedra do Couto-Prateleiras, compondo uma área de aproximadamente 250 km².

Santos (1999) adota a compartimentação do Projeto Radambrasil (1983) (figura 3.5.), adequando o Planalto do Itatiaia a uma área de 4.348 km², sendo litologicamente constituído tanto pelas rochas intrusivas alcalinas como por litologias compostas por gnaisses, migmatitos e quartzitos pré-cambrianos.

Os altos cumes do Itatiaia e as formas do pico das Agulhas Negras foram notados em sua singularidade por De Martonne (1943), tendo Raynall (1960, p. 5) apresentado as seguintes considerações gerais sobre o relevo do Planalto do Itatiaia:

“Uma topografia aparentemente acarneirada, largas bacias justapostas ou elevadas de algumas dezenas de metros, uma em relação às outras, as incertezas de uma rede de regatos que parecem mal se organizar no meio das pradarias turfosas, todos estes traços compõem uma paisagem onde diversos autores viram a marca de uma antiga glaciação, localizada na alta montanha”.

Entre o relevo elevado destacam-se sulcos e caneluras, que De Martonne (1943) interpretou como efeito de erosão glaciária, que teria ocorrido nos cumes dos picos das Agulhas Negras e Prateleiras. Grandes blocos rochosos afloram nas encostas (foto 3.7), e as depressões úmidas que se formam acima de 2000 metros de altitude são ricas em turfeiras com formação de ORGANOSSOLOS (foto 3.8). Tais paisagens de exceção dão aporte a considerável número de espécies endêmicas em sua composição florística e faunística, entre as quais é bem familiar o sapo-flamenguinho (*Melanophryniscus morei*), que habita estes geoambientes durante seu período reprodutivo na estação chuvosa, espécie que foi tomada como símbolo dos endemismos dados pela altitude no Parque Nacional do Itatiaia.

O maciço do Itatiaia e os sulcos presentes nas cumeadas nos picos das Agulhas Negras e Prateleiras também chamaram a atenção de outros pesquisadores, que interpretaram tais feições como glaciogênicas. Lehmann (1960) conjecturou acerca da presença de geleiras na área alegando que, nos períodos glaciais, a região alçada a altitudes superiores a 2500 metros não teria diminuído drasticamente seu índice pluviométrico em períodos de clima mais seco. Esse fator, aliado ao isolamento do “stock” do Itatiaia teria propiciado a ocorrência de geleiras em altitudes tão baixas para a formação de tal. Esses sulcos, que o autor classifica como pseudo-lapiés (analogia aos lapiés, típica forma do relevo cárstico), apresentam-se isentos de líquens, afirmando que “a superfície fresca da rocha é espalhada nos sulcos pela fina película de água que lentamente desce por eles enquanto que, sobre os dorsos a rocha parece mais decomposta sob uma vegetação densa de líquens” e que “isto confirma, que nos pseudo-lapiés

que constituem as vias do escoamento das águas, a rocha fresca está sendo continuamente exposta, pelo transporte mecânico dos restos da decomposição, entre os quais também os que apresentam rocha mais dissolvida”.

Ao efusivo apelo em atribuir neves eternas e vestígios de glaciação às cumeadas do Itatiaia durante períodos glaciais pleistocênicos, Lehman (1960) recomenda cautela em tais interpretações, entendendo como excessivamente baixa a altitude de 1700 metros atribuída a uma possível linha de neve perene que teria supostamente persistido durante a última glaciação. Os pronunciados sulcos erosivos que moldam em ranhuras rochas frescas do alto Itatiaia são interpretadas pelo autor como “pseudo-lapiés” formados pelo escoamento concentrado de água que altera e remove materiais intemperizados ao longo dessas linhas, e não a um provável atrito pelo deslocamento de coberturas de gelo.

Em pesquisa no maciço, Raynnal (1960) identificou um piemonte onde se espalham cones espessos, atualmente entalhados e desagregados pelos afluentes do Paraíba. Segundo o autor

“seu corte faz aparecer seixos e blocos de diversos calibres, desigualmente decompostos e, em todo caso, alterados somente após sua deposição, e estes elementos do material guardam faces planas e uma aparência poliédrica, presos numa massa argilo-arenosa. Pensar-se-ia voluntariamente em uma acumulação flúvio-glaciária, se a situação geográfica e o clima atual da região não incitasse a uma prudente reserva”.

Modenesi-Gauttieri & Nunes (1998) também reconheceram que as taxas pluviométricas médias não teriam reconhecido alterações durante o último estágio glacial nas cimeiras do planalto, firmando um limiar de 2000 metros de altitude para a ocorrência dos processos geocriogênicos com base nos seguintes registros:

- (1) Tálus e concentrações lineares de blocos e matações suspensos acima das várzeas atuais;
- (2) Depósitos de fragmentos de rochas soltos, com acamamento incipiente e enterrados por colúvios;
- (3) Clastos angulosos de pequeno tamanho alterados no interior da massa coluvial.

A hipótese que prescreve existência de glaciais pleistocênicos nas cimeiras do Planalto do Itatiaia se fundamenta nas condições térmicas diferenciadas que até em tempos atuais se rebaixam além das temperaturas médias do meio tropical na mesma faixa latitudinal, e é contestada pelo fato de registros mais objetivos, como típicas ranhuras em rochas causadas por deslocamento de geleiras, morenas e evidências palinológicas, nunca terem sido encontrados.



Foto 3.8. Formação de turfeiras a 2145 metros de altitude no Planalto do Itatiaia (Itamonte, MG).

3.3.2. Planalto do Alto Rio Grande (Domínio dos remanescentes de cadeias dobradas)

O Planalto do Alto Rio Grande é desmembrado pelo projeto RADAMBRASIL (1983) em duas regiões designadas por Planalto de Andrelândia, correspondente às áreas de relevo mamelonizado seccionadas por cristas monoclinais, e por Depressão do Sapucaí, estreita área que abrange os setores de acumulação do baixo curso dos rios Sapucaí e Verde.

Essa importante província geomorfológica se individualiza na margem esquerda do Rio Grande a jusante das falhas que impõe o contato tectônico com a Serra da Mantiqueira, incorporando toda a rede hidrográfica que o tributa em seu alto curso mais as bacias hidrográficas dos rios Verde e Sapucaí.

Na caracterização de Santos (1999), o Planalto do Alto Rio Grande apresenta área de aproximadamente 17.609 km² com altitudes médias de 1150 metros em sua parte oriental e que se elevam até 1300 metros nas proximidades do Planalto do Itatiaia, com cumes de 1500 metros em sua porção centro-ocidental, sendo caracterizado por modelados de dissecação homogênea onde são conspícuos os CAMBISSOLOS resultantes da alteração da rocha e LATOSSOLOS e ARGISSOLOS desenvolvidos sobre materiais coluviais.

3.3.3. Planalto de Varginha (Domínio do Escudo Exposto)

Segundo o RADAMBRASIL (1983), esta unidade está compreendida na região do Planalto de Poços de Caldas-Varginha, pertencente ao Domínio do Escudo Exposto. Na bacia

do Rio Verde se materializa em espaço restrito em terrenos rebaixados nas imediações da Represa de Furnas, em Varginha e Eloi Mendes, onde as faixas altimétricas ficam em torno de 800 metros. Padronizam-se morros, morrotes e morfologias colinosas que se prolongam além do perímetro da bacia, aparecendo também cristas isoladas que se destacam além da área de estudo.

3.4. Solos

A bacia do Rio Verde conforma coberturas pedológicas diversas atreladas a sua diversidade litológica e geomorfológica, sendo difícil definir padrões de ocorrência em função de inúmeras variações locais que dificultam o estabelecimento de regras gerais.

GLEISSOLOS HÁPLICOS e MELÂNICOS estão distintamente vinculados às baixadas fluviais, e aparecem em planícies de inundação de diferentes portes, faltando nas áreas de maior encaixamento da drenagem. Em um bom número de situações, tanto na Serra da Mantiqueira como nos planaltos interiores, os solos hidromórficos dão lugar a solos com horizonte B textural na seção inferior das vertentes (foto 3.9). Em áreas colinosas, os ARGISSOLOS permanecem ao longo da vertente ou dão lugar a LATOSSOLOS, ordem representada principalmente por LATOSSOLO VERMELHO AMARELO.

Em morros íngremes de vertentes curtas ou em áreas de relevo montanhoso CAMBISSOLOS indiferenciados são conspícuos. Na Serra da Mantiqueira, principalmente, o CAMBISSOLO HÁPLICO Alumínico típico parece ser bem copioso, ainda que apareça também nos planaltos do Alto Rio Grande e de Varginha.

Os NEOSSOLOS LITÓLICOS são mais comuns na Serra da Mantiqueira, perseguindo os setores mais íngremes das escarpas e intercalando-se a afloramentos rochosos. Nos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro a massa pedológica se adelgaça até desaparecer em afloramentos contínuos, e nos alinhamentos serranos vinculados às zonas de cisalhamento que cortam a bacia, tais solos aparecem em profusão. Nas seções mais baixas das vertentes os ARGISSOLOS VERMELHO AMARELOS predominam veementemente no município em questão e circunjacências, com manchas de LATOSSOLO em rupturas de declive que dão margem a seções de vertente mais planas, ou ainda no sopé de encostas na condição de coberturas de acumulação latolizadas. O padrão de sucessão de coberturas das partes mais altas para as mais baixas do relevo regional, em NEOSSOLOS LITÓLICOS seguido por solos com horizonte B incipiente, textural e latossólico, já fora apontado por

Queiroz Neto et al. (1981) na porção norte-ocidental da Mantiqueira paulista, sendo também verificado na porção mineira.

Em elevações topográficas mais extremas pode-se verificar em associação a CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS algumas coberturas mais enriquecidas em matéria orgânica, que se decompõe mais lentamente nas cimeiras da Mantiqueira, onde as temperaturas são mais baixas. Formam-se ESPODOSSOLOS por translocação da matéria orgânica para o horizonte B, conforme notado nos municípios de Itamonte, Baependi e Alagoa, além de solos orgânicos (ORGANOSSOLOS) em turfeiras em Itamonte e Baependi. Estudos mais detalhados seriam necessários para a distinção entre solos gerados por iluviação e possíveis ORGANOSSOLOS enterrados. Mesmo nas elevações quartzíticas em São Thomé das Letras formam-se bolsões de acumulação de matéria orgânica nas pequenas depressões geradas nas irregularidades do substrato.

Na parte mais central da bacia do Rio Verde, de Lambari a Três Corações passando por Cambuquira e Conceição do Rio Verde, a pedogênese latossólica é mais recorrente, a exemplo do perfil bastante caulinizado mostrado na foto 3.10. Frequentemente LATOSSOLOS HÚMICOS se interdigitam com solos hidromórficos nos fundos de vale; à montante, gradam quase sempre para LATOSSOLO VERMELHO AMARELO. Assim se verifica pelos compartimentos amorreados e colinosos que assumem tipicidade a oeste da Serra das Águas em Cambuquira, bem como em Campanha e Conceição do Rio Verde uma vez transposta a crista quartzítica. Tal padrão também ocorre em Jesuânia e Olímpio Noronha, formatando-se uma topossequência bastante recorrente na porção centro-norte da bacia.

Na região de Três Corações, Varginha e Três Pontas os LATOSSOLOS também são frequentes, ainda que os setores de relevo mais ondulado dão margem à formação de ARGISSOLO VERMELHO AMARELO, já mapeados na área faz algum tempo (BRASIL, 1962), muitas vezes em associação a LATOSSOLOS. LATOSSOLO VERMELHO ESCURO também aparece em Elói Mendes e Três Pontas, ampliando sua distribuição geográfica para norte nos demais municípios sob influência da represa de Furnas. Solos menos desenvolvidos, como NEOSSOLOS LITÓLICOS e CAMBISSOLOS HÁPLICOS, também aparecem na baixa bacia à medida que fatores topográficos locais condicionam o desenvolvimento do solo.

Na Serra da Mantiqueira os LATOSSOLOS já são bastante restritos. Ainda assim, algumas manchas aparecem vinculadas a rupturas de declive onde se acumulam colúvios posteriormente pedogeneizados, conforme foi verificado no município de Passa Quatro, onde LATOSSOLO VERMELHO AMARELO trunca uma extensão de CAMBISSOLO HÁPLICO.



Foto 3.9. ARGISSOLO VERMELHO AMARELO em baixa vertente (Baependi, MG).



Foto 3.10. LATOSSOLO consideravelmente ferruginizado. Solos assim aparecem em setores de relevo mais arrasado, conforme é no divisor da margem direita do Ribeirão do Melo (Lambari, MG).

3.5. Aspectos vegetacionais

3.5.1. As fisionomias florestais

Grande parte da massa vegetal natural primária que medrava na bacia do Rio Verde em tempos pré-colonização foi removida. Ainda assim, é apreciável a diversidade de fisionomias vegetacionais que se encerram e que podem ser constatadas nos remanescentes originais e em ecossistemas secundários ou em vias de regeneração natural.

A bacia do Rio Verde encontra-se localizada no domínio morfoclimático tropical atlântico, muito embora na sua porção oeste possam ser constatados indicativos de transição pela ocorrência mais conspícua de variados gradientes do cerrado.

A mata latifoliada estacional semidecidual representa a categoria vegetacional predominante na maior parte da região, ocorrendo ainda em nossos tempos sobre consideráveis extensões nas escarpas mais íngremes da linha de falha principal da Serra da Mantiqueira (fotos 3.12 e 3.13). Transpostas as rupturas de declive que marcam a passagem para os compartimentos embutidos mais rebaixados, os corredores florestais dão lugar a situações fragmentárias a subsistirem nas altas encostas onde envolvem as nascentes. As condições de conservação das fisionomias florestais são espacialmente variáveis, assinalando quadros favoráveis em municípios mais próximos do sistema Mantiqueira como Itamonte, Itanhandu e Passa Quatro, e situações mais desoladoras como as áreas de atividades agropecuárias intensivas, como os municípios cafeicultores de Carmo de Minas e Soledade de Minas ou no caso da pecuária secular de Cruzília que aprofundou o desmatamento em prol das pastagens.

Entre as sub-bacias componentes da bacia do Rio Verde, a do Rio Capivari é a que apresenta o quadro mais favorável de conservação da vegetação nativa, presente de forma contínua em praticamente metade de sua área. Isso se deve ao fato da presença do Parque Nacional do Itatiaia e do Parque Estadual Serra do Papagaio constarem em seu perímetro.

As fisionomias florestais da área não são homogêneas, e as dominâncias ecológicas são variáveis. Em setores mais elevados, a dominância pode ser exercida pela araucária (*Araucaria angustifolia*) ou pela candeia (*Eremanthus sp*), a primeira aparecendo mais conspicuamente em setores de solos profundos, onde se forma a chamada floresta ombrófila mista (foto 3.14), e a segunda em ambientes de solos rasos e de considerável rochosidade. De forma geral, as araucárias são bastante corriqueiras, e chegam a formar autênticos pinheirais nas altitudes mais proeminentes. Por estes terrenos elevados e de invernos mais rigorosos

também são recorrentes, embora em menor abundância em relação às araucárias, pinheiros do gênero *Podocarpus*, de um fantasmagórico inconfundível.

Em áreas mais baixas e fundos de vale, é distinta a dominância ecológica da embaúba (*Cecropia sp*), espécie pioneira extremamente comum em áreas alteradas em regeneração. Outras espécies pioneiras aparecem nesses ambientes de forma corriqueira, como o angico (*Anadenanthera sp*), a quaresmeira (*Tebouchia sp*) – comum em bordas de fragmentos florestais – o pau ferro (*Caesalpinia ferrea*), o ingai (*Inga laurina*) e o ingazeiro (*Inga vera*), esta típica em mata ciliar, *Euterpe edulis* e outras palmáceas (em profusão no Parque Estadual Nova Baden em Lambari, onde foi reintroduzida), a própria *Araucaria*, entre outras.

Os grupos ecológicos superiores ocorrem mais denunciadamente em áreas de menor pressão antrópica, destacadamente nas unidades de conservação e grotões e encostas íngremes e escarpadas da Serra da Mantiqueira. Espécies como o jequitibá-rosa (*Cariniana legalis*) e jacarandá do gênero *Dalbergia* ainda podem ser encontrados.



Foto 3.12. Extensão de mata latifoliada em continuidade adjacente ao Parque Nacional do Itatiaia (Itamonte, MG).

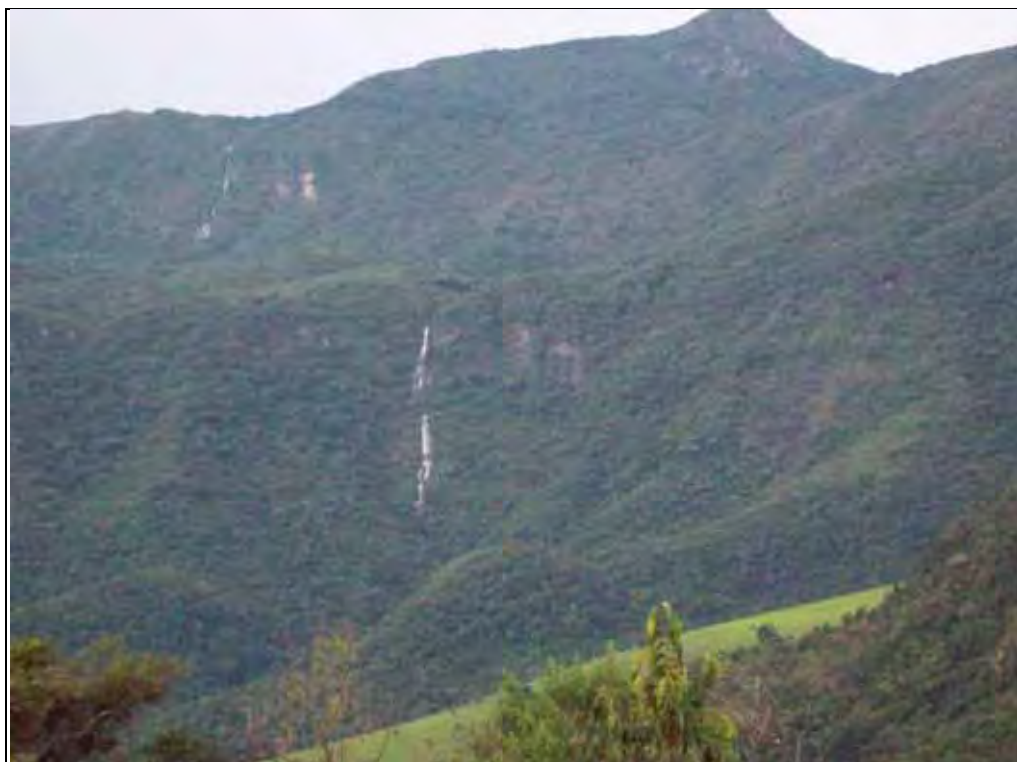


Foto 3.13. Mata de encosta montana e alto montana em corredor na vertente oeste da Serra do Papagaio; nas cumeadas ocorrem os campos de altitude (Baependi, MG).



Foto 3.14. Floresta ombrófila mista com araucárias (*Araucaria angustifolia*) conspícuas em Lambari (MG).

3.5.2. As fisionomias abertas: campos e cerrados

As elevações topográficas determinam a ocorrência de formações herbáceas na forma de campos de altitude. Tomando por referência a localização geográfica, Romariz (1974) subdivide as vegetações herbáceas que partilham da flora brasileira em campos meridionais (campos gerais do Paraná, campos da Campanha Gaúcha e campos de vacaria), campos da Hiléia (campos de várzea e outros enclaves ocorrentes na região amazônica) e campos serranos, cuja ocorrência está restrita aos planaltos elevados e que a autora citada atribui tipicidade máxima no maciço do Itatiaia.

O sistema de classificação proposto pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (1992) não faz menção direta a fisionomias de altitude, reservando a designação *campo* a fisionomias de caráter antrópico. A mesma classificação reconhece também a chamada savana gramíneo-lenhosa, cujo aspecto natural é dado por gramados contínuos entremeados por plantas lenhosas raquíticas.

Ferri (1980) dissocia as formações campestres em *campos rupestres* e *campos de altitude*, uma vez que as formações rupestres bem podem medrar em altitudes extremamente baixas condicionadas a biótopos rochosos. Coube a Semir (1981) propor diferenciação entre os *Complexos Rupestres de Quartzito* e os *Complexos Rupestres de Granito*, conforme o substrato em que os mesmos ocorrem.

Nos altos cumes da Mantiqueira ocorrem os chamados complexos rupestres de granito (e também em gnaisses e migmatitos, comumente), que aparecem na Serra do Papagaio e nos altos cumes da Serra Fina e Pedra da Mina. Tais complexos vegetacionais também são aqueles referentes aos campos de altitude do Planalto de Campos do Jordão. Na região do Planalto do Alto Rio Grande aparecem os campos rupestres em quartzito vinculados às cristas quartzíticas que atravessam a média bacia do Rio Verde no sentido NE-SW, distintos dos ecossistemas em rochas graníticas tanto no que tange à fisionomia como as espécies ocorrentes. Benites et al. (2003) propõem o uso do termo *Complexo Rupestre de Altitude*, bastante providencial para diferenciar as formações rupestres das áreas elevadas dos demais rupestrebiomas que aparecem em áreas mais baixas condicionados a fatores de ordem litoestrutural, acatando a diferenciação proposta por Semir (op cit.) e reconhecendo diferenças notórias entre as formações que ocorrem em gnaisses e granitos pré-cambrianos e aquelas típicas das rochas supracrustais proterozóicas, destacadamente o quartzito.

Nos complexos rupestres em quartzito a vegetação se desenvolve predominantemente condicionada às diáclases onde uma vegetação lenhosa anã incide seu sistema radicular e

onde brotam tufo de gramíneas e cactáceas (fotos 3.15 e 3.16). Estas formações campestres ocorrem ao longo da faixa quartzítica de altitudes pouco superiores a 1000 metros até aproximadamente 1500 metros, estando assim muito mais condicionadas pela litologia do que pela elevação topográfica.

No setor oeste da bacia do Rio Verde, a partir da região de Cambuquira-São Thomé das Letras-Três Corações transpostas às cristas quartzíticas, começam a ocorrer manchas de campo cerrado distalmente aos quartzitos e cerrado *strictu sensu* em setores de solos mais profundos, fisionomias estas intercaladas com fragmentos de mata latifoliada, além de uma mancha de cerradão localizada no território municipal de Três Corações em área de LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Distrófico excessivamente ferralitizado. Tais elementos indicam uma grande faixa de tensão ecológica definindo o corredor transicional para o cerrado, que tanto mais se tipifica quanto mais se interioriza.

Nos altos cumes do Itatiaia ocorre uma vegetação campestre distinta daquela que medra em litologia quartzítica, e mesmo daquelas que são verificadas nas demais litologias pré-cambrianas da região, encerrando um significativo número de endemismos, característica comum nos ambientes campestres.



Foto 3.15. Fisionomia dos complexos rupestres de altitude em quartzito: forte relação entre a vegetação e o contexto litoestrutural (São Thomé das Letras, MG).



Foto 3.16. Fisionomia dos complexos rupestres de altitude em quartzito (Conceição do Rio Verde, MG).

3.6. Clima

Situada na zona intertropical, a área de estudo tem o clima marcado por sazonalidade bem definida, sendo que na estação chuvosa os índices pluviométricos podem ser demasiadamente elevados. Fatores estáticos e dinâmicos explicam a alta incidência de chuvas na porção do sudeste brasileiro em apreço. Entre os fatores estáticos consta a posição em latitude que dá margem à penetração das frentes polares e das linhas de instabilidade tropicais, a razoável proximidade com o oceano (com consequente radiação e evaporação intensas), e a topografia, formada por alinhamentos serranos que possibilitam a ascensão das massas de ar segundo gradiente adiabático de expansão. Os fatores dinâmicos se referem à dinâmica de atuação das massas de ar (domínio primordial da massa tropical atlântica) e dos mecanismos frontogenéticos operantes, que se processam sobrepostos aos fatores estáticos mencionados (NIMMER, 1989).

Pelos domínios da Serra da Mantiqueira e do Planalto do Alto Rio Grande impera o clima tropical de altitude (Cwb, segundo a classificação de Köppen), com atenuação das temperaturas médias de verão e médias de inverno mais baixas do que contextos de clima tropical típico.

Nas áreas mais elevadas da Serra da Mantiqueira há de se considerar um tipo climático subtropical de altitude, dotado de temperaturas médias mais baixas, como ocorre nos altos cumes dos planaltos de Campos do Jordão e Itatiaia, onde as geadas são mais frequentes e os

processos de congelamento das águas um tanto comuns, bem como a nebulosidade, cuja insistência é marcante durante o ano todo (foto 3.17).



Foto 3.17. Elevada incidência de nebulosidade nos altos cumes do maciço alcalino do Itatiaia.

Modenesi-Gauttieri & Nunes (1998) identificaram uma variação pluviométrica anual de 1967 a 3037 mm, com diminuição significativa apenas nos três meses mais frios (junho, julho e agosto), o que não foi considerado suficiente para definir uma estação seca na área. Para o Planalto de Campos do Jordão, abaixo do Planalto do Itatiaia em pelo menos 500 metros, foi observada na série temporal de análise uma amplitude de 1330 a 2180 mm, com extremo inferior e superior sensivelmente abaixo daqueles registrados no Itatiaia.

Do ponto de vista pluviométrico, a média anual de chuva para a bacia do Rio Verde é de 1450 mm, podendo atingir cerca de 1800 mm/ano (IGAM, 2009), conforme foi registrado nas seguintes estações pluviométricas (tabelas 3.1 e 3.2).

Tabela 3.1. Características mensais das estações: Usina do Chicão (02145003); Chácara Santana (02145020); Pouso Alto (02244071).

	Usina do Chicão	Chácara Santana	Pouso Alto
MÊS	MÉDIA (mm)	MÉDIA (mm)	MÉDIA (mm)
Jan	260,8	222,9	281,8
Fev	172,7	138,4	201,2
Mar	178,2	136,7	161,1
Abr	58,7	53,8	69,2
Mai	41,6	38,4	55,8
Jun	24,3	22,1	27,9
Jul	17,8	16,6	22,7
Ago	18,9	20,2	28,3
Set	70,2	66,9	77,8
Out	108,1	95,2	117,7
Nov	178,7	173,7	186,8
Dez	264,3	242,1	257,3
Médias acumuladas	1394,3	1227	1487,6

Fonte: IGAM, 2009.

Tabela 3.2. Características mensais das estações: Caxambu (02144003); Conceição do Rio Verde (02145001); Itanhandu (02244068).

	Caxambu	C. do Rio Verde	Itanhandu
MÊS	MÉDIA (mm)	MÉDIA (mm)	MÉDIA (mm)
JAN	296,2	281,3	271,3
Fev	205,5	207,7	177,8
Mar	171,6	184,3	137,9
Abr	64,3	66,1	73,1
Mai	48,1	49,4	46,2
Jun	30,7	29,0	27,7
Jul	20,5	19,9	23,1
Ago	22,9	20,9	28,3
Set	62,3	69,3	78,0
Out	123,8	129,7	116,5
Nov	189,1	186,4	175,6
Dez	276,1	269,3	248,4
Total	1484,1	1513,3	1403,9

Fonte: IGAM, 2009.

3.7. As cidades

A rede urbana da bacia do rio Verde não pode ser considerada densa, ainda que não se trate de uma região despovoada, com as maiores cidades – destacadamente Varginha e Três Corações – na zona do baixo curso onde o vale se alarga mais pronunciadamente. Na outra ponta, alto curso do rio Verde e perto da zona das cabeceiras, é que se encontram os maiores

vazios demográficos; as cidades começam a aparecer a partir da primeira ruptura de declive que marca a borda interiorana da falha principal do sistema Mantiqueira, geralmente adequando-se a categoria de cidades pequenas. Acompanha a caracterização geral a seguir apresentada sobre o quadro urbano da bacia do Rio Verde um mapa dos territórios municipais em suas porções contidas na área de estudo segundo sua densidade demográfica (figura 3.6).

3.7.1. As pequenas cidades da alta bacia

As nascentes do rio Verde estão posicionadas na tríplice divisa (São Paulo/ Minas Gerais/ Rio de Janeiro), no pico dos Três Estados, em altitudes superiores a 2500 metros no município de Passa Quatro, cuja área urbana é a mais recuada para a extremidade meridional da bacia.

Edificada em cotas situadas entre 920 e 950 metros, boa parte da sede do município de Passa Quatro persegue em geometria longelínea a planície de inundação e os terraços do rio de mesmo nome que se limita a morros e morrotes dissecados de compartimento interiorano da Serra da Mantiqueira. O fato de ocupar áreas de acumulação fez com que a área urbana enfrentasse problemas de inundação com alguma recorrência nas últimas décadas. A conformação urbana dá margem ao arranjo longitudinal de arruamentos extensos seccionados por ruas transversais de menor extensão. Na parte central, as ruas são satisfatoriamente arborizadas com quantidade significativa e diversificação apreciável de indivíduos arbóreos. Tal quadro se reflete positivamente na estética citadina, conveniente para localidade acostumada a receber turistas, sobretudo nas altas temporadas inverniais.

Na confluência do rio Passa Quatro com o rio Verde instalou-se a sede do município de Itanhandu, ocupando alvéolo excessivamente alargado a poucos metros do nível de base, colocando quase toda a área urbana sob o status de zona de risco, haja vista as enchentes que, na primeira semana do ano 2000 inundaram a maior parte da sede municipal.

Rumo leste, dista aproximadamente oito quilômetros da sede de Itanhandu a área urbana de Itamonte, no vale do rio Capivari, mantendo a viciosidade na ocupação de terrenos alagáveis da planície de inundação e terraços fluviais, no primeiro alvéolo mais expressivo deste rio.

A avenida principal de Itamonte corresponde a trecho da rodovia BR-354, que dá acesso ao Vale do Paraíba e à entrada para o Parque Nacional do Itatiaia em sua parte alta, o que lhe imprime intensa funcionalidade ao trânsito. No seu eixo se concentra parte substancial dos serviços urbanos e a totalidade da rede hoteleira no que toca a uma minoria que se situa

fora do meio rural. Empreendimentos industriais também se encontram posicionados na beira da rodovia em plena interação com a área urbana, o que denota ausência de um zoneamento mais criterioso.

O eixo rodoviário divide a cidade em uma porção oeste e outra leste. A primeira é a que aporta a área central e bairros mais nobres na subida dos morros dispostos em poucos quarteirões. O setor leste, mais próximo ao leito do rio, constitui área eminentemente residencial ocupada por bairros notoriamente habitados por população de renda mais baixa.

Setores periurbanos comportam uso da terra voltado também para a indústria granjeira e algumas infraestruturas direcionadas ao turismo, com hotéis e restaurantes se diversificando nos bairros rurais.

Passa Quatro, Itanhandu e Itamonte têm sua área urbana no sopé dos lineamentos mestres da Serra da Matiqueira em suas vertentes orientadas para o interior, todas elas edificadas após as rupturas de declive. Mediante proposta diferenciada, o município de Alagoa mantém sua sede em compartimento elevado a 1100 metros no alto curso do rio Aiuruoca, já fora da bacia do rio Verde.

Transposta a linha de falha principal, os compartimentos interioranos passam a exibir relevo mais baixo e dissecado em morros, morrotes e residuais de serras mais alongadas onde se ajeitou a área urbana de Pouso Alto a uma média de 900 metros de altitude no vale do ribeirão Pouso Alto, também seccionada pela BR-354.

Pela margem esquerda do Rio Verde em sua planície de inundação edificou-se a partir da linha férrea a sede municipal de São Sebastião do Rio Verde, diminuta a se projetar logo acima da planície aluvial. Os municípios de Virgínia no vale do Ribeirão Caetés, Dom Viçoso, na alta bacia do Ribeirão Aterrado, e Cristina, cuja área urbana é dissecada pelo Rio Lambari, completam a rede urbana da alta bacia. Sem exceção, se enquadram no grupo das cidades pequenas.

3.7.2. As cidades do médio curso

Na parte média da bacia do rio Verde estão as cidades do Circuito das Águas de Minas Gerais, entre outras de vocação turística não necessariamente atrelada à presença de águas minerais.

A maior área urbana nesse setor corresponde ao município de São Lourenço, notadamente o menor em dimensões territoriais (52 km²). Em seu padrão de urbanização, a parte central é atravessada por ruas extensas rentes ao Ribeirão São Lourenço até sua

desembocadura no rio Verde, retificado em parte de seu baixo curso quando sua planície de inundação coalesce com a do rio principal. Estes arruamentos são seccionados por ruas transversais que ligam o centro aos bairros localizados no relevo de morros, alguns deles expandidos além do terço superior das vertentes a envolver os topos, terrenos cujos condicionantes definiriam estas áreas como de preservação permanente.

De fato, o crescimento populacional acelerado que São Lourenço assistiu nas últimas décadas demandou intensificação dos loteamentos e ocupação de topos de morros e fundos de vale em áreas de preservação permanente, com excessiva impermeabilização superficial que repercute em deficiências de escoamento na cidade sinalizada por diversos focos recorrentes de alagamento nas partes baixas. Extensos arruamentos conectam as baixadas com os topos de morro longitudinalmente às vertentes sem a presença de ruas transversais interceptadoras das enxurradas e difusoras do escoamento concentrado, que adquire assim notória velocidade ao percorrer vertentes extensas sem encontrar percalços a sua energia cinética.

Ponto positivo digno de menção se refere às áreas verdes, perfazendo cinturão que atravessa a cidade a partir de um fragmento em sucessão sob comando de grupos ecológicos secundários (pelo menos na época da feitura da presente tese) conectados a ecossistemas de brejo (áreas inundáveis do Rio Verde e Ribeirão São Lourenço) e ao Parque das Águas, que também apresenta fragmento florestal produto de reflorestamento e que, após corte imposto por arruamentos externos ao parque, retoma continuidade na forma de comunidades arbóreas pioneiras instaurando uma regeneração natural, ainda que sob pressão antrópica.

A vocação turística comandada pela presença das águas minerais, grande parte jorrante nos fontanários do Parque das Águas, também incita em zelo pela estética urbana, verificável, sobretudo, nos setores centrais onde o fluxo de turistas é mais intenso. Não apenas na área central se concentra a rede hoteleira, diversificando-se em grande número de estabelecimentos em bairros mais afastados em diversos padrões. A ocupação atabalhoada de alguns setores mais periféricos, entretanto, faz avultar a incompetência nos projetos de urbanização, que parecem desconhecer condutas triviais de planejamento urbano.

Também pertencem ao Circuito das Águas os municípios de Conceição do Rio Verde, Cambuquira, Lambari e Caxambu. Nenhum deles apresenta atualmente fluxo turístico como São Lourenço, ainda que os dois últimos ainda tenham alguma expressividade. Avizinha-se de Caxambu em 6 km a sede de Baependi, município de considerável extensão territorial, fronteiro também com os municípios de Cruzília e São Thomé das Letras.

Na região do médio curso também fica a Soledade de Minas, que se organizou em tamanho modesto rente ao Rio Verde em direção às encostas mediante arruamentos íngremes

em sistema morro acima a partir da ruptura de declive com o plano aluvial. Acatando a regra, este compartimento geomorfológico também se encontra ocupado, com sequências de residências literalmente posicionadas nas margens do rio em todo o espaço urbano, onde a manutenção das áreas de preservação permanente referente às matas ciliares foi abolida. As áreas de infiltração nas baixadas ficam restritas a exíguos vazios urbanos.

Na margem esquerda do Rio Verde o município de Carmo de Minas é atravessado pelo Ribeirão do Carmo; do eixo central se espalha também pelos morros adjacentes. Completa a rede urbana do médio curso, entre Carmo e Lambari, os municípios de Jesuânia e Olímpio Noronha, núcleos menores encravados em paisagens enfaticamente rurais.

3.7.3. O baixo curso e sua urbanização mais adensada

Indubitavelmente, é na baixa bacia do Rio Verde que se forma uma rede urbana mais expressiva, favorecida com a passagem da Rodovia Fernão Dias, perto da qual se edificam cidades importantes e de porte considerável como Três Corações e Varginha, além de núcleos menores como Eloi Mendes e São Gonçalo do Sapucaí.

Segundo IGAM (2010), o baixo vale do Rio Verde responde por 45,8% da vazão retirada do rio, o que corresponde a $1.0526 \text{ m}^3/\text{s}$. A maior parte desse percentual é destinada ao abastecimento público e industrial de Varginha e Três Corações, além da irrigação de áreas de cultivo de milho e café. De fato, são os municípios de Três Corações e Varginha os que apresentam aspecto de típica cidade média no que se refere ao porte e disponibilidade de serviços, além de formarem os distritos industriais mais expressivos de toda a bacia.

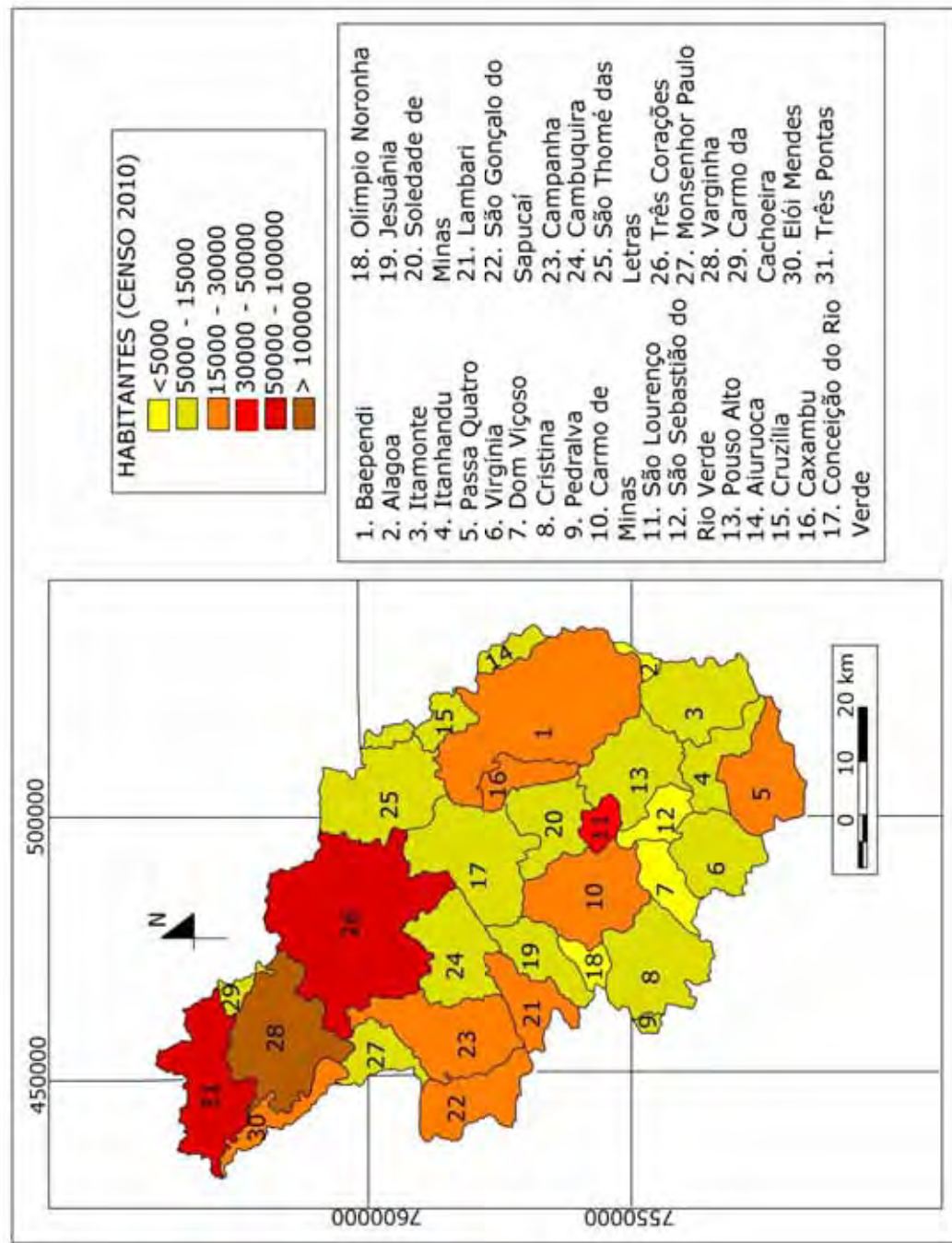
O Rio Verde dissecar a área urbana de Três Corações e passa por sua área central, onde as enchentes são um risco premente e se instalam com certa recorrência. O relevo recortado em morros deu aporte aos bairros que se estendem até os interflúvios. Margeando a rodovia Fernão Dias está instalado o parque industrial.

Nas proximidades da área urbana de Varginha o Rio Verde sofre encaixamento pronunciado dado por controle estrutural. Dessa forma, o sítio urbano não se aproveitou, a exemplo de outros municípios da bacia do Rio Verde, da topografia plana de fundo de vale, edificando-se em morros dissecados por vales encaixados que dão a tônica de seu sítio urbano.

Distando a sede algumas dezenas de quilômetros do vale do Rio Verde compõem também a rede urbana do baixo curso os municípios de Cambuquira e Campanha, o primeiro

pertencente ao Circuito das Águas e o segundo correspondendo ao núcleo de ocupação mais antiga da bacia.

Figura 3.6. Distribuição dos territórios municipais na bacia do Rio Verde e seus respectivos contingentes populacionais.



CAPÍTULO IV

AS SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E A COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO

4.1. A bacia do Rio Verde no contexto do domínio tropical atlântico

O termo morfoclimático aglutina as relações estreitas entre o clima e as formas de relevo, abarcando tanto a dinâmica atual do complexo paisagístico como também a evolução paleogeográfica e paleoclimática, sendo assim de grande valia para empreendimentos de reconstrução paleoambiental e para estudos da morfodinâmica vigente.

Os primeiros elementos retumbantes da interferência do clima na evolução do modelado foram postulados por Walther Penck, colocando a geomorfologia alemã como contraponto de peso frente à Teoria do Ciclo da Erosão preconizada pelo estadunidense Willian Morris Davis (DAVIS, 1899), enfática no controle tectônico processado por soerguimento relativamente rápido do relevo seguido por denudação lenta, da ordem de centenas de milhões de anos, até o arrasamento completo e conversão do relevo inicial em peneplano, entendido como o estágio mais senil do modelado. Para Penck, o modelado terrestre evolui orquestrado por concomitância entre os processos endógenos – orogenéticos e epirogenéticos - e os processos exógenos sob a égide do imperativo climático.

Entre outros geomorfólogos importantes, Passarge (1933) também colocou em realce a ação do clima juntamente aos agentes endógenos emanando uma geologia comparada pautada no que designou como *morfologia geológica* e *morfologia fisiológica*, destacando o papel do clima atuando, através de seus agentes, em diferentes intensidades conforme a zona climática, e chamando atenção para a importância da cobertura vegetal na evolução do relevo.

Ciente do papel relevante do clima para a evolução do modelado e da paisagem como um todo, Ab'Sáber (1967) propõe divisão do meio físico brasileiro em domínios morfoclimáticos definindo diferentes domínios de paisagem que mantêm estreitas relações entre o clima, o modelado e a massa vegetal existente, concebendo ainda áreas de transição ou corredores marcadoras da passagem de um domínio para outro.

Numa abordagem ecológica, Walter (1986) elabora proposta classificatória dos biomas terrestres vinculando as manifestações fitogeográficas às zonas climáticas, definindo assim nove zonobiomas numerados em ordem crescente da faixa equatorial à polar de distribuição eminentemente latitudinal nos quais podem estar incutidos domínios fitogeográficos que

medram na dependência de fatores físicos inerentes aos zonobiomas, como a litologia (litobiomas), o relevo (orobiomas), a salinidade (halobiomas), a interferência de incêndios naturais (pirobiomas) e assim por diante. De forma declarada é utilizado o termo ecótono para a marcação das faixas transicionais entre biomas zonais, designados zonoecótonos, numerados com referência aos dois zonobiomas que estabelecem a ligação. Por exemplo, designa-se Zonoecótono I/II aquele que marca a transição entre o Zonobioma I (Zonobioma do clima equatorial diurno com floresta pluvial tropical sempre verde), que se refere às florestas pluviais equatoriais do tipo amazônica e congoleza, e o Zonobioma II (Zonobioma da região tropical úmido-árida de chuvas estivais e de florestas de folhas caducas), em referência às faixas tropicais, com estação chuvosa e seca razoavelmente diferenciadas.

Em referência aos domínios morfoclimáticos de Ab'Sáber (1979), a bacia do Rio Verde está posicionada no domínio dos “mares de morro” florestados (AB'SÁBER, 1965), área de intensa decomposição de rochas gnáissico-graníticas dada pelo intemperismo profundo orquestrado pelo imperativo climático tropical. É bem verdade que a diversidade litológica e tectônica regional faz com que nem sempre a tipicidade mamelonar caracterize o conjunto de formas de relevo, muito embora assuma ocorrência conspícua em tamanho e inclinação variáveis entre as cristas assimétricas que seccionam a bacia no sentido NE-SW.

Na classificação de Walter (op cit), o encaixe mais aproximado seria comportado pelo Zonobioma II, de caráter tropical, ainda que se deva considerar a presença de orobiomas e rupestrebiomas em função da acentuada amplitude altimétrica que atenua o rigor tropical do clima e de uma sorte de biótopos rochosos em litologias variadas onde as fisionomias florestais dão lugar a paisagens de exceção comandadas por campos.

Outro elemento complicador para taxativamente atrelar a extensão territorial abrangida na presente tese como típica de um domínio morfoclimático é o caráter transicional que passa a assumir a partir da porção noroeste das cristas monoclinais que interceptam a parte central da bacia em direção ao sistema de Furnas. Transpostas tais estruturas, manchas de cerrado e alguns cerradões em LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO passam a ocorrer intercaladamente aos remanescentes florestais, passando a compor de forma mais expressiva os mosaicos vegetais nas áreas próximas a represa de Furnas, região onde as elevações passam a apresentar aspecto mais residual com topos planos e extensos.

Pode-se afiançar então que uma parte da bacia do Rio Verde situa-se no domínio tropical atlântico ou dos “mares de morro”, e outra parte em uma área de transição, que começa a se configurar a noroeste das cristas monoclinais. O relevo mamelonizado se mantém, mas a vegetação original acusa em suas reminiscências uma progressiva ocupação

pelo cerrado, que tende a aumentar em direção ao interior até dominar na região dos patamares da Canastra. A intercalação entre floresta e cerrado é indicativa de uma faixa transicional entre os dois domínios. Nas áreas tipicamente florestais a presença de relevos tectônicos bastante sobrelevados incrementam os mosaicos vegetacionais com os campos altimontanos que medram nos patamares mais elevadiços.

O estudo da evolução do relevo no Brasil Sudeste perpassa por considerações acerca dos processos tectônicos e denudacionais que vem ocorrendo desde o Paleógeno com a abertura do rifte, pelos efeitos tectônicos mais recentes de idade neogênica (aqueles vinculados à atividade neotectônica) que se sobrepuseram à tectônica Cretáceo-Paleógena, e pelas oscilações climáticas que se deram durante o Cenozoico. É fundamentalmente necessário então que os aspectos morfoclimáticos e morfotectônicos sejam foco de abordagem se a finalidade for uma apreciação evolutiva.

4.2. Evolução do relevo e superfícies geomorfológicas

Uma sequência cronológica marca as elaborações de modelos explicativos da evolução do relevo brasileiro por meio da abordagem nos termos das superfícies de erosão ou de aplainamento, conforme sistematizado em revisão elaborada por Silva (2009), que elucida a confusão terminológica existente entre as superfícies erosivas, associadas a processos de denudação em diferentes litologias levando a formação de níveis altimétricos diferenciados, e as chamadas superfícies estruturais, que correspondem a níveis mantidos numa mesma faixa altimétrica em função da própria estrutura geológica. Tais terminologias acionadas para a explicação da gênese de diferentes níveis altimétricos do relevo vêm sendo unificadas pelo emprego do termo *superfície geomorfológica*.

Daniels & Hammer (1992) reconhecem a existência de superfícies construtivas (acumulativas) formadas por processos de deposição sedimentar, e de superfícies erosivas, estas últimas formadas por processos erosivos eólicos, de movimentos de massa ou pela ação da água, frisando que a maioria das superfícies de erosão apresentam elementos deposicionais em declives de até 20%, sendo, entretanto, os sedimentos associados (e não o declive da encosta) que fornecem a distinção entre superfícies erosivas e deposicionais. Os autores sintetizam as principais propriedades das superfícies geomórficas da seguinte forma:

“A geomorphic surface can be level planar, or steeply sloping and ranging from planar through concave and convex or any combination of those shapes. A geomorphic surface is an area of land that has a development history related in space and time. A geomorphic surface is either constructional or erosional or both. All erosional surfaces during their

formation grade to a constructional surface.” (DANIELS & HAMMER, op cit, p. 136).

Nessa concepção as superfícies geomórficas podem ser erosivas ou acumulativas (ou manter as duas origens), ocorrer tanto em litologias diversas como em mesmo domínio litológico; pode ter sido elaborada em largo tempo geológico ou em amplitudes temporais mais curtas. Ainda segundo Daniels & Hammer (op cit, p. 139):

“A geomorphic surface may be depositional, or erosional, or both origin. It may be a level plain, a straight slope, or have a multicurvate or undulating shape. A surface may occur on one rock-type or sediment, or it may cut across several. It may have formed in a very short time (ash fall, lava flow), or have taken a long time to develop. A surface of large areal extent can have a considerable range in age. Tectonic movement, faulting or warping, do not destroy a geomorphic surface”.

Consideramos na presente tese superfícies geomorfológicas de caráter erosivo – paleosuperfícies ou em vias de elaboração – e acumulativo, representadas por superfícies geomorfológicas elaboradas a partir de processos predominantemente deposicionais, além das superfícies estruturais mantidas em condição de patamares sobrelevados por fatores de ordem tectônica (epirogênese diferencial) ou litológica (resistência da rocha ao ataque químico).

Fatores climáticos e tectônicos podem exercer ação concomitante na elaboração de uma superfície geomorfológica, determinando seu aplainamento por meio da erosão ou organizando diferentes níveis altimétricos dados pelos soerguimentos diferenciados de blocos, que por sua vez interferem na dinâmica erosiva e deposicional a gerarem formas agradacionais em zonas de estocagem de sedimentos nos blocos rebaixados. Naturalmente, as superfícies acumulativas são formadas à expensa da erosão processada nos níveis topográficos mais elevados, alargando-se também pela degradação das encostas além do trabalho fluvial.

As superfícies de aplainamento (em acepção mais clássica) configuram áreas de estruturas diversas que foram aplainadas ou cortadas indiferentemente pela erosão, o que repercute em uma forma topográfica discordante da estrutura, localizada acima do nível de base regional e modelada por processos de desnudação subaérea, associados ou não a processos de acumulação (PINTO, 1988).

Small (1986) ressalta a importância do controle imposto pelos níveis de base locais na elaboração de uma superfície de aplainamento, cujo reconhecimento é feito pela análise destes níveis, responsáveis pela preservação ou dissecação intensa e consequente destruição da superfície.

Em outras palavras, Bigarella (2003) esclarece que uma superfície de erosão configura um plano que trunca a estrutura e a litologia regional como um todo independentemente da resistência à erosão, reduzindo todas as rochas a uma superfície aplainada, processo este tendencialmente ligado à degradação lateral da paisagem e formação de pediplanos.

Cassetti (1981) considera os aplainamentos regionais como longos episódios denudacionais cenozoicos, com interferência de fases agressivas.

Entre os diversos autores que se dedicaram aos estudos das superfícies de aplainamento e dos níveis de erosão embutidos destacamos os trabalhos de: De Martonne (1943); Freitas (1951); King (1956; 1962; 1976); Ab'Sáber & Bigarella (1961); Ab'Sáber (1960); Ab'Sáber (1962); Ab'Sáber (1969); Ab'Sáber (1969a); Ab'Sáber (1969b); Ab'Sáber (1969c); Ab'Sáber (1969d); Almeida (1964); Bigarella & Mousinho (1965); Braun (1971); Ranzani, et al. (1972); Barbosa (1976; 1980); Pinto (1986); Varajão (1991; 2009); Valadão (1998); Almeida & Carneiro (1998); Peuvast & Sales (2002).

Os primeiros estudos mais concisos sobre as superfícies de aplainamento em território brasileiro foram levados a efeito por De Martonne (1943). Bigarella (2003) cede mérito ao autor argumentando que, anteriormente aos seus estudos, as superfícies aplainadas registradas no Brasil eram interpretadas como resultado de processos de peneplanização que atuaram em largo tempo geológico, ao gosto da geomorfologia davisiana. A essa ordem de interpretação se coaduna a ideia de *peneplano extensivo* de Washburne (1930) concebida para a Depressão Periférica Paulista, ou ainda os estudos de James (1930) para o sudeste brasileiro. A transição entre o referido corpo de abordagem para os estudos emanados das escolas cíclicas, pautados fundamentalmente nas mudanças climáticas atuando na elaboração de superfícies de aplainamento, foi discutida sumariamente por Modenesi (1976).

A partir dos estudos desempenhados por De Martonne (1943) tomou lugar uma concepção de três ciclos responsáveis pela evolução de três grandes níveis de aplainamento designados por Superfície dos Campos (Cretáceo Médio), Superfície Paleogênica (Terciário Inferior ou Paleógeno) e Superfície Neogênica (Terciário Superior ou Neógeno). Também reconhece uma superfície nas proximidades de Itu (SP), de idade pré-permiana, posteriormente exumada na interpretação do autor. Almeida (1964) denomina-a de Superfície Itapeva, reconhecendo que a mesma serviu de base para o assentamento dos sedimentos pertencentes à Formação Furnas, de idade devoniana.

A tipicidade máxima da Superfície dos Campos foi reconhecida nas cimeiras da Serra da Mantiqueira, nos enclaves dos campos rupestres e de altitude, com considerações mais contundentes voltadas para o Planalto de Campos do Jordão, provavelmente motivadas pelo

seu próprio aspecto mais aplainado em relação a uma Mantiqueira subnivelada pelos basculamentos de blocos. Abaixo dessa superfície formam-se patamares altimetricamente mais baixos cuja idade relativa foi atribuída pelo autor ao Paleógeno (Superfície Paleogênica). Tais patamares se abrem em alvéolos alargados nos compartimentos depressionários dos principais tributários do Rio Grande, e foram reconhecidos na Depressão Pousoalegrense na condição de uma superfície cuja elaboração teria se iniciado no Neógeno (Superfície Neogênica).

Nos estudos de Freitas (1951), o fator tectônico foi considerado como o principal elemento responsável pela geração de superfícies de erosão. De interesse para a área de estudo, o autor esquematiza sua concepção da seguinte forma:

< Peneplano de nível A (1800-2000 metros) – Interpretado como ruptura tectônica de uma antiga superfície de erosão, materializando blocos mais senis em contraste a jovialidade das frentes escarpadas, formando cimeiras aplainadas pontuadas por charcos e banhados.

< Peneplano de nível B (1200-1400 metros) – De caráter extenso e descontínuo, foi interpretado como fonte da sobrelevação do nível A, que teria se dado por interferência tectônica a partir deste nível atualmente mais rebaixado.

Em relativa aproximação, tais peneplanos correspondem à Superfície dos Campos e Paleogênica de Emmanuel De Martonne.

Sem especulações contundentes a respeito da cronologia dos níveis supramencionados, o autor dá ênfase às ações tectônicas para explicar a evolução morfológica da Serra da Mantiqueira e recorre com certa frequência às referências altimétricas na interpretação das superfícies geomórficas.

Em contraste, Ruellan (1953) reforça o papel do clima na dissecação, exumação e sepultamento de superfícies de erosão, enfatizando a ação das fortes enxurradas características do clima tropical e os processos de escoamento concentrado e erosão fluvial associada, a exercer trabalho efetivo nas superfícies geomorfológicas sobre as quais atua.

Posteriormente a estes ensaios precedentes, outros estudos seminais a propósito das superfícies de erosão do Brasil Oriental foram realizados por Lester C. King (KING, 1956; 1962), que na época levou à concepção de uma sequência de ciclos erosivos responsáveis pelo aplainamento de suas respectivas superfícies geomórficas, a saber: Superfície fóssil carbonífero-devoniana; superfície desértica (Triássico); Ciclo Gondwana (Cretáceo Médio), Ciclo Pós-Gondwana (Cretáceo Superior), Ciclo Sulamericano (Paleógeno), Ciclo Velhas (Plio-pleistoceno) e Ciclo Paraguaçu (Quaternário). As duas fases mais antigas foram eminentemente agradacionais, e teriam se dado em uma massa litosférica em subsidência. As

demais são predominantemente de desnudação, e suas elaborações estariam ligadas à elevação da massa continental.

Na concepção de King (1956) a superfície Devoniano-Carbonífera teria sido aplainada pela ação abrasiva agressiva exercida por geleiras, e foi reconhecida em estados do Sul do país e São Paulo e oeste mineiro com base na presença de depósitos de morenas e de rocha *moutonée*, a exemplo da existente no município de Salto (SP).

O elemento de reconhecimento da superfície desértica revelou-se ao autor em discussão por uma discordância de base do arenito Botucatu, reconhecendo em algumas áreas uma marcação dada por calcáreo silicificado congênere a calcretes que ocorrem no deserto do Kalahari.

O ciclo Gondwana é tido como uma fase erosiva que se prolongou por todo o Jurássico nivelando os terrenos basálticos formados pela efusão magmática e fragmentos já arrasados da superfície desértica. Também do Mesozóico e quase tão antiga quanto a superfície precedente é a Pós-Gondwana, aparecendo, segundo Lester King, sobre os flancos de relevo montanhoso que são cortados pela superfície Gondwana, apontada sem maiores detalhes de seu posicionamento nas proximidades de Vitória da Conquista (BA) e em zona de relevo acidentado entre remanescentes da superfície Gondwana e Sul-americana posicionada na faixa divisória entre o setor leste e oeste de Minas (a paisagem de referência do autor remete ao norte de Carmo do Paranaíba, MG).

Entre os ciclos de erosão concebidos por King, aquele mais recorrentemente mencionado, e objeto de relações mais diretas, se refere ao que engendrou a Superfície Sul-americana, do Paleógeno. Sua esculturação teria se dado em longo lapso temporal, o que fez com que atingisse grande uniformidade de aplainamento. Para o autor (KING, 1956, p. 167) “esta superfície aparece frequentemente como chapadas que se elevam sobre sistemas de vales ou planícies onduladas, produtos da ação de ciclos posteriores”. Prosseguindo (op cit. p 168), “os remanescentes aplainados desta superfície ainda a individualizam apesar da dissecação subsequente, como a superfície fundamental na qual a topografia moderna foi esculpida”.

A Superfície Velhas, ainda segundo a concepção de King, teria se formado a partir da desnudação da superfície Sul-americana, e se apresenta na forma de relevo ondulado produto de ampla pedimentação. Encontra-se dissecado pelo ciclo mais recente, designado Paraguaçu, responsável pela abertura de gargantas e vales por frente erosiva a agredir a superfície predecessora. Este ciclo não teria ainda atingido amplo aplainamento, estando restrito a proximidades da costa atlântica restritos aos vales dos principais rios.

Braun (1971) chama a atenção, em seus estudos, a respeito da Superfície Gondwana, alegando que a sedimentação deve ter sido muito pobre no Triássico, período ao qual era atribuída a deposição dos sedimentos Botucatu na época dos estudos de King, o que induziu o autor a um erro de interpretação para este caso.

O estudo das superfícies de erosão desde o início é marcado, conforme pode ser verificado, por uma notória discordância entre os autores no que concerne a nomenclatura, período e tempo de duração dos ciclos denudacionais que agrediram as paisagens brasileiras durante o Cenozóico. Entretanto, no afã de compreender a evolução do relevo brasileiro, certa convergência de idéias se cristalizou nas últimas décadas na interpretação da superfície Sul-americana, identificada em uma série de compartimentos de cimeira distribuídos pelo território nacional.

É reconhecido para a superfície Sul-americana um longo período de aplainamento que se estendeu por todo o Paleógeno. Braun (1971) chega ao extremo de considerar que todo o relevo brasileiro atual foi esculpido a partir da referida superfície.

King (1956) também entende, conforme visto, que a partir da superfície Sul-americana é que se desenvolveu a escultura da paisagem moderna do Brasil. Constitui a superfície de erosão mais ampla, ocupando as chapadas ao sul da Serra do Espinhaço e o setor meridional do estado de Minas Gerais.

Contemporaneamente aos trabalhos de Lester King, o geógrafo brasileiro Aziz N. Ab'Sáber defendeu sua tese de doutorado frente a Universidade de São Paulo, posteriormente publicada na forma de livro (AB'SÁBER, 2007). Em seu trabalho, o autor reconheceu para o sítio urbano de São Paulo a presença de uma superfície mais antiga entre 1100 e 1300 metros a qual designou como Superfície das Cristas Médias, na qual se encontram embutidas níveis mais recentes designados como Superfície Itapecerica-Cotia (900 a 950 metros) e Superfície de São Paulo (800-850 metros). Tais superfícies, respectivamente datadas do Cretáceo, Paleógeno e Plio-pleistoceno, seriam, na concepção do autor, autênticos testemunhos de relevos policíclicos.

Aos patamares mais elevados do estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais, preservados, sobretudo, em litologias quartzíticas e gnaisse-granitos quartzosos, Almeida (1964) chamou de Superfície do Japi, que corresponde à Superfície Sul-americana de Lester King ou das cristas médias de A. Ab'Sáber, propondo que este extenso nível de aplainamento e os patamares mais elevados da antéclise da Mantiqueira (Superfície dos Campos, de Emmanuel De Martonne) correspondem à mesma superfície geomórfica. Reconheceu o aplainamento Japi nos topos das serras e residuais esculpidos nos planaltos cristalinos do

estado de São Paulo, Serra do Mar, no Planalto de Poços de Caldas, Serra da Mantiqueira e setor centro-sul de Minas Gerais, prolongando-se em alinhamentos serranos para o estado de Goiás na região de Piracanjuba e Caldas Novas e apresentando-se preservada em morfologia tabuliforme nos divisores das bacias dos rios São Francisco e Paranaíba, no oeste de Minas Gerais (foto 4.1).

Reiterando as concepções anteriores, Almeida & Carneiro (1998) asseveram que os indícios da ocorrência da Superfície Sul-americana aparecem em grandes extensões do sudeste brasileiro, ora nivelando cumeadas de sistemas orográficos de destaque como as serras do Mar e Mantiqueira, ora ocorrendo localmente no topo de planaltos elevados, nivelando as mais variadas estruturas, inclusive intrusões alcalinas senonianas do oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás.

Sobre a Serra do Mar, em específico a Serra dos Órgãos (RJ), Hartwig (2006) declara concordância com os autores clássicos mencionados acerca da subsistência de uma superfície de erosão (Sul-americana ou Japi), acrescentando as observações de Ferrari et al. (2001) de que rochas alcalinas efusivas datadas de aproximadamente 65 Ma que ocorrem nos sedimentos da Bacia do Macacu (município de Itaboraí) conseguiram se manter preservadas, sugerindo que os processos erosivos relacionados ao aplainamento da Superfície do Japi ficaram restritos na área ao neocretáceo. A imagem abaixo (foto 4.2) ilustra as cimeiras da Serra dos Órgãos, prolongamento da Serra do Mar, no município de Teresópolis (RJ), sustentadas por uma cúpula granítica sobreposta aos gnaisses.



Foto 4.1. Chapadões divisores das bacias dos rios São Francisco e Paranaíba. Estruturas subhorizontalizadas com topos aplainados e bem nivelados testemunham a ocorrência da Superfície Sul-americana ou do Japi.

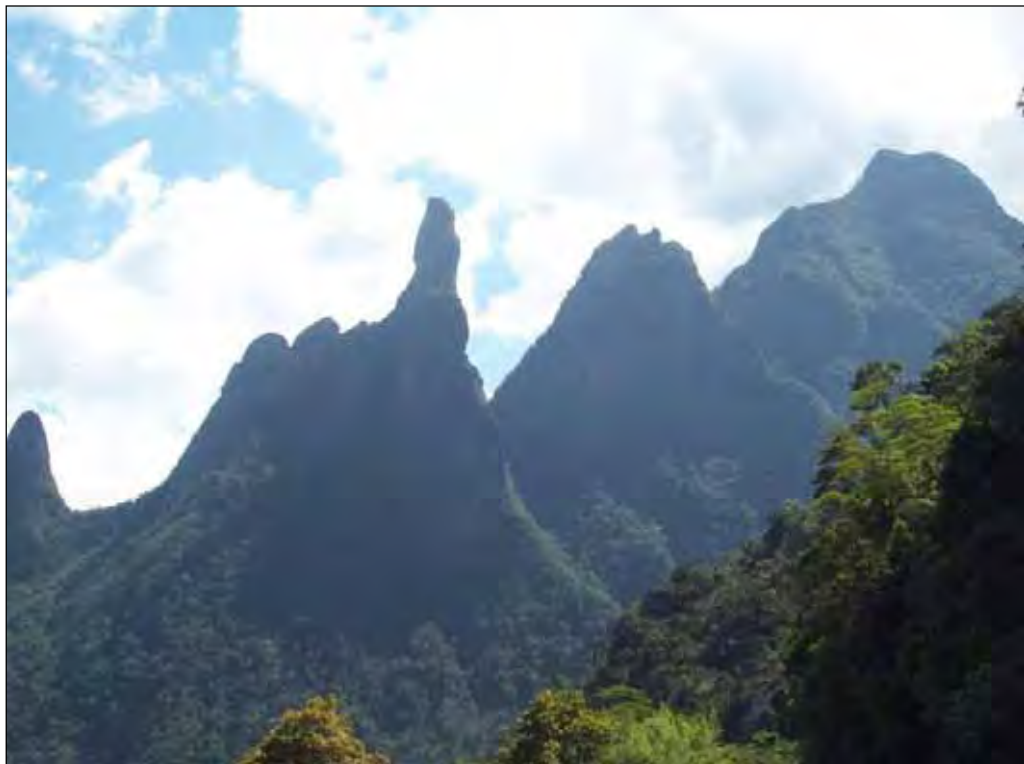


Foto 4.2. Patamares de cimeira da Serra dos Órgãos, município de Teresópolis (RJ).

Conforme as elucidações de Valadão (2009), a elaboração da Superfície Sul-americana remonta ao processo de rifteamento da placa Afro-brasileira, no qual, ainda no estágio sin-rifte a ruptura crustal gerou imponentes escarpas de falha no Brasil Oriental por conta do soerguimento, organizando uma rede hidrográfica menos agressiva orientada para o interior e separadas por interflúvios escarpados que se formaram de outro sistema hidrográfico composto por bacias de drenagens mais agressivas voltadas para o oceano em formação.

Em conformidade com Hasui (1990), a Superfície Sul-americana aplainou enorme extensão do Brasil Oriental, sendo alçada, após sua formação, até as altitudes atuais (em torno de 1100 metros) no Brasil Centro-Oriental, alçamento este que viabilizou a esculturação do relevo atual através de pulsos com assinaturas em superfícies de erosão mais recentes.

Para o Brasil Central, Pinto (1986) identifica a Superfície Sul-americana como residual de aplainamento na região da Chapada dos Veadeiros, onde se mantem em altitudes superiores a 1400 metros nos patamares interfluviais marcadas por escalonamento topográfico que Braun (1971) chegou a interpretar como inselbergues subsistentes ao relevo pós-gondwano. Na interpretação de Pinto (op cit.), os patamares residuais da chapada revestidos por LATOSSOLOS e laterita tiveram seu aplainamento dado por processos de etchplanação que incidiram sobre uma superfície de idade cretácea em condições de clima tropical ao longo do Cenozoico, privilegiando o papel do intemperismo químico e distinguindo residuais cretáceos mais elevados de superfícies paleogênicas e neogênicas, além de um pediplano plio-pleistocênico. Paisani et al. (2008) também advogam a favor da importância dos processos de etchplanação na elaboração de superfícies de aplainamento em complemento aos modelos clássicos calcados na pedimentação.

Estudos dedicados ao Brasil Central com menções importantes sobre as superfícies de aplainamento também foram apresentados por Nascimento (1992), que reconhece a prevalência da Superfície Sul-americana nos topos aplainados das mesetas do Planalto Central Goiano, destacadamente na subunidade do Planalto do Distrito Federal, onde aparece na forma de interflúvios levemente dissecados modelados predominantemente sobre quartzitos interestrafiados com metasiltitos, filitos e argilitos do Grupo Paranoá protegidos por coberturas detrítico-lateríticas (foto 4.3). A autora reconhece em sua leitura a ocorrência de desgaste mecânico por processo de pediplanação em clima semiárido na geração do relevo intermontano que caracteriza as extensas superfícies pedimentares cobertas por cerrado do Planalto Central. Na Depressão do Araguaia aparece na forma de alinhamentos dissimétricos e *hog backs* residuais encravados em extensas superfícies pedimentares (foto 4.4).

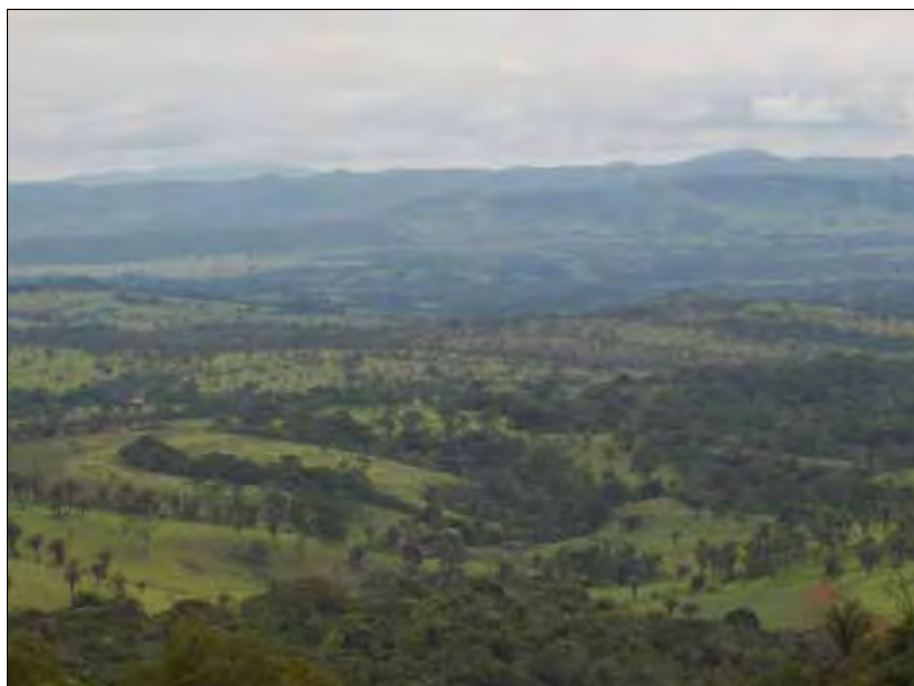


Foto 4.3. Relevo tabuliforme de topos aplainados no Planalto do Distrito Federal, entorno de Brasília, DF.

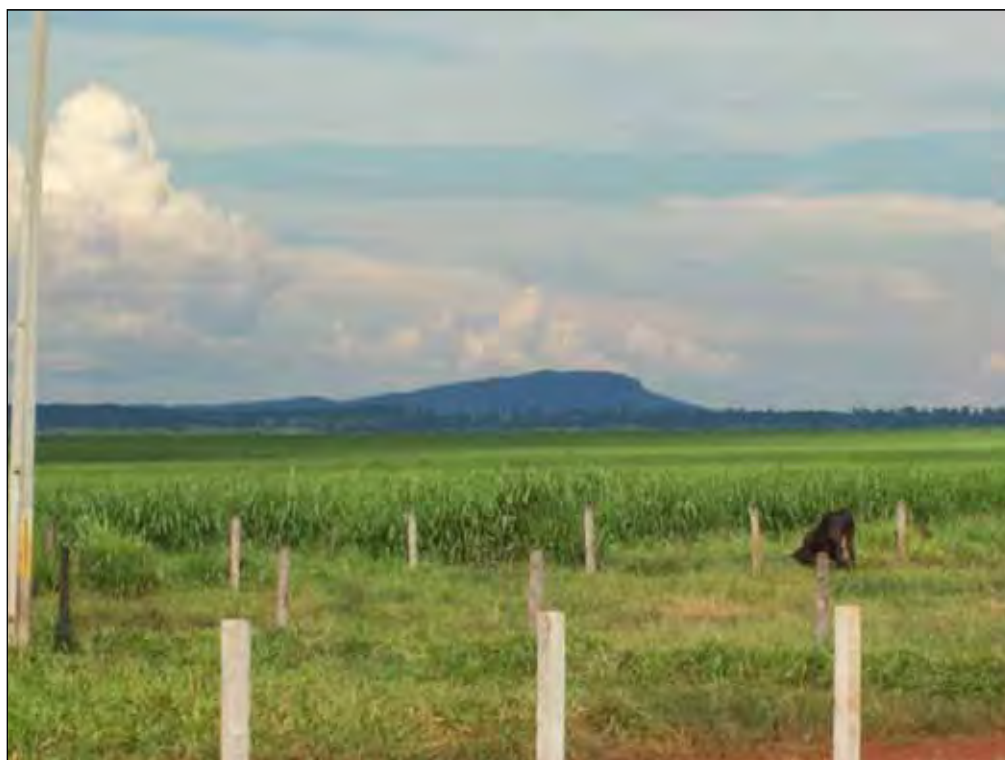


Foto 4.4. Alinhamentos assimétricos (*hog backs*) residuais contrastando com extensa superfície pedimentar aplainada (Aruanã, GO).

Motta et al. (2002) também reconhecem a ocorrência do ciclo Sul-americano no Planalto Central Brasileiro, correspondendo aos topos de mesetas revestidos por LATOSSOLOS e capeados por canga laterítica, aos quais denominaram de *primeira superfície*. Ao que chamaram de *segunda superfície* corresponde a um plano inclinado que

conecta a borda da superfície anterior aos fundos de vale, sugerindo associação com a Superfície Velhas de King (op cit). Uma *terceira superfície* reserva referência a áreas de dissecação mais recente, sem correlações diretas com as nomenclaturas recorrentes. Para estes autores a superfície geomórfica de referência primordial também é a Sul-americana, com aplainamento completado na parte média do Cenozoico sucedido por dissecação da paisagem e inversão do relevo que realçou as chapadas com topos preservados pela presença de crostas petroplínticas.

No nordeste brasileiro, Barbosa (1976) correlacionou para o semiárido baiano o que designou Superfície dos Geraizinhos à Superfície Sul-americana de Lester King, frisando que na área contemplada por seu estudo não há relevos aplainados mais antigos. É representado pelos remanescentes dobrados, geralmente balizados em quartzitos tal como o geossinclíneo do Espinhaço, chamando a atenção para a possível relação dessas superfícies mais altas a um comportamento estrutural.

A Superfície Sulamericana ou do Japi também vem sendo correlacionada ao topo das cuevas arenítico-basálticas (PENTEADO, 1968), que no estado de São Paulo estabelecem contato erosivo com a Depressão Periférica Paulista, com típicos morros ruiformes distais ao front da cuesta na borda da depressão subsequente (foto 4.5.), região de circundesnudação pós-cretácea, de acordo com Ab'Sáber (1949). No Mato Grosso do Sul tais feições ocorrem em caráter mais festonado e residual perfazendo a extremidade ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná nos limites com a planície do Pantanal, dada pela Serra de Maracaju (foto 4.6), consideravelmente nivelada e aplainada em suas cimeiras, em condição bastante residual.

Também na região das cuevas, Ladeira & Santos (2005) propuseram um modelo evolutivo regional do relevo (Serra de Itaqueri, estado de São Paulo) com base na análise de paleossolos e perfis de alteração (ferricretes, silcretos), reconhecendo uma superfície mais antiga que trunca as formações Botucatu e Serra Geral cuja idade de elaboração foi inferida entre o Cretáceo Médio e Superior e início do Paleógeno.



Foto 4.5. Desnívelamento altimétrico entre as cuestas basálticas e a Depressão Periférica Paulista, com morros testemunho distais (Itirapina, SP).



Foto 4.6. Serra de Maracaju: front da cuesta estabelecendo o contato entre a Depressão do Rio Paraguai e o Planalto de Maracaju/ Campo Grande; extremidade ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná (Aquidauana, MS).

A elaboração da Superfície Sul-americana remonta ao Mesozóico a partir da ruptura das placas Sul-americana e Africana, se desenvolvendo até o Mioceno Médio, quando teve início a sedimentação do Grupo Barreiras, perfazendo um intervalo de tempo de aproximadamente 100 Ma (BIGARELLA, 2003). Em função desse expressivo lapso temporal, é considerado que o desenvolvimento da Superfície Sul-americana não constitui um processo único e contínuo.

Ao longo do Cenozóico a Superfície Sul-americana foi deformada por flexuras e grandes falhamentos, erguendo-se gradualmente por flexão até altitudes superiores a 2000 metros nas cumeadas da Serra da Mantiqueira (Planalto de Campos do Jordão), conforme já discutido por Almeida (1964). Durante sua deformação, o Planalto Atlântico foi exaustivamente desnivelado por falhas, desenvolvendo semi-grábens com inclinação para NNW e orientados segundo direções ENE dos falhamentos pré-cambrianos então reativados, originando um sistema de bacias tafrogênicas (Taubaté, Resende, Volta Redonda, Guanabara) paralelo a Serra do Mar (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

A partir da reativação intraplaca do Cretáceo Superior, responsável pelo remodelamento das bacias marginais e pelo arranjo da rede hidrográfica da fachada Atlântica, a Superfície Sul-americana teria alcançado condições de relevo aplainado na passagem para o Cenozoico (VALADÃO, 1998). Após ter adquirido sua configuração final na transição entre o Cretáceo e o Paleogeno, a Superfície Sul-americana teve seu modelado retrabalhado entre o Paleoceno e o Mioceno Inferior, num intervalo de tempo superior a 40 Ma (BIGARELLA, 2003).

O soerguimento miocênico implicou na elevação de grande parte do território brasileiro, com reativações intraplaca ocorrendo de modo generalizado, o que repercutiu numa significativa desnudação continental responsável pela interrupção da elaboração da Superfície Sul-americana. Tal soerguimento modificou o nível de base no interior do continente e da fachada atlântica, rejuvenescendo a rede hidrográfica e iniciando a elaboração da chamada Superfície Sulamericana I, processo este que se estendeu até o Plioceno Superior, num intervalo de tempo que não ultrapassa 8 Ma (VALADÃO, 1998).

A partir de um novo soerguimento epirogenético ocorrido no Plioceno Superior, o mesmo autor, já citado, atribui a elaboração da Superfície Sul-americana II, que ocupa o piso das depressões interiores e sublitorâneas, correspondendo, grosso modo, à Superfície Sertaneja proposta por Ab'Sáber (1969) para o nordeste brasileiro, que sobre tal argumenta da seguinte forma:

“a análise da distribuição geográfica das áreas de pediplanação moderna no nordeste e na Bahia nos mostra a mais importante e bem preservada rede de plainos de erosão modernos – coalescentes e interligados – existentes em qualquer dos setores de compartimentos interiores do grande planalto brasileiro” (AB’SÁBER, 1969, p. 16).

As denominações Superfície Sul-americana I e Superfície Sul-americana II partem do pressuposto de que as superfícies que sucederam a Superfície Sul-americana tiveram (e estão tendo) sua elaboração processada a partir do desgaste daquela extensa superfície. Correspondem, grosso modo, às superfícies Velhas e Paraguassu de King (1956).

Bistrichi (2001) adverte que o quadro que considera a elaboração das superfícies Sul-americana I e II, da maneira que foi arrolado acima, encontra limitações de utilização na região sudeste, uma vez que a Superfície Sul-americana, nessa porção da placa, sofreu forte tectonismo em função do rifteamento que acometeu a referida região em tempos paleogênicos. Durante o Eoceno-Oligoceno, o desenvolvimento dessa superfície foi interrompido por tectônica distensiva que originou diversas bacias sedimentares, iniciando seu desgaste.

À custa da erosão da Superfície Sul-americana o Ciclo Velhas teria adentrado os setores interioranos até algumas centenas de quilômetros da costa ao longo dos rios principais, perfazendo uma distribuição geográfica bastante extensa e partilhando de forma significativa na composição da paisagem na área de estudo, ao passo que os residuais de antigas fases erosivas nos remeteriam às cumeeiras aplainadas ou retilinizadas dos altos topográficos.

A falta de consenso entre os principais autores que se encarregaram de discutir a temática pode ser visualizada através do quadro 4.1, que organiza as nomenclaturas atribuídas e os respectivos períodos de aplainamento.

Quadro 4.1. Superfícies de aplainamento segundo autores selecionados.

Autor	Nomenclatura	Período de aplainamento
Emmanuel De Martone (1943)	Superfície exumada	Carbonífero
	Superfície dos Campos	Cretáceo Médio
	Superfície Paleogênica	Terciário Inferior
	Superfície Neogênica	Quaternário
Rui Osório de Freitas (1951)	Peneplano Nível A	Cretáceo Superior/Terciário Inferior
	Peneplano Nível B	Terciário Médio/Superior
	Aplainamentos quaternários	Quaternário
Lester King (1956)	Superfície fóssil exumada	Carbonífero
	Superfície desértica	Triássico

	Superfície Gondwana	Cretáceo Médio
	Superfície Pós Gondwana	Cretáceo Superior
	Superfície Sul Americana	Terciário Inferior
	Superfície Velhas	Quaternário
	Superfície Paraguaçu	Quaternário Superior
Otto Braun (1971)	Ciclo Gondwana	Cretáceo Médio
	Ciclo Pós Gondwana	Cretáceo Médio
	Ciclo Sul-Americano	Cretáceo Superior/Terciário Inferior
	Ciclo Velhas	Plio-pleistoceno/Quaternário
Azis Nacib Ab'Sáber	Superfície dos Altos Campos	Cretáceo Médio/Terciário Inferior
	Superfície das Cristas Médias	Terciário Médio
	Superfície Neogênica	Terciário Superior
	Superfície Jundiáí	Quaternário
Fernando Flávio Marques de Almeida (1964)	Superfície Itupeva	Devoniano
	Superfície Itaguá	Carbonífero
	Superfície do Japi	Terciário Inferior
	Superfícies cíclicas terciárias	Terciário Médio/Inferior
Bigarella & Andrade (1965)	Pd ₃	Cretáceo Superior/Terciário Inferior
	Pd ₂	Terciário Médio
	Pd ₁	Plio-Pleistoceno
Valadão (1998)	Superfície Sul Americana	Cretáceo Superior/Mioceno
	Superfície Sul Americana I	Mioceno Médio/Plioceno Superior
	Superfície Sul Americana II	Plioceno Médio/Inferior

É bem verdade que a diversidade tectono-estrutural caracterizada por epirogênese heterogênea para uma série de contextos geomorfológicos brasileiros e os conhecidos e ainda pouco investigados processos de desgaste geoquímico do modelado se fazem elementos altamente complicadores para o estudo de superfícies geomórficas, dificultando as interpretações e impondo cautela às correlações diretas entre determinado nível topográfico com uma superfície erosiva. Ross (1991) advoga a favor de uma gênese diversa para os níveis topográficos ou morfológicos que se manifestam em escala local ou regional, entre as quais as seguintes foram consideradas pelo autor:

< Extensos níveis planos ou retilíneos relacionáveis a uma superfície de erosão antiga;

< Superfícies de topos retilinizados com níveis diferenciados por basculamento de blocos associados a causas tectônicas;

< Desnivelamento de superfícies de topos retilinizados por ataque químico diferencial em rochas cristalinas ou cristalofílicas;

< Patamares escalonados com superfícies planas ou aplanadas em rochas com resistência diferencial;

< Em terrenos de rochas efusivas, pode-se estabelecer níveis planos ou em rampas de baixo declive concordante ao acamamento gerado pelas fases de derrame de lava;

< Antigas superfícies exumadas na borda de bacias sedimentares;

< Superfícies aplainadas por processos erosivos generalizados interpretadas como superfícies de erosão embutida entre as bordas das bacias sedimentares e os maciços pré-cambrianos;

< Superfícies planas com topos posicionados no reverso de escarpa de bordas de bacias sedimentares;

< Diferença de níveis altimétricos de topos vinculados a processos intrusivos ou vulcânicos;

< Níveis diferenciados por processos recentes de sedimentação e erosão em depressões tectônicas;

< Níveis diferenciados por fases de deposição e erosão quaternárias em ambientes fluviais marinhos ou lacustres.

Além da complexidade imputada pelos fatores de ordem tectônica, nem todas as áreas de cimeira do sudeste brasileiro apresentam coberturas superficiais para serem datadas, muito embora alguns materiais de idade paleogênica (ferricretes, silcretos) venham sendo mapeados.

Em face aos elementos complicadores discutidos e à importância do estudo das superfícies geomórficas para a interpretação da evolução climática e tectônica do relevo, fica assumido o intuito de interpretar elementos da gênese e evolução das superfícies geomorfológicas existentes e, sempre que possível, estabelecer correlações com as superfícies de nomenclatura já consagrada na literatura geomorfológica.

Cabe, após a revisão da literatura e de um enquadramento no território, relacionar as superfícies geomorfológicas discutidas com o quadro geomorfológico vigente nos terrenos compostos por rochas cristalinas do Brasil Sudeste, enfaticamente no âmbito da bacia do Rio Verde.

4.3. Superfícies geomorfológicas na bacia do Rio Verde

As superfícies geomorfológicas ocorrentes na bacia do Rio Verde são relacionáveis a uma série de menções levadas a efeito por estudiosos do assunto, e que foram anteriormente citados, cabendo assim uma discussão sobre tais relações, ainda que se admita resguardo em relação a posturas taxativas e terminalistas no que concerne ao enquadramento direto das superfícies identificadas nas nomenclaturas existentes, bem como no referente aos modelos clássicos e suas limitações de transposição integral para a realidade estudada.

É fato, a bacia do Rio Verde comporta uma série de níveis morfológicos, em grande medida dado por fatores tectônicos. O bloco mais elevado corresponde aos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, terreno de afinidade morfológica com a Superfície dos Campos proposta por De Martonne (1943), ou Sul-americana/Japi (KING, 1956), (ALMEIDA, 1964), respectivamente. Gerado por intrusão alcalina ocorrida no final do Cretáceo e início do Paleoceno, tais blocos nivelam superfícies estruturais preservadas pela maior resistência ao intemperismo das rochas mesocráticas que conformam o compartimento.

Zalan & Oliveira (2005) correlacionam as altitudes elevadas acima de 2000 metros no sudeste brasileiro (*stocks* alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, serras da Bocaina e dos Órgãos, Planalto de Campos do Jordão) à Superfície do Japi, que também apareceria em extensos cumes planos nivelados a 1000-1300 metros na Serra do Mar, bem como em alinhamentos serranos rebaixados até 700 metros, cujo entalhamento/aplainamento seria de idade Neocretácea. Os autores tomam por hipótese que as maiores altitudes se aproximem mais da posição original dessa superfície no final do Cretáceo.

O desenvolvimento da Superfície Sul-americana a partir do final dos tempos cretácicos teria se dado em função de um período de estabilidade tectônica, que marcou a tônica da evolução morfológica até o Eoceno-Mioceno, quando novo soerguimento afetou contundentemente a fachada atlântica brasileira (HASUI, 2010).

A raridade de materiais preservados e datáveis do Cretáceo ou mesmo do Paleoceno nos altos cumes da Mantiqueira, no entanto, dificulta uma aferição precisa da idade dos patamares de cimeira e o estabelecimento de uma cronologia da denudação em caráter plenamente sistemático. A gênese tectônica da Serra da Mantiqueira e os processos de soerguimento e efeitos deformacionais pós-cretáceos não permitiram a esculturação de uma superfície homogeneamente aplainada, mas sim uma série de níveis topográficos dados pela ação erosiva, pela estrutura e por efeitos de natureza tectônica.

No entanto, em Passa Quatro foram encontradas bauxitas aluminicas geneticamente vinculadas ao maciço alcalino, do qual configuram depósito correlativo. Tais materiais constituem depósito de talude sobrejacente às rochas metamórficas pré-cambrianas, caracterizados por endurecimento e formando crostas extremamente enrijecidas cobertas por NEOSSOLO LITÓLICO (fotos 4.7 e 4.8). Thomas (1994) esclarece que a formação e destruição de perfis ferruginosos ou bauxíticos registram importantes episódios da evolução da paisagem, determinando diferentes níveis geomorfológicos nas regiões tropicais úmidas.

Depósitos similares de mesmo vínculo genético em outras vertentes do maciço alcalino foram datados por Sígolo (1997) entre o Eoceno e Oligoceno e, necessariamente, são posteriores às intrusões alcalinas, apontando a idade mencionada como a mais provável para os depósitos de Passa Quatro, que devem ter se depositado depois do Cretáceo/ Paleoceno, ao encerramento do magmatismo alcalino em contexto. Tais processos supérgenos foram bastante comuns no Eoceno-Oligoceno, época de clima bastante quente e úmido que favoreceu a formação ampla de perfis bauxíticos e lateríticos.

O papel da tectônica na distribuição geográfica de sítios bauxíticos foi discutido por Romana & Castañeda (2006), que reconheceram tais depósitos na Zona da Mata Mineira formados pela alteração em rochas do Complexo Juiz de Fora e da Megassequência Andrelândia, também regionalmente alinhadas no sentido NE-SW. Nesses conjuntos litológicos também ocorrem depósitos detrítico/lateríticos na Serra de Ibitipoca (Conceição do Ibitipoca, MG), de estrutura quartzítica, e sobre as rochas de alto grau do Complexo Juiz de Fora; nessas litologias, a propósito, se verificam alguns residuais de aplainamento em serranias alinhadas que formam proeminências com topos planos limitantes a rampas coluvionares que mergulham em direção aos fundos de vale (foto 4.9). Em relevo quartzítico na região também foi constatada evidência de laterização, ainda que em caráter mais localizado, em Carrancas, no sul de estado.

Também na Zona da Mata Mineira, na região de Cataguazes (MG), Valetton & Melfi (1988) identificaram a ocorrência de bauxitas as quais foram relacionadas com a Superfície Sul-americana, do Paleógeno, fragmentada e deslocada pela tectônica cenozóica geradora do sistema de riftes entre as serras do Mar e da Mantiqueira, que teria degradado também a maior parte das crostas ferruginosas que registrariam esta paleosuperfície.

Na região do Quadrilátero Ferrífero, Varajão (1991) menciona a ocorrência de depósitos de bauxita entre 900 e 1850 metros de altitude dotados de características texturais, químicas e mineralógicas semelhantes, e que foram conclusivamente datáveis do Eoceno.



Foto 4.7. Ocorrência de depósitos bauxíticos no sopé do maciço alcalino de Passa Quatro subjacente a NEOSSOLO LITÓLICO (Passa Quatro, MG).



Foto 4.8. Detalhe do sienito bauxitizado.

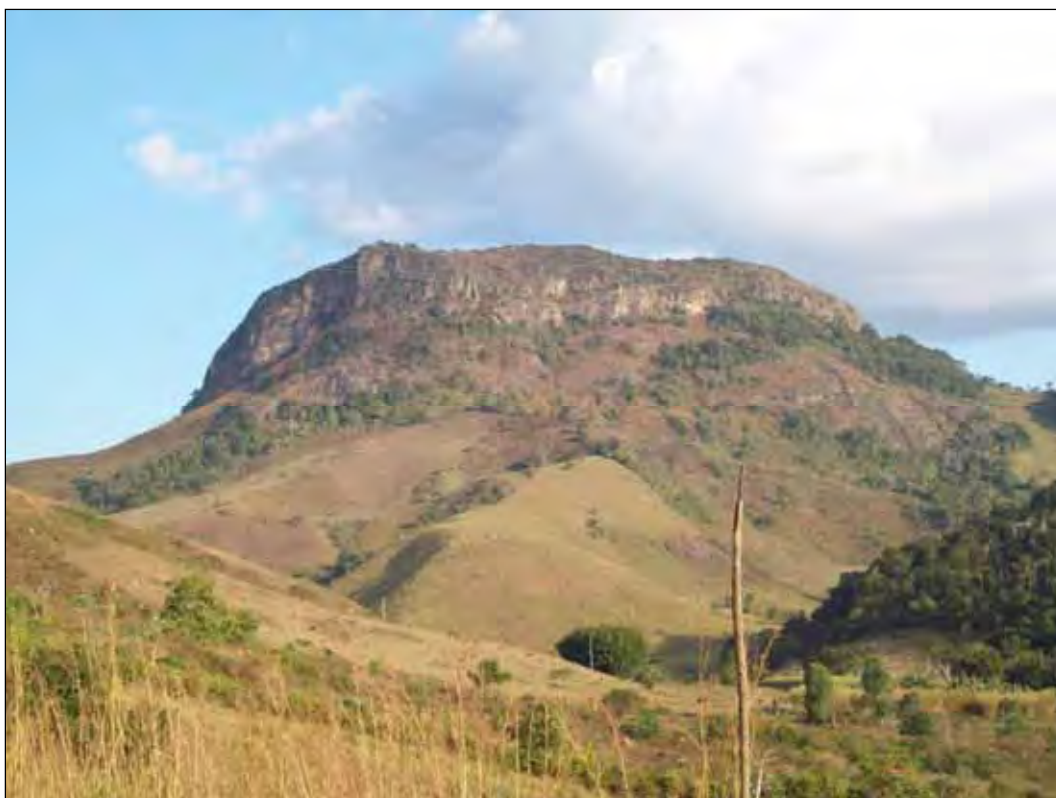


Foto 4.9. Alto topográfico de topo aplainado na bacia do Rio do Peixe, afluente do Rio Paraibuna, zona da mata mineira (Juiz de Fora, MG).

No Planalto de Poços de Caldas, Leonardi et al. (2010) caracterizaram geoquimicamente perfis bauxíticos cuja ocorrência mais conspícua está na porção norte do planalto, nivelando diferentes tipos de perfis em função de efeitos diastróficos relacionados à neotectônica.

Na bacia do Rio Verde em específico, além das bauxitas de Passa Quatro também foram aferidas formações lateríticas em São Thomé das Letras. Esse capeamento foi encontrado em relevo de morro de encostas suavizadas que dá aporte à pedogênese latossólica e de ARGISSOLOS, estando posicionado em topo aplainado nivelado em faixa ligeiramente acima de 1000 metros de altitude e sem afinidade morfológica com a Superfície Sul-americana/Japi. O pacote intemperizado subjacente constitui material argiloso bastante ferruginizado coroado pelo resistente capeamento laterítico, que segrega uma faixa mais endurecida no topo do perfil (foto 4.10).



Foto 4.10. Perfil laterítico em topo aplainado (São Thomé das Letras, MG). 7600650/ 0499935. Alt. 1010 metros.

Se a idade relativa desses materiais estiver entre o Eoceno e o Oligoceno, de acordo com o que vem sendo constatado em áreas cristalinas do sudeste brasileiro, o aplainamento dado nas áreas adjacentes às cristas quartzíticas remete aos tempos mais inferiores do Cenozoico, com perfis preservados nos topos e com prováveis interferências tectônicas. Ladeira & Santos (2005) enfatizam que os perfis lateríticos são importantes indicadores de superfícies geomórficas, uma vez que só evoluem mediante relativa estabilidade tectônica e climática e durante longo tempo cronológico. Gontijo et al. (2002) também encontraram perfis lateríticos/ bauxíticos em compartimentos de colinas rebaixadas emolduradas nos sedimentos da Formação Resende (estado do Rio de Janeiro) desnivelados de depósitos residuais acima de 1100 metros na Serra da Bocaina, sugerindo que a Superfície Velhas, identificada no topo dessas colinas, deve corresponder a um retrabalhamento da Superfície Sul-americana, abatida ou soerguida tectonicamente como já era vislumbrado por Almeida (1964).

Em segmento do interflúvio que separa as águas das bacias dos rios Verde e Grande no município de Cruzília, foram encontradas crostas superficiais lateríticas em faixas altimétricas compreendidas entre 1140 e 1150 metros, formatando-se uma faixa divisória distintamente aplainada e nivelada que adentra a bacia do Rio Grande (figura 4.1) em suave interflúvio revestido por coberturas latolizadas de textura argilosa. Sobre os materiais

laterizados jazem cascalheiras formadas por fragmentos de tamanho variado de geometria predominantemente angular a subangular, sugerindo que o retrabalhamento não tenha sido muito intenso (foto 4.11). Em termos de materiais, tem-se o predomínio do quartzo.

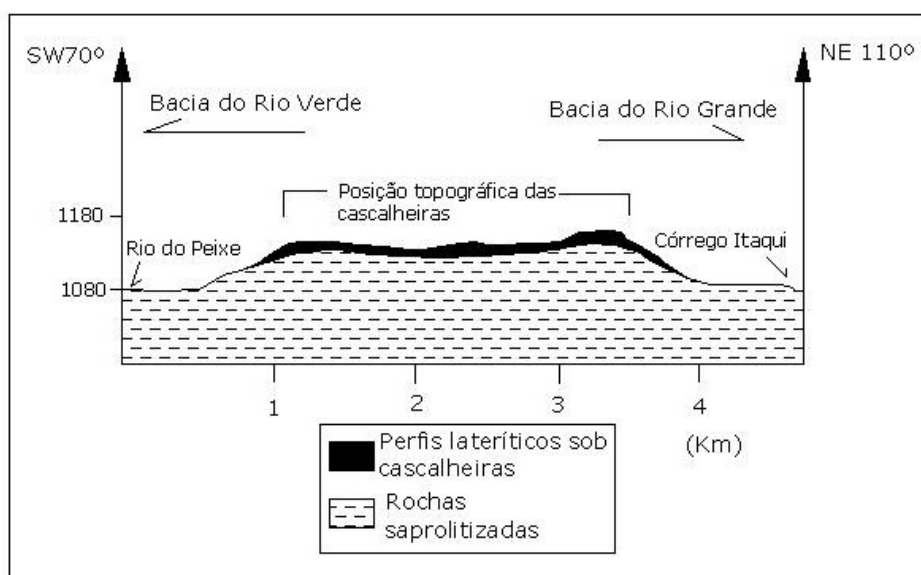


Figura 4.1. Posicionamento das coberturas lateríticas com cascalheiras superficiais no interflúvio que separa as bacias do Rio Verde e Grande (Cruzília, MG).



Foto 4.11. Presença de cascalheiras nos interflúvios que separam as bacias dos rios Verde e Grande (Cruzília, MG). UTM: 7588829/ 0521236. Alt. 1149 m.

As formações lateríticas e depósitos bauxíticos são assim encontrados tanto na Serra da Mantiqueira como do Planalto do Alto Rio Grande. Do ponto de vista cronológico, tais evidências tentariam a uma correlação com a Superfície Sul-americana (ou do Japi). Como tais depósitos não apresentam maior continuidade e o soerguimento diferencial de blocos é marcante, evitaremos as correlações taxativas e a obrigatoriedade em optar por uma nomenclatura existente. No entanto, essas constatações são congruentes às concepções de King no sentido de apontar para uma provável fase de elaboração mais agressiva de uma superfície geomorfológica após o soerguimento que gerou a Serra da Mantiqueira, assinalando se tratar de um período fundamental para o entendimento da evolução regional do relevo. É bem verdade que o soerguimento tende a erodir as coberturas de alteração e escamotear os registros, mas, no entanto, algumas litologias, especialmente as rochas alcalinas, são bastante susceptíveis aos processos de bauxitização.

É latente, entretanto, a condição de cimeira do principal alinhamento subnivelado da Serra da Mantiqueira (foto 4.12). Tal alinhamento tem extremidade nordeste na Serra do Papagaio a partir de onde se projeta em superfície estutural que, pelo sul estabelece contato tectônico com o maciço alcalino de Itatiaia formando um contraforte contínuo (foto 4.13).



Foto 4.12. Patamar de cimeira da Serra da Mantiqueira (Serra Fina) representativo das maiores elevações da Superfície do Japi na região (Passa Quatro, MG).

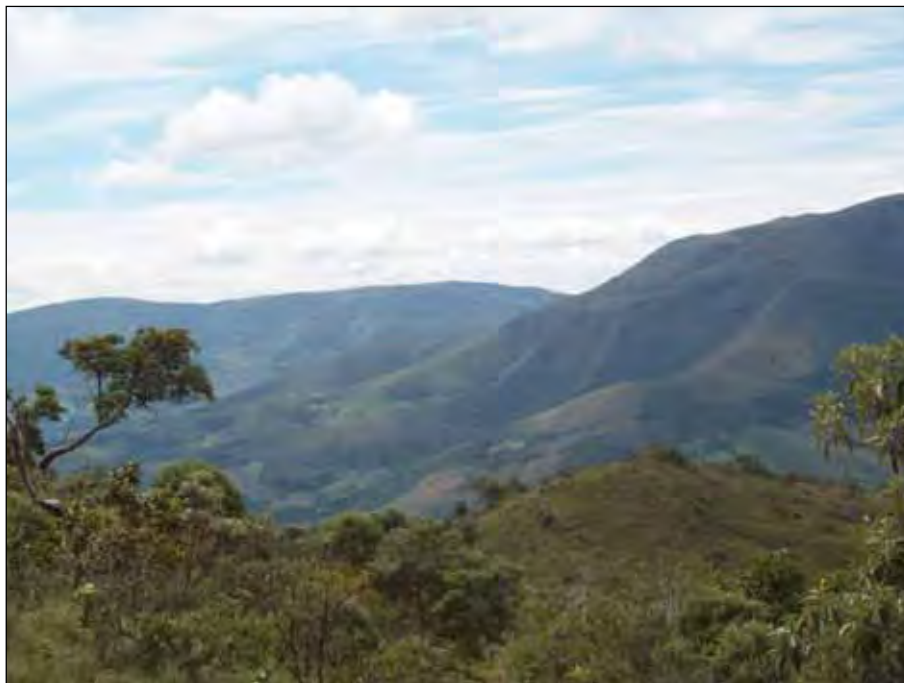


Foto 4.13. Alinhamento estrutural da Serra da Mantiqueira (Serra do Papagaio). Linha divisória das bacias dos rios Verde e Aiuruoca, com topos alçados além de 2000 metros de altitude.

Para o interior, ramificações geradas por deslocamentos para oeste assumem a condição de alinhamentos de topos aplainados, a exemplo da Serra da Chapada, um proeminente bloco falhado que se conecta bruscamente em ruptura negativa de declive com os patamares mais rebaixados, marcando os limites interioranos da crista principal da Mantiqueira (foto 4.14). O que se constata é uma superfície tectonicamente sobrelevada cuja preservação também é marcada por uma diminuição na densidade de drenagem nesse compartimento local, o que teria sido favorável também para sua preservação à medida que foi poupado da dissecação da frente erosiva remontante.

Propõem-se como coerente considerar a Superfície dos Campos e Sul-americana ou do Japi como uma única superfície geomorfológica, subnivelada na Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande em função da heterogeneidade epirogenética distribuída entre as zonas de cisalhamento ocorrentes na área. A correspondência das duas superfícies acima arroladas é antiga, e já fora insinuada por autores como Almeida (1951) e Freitas (1951). Em consonância a Almeida (1964), a Superfície dos Campos corresponderia à Superfície do Japi ou das *cristas médias* deformada e soerguida, apontando diferentes eventos tectônicos e denudacionais pós-cretáceos, a semelhança do que Hiruma (2007) constatou para a Serra da Bocaina, em região limítrofe dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Também para a Bocaina, Gontijo et al. (2002) assumiram adesão à interpretação de um arqueamento da Superfície Sul-americana ou do Japi que teria se dado antes da deposição dos sedimentos da

Formação Rezende, de idade cenozoica, sugerindo ainda que a Superfície Velhas corresponderia, nessa área, a um retrabalhamento da superfície geomórfica predecessora, abatida ou soerguida tectonicamente em algumas dezenas de metros e atualmente identificada pelos topos de compartimentos de colinas do embasamento. Riccomini et al. (2004) reconhecem que a Superfície do Japi encontra-se, nos terrenos do Rift Continental do Sudeste do Brasil, em faixas altimétricas de 1200 metros quando não deformadas e acima de 2000 metros quando tectonicamente soerguida.

Na parte média/baixa da bacia do Rio Verde é outra superfície geomorfológica que se configura, mais nivelada em morros e pequenas colinas que imbricam em direção a represa de Furnas. Indubitavelmente trata-se de uma superfície mais recente, com relação mais forte com a Superfície Velhas de King, cuja elaboração remete fundamentalmente ao Quaternário (foto 4.15), ainda que os materiais superficiais possam por vezes apresentar idade mais antiga que pode remeter a tempos mais afastados do Neógeno.

Esse modelado parece estar estreitamente ligado aos níveis de base regionais. Na bacia do Rio Verde, tais níveis de base perseguem a faixa altimétrica de 900 metros, na qual as morfologias agradacionais se desenvolvem mais expressivamente e onde ocorrem as confluências na alta bacia do Rio Verde até a região de São Lourenço. Para noroeste, os topos deixam de manter semelhança com superfícies mais antigas, configurando-se compartimentos de relevo ondulado e convexo até a Represa de Furnas, onde se consubstancia compartimento depressionário coalescente com as depressões dos rios Sapucaí e Grande que impõem outro nível de base de importância regional.

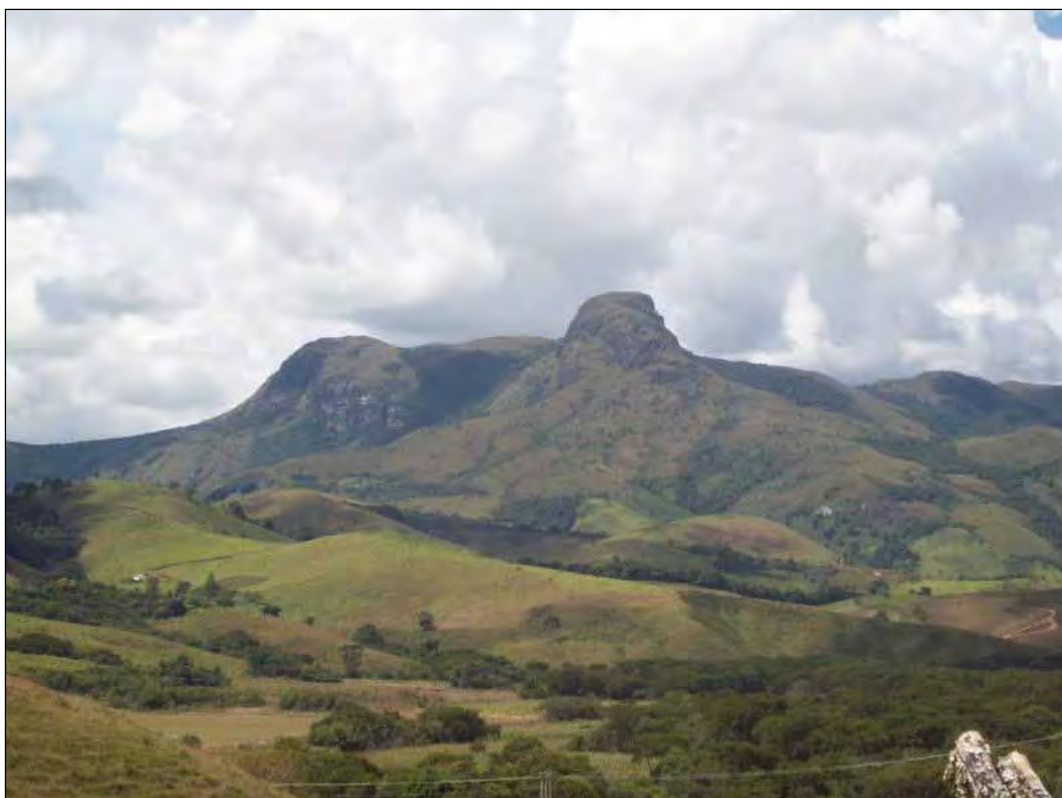


Foto 4.14. Pico do Chapéu. Limite interiorano da crista principal da Serra da Mantiqueira a partir de ramificação local designada Serra da Chapada (Baependi, MG).

Tais sistemas de relevo ondulado são seccionados por cristas quartzíticas de orientação NE-SW que se estendem de São Thomé das Letras/Cruzília a Lambari. Constituem falhas de empurrão que impõem anomalias positivas dadas pela maior resistência do quartzito ao intemperismo, configurando autênticas superfícies estruturais correspondentes a eixos de soerguimento preferencial nos últimos controles setentrionais do cinturão de cisalhamento de Ouro Fino passando para os domínios da Zona de Cisalhamento de Lambari (foto 4.16). A ausência de coberturas de alteração datáveis impede o estabelecimento de uma idade absoluta para estas superfícies, mas certamente se encontram preservadas sob a égide de um componente estrutural representado pelo quartzito.

As serras quartzíticas na bacia do Rio Verde, produto de dobramentos e falhas de empurrão (regime dúctil/rúptil), sucedem-se em cristas e vales conforme a resistência das rochas. Nesse caso, vales escavados em micaxistos confinam-se estruturalmente entre as serras de São Tomé e do Cantagalo-Sobradinho, ambas dissecadas por drenagem ressequente que desce pelo front escarpado voltado para leste e por rios cataclinais de reverso na vertente oeste. Coletores regionais, contundentemente o próprio Rio Verde, festonam as cristas aproveitando-se de linhas de fraqueza. A figura 4.2. demonstra de forma clara o padrão em cristas e vales truncando compartimentos de relevo ondulado.



Foto 4.15. Morfologia convexa que padroniza o relevo ondulado em morros, morrotes e pequenas colinas dos compartimentos rebaixados (Conceição do Rio Verde, MG).



Foto 4.16. Aspectos das cristas quartzíticas na bacia do Rio Verde e vale estrutural associado (São Thomé das Letras, MG).

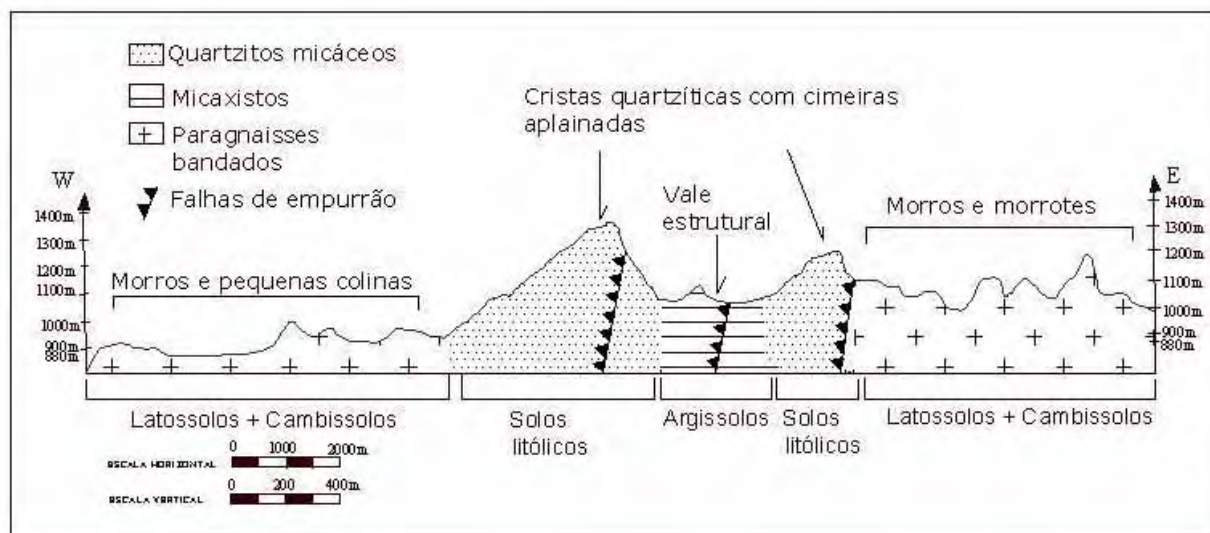


Figura 4.2. Perfil topográfico da região das cristas quartzíticas em São Thomé das Letras/ Cruzília. As serras de São Thomé (oeste) e do Cantagalo (leste) confinam vale estrutural em micaxistos.

Os alinhamentos quartzíticos apresentam suave mergulho para NW da ordem de 12° em média. Embora o paralelismo das camadas metassedimentares não seja de caráter plano como se verifica, por exemplo, na Serra da Canastra, os topos dessas serras são relativamente preservados. No entanto, a resistência do quartzito a meteorização química não dá margem a formação de perfis de alteração espessos. Mesmo na Serra de Carrancas (bacia do Rio Grande), que são correlatas às cristas quartzíticas da bacia do Rio Verde em gênese e idade, as extensas cimeiras aplainadas (foto 4.17) são desprovidas de coberturas superficiais espessas, ocorrendo apenas NEOSSOLOS acentuadamente distróficos e arenosos e alguns materiais com horizonte B incipiente. Na Serra do Lenheiro em São João Del Rei/Tiradentes, cujas cimeiras foram relacionadas por Saad (1990) com a Superfície Sul-americana, as coberturas de alteração também são mal desenvolvidas (foto 4.18).

Na região de São Thomé das Letras, Cruzília, Conceição do Rio Verde e Lambari, os topos e altas encostas das cristas quartzíticas que foram preservados da dissecação fluvial, identificados pelo fechamento das curvas de nível que separam as áreas da paisagem que não foram atacadas pela drenagem, conformam uma área de $19492,5 \text{ m}^2$ distribuída em alinhamentos contínuos ou patamares disjuntos pelas serras de São Thomé, Cantagalo e Sobradinho, dimensão esta tida como considerável à medida que abrange, ainda que em largura variável, a maior parte das extensões superiores destes alinhamentos.



Foto 4.17. Cimeira aplainada no topo da Serra de Carrancas (Carrancas, MG).

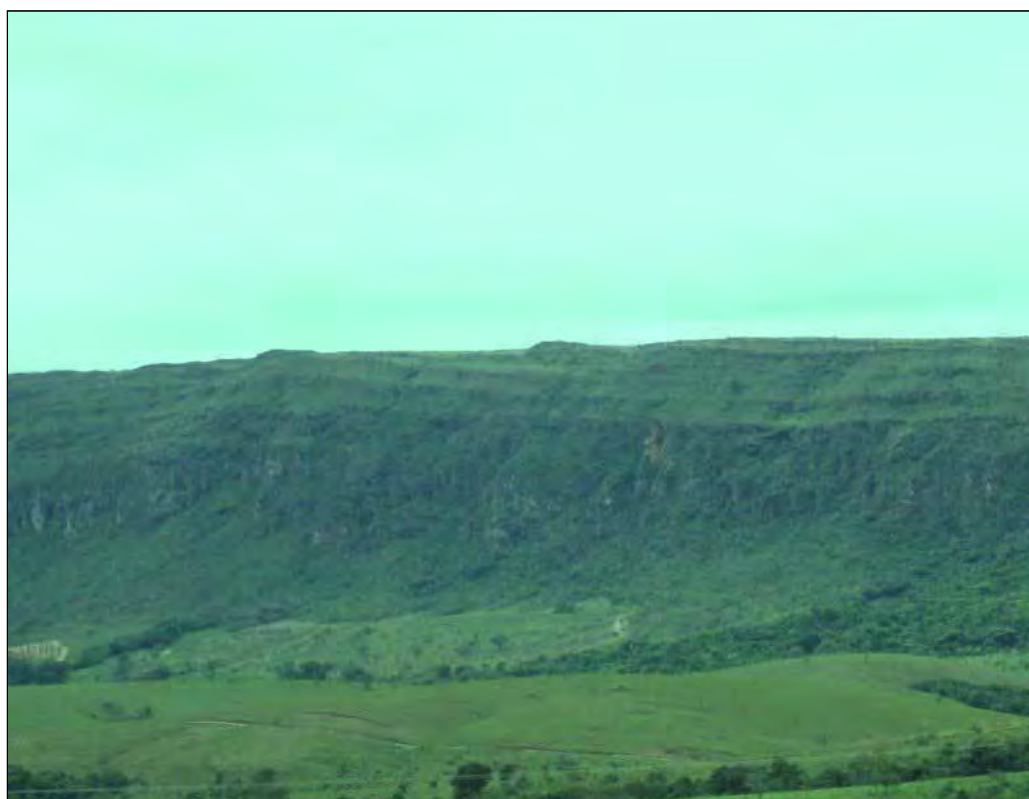


Foto 4.18. Cimeiras aplainadas e niveladas desprovidas de coberturas de alteração espessas na Serra do Lenheiro (Tiradentes/ MG).

A análise da paisagem revela, no entanto, um maior rebaixamento no entorno das cristas quartzíticas, formatando-se as áreas de relevo mais suavizado da bacia do Rio Verde

em sua porção adstrita ao Planalto do Alto Rio Grande. Uma topografia colinosa produto de dissecação recente, de idade essencialmente quaternária, é tangenciada pelos abruptos topográficos quartzíticos sobrelevados com topos preservados da erosão remontante.

A despeito da precariedade em termos de ocorrência e volume das coberturas de alteração nas estruturas quartzíticas, constata-se alguma alteração química representada pela formação de depressões fechadas e pequenos sistemas cavernícolas pela dissolução do quartzito a partir de frentes preferenciais de intemperismo nos fraturamentos existentes.

Normalmente, as grandes faixas quartzíticas definem superfícies mais elevadas, principalmente quando associadas a importantes zonas de cisalhamento. Assim também se verifica no caso da Serra da Pedra Branca, linha divisória das bacias dos rios Verde e Sapucaí e que termina em ruptura de declive no vale do Rio Lambari, que, em conjunto com a rede de drenagem da bacia, definem superfícies agradacionais em diferentes níveis altimétricos.

Na posição a nordeste das cristas quartzíticas da bacia do Rio Verde, na região de Cruzília e Minduri, conforma-se um compartimento planáltico que tem a sua porção sul adstrita à área de estudo. Trata-se de uma área de topografia também caracterizada por ondulação mais suave e menores amplitudes altimétricas, considerada em relatório do IGA (2000) como uma superfície de erosão preservada de processos tectônicos que acometeram os compartimentos montanhosos adjacentes, afetados pelas maiores zonas de cisalhamento, e que, em função disso, teria sido atacada e nivelada pela erosão de forma mais contundente.

Superfície estrutural típica pode ser considerada a Serra das Águas, que matem sua vertente sudeste voltada para o município de Lambari e a oeste para Cambuquira e Campanha. Encontra-se em condição de cimeira com proeminências acima de 1500 metros por ascensão diferencial imposta pela Zona de Cisalhamento de Lambari. Diferentemente das cristas quartzíticas, sua litologia é composta por biotita-gnaisses, similares aos que ocorrem nos compartimentos mais rebaixados, argumento que desqualifica uma correlação plausível com residuais de aplainamento dados pela resistência da rocha e advoga a favor de pulsos ascensionais preferenciais na linha cisalhante. O aplainamento nos topos também é variável, configurando-se ora divisores estreitos, ora patamares planos, sobretudo na sua extremidade sudoeste contida na bacia do Rio Verde. Ainda assim, malgrado o controle tectônico, nas cimeiras da Serra das Águas podem ser encontrados LATOSSOLOS residuais. Sobre isso, Ker (1993) chama a atenção para a tendência de se estabelecer correlações entre a ocorrência de coberturas latossólicas nos topos com a Superfície Sul-americana, quadro que se verifica com maior clareza nos relevos tabuliformes do Brasil Central. Nesse caso, correlações mais

taxativas só seriam cabíveis mediante a datação de tais materiais, que não chegam a apresentar espessuras significativas sugestivas de longo tempo de atividade pedogenética.

Os pisos mais recentes representados pelos alvéolos que conformam as superfícies agradacionais remontam os terrenos depressionários da coalescência das planícies dos rios Sapucaí e Verde na região da represa de Furnas até a Serra da Mantiqueira, onde controles tectônicos locais geram planícies de cimeira em blocos abatidos limitadas por frentes escarpadas e soleiras. Esses compartimentos são de idade neoquaternária, essencialmente holocênicos, conforme constatarem as datações cujos resultados serão mais adiante apresentados e discutidos.

Em face às discussões colocadas em tela, reconhece-se a presença de três níveis de base de maior ordem de grandeza na bacia do Rio Verde definidores da compartimentação mais geral do relevo:

1. Contato entre as cristas principais da Mantiqueira com os compartimentos interiores, entre 1000 e 1200 metros, intervalo altimétrico no qual os principais rios da bacia transpõem os alinhamentos e as intrusões alcalinas, formando-se as primeiras planícies aluviais;

2. Contato entre a Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande em faixas de 900 a 1000 metros de altitude (fundos de vale). Coincide com o início do desenvolvimento de planícies de inundação mais contínuas e com as principais confluências de alto curso.

3. Área de influência da Represa de Furnas, em faixas de 800 metros de elevação. Posiciona-se na passagem para o Planalto de Varginha.

Níveis de base locais, como soleiras que se formam em vales altimontanos, também exercem influência marcante na compartimentação do relevo em escala mais detalhada. Assim se verifica nos vales sobrelevados dos rios Santo Agostinho e São Pedro em Baependi, ou formadores do Rio Capivari em Itamonte. Vales estruturais distais às cristas quartzíticas também configuram níveis de base de maior ordem em compartimento submetido aos níveis mais abrangentes.

Em síntese, embora seja admissível a existência de níveis mais antigos em patamares de cimeira preservados, admite-se também o forte controle litoestrutural vigente nesse setor da Plataforma Brasileira, que desnivela superfícies de mesma geração e coloca no mesmo plano altimétrico níveis de geração distinta, limitando fortemente a aplicação exclusiva do critério altimétrico na interpretação das superfícies geomorfológicas. Varajão (1991) chega a colocar em cheque a existência de ciclos de erosão geradores de superfícies de aplanamento de idades distintas, e, ao menos para o Quadrilátero Ferrífero, entende que as tentativas de

correlação de superfícies de erosão visando a definição de níveis é conduta imprópria. Da maneira que foi mencionado, para a área de estudo é possível reconhecer superfícies mais antigas preservadas por resistência desigual da rocha (cristas quartzíticas, intrusões alcalinas), bem como superfícies mais recentes soerguidas a níveis mais elevados.

O caráter tectônico de alguns compartimentos do relevo, assinaladamente na Serra da Mantiqueira, é elemento complicador para a interpretação das superfícies geomórficas, deixando questões um tanto nebulosas a respeito da quantidade de níveis existentes e quais são aqueles correlacionáveis cronologicamente. No entanto, a região sulmineira da qual a bacia do Rio Verde é fortemente representativa possui fatalmente diferentes níveis topográficos decorrentes de fases diferentes de aplainamento, sobrepondo-se morfologias ligadas ao controle climático, rebaixadas e arredondadas, e compartimentos tectonicamente controlados, deformados e desnivelados por processos de arqueamento e basculamento. Essa interferência de fatores erosivos e tectônicos se ajusta aos estudos empreendidos para os terrenos cristalinos do Brasil Oriental que foram discutidos.

Foi associada por somatória a área total dos topos preservados nos sistemas de relevo mais elevados, que guardam alguma relação morfológica com superfícies mais antigas. A leitura do quadro 4.2 fornece uma visão conjunta da representatividade areolar dos topos e de sua posição altimétrica.

Quadro 4.2. Distribuição altimétrica dos topos na bacia do Rio Verde (MG).

ALTIMETRIA (metros)	SOMA DAS ÁREAS (m ²)	% DA ÁREA TOTAL DOS TOPOS	% DA ÁREA TOTAL DA BACIA	PRINCIPAIS FORMAS DE RELEVO ASSOCIADAS
> 2000	6.213	1,5%	0,09%	Maciços alcalinos, altas cristas da Mantiqueira.
1500 – 2000	59.634	14,6%	0,86%	Cristas paralelas, serras alongadas elevadas, morros profundamente dissecados.
1200 – 1500	86.646,5	20,7%	1,26%	Cristas paralelas, serras baixas, morros e morrotes.
< 1200	228.005	63,2%	3,22%	Serras baixas, morros, morrotes e colinas.

No total, a área dos topos corresponde a aproximadamente 5,5% da área da bacia, apresentando maior continuidade na Serra da Mantiqueira e ao longo das cristas monoclinais do Planalto do Alto Rio Grande.

Apenas uma pequena parte equivalente a 1,5% encontra-se acima de 2000 metros, correspondendo à porção dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro pertencentes às terras drenadas pela bacia do Rio Verde e às proeminências localizadas nas cumeadas da

Serra do Papagaio, em Baependi e Aiuruoca. As altitudes máximas têm, portanto, uma forte gênese estrutural, e preservam superfícies geomorfológicas de destaque. É provável que os patamares acima de 1500 metros, e mesmo alguns rebaixados até a faixa dos 1200 metros correspondam à mesma superfície tectonicamente deformada. As faixas acima de 1500 metros ocorrem quase que exclusivamente na Serra da Mantiqueira, agrupando-se em compartimentos escalonados que perfazem tanto patamares de cimeira extensos e contínuos como o da Pedra Branca, que aponta acima de 1800 metros, como pequenos topos aguçados a arredondados pelas serranias de Virgínia e adjacências. Entre 1200 e 1500 metros se adéquam os topos mais baixos da Mantiqueira, a oeste das cristas principais, e os níveis de cimeira do Planalto do Alto Rio Grande, conforme ocorre nas cristas monoclinais da região de São Thomé das Letras e Lambari. Abaixo de 1200 metros estão os topos dos morros e colinas, além de alguns alinhamentos serranos mais rebaixados, que se tipificam em topografia ondulada e convexada em vários compartimentos do planalto do Alto Rio Grande, e mesmo pelos degraus escalonados da Mantiqueira.

A figura 4.3 consiste numa representação cartográfica dos topos mapeáveis em escala de 1/250.000. Embora o nível de detalhe não permita uma representação de todos os topos calculados, é capaz de fornecer uma visualização espacial da distribuição dos mesmos segundo sua altimetria.

Notoriamente, como revela a figura, as cimeiras regionais correspondem a relevos essencialmente tectônicos. Notadamente, os níveis mais elevados estão no Planalto do Itatiaia, lócus das manifestações intrusivas alcalinas; na porção compreendida no Planalto de Campos do Jordão, quando a linha divisória da bacia troca a orientação NE-SW para NW-SE, nenhuma cota altimétrica ultrapassa 2000 metros de altitude. Ainda assim, destacadamente na Serra da Mantiqueira estão as faixas altimétricas mais elevadas, concentradas principalmente nas cristas principais. Pelos patamares escalonados que incidem em direção aos planaltos do alto Rio Grande, as cotas mais baixas denotam o desnivelamento tectônico dessa superfície, que fica evidente com a abrupta queda altimétrica entre os topos das cristas principais e as cimeiras dos compartimentos abatidos.

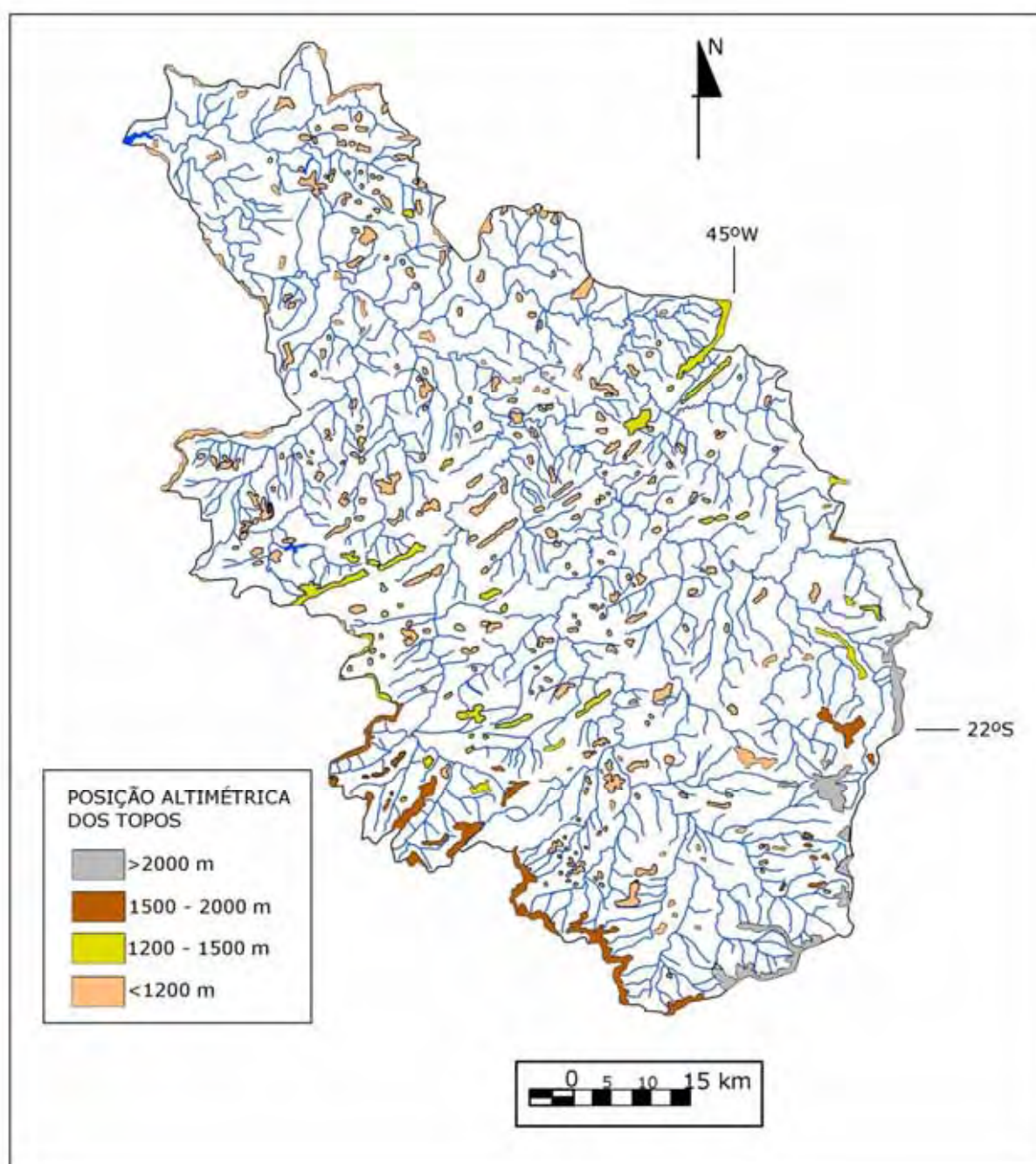


Figura 4.3. Distribuição altimétrica dos topos e altas encostas na bacia do Rio Verde.

Um notório alinhamento dos topos é também revelador do controle tectônico, às vezes correspondendo a importantes zonas de cisalhamento como a de São Bento do Sapucaí e Maria da Fé bem marcada na porção sudoeste da bacia, por onde adentram a partir da bacia do Rio Sapucaí. No Planalto do Alto Rio Grande tais alinhamentos são proeminentes ao longo das cristas monoclinais que atravessam a parte média da bacia, bem como em faixas orográficas mais rebaixadas que acompanham linhas de drenagem estruturalmente adaptadas. Dessa forma, as maiores elevações estão vinculadas às principais discontinuidades crustais da

bacia ou a massas intrusivas como as de Itatiaia e Passa Quatro e, em menor medida, do bloco granulítico de Cristina. Fatores estruturais marcantes, como a resistência dos quartzitos e sienitos, advogam a favor da inserção de processos de erosão diferencial que atacaram com maior rigor as litologias granitoides. Conforme fora colocado, perfis bauxíticos marcando superfícies geomorfológicas também podem ser encontrados.

Abaixo de 1200 metros os topos perdem seu aspecto aguçado e se encontram mais suavizados. As serras mais rebaixadas apresentam morfologia convexada, e as formas arredondadas se distribuem em morros e pequenas colinas. Nessas áreas de maior desgaste químico é que os mantos de alteração estiveram sendo formados e removidos, subnivelando formas mamelonares interceptadas por relevos de estrutura falhada. Algumas superfícies mais antigas encontram-se provavelmente preservadas nesses compartimentos rebaixados em perfis lateríticos, mostrando a ocorrência de perfis de intemperismo desta estirpe em diversas faixas altimétricas.

4.4. Compartimentação geomorfológica da bacia do Rio Verde

O estudo regional das superfícies geomorfológicas é de grande valia para o entendimento da evolução do relevo e dos processos climáticos e tectônicos responsáveis pela atual configuração geomorfológica da bacia do Rio Verde, cujos sistemas de relevo sobrepõem a ação desses dois agentes fundamentais. O mapeamento e interpretação dos sistemas de relevo existentes, portanto, constitui procedimento de grande valia na articulação da evolução pós-cretácea e enfaticamente quaternária da área, à medida que demonstra o arranjo espacial desses conjuntos de formas distintos cronologicamente.

Tomando partido da conduta metodológica exposta anteriormente na presente pesquisa, ocupar-se-á nessa seção da apresentação e discussão em termos morfológicos, morfométricos, morfodinâmicos e cronológicos dos sistemas de relevo encontrados, representados em mapa morfológico construído de forma multiescalar e representado na escala de 1/250.000.

(I) Serra da Mantiqueira

Morfologias denudacionais/ estruturais (D)

Maciço montanhoso alcalino (Dma)

O batólito proeminente balizado principalmente em nefelina-sienitos representa o compartimento mais elevadiço da área de estudo e também de toda a fachada atlântica, ocupando na bacia do Rio Verde uma área de 172,17 km² definida segundo os parâmetros que constam no quadro 4.3. Os maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro foram divididos no presente mapeamento em dois subcompartimentos:

Patamares de cimeira: topos e altas vertentes

Correspondem às cimeiras convexas e aplainadas e altas encostas, feições em grande medida preservadas da dissecação fluvial, representando o setor de maior alçamento da superfície do Japi. Os topos são, predominantemente, aguçados a convexos no maciço de Passa Quatro e aguçados a aplainados no Itatiaia, onde se formam, inclusive, brejos de altitude em zonas de cimeira.

Vertentes dissecadas com depósito de tálus

Pelo extenso domínio das vertentes dissecadas dos maciços alcalinos encontram-se espessos mantos coluviais em depósitos de tálus capeando encostas longas e declivosas. Descem até a faixa de 1200 metros de altitude apontando para o vale do Rio Capivari. A dissecação é profunda e costuma exceder a 300 metros e opera em declives médios superiores a 40%, padrão este que perfaz consideráveis extensões. A frequência de cursos d'água foi contada em 1,53 cursos/ km².

O aspecto dômico do maciço dá margem ao predomínio de formas de vertentes convexas, principalmente aquelas voltadas para oeste e sudoeste. Segmentos retilíneos apresentam maior constância nas vertentes orientadas para NW.

Quadro 4.3. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dma.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	>40%
	Dissecação vertical média (m)	>300
	Comprimento de rampa médio	2356,25

	(m)	
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	1,53
	Amplitude altimétrica (m)	1200 – 2890
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aguçados a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos rotacionais e translacionais.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Nefelina-sienitos (intrusões cretáceo-paleógenas)	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos) ao Quaternário (vertentes dissecadas).	

Cristas alongadas elevadas (Dcae)

Corresponde a importantes zonas de cisalhamento regionais, enfaticamente a zona de cisalhamento Paraíba do Sul; a partir da área de ocorrência das rochas intrusivas alcalinas, este compartimento se projeta para NE até Aiuruoca. Juntamente com o maciço alcalino configuram o degrau mais elevado da Serra da Mantiqueira, sobressaindo-se com frequência acima de 2000 metros nas principais linhas de falha; compõem assim as cristas principais da Mantiqueira, que na bacia do Rio Verde apresenta área de 476,77 km². Admitem também a subdivisão proposta para a unidade anterior

Patamares de cimeira: topos e altas encostas

Envolvem essencialmente as faixas interfluviais limitadoras das bacias dos rios Grande, Sapucaí e Paraíba do Sul. Os topos apresentam-se sensivelmente aplainados na Serra do Papagaio, com proeminências agudas e formação de vales altimontanos, e mais estreitos a oeste do maciço. Em ambos os casos limitam-se em forte ruptura de declive com as vertentes íngremes que em grandes extensões se projetam acima das surgências hídricas; em outros casos, cachoeiras em queda livre cortinam esses espelhos de falha.

As elevações principais excedem 2300 metros na extremidade norte, diminuindo em direção para aquém de 1900 metros até o contato com o maciço alcalino. Nas imediações de Virgínia as altitudes ficam em torno de 1600-1700 metros.

Encostas dissecadas em bloco falhado

Abarcam todos os compartimentos de vertente da linha de falha principal da Serra da Mantiqueira, bastante atacada pela erosão regressiva em contraste com os topos e altas encostas preservadas da erosão remontante. Predominam os declives superiores a 40%, assumindo valores extremos em alguns segmentos. Os canais são essencialmente encaixados e retilíneos, e tem como marca a dissecação profunda que exercem em resposta ao controle tectônico, significativamente responsável pela dissecação horizontal que ultrapassa a faixa de 300 metros de forma muito recorrente. O controle tectônico ativo pode ser verificado também pelas facetas trapezoidais dos blocos falhados e pelas grandes extensões retilíneas das encostas, sinalizando um apreciável pulso ascensional.

Os processos episódicos de evolução das encostas (escorregamentos, corridas, quedas de bloco) entram na composição da morfodinâmica verificada para a unidade de mapeamento em questão. Em situação similar ao que ocorre na região da Mantiqueira Meridional, a fragilidade potencial é considerável e as grandes mobilizações de materiais fazem parte da dinâmica da paisagem.

O quadro 4.4 sintetiza conjugadamente os aspectos geomorfológicos principais do compartimento em questão.

Quadro 4.4. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dcae.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	>40%
	Dissecação vertical média (m)	>300
	Comprimento de rampa médio (m)	1639,47
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,3
	Amplitude altimétrica (m)	1200 – 2300
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aguçados a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos rotacionais e translacionais; queda de blocos.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita xistos e biotita gnaisses	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos) ao Quaternário (vertentes dissecadas).	

Cristas assimétricas paralelas (Dcap)

Ainda no domínio das Serra da Mantiqueira em suas principais zonas de cisalhamento, diferenciam-se cristas que se dispõem em paralelismo bem definido sob orientação geral NE-SW, orientação esta segundo a qual estão instalados vales paralelos retilíneos. Fazem parte das zonas de cisalhamento de São Bento do Sapucaí e Maria da Fé, que imbricam definindo um compartimento que na área de estudo ocupa 230,36 km², e cujos traços definidores são sintetizados no quadro 4.5.

Patamares de cimeira: topos e altas encostas

Os níveis de cimeira nesse compartimento situam-se entre as faixas de 1600-1800 metros, com algum sobressalto acima de 1900 metros. Topos mais aplainados são verificados na Serra da Boa Vista e de Cristina; as serras da Pedra Grande e Barra Grande, por outro lado, conformam topos estreitos e aguçados limitados por vertentes de declividade relativamente uniforme, predominando inclinações superiores a 40% e amplitudes maiores que 300 metros.

Encostas dissecadas em bloco falhado

Configura também o equivalente do compartimento anterior. Caracteriza-se por declividades também pronunciadas (> 40% e 20-40%, predominantemente) em vertentes que podem ultrapassar 3000 metros de comprimento nas serras mais elevadas, enfaticamente a da Pedra Branca.

Quadro 4.5. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dcae.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%; >40%
	Dissecação vertical média (m)	>300
	Comprimento de rampa médio (m)	1771,42
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	1,56
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1850
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aguçados a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos rotacionais e translacionais.

LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Gnaisses, granitos e granulitos
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos) ao Quaternário (vertentes dissecadas).

Vertentes serranas dissecadas (Dvs)

Esse modelado se afigura entre o maciço alcalino e a região das cristas paralelas a partir de Cristina em 167,97 km². Nesse meio a crista principal da Mantiqueira se dispõe em alinhamento definido marcado por desvio abrupto na orientação geral do divisor. O desvio em questão coincide com o ponto a partir do qual a bacia do Rio Verde deixa de separar suas águas da bacia do Rio Paraíba do Sul e passa a manter divisão interfluvial com a rede hidrográfica que drena para o interior (bacia do Rio Sapucaí), sob controle de alinhamento tectônico onde se alojam os rios Passa Vinte (bacia do Rio Paraíba do Sul, SP) e Passa Quatro (bacia do Rio Verde, MG).

Morfologicamente este compartimento compõe um conjunto de vertentes convexas a retilíneas dissecadas por drenagem paralela a subparalela e limitadas por topos estreitos convexas a aguçados que se projetam além de 1900 metros. Predominam os declives entre 20 e 40%, mas a marca superior é frequentemente alcançada nas altas vertentes.

Pela leitura do quadro 4.6. é possível uma leitura dos principais aspectos geomorfológicos em causa no compartimento Dvs.

Quadro 4.6. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dvs.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%; >40%
	Dissecação vertical média (m)	>300
	Comprimento de rampa médio (m)	1826,31
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	1,48
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1950
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aguçados a convexas
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos rotacionais e translacionais.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Gnaisses, granitos e migmatitos.	

ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos) ao Quaternário (vertentes dissecadas).

Baixas cristas (Dbc)

As baixas cristas são alinhamentos serranos que não correspondem às falhas principais, se referindo a controle mais localizado, apresentando-se mais modestos em extensão e altitude, e que somadas conformam área de 132,4 km².

As cristas mais baixas correspondem a espigões que são importantes divisores de água, como aquele existente entre os rios Verde e Passa Quatro e entre este e o Rio Itanhandu, com altitudes um pouco acima de 1150 metros no primeiro e 1200 metros no segundo. Paralelamente, outra feição desta estirpe compõe a faixa divisória com a bacia do Ribeirão Caetés, aqui alcançando altitudes superiores a 1400 metros. Definem-se, dessa forma, três alinhamentos paralelos de orientação NE (110-120°). Em Baependi essa categoria é representada pela estreita faixa divisória das águas dos rios São Pedro e Santo Agostinho, com topos entre 1300 e 1400 metros.

Embora em patamares altimétricos mais rebaixados em comparação aos alinhamentos principais, extensões significativas das cristas mais baixas apresentam aspecto de relevo montanhoso, com declives entre 20-40% e superiores a 40% em vertentes acentuadamente retilíneas e rios bastante encaixados em dissecção profunda, a exemplo do Rio Piracicaba, adaptado à linha cisalhante de caráter mais local.

Os principais aspectos geomorfológicos destas que são cristas mais baixas representativas dos degraus interiores da Mantiqueira seguem no quadro 4.7.

Quadro 4.7. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dbc.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%; >40%
	Dissecção vertical média (m)	> 300
	Comprimento de rampa médio (m)	896,42
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	3,4
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1450
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar

	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos rotacionais e translacionais.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Gnaisses, granitos e migmatitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos) ao Quaternário (vertentes dissecadas).	

Morros elevados profundamente dissecados (Dme)

Configuram o patamar adjacente à Mantiqueira em sua porção voltada para o interior, perfazendo uma considerável expressão espacial em 523,8 km². Apresenta altitudes médias significativas acomodadas nos intervalos de 1100-1300 metros, sobressaindo-se ocasionalmente acima de 1500 metros. Os declives, embora predominantes entre os intervalos de 20-40%, não raro ultrapassam a marca superior.

Padronizam-se morros predominantemente convexizados e profundamente dissecados (média de 209,31 metros de dissecação vertical), resguardando importantes zonas dispersoras nos topos e altas encostas. Disso decorre uma morfodinâmica ressonante, que embora tenha como processo predominante a erosão laminar, registra de forma recorrente as ravinas e escorregamentos.

É repetitiva a ocorrência de ARGISSOLO VERMELHO AMARELO nas baixas encostas, seção a partir da qual são previsivelmente sucedidos por CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS. Em rupturas com vertentes declivosas ou setores de vertentes curtas o contato lateral dos sedimentos de fundo de vale pode se dar diretamente com solos imaturos. Sob as coberturas supracitadas encontram-se litologias da Megassequência Andrelândia (quartzitos, xistos, biotita gnaisses), além de rochas metagranitóides.

Para facilitação de leitura conjunta, seguem novamente agrupadas as principais informações do compartimento (quadro 4.8).

Quadro 4.8. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dme.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	209,31
	Comprimento de rampa médio (m)	763,63
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	1,34
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1350
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar

MORFODINÂMICOS		
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Metagranitoides e supracrustais (quartzitos, xistos, biotita gnaisses)	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morros, morrotes e morros com encostas suavizadas (Dmmrms)

A passagem do Ribeirão Pouso Alto separa dois sistemas de relevo: os altos morros precedentemente caracterizados e este outro, mais rebaixado em função da maior ocorrência de rochas granitoides, tipicidade materializada em 55,09 km².

A amplitude altimétrica média é de 120,6 m, substancialmente abaixo em comparação ao compartimento anterior, com o qual estabelece limite pelo norte. Os declives também são menores, predominando veementemente o intervalo de classe compreendido entre 15-20%. Tais parâmetros morfométricos qualificam um agrupamento de morros *strictu sensu*, além de formas com vertentes mais suaves e os designados morrotes, expressões morfológicas mais baixas e dissecadas em menor profundidade. Estes últimos se desenvolvem em algumas geoformas rebaixadas que se afiguram nas margens direita dos rios Capivari e Verde adjacentes às suas várzeas, onde as amplitudes altimétricas se rebaixam aquém de 100 metros (o valor médio acima de 100 é dado pelo predomínio de morros). As três tipologias podem ser dissociadas na escala de 1/50000, mas acaba exigindo a generalização proposta na escala de representação cartográfica em fulgor.

Os aspectos morfográficos do presente conjunto de formas são marcados por topos e vertentes tipicamente convexos. Diferencia-se nesse ponto da unidade anterior pelas vertentes mais longas e topos mais extensos e aplainados por erosão. Ficam os parâmetros agrupados no quadro 4.9.

Quadro 4.9. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dmmsmr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15 – 20 %
	Dissecação vertical média (m)	120,6
	Comprimento de rampa médio (m)	807,89
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	2,06
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1050
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados

	Formas predominantes das vertentes	Convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses, muscovita xistos e quartzitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morros e morrotes alongados (Dmmra)

Por área de 139,94 km² personifica-se um agrupamento de morros e morrotes sensivelmente alongados em seu aspecto, nivelados em torno de 1000-1100 metros, com individualidades topográficas que se sobressaem acima de 1200 metros nas partes mais recuadas do conjunto nas proximidades do maciço alcalino de Passa Quatro; a partir desse contato litológico, o padrão em questão se estende até a passagem do Rio Passa Quatro.

Os topos são estreitos, e as encostas mais curtas e declivosas. Predominam os declives entre 20-40%, frequentemente ocorrendo extensões acima de 40%. A dissecação vertical média é ligeiramente menor que no compartimento anterior, mas a frequência de rios assume um vulto mais expressivo. Informações destas e outras ordens se encontram no quadro 4.10.

Quadro 4.10. Aspectos geomorfológicos do compartimento Dmmra.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	183,8
	Comprimento de rampa médio (m)	661,84
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	1,83
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1270
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar com ocorrência conspícua de ravinas
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses, biotita xistos e metagranitóides	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morrotes (DMr)

Esta unidade de mapeamento engloba polígonos que se referem à ocorrência exclusiva de morrotes, ocupando uma área de apenas 33,2 km². Sobre tais morfologias, aproveita-se aqui para reiterar o que já fora explicado de que as mesmas possuem expressão areolar mais modesta e dissecação vertical mais branda, ainda que possam apresentar fortes declives.

Os morrotes ocorrem perto da confluência do Rio Capivari em profusão passível de mapeamento da escala trabalhada. Agrupam-se ali formas menores bem niveladas pouco acima de 990 metros, configurando um degrau inferior em relação aos morros a leste, em contato com o maciço alcalino de Passa Quatro. Representam formas arredondadas em litologias gnáissico-graníticas.

Morrotes e morros (Dmrm)

Corresponde a estreita faixa de 17,9 km² na qual se agrupam morrotes e morros com predomínio dos primeiros. Aparecem nas proximidades de Virgínia na passagem para o Planalto do Alto Rio Grande, em reduzida unidade de mapeamento. Tal unidade se afigura como pequena faixa de formas mamelonares alinhadas cujas altitudes ficam ligeiramente acima de 1000 metros. As coberturas de alteração predominantes são CAMBISSOLOS e ARGISSOLOS.

Morrotes e pequenas colinas (Dmrc)

Afigura-se em pequena unidade de mapeamento na margem esquerda do Rio Verde próximo ao município de São Sebastião do Rio Verde, já em contato com o Planalto do Alto Rio Grande. É o único trecho de expressão colinosa encontrado na região da Mantiqueira à luz do plantel metodológico trabalhado.

Os atributos fundamentais dos conjuntos de forma onde predominam os morrotes são agrupados no quadro 4.11.

Quadro 4.11. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmr, Dmrm e Dmrc.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	82,3
	Comprimento de rampa médio (m)	432
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	1,71
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 990
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses e migmatitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

II. Planalto do Alto Rio Grande

Morros rebaixados alongados e morrotes (Dmamr)

O sistema de relevo em questão estabelece contato tectônico com a Serra da Mantiqueira, onde as faixas altimétricas se rebaixam entre 1100 metros (nível dos topos) e 900 metros (nível de base), perfazendo-se um padrão de dissecação vertical abaixo do padrão geral verificado para os compartimentos da Serra da Mantiqueira (137,54 m). Embora os declives se padronizem entre 15-20° e 20-40°, circunstancialmente se rebaixam aquém de 15% ou se elevam acima de 40%, revelando variações significativas e constantes na geometria das encostas.

Os morros pertencentes a este agrupamento se emolduram essencialmente em gnaisses e migmatitos, possuem forma distintamente alongada e se encontram consideravelmente nivelados. O alongamento dessas geoformas faz com que o comprimento das vertentes seja bastante variável conforme a orientação da mesma: em geral, as vertentes mais extensas são aquelas longitudinais ao plano de alongamento, ao passo que as mais curtas são as dispostas transversalmente. Ao aspecto alongado associa-se um frequente alinhamento dos morros no sentido NE-SW, sinalizando para a relação de seu vínculo com falhas cujos lineamentos

topográficos apresentam-se mais suavizados pela dissecação fluvial e/ou pelo intemperismo químico.

Ocorre tal tipicidade na região de Virgínia e Dom Viçoso, nas proximidades das cristas da Mantiqueira, até a região de São Lourenço, ocupando uma área de 195,74 km². Seus aspectos essenciais constam no quadro 4.12.

Quadro 4.12. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmamr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15 – 20% e 20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	137,64
	Comprimento de rampa médio (m)	662,9
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,2
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1100
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses e migmatitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morros alongados e cristas rebaixadas (Dmac)

Conjunto de formas mais acidentado em comparação ao sistema anteriormente descrito, com o qual estabelece contato em sua porção sudoeste. A dissecação vertical e o comprimento das rampas são parâmetros que assumem valores consideráveis. No que tange à declividade, são recorrentes os trechos acima de 40%, ainda que predominem os intervalos entre 15-20 e 20-40% (quadro 4.13).

As faixas altimétricas que abarcam esta unidade ficam entre 1000-1200 metros. Circunstancialmente as amplitudes ficam próximas a 300 metros, condição de serras rebaixadas e festonadas pela passagem do Rio Verde, encontrando-se densamente dissecadas em morros e um tanto desconfiguradas de seu aspecto montanhoso.

Em seus aspectos morfodinâmicos, a erosão laminar configura o regime erosivo predominante, ainda que escorregamentos sejam verificados pontualmente.

A partir da porção sul de São Lourenço, onde o Rio Verde segue dissecando o compartimento em tela, a unidade de mapeamento segue se estendendo até norte de Soledade de Minas e reaparece na margem esquerda, transpondo o Rio Lambari e se espraiando até o divisor oeste em área de 405,18 km².

Quadro 4.13. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmac.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15 – 20% e 20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	177,88
	Comprimento de rampa médio (m)	742,58
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,01
	Amplitude altimétrica (m)	880 – 1200
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos, aplainados e aguçados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento; colmatação em fundo de vale.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses, biotita xistos e muscovita quartzitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topo das cristas) e Quaternário (modelados de dissecação mais recente).	

Morros paralelos e morrotes (Dmpmr)

De maneira geral, essa unidade se afigura como um conjunto mais rebaixado em relação aos compartimentos de morros anteriormente apresentados contidos no Planalto do Alto Rio Grande. Embora compreendido numa faixa altimétrica entre 900 e 1100 metros, geralmente as cimeiras locais estão pouco acima de 1000 metros. Ocorre nas imediações das sedes de Caxambu e Baependi, ocupando também o território de Soledade de Minas.

O padrão de formas em questão é caracterizado por franco arredondamento e por um paralelismo recorrente correspondente a importantes alinhamentos tectônicos regionais, com os topos nitidamente alinhados. A convexação é bem típica, alternando-se setores convexos e côncavos coniventes com o paralelismo da drenagem. Tipos retilíneos aparecem mais restritamente em alguns lineamentos que representam feições morfotectônicas mais distintas.

A dissecação é bastante heterogênea, fazendo com que o valor médio (150,07 m) não permita uma estimativa de razoável fidegnidade ao padrão real de entalhe fluvial. Isso porque

o agrupamento de morros e morrotes determina a ocorrência tanto de desníveis consideráveis, que chegam a exceder 200 metros, como amplitudes mais modestas inferiores a 100 metros. A maior expressão espacial dos morros leva a um predomínio dos declives situados entre 15 e 40%; os inferiores não são muito expressivos, mas os superiores apresentam boa recorrência.

Desenvolvem-se tanto em gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos como em coberturas crustais neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia. Coberturas pedológicas diversas conseqüentemente aparecem na área, juntamente a mantos que por vezes revelam profunda saprolitização. Desde a pedogênese latossólica até solos mais imaturos, passando por solos com horizonte B textural, representam a diversidade pedológica. Para leitura conjunta dos atributos fundamentais do presente compartimento, vide quadro 4.14.

Quadro 4.14. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmpmr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15 – 20% e 20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	150,07
	Comprimento de rampa médio (m)	812
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,05
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1100
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar; ravinas em densidade; voçorocas.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento; colmatação em fundo de vale.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses, biotita xistos e muscovita quartzitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morros com encostas suavizadas, morrotes e pequenas colinas (Dmsmrc)

Nesse compartimento, que na bacia do Rio Verde ocupa uma área de 363,69 km², raramente os cumes ultrapassam 1100 metros, e os níveis de base principais estão na faixa de 850 metros, já na calha do Rio Baependi. Em geral, as faixas altimétricas estão entre 900 e 1000 metros (quadro 4.15). Ocorre na região de Cruzília na passagem do Rio do Peixe, setor

onde o modelado se encontra mais erodido e aplainado em relação às adjacências onde o controle tectônico é mais expressivo.

O modelado em questão caracteriza-se por dissecação vertical mais branda (média de 80,58 metros), e os declives são mais suaves, comumente abaixo de 15%, ainda que tais terrenos sejam consideravelmente dissecados horizontalmente. Vertentes longas de geometria convexa a retilínea estabelecem contatos com os fundos de vale mediante rupturas de declive mais suaves. Como regra geral na área, as formas colinosas apresentam encostas de comprimento considerável, ao passo que os morrotes são caracterizados por vertentes curtas; extensões intermediárias são típicas aos morros. Apesar das curtas extensões dos morrotes ao longo de suas vertentes, o compartimento em tela não deixa de apresentar significativo comprimento médio das encostas por efeito das formas colinosas.

Rochas metagranitóides embasam a área em contato tectônico com os metassedimentos da Megassequência Andrelândia tanto na porção sul como pelo norte, na passagem das cristas quartzíticas de São Thomé das Letras. Predominam ARGISSOLOS e LATOSSOLOS, não raro atacados severamente por erosão laminar, com ocorrência de ravinas conspícuas e voçorocas de grandes dimensões.

Quadro 4.15. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmsmrc.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	5 – 15% a 15 – 20%
	Dissecação vertical média (m)	80,58
	Comprimento de rampa médio (m)	899,14
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,57
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1100
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aplainados a convexos
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar; ravinas em densidade; voçorocas conspícuas.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; colmatação em fundo de vale e assoreamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Horndblenda biotita gnaisses e anfibolitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morrotes, morros e morros com encostas suavizadas (Dmrms)

Tal agrupamento ocorre em área restrita dos municípios de São Thomé das Letras e Três Corações a partir do contato litológico com os quartzitos da Serra de São Tomé em seu reverso, ocupando área de 104,97 km².

A ondulação do relevo neste compartimento é bastante típica, avultando uma mamelonização que confere aspecto de “mar de morros” a estas terras. Sucedem-se formas convexadas a perder de vista até a calha do Rio do Peixe, recheadas com mantos de alteração de profundidade expressiva. Em alguns topos foram verificadas a ocorrência de perfis lateríticos preservando superfícies geomórficas, ocorrência esta anteriormente discutida.

A dissecação vertical é moderada para os padrões da bacia (75,08 metros), e a frequência de cursos d’água também fica abaixo da média. Os declives acabam sofrendo variações em função das diferentes tipicidades que os morros assumem, sendo em geral moderados. As vertentes são predominantemente curtas, e a média baixa é determinada pelo predomínio dos morrotes (quadro 4.16).

Litologicamente ocorrem paragneisses também da Megassequência Andrelândia, com raras exposições na área em função dos mantos de alteração profundos em LATOSSOLOS que aparacem, sobretudo, nos morros. Nos morrotes se verifica uma presença mais recorrente de ARGISSOLOS e CAMBISSOLOS.

Quadro 4.16. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmrms.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	5 – 15% a 15 – 20%
	Dissecação vertical média (m)	75,08
	Comprimento de rampa médio (m)	690,27
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	1,77
	Amplitude altimétrica (m)	880 – 1030
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar; ravinas conspícuas.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita gnaisses	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos com perfis lateríticos) e Quaternário (modelados de dissecação recente).	

Colinas, morros e morrotes (Dcmmr)

Esse padrão de formas tem no município de Campa sua principal referência, ocorrendo também em territórios municipais de São Gonçalo do Sapucaí, Cambuquira e Três Corações, perfazendo uma área calculada em 1026,7 km². Ocupando grande parte da baixa bacia, esta é a unidade de mapeamento do relevo de maior expressão areolar que ocorre em seu perímetro. Nessa região, tranpostas as cristas monoclinais, o relevo sofre significativo rebaixamento e suavização em suas formas, materializando-se padrões acentuadamente convexos em suas vertentes e topos, ou ainda com segmentos retilíneos de vertente dados pelo baixo declive e extensos topos aplainados que raramente se sobressaem acima de 1000 metros, características estas que, juntamente aos demais aspectos fundamentais do relevo, podem ser visualizados no quadro 4.17.

O comando exercido pelas formas de caráter colinoso repercute em valores brandos de dissecação vertical, que às vezes são inferiores a 40 metros, com vertentes extensas e moderada frequência de canais perenes. No mesmo tom, observa-se também uma atenuação sensível dos declives, predominantemente inferiores a 15% e, não raro, inferiores a 5% nas baixas encostas ou topos aplainados.

Da parte central até a extremidade leste ocorrem os metassedimentos da Megassequencia Andrelândia; no setor oeste verificam-se principalmente gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos.

Quadro 4.17. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dcmmr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	5 – 15% a 15 – 20%
	Dissecação vertical média (m)	80,42
	Comprimento de rampa médio (m)	986
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	1,08
	Amplitude altimétrica (m)	780 – 1200
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Gnaisses, migmatitos e granulitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos mais aplainados e elevados) e Quaternário (modelados de dissecação recente).	

Colinas, morros com encostas suavizadas e morrotes (Dcmsmr)

Compartimento quase todo abaixo de 1000 metros, representando a região de relevo mais suavizado da bacia do Rio Verde. Ocorre na margem esquerda do Rio do Peixe entre São Thomé das Letras e Três Corações, onde passa a acompanhar a mesma margem no Rio Verde até Varginha, em expressiva área de 723,3 km², cujos atributos são sintetizados no quadro 4.18.

Formas extensivamente covexas com topos distintamente mais extensos e aplainados constituem a ênfase morfográfica da paisagem. As vertentes são longas e os declives quase sempre abaixo de 15%, comportando assim copiosa pedogênese latossólica.

Tais padrões emolduram-se em litologias diversas agrupadas na Megassequência Andrelândia, com raras exposições devido às espessuras consideráveis dos mantos de alteração.

Quadro 4.18. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dcmsmr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	5 – 15% a 15 – 20%
	Dissecação vertical média (m)	85,3
	Comprimento de rampa médio (m)	1031
	Frequência de canais (n° canais/km ²)	1,8
	Amplitude altimétrica (m)	800-1020
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Gnaisses, migmatitos e granulitos	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morros e serras rebaixadas (Dmsr)

Essa unidade de mapeamento destaca-se na baixa bacia do Rio Verde por configurar uma sobrelevação altimétrica acima de 1000 metros, com cimeiras que chegam a ultrapassar

1200 metros, mantendo significativo desnível altimétrico em relação aos compartimentos adjacentes, padrões que podem ser constatados no quadro 4.19. Morfologicamente o que se afiguram são morros com dissecação significativamente profunda e serras de curta extensão que quebram a relativa monotonia topográfica do entorno.

A posição desse compartimento topograficamente mais movimentado está no contato com o cráton sanfranciscano, configurando zonas de cisalhamento compressionais provavelmente vinculadas ao processo de cratonização neoproterozóico. Estabelece contato com o Planalto Centro Sul de Minas na região de Varginha/ Três Pontas/ Elói Mendes, abrangendo uma área de 377,61 km².

Os estoques litológicos pertencem à Megassequência Andrelândia, representadas predominantemente por biotita-gnaisses, com ocorrência de quartzitos e filitos nos limites da bacia.

Quadro 4.19. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmsr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15 – 20%
	Dissecação vertical média (m)	205,25
	Comprimento de rampa médio (m)	1094,11
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,1
	Amplitude altimétrica (m)	900-1140
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar.
	Principais processos vigentes	Degradação das vertentes; coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita-gnaisses, quartzitos e filitos.	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos elevados e aplainados) Quaternário (modelados de dissecação recente).	

Cristas monoclinais (Dcm)

A bacia do Rio Verde é seccionada por cristas monoclinais paralelas de orientação geral NE-SW balizadas em litologia quartzítica e gnaissica, com micaxistos nos fundos de vale.

Os declives são mais pronunciados nas vertentes voltadas para sudeste, agrupando-se entre 20 e 40% e excedendo a marca superior com expressiva continuidade nas altas encostas. As vertentes voltadas para NW são mais suavizadas nas litologias quartzíticas, nas quais o

mergulho das camadas metassedimentares se dá segundo a referida orientação. Em gnaisses, formam-se taludes abruptos de declives extremos.

Tanto nos quartzitos como nos gnaisses os topos são aplainados a aguçados; comungam também a forma das vertentes: as SE possuem morfologia retilíneo-côncava e as NW são fundamentalmente retilíneas, estas bem mais declivosas em litologias gnáissicas.

As cristas monoclinais são áreas de considerável fragilidade natural, ocorrendo intenso coluvionamento com alguns movimentos de massa, sobretudo queda de blocos, comum nos quartzitos. Nestas litologias registram-se ainda processos de dissolução que repercutem na geração de depressões fechadas e cavidades naturais, algumas bem desenvolvidas, com mais de 200 metros de extensão.

Caraterísticas geomorfológicas particulares definem os relevos quartzíticos (quadro 4.20). Conformam superfícies estruturais preservadas pela resistência dos metassedimentos ao intemperismo químico, permitindo a preservação das cristas elevadas. Os gnaisses estão relacionados a controle tectônico impulsionado em zona de cisalhamento bem marcada ao longo da qual se desenvolvem lineamentos elevadiços.

Quadro 4.20. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dcm.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	20 - 40% - > 40%
	Dissecação vertical média (m)	> 300
	Comprimento de rampa médio (m)	1134
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,4
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1500
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Aplainados a aguçados
	Formas predominantes das vertentes	Retilíneas a côncavas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar; ravinas e voçorocas localizadas.
	Principais processos vigentes	Coluvionamento; escorregamentos e queda de blocos; dissolução.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Quartzitos, micaxistos e biotita-gnaisses.	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Paleógeno (topos elevados e aplainados) Quaternário (encostas dissecadas).	

(III) Planalto de Varginha

Engloba pequena extensão da bacia do Rio Verde na região de Varginha/ Elói Mendes, compartilhando sistemas de relevo com o Planalto do Alto Rio Grande pela margem esquerda do Rio Verde, extravasando para a bacia do Rio Sapucaí. Ocorre apenas uma unidade de mapeamento do relevo.

Morros e morrotes (Dmmr)

Tal associação ocorre de forma muito restrita na bacia do Rio Verde entre Varginha e Elói Mendes na margem esquerda do principal coletor, em área de 95,06 km². Trata-se de relevo ondulado com topos pouco acima de 900 metros e entalhe vertical em torno de 50 metros, com formas que se dispõem sequencialmente até dar lugar a uma morfologia mais colinosa nos terrenos depressionários que margeiam a represa de Furnas.

Os declives são relativamente moderados e a dissecação não muito profunda (quadro 4.21), favorecendo o desenvolvimento de LATOSSOLOS e também de solos com horizonte B textural, significativamente erodidos em função da cobertura vegetal precária associada à prática da pastagem.

Quadro 4.21. Aspectos geomorfológicos dos compartimentos Dmmr.

ASPECTOS MORFOMÉTRICOS	Declives predominantes	15-20% e 20 – 40%
	Dissecação vertical média (m)	104
	Comprimento de rampa médio (m)	590
	Frequência de canais (nº canais/km ²)	2,2
	Amplitude altimétrica (m)	900 – 1500
ASPECTOS MORFOGRÁFICOS	Formas predominantes dos topos	Convexos a aplainados
	Formas predominantes das vertentes	Convexas a retilíneas
ASPECTOS MORFODINÂMICOS	Tipos de erosão predominantes	Laminar; ravinas localizadas
	Principais processos vigentes	Coluvionamento.
LITOLOGIAS PREDOMINANTES	Biotita-gnaisses.	
ASPECTOS CRONOLÓGICOS	Quaternário	

Morfologias agradacionais (A)

Planícies aluviais com terraços alúvio-colvionares (Apat)

Compreende as faixas inundáveis que se desenvolvem em extensão e largura variável rente aos canais fluviais e aos terraços alçados acima da zona sazonalmente invadida pelas cheias. Em termos de mapeamento, coube aqui associar os terraços aluviais e/ou coluvionares que ocorrem principalmente nas bordas das planícies. Da alta à baixa bacia, ocorre descontinuamente em função de controles litoestruturais, fato a ser discutido posteriormente com maior detalhamento.

Na Serra da Mantiqueira, depocentros locais geram morfologias de tal status que correspondem à afluência dos rios Capivari e Passa Quatro no Rio Verde. Este, após romper a Serra da Soledade em seu médio curso, abre grande planície de inundação que coalesce com a larga várzea que o Rio Baependi desenvolve continuamente desde o ponto em que atravessa falha de orientação NE-SW à jusante da área urbana até tributar o Rio Verde na margem direita. Destaca-se ainda no médio curso a planície do Rio Lambari, construída ao transpor a Mantiqueira. Para a baixa bacia as maiores expressões correspondem à extensão final do Rio Verde próxima ao estirão lacustre de Furnas e ao baixo curso do Rio do Peixe após festonar as serras quartzíticas do Cantagalo e São Tomé.

Planícies aluviais de menor extensão ocorrem descontínuas na alta e média bacia, mas circundam consideráveis extensões dos principais rios e de bom número de tributários, ramificando-se até compartimentos mais elevados onde aparecem associadas, principalmente, a vales estruturais. Transpostas as serras quartzíticas os modelados agradacionais convergem na falha que marca a passagem para as rochas granulíticas na nappe Varginha-Guaxupé, na confluência do Rio Palmela na margem esquerda, ponto em que são estranguladas pelo encaixamento abrupto do Rio Verde.

Planície flúvio-lacustre (Apfl)

Configuram feições essencialmente antropogênicas na bacia do Rio Verde, dadas pela construção de lagos e represas. Ocorre de forma bem pontual nos estirões mais expressivos de águas paradas, sendo passível de mapeamento ao longo do açude Vidal Dias, em Campanha.

Planícies alveolares altimontanas (Apa)

Ocorrem em compartimentos elevados da Serra da Mantiqueira, e se referem a segmentos do vale do Rio Santo Agostinho e São Pedro, ambos no município de Baependi. A primeira ocorre acima de 1600 metros e a segunda na faixa dos 1280 metros.

A gênese dessas morfologias está ligada a controle tectônico com intenso basculamento de blocos e a fatores climáticos responsáveis pela abertura de alvéolos nas rochas mais tenras. Tais condicionantes serão discutidos de forma mais pormenorizada mais adiante.

Fundo de vales estruturais com depósitos colúvio-aluvionares e morrotes embutidos (Avetmr)

Foram reconhecidos entre cristas paralelas e adaptados a essas linhas de falha correspondentes a importantes zonas de cisalhamento regional.

São caracterizados por notória retinidade consoante à própria retinidade das escarpas montanhosas com as quais se emparelham. A presença de depósitos aluvionares que entopem os vales em função da morfodinâmica aguda das vertentes que os confinam associados a alúvios menos significativos encerram o componente agradacional predominante nessas morfologias, que também apresentam componentes denudacionais à medida que encerram morrotes de pequeno tamanho embutidos nos fundos planos, e que individualmente não são mapeáveis na escala adotada para a representação do relevo na bacia do Rio Verde.

Sua ocorrência é registrada na parte sudoeste da bacia do Rio Verde, entre cristas representativas dos degraus superiores da Mantiqueira. No Planalto do Alto Rio Grande se alojam entre as cristas monoclinais em retinidade persistente.

A título de ilustração, foram elaborados alguns perfis topográficos a partir das bases planialtimétricas em escala 1/50.000 que auxiliam na visualização dos padrões de formas vigentes.

A figura 4.4 revela o destaque altimétrico do maciço alcalino de Passa Quatro em seu contato com as litologias pré-cambrianas que encerram morfologias tendencialmente convexas nos compartimentos interiores da Mantiqueira, onde o Rio Passa Quatro já desenvolve planície de inundação, conforme consta na figura. Em prosseguimento, a figura 4.5 é bastante representativa dos basculamentos de blocos que vem impondo acentuado

desnívelamento altimétrico para a Serra da Mantiqueira, passível assim de ser subdividida em compartimentos distintos; entre os dois compartimentos ilustrados na figura, verifica-se a planície de inundação do Rio Lambari.

As figuras 4.6, 4.7 e 4.8 representam os traços gerais do relevo na região das cristas monoclinais do Planalto do Alto Rio Grande. Deixa bastante realçada a sucessão de cristas e vales que conferem tipicidade apalachiana a tais sistemas de relevo, bem como os compartimentos mais rebaixados em morros, morrotes e colinas que circundam estes ressaltos topográficos regionais.

É encargo da figura 4.9 ilustrar o padrão geral das morfologias mais monótonas, com declives mais moderados e dissecação menos profunda que caracterizam a região do baixo Rio Verde, onde afluem tributários importantes como o Rio Palmela e o Rio do Peixe.

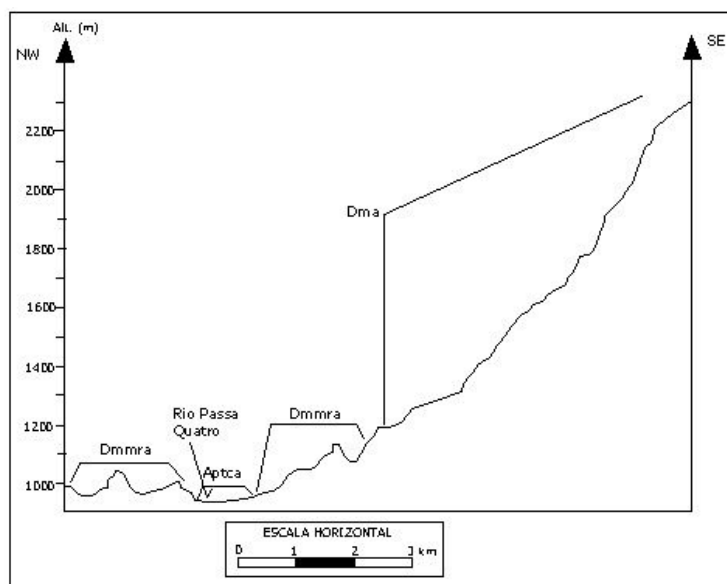


Figura 4.4. Perfil topográfico na zona de contato entre o maciço alcalino de Passa Quatro e as litologias pré-cambrianas.

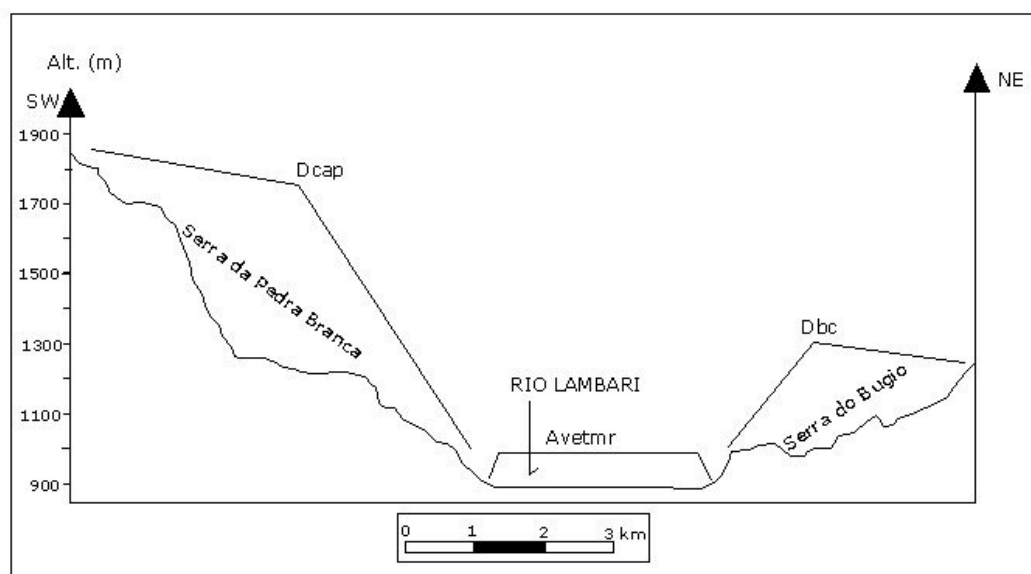


Figura 4.5. Visada parcial da compartimentação do relevo na Serra da Mantiqueira.

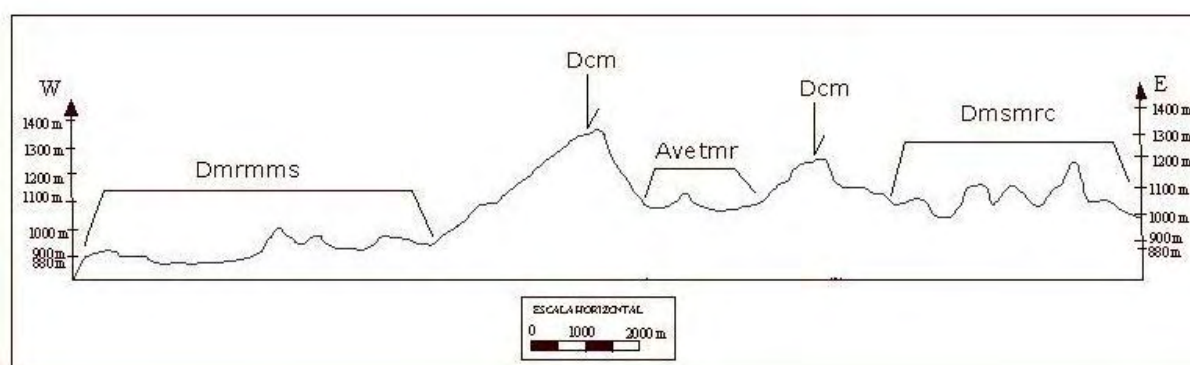


Figura 4.6. Aspecto do relevo na região de ocorrência das cristas monoclinais (Dcm) e compartimentos de morros, morrotes e colinas adjacentes.

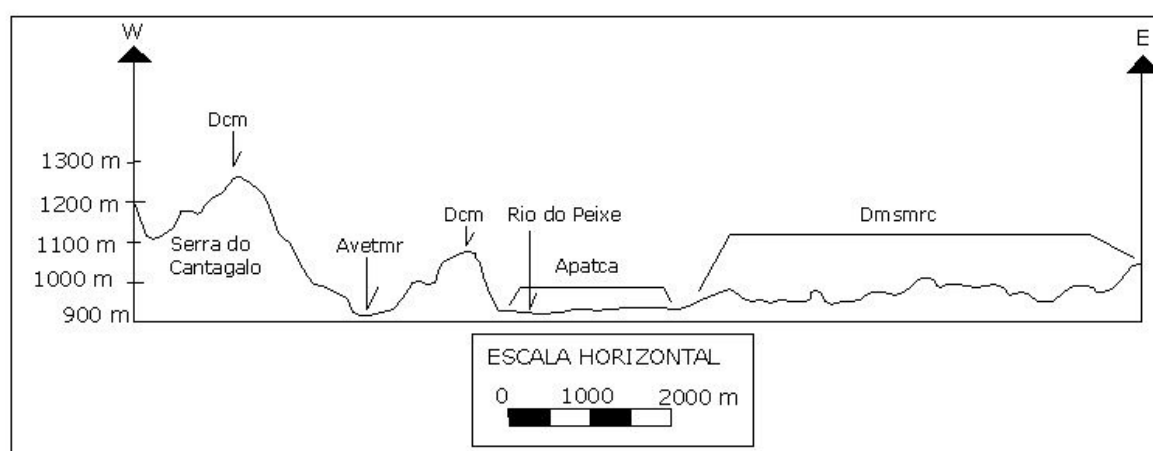


Figura 4.7. Sucessão de cristas e vales no Planalto do Alto Rio Grande.

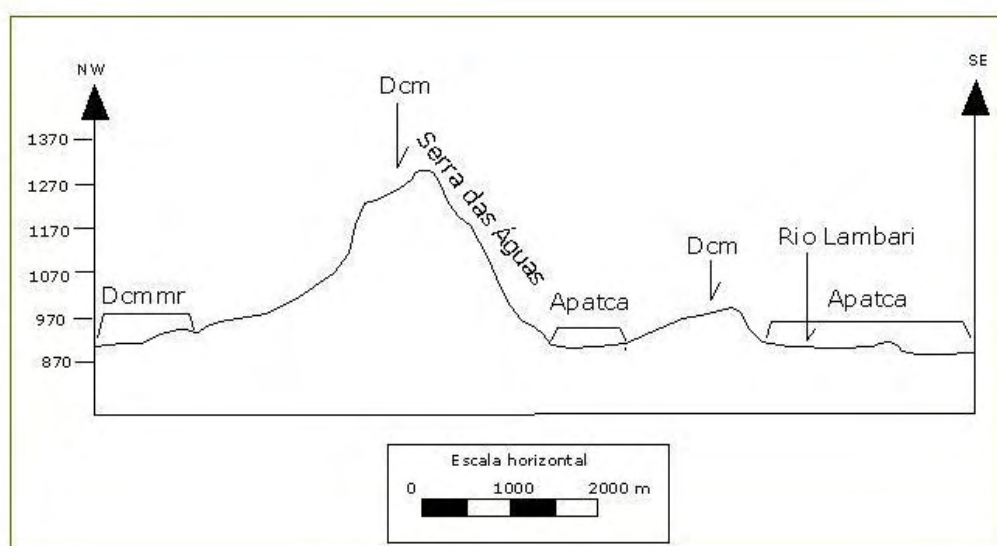


Figura 4.8. Aspecto do relevo na região da Serra das Águas no contato com a planície de inundação do Rio Lambari.

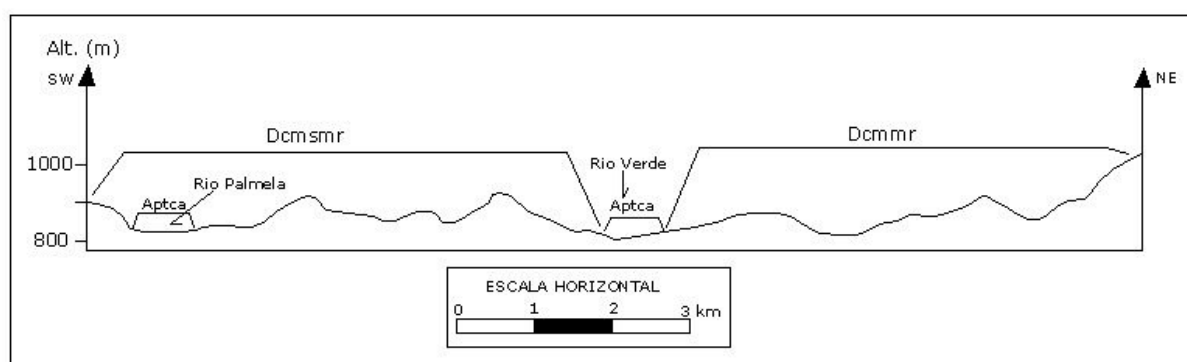


Figura 4.9. Aspecto do relevo padronizado em morros e colinas na região do baixo Rio Verde.

Finalmente, a figura 4.10 representa cartograficamente os compartimentos de relevo aqui apresentados e discutidos; na figura 4.11, apresentamos a base planialtimétrica através da junção das folhas Guaratinguetá, Barbacena, Varginha e Volta Redonda, em escala 1/250000.

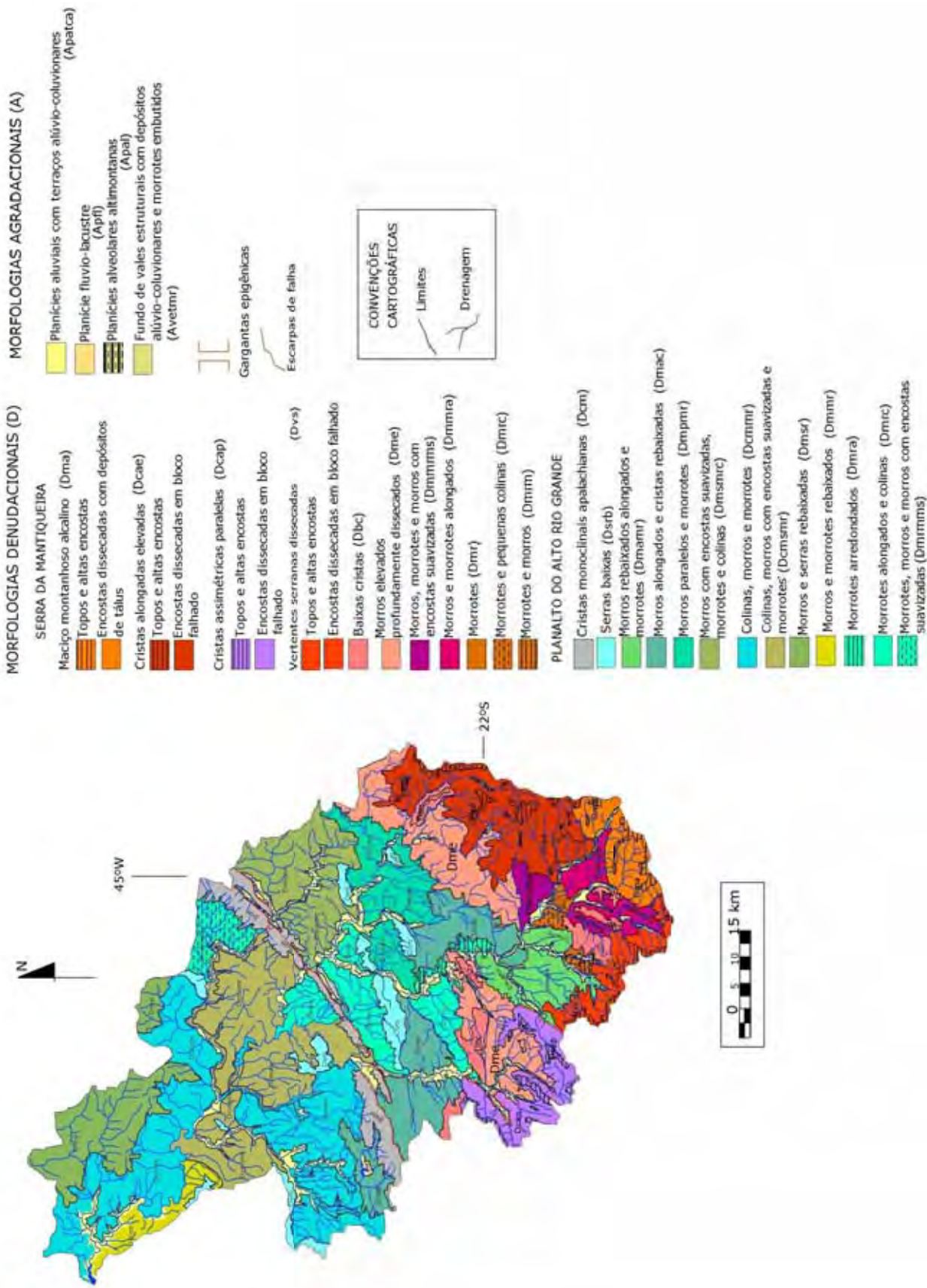
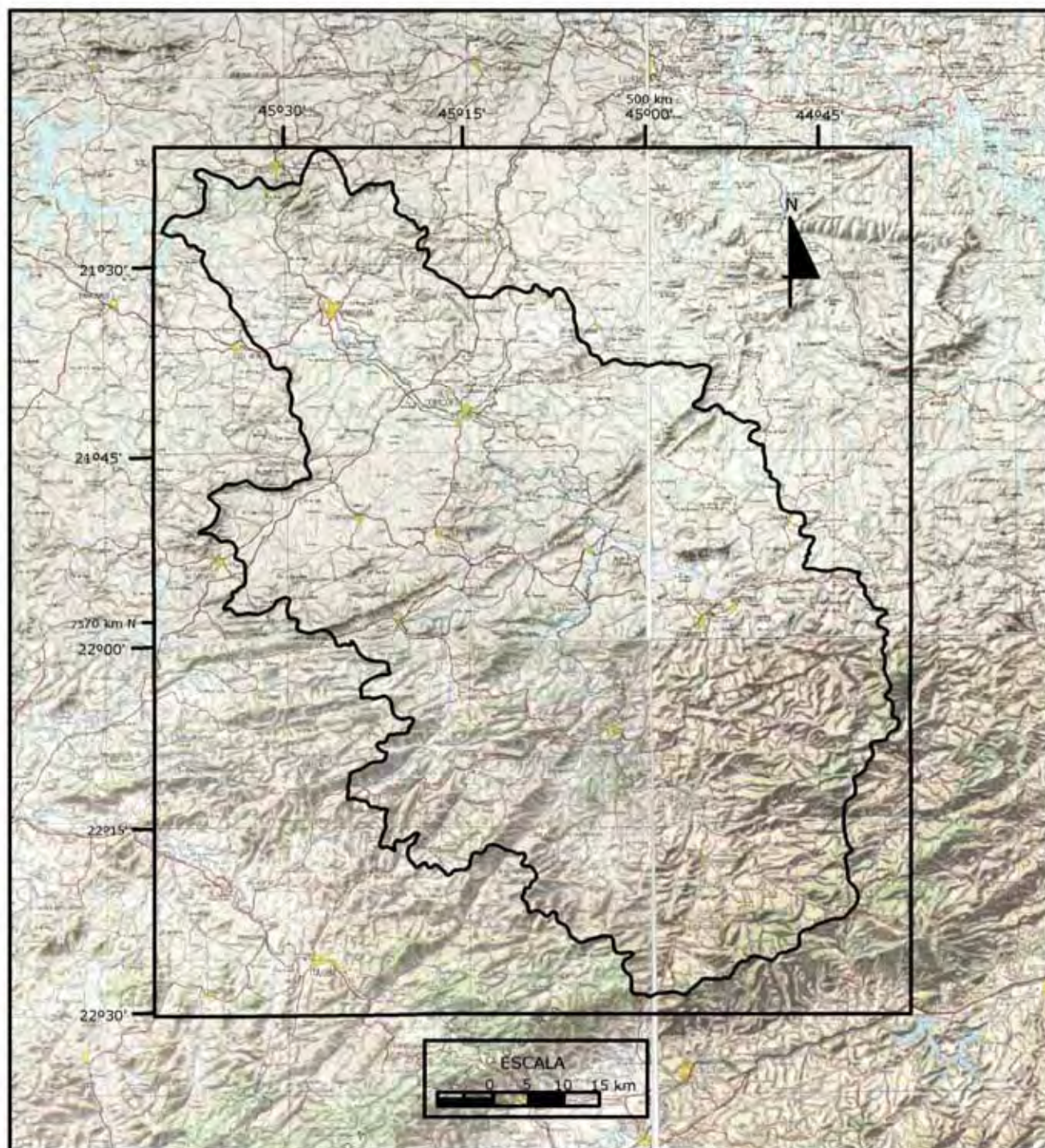


Figura 4.10. Compartimentação do relevo na bacia do Rio Verde.



CAPÍTULO V

ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICOS NA EVOLUÇÃO DO RELEVO NA BACIA DO RIO VERDE

5.1. Neotectônica e morfotectônica: conceitos gerais

O estudo de processos geradores de formas de relevo que se relacionam a qualquer tipo de atividade tectônica ativa é que responde pelo termo *morfotectônica* (FACINCANI, 2000), se referindo a uma conjugação entre a acomodação dos elementos da rede de drenagem e as deformações crustais síncronas, o que lhes confere um caráter eminentemente ativo (ETCHEBEHERE, 2001). O autor também assevera que as feições morfoestruturais, por seu turno, são aquelas de caráter passivo, eventualmente resultantes de uma deformação pretérita, e sobre cuja geometria se arranjam os cursos d'água, determinando que o padrão local da rede de drenagem reflita a disposição da litologia, controlada pelo arranjo e atitude dos estratos e/ou das feições estruturais.

A diferenciação em campo de feições vinculadas a um controle passivo (morfoestrutural) causado por erosão diferencial daquelas resultantes de um controle ativo (morfotectônico) não é um procedimento simples. Para elucidação de tal problemática é necessária a análise geomorfológica associada à investigação de estruturas de subsuperfície, como juntas e falhas, avultando a importância das análises estruturais e estratigráficas e a atenção para a cronologia dos eventos.

Doornkamp (1986) lembra que os termos neotectônica e morfotectônica são frequentemente associados, reconhecendo que parte da morfotectônica se interessa pelos estudos neotectônicos propriamente ditos, uma vez que as feições morfotectônicas, estando ligadas a uma tectônica ativa, frequentemente estão vinculadas a efeitos neotectônicos.

Menções pioneiras a respeito de uma tectônica ativa atuando na evolução da paisagem são consideravelmente antigas e remetem a primeira metade do século XIX pela figura de Sokolov. O termo neotectônica como designativo de atividade tectônica recente, entretanto, surge quase cem anos mais tarde (1937) na definição de Obruchev.

A partir das considerações iniciais supramencionadas, alguma falta de consenso se instaurou historicamente na delimitação da alçada do termo neotectônica. Bigarella et al. (2003) registram que para a Comissão Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) os eventos

neotectônicos são aqueles que remontam 10 Ma (neomiocênicos), ainda que para um grande grupo de estudiosos o limite inferior do período neotectônico é o Mioceno Médio, em torno 20 Ma, reconhecendo a atividade no Quaternário e em tempos atuais. Hasui (1990; 2006) defende piamente essa concepção, acrescentando que os estudos neotectônicos se interessam pelos processos vinculados à deriva do continente Sul-Americano que dizem respeito às atividades tectônicas ainda vigentes e que afetam o domínio intraplaca no período supramencionado, excluindo de seu escopo as manifestações tectônicas distensivas e compressivas relacionadas à abertura oceânica, encerradas, ao que é sabido, ainda no final do Paleógeno.

O critério calcado na atividade tectônica vigente para autorização do emprego do termo neotectônica também é defendido por Stewart & Hancock (1994), cujas argumentações atrelam taxativamente a atividade neotectônica a movimentos crustais que ainda ocorrem no presente, estando assim relacionados ao regime tectônico atual, exercendo reflexos no relevo e na rede de drenagem.

Diante da profusão de idéias trazidas à baila sobre essa discussão, estudos sistemáticos no campo da geomorfologia, sismologia, estratigrafia, geotectônica e outras áreas do campo das geociências vêm procurando conhecer as tensões tectônicas vigentes e interpretá-las à luz da dinâmica atual das placas tectônicas, conforme apresentado sinteticamente por Hancock & Williams (1986).

Acatamos na presente tese a concepção de Hasui (1990), reconhecendo que o limite temporal definidor da neotectônica deve tomar como referência o regime tectônico ainda vigente, e que é variável ao longo do orbe. Adequa-se a concepção do autor supracitado ao contexto da Plataforma Brasileira, porção do geoide de referência para os estudos aqui expostos onde impera uma tectônica intraplaca em margem passiva cujas movimentações, segundo Gontijo (1999), podem estar associadas a algum(s) dos seguintes fatores seguintes fatores:

1. Mudanças de densidade no interior da litosfera ou na astenosfera a permitir a formação de plumas e consequente soerguimento e rifteamento;
2. Esfriamento da crosta oceânica que se dá com o afastamento da dorsal, o que repercute em efeitos de distensão e subsidência;
3. Remoção de calota glacial e conseqüente ascensão litosférica pelo alívio de carga;
4. Tensões provocadas por sismos e subsidências;
5. Movimentos verticais crustais vinculados a reajustes isostáticos.

5.2. Neotectônica no sul de Minas Gerais

Sobre as manifestações neotectônicas intraplaca no território brasileiro tem-se no Mioceno Médio sua referência temporal; a meio tempo desse período teve início a deposição da Formação Barreiras e do último pacote sedimentar das bacias costeiras, além do encerramento das manifestações magmáticas até então vigentes. De maneira ampla, o quadro neotectônico da Plataforma Brasileira está inserido em um cenário no qual a placa litosférica apresenta movimentação no sentido WNW e predomínio de epirogênese positiva. As tensões verificadas são induzidas pelos deslocamentos que ocorrem nas zonas de borda da placa, que envolve compressão horizontal WNW-ESE e expressão estrutural representada essencialmente por falhas de caráter ressurgente condicionada pelas zonas de cisalhamento e suturas antigas, com regime predominantemente transcorrente (HASUI, 1990).

O setor meridional do estado de Minas Gerais e adjacências congrega um volume significativo de estudos e integração de resultados acerca de sua tectônica cenozoica (ASMUS & FERRARI, 1978); (RICCOMINI, 1989) (SAADI et al., 1989), (SAADI, 1990, 1991, 1993), (MIOTO, 1990), (SANTOS, 1999), (HIRUMA & RICCOMINI, 1999), (GONTIJO, 1999), (FERREIRA, 2001), (HIRUMA et al. 2001), (CORSI, 2003), (CHIESSI, 2004), (MORALES, 2005), (MARQUES NETO, 2007). Saadi (1993) chama a atenção para o grande número de trabalhos dedicados aos estudos neotectônicos no Brasil de Sudeste, em especial no estado de Minas Gerais, onde a síntese morfotectônica resultante demonstrou que as bordas leste, sul e oeste do cráton do São Francisco foram reativadas durante o Cenozóico, com maior intensidade no Plioceno e mantendo caráter ativo ao longo do Quaternário. A reativação atacou zonas de descontinuidade crustal, notadamente a Descontinuidade Crustal do Alto Rio Grande (DCARG) e a Descontinuidade Crustal do Alto São Francisco (DCASF).

Tais descontinuidades crustais, que correspondem a importantes geossuturas pré-cambrianas episodicamente reativadas, compartimentou o estado de Minas Gerais, ao longo do Cenozóico, em domínios morfotectônicos dotados de comportamentos particulares específicos.

A DCARG marca o limite meridional do Cráton Sanfranciscano na região de São João Del Rei, e se refere a uma zona de cisalhamento pré-cambriana com cerca de 250 quilômetros de comprimento, situada entre Ouro Fino e Carandaí, em Minas Gerais. A DCASF, por seu turno, possui 50 quilômetros de largura e corta a extremidade meridional do cráton do São Francisco em direção N50W, paralelamente aos alinhamentos magnéticos conhecidos na região (SAADI, 1993).

A bacia do Alto Rio Grande, no sul de Minas Gerais, é composta por dois domínios morfogenéticos distintos: um deles marcado pela erosão e referente às vertentes da Serra da Mantiqueira e planaltos superiores, e o outro representado por um compartimento de planaltos baixos que, alojados ao longo das zonas de falha, vêm servindo como áreas de acumulação dos sedimentos erodidos do primeiro setor. Esta área vem sofrendo a ação de atividades tectônicas em tempos posteriores à deposição destes sedimentos, cuja idade remonta ao Paleógeno (SAADI, 1989).

Saadi (1991) estabelece dois eventos tectônicos principais na reconstrução da evolução tectônica cenozóica no sul de Minas Gerais: o primeiro situado no Eoceno-Oligoceno, responsável pela geração do sistema de riftes, e o segundo referente ao Mioceno-Plioceno, este de caráter compressivo e com esforços horizontais de direção média NW-SE.

Quanto às atividades sísmicas, Mioto (1990) revela que o estado de Minas Gerais possui considerável grau de sismicidade, com uma concentração de eventos nos limites meridionais do Cráton do São Francisco, nos domínios das províncias tectônicas do São Francisco, Tocantins e Mantiqueira. A área de estudo em específico está localizada nos domínios da Zona Sismogênica de Caxambu, que segundo Mioto (1990) é restrita às áreas do Circuito das Águas de Minas Gerais. O autor prossegue argumentando que o Planalto do Alto Rio Grande é caracterizado pela presença de numerosas fontes hidrotermais, o que torna plausível a conjectura de que a instabilidade verificada venha a manter relação mais estreita com a circulação de fluidos em profundidade por estas fontes.

5.3. Análise morfométrica em neotectônica: o perfil longitudinal

O perfil longitudinal de um determinado rio revela sua declividade ou gradiente relacionando graficamente a altitude com a distância de seu percurso horizontal da nascente até a foz. Teoricamente, quando um rio encontra-se no seu perfil de equilíbrio o perfil longitudinal assumiria a forma de uma parábola com a concavidade voltada para o céu, com declividades mais acentuadas perto das nascentes e progressiva atenuação dos declives em direção à foz (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Summerfield (1999) idealiza o perfil longitudinal de um rio elencando as seguintes características:

- A) Decresção monótona em seu gradiente;
- B) Concavidade voltada para cima e ocasionalmente convexidades locais;

C) Exceto em rupturas de declive (*knickpoints*) ele tende a suavizar-se em grandes extensões.

Em áreas sob interferência tectônica, raramente o perfil longitudinal de um canal fluvial assumirá o traçado ideal supramencionado, apresentando rupturas dadas por linhas de falha e diferentes gradientes ao longo do percurso superficial conforme a natureza epirogenética do bloco. Etchebehere (2000) utilizou-se da extração e interpretação do perfil longitudinal como subsídio complementar para estudos em neotectônica na bacia do Rio do Peixe, no Planalto Ocidental Paulista. Relações pertinentes entre a morfotectônica e o perfil longitudinal foram estabelecidas por Zancopé (2004) para o Rio Mogi Guaçu (SP).

No âmbito internacional, a análise do perfil longitudinal remonta aos estudos de Willian Morris Davis e, posteriormente, às abordagens que vieram no bojo da Teoria Geral dos Sistemas incorporada à Geografia Física. Entre outros trabalhos de ressonância, citamos Culling (1957), Leopold & Wolman (1970), Hack (1973), Schumm (1977), Burnnet & Schumm (1983), Faniran & Jeje (1983), Morisawa (1985) e Leopold (1997).

Christofoletti (1981) dá crédito a Willian Morris Davis para a introdução do termo *grade* na geomorfologia, amplamente empregados pelos geógrafos adeptos das análises quantitativas e sistêmicas do século vinte para designar rios em situação de equilíbrio.

Os primeiros discursos mais concisos sobre a abordagem sistêmica aplicada aos estudos fluviais focados na análise do perfil longitudinal são da posse de Culling (1957). A morfologia do perfil passa a ser vista como sistema processo-resposta aos moldes da abordagem de Chorley & Kennedy (1971), onde a tendência é um ajuste das formas do perfil do rio em função de mudanças ambientais. Tais mudanças podem ser dadas por efeitos tectônicos, climáticos ou antrópicos.

Os processos concomitantes de soerguimento e abatimento de blocos interferem decisivamente na forma do perfil, que tende a descrever maiores amplitudes altimétricas e forma pronunciadamente inclinada quando percolam por faces de falha e tender a retilinidade nos setores de agradação quando eu gradiente se abaixa. A ocorrência de traços de falha e contatos litológicos de rochas de resistência distinta costuma provocar rupturas no traçado do perfil a denunciarem os falhamentos mais expressivos. Faniran & Jeje (1983) enumeram fatores que afetam a forma do canal fluvial: 1. variações na descarga; 2. granulometria do material transportado; 3. natureza dos processos fluviais; 4. tendência dos cursos d'água, por meio de seus fatores controladores, atingirem o estado de gasto mínimo de energia.

Segundo Zancopé et al. (2009), mudanças climáticas também podem afetar a forma do perfil longitudinal ao influenciarem na frequência e magnitude das vazões, com tendência a

um reajustamento das formas por efeito da modificação nos processos de erosão, transporte e deposição.

Uma série de atividades antrópicas também pode exercer modificações na morfologia original do perfil longitudinal dos rios. Atividades de exploração mineral, por exemplo, interferem na declividade do leito quando da deposição de material estéril por rolamento nos talwegues de maneira a alterar a carga detrítica de fundo a níveis incompatíveis com a competência da drenagem. A imposição de nível de base artificial por represamento também pode inundar pequenas corredeiras e saltos topográficos e alterar a forma original do perfil. Não menos, a formação de voçorocas também altera o traçado natural do eixo fluvial afetado.

5.4. Aplicação de parâmetros morfométricos como subsídio à análise estrutural da bacia do Rio Verde

5.4.1. Os índices geomórficos

Foram aplicados índices geomórficos para sub-bacias hidrográficas pré-selecionadas para as quais foram calculados: relação declividade X extensão do perfil longitudinal, Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) (HARE & GARDNER, 1985), Fator de Simetria Topográfica Transversal (COX, 1994) e o índice de Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (BULL & WALLACE, 1985).

Uma plêiade de pesquisadores brasileiros vem empregando tais técnicas como subsídio às análises morfoestruturais e morfotectônicas (RUBIN, 1999), (HIRUMA & RICCOMINI, 1999), (ETCHEBEHERE, 2000), (CORSI, 2003), (MISSURA, 2005), (MARQUES NETO, 2007).

A apresentação e discussão dos resultados obtidos por meio da aplicação do conjunto de técnicas supramencionadas tiveram como referência espacial, conforme frisado, as principais sub-bacias hidrográficas da bacia do Rio Verde (escala 1/50000), sendo também aplicados para a bacia principal na qual as demais estão contidas. Para o índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa a obtenção e interpretação dos dados adotou como referência todo o perímetro da bacia do Rio Verde e, embora as medições tenham sido feitas em escala de 1/50000, a representação cartográfica se deu em 1/250000, escala mais apropriada para a visualização espacial dos escarpamentos mais contínuos existentes na bacia.

Bacia do Rio Verde

Ao longo do trajeto que perfaz da Serra da Mantiqueira até a Represa de Furnas, entre os municípios de Três Pontas e Elói Mendes, o Rio Verde dissecar diferentes litologias e atravessa uma série de zonas de cisalhamento, fatores que imprimem respostas objetivas a tratamentos morfométricos como aqueles aqui aplicados.

Nesse ínterim, obteve-se um perfil longitudinal para a bacia do Rio Verde caracterizado por uma série de rupturas vinculadas a falhas normais e transcorrentes e também a contatos litológicos. Por exemplo, a 2300 metros tem-se uma ruptura causada por falha, bem como outra, postada a 1600 metros, a pouco mais de 4 km de extensão, onde a declividade é pronunciada e a energia bastante considerável. Sucessivos degraus marcam a passagem do Rio Verde pelas rochas alcalinas, até o contato com as litologias pré-cambrianas a 1200 metros, também denunciada por ruptura visível no perfil. A partir de 1000 metros de altitude (12 km de extensão superficial), começam a aparecer planícies alveolares de largura e extensão variáveis intercaladas com estrangulamentos tectonicamente controlados, impondo suavização no gradiente e uniformização na forma do perfil longitudinal, que vai, a partir de então, tender a ficar abaixo da linha de melhor ajuste. Daqui para jusante as rupturas ficam mais suavizadas, estabelecendo algumas anomalias que, ainda que não muito pronunciadas, são denunciadas pelo Índice Declividade x Extensão Superficial (tabela 5.1), com destaque para a que ocorre no município de Varginha quando o Rio Verde passa a dissecar litologias metamórficas de alto grau (Complexo Varginha ou nappe Varginha-Guaxupé); nesse trecho uma ampla planície de inundação é interceptada por falha que imprime desvio abrupto do curso d'água e determina forte encaixamento e formação de corredeiras.

Tabela 5.1. Índice RDE calculados para o Rio Verde.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
2420-2400	30	30	19,99	0,066
2400-2380	50	80	32	0,1
2380-2360	50	130	52	0,17
2360-2340	30	160	106,66	0,35
2340-2320	20	180	180	0,59
2320-2300	50	230	92	0,31
2300-2280	40	270	135	0,44
2280-2260	250	520	41,6	0,13
2260-2240	125	645	23,2	0,077
2240-2220	80	725	181,25	0,6
2220-2200	70	795	227,14	0,75
2200-2180	70	865	247,14	0,82
2180-2160	100	965	193	0,64

2160-2140	70	1035	295,71	0,97
2140-2120	70	1105	315,71	1,04
2120-2100	50	1155	462	1,53
2100-2080	100	1255	251	0,83
2080-2060	150	2405	320,66	1,06
2060-2040	120	2525	420,83	1,39
2040-2020	50	2575	1030	3,42
2020-2000	25	2600	2080	6,9
2000-1980	100	2700	540	1,79
1980-1960	200	2900	296	0,98
1960-1940	150	3050	406,66	1,35
1940-1920	100	3150	630	2,09
1920-1900	70	3220	919,99	3,05
1900-1880	80	3300	825	2,73
1880-1860	150	3450	459,99	1,52
1860-1840	100	3550	710	2,35
1840-1820	80	3630	907,5	3,01
1820-1800	50	3680	1472	4,88
1800-1780	250	3930	314,4	1,04
1780-1760	300	4230	281,99	0,93
1760-1740	80	4310	1077,5	3,57
1740-1720	200	4510	451	1,49
1720-1700	40	4550	2275	7,55
1700-1680	170	4720	555,29	1,84
1680-1660	500	5220	208,8	0,69
1660-1640	150	5370	715,99	2,49
1640-1620	200	5570	557	1,84
1620-1600	70	5640	1611,42	5,35
1600-1580	400	6040	302	1,002
1580-1560	450	6490	288,44	0,95
1560-1540	250	6740	539,2	1,79
1540-1520	200	6940	694	2,3
1520-1500	170	7110	836,47	2,77
1500-1480	180	7290	809,99	2,69
1480-1460	150	7440	991,99	3,29
1460-1440	120	7560	1259,99	4,18
1440-1420	50	7610	3044	10,1
1420-1400	70	7810	2231,42	7,41
1400-1380	200	8010	801	2,66
1380-1360	100	8110	1622	5,38
1360-1340	200	8310	831	2,75
1340-1320	70	8380	2394,28	7,95
1320-1300	50	8430	3372	11,19
1300-1280	250	8680	694,4	2,3
1280-1260	250	8930	714,4	2,37
1260-1240	600	9530	317,66	1,05
1240-1220	250	9780	782,4	2,59
1220-1200	200	9980	998	3,31
1200-1180	650	10630	327,07	1,08
1180-1160	250	10880	870,4	2,89
1160-1140	200	11080	1108	3,67
1140-1120	900	11980	266,22	0,88

1120-1100	100	12080	2416	8,02
1100-1080	300	12380	825,33	2,74
1080-1060	300	12680	845,33	2,8
1060-1040	400	13080	654	2,17
1040-1020	450	13530	601,33	1,99
1020-1000	100	13630	2726	9,05
1000-980	1700	15330	180,35	0,59
980-960	1400	16730	238,99	0,79
960-940	3500	20230	115,59	0,38
940-920	1700	21930	257,99	0,85
920-900	1550	23480	302,96	1,006
900-880	50800	74280	29,24	0,09
880-860	20850	95130	91,24	0,3
860-840	104750	199280	38,15	0,12
840-820	26250	226130	172,28	0,57
820-800	16000	242130	302,66	1,005

As reversões anômalas verificadas em RDE quando o Rio Verde passa a dissecar as rochas de alto grau do Complexo Varginha se correlacionam aos maiores valores de T medidos para a bacia do Rio Verde, cujo coletor principal se projeta pronunciadamente em direção à margem esquerda ao romper a falha de empurrão que marca a passagem para o compartimento em questão. É imposto o rompimento a uma tendência de regularidade no concernente aos valores de T, que em poucas medidas ultrapassou de 0,2, em função da passagem do rio em considerável ajuste com a linha média de sua bacia de drenagem. No Planalto de Varginha tais valores aumentam abruptamente a cálculos que ultrapassam 0,9, assinalando o setor mais assimétrico de toda a bacia de drenagem, cuja relativa simetria geral não deixa de ser visualizável pelo moderado valor para FABD de 40,98. O quadro 5.1 traz os valores de T medidos para a bacia do Rio Verde.

Quadro 5.1. Valores de T calculados para a bacia do Rio Verde.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,052	16	0,088	31	0,43
2	0,019	17	0,025	32	0,51
3	0,12	18	0,20	33	0,50
4	0,011	19	0,21	34	0,48
5	0,0	20	0,27	35	0,34
6	0,039	21	0,25	36	0,55
7	0,086	22	0,18	37	0,72
8	0,089	23	0,10	38	0,89
9	0,064	24	0,08	39	0,84
10	0,0	25	0,08	40	0,92
11	0,038	26	0,19	41	0,72
12	0,12	27	0,16	42	0,61
13	0,19	28	0,18	43	0,62

14	0,25	29	0,26	44	0,75
15	0,23	30	0,34	45	0,61

A diversidade tectono-estrutural e seus efeitos no relevo e na drenagem são conteúdos importantes da evolução morfológica regional que podem ser estimados e correlacionados em caráter mais abrangente e detalhado mediante a aplicação dos parâmetros em enfoque em sub-bacias importantes contidas no perímetro da bacia do Rio Verde. Tal prática foi levada a efeito e seus resultados são sistematicamente apresentados a seguir.

Bacia do Rio Baependi

É a maior sub-bacia da bacia do Rio Verde, com cerca de 1136,69 km². As nascentes estão posicionadas na Serra do Papagaio pela sua vertente oeste a 2040 metros de altitude, na divisa com a bacia do Rio Aiuruoca, marcando, por conseguinte, a linha divisória entre as bacias dos rios Verde e Grande pelo alto curso, na Serra da Mantiqueira.

Com a denominação de Ribeirão Santo Agostinho ou do Gamarra no alto curso, a drenagem em questão tem sua designação definitiva dada a partir da confluência com o Rio São Pedro, seu principal afluente.

O alto curso do Rio Baependi é caracterizado por forte controle tectônico, intercalando: 1. trechos prescrevidos em padrão encaixado e retilíneo e planícies alçadas a 1650 metros de altitude onde encontram-se estocados sedimentos colúvio aluvionares com formação de GLEISSOLOS e ORGANOSSOLOS; 2. trechos de alta angularidade com *shutter ridges* impostas por falhas transcorrentes; 3. trechos retilíneos adaptados à zona de cisalhamento com desvios impostos por transcorrência. A partir da contribuição do Rio São Pedro a planície de inundação se alarga para perfazer aproximadamente 45 km de faixa de estocagem de sedimentos com padrão meandrante até a confluência com o Rio Verde no município de Conceição do Rio Verde, o que fica bem marcado no perfil longitudinal do Rio Baependi (figura 5.1).

A área de desenvolvimento de planícies de cimeira também fica notória, muito embora o baixo gradiente verificado na faixa altimétrica de 1600 a 1700 metros corresponda a uma sucessão de alvéolos com trechos encaixados no mesmo nível de base sobre micaxistos da Megassequência Andrelândia em controle por falha de orientação NE-SW. Tais feições estão limitadas por duas rupturas no perfil correspondentes a dois degraus vinculados a descontinuidades dadas por contato litológico que confina a referida litologia entre gnaisses migmatíticos (Complexo Passa Vinte) e granada-biotita-gnaisses. O rio Baependi disseca

diferentes litologias ao longo de seu percurso, e, após a afluência do ribeirão Formoso pela margem direita, à jusante da sede municipal, a planície passa a dar suporte a depósitos quaternários mais expressivos sobrejacentes à biotita-gnaisses do Complexo Lambari.

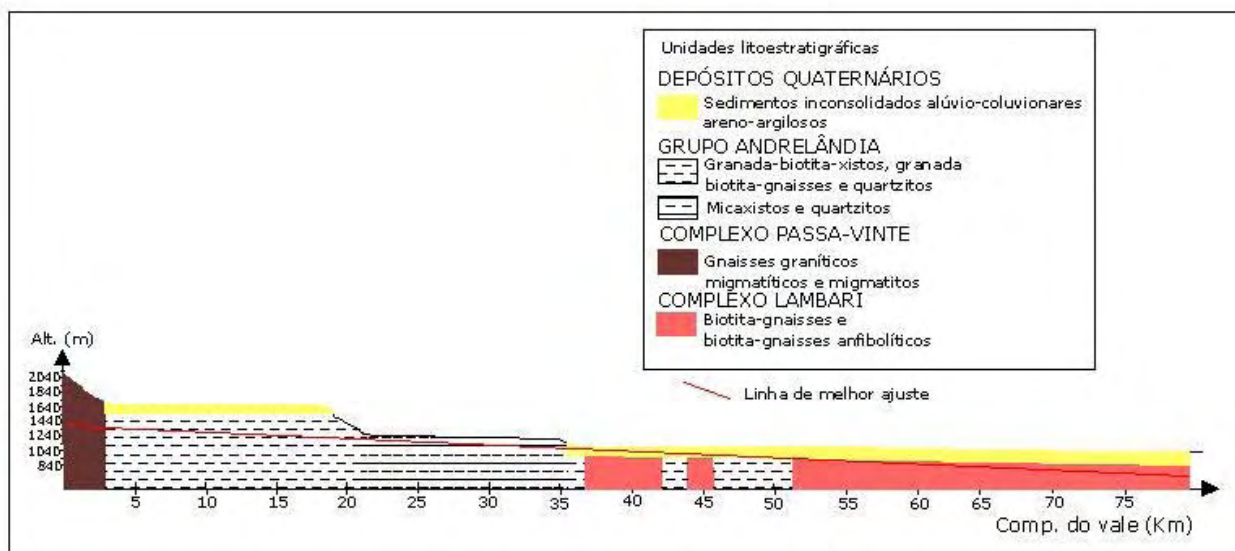


Figura 5.1. Perfil longitudinal do Rio Baependi.

O índice RDE calculado para o Rio Baependi (tabela 5.2) mantém estreita consonância com o que aponta o perfil longitudinal, assinalando de forma cabal as rupturas no gradiente do canal.

Tabela 5.2. Valores de RDE calculados para o Rio Baependi.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
2140-2120	50	50	20	0,077
2120-2100	37,5	87,5	46,66	0,18
2100-2080	75	162,5	43,33	0,16
2080-2060	100	262,5	52,5	0,2
2060-2040	125	387,5	62	0,23
2040-2020	50	437,5	175	0,67
2020-2000	250	687,5	55	0,21
2000-1980	100	787,5	157,5	0,6
1980-1960	200	987,5	98,75	0,38
1960-1940	200	1187,5	118,75	0,45
1940-1920	75	1262,5	336,66	1,3
1920-1900	75,5	1338	354,43	1,36
1900-1880	75	1413	376,79	1,45
1880-1860	150	1563	208,39	0,8
1860-1840	200	1763	176,3	0,68
1840-1820	100	1863	372,6	1,43
1820-1800	200	2063	206,3	0,79

1800-1780	100	2163	432,6	1,67
1780-1760	100	2263	452,6	1,74
1760-1740	450	2713	120,57	0,46
1740-1720	125	2838	454,08	1,75
1720-1700	100	2938	587,6	2,26
1700-1680	400	3338	166,9	0,64
1680-1660	400	3738	186,9	0,72
1660-1640	1950	5688	58,33	0,22
1640-1620	9200	14888	32,36	0,12
1620-1600	2850	17738	124,47	0,48
1600-1580	250	17988	1439,04	5,55
1580-1560	300	18288	1219,19	4,7
1560-1540	125	18413	2946,08	11,37
1540-1520	75	18488	4930,13	19,03
1520-1500	50	18538	7415,2	28,63
1500-1480	75	18613	4963,46	19,16
1480-1460	50	18663	7465,2	28,82
1460-1440	100	18763	3752,6	14,49
1440-1420	55	18818	6842,9	26,42
1420-1400	30	18848	12565,33	48,52
1400-1380	250	19098	1527,84	5,89
1380-1360	300	19398	1293,19	4,99
1360-1340	100	19498	3899,6	15,05
1340-1320	150	19648	2619,73	10,11
1320-1300	250	19898	1591,84	6,14
1300-1280	250	20148	1611,84	6,22
1280-1260	150	20298	2706,39	10,45
1260-1240	150	20448	2726,39	10,52
1240-1220	150	20598	2746,39	10,6
1220-1200	200	20798	2079,8	8,03
1200-1180	300	21998	1466,53	5,66
1180-1160	400	21498	1074,9	4,15
1160-1140	1400	22898	327,11	1,26
1140-1120	3650	26548	145,46	0,56
1120-1100	2850	29398	206,3	0,79
1100-1080	1950	31348	321,51	1,24
1080-1060	2000	33348	333,48	1,28
1060-1040	2250	35598	316,42	1,22
1040-1020	200	35798	3579,3	13,82
1020-1000	200	35998	3599,8	13,9
1000-980	300	36298	2419,86	9,34
980-960	600	36898	1229,93	4,74
960-940	500	37398	1495,92	5,77
940-920	4675	42703	182,68	0,7
920-900	3000	45703	304,68	1,17
900-880	5075	50778	200,1	0,77
880-860	15850	66628	84,07	0,32
860-840	39350	105978	53,85	0,2

Nota-se pela tabela acima que a partir do intervalo altimétrico 1660-1640 metros tem-se a abertura da planície do Ribeirão Santo Agostinho, sugestivamente chamado de Ribeirão do Charco pelas comunidades locais em função dos terrenos alagadiços que o margeia ainda nos compartimentos elevadiços da Mantiqueira. Tal fenômeno é precedido por uma ruptura entre 1760-1740 metros, cota na qual se verifica a presença de um espreado precedido por encachoeiramento que determina uma suavização no gradiente, sucedido por uma nova queda que leva as águas ao terreno de planície. A formação do compartimento agradacional se dá após a passagem de uma falha de orientação NE-SW interceptada por outra de orientação NE-SW, estando o rio adaptado à primeira.

A 1600 metros a falha que controla o trecho à montante do Rio Baependi em seu alto curso (Santo Agostinho) intercepta o alinhamento N-S da Serra do Papagaio, provocando um estrangulamento da planície que prenuncia notáveis encachoeiramentos e a reorientação da direção do fluxo para NW, aproveitando-se do contato litológico com gnaisses da Megassequência Andrelândia. Mais à jusante formata-se entre 1160-1040 metros planície estreita desalinhada pelos desvios bruscos da drenagem e intercalada com trechos de encaixamento.

Uma falha de orientação NE 120-130°, prolongamento da Serra de Aiuruoca, marca a passagem para trechos mais contínuos de modelados agradacionais, interrompidos a 860 metros por controle exercido por falha de orientação NE-SW pertencente ao contexto tectônico da Zona de Cisalhamento de Caxambu (TROUW et al., 2008). Essa falha alinha, segundo sua orientação preferencial, morros elevados e declivosos, entre eles o morro do Caxambu. A supressão e reafeiçoamento da várzea coincidem com desvios abruptos no canal coniventes com o controle imposto pelas falhas, o que incita a insinuar a respeito de efeitos neotectônicos atuando na configuração deste trecho da drenagem.

Daí em diante, a planície de inundação é sobejamente alargada e irrestritamente contínua até a confluência com o Rio Verde.

Tanto o ativo controle tectônico como a adaptação de grandes segmentos do Rio Baependi a falhamentos antigos de considerável expressão espacial impõe desvios locais (sobretudo na transposição de falhas de orientação NE-SW) e uma tendência de migração em direção à margem direita da bacia, conferindo a ela considerável assimetria ($FABD = 32,94$) em todos os domínios litológicos que o rio disseca, e que se referem a rochas do Complexo Passa Vinte e da Megassequência Andrelândia, tendência esta que se mantém até a passagem para litologias do Grupo Barbacena no baixo curso, quando este fica bem centrado em sua

bacia de drenagem. Os valores calculados para T (quadro 5.2) mostram de forma mais detalhada o padrão de assimetria vigente.

Quadro 5.2. Valores de T calculados para a bacia do Rio Baependi.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,87	8	0,41
2	0,67	9	0,41
3	0,48	10	0,38
4	0,45	11	0,36
5	0,40	12	0,1
6	0,32	13	0,04
7	0,20	14	0,0

O Rio Baependi nasce marcado por forte encaixamento, percolando bem rente ao divisor de sua margem direita, controlado por falha de orientação E 150°; contorna o sopé da vertente oeste da Serra do Papagaio limitado por estreito divisor pela margem esquerda separador das águas do Rio Piracicaba, um importante afluente que também se encontra condicionado à zona de cisalhamento. Assim, nos primeiros 15 quilômetros de extensão os valores de T são consideráveis, diminuindo então para se arranjam em constância até o baixo curso, conforme colocado.

Bacia do Rio Capivari

O Rio Capivari é um dos principais afluentes do Rio Verde na alta bacia e de grande importância na manutenção dos processos hidrológicos vigentes, tendo nos terrenos de sua bacia de drenagem uma importante área de recarga.

A principal nascente está localizada a 2080 metros de altitude na divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, próximo aos limites do Parque Nacional do Itatiaia. O formador secundário, por sua vez, nas adjacências do Parque Estadual Serra do Papagaio, fica a 2020 metros acima do nível do mar, estando assim suas cabeceiras posicionadas em área extremamente estratégica para projetos conservacionistas e políticas ambientais em geral, ambas no município de Itamonte. Deságua na margem direita do Rio Verde a aproximadamente 890 metros de altitude no município de Pouso Alto.

O perfil longitudinal foi extraído a partir do formador secundário em função do controle tectônico mais expressivo verificado para essa linha de drenagem nos estudos prévios das cartas topográficas e produtos de sensores remotos.

A drenagem perfaz seu alto curso encaixada e com caimento constante até 1700 metros de altitude, onde verifica-se t  nue ruptura no perfil a cerca de 2,5 km de extensão do vale, precedendo uma ruptura mais abrupta a 1500 metros, quando sua extensão a partir da nascente    da ordem de 6 km. Até então a drenagem apresenta padrão retilíneo com pronunciado encaixamento. A aproximadamente 1100 metros de altitude e 9,5 km de extensão, é que o rio sofre o primeiro desvio de sua orienta  o original no sentido NE-SW e passa a descrever meandros até tributar o principal formador e sofrer desvio e assumir o sentido SE-NW. A passagem para o padrão meandrante corresponde ao contato litológico entre as rochas alcalinas do maciço do Itatiaia com os gnaisses, granitos e migmatitos pré-cambrianos.

A confluência    denunciada por outra quebra no perfil longitudinal, e marca a passagem para uma zona de estocagem de sedimentos com forma  o de planície de inunda  o a intercalar trechos meandrant es embutidos em alvéolos e trechos retilíneos adaptados à zona de cisalhamento. A linha de melhor ajuste fica sobrejacente a este compartimento.

O perfil longitudinal do Rio Capivari segue representado, com a linha e melhor ajuste e marca  o das principais anomalias, na figura 5.2.

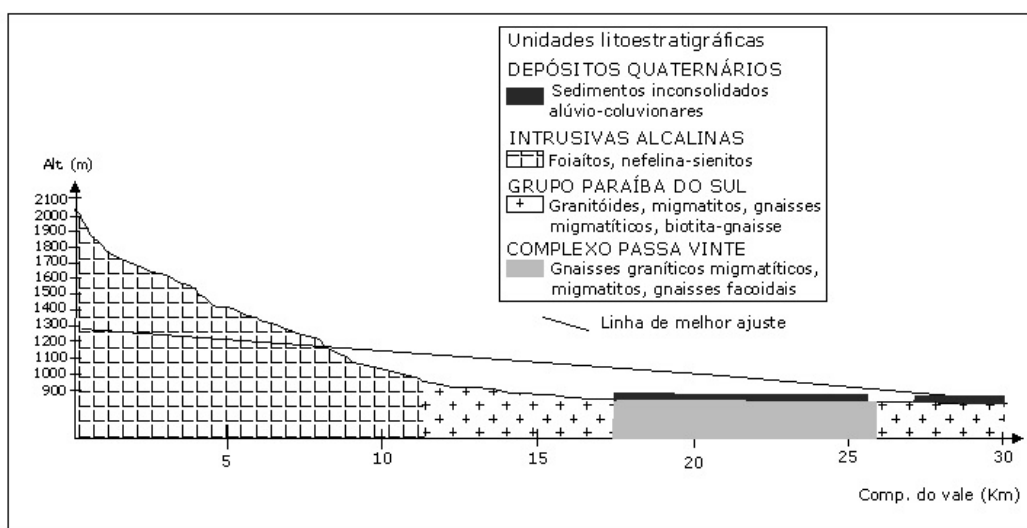


Figura 5.2. Perfil longitudinal do Rio Capivari.

As nascentes do rio Capivari e seus principais afluentes estão posicionadas no maciço alcalino e apresentam-se alojadas no contato litológico entre os sienitos e os gnaisses e demais granitóides do Complexo Paraíba do Sul, assinalando o controle nas confluências exercido pela intrusão alcalina. Nas proximidades da sede de Itamonte a drenagem ainda passa por

gnaisse graníticos migmatíticos pertencentes ao Complexo Passa Vinte (Grupo Paraíba do Sul, de um Proterozóico mais inferior) (IGA, 2000).

Os resultados obtidos pela aplicação do índice RDE (Tabela 5.3) corroboraram a interpretação do perfil longitudinal. Foram assinalados os pontos de anomalia mais pronunciada (desprezando-se os 800 metros iniciais) por mudanças abruptas numa sequência de resultados ou pelo aparecimento de valores incomuns. O progressivo aumento dos valores indica paulatina suavização do perfil, ao passo que a diminuição repentina indica ruptura de declive com retomada do entalhamento acelerado que coincide com formação de corredeiras e sistemas de encachoeiramento.

Na faixa altimétrica situada entre 1760-1660 metros o Rio Capivari se aloja na brecha magmática que limita os maciços de Itatiaia e Passa Quatro, penetrando num compartimento de encostas mais suavizadas pela margem esquerda, embasadas por litologia gnáissica, e por abruptos topográficos delimitadores de encostas íngremes pela margem direita, já no maciço montanhoso alcalino, na qual o rio volta a encostar pela faixa dos 1400 metros. Outra anomalia é verificada na faixa dos 1000-980 metros, e corresponde à afluição do Rio da Colina pela margem direita controlada pelo contato litológico, o que também fica bem marcado no perfil longitudinal. A partir dos 940 metros o gradiente se suaviza, e o Rio Capivari passa a intercalar planícies alveolares alargadas com trechos de planícies restritas e retilíneas até a sua foz.

As anomalias são necessariamente verificadas nos pontos de contato litológico, mas também ocorrem em setores de rochas homogêneas, sinalizando que as rupturas não estão unicamente vinculadas ao contato litológico, apresentando também um componente tectônico importante na sua gênese, com efeitos diastróficos afetando diferentemente um mesmo domínio litológico.

Tabela 5.3. Valores de RDE calculados para o Rio Capivari.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/ RDE total
(2080-2060)	50	50	20	0,075
(2060-2040)	30	80	33,33	0,12
(2040-2020)	50	130	52	0,19
(2020-2000)	60	190	63,33	0,24
(2000-1980)	30	220	146,6	0,55
(1980-1960)	80	300	75	0,28
(1960-1940)	100	400	80	0,3
(1940-1920)	80	480	120	0,45
(1920-1900)	50	530	212	0,8
(1900-1880)	50	580	232	0,88

(1880-1860)	100	680	136	0,51
(1860-1840)	175	855	97,7	0,37
(1840-1820)	130	985	151,53	0,57
(1820-1800)	30	1005	669,99	2,54
(1800-1780)	50	1055	422	1,6
(1780-1760)	100	1155	462	1,75
(1760-1740)	150	1305	173,99	0,66
(1740-1720)	150	1455	193,99	0,73
(1720-1700)	400	1855	92,75	0,35
(1700-1680)	350	2205	125,99	0,47
(1680-1660)	250	2455	196,4	0,74
(1660-1640)	550	3005	109,27	0,41
(1640-1620)	150	3155	420,66	1,59
(1620-1600)	250	3405	272,4	1,03
(1600-1580)	250	3655	292,4	1,11
(1580-1560)	250	3905	312,4	1,18
(1560-1540)	200	4105	410,5	1,55
(1540-1520)	50	4155	1662	6,31
(1520-1500)	200	4355	435,5	1,65
(1500-1480)	30	4385	2923,33	11,1
(1480-1460)	200	4585	458,5	1,74
(1460-1440)	500	5085	203,4	0,77
(1440-1420)	250	5335	426,8	1,62
(1420-1400)	150	5485	731,33	2,77
(1400-1380)	400	5885	294,25	1,11
(1380-1360)	250	6135	490,8	1,86
(1360-1340)	500	6635	265,4	1,008
(1340-1320)	50	6685	2674	10,15
(1320-1300)	400	7085	354,25	1,34
(1300-1280)	250	7335	586,8	2,22
(1280-1260)	600	7935	264,49	1,004
(1260-1240)	150	8085	1077,99	4,095
(1240-1220)	100	8185	1637	6,21
(1220-1200)	60	8245	2748,33	10,44
(1200-1180)	150	8395	1119,33	4,25
(1180-1160)	300	8695	579,66	2,2
(1160-1140)	350	9045	516,85	1,96
(1140-1120)	100	9145	1829	6,94
(1120-1100)	300	9445	629,66	2,39
(1100-1080)	450	9895	439,77	1,67
(1080-1060)	500	10395	415,8	1,57
(1060-1040)	600	10995	366,49	1,39
(1040-1020)	450	11445	508,66	1,93
(1020-1000)	75	11520	3071,99	11,67
(1000-980)	550	12070	438,9	1,66
(980-960)	700	12770	364,85	1,38
(960-940)	1000	13770	275,4	1,04
(940-920)	1400	15170	216,71	0,82
(920-900)	1450	16620	229,24	0,87
(900-foz)	17000	33620	39,55	0,15

A bacia do Rio Capivari é denunciadamente assimétrica, com afluentes de curta extensão pela margem esquerda em padrão subdendrítico a subparalelo. Os principais tributários incidem pela margem direita, entre os quais o Rio das Furnas é o mais importante entre os que nascem no maciço alcalino do Itatiaia. O rio em apreço perfaz o alto curso encaixado e com caimento constante até 1700 metros de altitude, onde é verificada tênue ruptura no perfil a 2,5 km de extensão do vale, precedendo uma ruptura mais abrupta a 1500 metros, quando a extensão total a partir da nascente é da ordem de 6 km. Até então a drenagem apresenta padrão retilíneo com pronunciado encaixamento. A aproximadamente 980 metros de altitude e 9,5 km de extensão o Rio das Furnas afluí no Rio Capivari pela margem direita no contato litológico entre as rochas alcalinas e as litologias pré-cambrianas em controle imposto por falha de orientação N-S que intercepta o falhamento ao qual o Rio Capivari está adaptado.

Em geral, o contato litológico entre as rochas alcalinas e as litologias pré-cambrianas controla as afluições na seção superior da bacia, onde os afluentes da margem direita apresentam padrão contorcido e os da margem esquerda paralelo a subparalelo.

O soerguimento diferencial do maciço alcalino é que naturalmente confere pronunciada assimetria para a bacia do Rio Capivari, para a qual obteve-se um valor de 76,3, denunciando uma considerável assimetria da margem esquerda. O rígido controle tectônico, que insistentemente mantém o Rio Capivari próximo ao divisor da margem esquerda, faz com que o desenvolvimento mais expressivo da rede de drenagem se dê pela margem direita, onde as sub-bacias apresentam maior expressão areolar. Em contraponto, na outra margem, pequenos cursos d'água exercem tributação em paralelismo constantemente distanciado e com agudez do ângulo de confluência variável no que se refere ao maciço alcalino. Nos terrenos pré-cambrianos ocorre um padrão contorcido a sub dendrítico em densidade de drenagem mais baixa.

Os pontos de assimetria medidos ao longo do rio por meio do fator T mostraram certa constância nos resultados da relação estabelecida no maciço alcalino. Quando a brecha magmática é transposta, verifica-se uma tendência para o alojamento do rio Capivari na parte mais central de sua bacia de drenagem. O quadro 5.3 elenca as seções amostradas e os valores obtidos.

Quadro 5.3. Valores de T obtidos para o rio Capivari.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,66	17	0,43

2	0,83	18	0,34
3	0,87	19	0,29
4	0,73	20	0,28
5	0,71	21	0,30
6	0,66	22	0,44
7	0,60	23	0,17
8	0,52	24	0,10
9	0,45	25	0,05
10	0,43	26	0,0
11	0,37	27	0,001
12	0,50	28	0,04
13	0,54	29	0,03
14	0,54	30	0,21
15	0,50	31	0,25
16	0,44	32	0,03

Bacia do Rio Passa Quatro

As nascentes do Rio Passa Quatro em parte se posicionam a aproximadamente 1760 metros de altitude, tendo a proeminência do Pico do Cristal como importante elemento topográfico dispersor na divisa entre os estados de Minas Gerais e São Paulo. Migmatitos do Grupo Açungui (IGA, 2000) compõem a estrutura litológica, além de intrusões granitoides próximas à extremidade sudoeste das rochas intrusivas alcalinas. Outro conjunto de formadores, bem como os principais afluentes da margem direita, tem suas cabeceiras no maciço alcalino. De SW para NE tem-se essa sequência: Córrego da Ursa, Córrego do Quilombo, Rio das Pedras, Rio da Cachoeira e Ribeirão Carlos Tibúrcio.

O perfil longitudinal do Rio Passa Quatro não apresenta anomalias significativas (figura 5.3), e se aloja inteiramente no domínio da Serra da Mantiqueira em seus aproximadamente 25 km de percurso até desembocar na margem esquerda do Rio Verde na área urbana de Itanhandu. Entre 1200 e 1100 metros observa-se um pequeno escalonamento do vale, que a partir desta cota tem sua mais importante ruptura de declive, com suavização pronunciada do gradiente até a faixa altimétrica de 1000 metros, na qual uma segunda ruptura marca a passagem para a zona de acumulação sedimentar com abertura de planície de inundação.

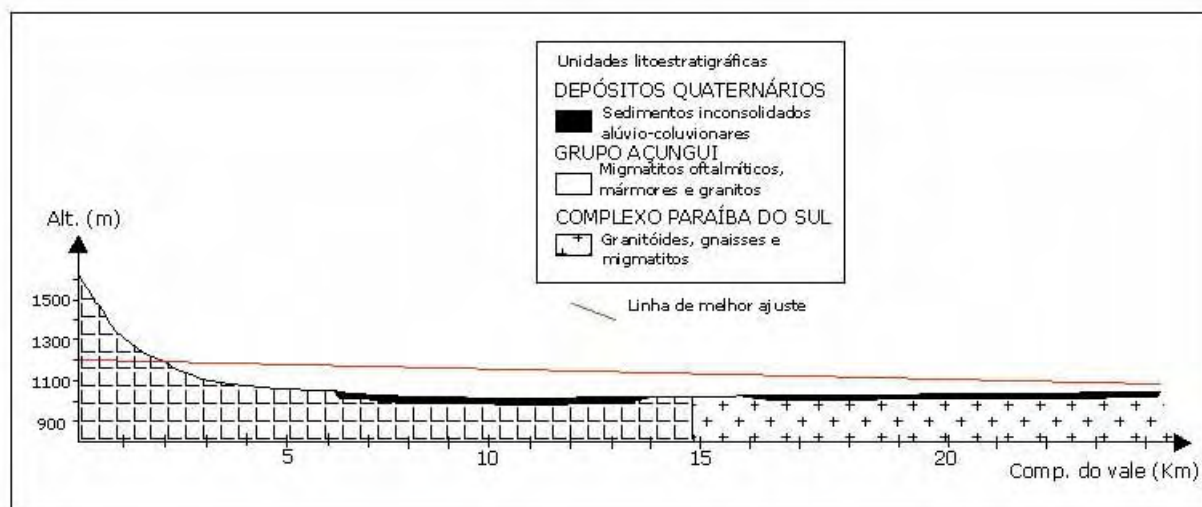


Figura 5.3. Perfil longitudinal do Rio Passa Quatro.

Para o índice RDE (tabela 5.4), as anomalias também não são agudas. Entre 1120 e 1060 metros a ruptura na constância mantida entre as distâncias horizontais (percurso superficial) medidas entre dois pontos refletem o desenvolvimento de morfologias agradacionais. Pelas cotas situadas entre 1000 e 980 metros, uma falha em sentido NE-SW determina outra ruptura, controlando confluência no mesmo sentido pela margem esquerda. A partir de 940 metros de altitude a planície de inundação fica mais desenvolvida até confluir com o Rio Verde.

O vale do Rio Passa Quatro é eloquentemente retilíneo e denunciadamente adaptado à falha. Desvio brusco para leste é verificado no trecho que corta a área urbana, onde uma baioneta marca o deslocamento do divisor, gerando falhamento aproveitado pelo Córrego da Boa Vista que aflui na margem esquerda em padrão também retilíneo.

Tabela 5.4. Valores de RDE calculados para o Rio Passa Quatro.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1640-1620	25	25	20	0,11
1620-1600	30	55	36,66	0,21
1600-1580	100	155	31	0,12
1580-1560	75	230	61,33	0,35
1560-1540	50	280	112	0,65
1540-1520	50	330	132	0,77
1520-1500	25	355	284	1,66
1500-1480	50	405	162	0,94
1480-1460	100	505	101	0,59
1460-1440	75	580	154,66	0,9
1440-1420	50	630	252	1,47

1420-1400	75	705	187,99	1,1
1400-1380	50	755	302	1,76
1380-1360	75	830	221,33	1,29
1360-1340	100	930	186	1,08
1340-1320	100	1030	206	1,2
1320-1300	100	1130	226	1,32
1300-1280	100	1230	246	1,43
1280-1260	150	1380	183,99	1,07
1260-1240	150	1530	203,99	1,19
1240-1220	125	1655	264,8	1,54
1220-1200	100	1755	351	2,05
1200-1180	250	2005	160,4	0,93
1180-1160	175	2180	249,14	1,45
1160-1140	125	2305	368,8	2,15
1140-1120	100	2405	481	2,81
1120-1100	325	2730	167,99	0,98
1100-1080	125	2855	456,8	2,67
1080-1060	400	3255	162,75	0,95
1060-1040	600	3855	128,49	0,75
1040-1020	800	4655	116,37	0,68
1020-1000	1200	5855	97,58	0,57
1000-980	300	6155	410,33	2,4
980-960	1150	7305	127,04	0,74
960-940	1550	8855	114,25	0,66
940-920	3000	11855	79,03	0,46
920-900	6250	18105	57,93	0,33
900-foz	6800	24905	73,24	0,42

Diferentemente do rio Capivari, o Rio Passa Quatro apresenta assimetria muito baixa (FABD = 43,3), seccionando a bacia em caráter retilíneo na direção N-S em rochas migmatíticas a gnáissicas, com afluentes da margem direita posicionados no maciço alcalino. A seu respeito, os processos de migração interna não ocorrem, e os basculamentos se verificam nos contatos litológicos existentes ao longo do percurso, padrão que também se verifica no vale do Rio Capivari. Apenas uma anomalia expressa por desvio na direção leste imposto por falha transcorrente é verificada na área urbana.

A constância de baixos valores calculados para o fator T (quadro 5.4) corrobora o caráter simétrico da bacia do rio Passa Quatro, acusando um ajustamento da drenagem principal na parte mais central da bacia.

Quadro 5.4. Valores de T obtidos para a bacia do Rio Passa Quatro.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,64	14	0,0
2	0,17	15	0,09
3	0,0	16	0,41
4	0,06	17	0,35
5	0,11	18	0,10

6	0,15	19	0,26
7	0,18	20	0,28
8	0,21	21	0,24
9	0,28	22	0,14
10	0,07	23	0,02
11	0,05	24	0,08
12	0,04	25	0,38
13	0,03	26	0,50

Sob influência das intrusões alcalinas, o contato litológico controla as confluências dos rios menores, e as principais drenagens, como o Rio Verde e Passa Quatro, passam a desenvolver modelados agradacionais à medida que adentram os terrenos gnáissico-migmatíticos pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul.

Baica do Ribeirão do Caeté

O Ribeirão Caeté drena uma área de 171, 01 km², e nasce a 1700 metros de altitude a leste do maciço alcalino de Passa Quatro, no município de Virgínia (Serra do Assobio, divisa com o território de Itanhandu). Deságua na margem esquerda do Rio Verde (município de São Sebastião do Rio Verde) em altitudes sensivelmente abaixo de 900 metros.

Na zona das cabeceiras o Ribeirão Caetés está adaptado a uma falha de direção E-W interceptada por segmento SW-NE que implica em pronunciado desvio para N, encaixando pronunciadamente a drenagem até a confluência do córrego Sertãozinho na área urbana de Virgínia, distintamente controlada por descontinuidade de orientação geral SW-NE. A partir deste ponto, a 890 metros de altitude, passam a se desenvolver planícies de inundação consideráveis em largura e extensão até a confluência com o rio Verde, no contato com os metassedimentos da Megassequência Andrelândia. À montante, as confluências se dão no mesmo domínio geológico (Grupo Paraíba do Sul), apresentando controle eminentemente tectônico dado por falhas nos conjuntos pertencentes a esta litologia.

Salvo nos primeiros 5500 metros de percurso superficial, o Ribeirão Caeté apresenta-se como um alinhamento retilíneo controlado por falha que imprime descontinuidade na parte central de sua bacia de drenagem. Isso repercute diretamente numa baixíssima assimetria (FA = 44,04), atribuindo a bacia da vez praticamente uma condição simétrica, ainda que os divisores das duas margens se encontrem consideravelmente deslocados, o que dá uma geometria bastante irregular à faixa perimetral da bacia.

Essa geometria irregular é dada pelas faixas cisalhantes que orientam o percurso geral no sentido SW-NE, às quais a drenagem se adapta quando tais alinhamentos interceptam falha E-W, onde se constata captura fluvial e presença de cotovelos (*elbow of capture*), definindo assim uma rede de drenagem bastante anômala em toda a alta bacia, sendo que na zona de cabeceiras sequer foi possível estabelecer uma referência topográfica transversal à drenagem para verificação de sua condição de simetria/assimetria local. Pelo quadro 5.5 é feita a leitura das condições locais de assimetria.

Quadro 5.5. Valores de T obtidos para o Ribeirão Caeté.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,67	14	0,11
2	0,54	15	0,16
3	0,33	16	0,44
4	0,035	17	0,25
5	0,024	18	0,072
6	0,025	19	0,081
7	0,052	20	0,15
8	0,11	21	0,26
9	0,0	22	0,18
10	0,073	23	0,21
11	0,048	24	0,08
12	0,15	25	0,17
13	0,28		

A bacia do Ribeirão Caeté é mais pronunciadamente simétrica no seu alto curso, quando este está sob controle de sistemas orográficos montanhosos formados por cristas sinuosas intensamente deformadas, verificando-se uma maior aproximação do divisor da margem direita, não necessariamente por processos de migração lateral, mas por conta da conformação topográfica intensamente condicionada a enfeixamentos de falhas em variadas direções. O ajustamento do rio à seção mais central da bacia coincide com a passagem para compartimento de morros e morrotes que se formatam após as rupturas de declive estabelecidas com as cristas locais, consubstanciando-se uma linha divisória estreita em morros alinhados e subnivelados entre 970 e 1090 metros de altitude. Tal padrão morfológico é produto de dissecação mais recente por afluentes de curta extensão que tributam o Rio Caetés mediante ângulos agudos e espaçamento regular pelas duas margens.

Uma sequência de rupturas de declive é verificada à medida que o Ribeirão Caetés transpõe os sucessivos blocos estruturais que diseca. A primeira delas marca a passagem das vertentes das cristas intensamente deformadas e desalinhadas por falhas transcorrentes que

encerram o regime deformacional neotectônico nos patamares interiores da Mantiqueira para um conjunto de morros alongados subnivelados que se alinham em falhamento de sentido E-W, dissecados em drenagem de padrão em treliça de falha. Tal passagem se dá a 1600 metros, e coincide com a substituição das litologias do Grupo Açungui pelos estoques gnáissico-graníticos migmatizados do Grupo Paraíba do Sul. Nesse setor, os afluentes de maior expressão estão exclusivamente localizados na margem direita, favorecidos pelo relevo serrano.

Aos 1300 metros de altitude inflete bruscamente para N adaptando-se a falha SE-NW interceptada por falha de direção E-W, e que condiciona a drenagem tributária da margem esquerda do alto Rio Verde. Nesse ponto é verificada uma quebra abrupta no perfil longitudinal, impondo pronunciado desnivelamento altimétrico. A partir daí, sucedem-se patamares escalonados em rupturas mais suaves até os compartimentos agradacionais, onde o gradiente torna-se constante até a confluência com o Rio Verde.

À jusante da área urbana de Virgínia, outra falha transcorrente de orientação SW-NE define maior desenvolvimento de planícies de inundação a partir de 900 metros de altitude, tanto do tributário da margem esquerda (Córrego Sertãozinho), condicionado pela falha, como do próprio Ribeirão Caetés, que à jusante passa a desenvolver planície de inundação alargada com farta estocagem sedimentar de recorrência faciológica areno-argilosa. Nesse compartimento agradacional, que se estende até a desembocadura, o rio divaga freneticamente intercalando trechos de sinuosidade suave, tendendo a retinidade, e extensões de meandros de pequeno tamanho e baixa amplitude.

A leitura do perfil longitudinal do Ribeirão Caeté (figura 5.4) assinala a passagem pelos diferentes blocos estruturais escalonados que dão passagem à drenagem; deixa clara também a passagem para o bloco subsidente que comporta os sedimentos quaternários, que então ficam onipresentes até coalescerem com a irregular e descontínua planície aluvial do Rio Verde.

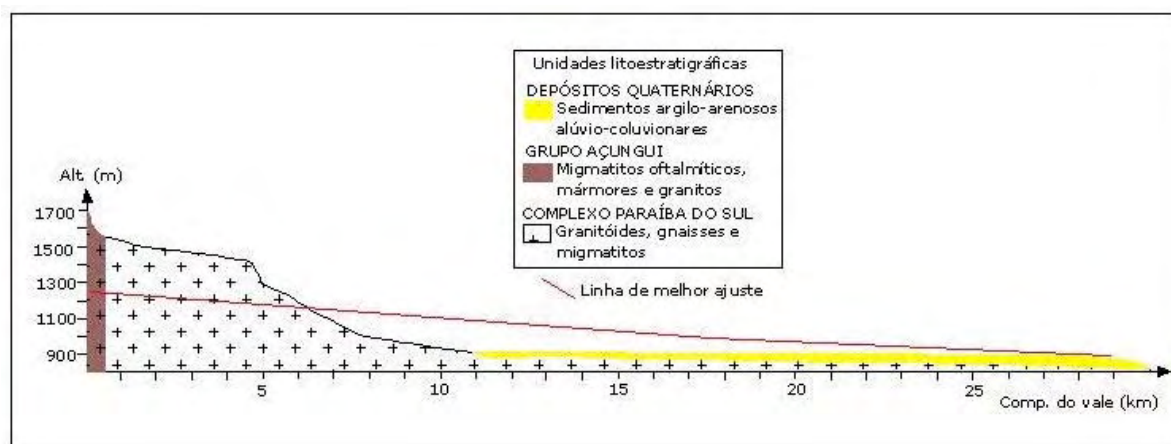


Figura 5.4. Perfil longitudinal do Ribeirão Caeté, Virgínia/São Sebastião do Rio Verde (MG).

Conforme vem sendo mostrado, o índice RDE auxilia de forma veemente a averiguação de anomalias topográficas e na drenagem. Assinala localmente as modificações mais abruptas no perfil do rio, conforme foi marcado na tabela 5.5. Entre 1420-1400 metros, por exemplo, fica plenamente ressaltado o encaixamento que ocorre na passagem de um vale estrutural alçado no interior de bloco de cimeira para as frentes escarpadas que limitam o bloco em ruptura de declive positiva, com diminuição abrupta da distância entre dois pontos referenciados pelas isolinhas que denuncia retomada do entalhamento. Em faixas delimitadoras de passagem para gradientes mais suaves, como entre 1200 e 1160 metros de altitude, ou mesmo quando o rio adentra definitivamente ao compartimento agradacional, os indicativos morfométricos podem ser bem detectados e seguem assinalados.

Tabela 5.5. Índice Relação Declividade x Extensão superficial (RDE) para o Ribeirão Caetés.

ΔH	ΔL (m)	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
(1700-1680)	50	50	20	0,106
(1680-1660)	50	100	40	0,21
(1660-1640)	30	130	86,66	0,46
(1640-1620)	30	160	106,66	0,56
(1620-1600)	70	230	65,71	0,34
(1600-1580)	100	330	66	0,35
(1580-1560)	150	480	63,99	0,33
(1560-1540)	550	1030	37,45	0,19
(1540-1520)	250	1280	102,4	0,57
(1520-1500)	650	1930	59,38	0,31
(1500-1480)	700	2630	75,14	0,39
(1480-1460)	1050	3680	70,09	0,37
(1460-1440)	800	4480	112	0,59
(1440-1420)	300	4780	318,6	1,69
(1420-1400)	30	4810	3206,66	17,02
(1400-1380)	30	4840	3226,66	17,12
(1380-1360)	50	4890	1956	10,38

(1360-1340)	50	4940	1976	10,48
(1340-1320)	30	4970	3313,33	17,58
(1320-1300)	50	5020	2008	10,65
(1300-1280)	150	5170	689,33	3,65
(1280-1260)	300	5470	364,66	1,93
(1260-1240)	200	5670	567	3,01
(1240-1220)	150	5820	775,99	4,11
(1220-1200)	70	5890	1682,85	8,93
(1200-1180)	250	6140	491,2	2,6
(1180-1160)	150	6290	838,66	4,45
(1160-1140)	300	6590	439,33	2,33
(1140-1120)	150	6740	898,66	4,77
(1120-1100)	200	6940	694	3,68
(1100-1080)	150	7090	945,33	5,01
(1080-1060)	200	7290	729	3,87
(1060-1040)	350	7640	436,57	2,31
(1040-1020)	350	7990	456,57	2,42
(1020-1000)	450	8440	375,11	1,99
(1000-980)	550	8990	326,9	1,73
(980-960)	1150	10140	176,34	0,93
(960-940)	550	10690	388,72	2,06
(940-920)	1300	11990	184,46	0,97
(920-900)	150	12140	1618,66	8,59
(900-foz)	20350	32490	31,93	0,16

Bacia do Ribeirão Aterrado

Essa bacia hidrográfica apresenta uma série de feições morfotectônicas e morfoestruturais, acusando sincronia da adaptação da drenagem a uma tectônica ativa, bem como adaptação a deformações preexistentes.

A alta bacia é alimentada por drenagem paralela a subparalela com trechos retilíneos e contorcidos que vão tributando troncos coletores intermediários até convergirem na baixa bacia, onde esta sofre estreitamento abrupto. O rio principal está adaptado em falha de direção N-S, e recebe interessante afluência do Ribeirão da Palma pela margem esquerda no baixo curso, já perto da foz. Esse afluente congrega rede hidrográfica bastante desenvolvida, principalmente na margem esquerda, contribuindo para uma considerável assimetria da margem direita para a bacia do Ribeirão Aterrado ($FABD = 20,82$), cuja densidade hidrográfica é bem pequena na margem direita em relação à margem oposta. A confluência do Ribeirão da Palma é imposta por falha de orientação NE-SW.

O Ribeirão Aterrado dissecia litologias dos Grupos Paraíba do Sul e Andrelândia, do alto para o baixo curso, com contato litológico aferido a 14 km de percurso superficial e altimetria de 900 metros, controlando afluência do Córrego da Piaba nos limites municipais de

Carmo de Minas e Dom Viçoso. À montante ocorrem as rochas granitóides do Grupo Paraíba do Sul até os divisores com a bacia do Rio Sapucaí em altitudes superiores a 1700 metros. O contato não repercute em anomalias no perfil longitudinal (figura 5.5), ocorrendo em setor de baixo gradiente no qual a planície de inundação já está consolidada. No entanto, o afluente citado sofre considerável encaixamento pelo controle exercido pelo emparelhamento dos dois estoques litológicos. A 1080 metros a drenagem começa a sofrer influência de falha que marca a abertura de compartimentos de acumulação, verificando-se aqui suavização do perfil longitudinal do vale. A 940 metros a atenuação se consolida e a várzea se mantém até a foz, conforme assinalado na tabela 5.6, que traz os cálculos referentes ao índice RDE para o Ribeirão Aterrado.



Figura 5.5. Perfil longitudinal do Ribeirão Aterrado.

Tabela 5.6. Valores de RDE calculados para o Ribeirão Aterrado.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1620-1600	80	80	20	0,11
1600-1580	50	130	52	0,3
1580-1560	50	180	72	0,42
1560-1540	50	230	92	0,54
1540-1520	50	280	112	0,66
1520-1500	40	320	160	0,94
1500-1480	60	380	126,66	0,74
1480-1460	50	430	172	1,01
1460-1440	40	470	235	1,39
1440-1420	60	530	176,66	1,04
1420-1400	50	580	232	1,37
1400-1380	50	630	252	1,49
1380-1360	70	700	199,99	1,18
1360-1340	80	780	195	1,15
1340-1320	60	840	279,99	1,65
1320-1300	50	890	356	2,1
1300-1280	175	1065	121,71	0,72
1280-1260	200	1265	126,5	0,74
1260-1240	150	1415	188,66	1,11
1240-1220	60	1465	488,33	2,88

1220-1200	30	1495	996,66	5,89
1200-1180	125	1620	259,2	1,53
1180-1160	80	1700	425	2,51
1160-1140	140	1840	262,85	1,55
1140-1120	150	1990	256,33	1,51
1120-1100	120	2110	351,66	2,08
1100-1080	100	2210	442	2,61
1080-1060	425	2635	123,99	0,73
1060-1040	250	2885	230,8	1,36
1040-1020	200	3085	308,5	1,82
1020-1000	250	3335	266,8	1,57
1000-980	170	3505	412,35	2,44
980-960	375	3880	206,93	1,22
960-940	700	4580	130,85	0,77
940-920	1000	5580	111,6	0,66
920-900	950	6530	137,47	0,81
900-foz	14700	21230	28,88	0,17

O compartimento agradacional mais expressivo da bacia do Ribeirão Aterrado, no entanto, é atribuído ao Ribeirão da Palma (seu principal afluente), que a partir de 940 metros de altitude, nas proximidades da área urbana de Dom Viçoso, começa a desenvolver uma planície de inundação cuja extensão lateral chega a superar a ordem de 1 km, sendo assim bastante incompatível com a largura muito fina do canal. Atribui-se assim origem tectônica a este compartimento, hemi-gráben que acompanha a direção da Serra de Dom Viçoso, que corresponde aos limites NE da falha de Jundiuvira. Esse controle repercute na citada assimetria da margem oposta, cujos divisores são compostos por morros alongados alinhados e subnivelados rebaixados a mais de 700 metros em relação às cimeiras do relevo montanhoso da margem esquerda. Os valores de T mostrados no quadro 5.6. quantificam setorizadamente a assimetria e denunciam o basculamento que se verifica.

Quadro 5.6. Valores de T calculados para a bacia do Ribeirão Aterrado

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,604	9	0,413	17	0,609
2	0,661	10	0,421	18	0,577
3	0,517	11	0,455	19	0,709
4	0,348	12	0,668	20	0,676
5	0,386	13	0,60	21	0,590
6	0,393	14	0,655	22	0,375
7	0,601	15	0,701	23	0,448
8	0,489	16	0,681		

Em todo o seu percurso o Ribeirão Aterrado fica posicionado a direita da linha média da bacia, sempre mais próximo dos divisores mais dissecados da margem direita. Pela

margem esquerda, a Serra de Dom Viçoso, denominação local de setor da Serra da Mantiqueira, dispersa a rede de drenagem que se organiza em tributação à margem esquerda, impondo assim uma forte assimetria para praticamente toda a bacia de drenagem pelo soerguimento diferencial que distribui desigualmente a energia do relevo e, por conseguinte, a agressividade erosiva da drenagem que compõe a bacia.

Bacia do Rio Lambari

Sistema hidrográfico de considerável expressão espacial (942,55 km²), é a segunda maior sub-bacia da bacia do Rio Verde, e o coletor que lhe dá nome é o principal afluente da margem esquerda. O Rio Lambari nasce a 1780 metros acima do nível do mar no município de Cristina e deságua no Rio Verde a 850 metros de altitude, nos limites municipais de Cambuquira e Três Corações.

A despeito dos desvios e migrações laterais internas, observáveis através do Fator T, a simples relação área da margem direita/área total denuncia uma bacia com sensível assimetria da margem esquerda quantificada num valor de FABD = 47,86. No entanto, o Rio Lambari disseca litologias diversas e uma boa diversidade de formas de relevo se consubstancia no espaço interno da bacia, o que reflete diretamente no comportamento da rede de drenagem. O quadro 5.7, que contém os valores de T calculados para a bacia do Rio Lambari, auxilia na elucidação das causas do comportamento anômalo da drenagem.

Quadro 5.7. Valores de T calculados para a bacia do Rio Lambari.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,35	9	0,027
2	0,22	10	0,28
3	0,25	11	0,76
4	0,042	12	0,8
5	0,32	13	0,16
6	0,47	14	0,09
7	0,63	15	0,16
8	0,19		

As seções 6/7 e 11/12 são aquelas que registram assimetria mais significativa. Deve-se ponderar, no entanto, que a assimetria verificada nesse caso está ligada mais fortemente à conformação do relevo do que a processos de migração lateral apenas por efeito de basculamento. Isso porque a bacia do Rio Lambari está condicionada pelo bloco Cristina em seu alto curso e é interceptada por zonas de cisalhamento transcorrentes importantes de

orientação NE-SW na média/baixa bacia, cujos desvios que imprimem nos divisores conferem geometria irregular para esta bacia de drenagem. Os trechos de maior assimetria assinalados estão vinculados, respectivamente, ao bloco Cristina e à passagem da Serra das Águas, estruturas que determinam desvios para a margem esquerda, desvios estes que também coincidem com contatos litológicos.

Em todo o seu alto curso o Rio Lambari dissecar litologias granitoides do Grupo Paraíba do Sul no chamado bloco granulítico de Cristina (HACKSPACHER et al. 1991), (BRAGA, 2002), compartimento no qual encontra-se deveras adaptado a falha, bem como revela respostas a efeitos diastróficos posteriores a implantação da rede de drenagem.

A maior amplitude altimétrica se verifica destacadamente na região das cabeceiras, com suavização e estabilização do gradiente a menos de 10 km de extensão superficial, quando sofre desvio brusco de sua direção SE-NW para NE-SW, adaptando-se à Zona de Cisalhamento de Maria da Fé. Inflete em brusco cotovelo em zona de capturas fluviais nas cabeceiras formadoras do Rio Lourenço Velho. O ponto em questão é bem marcado em ruptura no perfil longitudinal do rio (figura 5.6.), que prenuncia uma das mais importantes áreas de estocagem sedimentar da bacia do Rio Verde. Em princípio desenvolvem-se planícies alúvio-coluvionares estreitas que se alargam substancialmente quando o Rio Lambari transpõe o Bloco Cristina e rompe fácies quartzíticas do Grupo Andrelândia, bem como alinhamentos em migmatitos bandados e biotita gnaisses pertencentes ao Grupo Amparo. Para oeste das faixas serranas se instala em litologias mais antigas do Complexo Lambari (IGA, 2000).

Faltam os depósitos quaternários em estreita faixa inferior a 500 metros correspondente à transposição das cristas quartzíticas balizadas pelas litologias da Formação São Thomé das Letras (Megasequência Andrelândia). Tornam a desaparecer a pouco mais de 60 km de extensão, onde passa a dissecar granada-biotita-gnaisses e quartzitos da Megasequência Andrelândia em controle imposto por falhas. Nesse ponto, substitui uma orientação N-S para um padrão NE-SW, orientação das faixas quartzíticas e, em geral, do sistema rifte Atlântico Sul.

Quando torna a dissecar litologias do Complexo Lambari, sua planície de inundação coalesce progressivamente com a do Rio Verde, já bem perto da foz.

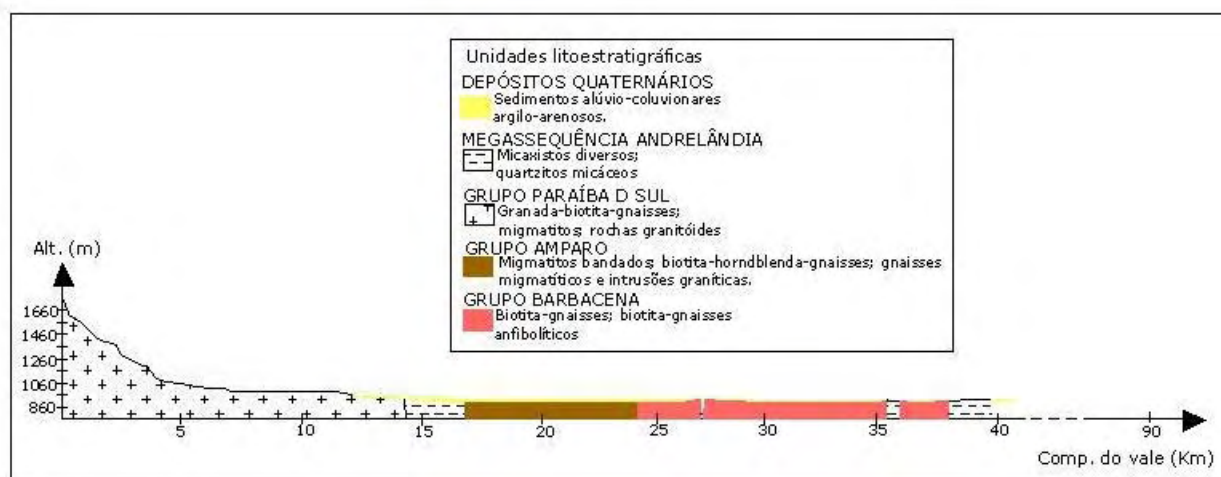


Figura 5.6. Perfil longitudinal do Rio Lambari.

O Rio Lambari diseca litologias de diferentes resistências, transpondo estruturas desiguais mantenedoras de morfologias diversas. Entretanto, as principais rupturas no perfil longitudinal não coincidem com os contatos litológicos, ressaltando a importância do controle tectônico na configuração da drenagem superficial. Tal controle, no entanto, não tem como marca rupturas abruptas no perfil, exceção feita ao Bloco Cristina. O que se observa é um padrão de adaptação a falhas por reorientação de sua direção em mesma faixa altimétrica, se tratando de falhas de expressão regional que não interferem no gradiente hidráulico como o fazem aquelas impositoras de ressaltos topográficos.

Pela leitura do índice RDE (tabela 5.7) pode-se estimar com maior qualidade as anomalias no gradiente longitudinal do Rio Lambari.

Tabela 5.7. Cálculo do Índice Declividade x Extensão do percurso calculado para o Rio Lambari.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1780-1760	30	30	19,99	0,107
1760-1740	100	130	26	0,13
1740-1720	100	230	46	0,24
1720-1700	70	300	85,71	0,46
1700-1680	50	350	140	0,75
1680-1660	50	400	160	0,85
1660-1640	80	480	120	0,64
1640-1620	150	630	83,99	0,45
1620-1600	300	930	61,99	0,33
1600-1580	200	1130	113	0,606
1580-1560	250	1380	110,4	0,59
1560-1540	300	1680	111,99	0,601
1540-1520	300	1980	131,99	0,708
1520-1500	50	2030	812	4,35
1500-1480	350	2380	135,99	0,72

1480-1460	200	2580	258	1,38
1460-1440	250	2830	226,4	1,21
1440-1420	400	3230	161,5	0,86
1420-1400	450	3680	163,55	0,87
1400-1380	650	4330	133,23	0,71
1380-1360	200	4530	453	2,43
1360-1340	300	4830	321,99	1,72
1340-1320	50	4880	1952	10,47
1320-1300	200	5080	508	2,72
1300-1280	150	5230	697,33	3,74
1280-1260	550	5780	210,18	1,12
1260-1240	350	6130	350,28	1,88
1240-1220	550	6680	242,9	1,3
1220-1200	800	7480	187	1,003
1200-1180	150	7630	1017,33	5,46
1180-1160	150	7780	1037,33	5,56
1160-1140	100	7880	1576	8,45
1140-1120	150	8030	1070,66	5,74
1120-1100	125	8155	1304,8	7,003
1100-1080	300	8455	563,66	3,02
1080-1060	500	8955	358,2	1,92
1060-1040	2250	11205	99,59	0,53
1040-1020	1250	12455	199,28	1,06
1020-1000	2250	14705	130,7	0,701
1000-980	8700	23405	53,8	0,28
980-960	2125	25530	240,28	1,28
960-940	1900	27430	288,73	1,54
940-920	350	27780	1587,42	8,52
920-900	6750	34530	102,3	0,54
900-880	5050	39580	156,74	0,84
880-860	16235	55815	68,75	0,36
860-foz	42530	98345	46,24	0,24

Sucessivos patamares escalonados intercalam trechos de encaixamento e pequenos espraiados pelo alto curso do Rio Lambari até que este se desvia abruptamente do sentido até então tomado (SE-NW) para NE-SW na faixa de 1060 metros, onde desenvolve-se um vale de grandiloquente retilinidade margeando o Bloco Cristina em seu limite NW. Planícies aluviais estreitas acompanham o rio nesse compartimento até aproximadamente 920 metros, quando as várzeas se alargam francamente, conoforme marcado no quadro.

Bacia do rio do Peixe

A bacia do Rio do Peixe guarda suas cabeceiras na serra da Roseta, município de Cruzília (MG), a altitudes que se aproximam de 1200 metros, e desemboca na margem direita do Rio Verde em Três Corações (MG) a aproximadamente 820 metros de altitude.

A área está inserida em terreno metassedimentar correspondente à Bacia Andrelândia (RIBEIRO et al. 1995), de idade mesoproterozóica, metassedimentos estes correspondentes a depósitos de margem passiva do cráton do São Francisco metamorfizados em tempos neoproterozóicos-cambrianos. A bacia do Rio do Peixe apresenta conjuntos de biotita-gnaisses bandados intercalados com anfíbolitos nos setores de alto e médio curso, em Cruzília e São Thomé das Letras, e também na baixa bacia, no município de Três Corações. Em seu setor central, a bacia é interceptada por cristas monoclinais de orientação geral ENE-WSW balizadas por quartzitos micáceos. Tais escarpas de falha foram atravessadas pela erosão regressiva do Rio do Peixe (bem como por outros rios), nivelando, em sua passagem, os quartzitos mais resistentes com os micaxistos dos vales, emoldurados nessas rochas mais tenras e dissecados por drenagem tectonicamente controlada com padrão do tipo treliça de falha, que estabelece contatos ortogonais com o rio do Peixe e os demais rios superimpostos. A sucessão de cristas e vales em função da resistência litológica diferencial emparelha superfícies de erosão cronologicamente distintas, assumindo tipicidade de relevo apalachiano.

O cálculo do Fator Assimetria de Bacias de Drenagem colocou em tela um valor de 57,0, o que indica uma comedida assimetria da margem esquerda. De maneira geral a bacia do Rio do Peixe pode ser considerada como de baixa assimetria. No entanto, a investigação em pontos específicos revela assimetria setorial em função da migração lateral do rio e dos desvios sofridos pelo vale, que quebram o padrão geral ligeiramente simétrico em alguns trechos da bacia, notadamente em longa extensão do alto curso no município de Cruzília, onde o rio do Peixe apresenta migração em direção à margem direita, sendo também registrado desvio brusco em relação à linha média da bacia na região do médio curso em São Thomé das Letras, notadamente na confluência com o Ribeirão Vermelho.

A mensuração do Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) (quadro 5.8) coloca em tela estas variações locais cujos condicionantes serão discutidos no próximo item.

Quadro 5.8. Valores de T calculados para a bacia do Rio do Peixe.

SEÇÃO	DISTÂNCIA DA FOZ (km)	VALOR DE T
1	5	0,33
2	10	0,55
3	15	0,54
4	20	0,09
5	25	0,03
6	30	0,14
7	35	0,06
8	40	0,52
9	45	0,33

10	50	0
11	55	0,3
12	60	0,24
13	65	0,46
14	70	0,37
15	75	0,18
16	80	0,17
17	85	0,8

Os pontos de assimetria mais elevada aparecem a partir de 10 km da foz em Três Corações e também na média bacia quando atravessa as cristas quartzíticas em São Thomé das Letras. Na maioria dos pontos, entretanto, os valores são significativamente inferiores a 0,5, com muitas marcações abaixo de 0,2. O valor demasiadamente alto da seção 17 é explicado pela aproximação das cabeceiras com estreitamento dos divisores, o que superestima o resultado pela pequena distância relativa entre as duas medidas. Ponderando que a média dos valores mensurados é 3, verifica-se uma distribuição relativamente dispersiva dos valores, decorrentes das reorientações que o Rio do Peixe assume em função do controle tectônico a que está submetido.

O Rio do Peixe sofre desvio na média bacia em São Thomé das Letras, relacionado a uma falha transcorrente que condiciona o deslocamento brusco pelo desvio do divisor bem marcado por uma *shutter ridge* que controla a afluição dos córregos São Tomé e da Cachoeira, além do Ribeirão Vermelho. Outros processos de migração lateral do rio também estão relacionados à presença de baionetas.

O perfil longitudinal do Rio do Peixe (figura 5.7) assinala previsivelmente um elevado gradiente no seu alto curso, sobretudo nos seus primeiros 2 km de percurso superficial. A partir da marca de 5 km do percurso a drenagem tende a equilibrar seu gradiente, com rupturas localizadas a aproximadamente 6 km de percurso, e outras, sucessivamente, a 11 km, 23 km e 47 km de desenvolvimento do vale.

A análise do perfil longitudinal acusa algumas rupturas no gradiente em função de controle tectônico ou litológico. A aproximadamente 1000 metros de altitude, uma anomalia no perfil longitudinal coincide com um desvio brusco do Rio do Peixe para norte em forma de baioneta após este interceptar um lineamento N-S provavelmente relacionado a falha sinistral, o que parece assinalar influência tectônica controlando o gradiente hidráulico. À jusante, aproximadamente 960 metros de altitude, o rio intercepta outro lineamento de mesma orientação, sendo registrada outra anomalia no perfil.

Na altura aproximada de 47 km de extensão, o Rio do Peixe passa a exercer erosão remontante em quartzitos que balizam cristas paralelas e separadas por vales litologicamente

compostos por micaxistos. Nesse ponto o rio, que até então vinha descrevendo meandros sobre a planície de inundação desenvolvida em gnaisses, sofre encaixamento ao romper o resistente quartzito, o que é cabalmente verificado no perfil longitudinal pela ruptura brusca no equilíbrio com aumento pronunciado do gradiente.

Pelo baixo curso encontra-se a zona acolhedora de sedimentos inscrita nos terrenos depressionários dos rios Sapucaí e Verde, representando as áreas de subsidência na bacia, recheada de materiais alúvio-coluvionares. Em Três Corações, o mesmo debanda por larga planície de inundação que marca o relevo mais rebaixado e aplainado de toda a bacia de drenagem. Esta área estaria posicionada rente à linha de melhor ajuste, sugerindo ser representativa de um limiar de subsidência pelo acúmulo diferencial em área predominantemente erosiva e de soerguimento, sem descartar as influências climáticas que são assaz atuantes no desgaste das encostas e geração de depósitos nas baixadas.

A RDE foi calculada em nove trechos do rio do Peixe, e os valores aparecem na tabela 5.8, onde as anomalias encontram-se destacadas.

Tabela 5.8. Valores calculados de RDE para o rio do Peixe.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1200-1180	40	40	20	0,27
1180-1160	70	110	31,42	0,42
1160-1140	150	260	34,66	0,47
1140-1120	200	460	46	0,62
1120-1100	250	710	56,8	0,77
1100-1080	600	1310	43,66	0,59
1080-1060	1000	2310	46,2	0,63
1060-1040	1500	3810	50,79	0,69
1040-1020	1850	5560	60,1	0,82
1020-1000	4300	9960	46,32	0,608
1000-980	5050	15010	59,44	0,81
980-960	5000	20010	80,04	1,09
960-940	3200	23210	145,06	1,98
940-920	15000	38210	50,94	0,69
920-900	1850	40060	433,08	5,92
900-880	16000	56060	70,075	0,95
880-860	17250	73310	84,99	1,16
860-840	7000	80310	229,45	3,13
840-foz	36050	116360	64,54	0,88

Valores consideráveis de RDE foram encontrados para o alto curso, particularmente nos primeiros 500 metros, aonde as altas declividades chegam a superestimar os resultados, o que sugere ressalvas na interpretação dos valores demasiado elevados. Após 1 km de extensão

os valores sofrem diminuição brusca por atenuação do gradiente para seguirem aumentando em função do progressivo aumento de L.

Desconsiderando-se o aumento de L à medida que se dirige para jusante, o gradiente em específico (relação entre a diferença altimétrica entre dois pontos e sua projeção horizontal) é relativamente constante, sofrendo algum aumento no médio curso em função do aumento da declividade por controle tectono-estrutural. Trecho de maior anomalia se verifica em torno de 20 e 65 km de extensão do rio a partir da nascente por conta de rupturas no perfil normal que interrompem o aumento progressivo da RDE com valores inferiores ao valor obtido para o trecho anterior.

As anomalias encontradas no perfil longitudinal do rio do Peixe coincidem com as encontradas através da relação entre extensão e percurso superficial, que serviu como ferramenta comprobatória daquilo que o perfil longitudinal acusa.

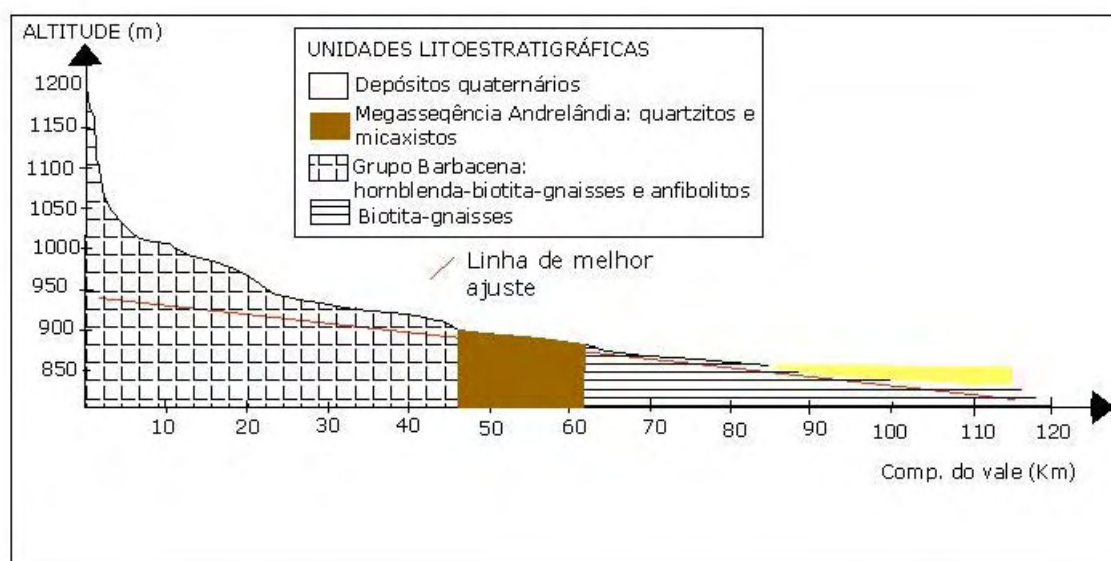


Figura 5.7. Perfil longitudinal do rio do Peixe.

Bacia do Rio Palmela

O Rio Palmela também está entre os rios que nascem em compartimentos mais rebaixados a oeste da Serra da Mantiqueira e compõe o grupo de afluentes de baixo curso. Suas cabeceiras estão poscionadas no reverso da Serra das Águas nos municípios de Campanha e São Gonçalo do Sapucaí em altitudes que excedem 1500 metros, e a desembocadura é em Varginha, a 815 metros de altitude. Sua bacia de drenagem conforma uma área de 568,99 km².

A área da margem direita do Rio Palmela é distintamente inferior a da margem esquerda, assinalando padrão de migração interna. O valor encontrado para FABD foi de 32,14, assinalando uma média assimetria da margem direita.

Tal padrão se coaduna com valores de T mais ou menos constantes, reflexo do fato do Rio Palmela não sofrer desvios mais significativos. No baixo curso, um estreitamento do divisor da margem esquerda repercute em valores de T mais elevados, com o canal se aproximando da linha interfluvial em questão. Pelo quadro 5.9 a relativa constância que se fez menção pode ser apreciada.

Quadro 5.9. Valores de T calculados para a bacia do Rio Palmela.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,08	25	0,14
2	0,08	26	0,14
3	0,18	27	0,16
4	0,19	28	0,16
5	0,25	29	0,12
6	0,32	30	0,1
7	0,25	31	0,17
8	0,22	32	0,23
9	0,27	33	0,39
10	0,31	34	0,23
11	0,25	35	0,42
12	0,23	36	0,44
13	0,14	37	0,31
14	0,12	38	0,39
15	0,05	39	0,44
16	0,008	40	0,52
17	0,02	41	0,51
18	0,08	42	0,45
19	0,21	43	0,22
20	0,18	44	0,06
21	0,12	45	0,15
22	0,11	46	0,41
23	0,0,1	47	0,25
24	0,11	48	0,28

O perfil longitudinal do Rio Palmela (figura 5.8) acusa um considerável controle litotectônico imposto ao longo de seu percurso. A primeira ruptura sensível está marcada na transposição das encostas declivosas da Serra das Águas, passagem da litologia gnáissica do Complexo Silvianópolis (IGA, 2000) para os metassedimentos da Megassequência Andrelândia, onde o perfil suaviza seu gradiente até a interceptação de falha E-W. Outro controle expresso em brusca ruptura no perfil se dá na faixa dos 1020-1000 metros, na passagem de um padrão encaixado para um meandrante, onde passa a se formatar uma zona

de estocagem sedimentar até praticamente a sua desembocadura na margem esquerda do Rio Verde. À montante, o padrão do perfil revela escalonamento correspondente aos diferentes patamares que o rio diseca até passar a desenvolver sua planície de inundação.

Na faixa de 1100 metros o perfil longitudinal do Rio Palmela passa para baixo de sua linha de melhor ajuste, voltando a emergir aos 33 km de percurso, situação que prossegue até o emparelhamento com a brusca ruptura de declive verificada na foz em função do contato com o Bloco Varginha, complexo litológico de alto grau metamórfico na área de estudo. Segundo Malagutti Filho et al. (1996) tais complexos enfeixam ortognaisses de alto grau que suportam intercalação de metassedimentos detríticos e químicos e corpos metabásicos a metaultrabásicos com possíveis intrusões granitóides.

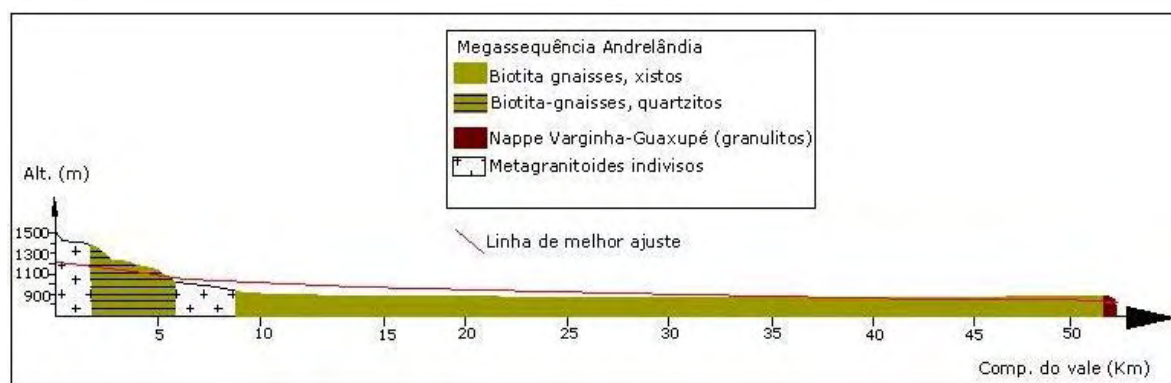


Figura 5.8. Perfil longitudinal do Rio Palmela.

As anomalias apontadas no perfil longitudinal podem ser visualizadas com maior refinamento através do índice RDE (tabela 5.9), à medida que apontam em nível local esforços deformacionais e descontinuidades crustais.

Tabela 5.9. Índice Declividade x Extensão Superficial (RDE) calculado para o Rio Palmela.

ΔH	ΔL (m)	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1500-1480	125	125	20	0,13
1480-1460	75	200	53,3	0,36
1460-1440	150	350	46,6	0,32
1440-1420	200	550	55	0,38
1420-1400	800	1350	33,75	0,23
1400-1380	300	1650	109,9	0,75
1380-1360	150	1800	239,9	1,65
1360-1340	200	2000	200	1,38
1340-1320	200	2200	220	1,52
1320-1300	70	2270	648,57	4,48
1300-1280	150	2420	322,6	2,23
1280-1260	100	2520	504	3,48
1260-1240	70	2590	739,9	5,11

1240-1220	300	2890	179,3	1,23
1220-1200	800	3690	92,25	0,63
1200-1180	100	3790	758	5,24
1180-1160	100	3890	778	5,37
1160-1140	750	4640	123,73	0,85
1140-1120	800	5440	136	0,94
1120-1100	50	5490	2196	15,18
1100-1080	70	5560	1588,57	10,98
1080-1060	200	5760	576	3,98
1060-1040	250	6010	480,8	3,32
1040-1020	50	6060	2424	16,75
1020-1000	70	6130	1751,42	12,1
1000-980	750	6880	183,46	1,26
980-960	1300	8180	125,84	0,86
960-940	150	8330	1110,6	7,67
940-920	650	8980	276,3	1,91
920-900	70	9050	2585,71	17,87
900-880	900	9950	221,11	1,52
880-860	11550	21500	37,22	0,25
860-840	18750	40250	42,93	0,29
840-820	19300	59550	61,7	0,42
820-foz	100	59650	11930	82,47

Rupturas de declive assinalam o escalonamento vinculado aos diferentes compartimentos de relevo que o Rio Palmela disseca, verificando-se anomalia quando este transpõe a Serra das Águas para sistemas em morros, bem como a falha transcorrente de sentido E-W que intercepta os metassedimentos da Megassequência Andrelândia, entre 1160-1140 metros.

Na faixa de 1020-1000 metros materializa-se uma planície aluvial estreita e descontínua estrangulada por rupturas no gradiente até a faixa altimétrica de 900 metros, quando se define planície aluvial substancialmente mais alargada com amplas extensões inundáveis. A morfologia agradacional se desenvolve de maneira mais distinta pela margem direita, assinalando migração na direção da margem esquerda, na qual o rio se aproxima adaptado a lineamentos estruturais de expressão regional que controlam as confluências pela margem em questão. Dessa forma, afere-se que a margem direita é que sofre basculamento, o que corroborado pelo Fator Assimetria de Bacia de Drenagem que foi calculado, quando se obteve valor inferior a 50.

Inteiramente confinada no Planalto do Alto Rio Grande, a bacia do Rio São Bento vem a ser aquela que, entre as analisadas, a que menos acusou indícios de efeitos neotectônicos pela análise morfométrica, exceção feita aos fatores de assimetria, que acusaram resultados de interesse. O rio principal perfaz seu curso em relevo amorreado a colinoso bastante rebaixado dos baixos planaltos que se compartimentam nos setores mais depressionários da bacia do Rio Verde. Suas nascentes estão posicionadas a 1000 metros de altitude nas baixas encostas da Serra das Águas em sua vertente NW, desaguardo pouco abaixo de 820 metros na margem esquerda do Rio Verde nos limites municipais de Três Corações (margem direita) e Campanha (margem esquerda).

A constância do gradiente longitudinal do Rio São Bento (figura 5.9) é bastante marcada. Chama a atenção uma ruptura não muito abrupta entre 920-940 metros a pouco mais de 15 km de extensão do vale. Coincide com mudança na direção N-S para NW-SE imposta por contato entre litologias da Megassequência Andrelândia, na passagem de biotita-gnaisses para biotita-xistos. Uma falha de orientação NE-SW sem reflexos contundentes no relevo local controla a confluência com o Ribeirão do Barreiro, funcionalmente o principal formador.

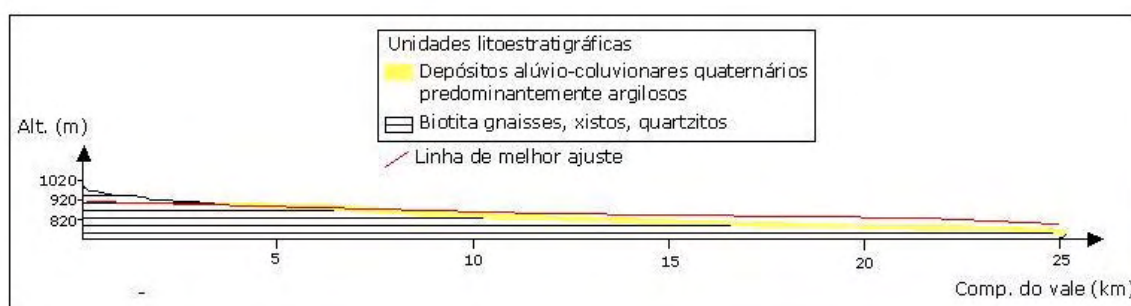


Figura 5.9. Perfil longitudinal do Rio São Bento.

Para o índice RDE, a tabela 5.10 assinala o trecho a partir do qual o Rio São Bento passa a desenvolver sua planície de inundação de forma mais expressiva (900-880 metros) e a anomalia retrocitada.

Tabela 5.10. Índice Declividade X Extensão Superficial (RDE) calculados para o Rio São Bento.

ΔH	ΔL	L (m)	RDE trecho	Relação RDE trecho/RDE total
1000-980	150	150	19,99	0,47
980-960	500	650	26	0,62
960-940	1000	1650	33	0,79
940-920	1800	3420	37,99	0,909
920-900	2400	5580	46,49	1,11

900-880	3150	9000	57,14	1,36
880-860	10300	19300	37,47	0,89
860-840	6100	25400	83,27	1,99
840-820	1700	27100	318,82	7,63
820-foz	9200	36300	78,91	1,89

Discrepantemente foi encontrado um elevado valor para FABD (72,44), acusando uma forte assimetria da margem esquerda. O Rio São Bento sofre sucessivos desvios de percurso ao longo de sua trajetória, o que se normaliza apenas com a afluência do Ribeirão do Barreiro, já no baixo curso. A leitura do quadro 5.10 indica que os altos valores encontrados para o Fator de Simetria Topográfica Transversal (T) são bem distribuídos por todos os pontos de medição, bem como os valores baixos variantes, revelando que o Rio São Bento entrecruza a bacia hidrográfica sem nunca se manter na mesma linha média, ainda que, visivelmente, se guarde mais próximo do divisor da margem esquerda. Apenas nas últimas medições correspondentes ao baixo curso que os valores ficam repetida e continuamente baixos.

Quadro 5.10. Valores de T calculados para a bacia do Rio São Bento.

SEÇÃO	T	SEÇÃO	T	SEÇÃO	T
1	0,39	12	0,55	23	0,56
2	0,53	13	0,663	24	0,66
3	0,47	14	0,59	25	0,55
4	0,54	15	0,48	26	0,62
5	0,55	16	0,54	27	0,48
6	0,21	17	0,38	28	0,26
7	0,034	18	0,24	29	0,17
8	0,14	19	0,21	30	0,24
9	0,094	20	0,4	31	0,25
10	0,15	21	0,44	32	0,062
11	0,35	22	0,44	33	0,21

Os sucessivos desvios são vinculados à interceptação de falhas mais jovens em falha de empurrão de orientação tendencialmente E-W que passa a sul e norte de Cambuquira. Essas reorientações no percurso também são verificadas em afluentes como o Córrego Sanhaião. Vinculadas a este foram encontradas planícies soerguidas com solos hidromórficos alçados e drenados, indicando que existe um controle tectônico ativo provocando basculamento de blocos, e que os padrões de assimetria não se devem exclusivamente a condicionantes morfoestruturais.

5.4.2. Análise dos lineamentos

A extração dos lineamentos tomou por base imagens de radar sempre em sobreposição aos imageamentos de satélite disponíveis e às bases cartográficas, interpretando-se fatualmente os principais segmentos retilíneos ou ligeiramente curvos do relevo e da rede de drenagem.

As maiores frequências de orientações acumuladas estão dispostas no sentido NE (140-150°), seguidos dos intervalos angulares 150-160° e 130-140°. Sumariamente verifica-se um destacado acúmulo nos intervalos distribuídos entre 130-170° (sentido NE). Tais orientações são condizentes com a orientação geral NE-SW do sistema rifte do sudeste brasileiro, representando as orientações gerais das principais cristas da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, bem como de outras feições morfoestruturais do Planalto do Alto Rio Grande.

Ademais, os números de lineamentos se orientam em frequência baixa e equitativamente distribuída nos intervalos angulares. Rompe-se tal padrão entre 0 e 10°, com notório acúmulo em função de grande número de lineamentos vinculados a falhas transcorrentes relacionadas a campos de tensão mais recentes de sentido E-W, que tendem a apresentar pequeno tamanho e condicionar afluentes que estabelecem confluências ortogonais com os principais coletores, como se verifica na confluência principal do Ribeirão do Carmo, sob controle setentrional da Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí. Em outras situações estão vinculados a desvios abruptos, representando assim trechos de linhas de drenagem. Segmentos maiores na orientação em destaque representam ramificações interiores da Serra da Mantiqueira em cristas de orientação E-W (Serra do Pouso Alto, Serra Verde, Serra do Jardim). Sensível aumento na frequência também ocorre no sentido NW (20-50°), sobretudo NW (30-40°), e se relacionam principalmente a segmentos do Rio Verde, coincidindo com a orientação que a drenagem assumiu na sua reversão para o interior em função do soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira.

O acúmulo das orientações dos lineamentos interpretados é, em certa medida, semelhante ao acúmulo dos comprimentos, ainda que com algumas distinções dignas de nota.

Quanto se volta leitura para as extensões acumuladas, predominam as orientadas no sentido NE (150-160°), mantendo-se o adensamento no sentido NE (130-160°). Tal orientação é referente às linhas serranas mais contínuas, como as serras de São Thomé e Cantagalo e a Serra das Águas, que formam um conjunto de cristas (as duas primeiras quartzíticas e a segunda gnáissica) de São Thomé das Letras a Lambari, e interceptam a bacia

do Rio Verde em importantes feições morfoestruturais no sentido NE-SW, e que controlam vales retilíneos em conformidade com sua orientação. Também perfazem este intervalo angular os grandes lineamentos correspondentes às zonas de cisalhamento São Bento do Sapucaí e Maria da Fé, que, ao imbricarem na região de Carmo de Minas e São Lourenço, impõem afluições diretas na margem esquerda do Rio Verde (ribeirões São Lourenço e do Carmo). Nesse sentido avultam importantes compartimentos da Serra da Mantiqueira, como a Serra da Boa Vista, de Cristina e da Pedra Branca; rebaixa-se em direção ao vale do Rio Verde (Serra da Soledade Velha), adquirindo aspecto mais residual na margem direita entre Caxambu, Baependi e Cruzília, onde deixa de controlar a orientação da drenagem e passa a ser dissecado por rios superimpostos.

Alguma menção também deve ser feita à orientação entre $100-130^\circ$, uma vez que correspondem a importante estrutura correspondente à linha divisória entre a bacia do Rio Verde e Aiuruoca (Serra do Papagaio), que estabelece contato tectônico com o maciço alcalino do Itatiaia.

O adensamento de lineamentos entre $0-10^\circ$ e $170-180^\circ$, condizente com estruturas no sentido E-W, decai no quesito comprimento, uma vez que, na maior parte dos casos, corresponde a feições de curta extensão. Em contrapartida, verifica-se um aumento no sentido NW ($30-40^\circ$), principal eixo de orientação do vale do Rio Verde até Furnas.

A figura 5.10 traz as rosetas representativas dos lineamentos interpretados segundo suas orientações (A) e extensões (B). É objeto da figura 5.11 o cartograma que representa os lineamentos extraídos para fins de visualização dos principais traços retilíneos do relevo e da drenagem.

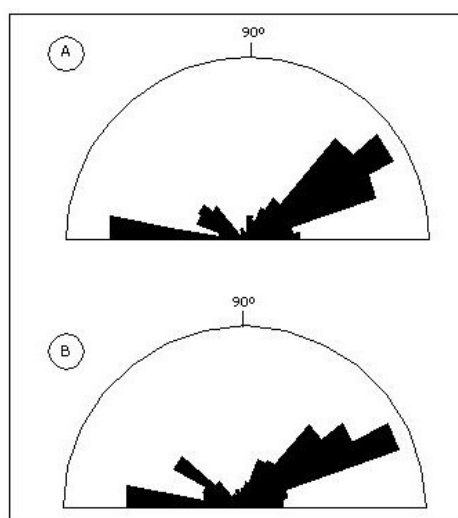


Figura 5.10. Direções estruturais na bacia do Rio Verde. A: Orientações acumuladas dos lineamentos; B: Extensão acumulada dos lineamentos.

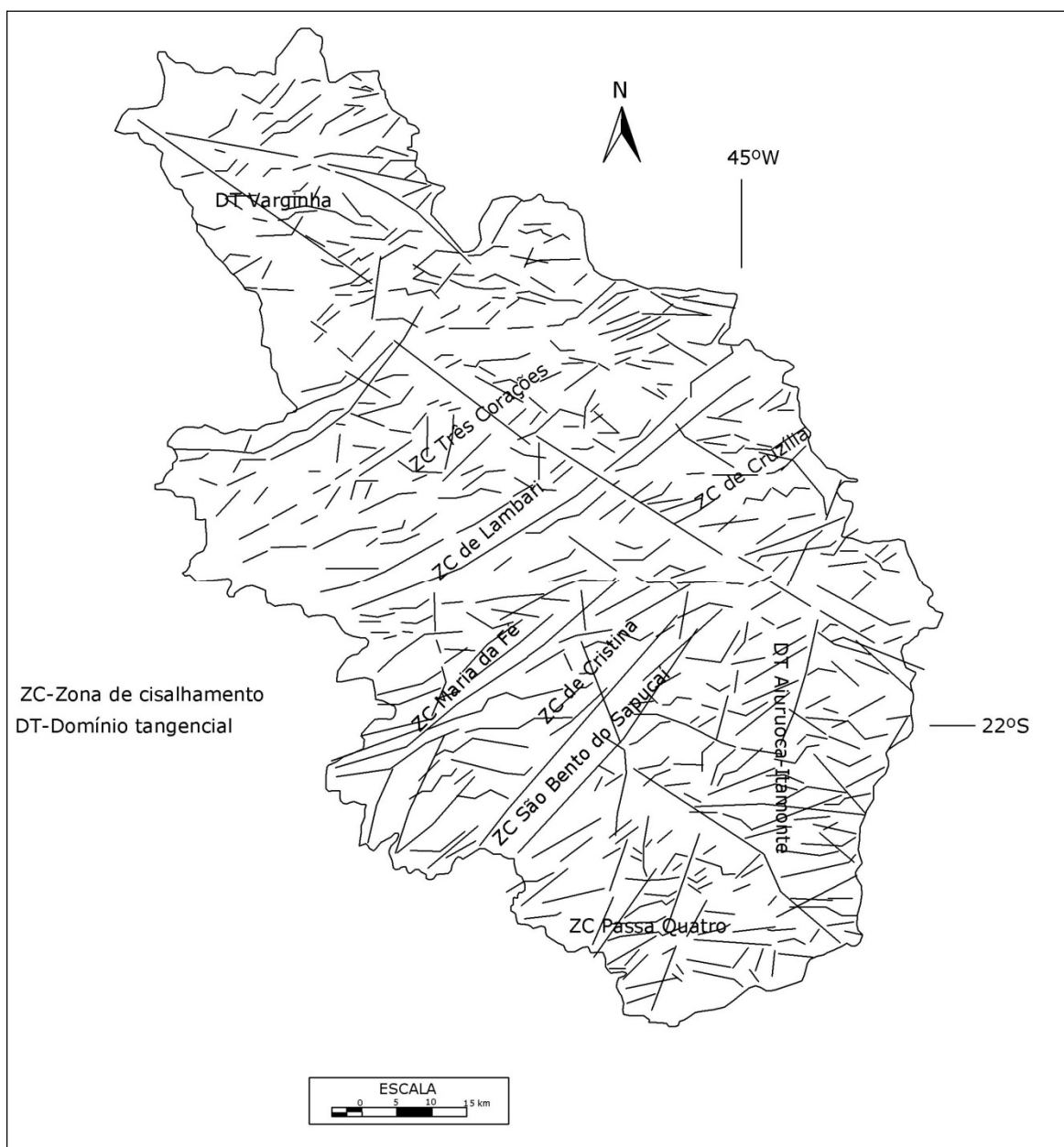


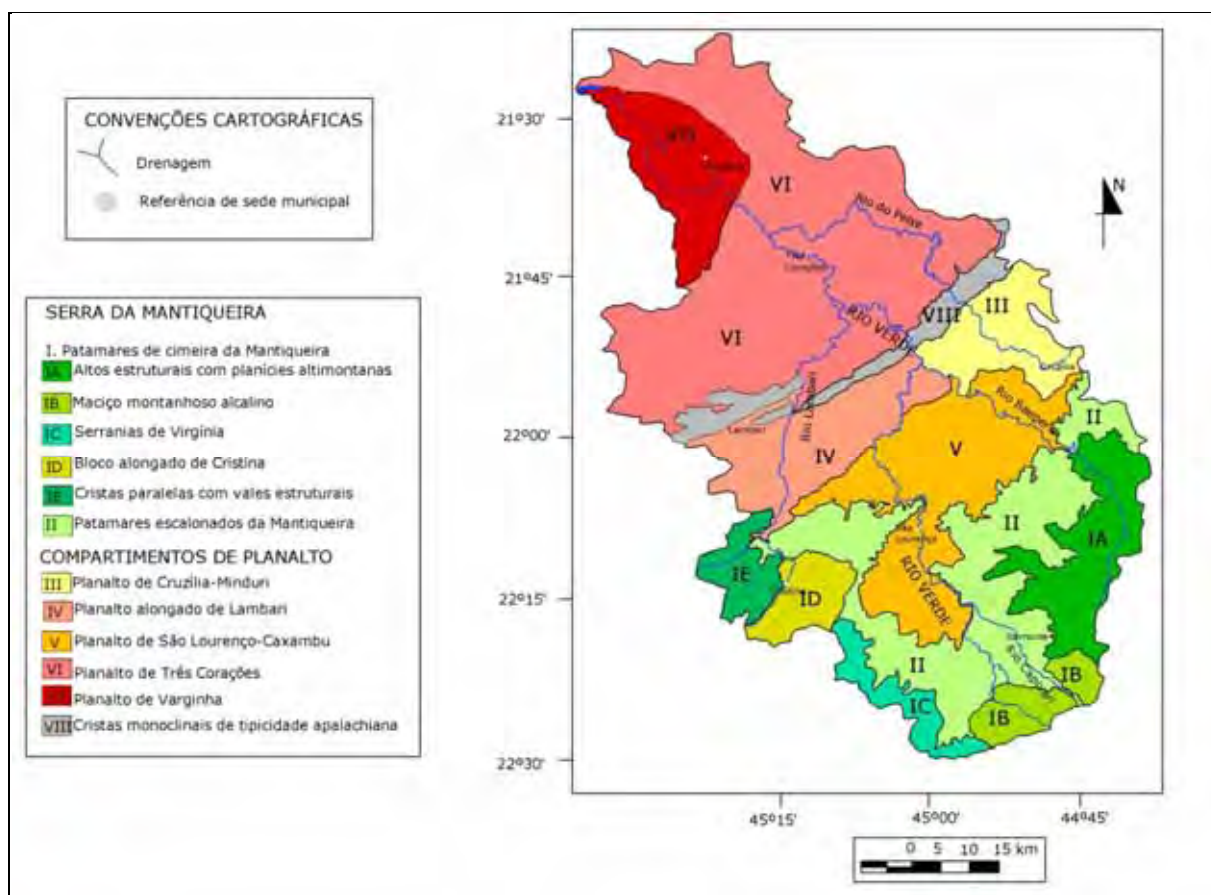
Figura 5.11. Lineamentos extraídos na bacia do Rio Verde.

5.5. Compartimentação morfoestrutural

Da maneira que foi colocado na descrição dos procedimentos metodológicos acionados na presente tese, a proposta de compartimentação morfoestrutural aqui emitida foi materializada a partir da análise integrada dos lineamentos estruturais, da geologia, da rede de drenagem e tipos de relevo ocorrentes na bacia do Rio Verde. Que se fique evidente, nesse ínterim, que tais compartimentos, regra geral, extravasam o espaço interno da bacia, o que faz

com que a expressão espacial regional de cada um deles também seja alvo de considerações. A representação cartográfica dos compartimentos morfoestruturais é objeto da figura 5.12. A verificação da figura denota uma compartimentação fortemente atrelada às orientações NE-SW vinculadas ao rifte continental do sudeste brasileiro, conforme fica latente no próprio mapa de lineamentos (vide figura 5.11), refletindo uma tectônica antiga com parte substancial da drenagem a ela adaptada. A sobreposição da rede de drenagem, no entanto, revela adaptações da malha hidrográfica aos efeitos deformacionais posteriores ao rifte, a exemplo do próprio Rio Verde que rompe as cristas monoclinais e se projeta para NW até o reservatório de Furnas.

Figura 5.12. Compartimentação morfoestrutural da bacia do Rio Verde.



Compartimento I: Patamares de cimeira da Mantiqueira

O compartimento em questão corresponde ao domínio dos altos topográficos escarpados da Serra da Mantiqueira que constituem os principais segmentos de relevo formados pela reativação tectônica vinculada ao rifte Atlântico-Sul. Individualiza-se em faixas altimétricas de aproximadamente 1200 metros nas rupturas de declive que dão passagem ao principal alinhamento da Serra da Mantiqueira, sobressaindo-se acima de 2000 metros e atingindo culminância na Pedra da Mina (intrusão alcalina de Passa Quatro) a 2992 metros de altitude. Afilia-se ao que Saadi (apud Santos, 2000) chamou de *degrau superior*, caracterizando o mesmo como um conjunto de serras alongadas em direção predominante NNE com faces expostas para SE e SW, com marcante basculamento dos blocos tectônicos para NW ou NE.

A orientação principal corresponde à própria linha divisória com o Rio Paraíba do Sul, e corresponde à zona de cisalhamento de mesmo nome. As frentes escarpadas penetram para o interior deslocadas por esforços transcorrentes que conformam importantes zonas de cisalhamento regionais, quais sejam: zonas de cisalhamento Maria da Fé, Cristina, São Bento do Sapucaí e Passa Quatro, com alinhamentos predominantemente no sentido NE 140-160°, além do Domínio Tangencial Aiuruoca-Itamonte. No mesmo compartimento se localizam os maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, ambos contidos em parte na alta bacia.

As cristas alongadas que caracterizam este conjunto de formas são padronizadas por vertentes íngremes e pronunciado entalhamento vertical, com vales estruturais orientados conforme o sentido dos principais falhamentos (rios Aterrado, Caetés, Capivari, Santo Agostinho, Lambari, etc.), abrigando as seções superiores das sub-bacias mencionadas e também a do próprio Rio Verde, além de outros importantes afluentes, como os rios Itanhandu e Passa Quatro. Deve-se mencionar que outros rios importantes como o Sapucaí e mesmo o Rio Grande guardam suas nascentes nesse importante compartimento geomorfológico regional, que abrange as morfologias serranas mais contínuas e elevadas dos planaltos de Campos do Jordão e Itatiaia.

Verifica-se alguma heterogeneidade geomorfológica e tectono-estrutural no Compartimento I, e que interferem também na disposição, densidade e padrão da rede de drenagem. Dessa forma cabem algumas subdivisões, expostas a seguir.

Subcompartimento IA: *Altos Estruturais com planícies altimontanas*

Este importante conjunto de feições morfoestruturais da Serra da Mantiqueira projeta-se na porção SE da bacia em direção S-N até os municípios de Baependi e Aiuruoca, onde estabelece contato abrupto com o embasamento arqueano perto da área urbana do segundo município mencionado. Corresponde a um importante alinhamento regional, divisor das bacias dos rios Aiuruoca e Verde, e que bem pode ser considerado como parte de um compartimento maior representado pelas cimeiras da Serra da Mantiqueira, com litologia gnáissico-granítica e migmatitos diversos separados pelos *stocks* alcalinos intrusivos. A Serra do Papagaio ou de Aiuruoca, em específico, encabeça cúpula granítica tardi-tectônica em suas cimeiras, de onde dispersa paralelamente a drenagem que é coletada nos compartimentos encadeantes. Apresenta uma série de vales estruturais altimontanos, alguns com áreas inundáveis de expressiva extensão e continuidade, como o dos rios Santo Agostinho (Baependi) e Aiuruoca, no município homônimo.

A foto 5.1 fornece uma visualização parcial de considerável representatividade do subcompartimento IA.

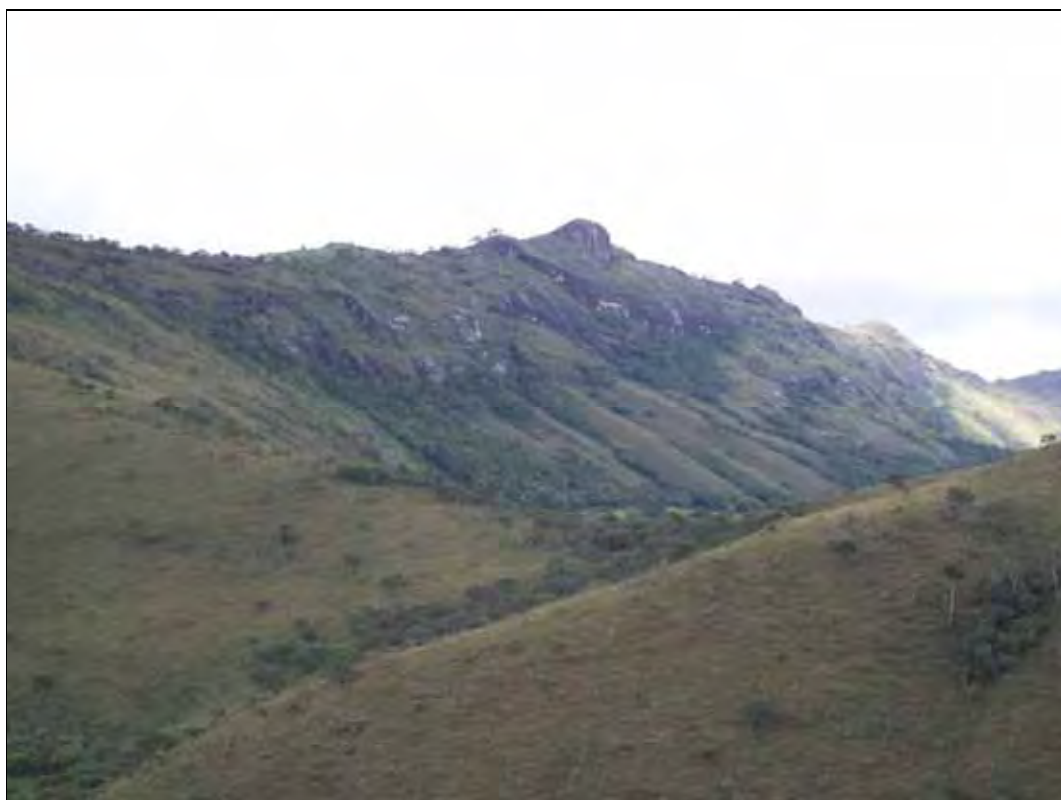


Foto 5.1. Vista parcial do Subcompartimento IA.

Subcompartimento IB: *Maciço montanhoso alcalino*

Está vinculado ao domínio das intrusões alcalinas, onde predominam lineamentos de grande extensão com orientação E-W e NE-SW (principalmente NE 50°) definidos pela drenagem que disseca o setor oeste do batólito, cujo caráter maciço faz diminuir a densidade de lineamentos em relação a outros domínios litológicos na bacia. Acessoriamente ocorrem orientações N-S correspondentes à drenagem que aflui no Rio Capivari em paralelismo bem definido pela margem esquerda. Trata-se de sucessivos degraus em vertentes íngremes e vales encaixados e retilíneos que se sobressaem a formar o compartimento mais elevado do Planalto do Itatiaia e de todo o setor oriental da Plataforma Brasileira.

É amplamente sabido que este compartimento é geologicamente composto predominantemente por nefelina-sienitos e foiaítos que intrudiram a crosta pré-cambriana, conformando uma superfície arqueada com aplainamentos localizados a partir dos quais a drenagem se dispersa em padrão radial e paralelo. Também apresenta planícies altimontanas separadas por soleiras das seções de encosta à montante e jusante.

A título de exemplo, a foto 5.2 ilustra os patamares de cimeira do Subcompartimento IB, com coberturas rasas e afloramento constante das rochas alcalinas.

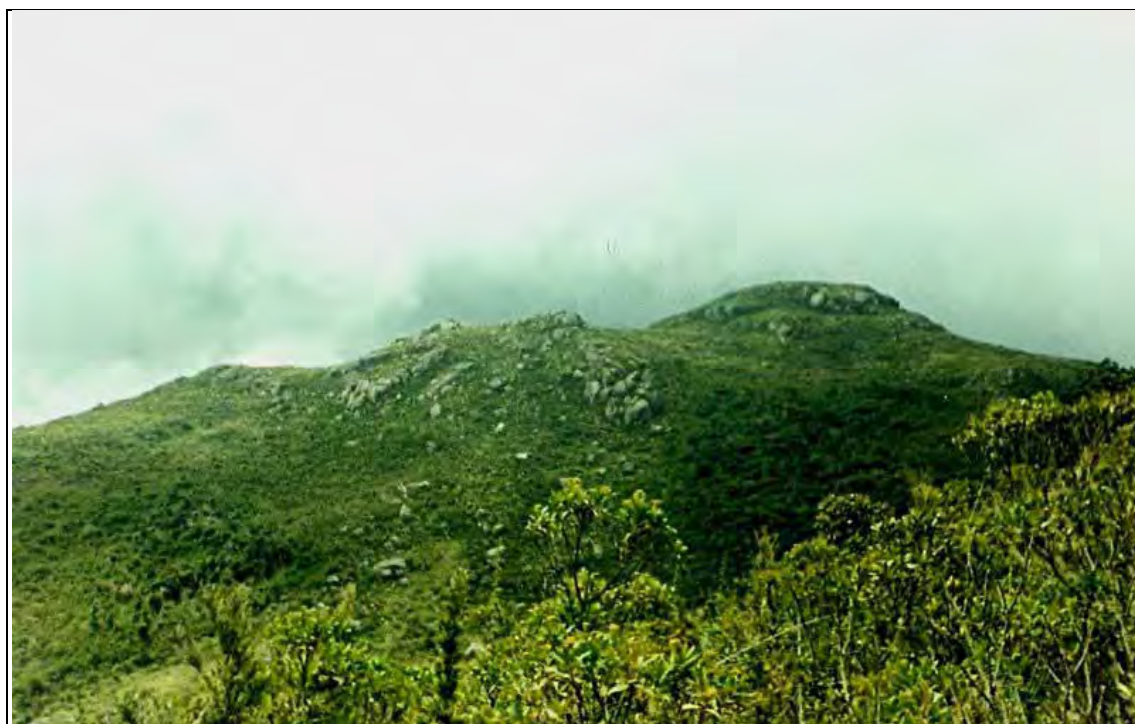


Foto 5.2. Visada da parte alta do maciço alcalino do Itatiaia, com blocos expostos e afloramentos conspícuos das rochas sieníticas (Subcompartimento IB).

Subcompartimento IC: *Serranias de Virgínia*

Projeta-se a NNW do maciço alcalino de Passa Quatro até a passagem da Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí nas proximidades da área urbana de Dom Viçoso, já no Planalto de Campos do Jordão. Conforma um conjunto de serras alongadas (foto 5.3) orientadas para NNE balizadas por migmatitos e gnaisses diversos dos grupos Açungui e Paraíba do Sul. Apresenta também importante componente NW (10-20°). As litologias congregadas se referem a metagranitóides do Grupo Paraíba do Sul, além de alguns agrupamentos pertencentes à Megasseqüência Andrelândia. Difere-se assim morfologicamente dos subcompartimentos anteriores pelo padrão de linhas divisórias mais estreitas e paralelas, nem tão contínuas, nem tão elevadas como nos dois compartimentos anteriores, condicionando, consequentemente, forte paralelismo aos vales tectonicamente controlados.

A constatação do paralelismo da drenagem é compreensível em diversas escalas. Tanto os principais afluentes do Rio Verde (Aterrado, Caeté) descem paralelamente a Mantiqueira, adaptados a zonas de cisalhamento (Maria da Fé e São Bento do Sapucaí, respectivamente), como o fazem seus formadores. Possuem também afluentes alongados em divisores paralelos com retilinidade recorrente ou angularidade fortemente correlacionada com a sinuosidade de algumas linhas divisórias. São alimentados por drenagem também em padrão paralelo que dissecam estas linhas interfluviais. No Ribeirão do Rosário, formador do Aterrado, verifica-se típico padrão em teliça de falha que se estende para o município de Maria da Fé transpondo estreitíssimo divisor com a bacia do Rio Sapucaí, verificando-se, inclusive, ocorrência de captura fluvial (Ribeirão dos Pintos).



Foto 5.3. Vista parcial do relevo que padroniza a Serrania de Virgínia.

Subcompartimento ID: *Bloco alongado de Cristina*

Refere-se a bloco granulítico que se conforma a oeste da Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí e se estende até ser envolvido pela Zona de Cisalhamento de Maria da Fé. Enfeixa falhas pertencentes à Zona de Cisalhamento de Cristina, que de acordo com Braga (2002) apresenta em sua porção central foliação com mergulho médio superior a 70° nos sentidos SE e NW, ângulo que diminui a nordeste de Cristina, onde os traçados assumem direção WNW-ESE até serem interceptados pela Zona de Cisalhamento de São Bento do Sapucaí. Abriga a nascente de importantes afluentes do Rio Verde, como o Rio Lambari, exacerbadamente orientado de acordo com as principais feições morfoestruturais. Para SW além da bacia do Rio Verde, se alonga para Maria da Fé e Itajubá na bacia do Rio Lourenço Velho.

Ainda que de forte significado morfotectônico, o compartimento em apreço também apresenta particularidades geológicas e geomorfológicas. Hackspacher et al. (1991) subdividem o metamorfismo que engendrou a estruturação do compartimento nas seguintes fases: (1) metamorfismo de alto grau que gerou texturas granoblásticas e paragêneses reliquiares como orto e clinopiroxênios e granadas; (2) paragênese de minerais hidratados (hornblenda e biotita) formados em condições de fácies anfibolito síncronos ao desenvolvimento de foliação de baixo ângulo e ao cisalhamento transcorrente que afetou o bloco; (3) retrometamorfismo gerador de minerais indicadores de fácies xisto verde.

Geomorfologicamente este compartimento é formado por divisores mais íngremes e estreitos que aqueles ocorrentes no compartimento anterior, ainda que com altimetrias similares. Menos sinuosos, tais divisores impõem retinidade aos ângulos de afluência dos

formadores do Rio Lambari, sendo a agudez verificada apenas quando as confluências se dão em planícies de inundação. Consequentemente, os vales são mais encaixados e retilíneos, a exemplo do próprio Rio Lambari em seu alto curso, revelando a forte influência desta feição morfotectônica no padrão de drenagem (foto 5.4).

O bloco elevado que se projeta na região de Cristina conforma um compartimento de destaque no degrau superior da Mantiqueira, conforme fica visível na foto em questão.

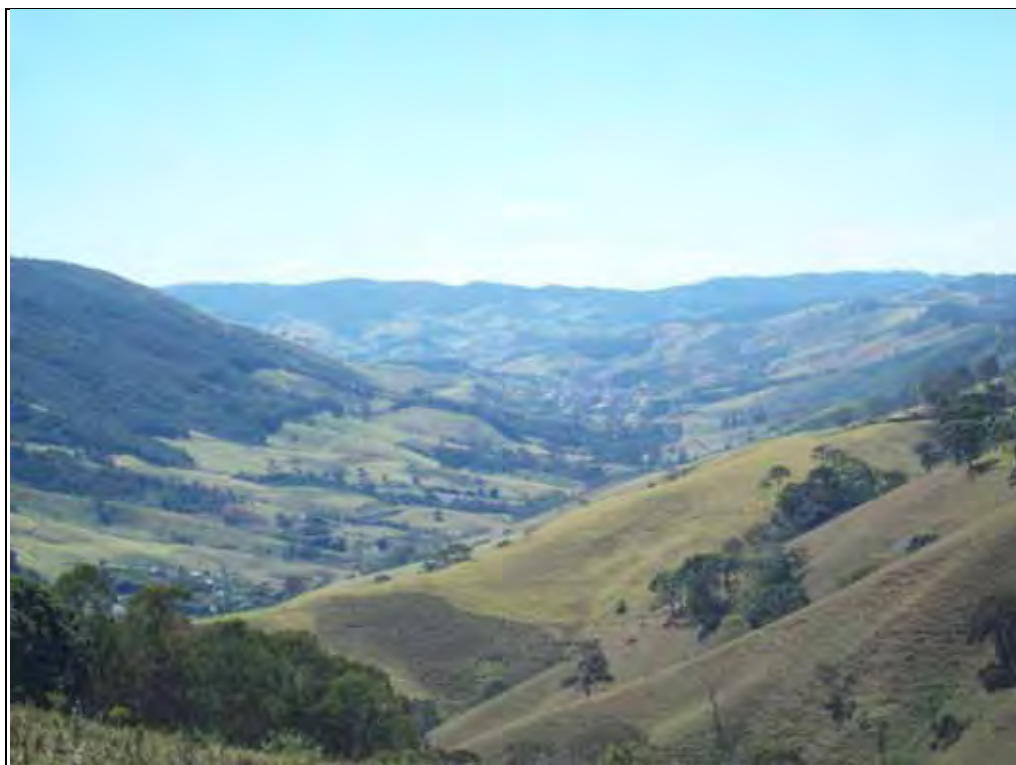


Foto 5.4. Vista parcial do Bloco Cristina limitado pela passagem do Rio Lambari em vale pronunciadamente retilíneo (Cristina, MG).

Subcompartimento IE: *Cristas paralelas com vales estruturais*

Juntamente a outros alinhamentos adjacentes de orientação geral NE-SW na região de Conceição da Pedra e Natércia, já na bacia do Sapucaí, representam os últimos controles vinculados ao sistema Mantiqueira em seu ramo interiorano, já festonados pela passagem do Rio Sapucaí a prenunciar a abertura de uma área depressionária na região de Santa Rita do Sapucaí/ Pouso Alegre. A principal feição morfoestrutural pertinente à bacia do Rio Verde se refere a Serra da Pedra Branca, poderoso alinhamento gnáissico com lentes quartzíticas que se eleva à ordem de 1847 metros, cujo front NE conforma espelho de falha que estabelece contato tectônico abrupto em forte ruptura positiva de declive com o vale do Rio Lambari a SW de Olímpio Noronha (foto 5.5).

Paralelos a leste do alinhamento da Pedra Branca posicionam-se outros alinhamentos altimetricamente mais baixos, mas que se sobressaem acima de 1400 metros separados entre si por vales estruturais que alimentam a bacia do Rio Lambari. São as serras da Boa Vista e da Barra Grande, ambas mantendo fielmente a orientação geral NE-SW.



Foto 5.5. Espelho de falha correspondente à face NE da Serra da Pedra Branca em contato abrupto com o vale do Rio Lambari.

Compartimento II: Patamares escalonados da Mantiqueira

O compartimento II se materializa após a ruptura de declive que separa a escarpa mais elevada da Serra da Mantiqueira, englobando toda a sua porção interior que se escalone em direção aos contatos tectônicos com os compartimentos planálticos do Sul de Minas em faixa que se estende de Baependi, passando pela região de São Lourenço/ Carmo de Minas, até Cristina, na divisa com a bacia do Sapucaí. Fica posicionado a oeste das cristas mais elevadas, correspondendo aos seus degraus intermediários e inferiores. Não fosse o alto estrutural da Pedra Branca este compartimento atravessaria a bacia do Rio Verde de uma linha divisória a outra em geometria irregular e largura bastante variável.

Ocorrem alinhamentos de orientação predominante E-W e NE-SW, porém em maior densidade e menor extensão e associados a direções NW-SE. Alguns traços mais extensos correspondem ao vale do Rio Capivari e de outros rios importantes, como o Verde e Passa Quatro, que de maneira geral perfaz orientação SE-NW com desvios que fazem o ângulo de

orientação variar entre os sentidos NW (30-40°) e NW (50-60°). Tais desvios são dados por falhas transcorrentes que circunstancialmente determinam processos de captura fluvial com formação de cotovelos (*elbow of capture*), o que repercute em aspecto contorcido no padrão de drenagem em alguns setores.

Conforma serras de topos estreitos e subnivelados bastante dissecados em contato com as rochas alcalinas e pré-cambrianas, e que se desmantelam em morros de morfologia convexa nos terrenos onde os rios que nascem nas altas encostas da Mantiqueira passam a desenvolver planícies alveolares mais alargadas e contínuas. Assim se verifica no baixo curso dos rios Passa Quatro e Capivari, nas proximidades da confluência com o Rio Verde, ou entre Pouso Alto, São Sebastião do Rio Verde e São Lourenço, onde ocorrem padrões de serras mais rebaixadas e morros alinhados geneticamente vinculados à dissecação dos blocos falhados.

Nesses setores as atividades rurais são mais intensivas e os centros urbanos se instalaram aproveitando-se principalmente das planícies aluviais que passam a aparecer de forma mais copiosa, sobretudo nos setores mais alargados que se formam nos principais depocentros locais. A litologia predominante é dada por gnaisses e migmatitos dos grupos Paraíba do Sul e Passa Vinte, bem como por sequências meta-vulcano-sedimentares da Bacia Andrelândia (RIBEIRO et al. 1995).

A foto 5.6. é representativa da tipicidade em cristas descontínuas que se escalonam a partir do alinhamento principal da Serra da Mantiqueira que se desmantelam em morfologias mais dissecadas.



Foto 5.6. Degraus escalonados representativos de processos tectônicos e erosivos heterogêneos. Na parte central da foto, em último plano, observa-se os degraus superiores (Vista a partir de Carmo de Minas, MG).

Compartimento III: Planalto de Cruzília-Minduri

Este compartimento também foi reconhecido por Saad (1991), e se estende da porção noroeste de Baependi não correspondente a Serra da Mantiqueira na margem direita do rio homônimo até as cristas quartzíticas de São Thomé das Letras, abarcando todo o território de Cruzília adstrito à bacia do Rio Verde e se estendendo até a região de Minduri e Carrancas. É dado por alinhamentos orientados predominantemente no sentido NE-SW, conforme as próprias cristas quartzíticas e alinhamentos menores pertencentes à Zona de Cisalhamento de Cruzília. Comporta-se como bloco mais preservado de efeitos deformacionais em comparação aos compartimentos vizinhos que se rebaixa na região de Minduri e Luminárias em hemigrábem que dá passagem ao Rio Ingaí, conformando uma superfície geomórfica limitada pelos setores E e NW pelas elevações quartzíticas de São Thomé das Letras (serras de São Thomé, Cantagalo, Sobradinho) e de Minduri-Carrancas (Chapada das Perdizes), além de alinhamentos de menor extensão em Cruzília (Serra da Traituba).

O relevo é padronizado em morros e pequenas colinas em torno de 1000 metros de altitude entremeadas por divisores locais que se sobressaem na faixa de 970-1270 metros. Embora significativamente convexizadas, as morfologias do Planalto de Cruzília-Minduri

encerram seções de vertente côncavas significativamente atacadas por voçorocas, que se tornam recorrentes a partir de Cruzília em direção norte (Minduri, Carrancas, São João Del Rei) e leste (São Vicente de Minas/ Andrelândia), entre outros municípios. A foto 5.7 é representativa das morfologias convexas do Planalto de Cruzília/ Minduri, preservado do controle tectônico mais agudo imposto a compartimentos adjacentes.



Foto 5.7. Morfologia predominantemente convexa em morros e pequenas colinas em Cruzília (MG).

Compartimento IV: Planalto alongado de Lambari

Seu aspecto alongado é dado pela influência imposta pela Serra das Águas e outros alinhamentos no sentido NE-SE que controlam a rede de drenagem. A Serra das Águas excede o perímetro da bacia do Rio Verde para oeste, na região de Heliódora e Natércia, até se desmontar em morfologias convexas na depressão do Sapucaí para os lados de São Sebastião da Bela Vista e Careagu, no contato tectônico com a Serra do Cervo. A norte é limitado pelo controle mais meridional das cristas quartzíticas e vai até o contato litológico entre as rochas dos complexos Lambari e Barbacena, na passagem para o Planalto de Cruzília-Minduri. Aparece nas quadriculas da extremidade NE da Folha Guaratinguetá e extremos SE da Folha Varginha (1/250.000).

O planalto alongado de Lambari constitui um feixe de alinhamentos de direção NE-SW limitados pelas serras das Águas e da Pedra Branca que converge para a calha do Rio Verde no ponto em que este dissectiona as cristas quartzíticas. Configura-se assim um bloco elevado de aspecto alongado que projeta uma cunha na passagem do Rio Verde, com rebaixamento do relevo no imbricamento de falhas até o fechamento da mencionada cunha.

É formado por um conjunto de serras de orientação geral NE-SW (serras de Santa Rita, Santa Catarina e das Águas) que se sobressaem acima de 1500 metros de altitude e que envolve uma topografia amorreada a colinosa interrompida por alto estrutural na parte central entre Olímpio Noronha e Conceição do Rio Verde, representado pelas serras do Sertãozinho e dos Criminosos. Associam-se aos lineamentos principais estruturas de orientação E-W e NW-SE.

As considerações expostas para a unidade em questão podem ser verificadas na foto 5.8, abrangente de boa parte do compartimento.



Foto 5.8. Visada do Planalto Alongado de Lambari: serras alongadas interceptando superfícies rebaixadas (Foto a partir de Lambari, MG).

Compartimento V – Planalto de São Lourenço-Caxambu

Alguns condicionantes foram determinantes na individualização do presente compartimento, encravado em parte central da bacia e que, de certa forma, guarda características de compartimentos adjacentes. Foi mapeado a partir da extremidade leste do município de Carmo de Minas, apresentando geometria irregular que margeia a Serra da Soledade Velha, última feição relacionável ao sistema Mantiqueira, e se alonga em direção sul

até Dom Viçoso. No sentido NE espraia-se, a partir de São Lourenço, no sentido norte-nordeste por Soledade de Minas e Caxambu, até a calha do Rio Baependi.

Litologicamente a região é marcada pela ocorrência de granada-biotita-gnaisses com grande tipicidade em São Lourenço e Carmo de Minas que, embora agrupados na Megassequência Andrelândia, foram considerados por Ebert (1984) em uma transição entre o (Grupo) Andrelândia e as litologias que hoje tendencialmente se congregam no Grupo Paraíba do Sul. É enfeixado por estruturas NE-SW pertencentes à Zona de Cisalhamento de Caxambu, descrita por Trowu et al. (2007). As estruturas que seguem tal orientação se caracterizam por alinhamentos dissecados em morros convexos e alinhados, e alguns residuais isolados (mas mantenedores do alinhamento) como o morro de Caxambu. Rente a algumas extensões alinhadas desenvolvem-se planícies de inundação consideravelmente expressivas, como a do Ribeirão da Palma e do Rio do Machado.

Ao sul de São Lourenço, pelos municípios de Carmo de Minas e Dom Viçoso se invoca também uma topografia amorreada subalinhada separando drenagem paralela tributária da margem direita do Rio Verde. Nos limites com o Planalto de Cruzília-Minduri verifica-se certa moderação da movimentação topográfica e rebaixamento interfluvial em torno de 950 metros com atenuação do entalhe vertical.

Não se formam serras contínuas, características do Planalto Alongado de Lambari, cujo substrato geológico também é distinto, com reflexos no relevo. Tampouco apresentam uma topografia francamente mais suave, com conspicuidade colinosa, que se apresenta no Planalto de Cruzília-Minduri. O que avulta são morros proeminentes residuais de alinhamentos contínuos e ondulações mais baixas, porém tipicamente caracterizados por vertentes curtas mais declivosas, definindo um padrão predominantemente em morros para a unidade geomorfológica em questão.

De forma parcial, o quadro morfológico do presente compartimento pode ser visualizado pela foto 5.9, que realça a área urbana de Caxambu nesse contexto morfoestrutural.



Foto 5.9. Vista parcial do relevo de morros alinhados que caracteriza o Compartimento V, com destaque para a área urbana de Caxambu. Ao fundo, as cristas principais da Serra da Mantiqueira (Caxambu, MG).

Compartimento VI – Planalto de Três Corações

É padronizado por morros de encostas alongadas e relevo colinoso pelas duas margens do Rio Verde, com limite sul dado pelas cristas quartzíticas, sendo delimitado ao norte nos terrenos de alto grau do Complexo Varginha. Está fortemente condicionado à Zona de Cisalhamento de Três Corações até os arredores de São Bento Abade. A partir das cristas, que se elevam próximas a 1500 metros acima do nível do mar em São Thomé das Letras, a altitude decai em direção ao vale do Rio do Peixe e do Rio Verde. Alguns altos residuais se sobressaem acima de 1100 metros em meio à topografia ondulada cujos topos estão sempre abaixo de 1000 metros. Estes altos estruturais cofiguram estruturas em sentido NE-SW interceptadas por lineamentos de sentido NNW em sua maior parte correspondentes a afluentes da margem direita do Rio Verde.

Transpostas as serras quartzíticas é um relevo mais monótono para os padrões regionais que se encerra na região de Conceição do Rio Verde e Três Corações, embasado principalmente por biotita-gnaisses. Em São Thomé das Letras os terrenos a oeste das cristas também são mais fracamente dissecados e a paisagem é marcada por ondulação mais suave do que ocorre a leste no Planalto de Cruzília-Minduri. O mesmo padrão se verifica na margem

esquerda do Rio Verde na região de Campanha a NW da Serra das Águas, que impõe seus limites nesse setor, onde o relevo é amorreado a colinoso com vertentes convexas a retilíneas.

Trata-se do compartimento onde distintamente a pedogênese latossólica é mais expressiva na bacia do Rio Verde, formando-se espessos mantos latossolizados a partir de Conceição do Rio Verde e Cambuquira em direção a Campanha e Três Corações, seja revestindo relevo colinoso, seja também na forma de acumulações nas seções mais baixas das vertentes de morros alinhados.

A título de amostragem, a foto 5.10 pode ser considerada representativa do presente compartimento.

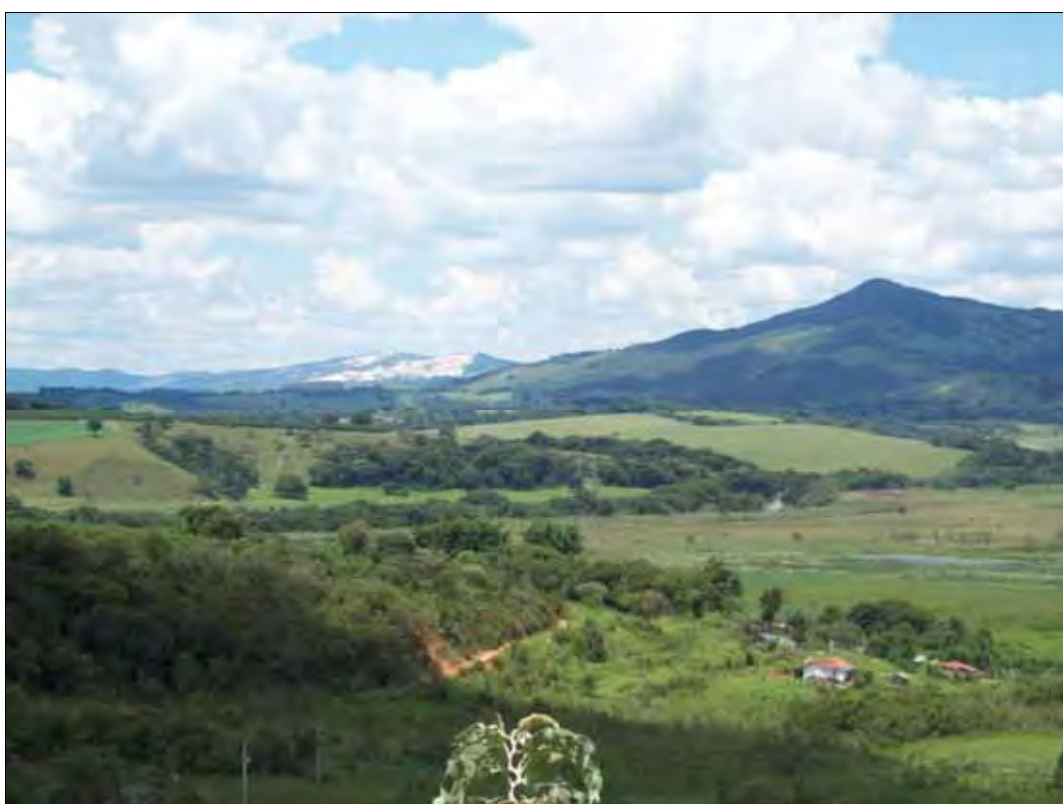


Foto 5.10. Vista parcial do Planalto de Três Corações em setor de morfologia colinosa; ao fundo é possível observar a passagem das cristas quartzíticas, com destaque para as lavras abertas em São Thomé das Letras para exploração de quartzito (Três Corações, MG).

Compartimento VII – Planalto rebaixado de Varginha

Materializa-se na passagem para as rochas de alto grau do Complexo Varginha em contato tectônico bem marcado por falha, trecho no qual o Rio Verde encaixa-se a suprimir sua planície de inundação e apresentar desvio abrupto em adaptação a estes terrenos; logo à jusante começam a aparecer ilhas formadas pela emergência de sedimentos, algumas de porte

considerável. Os lineamentos sofrem vergência para NW, se limitando a norte com estruturas de orientação NE-SW e uma incipiente conspicuidade das faixas E-W já sob interferência do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, a partir de Três Pontas, nos contatos com o compartimento anterior. Espraia-se para oeste até a região de Alfenas margeando os terrenos depressionários que circundam a represa de Furnas naquele setor.

A morfologia convexizada na região de Varginha manifesta-se em morros e colinas, intercalando unidades menores que aportam solos mais rasos com morfologias mais amplas e com declives mais suavizados submetidas à pedogênese latossólica (foto 5.11). As cotas se rebaixam aquém de 900 metros em caráter recorrente e além da calha do Rio Verde, onde os topos estão rebaixados mesmo no compartimento anterior, altimetricamente mais elevado.

Em âmbito regional esse compartimento se estende até a região de Alfenas margeando a Represa de Furnas e se interdigitando aos setores depressionários que aparecem na bacia do Rio Sapucaí.



Foto 5.11. Morfologia colinosa com declividades suaves padronizando parte dos conjuntos de formas ocorrentes no Compartimento VI (Varginha, MG).

Compartimento VIII – Cristas monoclinais

Embora Saad (1991) tenha reconhecido a importância morfoestrutural das cristas monoclinais, essencialmente as feições quartzíticas da bacia do Rio Grande, tais morfologias não foram adequadas a um compartimento específico pelo autor. A presente proposta

classificatória reconhece individualidade a essas feições em função de suas peculiaridades morfológicas e estruturais.

Constituem importantes divisores regionais que separam os planaltos que bordejam a Serra da Mantiqueira do Planalto de Três Corações, truncando esses compartimentos em orientação geral NE-SW em altitudes que ultrapassam 1500 metros. Configuram a expressão geomorfológica de falhas de empurrão pré-cambrianas submetidas a sucessivas reativações. De São Thomé das Letras a Lambari estende-se faixa quartzítica que se estreita abruptamente em Conceição do Rio Verde na passagem de falha em sentido NW-SE. A partir de Lambari avulta em mesma orientação a Serra das Águas, litologicamente composta por biotita-gnaisses.

As cristas monoclinais apresentam-se paralelas entre si, forçando o confinamento de vales estruturais coniventes com sua orientação, vales estes geralmente escavados em rochas mais tenras, fundamentalmente micaxistos. Fica assim estabelecido um conjunto de formas de tipicidade apalachiana padronizado por uma sucessão de cristas e vales dada por efeito tectônico e por resistência desigual da rocha, associando o controle tectônico ativo e a erosão diferencial na evolução do modelado.

A foto 5.12 é ilustrativa da Serra de São Tomé, crista quartzítica que se projeta entre o Planalto de Cruzília-Minduri e o Planalto de Três Corações. A foto 5.13, por sua vez, constitui uma visada da Serra das Águas em Lambari.



Foto 5.12. Front da Serra de São Tomé (vertente SE) em São Thomé das Letras.



Foto 5.13. Vertente voltada pra SE da Serra das Águas em Lambari.

5.6. Evidências morfológicas de atividades tectônicas no relevo e na drenagem

A análise do relevo e da drenagem permite o estabelecimento de interessantes correlações entre tectônica, morfogênese e os processos geomórficos vigentes. Um expressivo número de feições geomorfológicas tem sua gênese vinculada, pelo menos em alguma medida, a efeitos tectônicos que, por conseguinte, passam a exercer influência nos processos físicos digna de apreço.

A ocorrência de terraços rochosos, por exemplo, é indicativa de soerguimento crustal a fazer por expor a estrutura em truncamento aos depósitos recentes. Figuram como baixos topográficos em alçamento que perdem paulatinamente sua funcionalidade agradacional original. São um tanto comuns nas altas cristas da Mantiqueira, onde pode ocorrer, inclusive, mais de um nível de terraço de lateralidade restrita, ambos exibindo afloramentos.

Escarpamentos compostos podem evidenciar diferentes fases de soerguimento registradas em degraus escalonados e depósitos de piemonte. O formato das faces mantenedoras dos planos de falha, por sua vez, indica o grau de desmantelamento das formas originais do relevo emoldurado em estrutura falhada.

Planos de falha e fraturamentos recentes podem favorecer a gênese de concavidades nas vertentes a acumularem maiores taxas de umidade e favorecerem o estabelecimento da drenagem ou gerarem depressões fechadas no domínio das encostas e interflúvios. Uagoda et al. (2009) esclarecem que a infiltração e exfiltração das águas por esses planos exercem dissolução da rocha e podem formar sistemas endocársticos ou ainda exocarste na forma de dolinas a partir de concavidades estruturais.

Sobre o papel da drenagem, em específico, no reconhecimento e interpretação de efeitos tectônicos, os estudos sobejam na literatura brasileira e internacional. Elementos bastante sensitivos a processos diastróficos e fornecedores de respostas perceptíveis e mensuráveis, a drenagem superficial vem sendo adotada com grande recorrência como objeto de estudo para avaliação de efeitos neotectônicos em seus aspectos geológicos e geomorfológicos, conforme esclarecido por Etchebehere (2004).

Basculamentos de blocos e soerguimento ou subsidência causadoras de deformação perpendicular ao curso do rio podem modificar o gradiente dos vales. Basculamentos ao longo de um eixo que é paralelo ao curso do rio podem acarretar deflexão ou deslocamento do rio (BURBANK & ANDERSON, 2001).

Bishop (1995) descreve três formas fundamentais de reorganização da drenagem por efeitos neotectônicos: captura (*piracy*), desvio (*diversion*) e decaptação (*beheading*), e cujas

principais evidências são os cotovelos de captura (*elbow of capture*) e os vales secos (*wind gaps*). Conforme se verifica na figura 5.13, a reorganização da drenagem dada pelos processos supramencionados envolve a captura de um curso d'água por outro adjacente dotado de maior agressividade erosiva ou submetido à migração lateral por basculamento de blocos até culminar com a obliteração do divisor e pirateamento do caudal.

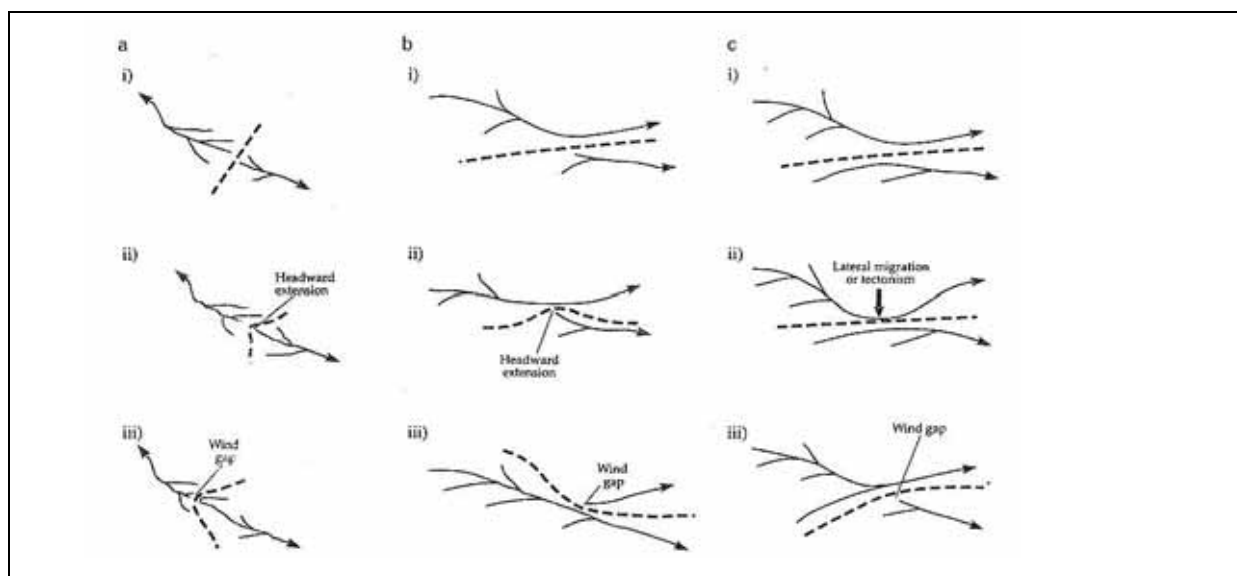


Figura 5.13. Tipos de reorganização da drenagem. A) Formação de *barbed drainage* por decapitação; B) Captura por invasão lateral de uma bacia adjacente ou pela extensão de cabeceira de um tributário; C) Captura por migração lateral de um canal fluvial. Fonte: Bishop, 1995.

Valendo-se unicamente da análise da drenagem pela extração de lineamentos, Arid et al. (1983) perceberam a incidência de diastrofismo recente no Planalto Ocidental Paulista, identificando uma pendente regional para oeste na qual se adaptam os rios principais e um controle local responsável pela orientação dos rios de menor nível hierárquico.

Também em trabalho no Planalto Ocidental Paulista, Etchebehere (2000) avalia uma série de aspectos morfométricos da drenagem para a identificação de efeitos tectônicos neocenozóicos, entre os quais alguns foram empregados na presente tese.

Para o sul de Minas, estudos nessa estirpe foram levados a efeito por Magalhães Jr e Trindade (1997; 2005), que correlacionaram os padrões estratigráficos de ambientes deposicionais com a geodinâmica regional no intuito de apreender a dinâmica fluvial cenozóica em sub-bacias pertencentes à bacia do Rio Sapucaí.

Algumas anomalias de drenagem são fortes indicativas de atividade neotectônica, entre as quais citamos:

1. Modificações nos padrões de drenagem básicos;

2. Migração lateral de cursos d'água;
3. Extensões retilíneas consideráveis do curso d'água;
4. Sucessão de trechos retilíneos e meandantes;
5. Captura (*piracy*);
6. Encaixamento excessivo;
7. Exposição e erosão de materiais depositados pelo próprio rio;
8. Encachoeiramentos e outras rupturas no perfil longitudinal dos canais;

Howard (1967) interpreta as modificações nos padrões básicos de drenagem dada por efeitos deformacionais (quadro 5.11), destacando as principais anomalias (figura 5.14).

Quadro 5.11. Padrões básicos de drenagem e básicos modificados e seus respectivos significados.

PADRÃO BÁSICO	SIGNIFICADO	MODIFICAÇÕES NO PADRÃO BÁSICO	SIGNIFICADO
A. Dendrítico	Sedimentos horizontais ou oblíquos, rochas cristalinas. Declive regional suave.	A1. Subdendrítico A2. Pinado A3. Anastomosado A4. Distributário	A1. Controle secundário menos expressivo, geralmente estrutural. A2. Textura fina, material friável. A3. Planícies aluviais e de marés, deltas. A4. Leques aluviais.
B. Paralelo	Declives moderados a fortes, relevos alongados paralelos.	B1. Subparalelo B2. Colinear	B1. Declives intermediários ou controlado por relevo paralelo. B2. Cristas arenosas.
C. Treliça	Rochas dobradas, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau; áreas de fraturas paralelas.	C1. Subtreliça. C2. Treliça recurvada. C3. Treliça direcional C4. Treliça de falha. C5. Treliça de junta.	C1. Relevos alongados paralelos. C2. Dobras com mergulho homoclinal suave. C3. Declives suaves com cristas de praias. C4. Falhas paralelas irregulares. C5. Falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.
D. Retangular	Juntas e/ou falhas em ângulos retos com divisores interceptando a continuidade regional.	Angular	Juntas e/ou falhas em padrão retangular-angular (padrão composto).
E. Radial	Vulcões, domos e residuais de erosão.	Centrípeto	Crateras caldeiras e outras depressões.
F. Anelar	Domos e bacias estruturais		Feições (domo e bacia) distinguidas por tributários mais longos de correntes subsequentes anelares.
G. Multibacias	Depósitos superficiais irregulares, áreas de vulcanismo recente, dissolução calcárea e solos gelados.	G1. Glacialmente disurbada. G2. Cárstico Termo-cárstico Bacia alongada	G1. Erosão e/ou deposição glacial. G2. Calcáreos Solos gelados Planícies costeiras e deltas.
H. Contorcido	Rochas metamórficas contorcidas, acamadas. Camadas resistentes dadas por diques, veios e bandas migmatíticas.		Tributários mais extensos de correntes subsequentes curvadas são indicativos do mergulho das camadas metamórficas, permitindo a distinção entre anticlinais e sinclinais.

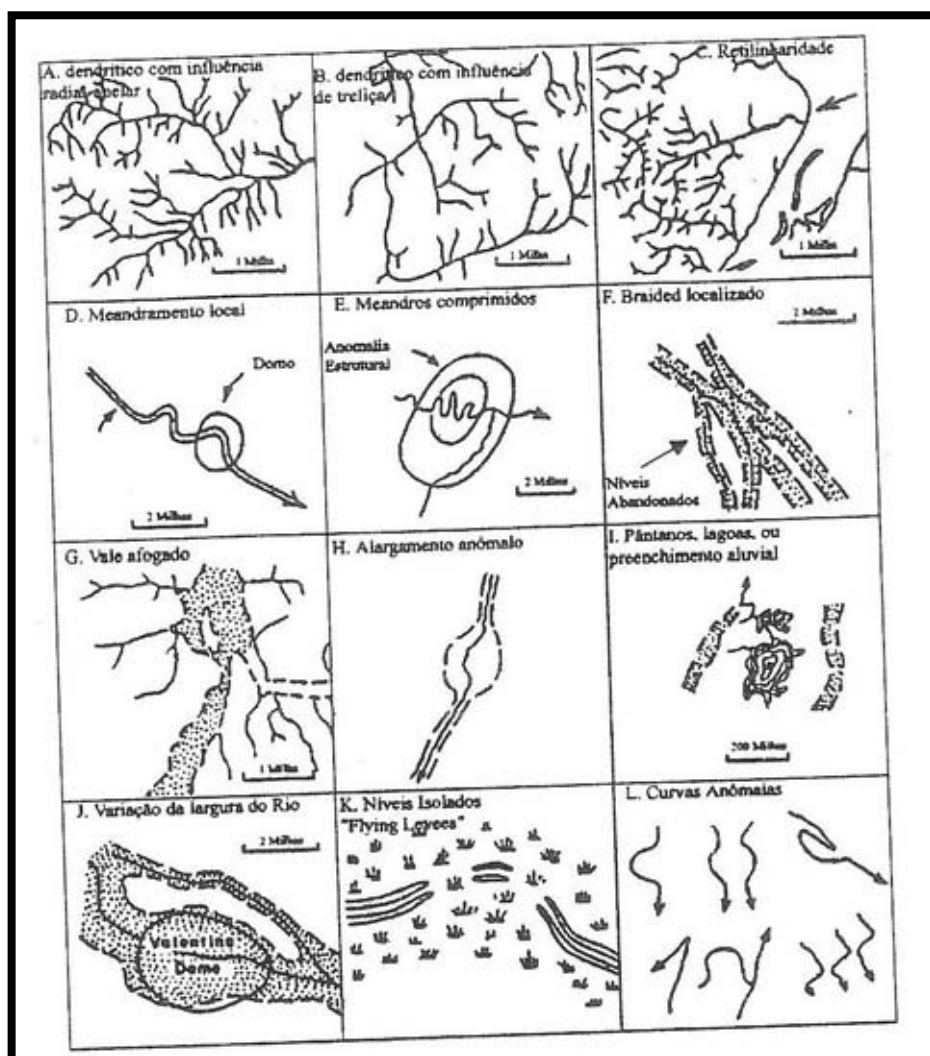


Figura 5.14. Anomalias de drenagem segundo Howard (1967).

A configuração topográfica também pode ser tomada como elemento de reconhecimento de processos endógenos, fato já preconizado no modelo de Davis (1899) e reforçado em obras de outros importantes autores ao longo do século passado.

Alinhamentos de cristas e de vales estruturais indicam falhamentos cujas reativações recentes podem gerar escarpas de falha compostas em diferentes degraus. Facetas trapezoidais costumam se comportar como indicativas de um ímpeto ascensional com reafeiçoamento da drenagem pós-soerguimento, que tendencialmente irá dissecar as cristas tectônicas e imprimir progressiva triangulação na escarpa, até que esta assuma uma funcionalidade reliquial ou fique rebaixada e convexizada (figura 5.15).

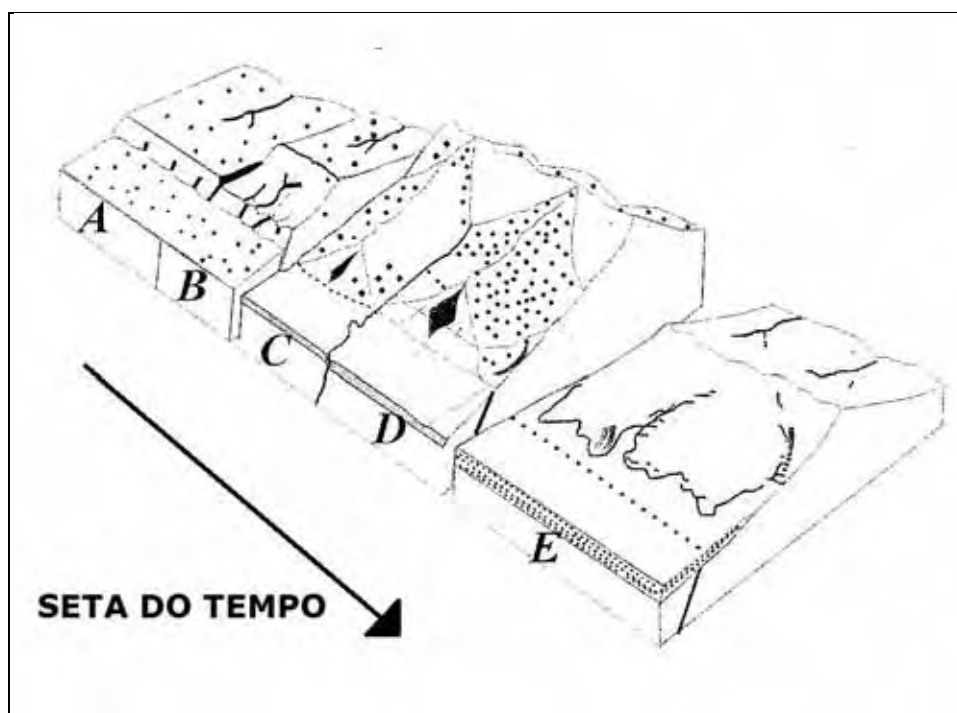


Figura 5.15. Evolução de uma frente escarpada gerada por soerguimento ao longo do tempo: (A) Soerguimento inicial com geração de escarpa de falha; (B) Geração de uma nova escarpa mais baixa por efeito de novo soerguimento; (C) Formação de vales estruturais e triangulação das escarpas pela erosão regressiva; (D) Soerguimentos mais recentes com geração de nova escarpa; (E) Rebaixamento erosivo do relevo em período de quiescência tectônica. Modificado de Wallace (1978) apud Ferreira (2001).

Em falhas transcorrentes, Gontijo (1999) elenca algumas feições características da paisagem geomorfológica gerada, a saber:

Vale linear: Retilíneos e adaptados ao traço da falha em decorrência de movimentos contínuos.

Deflexão de canais: quando entram na zona de falha em ângulo oblíquo, drenando paralelamente a falha por certa extensão e retomando posteriormente a direção principal de fluxo.

Offset de canais: canais deslocados por falhamentos indicativos do sentido do soerguimento;

Shutter ridge: deslocamento de cristas por falhas a truncar pequenos vales e formar os típicos cotovelos.

Escarpas: em sistema transcorrente se formam por pequenos deslocamentos com componente vertical, ou por deslocamentos laterais geradores de escarpas paralelas.

Sag ponds: depressões formadas entre duas linhas de falhas divergentes ou transtensivas;

Benches: elevações relativamente planas ou flexuradas devido ao deslocamento de vários segmentos de falha.

Summerfield (1999) assevera que a compreensão da evolução da paisagem em larga escala espacial e temporal deve se pautar na compreensão dos mecanismos tectônicos e dos processos geomorfológicos e nas taxas com que cada um desses processos opera.

Esta integração necessária foi realizada por Santos (1999) nos domínios da Serra da Mantiqueira e do Planalto do Alto Rio Grande no estudo da evolução da bacia do Rio Aiuruoca, de idade terciária. Também o fez Ferreira (2001) para o alto vale do Rio Sapucaí na região de Pouso Alegre (MG), com ampla revisão bibliográfica sobre as relações entre as feições morfológicas e a tectônica.

6.7. Evidências de efeitos neotectônicos na bacia do Rio Verde

Inserida supramente em duas importantes regiões geomorfológicas – Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande – e com uma porção menor no Planalto de Varginha, a bacia do Rio Verde admite uma compartimentação do relevo dada pelo arranjo morfológico e quadro tectono-estrutural, conforme anteriormente apresentado no corpo da presente tese. Por conseguinte, os traços sinalizadores de atividade tectônica recente, e mesmo uma tectônica subatual e ativa, podem ser verificados no relevo sobrepostas a evidências de atividade tectônica mais antiga em múltiplas situações.

A atividade epirogenética faz com que a estrutura da Serra da Mantiqueira comporte-se como bloco em soerguimento até os tempos atuais, costurando cristas abruptas com fartos e extensivos afloramentos e vales excessivamente encaixados em cânions controlados pelas falhas.

A história geológica da Serra da Mantiqueira, conforme há muito sabido, remonta à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1968) ou evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS, et al. 1984), responsável pela intensa atividade tectônica instalada pelo rifteamento da Placa Afro Brasileira e abertura do Oceano Atlântico, de caráter tafrogênico e acompanhada de magmatismo alcalino pontual (representado na bacia do Rio Verde pelas intrusões de Itatiaia e Passa Quatro) e extensivo magmatismo basáltico (Formação Serra Geral).

O relevo escarpado da Serra da Mantiqueira vem evoluindo mediante forte influência tectônica, e mesmo os processos de recuo de escarpas, em grande medida, parecem estar intimamente vinculados ao tectonismo.

Sobre tal evidência, basta mirar as cristas escarpadas de expressão regional. Nas cristas principais da Serra da Mantiqueira que dividem as subacias que compõem a alta bacia do Rio Grande da bacia do Rio Paraíba do Sul, bem pode se verificar a linha de falha mais antiga, atualmente recuada em relação à escarpa mais rebaixada e avançada em direção ao vale. É plausível a interpretação de que a falha mais antiga, mais recuada pela erosão, corresponda ao tectonismo mesozóico, e a falha menos recuada corresponda ao soerguimento miocênico vinculado ao período neotectônico, que teria provocado o reafeiçoamento da escarpa original. Tal esquema em falha composta pode ser forte indicativo de duas fases mais agudas de soerguimento geradoras de dois patamares principais, exaltando o papel da tectônica na evolução morfológica destes terrenos. A figura abaixo (foto 5.14) ilustra a idéia exposta.

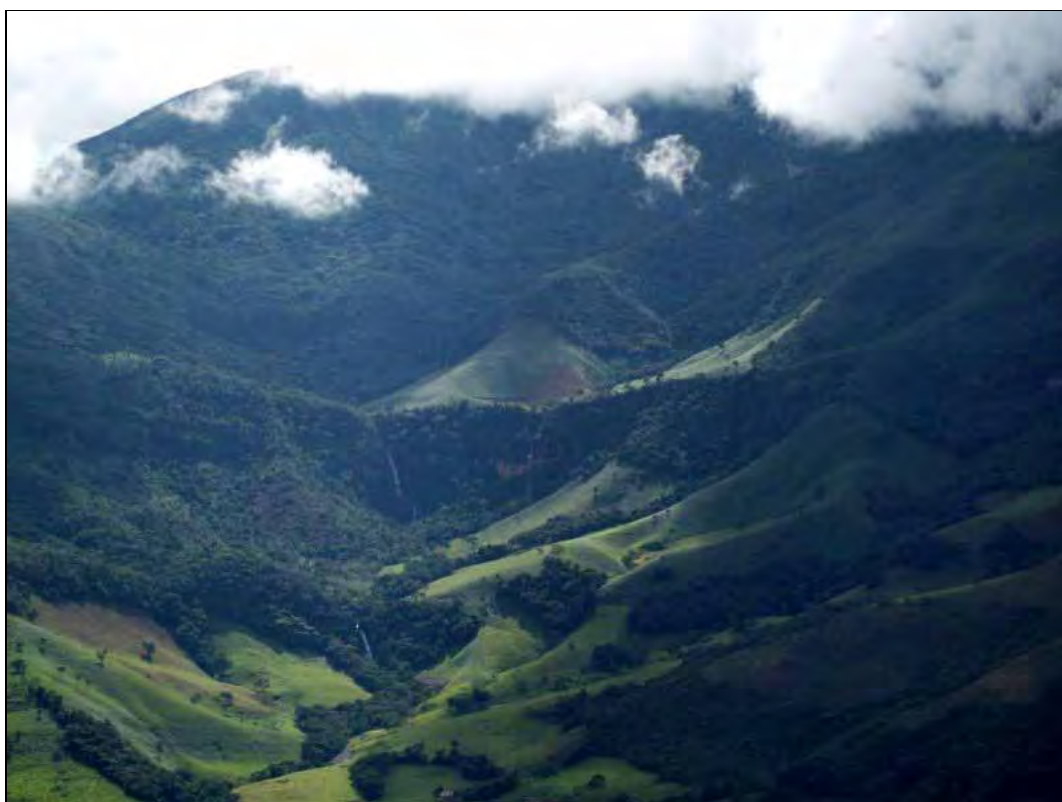


Foto 5.14. Degraus escalonados da Serra da Mantiqueira (Baependi, MG).

A Serra do Papagaio, importante divisor da bacia do Rio Verde com a do Rio Grande pela margem direita, apresenta os traços gerais supramencionados por meio de três degraus típicos de atividades tectônicas e erosivas (foto 5.15). Tal escalonamento seguramente não pode ser explicado exclusivamente pelo modelo de recuo paralelo das vertentes e pedimentação de King. Nesse contexto se adequa com maior afinidade no modelo de Penck, segundo o qual cada patamar, das cimeiras em direção às bordas, guarda provável vínculo

com uma tectônica mais recente, ainda que não se trate de uma estrutura integralmente dômica, e considerando ainda a possibilidade de um mesmo pulso vir a imprimir esforços em vários sistemas de falhas.

A linha de falha principal cujo espelho é a própria encosta da Serra do Papagaio corresponde à reativação mesozóica que soergueu a região e gerou cúpula granítica tardi-tectônica. Os patamares mais avançados e rebaixados em relação à crista recuada podem representar, cada um deles, uma tectônica mesoterciária (soerguimento miocênico) e uma tectônica quaternária. Tais patamares apresentam facetas trapezoidais, menos desgastadas pela erosão fluvial no degrau mais baixo. A cimeira é relativamente aplainada com proeminências mantenedoras de forte ruptura de declive com as encostas mais altas que se sobressaem e conectam-se aos degraus intermediários em frentes contínuas e preservadas da erosão remontante, confinando vales que incidem tanto para a vertente leste, como para aquela voltada para oeste.



Foto 5.15. Vertente oeste da Serra do Papagaio com degraus bem marcados (Baependi, MG).

A vertente oeste da Serra do Papagaio confina no fundo do vale o Ribeirão Gamarra, principal formador do Rio Baependi, que é um dos principais afluentes do Rio Verde, e tais degraus intermedeiam o vale encaixado desse curso d'água e as cimeiras aplainadas da serra. Rumo oeste, divisores de orientação geral NW-SE também conformam blocos sobrelevados

por soerguimento diferencial, além de serras alongadas de direção NE-SW, NW-SE e N-S representativas de feixes de cisalhamento que interceptam lineamentos regionais de direção NE-SW nas proximidades de Caxambu.

As escarpas montanhosas mencionadas, bem como outros alinhamentos de cristas, apresentam um grande número de facetas trapezoidais, indicando o controle tectônico ativo na evolução do relevo nas principais faixas cisalhantes.

As feições escarpadas se concentram de forma notória em dois setores da bacia do Rio Verde. Primeiramente têm-se escarpas funcionais conspícuas na Serra da Mantiqueira, caracterizada por abruptos topográficos e vales encaixados, e, em segundo plano, na parte média da bacia, em terrenos pertencentes ao Planalto do Alto Rio Grande. Nesse caso, as orientações são mantidas no sentido NE-SW e limitadas por vales retilíneos adaptados a essas falhas normais.

A fim de ampliar as argumentações sobre os sistemas de relevo produtos de tectônica ativa, foi mensurado o Índice de Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf). Ocupou-se na tese aqui apresentada em executar as medições nas curvas de nível marcadoras das rupturas de declive, que serviram de referência também para a medição de um plano retilíneo para o estabelecimento da relação em foco. Apenas as vertentes verdadeiramente escarpadas foram mensuradas, abdicando das encostas em reverso de inclinação suave e aquelas acentuadamente arredondadas, onde o intemperismo químico provavelmente já obliterou as facetas da escarpa.

Os resultados obtidos pela aplicação desse parâmetro morfométrico foram organizados no quadro 5.12, a ser discutido. A representação cartográfica condizente segue na figura 5.16.

Quadro 5.12. Valores de Sinuosidade da Escarpa Montanhosa calculados para as principais frentes escarpadas da bacia do Rio Verde.

DENOMINAÇÃO DO ALINHAMENTO	ORIENTAÇÃO DO ALINHAMENTO	ORIENTAÇÃO DA VERTENTE	Lmf	Ls	Smf	QUALIFICATIVO
Serra dos Geraldos	NW (0-10°)	SW	9500 metros	8350 metros	1,137	Sinuosidade muito baixa
Serra dos Geraldos	NW (0-10°)	N	17950 metros	16350 metros	1,09	Sinuosidade muito baixa
Serra do Papagaio	NE (90-100°)	W	15100 metros	9600 metros	1,572	Sinuosidade moderada
Serra da Pedra da Mina	NW (0-10°/ 10-20°)	N	44400 metros	28450 metros	1,56	Sinuosidade moderada
Serra do Jurumirim	NE (140-150°)	SE	14500 metros	12550 metros	1,155	Sinuosidade muito baixa
Serra do Jurumirim	NE (140-150°)	NW	12950 metros	11700 metros	1,106	Sinuosidade muito baixa
Serra de São	NE (140-150°)	SE	17400	10035	1,73	Sinuosidade

Domingos			metros	metros		moderada
Serra de São Domingos	NE (140-150°)	NW	10100 metros	7950 Metros	1,27	Sinuosidade baixa
Serra de Contendas	NE (140-150°)	SE	16300	11200	1,455	Sinuosidade baixa
Serra de São Tomé	NE (140-150°)	SE	29300 Metros	17600 metros	1,664	Sinuosidade moderada
Serra do Cantagalo	NE (140-150°)	SE	14150 metros	10900 metros	1,298	Sinuosidade baixa
Serra das Águas	NE (150-160°)	SE	38050 Metros	24100 metros	1,578	Sinuosidade moderada
Serra da Pedra Branca/ Furnas	NE (140-150°)	SE	29500 metros	22150 metros	1,331	Sinuosidade baixa
Serra da Boa Vista	NE (130-140°)	SE	14750 metros	12950 metros	1,138	Sinuosidade muito baixa
Serra de Cristina/ Dom Viçoso	NE (120-130°)	SE	17250 metros	13850 metros	1,245	Sinuosidade baixa

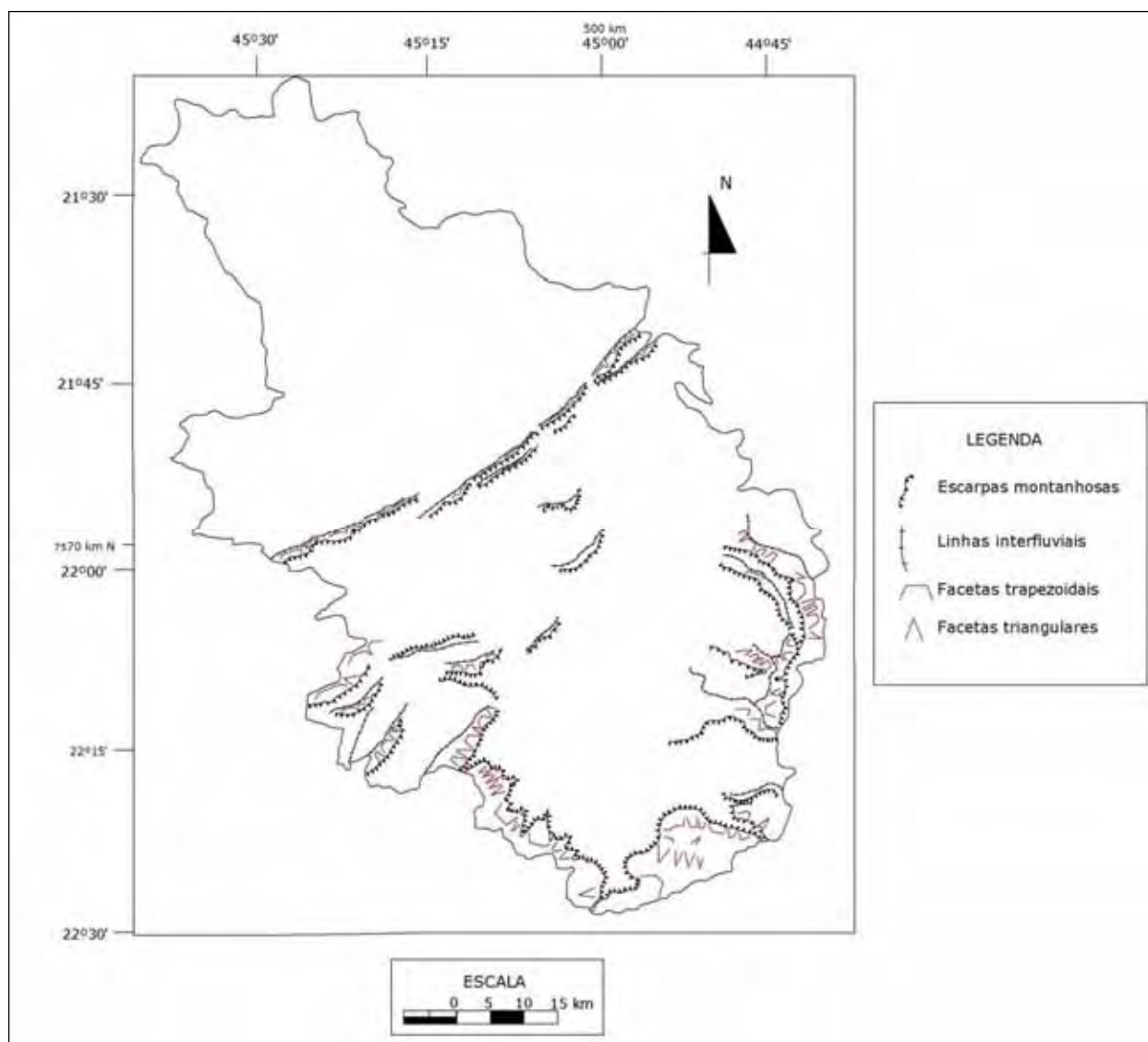


Figura 5.16. Posicionamento das escarpas montanhosas na bacia do Rio Verde.

Em teoria, os menores valores seriam indicadores de soerguimento mais contundente, ao passo que valores mais elásticos poderiam estar sinalizando para uma atividade erosiva mais avançada dissecando as escarpas. De forma geral, foram encontrados valores baixos, indicando expressiva retilidade na maior parte das vertentes escarpadas das morfologias de aspecto montanhoso.

Alguns valores maiores não podem ser correlacionados diretamente a uma dissecação mais avançada em detrimento de outros menos expressivos; em certos casos indicam deslocamento das cristas por ação tectônica, o que reflete no estabelecimento da relação entre o comprimento da escarpa em seu sopé e de sua linha retilínea. É o caso das serras do Papagaio, tectonicamente deformada, e dos sistemas montanhosos que se formam no maciço alcalino de Passa Quatro, cujo aspecto dômico também relativiza a idéia de um alinhamento mais retilíneo como representativo ideal de feição morfotectônica. O deslocamento de cristas também é visto no alinhamento representado pelas serras da Pedra Branca e Furnas em trecho de forte dobramento, deslocamento este que distorceu o padrão contínuo dando margem a denominações diferentes para as unidades de relevo.

Ainda na Serra da Mantiqueira frentes retilíneas que, ao menos na bacia do Rio Verde não se encontram desalinhadas, podem ser verificadas nas serras da Boa Vista e Cristina, esta última correspondendo à falha de Jundiuvira, cujos limites setentrionais se encontram na bacia do Rio Verde. De orientação geral NE-SW, apresenta considerável retilidade em sua porção contida na área de estudo, muito embora deslocamentos sejam verificados quando secciona a bacia do Rio Sapucaí, onde se encontra compartimentada em blocos separados por vales superimpostos.

Nos terrenos do Planalto do Alto Rio Grande alinhamentos mais rebaixados, mas perfeitamente retilíneos, como a Serras do Jurumirim, apresentaram também valores muito baixos para Smf.

Entre as cristas quartzíticas que seccionam a parte central da bacia do Rio Verde, a Serra do Cantagalo é aquela que mais preserva facetas trapezoidais. Embora as altitudes médias sejam sensivelmente mais baixas que a Serra de São Tomé, emparelhada a oeste, apresenta as frentes menos erodidas do que esta, que imbrinca em direção a vales xistosos com significativo avanço da frente erosiva em direção as seções inferiores da vertente.

A presença de vales altimontanos e planícies de inundação nos compartimentos de cimeira também são indicativos morfológicos de atividade tectônica recente.

Em seu alto curso o Rio São Pedro, importante formador do Rio Baependi, desenvolve planície de inundação de 1,5 km² de área alçada a 1170 metros de altitude (foto 5.16) e

recheada de sedimentos profundamente gleizados e com formação de solos orgânicos. O rio divaga pela planície em meandros de baixa amplitude a revelar uma tendência de migração do canal fluvial de encontro ao divisor da margem direita por efeito de basculamento, estando a margem esquerda nitidamente inclinada em direção ao vale. Tal conjunto de evidências aponta para fatores climáticos e tectônicos atuando conjuntamente. É visível que o ataque químico atuou mais profundamente sobre a rocha pela margem esquerda, atacando veementemente litologias mais tenras e emoldurando áreas dispersoras em topos arredondados e declives mais suavizados, que se conectam por rupturas suaves com as encostas curtas e desgastadas que imbricam em direção ao fundo de vale atualmente colmatado através de uma rampa de acumulação de fácies argissólica. Essas tipicidades denotam que o intemperismo químico foi contundente e desgastou as facetas triangulares. Pela margem direita a drenagem tende a percolar em consideráveis extensões rente à encosta que marca a subida para o interflúvio, ficando a planície de inundação descontínua e menos desenvolvida. À jusante uma falha de orientação NE-SW desvia o curso, até então na direção SE-NW, para NE, com cotovelo de captura de afluente da margem esquerda.



Foto 5.16. Planície de inundação no alto curso do Rio São Pedro a 1170 metros de altitude (Baependi).

Outra feição desse tipo é verificada no alto curso do Ribeirão Gamarra, também localizado no município de Baependi e principal formador do rio homônimo. Demasiadamente elevada, a morfologia agradacional começa a se desenvolver a 1640 metros

de altitude, onde forma um alvéolo de 2,56 km² de área em sentido S-N sob baixíssimo gradiente, verificando-se apenas uma tênue queda altimétrica próxima ao limite norte, onde chega a ser interrompida por curto trecho de encaixamento. É interceptada por uma *shutter ridge* responsável por deflexão da drenagem para o sentido SW-NE, tal como ocorre com o rio São Pedro, porém por controle de outra falha.

O desenvolvimento dessas planícies obedece, portanto, a controles tectônicos com prováveis influências climáticas, e os processos de migração lateral dos canais certamente são impostos por falhas e basculamento de blocos, repercutindo em uma condição assimétrica para grande parte das principais bacias hidrográficas que tributam diretamente o Rio Verde, conforme anteriormente discutido com base no Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) de Cox (1994), cujos valores são agora apresentados em conjunto do quadro 5.13 e representados cartograficamente na figura 5.17. A discrepância na relação entre a situação de simetria entre a bacia do Rio Verde e suas principais sub-bacias não enfatiza contundentemente as anomalias, situação que persiste na leitura isolada do fator em questão. Conforme anteriormente exposto, é válido voltar a frisar que os processos de migração interna relativizam aparentes tendências simétricas, sendo que o aspecto não uniforme da assimetria é comum nessas áreas de forte controle tectônico.

Quadro 5.13. Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) para a bacia do Rio Verde e de afluentes diretos.

CANAL DE DRENAGEM	MARGEM DE CONFLUÊNCIA	FABD	QUALIFICAÇÃO
Rio Verde	—	40,98	Baixa assimetria da margem direita
Rio do Peixe	Direita	57,0	Baixa assimetria da margem esquerda
Rio Baependi	Direita	32,94	Média assimetria da margem direita
Rio Capivari	Direita	76,3	Alta assimetria da margem esquerda
Rio Passa Quatro	Esquerda	43,3	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão Pouso Alto	Direita	55,19	Baixa assimetria da margem esquerda
Ribeirão Caetés	Esquerda	49,7	Bacia simétrica
Ribeirão do Aterrado	Esquerda	20,82	Alta assimetria da margem direita
Rio Lambari	Esquerda	47,86	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão do Carmo	Esquerda	55,08	Baixa assimetria da margem esquerda

Rio São Bento	Esquerda	72,44	Média assimetria da margem esquerda
Rio Palmela	Esquerda	32,14	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão da Espera	Direita	40,87	Baixa assimetria da margem direita

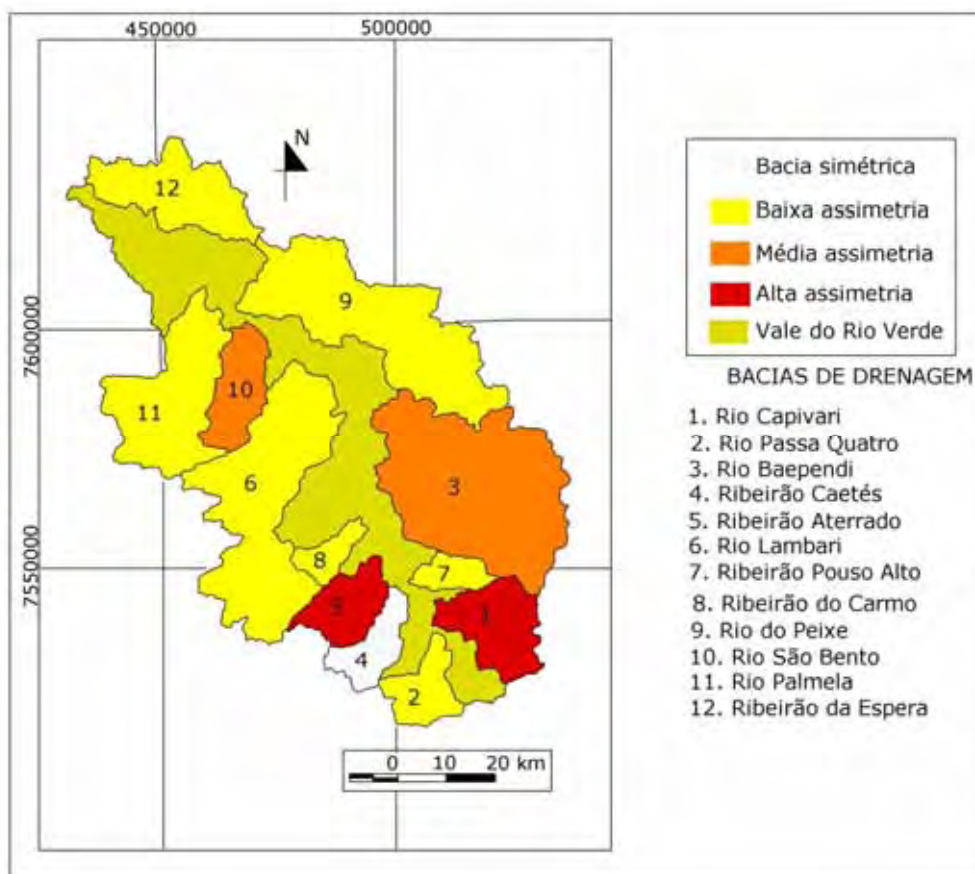


Figura 5.17. Sub-bacias da bacia do Rio Verde segundo sua assimetria.

O Rio Verde em específico começa a desenvolver planície expressiva um pouco abaixo dos subafluentes mencionados, a cerca de 1100 metros de altitude depois que este transpõe o maciço alcalino e muda sua direção SE-NW para S-N.

Outros afluentes importantes do Rio Verde na Serra da Mantiqueira desenvolvem suas planícies em terrenos mais rebaixados. O Rio Passa Quatro desenvolve morfologias agradacionais expressivas a partir de aproximadamente 950 metros de altitude e o rio Capivari a 900 metros. Essas confluências formam pequenos depocentros impostos pelos níveis de base locais onde a estocagem sedimentar é mais expressiva.

Em Itanhandu, exposições permitiram detectar faixa de depósitos clásticos mal selecionados subjacente aos atuais diques marginais do Rio Verde, depósitos estes formados

por seixos e matacões significativamente arredondados similares à carga que o rio atualmente transporta (foto 5.17). Estando os depósitos localizados entre um e dois metros da linha central do talvegue atual pela margem direita, indicam processo de soerguimento acompanhado de entalhamento vertical associado à migração lateral com abandono de antiga carga residual atualmente alçada em relação ao nível de base. Os depósitos atuais, aos quais os soerguidos muito se assemelham, são fortemente controlados pela meteorização tropical que sazonalmente costuma mobilizar elevada carga detrítica por força de chuvas mais fortes ou prevalência de tipos de tempo chuvosos. Isso indica que provavelmente o contexto climático vinculado às evidências apresentadas era semelhante ao atual, assinalando um caráter recente, provavelmente neoquaternário, para os efeitos tectônicos que se encerram na situação em questão.

Depósitos clásticos similares, arredondados e mal selecionados, constam na carga do Rio Passa Quatro, também afluente do Rio Verde no alto curso, denunciando processos degradacionais e de transporte fluvial semelhante (foto 5.18). Tais materiais também se encontram atualmente submetidos ao efeito da abrasão do rio responsável por sua deposição, e, mesmo não sendo os diques tão proeminentes como no caso acima arrolado, também atestam um processo regional de soerguimento.

Coerente seria situar temporalmente a idade desses depósitos após o final do último estágio glacial, tendo eles certamente uma idade holocênica.



Foto 5.17. Depósitos residuais de canal do Rio Verde atualmente soerguidos e inumados por depósitos alúvio-coluvionares mais recentes (Itanhandu, MG).



Foto 5.18. Depósitos clásticos inumados no Rio Passa Quatro (Passa Quatro, MG) similares aos da foto anterior.

Em Cruzília, o Rio do Peixe também apresenta efeitos de soerguimento ainda em seu alto curso, onde expõe diques inumando material residual também alçado acima do nível de base local, em sequência sedimentar apresentada no capítulo 5. Os clastos encontram-se em parte retrabalhados com morfologia predominantemente subangular a subarredondada, e a granulometria é diversa e decrescente da base para o topo; o depósito comporta, sobretudo, grãos de quartzo e fragmentos de rochas granitoides, aparecendo em menor quantidade o quartzito. Em sobreposição se verificam estruturas pedogenéticas com horizonte superior enriquecido em matéria orgânica. Vertente acima tais materiais se expandem em morfologia de acumulação delimitada pelo enriquecimento de matéria orgânica que parece indicar o soerguimento de antiga turfeira, outrora mais nivelada ao canal, que deu margem a formação de horizontes orgânicos. O relevo local é assimétrico e o basculamento diferencial de blocos é bastante claro na margem direita. Coincide com desvio abrupto na direção do Rio do Peixe.

Os depósitos orgânicos envolvem um paleoafluente do Rio do Peixe atualmente desconectado da drenagem, mas também se espriam para o domínio da encosta, a delimitar um alvéolo irregular altamente enriquecido em matéria orgânica que foi assim interpretado como uma paleoturfeira, bem marcada pela ocorrência das coberturas aberrantemente enegrecidas encravadas em solos eminentemente minerais, sobre os quais forma um bolsão que se inclina encosta abaixo até as proximidades do canal fluvial. Foram coletadas porções para análise de matéria orgânica em dois pontos representativos, sendo encontradas altas

concentrações, que se mostraram mais elevadas nas porções interiores da turfeira (12,92 dag/kg) em comparação à suas bordas delimitadas na parte superior da encosta sobre a qual ocorre, onde foi encontrado um valor de 7,34 dag/kg.

As turfeiras atualmente ativas na região ocorrem nas maiores elevações onde as temperaturas são mais baixas, estando esta de Cruzília, a 1050 metros de altitude, em incompatibilidade com o contexto climático no qual se encontra, termicamente mais rigoroso para estes ecossistemas do que aqueles vigentes nas cimeiras da Mantiqueira. Sugere ser resultado de clima mais frio, provavelmente do final do Pleistoceno. A foto 5.19 mostra em detalhe os depósitos orgânicos dos quais se fala, ao passo que a foto 5.20 revela emparelhamento do depósito orgânico com coberturas de alteração eminentemente minerais. Tal posicionamento de materiais profundamente distintos ao longo da topossequência indica ação tectônica afetando essas coberturas recentes.



Foto 5.19. Detalhe do material orgânico encontrado na área urbana de Cruzília, sobre o qual se nota uma pedogênese sobreposta. UTM: 519455/7585395. Alt. 1056 m.



Foto 5.20. Emparelhamento dos depósitos orgânicos em questão com coberturas fundamentalmente minerais, indicando esforço tectônico ativo.

Planícies aluviais e terraços em processo de soerguimento têm sido importantes elementos de verificação de efeitos tectônicos recentes, constituindo-se também em evidências morfológicas de interesse para tal ordem de investigação.

Exemplo representativo na área de estudo é o Ribeirão do Bode (município de Cristina), que nasce a 1600 metros acima do nível do mar na serra de Dom Viçoso – limite com o município homônimo – e que se alarga aos 1200 metros. Embora não tenha sido feita uma tradagem pela dificuldade de acesso, observou-se a presença de termiteiros nas seções inferiores das vertentes edificadas em solos gleizados, pronunciadamente escurecidos vis-à-vis aos formigueiros de coloração amarronzada conspícuos na média encosta. Os GLEISSOLOS encontram-se recobertos por sedimentos subatuais e atuais, e o rio erosiona os sedimentos aluviais outrora depositados que conformam barranco de constância persistente.

Também em Virgínia este padrão se verifica. Na zona rural foi encontrado perfil exposto de GLEISSOLO posicionado acima da várzea atual do Córrego Água Limpa e inumado por pedogênese posterior ao soerguimento (foto 5.21), já desprovido de sua funcionalidade hidromórfica e em processo de transformação. Encontra-se exposto pelo soerguimento diferencial da margem esquerda por controle da Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí, em detrimento da margem direita dissecada em morros. Vertente acima é verificada a pedogênese latossólica em relevo de típico arredondamento; nos fundos de vale, tais LATOSSOLOS tendencialmente apresentam horizonte A proeminente.



Foto 5.21. Perfil de GLEISSOLO soerguido na planície aluvial do Ribeirão Água Limpa (Virgínia, MG). UTM: 486942/7536462. Alt. 928 m.

Feição similar também é verificada em Dom Viçoso em afluente do Ribeirão Aterrado. Estabelece correlação com o material correspondente ao Córrego Água Limpa por coincidir com o mesmo alinhamento do relevo NE-SW controlando a afluência de dos sistemas de drenagem distintos de níveis hierárquicos diferentes. Estes GLEISSOLOS são igualmente espessos (foto 5.22), revelando transformação desigual, conforme as condições atuais de drenagem, apresentando diferentes concentrações de matéria orgânica ao longo de seu desenvolvimento lateral e pedogênese sobreposta em alguns pontos (mas não como um todo). Ocorrem pela margem esquerda, onde a planície encontra-se nitidamente inclinada em relação ao canal adaptado a linha de falha.



Figura 5.22. GLEISSOLO desconectado da planície atualmente ativa em aflente do Ribeirão Aterrado (Dom Viçoso, MG). Ponto de coleta para datação marcado com círculo.

O material em questão foi submetido à datação, que acusou um tempo deposicional pertencente ao Pleistoceno terminal/ início do Holoceno, idade provável do depósito anteriormente descrito em função de sua posição no mesmo alinhamento estrutural, atestando o soerguimento recente dessas várzeas. Abaixo apresentamos os resultados dos ensaios de datação.

Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$): 1800 ± 350

Paleodose média (Gy): 16,4

Idade média (anos): 8.700 ± 2.000

Th (ppm): $7,504 \pm 0,270$

U (ppm): $2,460 \pm 1,020$

K (%): $0,426 \pm 0,062$

Nas porções interiores do Bloco Cristina o controle tectônico é extremamente contundente e a drenagem é muito agressiva, ocorrendo nesse compartimento repetitivos processos de captura fluvial. Formam-se pequenos e descontínuos alvéolos de cimeira onde se verifica a formação de horizontes orgânicos, também submetidos a soerguimento. Em altitudes superiores a 1500 metros, na alta bacia do Rio Lambari, foi encontrado um alvéolo

de dimensões modestas com ocorrência de GLEISSOLO fortemente compactado distintamente arqueado e alçado a quase dois metros da planície atual, que por sua vez também se encontra acima do canal fluvial, que solapa os sedimentos marginais em forte encaixamento. Os horizontes orgânicos alçados além das áreas inundáveis são espessos (foto 5.23), e estabelecem contato com solos rasos, predominantemente CAMBISSOLOS.

O ponto em questão corresponde à área de acumulação do Córrego da Vaza, cuja planície alveolar que se desenvolve em restrita extensão condicionada a lineamento NE-SW encontra-se tectonicamente deformada. Esse tributário do Ribeirão da Beleza, que é um dos formadores do Rio Lambari, recebe seus afluentes mais expressivos pela margem esquerda, sendo que pela margem direita os poucos canais existentes são assaz diminutos, sendo possível observar sucessivas capturas que voltam a rede de drenagem diretamente para o Rio Lambari.

A idade destes materiais é mais antiga, anterior a 50 mil anos, apresentando uma idade pleistocênica que pode ser considerada recente para evidenciar controle tectônico, corroborando que a atividade neotectônica tem acometido a região da Serra da Mantiqueira de forma contundente ao longo do Quaternário. Seguem apresentados os resultados do ensaio de datação levado a efeito em amostra recolhida no ponto em questão.

Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$): 1.400 ± 450

Paleodose média (Gy): 73,9

Idade (anos): 51.500 ± 16.000

Th (ppm): $6,159 \pm 0,222$

U (ppm): $2,166 \pm 1,679$

K (%): $0,150 \pm 0,022$



Foto 5.23. Espessos horizontes orgânicos soerguidos acima da planície (Cristina, MG). 7536141/472624. Alt. 1539 metros. Ponto de coleta para datação marcado com círculo.

As planícies aluviais e terraços soerguidos são feições morfológicas que, na verdade, podem ser encontradas copiosamente pela bacia do Rio Verde, mesmo além das paisagens da Serra da Mantiqueira, onde o controle tectônico é mais visível.

Em Cambuquira, próximo à vertente oeste da Serra das Águas que impõe a divisa com Lambari, a planície do Córrego do Sanhaião (938 metros de altitude) também sofreu soerguimento recente, fato testemunhado pela exposição de GLEISSOLOS em baixa encosta, próximo da planície, em contato discordante com a rocha alterada, discordância esta dada por linha de quartzos subangulares a subarredondados translúcidos e leitosos e fragmentos de rocha granulometricamente mal selecionados, dando indícios de milonitização. Sobrejacente aos solos gleizados verifica-se um horizonte A proeminente eluvial de 25 cm de espessura, indicativo de uma pedogênese incipiente, com textura argilosa e estrutura granular pequena. Estabelece contato interdigitado com um horizonte B paleogleico que se aprofunda até 72 cm, também portador de textura argilosa e estrutura granular pequena a média. Ambos são enriquecidos em ferro (64,9 e 58,8 mg/dm³, respectivamente).

Com o soerguimento da planície, o GLEISSOLO em questão vem perdendo a sua funcionalidade hidromórfica tal como aqueles anteriormente mencionados, estando enterrado por um horizonte eluvial submetido à lixívia no qual a pedogênese é verificada de fato.

Configura um paleossolo formado por fatores de ordem tectônica, que o tiraram da posição na paisagem onde foram formados. Mantém contato discordante com a rocha alterada e é limitado, tornando a frisar, por nível de seixos quartzosos e de outros fragmentos da rocha subjacente indicativos de possível tritramento. A foto 5.24 se encarrega de mostrar o perfil descrito.



Foto 5.24. Perfil exposto em planície aluvial soerguida: horizonte gleico drenado com pedogênese sobreposta. (Cambuquira, MG). Ponto de coleta para datação marcado com círculo. UTM: 7577476/466544 Alt. 938 m.

Uma amostra do horizonte orgânico foi coletada e encaminhada para datação por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) – técnica SAR (alíquotas únicas). Os resultados dos ensaios são apresentados a seguir:

Dose anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$): 1323 ± 480

Paleodose média (Gy): 7,62

Idade (anos): 5700 ± 1500

Th (ppm): $3,349 \pm 0,121$

U (ppm): $1,782 \pm 1,617$

K (%): $0,353 \pm 0,051$

Considerando que o método utilizado data o último instante que o material ficou exposto à radiação, o resultado reflete a idade deposicional, sendo o desnivelamento com a planície atual posterior à sedimentação e formação dos horizontes orgânicos, desnivelamento este construído nos últimos 5000 anos. Diante de tais evidências, constata-se uma tectônica holocênica penecontemporânea, que visivelmente adentra os tempos atuais.

Na zona rural do município de São Thomé das Letras em terrenos avizinhados à bacia do Rio Grande também foram encontrados GLEISSOLOS alçados do ambiente de planície em variação extremamente enegrecida (possivelmente melânico) (foto 5.25) que propaga seus horizontes orgânicos por mais de 30 metros vertente acima até estabelecer contato lateral abrupto com CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS associados. Os materiais em lume são cortados em dois pacotes similares por uma faixa de material detrítico composta predominantemente por seixos (foto 5.26) suportados em finos. Abaixo da linha de seixos foi feita coleta para mais um ensaio de datação em LOE (método SAR), e o resultado apontou uma idade ainda mais recente, em torno de 2000 anos, conforme apresetando abaixo em seus resultados.

Dose anual ($\mu\text{Gy/ano}$): 2.000 ± 340

Paleodose média (Gy): 3,6

Idade média (anos): 1.800 ± 400

Th (ppm): $9,523 \pm 0,343$

U (ppm): $2,737 \pm 1,037$

K (%): $0,329 \pm 0,048$

Em face à idade não muito longa, a linha de seixos não poderia ser interpretada como produto de uma mudança climática dada em época glacial, uma vez que se encontra sobrejacente a um pacote sedimentar cuja idade deposicional está em torno de 2000 anos, indicando que a sedimentação e formação de horizontes orgânicos se deram ao longo do Holoceno, em clima úmido. Dessa forma, provavelmente os depósitos clásticos sejam produtos de sedimentação episódica dada por ocasião de algum espasmo climático, dinâmica que pode ser registrada na região nos tempos atuais. Fica latente também que o soerguimento desse material é recente; os materiais começam a serem drenados e é muito incipiente a pedogênese sobreposta a eles. Tal constatação é mais um importante indicativo de atividade tectônica recente na região.



Foto 5.25. Avanço de GLEISSOLO pelo domínio da vertente sinalizando para processo recente de soerguimento (São Thomé das Letras, MG).



Foto 5.26. Detalhe da faixa seixosa penetrando o GLEISSOLO. Ponto de coleta para datação marcado com círculo. UTM: 7601570/ 508797. Alt. 1139 metros.

Na área urbana de Cruzília também foram encontrados GLEISSOLOS alçados a partir da sobrelevação de segmento plano do relevo. O contato com os ARGISSOLOS que se impõe vertente acima se dá por marcada ruptura de declive. Nas proximidades também podem ser encontradas turfeiras, em partes recobertas pela urbanização, anteriormente contextualizada.

Em setores do alto curso do Rio Palmela em Campanha, próximo a Serra das Águas, foram encontradas evidências de soerguimento em fundos de vale de alguns formadores a deformar terraços e as seções inferiores das vertentes, com exposição da rocha dos fundos de vale aos topos dos suavizados divisores locais. Tais evidências se verificam nos córregos Santo Antônio e do Fundo, este último sofrendo forte encaixamento com exposição de barrancos abruptos nas proximidades das cabeceiras, setor onde, em consequência, tem-se expressivo coluvionamento responsável pela geração de uma topografia irregular com seções proeminentes intercaladas por bolsões de acumulação em pequenas depressões do terreno.

Notória e relevante evidência geomorfológica de tectônica recente é a ocorrência de concavidades (*hollows*) preenchidas por material coluvial e atualmente desarticuladas do nível de base local, processo anteriormente discutido mediante evidências na área e referencial teórico apropriado e considerados como gerados por efeitos ascensionais. Tais feições são comuns na Serra da Mantiqueira e outros alinhamentos do Planalto do Alto Rio Grande, tanto na bacia do Rio Verde como na do Sapucaí e alto Rio Grande. A foto 5.27 é representativa destas feições que ocorrem em anfiteatros paralelos aprofundados em morros alinhados no sentido E-W entre Caxambu e Conceição do Rio Verde, verificando-se uma cabeceira mais recuada e preenchida por sedimentos separada por um degrau a partir do qual se forma outro setor de acumulação em vertente que termina em planície de inundação através de um leque irregular que estabelece contato com o fundo de vale em rampa suavemente inclinada. Aventa-se então que tensões recentes (quaternárias) vêm atuando em uma falha mais antiga, bastante dissecada e arredondada nos contextos climáticos úmidos.

É provável que efeitos deformacionais neotectônicos também exerçam influência na ondulação, desalinhamento e desagregação mecânica de veios de quartzito. Em Dom Viçoso foi encontrado alinhamento de material clástico de constituição quartzitosa em caráter homogêneo truncando LATOSSOLO em duas porções similares (foto 5.28). A linha de pedra tem extensão decamétrica e é constituída unicamente por seixos de quartzito leitoso subangulares a subarredondados, e apresenta-se irregularmente ondulada. Tais características levam a aventar o papel da neotectônica na desagregação e desalinhamento do material.



Foto 5.27. Anfiteatro preenchido por material coluvial com presença de cabeceira atualmente desarticulada do nível de base local (Caxambu, MG). 504105/7572394. Alt. 901 m.



Foto 5.28. Veio de quartzito desagregado e desalinhado por prováveis efeitos neotectônicos (Dom Viçoso, MG). 481852/7538025. Alt. 998 m.

Bem perto do perfil acima descrito, porém já nos terrenos da bacia do Rio Lourenço Velho (alta bacia do Rio Sapucaí), por ocasião de inspeção de campo referente à tese de

doutoramento de Thomáz Alvisi de Oliveira, foi encontrado ainda perfil pedológico anômalo que emparelha dois horizontes distintos em zona de falha normal, situação geoquimicamente inviável que foi atribuída à atividade neotectônica. O autor mencionado submeteu os materiais à análise e encontrou diferentes classes texturais (texturas média e argilosa) congregadoras, respectivamente, de teores de ferro de 65,6 e 7,3 mg/dm³, acusando se tratar de dois solos distintos emparelhados por movimentos ascencionais recentes, conforme pode ser visualizado na foto 5.29.

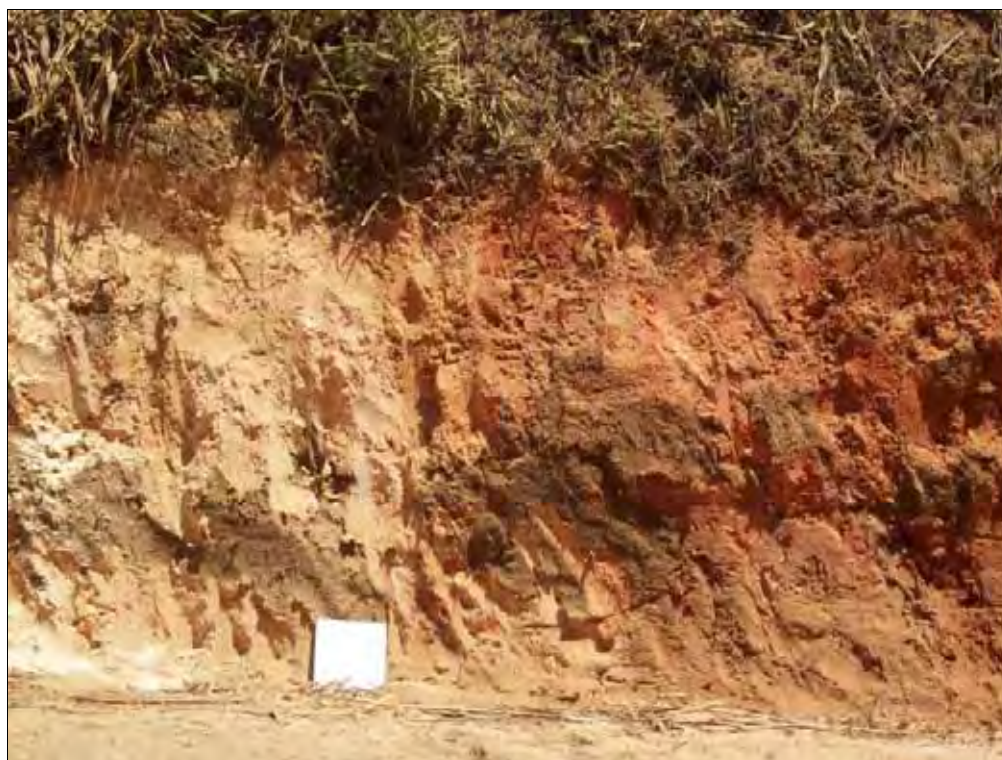


Foto 5.29. Emparelhamento de solos distintos em função de movimentos ascencionais neotectônicos (Maria da Fé, MG).

Na drenagem, a intercalação entre trechos meandantes e retilíneos deixa patente a heterogeneidade tectono-estrutural e as diferenças locais no regime ascensional e de subsidência de blocos, constituindo um padrão que se verifica tanto na Serra da Mantiqueira como nos demais compartimentos planálticos. Outras evidências também são comuns às duas regiões.

Na região das cristas quartzíticas de orientação NE-SW, os degraus intermediários entre as faixas de cimeira e os fundos de vale, que se fazem recorrentes na Mantiqueira, também podem ser verificados. A frente escarpada mais recuada apresenta facetas trapezoidais a triangulares, ao passo que as escarpetas mais baixas e próximas aos fundos de vale tendem a formatos eminentemente trapezoidais, assinalando uma degradação mais avançada da

primeira. Nessa região desenvolve-se relevo de tipicidade aplachiana com sequência de cristas quartzíticas e vales estruturais balizados em micaxistos alinhados em semigrábens, colocando em tela o papel conjunto da tectônica e da litologia na evolução do relevo. Os vales estruturais entre as duas cristas guardam a direção das mesmas.

Essa sucessão de blocos altos e baixos limitados por elementos retilíneos se estende até Lambari. A intercalação de cristas e vales estruturais relacionados a falhas normais chama a atenção para um controle tectônico ativo, fato recorrente que é nesse tipo de configuração morfológica.

O paralelismo inclinado dos quartzitos é perpendicularmente rompido por descontinuidades decamétricas a métricas representativas de gerações mais recentes de falha que seccionam o acamamento dos metassedimentos e se interceptam entre si. Essas juntas e falhas que interceptam os quartzitos se cruzam em duas direções predominantes, indicando uma provável existência de duas mudanças no campo de tensões relativamente recentes, implicando na mudança de direção.

Falhas transcorrentes controlam as confluências da drenagem cataclinal de reverso que disseca as vententes interiores voltadas para NW das cristas com os níveis de base locais controlados pela passagem do Rio do Peixe, morfológicamente expressa por *shutter ridges* bem marcadas na afluência dos córregos São Tomé e da Cachoeira na margem esquerda do rio citado.

Em zonas de fraqueza são escavadas gargantas por parte da drenagem superimposta que nasce na Mantiqueira e se projeta para os setores mais centrais do Planalto Sul de Minas, particularmente os rios Lambari, Lambarizinho, Verde, Baependi e Peixe.

O Rio Verde rompe os quartzitos se encaixando em estreita garganta na designada corredeira do Jurumirim (foto 5.30), zona rural de Conceição do Rio Verde, trecho de fluxo turbulento entre paredões de rocha aflorante precedido e sucedido por planícies de inundação bem desenvolvidas. Uma aguda ruptura no gradiente do canal é assinalada no ponto em questão, e, tão logo o alinhamento serrano é transposto, forma-se um espraiado na margem esquerda capeado por uma faixa retilínea de depósitos arenosos.

À montante do ponto acima é verificada faixa de fragmentos clásticos que mergulham em direção ao Rio Verde, nível de base local. Predominam seixos arredondados a subarredondados representativos de depósitos residuais de canal, configurando provável carga de paleoafluente soerguido e colmatado. O efeito tectônico é reforçado por evidência de falha na média-alta encosta com marcas de dobras no contato entre o quartzito e as coberturas cenozóicas, formando-se na discordância uma faixa milonítica.



Foto 5.30. Superimposição do Rio Verde na crista quartzítica, com encaixamento pronunciado e supressão abrupta da planície de inundação (Conceição do Rio Verde, MG). UTM: 489902/7587192 Alt. 861 metros.

A presença de cascalheiras imbricando em direção a fundos de vale também chama a atenção no vale do Rio do Peixe em Três Corações. Conforme mostrado na foto 5.31, a referida cascalheira trunca materiais distintos de natureza eluvial e coluvial, respectivamente abaixo e sobreposto à mesma. São compostas por grãos predominantemente de quartzo leitoso de tipicidade arredondada a subarredondada com subangulares acessórias.



Foto 5.31. Presença de cascalheira truncando dois sistemas pedogenéticos distintos (Três Corações, MG). 7604831/485693. Alt. 871 metros.

A cobertura detrítica acima mostrada trunca discordantemente duas coberturas de alteração de bom desenvolvimento, dotadas de textura argilosa e características mineralógicas semelhantes, com sensível aumento do teor de matéria orgânica acima da cascalheira, que a primeira vista parece se tratar de um paleopavimento separando duas frentes de intemperismo químico aos moldes dos modelos referenciados nas mudanças climáticas ocorridas no Pleistoceno. No entanto, como segue o mergulho da encosta em direção ao canal fluvial, é sugestivo que se trate de um paleoafluente colmatado do Rio do Peixe e que os seixos presentes sejam sua carga residual, o que é reforçado por suas formas suavizadas que são indicativas de transporte e retrabalhamento em meio aquoso. Pesam também a favor dessa interpretação as sondagens que acusaram uma geometria longilínea sem continuidade lateral pela vertente.

Feições de captura fluvial, que são reconhecidamente importantes indicadores de tectônica recente ou ativa, também são relativamente comuns na área de estudo, sobretudo na Serra da Mantiqueira.

Em Dom Viçoso, na linha divisória com a bacia do Rio Lourenço Velho (Sapucaí), o Ribeirão do Rosário capturou as cabeceiras do Ribeirão dos Pintos, afluente da margem direita do Lourenço Velho. O desvio abrupto (*elbow of capture*) e o vale cego conseqüente (*wid gap*) corroboram o processo de captura, que também é bastante nítido na folha topográfica (figura 5.18). Compartilha do controle imposto por um alinhamento NE-SW, direção segundo a qual os dois rios mencionados estão concatenados em pronunciada retilinidade.

Repete-se o processo de captura nas linhas divisórias com a bacia do Sapucaí entre Cristina e Pedralva, no contexto serrano da Pedra Branca, onde o Córrego da Anhumá capturou um braço formador do Córrego da Divisa. A proximidade da drenagem que diseca paralelamente a vertente SE dessa crista assimétrica prenuncia outras capturas mais ou menos iminentes.

A drenagem é extremamente agressiva na linha divisória entre as bacias dos rios Verde e Sapucaí, com um destaque de capturas fluviais nas proximidades interfluviais da sub-bacia do Rio Lambari, que passa a oeste do Bloco Cristina. No interior desse compartimento, verifica-se uma série de capturas fluviais desde o interflúvio, onde pequenos cursos d'água foram capturados para a bacia do Rio Lambari.

A rede de drenagem da bacia do Rio Verde e suas principais anomalias são apresentadas em escala 1/25000 na figura 5.20.

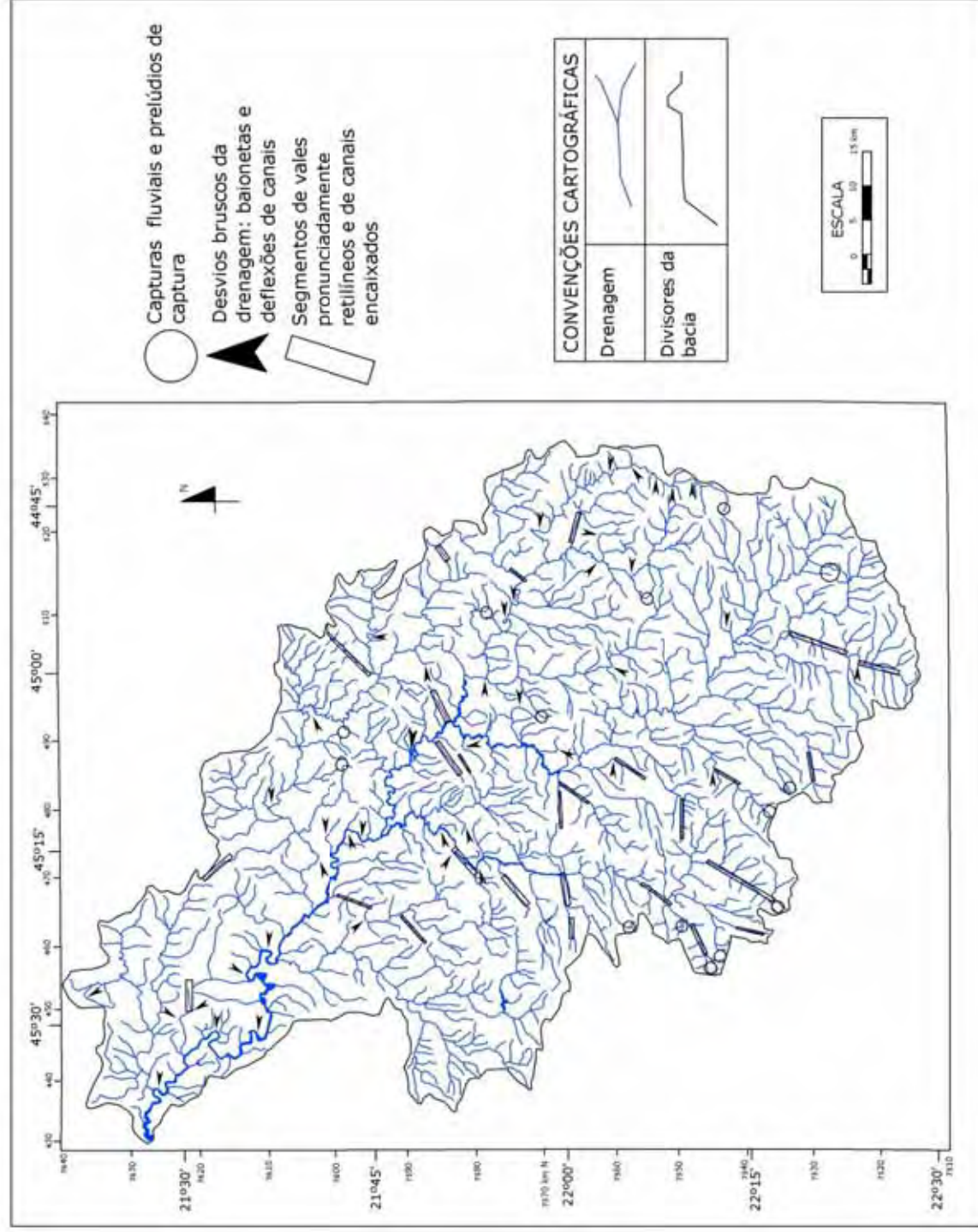


Figura 5.20. Rede de drenagem da bacia do Rio Verde e suas principais anomalias.

CAPÍTULO VI

AS COBERTURAS SUPERFICIAIS: DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NA BACIA DO RIO VERDE NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DO RELEVO

6.1. Aspectos gerais do Quaternário

6.1.1. Quaternário, glaciações e mudanças climáticas

O período que engloba os últimos 2,6 milhões de anos da história da Terra é dotado de uma série de especificidades que ampliam as perspectivas interdisciplinares no seu estudo. Representativo de parte substancial da paisagem física contemporaneamente registrada na superfície terrestre, elaborada mediante sucessivas mudanças climáticas conforme a intercalação de períodos glaciais e interglaciais, o Quaternário também é marcado pelo advento do gênero *Homo*, que a partir do *Homo habilis* e suas toscas ferramentas à base de sílex, vêm progressivamente alterando os estados e dinâmica dos sistemas naturais proporcionalmente à evolução das técnicas desenvolvidas ao longo de sua evolução, fato que se acentuou a partir da adoção do *modus vivendi* sedentário e se acelerou em magnitude sem precedentes com o advento da Revolução Industrial. Todas essas singularidades ressaltam a amplitude de abrangência dos estudos do Quaternário, cuja cobertura depende da atuação o mais articulada possível de vários domínios do conhecimento, como a geomorfologia, glaciologia, sedimentologia, estratigrafia, biologia, paleoclimatologia, paleoecologia, paleoceanografia, paleontologia, arqueologia, entre outras.

Compreende-se por convenção o Quaternário nas épocas Pleistoceno e Holoceno, tendo sido o referido termo engendrado nas geociências por J. Desnoyers em 1829, em referência aos depósitos marinhos sobrejacentes a depósitos pliocênicos da Bacia de Paris. Coube a C. Lyell instituir no ano de 1839 os termos Pleistoceno (estratos com fósseis de moluscos contendo mais de 70% das espécies viventes) e Holoceno (estratos contendo apenas espécies viventes em tempos atuais) (SUGUIO, 1999). O vínculo do Quaternário com os ciclos glaciais foi formalizado com os estudos de Forbes em meados do século dezenove, que redefiniu o Pleistoceno como a “época glacial” (ELIAS, 2007).

Suguio et al. (2005) rememoram as três opções disponíveis para a definição do limite Plioceno-Pleistoceno à Associação Internacional para Pesquisa do Quaternário (INQUA) em

seu congresso realizado em Moscou no ano de 1982: 1. *Plioceno Mais Novo* de C. Lyell (1833) (1 M.a.); 2. Topo da subzona magnética Olduvai (2 M.a.), momento de maior dispersão do molusco *Arctica islandica*; 3. Próximo à reversão e polaridade paleomagnética Gauss-Matuyama (2,5 M.a.).

A cronoestratigrafia quaternária ainda é objeto de discussão na comunidade científica. Os mesmos autores supracitados frisam que registros isotópicos marinhos assinalam os primeiros processos de avanço das geleiras continentais a 2,6 Ma, fazendo com que a definição do Quaternário segundo o critério de avanço dos glaciais o recue a 800 mil anos antes da época Pleistoceno, propondo seu posicionamento na base do Estágio Gelasiano (figura 6.1).

A despeito dos registros indubitáveis de avanço das geleiras, alguns autores brasileiros (SALGADO-LABORIAU, 1994; 2007) e estrangeiros (BROOKFIELD, 2004) preferem considerar o Quaternário mais curto, que remete a um critério de forte conotação biológica.

Na literatura sobre o Quaternário também aparecem propostas de subdivisões internas baseadas na cronologia dos eventos para determinada região, a exemplo da proposição de subdivisão segundo os eventos ocorridos desde o penúltimo glacial (130 ka) para a região dos Grandes Lagos (EUA/ Canadá) apresentada por Karrow et al. (2000), estruturada em três episódios designados Sangamon, Wisconsin e Hudson, sendo o segundo dissociado nos subepisódios Ontário, Elgin e Michigan, os dois primeiros conformando três fases distintas cada um e o último cerca de onze fases.

Em consenso, o Quaternário é lembrado em função das mudanças climáticas ocasionadas pelas glaciações, responsáveis por uma diminuição nas temperaturas médias globais em relação aos períodos interglaciais.

Estudos de caráter pioneiro foram trazidos a público por Ab'Sáber (1957), que já anunciava as relações das flutuações climáticas com os processos operantes e depósitos correlatos, bem como com a distribuição da cobertura vegetal. A ideia que vislumbra a expansão das formações vegetais abertas e retração das florestas é reforçada em trabalho de síntese (AB'SÁBER, 1977).

Em consonância ao pensamento de Ab'Sáber, Bigarella (1964) conduziu suas pesquisas sobre aspectos paleogeográficos quaternários do estado do Paraná, enfaticamente a natureza dos processos operantes e a distribuição espacial da vegetação. Posteriormente o mesmo autor (BIGARELLA, 1971) divulgou resultados de datações radiométricas por carbono 14 em madeiras, conchas e paleossolos, assumindo caráter pioneiro no

estabelecimento da idade absoluta destes materiais e a discussão de seu significado cronoestratigráfico.

QUATERNÁRIO																	
PERÍODO	ÉPOCA	CLASS. MAGNETO-ESTR.	IDADE X 10 ³ ANOS	ESTÁGIO ISOTÓPICO	GLACIAÇÃO ALPINA (ANDAR)	GLACIAÇÃO LAURENCIANA (ANDAR)	GLACIAÇÃO INGLESA (ANDAR)	GLACIAÇÃO ESCANDINAVA (ANDAR)	ZONA PALINO-LÓGICA DO NORTE DA EUROPA	GLACIAÇÃO ITALIANA AND. SUBAN.							
Holoceno	Pleistoceno Superior		10	1	Flandriano	Recente	Flandriano	Flandriano	Recente Subatlântico Sub-boreal Atlântico Transição boreal	Versiliano							
				2	Glacial Würm	Superior	Devensiano	Superior	Denekamp Hengelo Moer-shoofd Odderade Brorup Aniersfoort	Dryas + novo Allerød Dryas + velho Bolling O+velho Dryas							
			20	Glacial	Médio	Wisconsiniano	Médio	Weichseliano									
			50	4	Inferior												
5a																	
5c																	
100	5e	Ig. Riss-Würm	Ig. Sangamoniano	Ipswichiano	Eemiano	Tirreniano											
Pleistoceno Médio										Crotoniano							
											200	7	Glacial Riss	Glacial Illinoiano	Wolstoniano	Saaliano	
											300	9	Ig. Mindel-Riss	Ig. Yarmouthiano	Hoxniano	Holsteiniano	
																	Glac. Mindel
											400	11					
											500	13			Cromeriano	Noordber.	
											600	15	Interglacial Günz-Mindel	Interglacial Aftonian	Beestoniano	Rosmalen	
700	17			Pastoniano	Westerhov.												
800	19				Waardenb.												
900					Leedam												
1000					Bavel												
1500				Thurniano	Eburoniano												

Figura 6.1. Cronologia do Período Quaternário e suas respectivas glaciações. Fonte: Suguio et al. (2005).

Em estudos na região sudeste, Silva et al. (2004) encontraram camadas de turfa enterradas em paleossolos cuja formação teria se iniciado no Pleistoceno e se prolongado até o Holoceno; a morfologia dessas camadas foi interpretada em função das oscilações no espelho d'água de meio lacustre em razão de fases de clima ora mais seco, ora mais úmido.

Extenso campo de dunas quaternárias ocorrentes na região de Xique-Xique, médio-baixo vale do Rio São Francisco, foi interpretado por Ab'Sáber (2006) como um autêntico *erg*

de um paleodeserto intermontano regional indicativo da existência de climas ainda mais secos na região.

Na Amazônia, Tricart (1979) reconheceu intensa dissecação würmiana/wisconsiana processada quando o nível marinho estava abaixo do atual e a vegetação deveria ter sido mais aberta, sucedida de fitoestabilização pós-glacial. Alguns estudos, sinteticamente apresentados por Oliveira et al. (2005), refutam tais hipóteses com base em dados palinológicos que remetem a espécies arbóreas de clima mais frio, a exemplo dos gêneros *Podocarpus*, *Ilex* e *Myrsine*, além de táxons arbustivos de *Ericaceae*. Por outro lado, na região de Carajás, (Asby et al. 1991) identificaram espécies das famílias Poaceae e Compositae, presumindo a existência de épocas mais secas naquela região.

6.1.2. Processos, depósitos e feições geomorfológicas quaternárias

Foram deveras diferenciados os imperativos climáticos vigentes ao longo do tempo geológico. Apenas no período Quaternário são registradas de forma mais sistemática as oscilações climáticas que engendraram assinalada ciclicidade no clima, conforme anteriormente discutido. Isso tudo faz com que o estudo das paisagens terrestres seja tarefa carregada de grande complexidade em função da sobreposição no espaço de formas ligadas a diferentes processos operantes em paleoclimas distintos coexistindo na paisagem atual.

Substanciais esforços têm sido dispensados ao estudo do Quaternário litorâneo e marinho (SUGUIO & MARTIN, 1976; 1976a), (SUGUIO & TESSLER, 1992), ambientes nos quais o registro sedimentar é farto e contínuo e onde informações dos eventos transgressivos e regressivos são mais sobejamente registradas na arquitetura sedimentar. Em contrapartida, o registro sedimentar do Quaternário continental, foco da presente tese, é assaz descontínuo, e, mesmo que ligado a processos vigentes nas encostas e nos canais fluviais cuja magnitude e tipicidade são orquestradas por sistemas erosivos estreitamente ligados a mudanças no nível de base impostas por movimentos tectônicos e eustáticos, não são favoráveis a uma relação direta com as oscilações do nível marinho.

Ainda assim, alguns estudos importantes sobre o Quaternário continental foram levados a efeito por uma série de pesquisadores interessados nos processos físicos, biológicos e mesmo humanos ocorrentes no período.

No âmbito das oscilações climáticas associadas a rearranjo na distribuição geográfica da vegetação no território brasileiro, estudos ressonantes foram feitos por Ab'Sáber (1957; 1977), Bigarella (1964; 1971), Flenley (1979), Vanzolini (1992), Viadana (2001), Behling et

al. (2007), todos eles alinhavados conforme a Teoria dos Refúgios Florestais, que prevê a expansão das formações vegetais abertas durante os períodos de semiaridez pleistocênicos e a retração das florestas aos ambientes mais bem servidos de umidade, como vales fluviais e encostas serranas. Nessas épocas teria se dado o predomínio do intemperismo físico em detrimento da decomposição química de clima pluvial ou estacional, fato que teria dado margem à formação de assoalhos pedregosos compostos por materiais clásticos posteriormente inumados por sedimentos finos. Tais materiais conformam as chamadas linhas de pedra (*stone lines*), cuja gênese, conforme revisto por Santos et al. (2010), pode ser diversa, inclusive pelos mecanismos supracitados.

Em domínio de mares de morro do sudeste brasileiro, Moura & Meis (1980) realizaram pesquisas que contestaram veementemente o significado cronoestratigráfico dado às linhas de pedra enquanto produtos do intemperismo físico, atribuindo outros significados além de um paleopavimento detrítico formado em condições climáticas tendendo à semiaridez.

Moura & Mello (1991) estudaram o Quaternário continental na região de Bananal, trecho do vale do rio Paraíba do Sul limítrofe aos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, testando a aplicação da aloestratigrafia, obtendo importantes resultados morfoestratigráficos materializados no reconhecimento de um conjunto de nove aloformações.

Importante contribuição em estudos sistemáticos sobre processos e formas quaternárias foi emitida por Modenesi (1980) para o Planalto de Campos do Jordão e Modenesi (1992) para o Planalto do Itatiaia, enfocando os processos de intemperismo, a dinâmica de vertentes e seus respectivos depósitos; ampliando, Modenesi-Gauttieri & Nunes (1998) correlacionaram o clima com os processos geocriogênicos vigentes nos altos cumes do Itatiaia.

Os processos quaternários continentais elaboram um vasto conjunto de feições geomorfológicas, como superfícies de aplainamento, formas de encostas, morfologias erosivas como voçorocas, ravinas, *pipings*, e acumulativas, como rampas colúvio-aluviais, leques aluviais e terraços, cada uma delas associadas a processos e materiais também variados (MELO et al. 2005). Formas provenientes da dissolução química como cavernas, dolinas, uvalas, lapiás, torres e outras feições típicas do modelado cárstico também foram emolduradas por processos quaternários marcados pela disponibilidade hídrica agente dos processos dissolutivos, tanto em rochas carbonáticas como siliciclásticas.

Elúvios, colúvios e alúvios configuram as coberturas superficiais quaternárias mais conspícuas na paisagem, a primeira fazendo menção aos materiais alterados *in situ* a partir da

ação intempérica na rocha matriz e a segunda aos materiais provenientes de transporte ao longo das vertentes, configurando depósitos propriamente ditos. Reserva-se o terceiro termo supramencionado aos materiais geneticamente vinculados aos transbordamentos esporádicos dos canais fluviais. Bigarella & Mousinho (1965) chamam a atenção para o fato de que os elúvios não estabelecem contatos distintos com a rocha de origem, mas sim gradacionais, diferentemente dos colúvios que se acumulam no sopé das encostas, cabendo a diferenciação de um colúvio *strictu sensu* (depósitos restritos a movimentos de massa ao longo da vertente) de um *latu sensu* (formado por processos de movimentos de massa associados ao escoamento superficial). Em uma catena ideal, os elúvios têm ocorrência na seção superior das vertentes e topos, ao passo que o colúvio estaria posicionado na seção média/inferior até estabelecer contato com os alúvios no fundo de vale (BIGARELLA et al. 1994).

Queiroz Neto (2001) empreende profícua revisão da evolução dos estudos sobre as formações superficiais no Brasil, reconhecendo o papel da pedogênese remontante e contestando a aloctonia atribuída a muitos depósitos superficiais interpretados como colúvios pedogeneizados em trabalhos anteriores. Tais discussões foram retomadas e aprimoradas posteriormente pelo autor (QUEIROZ NETO, 2011).

Os depósitos aluviais, produtos do trabalho fluvial, são mais facilmente discerníveis por uma série de características: posição na paisagem em fundos de vale e planícies aluviais; teor elevado de matéria orgânica; drenagem deficiente e processos de gleização consequentes; caráter inconsolidado; similaridade com o material transportado pelo rio.

Feições pedogenéticas na forma de paleossolos, soterrados ou exumados, também podem configurar importantes elementos para interpretação dos processos quaternários, ainda que existam paleossolos datados desde o Siluriano Superior. Quando devidamente datados, podem testemunhar a existência de paleosuperfícies cronocorrelatas. Para tais solos cuja atividade pedogenética se processou em outros sistemas bioclimáticos, Andreis (1981) sugere a restrição da terminologia para os solos soterrados por representarem de forma mais contundente os processos pedogenéticos prévios ao soterramento e a diagênese incipiente dada na fase pós-soterramento.

6.1.3. Aspectos estratigráficos das coberturas quaternárias: a aloestratigrafia

A aloestratigrafia constitui uma ferramenta de análise estratigráfica introduzida pelo Código Estratigráfico Norte Americano (NACSN, 1983) para a análise de depósitos neocenozóicos, sobretudo os quaternários, também podendo ser aplicada em depósitos mais

antigos. Tal abordagem parte do princípio que os métodos estratigráficos convencionais encontram sérias limitações quando aplicados para a análise de depósitos quaternários, de natureza descontínua e pouco espessa, e, marcados por frequentes similaridades e recorrência de fácies (SUGUIO, 1999).

Para Catt (1986), é especialmente importante a Geologia do Quaternário se empenhar em distinguir diferentes métodos de subdivisão dos depósitos, estabelecendo classificações cronoestratigráficas, bioestratigráficas, climatoestratigráficas, morfoestratigráficas e pedoestratigráficas.

A aloestratigrafia se ocupa do estudo das coberturas sedimentares que ainda não sofreram processos diagenéticos, cuja abordagem não se adéqua aos termos da estratigrafia convencional.

Uma unidade aloestratigráfica constitui um corpo sedimentar estratiforme, passível de ser mapeado e definido com base em suas descontinuidades limitantes, podendo englobar depósitos de litologias similares ou heterogêneas, contíguos ou descontínuos, cuja hierarquia acompanha aquela das unidades litoestratigráficas, englobando uma unidade básica (aloformação) que pode ser subdividida em alomembros ou compor unidades maiores, designadas alogrupos, acompanhando na sua classificação as normas de definição e cartografia empregadas na litoestratigrafia (ETCHEBEHERE, 2000). Tal enunciação é a que consta no Léxico Estratigráfico do Brasil (BAPTISTA et al, 1984), que adéqua a aloestratigrafia no contexto das novas categorias estratigráficas. Birkeland (1999) complementa enfatizando que as unidades aloestratigráficas são corpos sedimentares estratificados mapeáveis cujos limites laterais são traçáveis pelas ditas descontinuidades; o limite superior pode ser uma superfície geomórfica e estar associado ao solo superficial, e o limite inferior pode ser um solo enterrado.

As descontinuidades estratigráficas são fundamentais para a análise estratigráfica na definição de aloformações e alomembros. Moura & Mello (1991) enfatizam que os depósitos quaternários, de maneira geral, são caracterizados por estas descontinuidades de fácil identificação, e que representam importantes variações nos processos de sedimentação, podendo ser distinguidos por suas descontinuidades limitantes, ao invés do uso de critérios relacionados ao arcabouço litológico.

As feições superficiais mais significativas na determinação das aloformações são utilizadas na definição de sequências estratigráficas e unidades aloestratigráficas que constituem uma sucessão, estando as descontinuidades erosionais entre as mais importantes destas feições (HERNÁNDEZ-BERNAL, et al, 2004).

No que tange à questão cronológica na abordagem aloestratigráfica, Miall (1986) defende que o enquadramento do pacote sedimentar em uma unidade básica de classificação (aloformação) deve ser dado àqueles limitados por discordâncias entre 10.000 e 100.000 anos, intervalo que o autor adéqua na 6º ordem de grandeza hierárquica dos processos deposicionais fluviais. Essa hierarquização consta no quadro 6.1, organizado por Miall (op cit.), aproveitando-se da tradução de Etchebehere (2000).

Quadro 6.1. Ordem hierárquica das unidades deposicionais em ambientes fluviais (MIALL, 1996).

Grupo	Escala de tempo dos processos	Exemplos de processos	Taxa de sedimentação instantânea (m/ka)	Unidades deposicionais	Categoria das superfícies limitantes
1	10^{-6}	Ciclo de arrebentação de ondas		Lâminas	Ordem 0: superfícies de lâminas
2	$10^{-5} - 10^{-4}$	Migração de <i>bedforms</i>	10^5	<i>Ripples</i> (microformas)	1º ordem: limites de <i>sets</i>
3	10^{-3}	Migração de <i>bedforms</i>	10^5	Incremento diurno de dunas	1º ordem: limites de sets; superfícies de reativação
4	$10^{-2} - 10^{-1}$	Migração de <i>bedforms</i>	10^4	Dunas (mesoformas)	2º ordem: superfícies limitantes de conjuntos de sets (cosets)
5	$10^0 - 10^1$	Eventos sazonais; enchentes decenais	10^{2-3}	Incremento no avanço de macroformas	3º ordem: mergulhos de 5-20º na direção da acreção
6	$10^2 - 10^3$	Migração de canais e barras de meandro; enchentes seculares	10^{2-3}	Macroformas: barras de meandro, diques marginais, desenvolvimento incipiente de paleossolos	4º ordem: macroformas com topos convexos, marcas de cortes (canais), superfícies aluvionares planas
7	$10^3 - 10^4$	Processos geomórficos de longa duração	$10^0 - 10^1$	Canais fluviais, lobos deltaicos, paleossolos bem desenvolvidos	5º ordem: base de canal plana ou côncava para cima
8	$10^4 - 10^5$	Ciclos de Milankovitch de 5º ordem, resposta a pulsos tectônicos	10^{-1}	Cinturões meândricos, leques aluviais, sequências de menor porte	6º ordem: superfícies planas, de extensão regional ou talvegues incisos
9	$10^5 - 10^6$	Ciclos de Milankovitch de 4º ordem, resposta a pulsos tectônicos	$10^{-1} - 10^{-2}$	Principais sistemas deposicionais, tratos de leques, sequência	7º ordem: limites de sequências planas, de extensão regional ou talvegue de vales incisos
10	$10^6 - 10^7$	Ciclos de Milakovitch de 3º ordem; processos tectônicos regionais ou eustáticos	$10^{-1} - 10^{-2}$	Complexos de preenchimento bacinal	8º ordem: discordâncias regionais

Os estudos em aloestratigrafia são bastante restritos no Brasil. Entre os trabalhos pioneiros sobre a estratigrafia de depósitos quaternários estão o de Moura & Meis (1980) e o de Machado & Moura (1982).

Melo (1997) utilizou a aloestratigrafia como auxílio para o entendimento da evolução de um sistema de lagos no vale do Rio Doce, formalizando para a região a proposição de quatro unidades aloestratigráficas quaternárias relacionadas, cada uma delas, a uma feição morfoestratigráfica: Aloformação Macuco, correspondente a *superfícies aplainadas* em colinas de topos aplainados; Aloformação Ribeirão Santa Isabel, relacionadas a *ombreiras e terraços reafeiçoados como interflúvios*; Aloformação Santo Antônio do Requerente, identificada em feições de *rampas e terraços de acumulação*; Aloformação Ribeirão Mombaça, a mais recente, com idade subatual (300 anos A. P.), verificada nos *terraços baixos e planície de inundação*.

No estado de São Paulo destaca-se o estudo levado a efeito por Etchebehere (2000), que aplicou a aloestratigrafia na análise dos depósitos de terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe (Planalto Ocidental Paulista), onde identificou e caracterizou diferentes unidades (alomembros) circunscritas na Aloformação Rio do Peixe.

Hernández-Bernal et al. (2004), efetuando estudo aloestratigráfico no centro-norte de Minas Gerais, diferenciaram unidades coluviais considerando descontinuidades estratigráficas delimitadas por diferenças nas estruturas edáficas, pela eventual presença de paleossolos, e pela ocorrência ou ausência de linhas-de-pedra.

Sallun (2007) e Sallun et al. (2007) propuseram em caráter formal o registro do Alogrupo Rio Paraná, dissociado nas aloformações Paranaíba e Paraná. A primeira é composta por depósitos arenáceos e rudáceos que se sobrepõem às rochas mesozóicas da Supersequência Bauru e da Formação Serra Geral. A segunda também é composta predominantemente por depósitos arenáceos e rudáceos agora restritos à calha do rio Paraná e caracterizados por fácies aluviais geomorfologicamente materializadas em terraços vinculados a paleodrenagem. Os autores propõem no trabalho em discussão uma reclassificação da Aloformação Rio do Peixe de Etchebehere (op cit.) em favor de uma adequação desta a Aloformação Paraná na condição de alomembro, alegando que seus limites coincidem fortemente com a planície atual do Alto Rio Paraná.

Na região sul do país, no médio curso do Rio Pardo, centro-leste do Rio Grande do Sul, Fett Júnior (2011) propôs, mediante execução de procedimentos geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos, paleopedológicos e geocronológicos, quatro unidades aloestratigráficas neopleistocênicas: Unidade Aloestratigráfica Vale do Sol; Unidade

Aloestratigráfica Arroio Molha Grande; Unidade Aloestratigráfica Rebentona; Unidade Aloestratigráfica Linha do Rio.

6.3. Processos e depósitos quaternários na bacia do Rio Verde

Distintamente, o registro dos depósitos quaternários na bacia do Rio Verde, excluindo os processos de alteração intempérica e pedogênese *in situ*, dissocia-se em dois grandes tipos separados pelo domínio dos processos: 1. depósitos fluviais (alúvios); 2. depósitos de encostas, sopés e fundo de vale (colúvios).

Evidentemente que as coberturas de alteração na bacia do Rio Verde não se restringem ao binômio alúvio/colúvio, ocorrendo uma série de unidades pedoestratigráficas decorrentes de processos intempéricos *in situ* que não foram objeto de maior detalhamento na presente tese, mas que também partilham da estrutura superficial da paisagem e incrementam a complexidade dos estudos voltados à interpretação de sua evolução durante o Quaternário.

Os depósitos fluviais foram descritos e classificados conforme a proposição de Miall (1984, 1985, 1986), para a qual foram feitas adaptações cabíveis ao contexto estudado. Aparecem nas seguintes modalidades predominantes:

- < Depósitos em planície aluvial;
- < Depósitos em planície flúvio-lacustre;
- < Terraços fluviais.

Os depósitos encontrados nas encostas, que qualificam os processos erosivos e deposicionais processados no domínio das vertentes, foram assim designados:

- < Colúvios em fundo de vale;
- < Colúvios pedogeneizados de média e baixa encosta;
- < Colúvios em anfiteatros;
- < Colúvios em depósitos de tálus.

6.3.1. Depósitos fluviais na bacia do Rio Verde

Compactuando com a definição de Selley (1982), uma fácies sedimentar é aqui entendida como uma determinada unidade de sedimentos ou de rochas sedimentares reconhecida e distinguida pela sua geometria, composição, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e circunstancial ocorrência de fósseis. Um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas cujas características e inter-relações permitem interpretar o

ambiente de sedimentação consubstancia uma associação de fácies (ETCHEBEHERE & SAAD, 2003).

As fácies deposicionais fluviais são frequentemente compostas por depósitos de acreção lateral, construtores das barras de pontal e ilhas de canal, e de acreção vertical, garantida pelos transbordamentos esporádicos que arquitetam os diques naturais que margeiam o canal fluvial e se erguem em relação às bacias de inundação interiores circunscritas na planície de inundação. Johnson & Friedman (1969 apud Medeiros et al. 1971) estabelecem alguns critérios para a distinção dessas categorias de depósitos, adaptados para uma leitura segundo as especificidades do estudo conforme o quadro 6.2.

Quadro 6.2. Critérios para reconhecimento de sedimentos fluviais (modificado de Medeiros et al. 1971).

Fácies Características	BARRA DE PONTAL OU CANAL	TRANSBORDAMENTO
LITOLOGIA	Predomínio da fração areia, podendo conter fragmentos carbonosos, mica e seixos.	Classes texturais silte e argila
TEXTURA	Arenosa com tendência à granodecrescência da base para o topo.	Textura média e argilosa
ESTRUTURAS SEDIMENTARES	Estratificação cruzada a tabular e acanalada; depósitos rítmicos laminares e presença de marcas onduladas.	Estratificação cruzada, laminações paralelas finas e corpos maciços.
TIPO DE CONTATO	Contato basal bem definido por discordância e contato superior gradacional, podendo se dar mediante discordâncias.	Contato bem definido por discordância.
ASSOCIAÇÃO	Agrupamentos texturais silte e argila podem ocorrer, bem como seixos agrupados e esparsos.	Areias de barra e depósitos de canal podem ocorrer; possível ocorrência de carvão e turfas.

A sedimentação fluvial na bacia do Rio Verde é diversificada, verificando-se depósitos de planície de inundação, diques naturais, depósitos de rompimento de dique, bacias de inundação, barras de meandro e barras de pontal e depósitos residuais de canal. Em grande parte dos casos, tais depósitos aparecem associados a materiais coluvionares que encobrem os sedimentos aluviais ou encontram-se interdigitados a estes nas bordas externas dos plainos aluviais.

As zonas de acumulação sedimentar espacialmente expressivas vinculadas ao trabalho fluvial começam a aparecer quando o Rio Verde e seus principais afluentes transpõem a linha principal da Serra da Mantiqueira divisória à bacia do Rio Paraíba do Sul, que inclui terrenos gnáissico-graníticos e de rochas alcalinas. No entanto, morfologias acumulativas ocorrem nos

altos platôs confinadas em alvéolos e limitadas por rupturas de declive, se comportando como níveis de base locais e constituindo importantes anomalias em compartimentos essencialmente tectônicos marcados pelo forte encaixamento da rede de drenagem. Incrustados nos patamares superiores da Serra da Mantiqueira abrem-se alvéolos que dão aporte à sedimentação fluvial em planícies de inundação sobrelevadas, entre as quais as de maior expressão espacial são as do Ribeirão Santo Agostinho e do Rio São Pedro, ambas localizadas no município de Baependi.

O Ribeirão Santo Agostinho, principal formador do Rio Baependi, desenvolve notável planície alveolar altimontana a nada menos que 1650 metros de altitude, que se aproveita de linha de fraqueza por aproximadamente 5 km para individualizar a serra da Vargem e do Papagaio em duas expressões morfológicas separadas. A planície é assinaladamente assimétrica, apresentando maior desenvolvimento pela margem esquerda, chegando a atingir aproximadamente 250 metros de largura, com aproximação do curso d'água em direção à “escarpeta” que marca o degrau mais inferior da serra do Papagaio, divisor da margem direita. Encerra-se abruptamente por encaixamento que define divisores abruptos intermediados por rampas inclinadas conectadas ao fundo do vale para se abrir novamente em alvéolo oblongo de comprimento não superior a 1000 metros a aproximadamente 1 km à jusante. Nos arredores erige-se pequeno povoado rural sob a sugestiva denominação de “Charco”.

Os materiais que recheiam o ambiente de planície são diretamente vinculados à decomposição de litologia predominantemente gnáissica, apresentando constituição essencialmente areno-argilosa.

Em seu alto curso o Ribeirão Santo Agostinho apresenta um padrão de sucessão entre trechos encaixados e mais retilíneos com alvéolos abertos entre os abruptos topográficos, acusando um forte controle litoestrutural na dinâmica geomorfológica fluvial.

Para o Rio São Pedro, a acumulação fluvial se dá em níveis altimétricos mais baixos, mas ainda assim anômalos (1170 metros) a ponto de configurar uma planície altimontana soerguida, no entorno da qual se acomoda o bairro rural denominado “Vargem”, seguramente por inspiração dada pelo ambiente alagadiço. Por essa planície a drenagem em questão divaga a revelar uma tendência de migração do canal fluvial de encontro ao divisor da margem direita por efeito de basculamento, estando a margem esquerda nitidamente inclinada em direção ao vale. Tais características nos faz pensar em fatores climáticos e tectônicos atuando concomitantemente ao longo do Quaternário. É visível que o ataque químico atuou mais profundamente sobre a rocha pela margem esquerda, atacando veementemente litologias mais

tenras, emoldurando assim áreas dispersoras em topos arredondados e declives mais suavizados, que se conectam mediante suaves desníveis com as encostas curtas e desgastadas que imbricam em direção ao fundo de vale atualmente colmatado através de uma rampa de acumulação de fácies argissólica. Pela margem direita a drenagem tende a percolar em consideráveis extensões rente à encosta que marca a subida para o interflúvio em forte ruptura positiva, ficando a planície de inundação descontínua e menos desenvolvida.

Os materiais encontrados no plaino aluvial são expressivamente orgânicos, apresentando um índice de 16,6 dag/kg de matéria orgânica, o que lhe confere coloração notadamente enegrecida. Embora apresente alguma concentração de P e K (6,5 e 42 mg/dm³, respectivamente) e Fe (22,8 mg/dm³), outros elementos minerais são completamente ausentes, formando-se um GLEISSOLO MELÂNICO muito mal drenado mesmo nos períodos de estiagem (foto 6.1). Tal padrão difere da constituição mineral das coberturas de encosta com as quais estabelece contato lateral. São estas caracterizadas por pobreza em bases trocáveis e matéria orgânica, com forte saturação em alumínio e acidez significativa (pH variando entre 5,1 e 5,5). Sucedem-se na vertente ARGISSOLO VERMELHO AMARELO e CAMBISSOLO HÁPLICO, coberturas mineralogicamente parecidas – concentrações deficientes semelhantes de macronutrientes e baixa saturação por bases.

Os rios Santo Agostinho e São Pedro são os principais formadores do Rio Baependi, que se estabelece já com expressiva planície de inundação. Ao longo de seu percurso erguem-se diques marginais bastante altos e proeminentes a revelar significativa sedimentação (foto 6.2). Estes diques antecipam bacias de inundação sensivelmente mais baixas em relação à margem, e que acolhem as águas de inundação em praticamente todas as estações chuvosas, fazendo assim predominar as fácies de acreção vertical dada por transbordamento. O Rio Baependi notoriamente erode seus próprios sedimentos, característica esta muito comum na região, acusando a intervenção de efeitos tectônicos na configuração da morfologia dos canais fluviais e planícies de inundação. Dessa maneira, abrasão e sedimentação se digladiam na dinâmica fluvial, e cujo resultado é a intercalação de diques marginais proeminentes e margens desgastadas pela erosão.

O primeiro depocentro expressivo no vale do Rio Verde se materializa na confluência do Rio Passa Quatro a 880-900 metros de altitude. É antecedido por planícies de inundação retilíneas que tais rios desenvolvem ao transpor o maciço alcalino de Passa Quatro e sucedido por intercalação de planícies aluviais com meandros ativos e abandonados e extensões encaixadas e retilinizadas. Nos terrenos planos nivelados à base fluvial se edifica a sede do

município de Itanhandu, alocada num dos pontos mais susceptíveis a enchentes da bacia do Rio Verde.

Um segundo setor deposicional mais expressivo está posicionado na mesma faixa altimétrica em altitude sensivelmente inferior, na confluência com o Rio Capivari, entre os municípios de Itanhandu e São Sebastião do Rio Verde.

De São Sebastião do Rio Verde até São Lourenço, ao longo de 11,5 km, os depósitos fluviais do Rio Verde são diversificados, ocorrendo diques marginais, depósitos de rompimento de diques, bacias de inundação, meandros abandonados e depósitos de barra.

Em São Lourenço, tanto o Ribeirão São Lourenço como o Rio Verde tem seus depósitos interdigitados em suas bordas com material coluvionar, estabelecendo contatos semelhantes, ora com CAMBISSOLOS, ora com ARGISSOLOS, ora este antecedendo o primeiro vertente acima. Mantém-se tal padrão na bacia do Ribeirão do Carmo, onde ARGISSOLO VERMELHO AMARELO se expõe nas rampas inferiores que imbrincam em direção à planície pela margem esquerda. Na margem direita, o contato lateral é dado por LATOSSOLOS de baixa vertente.



Foto 6.1. GLEISSOLO mal drenado na planície de inundação do Rio São Pedro (Baependi, MG).



Foto 6.2. Diques marginais antecedendo bacia de inundação na planície do Rio Baependi (Baependi, MG).

Ao longo do Rio do Peixe, as planícies mais expressivas com horizontes orgânicos de maior espessura assentam-se a partir do médio curso, já que no alto curso o controle tectônico é bastante significativo, refletindo em encaixamento e exposição de carga de fundo por soerguimento e deformação de depósitos aluviais. A caracterização de perfil de boa exposição em Cruzília revelou uma faixa clástica formada por quartzos e fragmentos de quartzitos e granitoides subangulares a subarredondados sobrejacentes a materiais de estratificação plano-paralela formados por variada ordem granulométrica (predomínio do silte), que representa os antigos depósitos que o rio dissecava em paleovaléolo atualmente deformado tectonicamente. Um desvio abrupto na direção do Rio do Peixe também assinala o controle tectônico, determinando encaixamento e inviabilizando a formação de planícies e alvéolos em tempos mais recentes do Quaternário; sobre a fácies de preenchimento de canal, pairam depósitos coluviais (figura 6.2). Sobre tal sequência, segue a seguinte caracterização:

Camada 1

0 – 0,23 m

Aspectos texturais: Textura argilosa;

Estratificação: maciça

Concentração de ferro: 58,6 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 2,11 dag/kg;

Fácies: Orgânica (Fco).

Camada 2

23 – 35 cm

Aspectos texturais: Textura argilosa

Estratificação: Maciça

Concentração de ferro: 10,57 mg/dm³

Teor de matéria orgânica: 0,65 dag/kg

Fácies: Coluvial (Fcm)

Camada 3

35 – 47 cm

Depósito clástico suportado em seixos de quartzo; quartzitos e rochas granitoides.

Fácies: preenchimento de canal (G).

Camada 4

47 – 74 cm (limite de exposição)

Aspectos texturais: Textura média

Estratificação: Plano-paralela

Concentração de ferro: 8,52 mg/dm³

Teor de matéria orgânica: 0,24 dag/kg;

Fácies: transbordamento (Fsp)

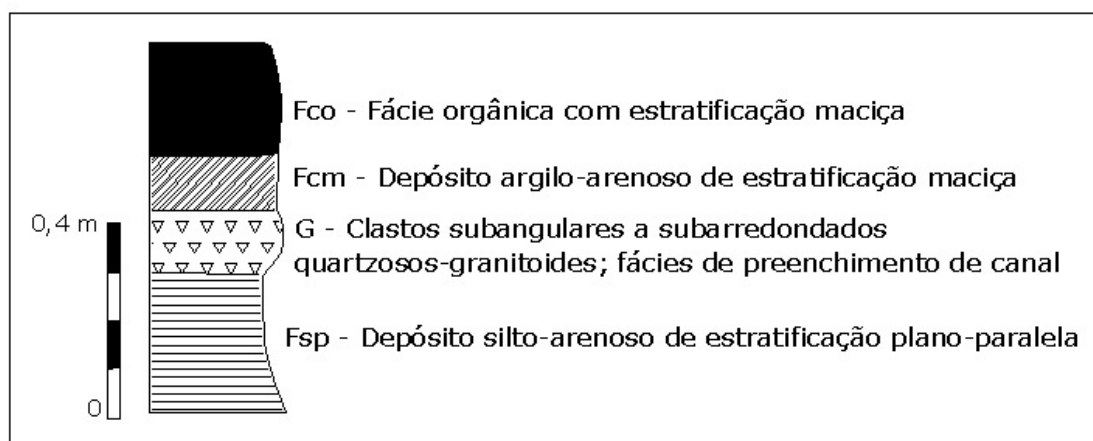


Figura 6.2. Seção estratigráfica do Rio do Peixe em seu alto curso (Cruzília, MG). UTM: 7585269/519479. Alt. 1049 m.

Na planície do Rio Lambari a faixa gleizada também se alarga no médio curso, ainda que em Cristina já ocorram sítios de acumulação estreitos. Quando o relevo possibilita o desenvolvimento da cobertura pedológica, aparecem sucessões laterais de GLEISSOLOS com LATOSSOLOS HÚMICOS ou com horizonte A proeminente, que por sua vez dão lugar a LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO ou LATOSSOLO AMARELO, mais empobrecidos em matéria orgânica, porém com maiores taxas de ferro. No município de Jesuânia constatou-se que LATOSSOLOS mais enriquecidos em matéria orgânica e ferro estão posicionados em terraços que bordejam a atual planície aluvial, e são pontualmente encobertos por rampas de colúvio, ao passo que as encostas colinosas dão aporte a LATOSSOLOS essencialmente minerais.

Contatos laterais desse tipo também ocorrem em outras planícies aluviais mesmo na média a baixa bacia, a exemplo do que se verifica na planície do Ribeirão do Melo, afluente da margem esquerda do Rio Lambari. Extensa faixa de solo gleizado (foto 6.3) de textura essencialmente argilosa, com amostras acusando níveis consideravelmente superiores da fração argila em relação às frações silte, areia fina e areia grossa (respectivamente: 74,2, 24,6, 0,5 e 0,7 dag/Kg) estabelecem contato com ARGISSOLOS e LATOSSOLOS HÚMICOS pela margem esquerda, no controle imposto pelo alinhamento da Serra das Águas, ou ainda com LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO em relevo de pequenas colinas situados na margem direita do vale chato onde a topografia é mais suavizada. Para tais LATOSSOLOS também foram obtidas classes texturais argilosas, ainda que em distribuição mais equitativa e inferior a soma das frações silte, areia fina e areia grossa (74,2 dag/Kg de fração argila e fração silte a areia grossa distribuída entre 20,3 e 24,6 dag/Kg), além de concentrações de ferro da ordem de 20,4 mg/dm³ no estado oxidado, assumindo coloração distintamente avermelhada (foto 6.4). Quebram-se em colunas que em planta formam diedros irregulares ou se desprendem em blocos, assinalando área geotecnicaamente instável formada provavelmente por argilas expansíveis.



Foto 6.3. Vista parcial da planície de inundação do Ribeirão do Melo, que se alarga excessivamente em coalescência com a planície do Rio Lambari pela margem esquerda (Lambari, MG).



Foto 6.4. Pedogênese latossólica nas encostas suavizadas da margem direita da planície do Ribeirão do Melo (Lambari, MG). 465120/7570919. Alt. 912 metros.

Tal como as anteriores, a planície do Rio São Bento também é revestida por GLEISSOLOS de textura argilosa (47,0 dag/Kg de argila para 23,2 de silte e 21,9 para as frações de areia fina e grossa) e concentrações semelhantes de matéria orgânica (6,9 dag/kg) e ferro (17,7 mg/dm³). Localizado na baixa bacia, após a passagem das grandes cristas

monoclinais do Planalto do Alto Rio Grande, este rio é mais isento dos controles tectônicos mais agressivos que aumentam na direção sudeste, desenvolvendo largas faixas de estocagem sedimentar.

O vale do Rio Verde em específico também aporta importante registro sedimentar quaternário, onde são encontrados tanto depósitos residuais de canal, como depósitos de acreção lateral em barra de pontal e depósitos de transbordamento, intercalados ou não.

Em seção amostral do alto curso na zona rural de Itanhandu foi constatado o predomínio de materiais finos (silte e argila) provenientes de deposição por transbordamento interdigitados a materiais coluviais, em área onde o desgaste das vertentes é considerável.

Verificou-se uma granodecrescência ascendente, a partir do truncamento por linha de pedra correspondente a depósito de canal. O predomínio de finos é constante, ainda que mais equitativamente miscigenados com a fração arenosa na parte basal da pilha sedimentar; esta fração granulométrica fica ínfima nas partes mais emergentes do perfil. A matéria orgânica, por sua vez, é sensivelmente mais abundante no topo, onde foram identificadas concentrações da ordem de 5,4 dag/kg, acima dos 3,3 dag/kg obtidos na porção mais basal da coluna sedimentar. O topo do perfil também é mais enriquecido em ferro do que a base numa ordem de 630,4 mg/dm³ para 326,3 mg/dm³, acusando concentrações consideráveis deste elemento. Esse pacote é interceptado por faixa de material clástico que contém predominantemente seixos de tamanho variado associados a grânulos e matações, frações estas que correspondem à carga residual atualmente soerguida e erosionada pela ação fluvial contemporânea.

A seção estratigráfica arrolada nos parágrafos anteriores pode ser esquematizada na seguinte sequência, representada na figura 6.3.

Camada 1

0-53 cm

Aspectos texturais: depósito silto-argiloso (textura média);

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro (630,4 mg/dm³);

Fácies: transbordamento (Fsm).

Camada 2

53-98 cm

Aspectos texturais: depósito argilo-silto-arenoso (textura média);

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 326,3 mg/dm³;

Fácies: transbordamento (Fcm).

Camada 3

98-131 cm

Aspectos texturais: depósito clástico com predomínio de seixos arredondados a subarredondados associados a grânulos e matacões;

Fácies: preenchimento de canal (Gm).

Camada 4

131 cm +

Aspectos texturais: depósito areno-siltoso (textura média);

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 312,14 mg/dm³

Fácies: transbordamento (Ssm).

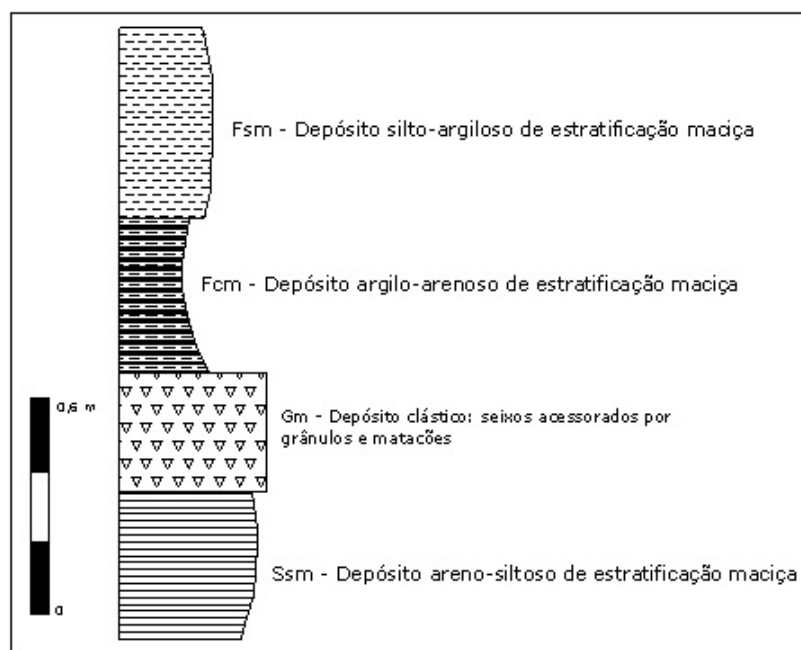


Figura 6.3. Perfil estratigráfico do Rio Verde (margem direita) em Itanhandu. 510046/7529601. Alt. 952 m.

A presença conspícua de meandros abandonados ainda na região do alto curso assinala a migração lateral do Rio Verde e registra a dinâmica fluvial ao longo do Quaternário Superior. Em São Sebastião do Rio Verde são identificáveis depressões na planície aluvial

que são notoriamente correlacionáveis a paleocanais total ou parcialmente colmatados por coberturas que inumam os depósitos de canal (foto 6.5).

Diques marginais proeminentes (foto 6.6) se elevam acima de trechos da planície de inundação que formam bacias inundáveis mantenedoras de ecossistemas brejosos que constituem nicho importante para uma série de espécies exploradoras de ambientes lacustres (foto 6.7).



Foto 6.5. Depressão localizada no interior da planície de inundação do Rio Verde vinculada a abandono de meandro (São Sebastião do Rio Verde, MG).



Foto 6.6. Diques marginais na margem esquerda do Rio Verde (São Sebastião do Rio Verde).



Foto 6.7. Bacia de inundação desenvolvida na margem esquerda do Rio Verde em São Sebastião do Rio Verde (MG).

Na área urbana de São Lourenço o Rio Verde expõe diques naturais (em algumas extensões subjacentes a aterros antrópicos) nas duas margens. Em ambos pode-se verificar

estratificação preservada a revelar intercalação entre depósitos arenosos misturados a materiais de menor ordem granulométrica com faixas de deposição eminentemente de finos que se referem à fácies de transbordamento.

Na exposição da margem esquerda tem-se na base um depósito arenoso de coloração clara e estratificação cruzada a plano-paralela correspondente a barras laterais, subjacente a uma faixa de 10 cm de material de estrutura granular média a pequena com alta coesão de coloração amarelo-esbranquiçada e avermelhada no topo, parecendo corresponder a uma camada argilosa suportada em areia fina, que pode estar vinculada a uma acresção vertical por transbordamento. Essa faixa suporta discordantemente um pacote de areia fina de 30 cm de espessura também correspondente a barras laterais; sobrejacente à mesma repousam sedimentos argilosos marrom-avermelhados de dura consistência e estruturados em blocos mediante estratificação maciça. No topo volta a aparecer registro de acresção lateral com mais um volume arenoso de baixa coesão e estratificação maciça, que também corresponde a um depósito de barra de pontal. Inumando todo esse pacote é localmente registrado 30 cm de material tecnogênico produto de aterramento.

Organiza-se assim, do topo até a base da exposição, a seguinte sequência estratigráfica, também referenciada em simbologia adaptada do sistema de Miall (1986):

Camada 1

0-30 cm

Aterro antrópico (A), com material misturado sem estratificação definida.

Camada 2

30-70 cm

Aspectos texturais: Textura arenosa;

Estratificação: Maciça;

Concentração de ferro: 129,8 mg/dm³;

Concentração de matéria orgânica: 0,4 dag/Kg;

Fácies: barra de pontal com baixa coesão (Sn), fácies de acresção lateral.

Camada 3

70-78 cm

Aspectos texturais: Textura argilosa;

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 528,8 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,0 dag/ Kg;

Fácies: depósito de transbordamento com decantação da argila (Fm); coloração marrom-avermelhada dada pela segregação de Fe e estrutura em blocos; fácies de acreção vertical.

Camada 4

78-110 cm

Aspectos texturais: Depósito areno-siltoso (textura média);

Estratificação: maciça a plano-paralela;

Teor de matéria orgânica: 0,4 dag/ Kg;

Fácies: Depósitos arenosos em barra de pontal incoesos (Sn), fácies de acreção lateral.

Camada 5

110-120 cm

Aspectos texturais: Fase argilosa associada a materiais arenáceos;

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 336,9 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,9 dag/Kg;

Fácies: acreção vertical (Fsm).

Camada 6

120 cm + :

Aspectos texturais: Textura arenosa;

Estratificação: cruzada a plano-paralela com presença de marcas onduladas;

Teor de matéria orgânica: 0,2 dag/ Kg;

Fácies: Depósitos arenosos de barras de pontal (Scp); fácies de acreção lateral.

A foto 6.8 mostra a exposição geral da sequência sedimentar, e as fotos 6.9 e 6.10 detalham as fácies delgadas de transbordamento (camada 2 e camada 4, respectivamente). O perfil estratigráfico segue representado na figura 6.4.



Foto 6.8. Sequência estratigráfica aluvial do Rio Verde. Área urbana de São Lourenço, sob a ponte (margem esquerda). Ponto de coleta para datação marcado com círculo. Coordenadas (UTM): 494674/7554678; Altitude: 869 m.



Foto 6.9. Fase argilosa (camada 2) correspondente à acresção vertical por transbordamento.



Foto 6.10. Detalhe da camada 4, também correspondente a acreção vertical.

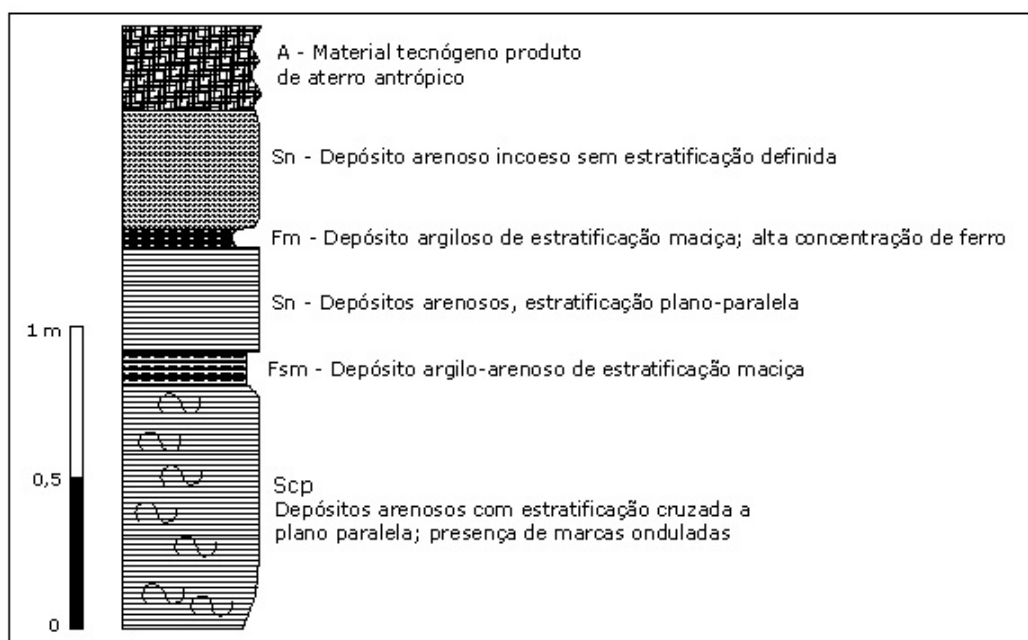


Figura 6.4. Perfil estratigráfico de depósito fluvial no vale do Rio Verde, margem esquerda (São Lourenço, MG). 494674/7554678. Alt. 869 m.

Na margem direita a sequência argilosa avermelhada mais emergente ocorre no topo do perfil, encavalada em um pacote arenoso. A coluna em questão se organiza nas seguintes sequências sedimentares:

Camada 1

0-10 cm

Aspectos texturais: Predomínio da fração areia (35,0 dag/Kg de areia grossa e 22,8 dag/Kg de areia fina) em relação ao silte (8,8 dag/Kg) e à argila (33,4 dag/Kg); textura média.

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 82,5 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,4 dag/Kg;

Fácies: depósito de transbordamento com decantação da argila (Fcm); coloração marrom-avermelhada dada pela segregação de Fe e estrutura em blocos; fácies de acreção vertical, similar a camada 2 descrita para a seção anterior.

Camada 2.

0,1 - 1,20m

Aspectos texturais: Depósito areno-argiloso de barra de pontal com argilas associadas (textura média), apresentando as seguintes concentrações: 23,6 dag/Kg de areia grossa, 23,6 dag/Kg de areia fina, 6,3 dag/Kg de silte e 34,3 dag/Kg de argila;

Estratificação: plano-paralela;

Concentração de ferro: 268,1 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,3 dag/Kg;

Fácies: acreção lateral submetida a transbordamentos periódicos que depositavam finos (Scp).

Camada 3

1,20-1,30 m

Aspectos texturais: Depósito silto-argiloso de transbordamento (textura média); com as seguintes concentrações: 10,4 dag/Kg de areia grossa, 10,4 dag/Kg de areia fina, 47,7 dag/Kg de silte e 33,9 dag/Kg de argila;

Estratificação: plano-paralela e presença de marcas onduladas;

Concentração de ferro: 208,1 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,3 dag/Kg;

Fácies: acreção vertical por transbordamento (Fso).

Camada 4

1,30-3,30m

Aspectos texturais: Textura arenosa;

Estratificação cruzada;

Concentração de ferro: 23,4 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,6 dag/Kg;

Fácies: acreção lateral (Sc).

Em consideráveis extensões os depósitos mais sobrejacentes, distintos pelo enriquecimento em ferro, foram removidos para a passagem de vias e lavra de areia.

Nessa exposição, a despeito da proximidade com a anterior, não se verificam os depósitos arenosos sobrejacentes à fácies de transbordamento (argilosa) e a faixa argilosa que separa discordantemente os dois pacotes arenosos similares, que pode não ter se dado nessa margem por fatores hidráulicos locais. A única discordância verificada deste lado é marcadamente linear e se refere à diferenciação entre a fácies argilosa de acreção vertical e a fácies areno-argilosa de acreção lateral.

Ainda assim, ambos os depósitos possuem forte similaridade e apontam para regimes hidrodinâmicos semelhantes a orquestrarem a organização da sequência, intercalando fácies arenosas de acreção lateral e fácies de transbordamento. A foto 6.11 mostra de forma clara a coluna estratigráfica em questão por inteiro, representada em perfil na figura 6.5.



Foto 6.11. Sequência estratigráfica aluvial do Rio Verde (margem direita), oposta na mesma direção da seção anterior. Ponto de coleta para datação marcado com círculo.

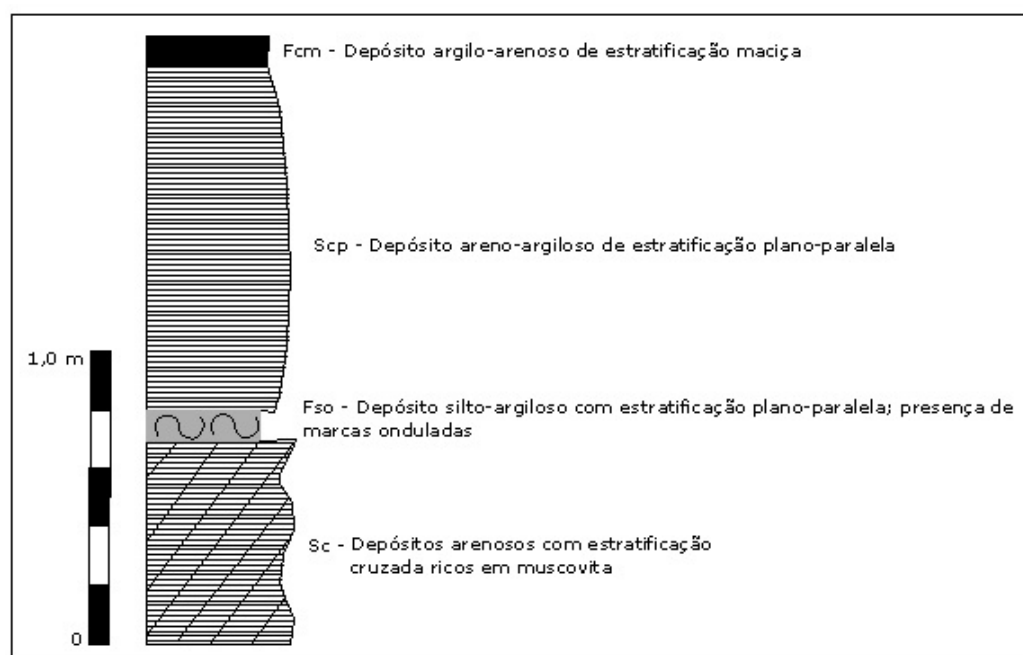


Figura 6.5. Perfil estratigráfico de depósitos fluviais no vale do Rio Verde (margem direita), São Lourenço (MG).

O padrão de intercalação de fácies arenosas e argilosas também pode ser verificado em planícies aluviais de afluentes do Rio Verde, como no Ribeirão do Carmo, localizado no município de Carmo de Minas e que deságua na margem esquerda daquele.

Nessa fase, portanto, os depósitos de planície de inundação são comuns ao longo da extensão do Rio Verde, interrompidos por encaixamento dado por fatores estruturais e tectônicos. Na borda sul da área urbana de São Lourenço verifica-se um meandro abandonado de consideráveis dimensões com a concavidade voltada para o canal fluvial (foto 6.12), atualmente na periferia da planície aluvial, alargada no Holoceno e altamente funcional no aporte de aluviões. Seguindo em direção a Pouso Alto, são contados mais quatro meandros abandonados de tamanho considerável com a concavidade voltada para o leito, o maior deles na margem esquerda, fazendo exceção a um padrão de concentração na margem direita, onde o plano aluvial é mais alargado. Todos eles são claramente visíveis nas fotos aéreas.

Ao norte da sede municipal de São Lourenço o Rio Verde passa a prescrever considerável sinuosidade em vale retilíneo e alargado adaptado à faixa de cisalhamento representada pelo alinhamento da Serra de Soledade, sofrendo inflexão brusca para oeste após um padrão geral N-S nos 8 km precedentes, pelos quais se contam mais cinco meandros abandonados pela margem direita (também mais desenvolvida), quatro deles apontando a

concavidade para o canal e um posicionado paralelo a ele. Nesse trecho a acumulação também é maciça, e o desenvolvimento de fácies de transbordamento também é funcional (foto 6.13). Escalonamentos dão margem à formação de terraços alçados em relação à várzea funcional atual em Soledade de Minas que estabelecem contato lateral com colúvios latolizados.

Antes de adentrar a área urbana de Soledade de Minas a planície de inundação é abruptamente suprimida quando o Rio Verde festona a Serra de Soledade, desviando sua orientação em adaptação à falha.

Por essas alturas do médio curso o Rio Verde recebe em sua margem esquerda afluência do Ribeirão do Carmo, dada por controle nitidamente tectônico em mais um ponto de mudança brusca na direção. A planície aluvial é constituída por material colúvio-aluvial, e seu preenchimento confere uma morfologia eminentemente retilínea e achatada para este compartimento agradacional. As exposições em barranco revelam um padrão estratigráfico caracterizado por discordâncias, a começar por sedimentação arenosa discordante ao embasamento gnáissico alterado subjacente à outra fácies arenosa caracterizada por coesão muito mais débil dos minerais residuais. Os 25 cm superiores apresentam maior enriquecimento em matéria orgânica e em minerais de argila, interferindo notoriamente na coloração, textura, plasticidade e pegajosidade do material.

Do topo para a base, a seguinte sequência estratigráfica aluvionar é encontrada na planície do Ribeirão do Carmo:

Camada 1

0-25 cm

Aspectos texturais: depósito silto-argiloso esruturado em blocos (textura média);

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 189,1 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,9 dag/kg

Fácies de acreção vertical (Fsm).

Camada 2

25-76 cm

Aspectos texturais: Textura arenosa;

Estratificação: Depósito arenoso incoeso sem estratificação definida;

Concentração de ferro: 19,8 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,6 dag/kg;

Fácies: acreção lateral em barra de pontal (Sn).

Camada 3

76-90 cm

Aspectos texturais: Textura argilosa;

Estratificação: sem estratificação definida; concreções endurecidas em nódulos e lentes contínuas;

Concentração de ferro: 186,8 mg/ dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,6 dag/kg;

Fácies: acreção vertical (Fcm).

Camada 4

90 cm +

Aspectos texturais: Textura arenosa;

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 32,5 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,6 dag/ Kg;

Fácies: acreção vertical de planície de inundação (Scm).

As diferenças encontradas entre estes depósitos e aqueles verificados no Rio Verde em área de litologia similar denotam influências locais dadas por fatores ligados a morfometria do relevo e área de contribuição das bacias hidrográficas interferindo nos processos hidrológicos e nos padrões de sedimentação definidores dos aspectos morfoestratigráficos das planícies aluviais.

Para a seção então caracterizada é passível de menção a carapaça endurecida e enriquecida em Fe de espessura variável entre 10 e 15 cm verificada entre dois pacotes arenosos (Camada 3), formando assim uma faixa laterizada que embora descontínua forma lentes plínticas de tamanho considerável. Embora não faça menção direta a ambientes fluviais, Vieira (1975) chama a atenção para o fato de que, se presente em grande quantidade, a plintita forma uma fase contínua ao invés do padrão nodular que, se seguida de endurecimento, vem a formar uma laterita. A fase em questão guarda similaridade com a camada 2 do Rio Verde que aparece recorrentemente nessas alturas de seu percurso.

A foto 6.14 corresponde à exposição caracterizada dos depósitos aluviais do Ribeirão do Carmo, e seu perfil estratigráfico está esquematizado na figura 6.6.



Foto 5.12. Meandro abandonado próximo à área urbana de São Lourenço (MG).



Foto 6.13. Depósitos aluviais na margem direita do Rio Verde (São Lourenço, MG).



Foto 6.14. Depósitos aluviais na planície de inundação do Ribeirão do Carmo (Carmo de Minas, MG).

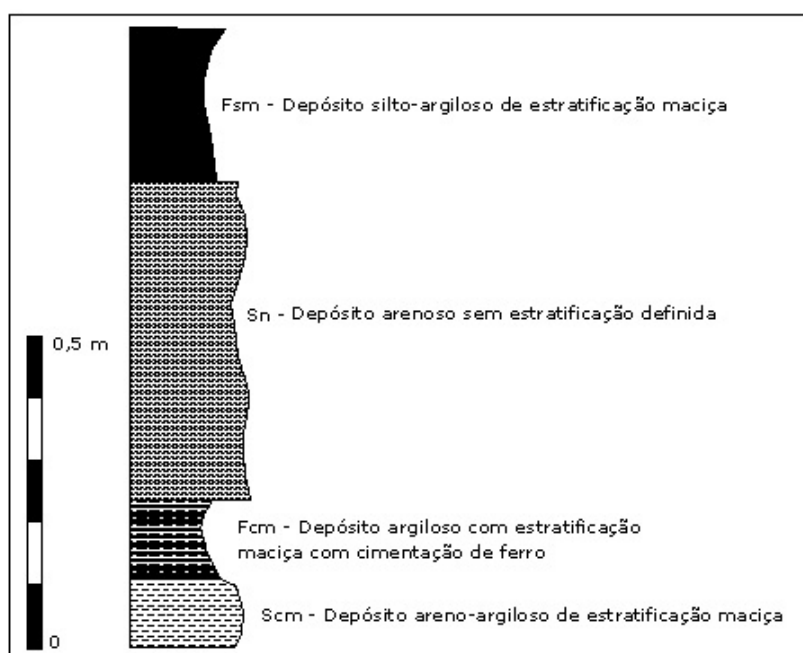


Figura 6.6. Perfil estratigráfico de depósito aluvial na planície de inundação do Ribeirão do Carmo (Carmo de Minas, MG). 485104/7553300. Alt. 894 m.

Também foram encontradas concentrações de ferro dessa natureza no Rio Baependi perto da confluência com o Rio Verde no município de Conceição do Rio Verde. A base do depósito é composta por material argiloso com nódulos concrecionários de ferro. Sobre esse

material dois pacotes areno-argilosos estabelecem contato discordante com GLEISSOLO soterrado alçado em relação ao nível de base atual e abaixo do nível da planície atualmente ativa, sendo drenado durante os períodos de estiagem. A sequência abaixo permite uma visualização amostral representativa do depósito retrocitado, mostrado em seu perfil estratigráfico na figura 6.7, e revelado na foto 6.15.

Observa-se aqui também uma alternância de fácies de acreção lateral e transbordamento, com formação de horizontes orgânicos pretéritos, além da presença do horizonte A proeminente atual.

Camada 1

0-22 cm;

Aspectos texturais: Textura média

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 234,55 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 2,61 dag/kg;

Fácies: Transbordamento (Fsm).

Camada 2

22-115 cm

Aspectos texturais: textura média (significativa concentração de areia fina);

Estratificação: maciça;

Concetração de ferro: 306,59 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 1,18 dag/kg;

Fácies: acreção lateral (Fscm)

Camada 3

115-160 cm

Aspectos texturais: Textura argilosa;

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 28,11 dag/dm³;

Teor de matéria orgânica: 4,45 dag/kg;

Fácies: GLEISSOLO com formação de horizonte orgânico (paleogleico) (Fmo).

Camada 4

160-251 cm

Aspectos texturais: textura argilosa;

Estratificação: ausente;

Concentração de ferro: 23,03 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,44 dag/ kg;

Fácies: transbordamento (Fsp).

Camada 5

251 cm +;

Aspectos texturais: textura argilosa;

Estratificação: maciça;

Concentração de ferro: 91,34 mg/dm³;

Teor de matéria orgânica: 0,24 dag/kg;

Fácies: transbordamento (Fm).

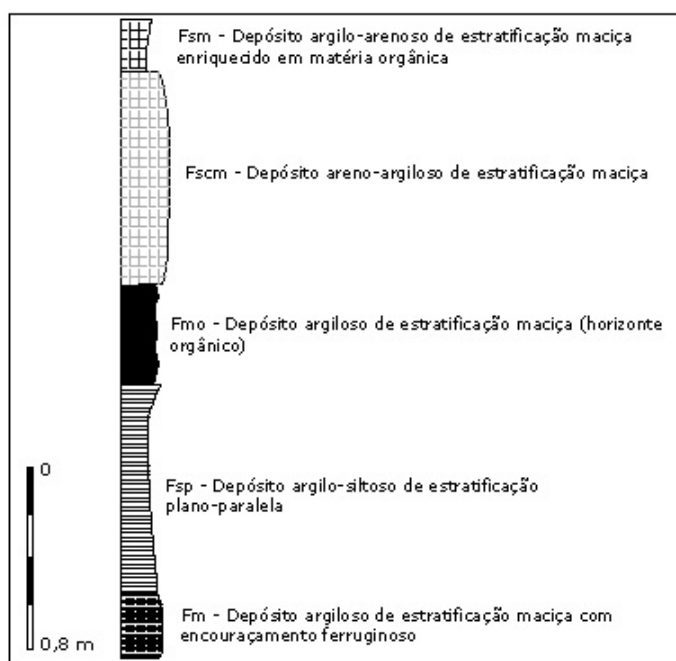


Figura 6.7. Perfil estratigráfico do baixo curso do Rio Baependi (Conceição do Rio Verde, MG).



Foto 6.15. Arquitetura deposicional no baixo curso do Rio Baependi com destaque para formação de horizonte orgânico na parte central do perfil.

O estrato formado por solo hidromórfico soterrado fica ainda mais espesso na passagem para o Rio Verde após a afluência do Rio Baependi, se adelgaçando em direção à planície deste, que ao coalescer com a do Rio Verde forma amplo piso sedimentar. Este estrato desaparece, entretanto, a 200 metros para montante, dando lugar a pacotes arenosos mais homogêneos sem estratificação (foto 6.16) que formam proeminentes diques marginais deflagradores de deposições de rompimento de dique na borda interna da planície (foto 6.17). Materias correspondentes a estas coberturas foram coletados para datação.



Foto 6.16. Pacotes arenosos na borda interna da planície de inundação do Rio Verde (Conceição do Rio Verde, MG).



Foto 6.17. Depósito de rompimento de dique na planície de inundação do Rio Verde (Conceição do Rio Verde, MG).

Existe de fato uma similaridade fundamental expressa pela natureza multicíclica dos depósitos, intercalando acresção vertical e horizontal na composição da coluna sedimentar aluvial, separada por depósitos arenosos diversos e depósitos argilosos de transbordamento, quase sempre segregadores de ferro e mais enriquecidos em matéria orgânica. Nessa seção, a coalescência das planícies de inundação dos rios Baependi e Verde são responsáveis pela

materialização de extensa área de acumulação, predominando os depósitos de acreção vertical.

Na camada mais emergente verifica-se uma maior concentração de matéria orgânica em comparação à camada subjacente. A maior concentração, no entanto, se dá na camada formada por GLEISSOLOS soterrados, sinalizando a formação de horizonte orgânico durante o Quaternário, horizonte este a partir do qual a coluna sedimentar passa definitivamente da classe textural média para classes eminentemente argilosas. Na base do perfil é que foi verificada a camada com maior concentração de ferro, camada na qual chegam a se formar crostas ferruginosas bastante endurecidas.

No baixo curso os depósitos de transbordamento parecem ser conspícuos, conforme foi verificado em Trê Corações, onde se constatou a ocorrência de fácies argilosas de transbordamento em altas concentrações de argila, silte, e, em pequena medida areia fina e grossa. Estas faixas visivelmente recheiam dois pacotes mais ricos em materiais arenosos, ainda que não tenha sido viável estabelecer um estratótipo-tipo na área para averiguações mais precisas das sequências estratigráficas em função das desfigurações das colunas sedimentares originais por conta da remoção de material e construção de aterros para dar aporte à malha urbana e industrial. As análises texturais indicaram classes texturais argilosas contendo entre 45,8 e 65,3 dag/kg de materiais pertencentes à fração argila; nessas faixas, a quantidade de areia encontrada foi muito baixa. Pela observação de depósitos residuais é possível perceber estratificação plano-paralela para as coberturas arenosas e maciça para os pacotes de textura argilosa.

Sob a ponte construída sobre a Rodovia Fernão Dias (BR-381) o que se constata é uma fácies arenosa coberta pela lâmina d'água mesmo nas épocas de estiagem. Pacotes arenosos paralelamente estratificados em espessuras superiores a 2 metros podem ser observados na margem esquerda, ainda que a exposição nesse trecho coincida com uma área de acesso inviável. Nesse caso a análise textural apontou concentração anômala da fração areia fina (81 dag/ Kg), provavelmente ligada à formação de barras arenosas, conforme foi constatado em outros trechos do Rio Verde.

Tais coberturas desaparecem quando o Rio Verde passa a dissecar as rochas metamórficas de alto grau do Complexo Varginha, uma vez que a planície de inundação é suprimida no contato litológico.

Os depósitos em Três Corações são semelhantes àqueles verificados na seção média do vale em São Lourenço, ou em afluentes como o Ribeirão do Carmo (Carmo de Minas) e o

Rio Baependi, indicando que sucessivos processos de transbordamento e acreção lateral se intercalaram na geração da atual arquitetura deposicional em sistema meandrante pelítico.

No quadro 6.3 é possível averiguar os valores encontrados nas análises texturais, bem como os teores de ferro e matéria orgânica.

Quadro 6.3. Classes texturais e outros ensaios para depósitos aluviais na bacia do Rio Verde.

PONTO	AREIA GROSSA (dag/ Kg)	AREIA FINA (dag/ Kg)	SILTE (dag/ Kg)	ARGILA (dag/ Kg)	CLASSE TEXTURAL	FERRO (mg/dm ³)	MATÉRIA ORGÂNICA (dag/Kg)
7531008/509730 (R. Verde, Itanhandu)	5,0	12,0	57,0	26,0	Textura média	630,4	5,4
7531008/509730 (R. Verde, Itanhandu)	22,0	22,0	28,0	34,0	Textura média	326,3	3,3
7554674/494672 (R. Verde, São Lourenço)	35,0	22,8	8,8	33,4	Textura média	82,5	1,4
7554674/494672 (R. Verde, São Lourenço)	23,6	23,6	6,3	34,3	Textura média	268,1	0,3
7554674/494672 (R. Verde, São Lourenço)	10,4	10,4	47,7	33,9	Textura média	208,1	0,3
7554678/494674 (R. Verde, São Lourenço)	2,0	36,0	35,0	27,0	Textura média	442,2	1,0
7554678/494674 (R. Verde, São Lourenço)	9,0	9,0	64,0	8,0	Textura arenosa	227,1	0,3
7582335/493974 (R. Verde, Conc. do R. Verde)	16	12	5	67	Textura média	283,17	0,54
7587192/489902 (R. Verde, Conc. do R. Verde/ várzea)	23,1	23,1	18,9	38,4	Textura argilosa	154,0	6,5
7587192/489902 (R. Verde, Conc. do R. Verde/ terraço)	15,2	15,2	8,2	33,7	Textura média	16,0	1,4
7572665/511033 (Rio Baependi/Baependi)	16	27	19	38	Textura argilosa	223,84	0,97
7572665/511033 (Rio Baependi/Baependi)	1	11	47	41	Textura argilosa	48,78	3,0
7582161/494242 (R. Baependi, Conc. do Rio Verde)	24	31	4	41	Textura média	234,55	2,61
7582161/494242 (R. Baependi, Conc. do Rio Verde)	21	19	5	55	Textura média	306,59	1,18
7582161/494242 (R. Baependi, Conc. do Rio Verde)	48	39	2	11	Textura argilosa	28,11	4,45
7582161/494242	46	34	1	19	Textura	23,03	0,44

(R. Baependi, Conc. do Rio Verde)					argilosa		
7582161/494242 (R. Baependi, Conc. do Rio Verde)	37	29	3	31	Textura argilosa	91,34	0,24
7585269/519479 (Rio do Peixe/Cruzília)	18	26	14	42	Textura argilosa	58,56	2,11
7585269/519479 (Rio do Peixe/Cruzília)	20	25	11	44	Textura argilosa	10,57	0,65
7585269/519479 (Cruzília)	12	24	35	29	Textura média	8,52	0,24
7573821/467847 (Rib. do Melo, Lambari)	21,9	21,9	23,2	42,7	Textura argilosa	28,3	0,5
(Rib. do Melo, Lambari)	0,7	0,5	24,6	74,2	Textura argilosa	10,3	0,8
7577476/466544 (Cor. Sanhaião, Cambuquira)	35,6	16,8	7,6	40,0	Textura argilosa	95,1	3,8
7577476/466544 (Cor. Sanhaião, Cambuquira)	0,8	0,6	18,4	80,2	Textura argilosa	73,8	2,6
7577107/465990 (R. São Bento, Cambuquira)	17,0	17,0	8,0	47,0	Textura argilosa	17,7	6,9
7600362/473216 (R. Verde, Três Corações)	9,0	5,2	40,0	4,8	Textura argilosa	51,7	2,0
7600362/473216 (R. Verde, Três Corações)	5,4	5,4	22,9	65,3	Textura argilosa	392,2	0,6
(R. Verde, Três Corações)	4,0	81,0	5,0	10,0	Textura arenosa	1299,0	0,6

Materializa-se então um sistema meandrante pelítico multicíclico operando nas várzeas abertas pelo Rio Verde e seus afluentes quando esses rios atingem os planaltos interiores a partir das encostas íngremes da principal faixa orográfica da Serra da Mantiqueira. Predominam os depósitos de planície de inundação, tanto de acresção vertical (diques marginais, bacias de inundação) como lateral (barras de meandro e barras de pontal).

Ao que parece, a formação de barras de pontal não excluiu contribuições oriundas de transbordamento durante cheias esporádicas, a depositarem argila nas planícies de inundação, atualmente também presentes nos pacotes arenosos. Verifica-se ainda que os teores de argila são mais altos no baixo curso, afirmando a previsível relação entre o aumento da recorrência de transbordamentos e deposição de finos transportados em suspensão na direção jusante, ainda que estes sejam descontínuos no espaço por ordem de fatores tectono-estruturais responsáveis por encaixamentos do canal. As cheias atuais que transpõem os diques marginais operam depósitos similares, onde os finos se distinguem entre as areias transportadas durante

os picos de vazão e depositadas nos transbordamentos. De forma geral, verifica-se o predomínio da fração argilosa no sistema, produto do intemperismo químico eficiente inerente ao meio tropical.

A dinâmica deposicional em questão é relativamente recente, constatando-se que a planície aluvial do Rio Verde é composta por arquitetura deposicional jovem e está em vias de formação. Datações absolutas realizadas pelo método da Luminescência Ótica Estimada (LOE), técnica das Alíquotas Únicas (SAR), acusaram idades entre 600 e 1000 anos para os depósitos de acordo com as amostras submetidas a ensaio. Sobre isso, coloque-se em discussão o quadro 6.4.

Quadro 6.4. Resultados de datação por Luminescência Ótica Estimada (LOE) de amostras sedimentares da planície aluvial do Rio Verde.

LOCALIZAÇÃO	PROFUNDIDADE DA COLETA (m)	DOSE ANUAL ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose acumulada (Gy)	Idade (anos)
(1) 7554674/494672 São Lourenço/ margem direita	2,2	2290 ± 440	2,0	870 ± 150
(2) 7554678/49674 São Lourenço/ margem esquerda	1,8	1230 ± 100	0,75	610 ± 80
(3) 7582335/493974 Conc. do Rio Verde/ margem direita	1,4	1672 ± 320	1,30	770 ± 120

Os respectivos resultados das concentrações de ^{232}Th (Tório), ^{238}U e ^{235}U (Urânio) e ^{40}K (Potássio) são mostrados no quadro 6.5.

Quadro 6.5 Concentrações de Th, U e K nas amostras analisadas.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
(1)	$9,533 + \text{ou} - 0,343$	$3,320 + \text{ou} - 1,329$	$0,456 + \text{ou} - 0,066$
(2)	$3,597 + \text{ou} - 0,129$	$1,919 + \text{ou} - 0,228$	$0,210 + \text{ou} - 0,030$
(3)	$5,748 + \text{ou} - 0,207$	$3,097 + \text{ou} - 1,089$	$0,187 + \text{ou} - 0,027$

Cronologicamente, a idade dos depósitos se mostra relativamente uniforme por toda a planície de inundação do Rio Verde nos segmentos onde esta se faz contínua. Levando em conta a existência de materiais mais antigos soterrados, cuja coleta não foi possibilitada pela ausência de exposição adequada, pode-se considerar que a planície aluvial atual do Rio Verde

está em vias de elaboração e, embora a gênese do sistema deposicional possa remeter ao Pleistoceno, os últimos retrabalhamentos se deram em torno de 1000 anos, nos sedimentos holocênicos que se encontram ainda preservados em seu ambiente de sedimentação. Dessa forma, nota-se a tônica expressiva da dinâmica sedimentar enquanto processo geomorfológico atual, provocando o corte e abandono de meandros, a sobrelevação e rompimento de diques marginais, a obliteração das margens, o preenchimento das várzeas e outros processos geomorfológicos fluviais que vem sucessivamente retrabalhando estes sedimentos ao longo do Holoceno.

As planícies aluviais do Rio Verde configuram, portanto, morfologias em vias de construção, e os aspectos morfoestratigráficos visíveis são bastante recentes, embora ainda predominem, malgrado as constantes intervenções verificadas nesses ambientes, as morfologias e registros sedimentares naturais.

Os depósitos aluviais do Rio Verde não são contínuos, uma vez que são suprimidos por interferências estruturais, como aquela que se dá na passagem para as rochas do Complexo Varginha, no município em questão, entre outras que foram apontadas. No entanto, apresentam recorrência de fácies que registram a evolução das unidades deposicionais fluviais, cujas descontinuidades laterais com os compartimentos de encosta também são bem marcadas, seja pelo imbricamento de rampas coluviais, seja pelas rupturas de declive estabelecidas com as encostas mais declivosas.

Define-se então um pacote sedimentar com padrão estratigráfico recorrente que intercala pacotes arenosos e argilosos, com formação de horizontes orgânicos em alguns setores. Todas essas fácies se agrupam formando o padrão morfoestratigráfico da planície aluvial do Rio Verde, materializado por uma associação de fácies.

A esse conjunto deposicional, cujas características físicas, químicas, sedimentológicas e cronológicas foram anteriormente discutidas, propõe-se designação de Aloformação Rio Verde, em consonância aos autores que visualizam a materialização de aloformações em depósitos recentes. Compreende os depósitos da planície aluvial do Rio Verde e dos principais afluentes, que começam a aparecer a partir da transposição dos degraus superiores da Mantiqueira, na região de Itanhandu e Itamonte, constituindo uma aloformação em vias de elaboração, porém já consolidada nos pisos inferiores da bacia do Rio Verde.

Admite-se a necessidade de que estudos mais aprofundados e abrangentes nos depósitos quaternários regionais sejam levados a efeito sob a óptica da aloestratigrafia, contemplando também os sedimentos e sistemas deposicionais existentes nos vales dos rios Sapucaí e Grande, o que possivelmente conduzirá a proposições acerca de novas

aloformações e alogrupos. É sabido, por exemplo, que segmentos da bacia do alto Rio Grande são formados por sedimentos mais distintamente argilosos cujas idades remetem a tempos pré-quaternários, conforme apontado por Santos (1999) na bacia do Rio Aiuruoca.

Os contatos laterais dos sedimentos aluviais são bem traçáveis, e se referem principalmente a ARGISSOLOS e LATOSSOLOS. Em situações de baixa vertente declivosa, pode haver também contato direto com CAMBISSOLOS. Nos setores onde as várzeas são mais alargadas e os modelados de dissecação adjacentes assumem tipicidade colinosa, o contato lateral comumente é dado por LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, conforme se verifica em amplo segmento que se estende por Conceição do Rio Verde, Cambuquira, Três Corações e Varginha. É o padrão recorrente no baixo curso. No médio/alto curso, a partir de Carmo de Minas e São Lourenço, os contatos laterais passam a se dar predominantemente com ARGISSOLOS, ainda que os LATOSSOLOS apareçam marcando os contatos em setores de Carmo e Soledade de Minas. Em grande parte, as coberturas latossólicas em questão configuram colúvios pedogeneizados, com textura enfaticamente argilosa por toda a extensão mencionada. Ao longo do vale dos rios Santo Agostinho e Gamarra, principais formadores do Rio Baependi, os contatos laterais também são dados por ARGISSOLOS, padrão este que o Rio Baependi herda. Estes depósitos de materiais retrabalhados também conformam um padrão morfológico deposicional que pode ser tratado sob o prisma da aloestratigrafia, ainda que não tenha sido proposto na presente oportunidade um enquadramento formal para os mesmos.

Esse padrão que se considera reconhecível como Aloformação Rio Verde se consubstancia em essência quando o alinhamento principal da Mantiqueira é transposto pela drenagem, condição para a formação de pacotes alúvio-coluvionares mais expressivos e contínuos. Geomorfologicamente corresponde, tornando a frisar, às planícies de inundação ativas do Rio Verde e principais afluentes, estando ligada aos sistemas deposicionais fluviais mais recentes, embora formadores de planícies consolidadas em recorrente associação de fácies. Tais planícies é que constituem a localidade-tipo da Aloformação Rio Verde, descrita segundo as seções-tipo apresentadas anteriormente.

Ficam sectarizados de tal condição os sítios deposicionais restritos e descontínuos da Serra da Mantiqueira, cujas feições tem se observado transitórias em função da elevada energia do relevo e dos processos morfodinâmicos agudos que operam na fisiologia da paisagem. Tais sítios de acumulação encontram-se a mercê da ação severa do escoamento superficial difuso e concentrado que opera nas altas cristas da Mantiqueira, capaz de

mobilizar significativa quantidade de material detrítico e promover a substituição das coberturas então existentes nos alvéolos de deposição.

Do ponto de vista climático, fica latente que as vazões expressivas partilharam da dinâmica fluvial neoquaternária, conforme averiguado pelas datações realizadas, denotando regimes pluviométricos expressivos durante o Pleistoceno Tardio/Holoceno passíveis de causarem transbordamentos. As substanciais concentrações de material argiloso sugerem a vigência do intemperismo químico, reforçado pelo fato de que, mesmo pacotes sedimentares comandados pela fração arenosa são passíveis de conter concentrações consideráveis de argila intersticial e silte. As concentrações de ferro nos depósitos de transbordamento também indicam constância de umidade no sistema.

Materiais rudáceos de preenchimento de canal ocorrem de forma mais copiosa no alto curso, submetido à dinâmica da Serra da Mantiqueira, compartimento dotado de alta agressividade erosiva e expressivo potencial de remoção e fornecimento de material. Nesses setores os compartimentos agradacionais existem, mas são mais restritos e se encontram em dinâmica aguda, onde os processos de erosão e sedimentação são bastante intensos em áreas receptoras reduzidas, fazendo com que as mesmas sejam permanentemente transformadas em seus padrões morfoestratigráficos.

Ainda que não tenha sido assumido o compromisso de representação cartográfica da aloformação proposta, a figura 6.8 espacializa as áreas de depósitos aluviais mais contínuas e expressivas que tem representação razoável na escala trabalhada, abarcando a Aloformação Rio Verde na medida em que envolve as planícies de inundação ativas, seu correspondente geomorfológico.

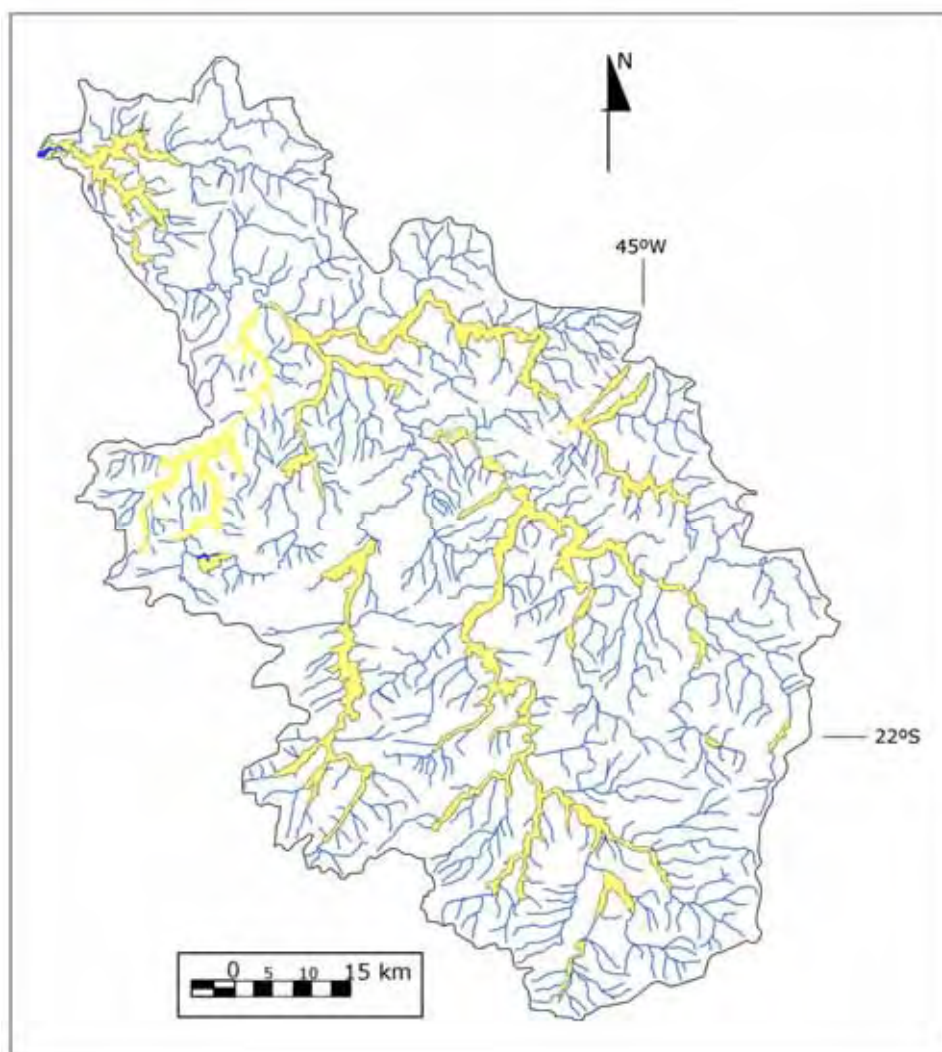


Figura 6.8. Distribuição dos depósitos aluviais na bacia do Rio Verde.

6.3.2. Considerações sobre as coberturas superficiais de encosta

A facilidade de mapeamento dos depósitos aluviais, pelo menos aqueles mais expressivos e de maior continuidade espacial, não se verifica para os colúvios e outras coberturas de alteração. Um fator complicador se refere à distribuição descontínua desses materiais e a sua manifestação na paisagem em sítios nem sempre mapeáveis na escala trabalhada, ou maiores. Além disso, frequentemente, elúvios e colúvios se interdigitam e se confundem em contatos de mais difícil distinção do que aqueles estabelecidos com os materiais de natureza aluvial. Dessa forma, a identificação e representação cartográfica de tais materiais suscitam estudos pedoestratigráficos mais detalhados. Malgrado tais dificuldades, o

processo de coluvionamento é significativo e sua importância para a evolução quaternária da paisagem justifica que sua menção seja evocada.

Pela Serra da Mantiqueira, depósitos coluviais ocorrem comumente no imbricamento de vertentes côncavas ou retilíneo-côncavas, revestindo a linha de base do anfiteatro ou espalhados em leques e/ou tálus nas baixas vertentes, podendo se apresentar suspensos por efeito tectônico recente. Conforme Moura & Silva (2001), nesses anfiteatros formados pelo recuo erosivo mais acelerado das seções côncavas (*hollows*) da vertente se acumulam, em suas reentrâncias, os colúvios correlatos ao desgaste destas áreas fonte.

Os depósitos coluviais também capeiam as vertentes entre as seções médias e superiores, condição esta cuja distinção é mais problemática. Encontram-se pedogeneizados formando diferentes tipos de solo conforme a litologia e as características morfométricas do relevo.

Nos compartimentos mais recuados da bacia do Rio Verde confina-se uma sorte notória de depósitos coluviais, que aparecem já na principal faixa divisória, que é a crista principal da Mantiqueira. Correspondem ao desgaste erosivo dos compartimentos de alta encosta, cuja energia é deveras acentuada, conforme se verifica nos espessos depósitos de tálus que circundam com notável continuidade os maciços montanhosos alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro.

Rampas coluviais incidem, a partir de ramificações interiores da Mantiqueira, em direção ao vale do Rio Santo Agostinho à jusante da sua planície de cimeira, inclusive com mobilização de matacões que circunstancialmente aparecem em rupturas de declive na forma de depósitos de tálus (fotos 6.17 e 6.18).



Foto 6.17. Acumulações coluviais com presença de matacões rolados; os afloramentos refletem a agressividade erosiva e a recorrência de processos de queda de blocos (Bapependi, MG).



Foto 6.18. Blocos de granada biotita-gnaiss desprendidos da estrutura e acomodados em ruptura de declive na forma de depósito de tálus. Presença de fraturas perpendiculares ao bandamento (Baependi). 529445/7557027. Alt. 1413 metros.

Mesmo em vales encaixados tectonicamente controlados os materiais coluviais são passíveis de distinção. Caso desse tipo é o Rio da Colina (Itamonte), cujo vale profundamente entalhado encontra-se preenchido com sedimentos coluvionares acomodados em disposição planar ou formando rampas localizadas e descontínuas. Verificou-se que o material de origem corresponde a CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS indiferenciados na área. As atividades agropastoris também influenciam na erosão destas coberturas e contribuem de maneira importante para a colmatação de vales. O intenso coluvionamento para este setor também é verificado pelo preenchimento de pequenos anfiteatros de afluentes do Rio da Colina e por depósitos arenosos atuais que ocorrem em lentes delgadas posicionadas em pequenas rupturas de declive.

O relevo serrano formado por alinhamentos extensos, declivosos e com acentuada amplitude altimétrica favorece sobremaneira os processos de movimento de massa e preenchimento coluvionar dos compartimentos rebaixados. Em Cristina, no alto curso do Rio Lambari, esse padrão de intenso coluvionamento também é verificado em conjunto com processos morfodinâmicos extremos de escorregamentos e queda de blocos, cujo caráter episódico ressalta uma dinâmica atual sobreposta a uma deposição mais lenta e insidiosa de finos processada ao longo do Quaternário. Esse cruzamento de processos pode ser constatado

em inúmeras seções de vertente, a exemplo do que mostra a foto 6.19, tomada a aproximadamente 2 km do entroncamento rodoviário que faz a ligação com o município de São Lourenço.



Foto 6.19. Acumulação de blocos rolados sobre mantos coluviais previamente depositados em Cristina (MG).

As acumulações coluviais de sopé de vertente também ocorrem em inúmeros alinhamentos de serras do Planalto do Alto Rio Grande, com a ocorrência de padrões em *hollow* côncavo ou côncavo-plano suspenso correspondente a cabeceiras de drenagem barradas pela sedimentação, conforme descrito por Moura et al. (1991) na região de Bananal (SP/RJ), médio vale do Rio Paraíba do Sul. Na presente tese foi conferida em campo correlação entre estes depósitos e falhas do tipo normal afetando níveis de base locais, conforme constatado em Caxambu, Conceição do Rio Verde e Soledade de Minas.

Na seção inferior de vertentes curtas de morros alinhados e algumas serras do Planalto do Alto Rio Grande é comumente constatável o acúmulo de material submetido à pedogênese latossólica predominantemente em LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO ocorrentes principalmente na média/baixa bacia pelos municípios de Lambari, Cambuquira, Campanha, Três Corações, Elói Mendes e Varginha, neste último aparecendo variações de tonalidade mais escura vinculado à alteração de rochas máficas. No geral, entretanto, o que se verifica

são pacotes espessos avermelhados indicando ambiente oxidante e considerável ferralitização, formando-se produtos pedogenéticos de textura argilosa, conforme acusado na maior parte das análises texturais empreendidas. Em Lambari e Cambuquira foram constatadas coberturas semelhantes na mesma posição na paisagem apresentando, respectivamente, 43,7 e 55 dag/Kg de fração argila e uma quantidade de ferro da ordem de 20,7 e 19,8 mg/dm³.

A título de representatividade destas coberturas, a foto 6.20 ilustra a ocorrência de LATOSSOLO nas seções inferiores de alinhamentos topográficos, afigurando-se como materiais retrabalhados.



Foto 6.20. LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico oriundo de colúvio pedogeneizado em baixa vertente (Lambari, MG). UTM: 7574130/467873

Depósitos argilosos com pedogênese latossólica nas seções inferiores das vertentes vinculados a compartimentos de topografia mais suave também são conspícuos na baixa bacia, aparecendo continuamente nos retrocitados municípios de Campanha, Cambuquira e Três Corações. Em Varginha, é com esse tipo de material que o Rio Verde estabelece seu contato lateral. Desde a passagem da Serra da Mantiqueira para o Planalto do Alto Rio Grande, na região de Carmo e Soledade de Minas, essas feições morfoestratigráficas ocorrem, aumentando sua expressividade e continuidade na paisagem nos terrenos rebaixados da baixa bacia do Rio Verde.

Embora não se tenha ocupado de proposições em caráter formal, é provável que os LATOSSOLOS de baixa vertente que em amplas faixas estabelece contato lateral com os sedimentos aluviais da Aloformação Rio Verde, possam ser estudados por intermédio da abordagem aloestratigráfica. Apresentam notória recorrência e similaridade, sempre relacionados a rampas colúviais que preenchem seções inferiores de um vasto número de encostas, em contatos laterais bem definidos com os materiais de fundo de vale ocorrentes nos terraços e planícies, com as coberturas menos desenvolvidas que aparecem nos flancos superiores de relevos declivosos, ou ainda com materiais eluviais em domínios colinosos. Enquadramentos mais precisos, entretanto, demandam esforços mais específicos de descrição morfológica dos depósitos, de sondagem de sua distribuição vertical e horizontal em precisão aceitável, de estabelecimento de suas discordâncias em relação a outros materiais e de sua datação absoluta.

As cristas quartzíticas que seccionam a parte central da bacia do Rio Verde no Planalto do Alto Rio Grande também são importantes zonas dispersoras regionais. Em seus flancos voltados para sudeste acumula-se considerável carga sedimentar colúvial e depósitos de tálus, que, em litologia quartzítica, são incrementados por blocos ciclópicos que tem seu deslocamento favorecido pelo paralelismo bem definido das camadas metassedimentares. Em São Thomé das Letras, a vertente sudeste da Serra de São Thomé encontra-se revestida por esses materiais e por níveis de alteração argilosos bastante plásticos e pegajosos contendo grande quantidade de muscovita residual que aparece na passagem para os micaxistos, contrastando com as coberturas arenosas e a presença de rocha nua que se verifica nos quartzitos.

Entre as cristas ocorrem vales estruturais adaptados à falha mais antiga e reafeiçoados por controle recente que apresentam terraços formados por processos de pedimentação quaternária à expensa do recuo das escarpas serranas. Capeiam os vales dos ribeirões Cantagalo e Lavarejo em São Thomé das Letras e adentram a bacia do Rio Grande.

Nesses vales escavados em níveis xistosos ocorre um paleopavimento detrítico com espessura média de 30 cm, atualmente inumado por colúvio pedogeneizado cuja espessura média é de 70 cm. São formados eminentemente por grãos de quartzo e quartzito, apontando para as serras quartzíticas (de São Thomé – sobretudo – e do Cantagalo) como áreas fontes e denunciando uma gênese vinculada a desgaste mecânico favorecido pela significativa susceptibilidade ao deslocamento inerente a litologia em questão e transporte a curta distância. Marques Neto (2007) classificou estes depósitos segundo seu grau de arredondamento, em adesão à proposição de Mendes (1984), constatando, em todas as seções

amostrais, predomínio de clastos angulares e subangulares, sendo exceção constatada em apenas uma seção pelo equilíbrio com as formas subarredondadas e arredondadas, estas as menos numerosas. As formas em questão indicam provável transporte pelas encostas; sua continuidade, plana e extensiva, sugere uma paleosuperfície pedregosa e não depósitos residuais de canais anastomosados. Materiais semelhantes são verificados em Carrancas, a norte da área de estudo, também geneticamente vinculado ao relevo quartzítico que transpõe a calha do Rio Grande; nesse caso conforma pavimentos até mais extensos em superfícies colinosas consideravelmente aplainadas.

Tem-se a percepção de que a litologia quartzítica é consideravelmente favorável à geração de cascalheiras em função do deslocamento proeminente que se verifica, principalmente, nos quartzitos finos de acamamento delgado e bem definido. A isso é devido somar um controle geomorfológico dado pelo paralelismo entre as cristas e os vales estruturais com suas devidas diferenças litológicas.

Uma correlação entre a linha de pedra e uma fase climática menos úmida dotada de intemperismo físico mais rigoroso é plausível pela natureza e forma do material, pela posição na paisagem e pelo fato de estar em contato discordante com dois depósitos distintos. Se tal correlação for aceita, a deposição de tais materiais provavelmente antecedeu a formação das planícies aluviais atuais, essencialmente holocênicas e preenchidas por depósitos correlacionáveis a clima tropical úmido.

Ainda que entre as proposições primordiais da presente tese não tenha sido incluída uma análise mais circunspecta dos materiais elúvio-coluvionares, algumas amostras foram recolhidas e submetidas à análise, sobretudo para fins de apreensão de informações acerca da textura dos materiais de superfície, e que serão objeto de atenção a posteriori. Tais informações estão organizadas no quadro 6.6.

Quadro 6.6. Classes texturais e outros ensaios aplicados a depósitos de encosta da bacia do Rio Verde.

PONTO	AREIA GROSSA (dag/ Kg)	AREIA FINA (dag/ Kg)	SILTE (dag/ Kg)	ARGILA (dag/ Kg)	CLASSE TEXTURAL	FERRO (mg/dm ³)	SOLO/ RELEVO
7525446/504805 (Passa Quatro)	19,0	19,0	7,0	60,0	Textura argilosa	23,3	Latossolo Vermelho Amarelo/ morro
7525646/505882 (Passa Quatro)	16,0	31,0	14,0	39,0	Textura argilosa	81,2	Argissolo Vermelho Amarelo/ montanhoso
7525646/505882 (Passa Quatro)	11,0	19,0	11,0	59,0	Textura argilosa	43,8	Argissolo Vermelho Amarelo/ montanhoso
7525605/508707	9,0	5,0	16,0	70,0	Textura	26,2	Cambissolo/

(Passa Quatro)					argilosa		montanhoso
(Passa Quatro)	6,0	10,0	58,0	26,0	Textura média	15,1	Neossolo Litólico/montanhoso
7540932/506574 (Itanhandu)	11	11	15	64	Textura argilosa	12,8	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/colinoso
7540739/506598 (Itanhandu)	10	10	13	64	Textura argilosa		Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/colinoso
7529445/484735 (Virgínia)	23	22	11	44	Textura argilosa	31,08	Argissolo Vermelho/degraus serranos
7538/481852 (Dom Viçoso)	5,0	5,0	58,0	35,0	Textura média	16,8	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/morro
7546263/472273 (Cristina)	27	21	18	34	Textura argilosa	45,71	Argissolo indiferenciado/morro
7540123/470622 (Cristina)	6	13	24	57	Textura argilosa	23,18	Argissolo indiferenciado/serra rebaixada
7543923/472509 (Cristina)	21	24	25	30	Textura média	49,61	Cambissolo Háplico/morro
7559914/485099 (Carmo de Minas)	7,0	20,0	14,0	59,0	Textura argilosa	17,8	Latossolo Vermelho Escuro/colinas pequenas
7559914/485099 (Carmo de Minas)	38,0	38,0	44,0	10,0	Textura arenosa	23,0	Latossolo Vermelho Escuro/colinas pequenas
7553517/485894 (Carmo de Minas)	17	28	15	39	Textura argilosa	23,82	Latossolo indiferenciado/morro
7555804/494654 (São Lourenço)	10	26	28	36	Textura argilosa	29,32	Argissolo Vermelho Amarelo/morro
7559651/493840 (Soledade de Minas)	39	11	25	25	Textura argilosa	69,78	Latossolo Vermelho Amarelo/ morro
7569335/501745 (Soledade de Minas)	21	28	17	34	Textura média	54,77	Argissolo indiferenciado/morro
7569289/507492 (Caxambu)	6	22	28	44	Textura argilosa	29,49	Argissolo Vermelho/morro
7569289/507492 (Caxambu)	4	17	45	34	Textura média	37,16	Argissolo Vermelho/morro
7568131/519466 (Baependi)	25	26	20	29	Textura média	66,25	Argissolo Vermelho-Amarelo
7568131/519466 (Baependi)	31	35	9	25	Textura média	57,21	Argissolo Vermelho-Amarelo
7579321/514067 (Baependi)	5	11	30	54	Textura argilosa	23,78	Latossolo Vermelho Amarelo/colina
7588829/521236 (Cruzília)	9	20	37	34	Textura média	31,38	Latossolo indiferenciado com laterita/colina
7585395/519455 (Cruzília)	13	9	20	58	Textura argilosa	3,69	Paleoturfeira/morro
7585395/519455 (Cruzília)	12	8	46	34	Textura média	5,51	Paleoturfeira/morro
7598302/502318 (São Thomé das Letras)	22	21	8	49	Textura média	177,45	Cambissolo Háplico/serra

7600884/507424 (São Thomé das Letras)	53	12	9	26	Textura argilosa	15,17	Latossolo Vermelho Amarelo/ colina
7597987/505082 (São Thomé das Letras)	10	62	15	13	Textura arenosa	121,88	Neossolo Litólico/serra
754106/0468047 (Lambari)	36,0	36,0	32,0	32,0	Textura média	66,5	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico húmico/ terraço
754106/0468047 (Lambari)	37,0	37,0	18,0	45,0	Textura argilosa	40,4	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico húmico/ terraço.
7574130/467873 (Lambari)	36,0	36,0	30,0	34,0	Textura média	48,4	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/ colúvios de sopé
7574130/467873 (Lambari)	33,0	33,0	16,0	51,0	Textura argilosa	27,3	Idem
7570919/465120 (Lambari)	20,3	20,3	24,6	43,7	Textura argilosa	64,9	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/ colina
7608600/456949 (Lambari)	5	17	22	56	Textura argilosa	22,37	Latossolo Vermelho Amarelo/colina
7608600/456949 (Lambari)	2	10	82	6	Textura média	17,59	Latossolo Vermelho Amarelo/colina
7582185/490239 Conc. do R. Verde)	6,6	30,8	38,1	24,5	Textura média	20,4	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/ colinoso
7582185/490239 (Conc. do R. Verde)	22,4	22,4	21,6	38,5	Textura argilosa	11,9	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/ colinoso
7578678/473889 (Cambuquira)	7,0	20,0	18,0	55,0	Textura argilosa	19,8	Latossolo Vermelho Amarelo distrófico/ colinoso
7577766/467543 (Cambuquira)	11	19	11	59	Textura argilosa	17,36	Argissolo indiferenciado/morro
7588671/456044 (Campanha)	39,0	39,0	7,0	42,0	Textura argilosa	19,9	Latossolo Vermelho Escuro/ colinoso
7581907/457195 (Campanha)	19,0	27,0	24,0	30,0	Textura média	105,4	Argissolo Vermelho Amarelo/ morro
7581132/457053 (Campanha)	25	19	11,0	45	Textura argilosa	55,9	Cambissolo/ morro
7604831/485693 (Três Corações)	47	15	7	31	Textura argilosa	28,99	Latossolo Vermelho Amarelo/ morro suavizado
7604831/485693 (Três Corações)	45	11	8	36	Textura argilosa	17,96	Latossolo Vermelho Amarelo/ morro suavizado
7597718/472831 (Três Corações)	4	16	36	44	Textura argilosa	26,73	Argissolo Vermelho Amarelo/colina
7614895/453697 (Varginha)	22	18	23	37	Textura argilosa	21,0	Cambissolo Háplico/ morro
7610032/455588 (Varginha)	12,0	15,0	19,0	54,0	Textura argilosa	44,3	Latossolo Vermelho Escuro/ colinoso
7608600/456948 (Varginha)	67	10	10	13	Textura argilosa	29,7	Latossolo Vermelho Amarelo/ colina
7621054/449840 (Varginha)	23	15	22	40	Textura argilosa	19,38	Cambissolo indiferenciado/morro

O predomínio de materiais finos compoendo a classe textural das coberturas de alteração é de grande notoriedade, onde a maioria das amostras acusou textura argilosa, seguida da textura média; a classe textural arenosa fica restrita a alguns pontos onde é determinada pelo substrato, como em áreas de litologia quartzítica.

Fica registrada a intensa formação de minerais de argila ao longo do Quaternário, desenvolvendo-se LATOSSOLOS nos segmentos em que o relevo vem permitindo o aprofundamento da alteração química. O contexto topográfico acidentado e consideravelmente dissecado, no entanto, favorece a formação de solos com horizonte B textural. O caráter de zonalidade é mais bem verificado no Planalto do Alto Rio Grande, sendo que a Serra da Mantiqueira é pedologicamente caracterizada por solos rasos azonais (CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS), também apresentando predomínio de finos em sua constituição granulométrica.

Materiais clásticos truncando tais perfis também ocorrem, mas não são extensivos da maneira que se apresentam os mantos de alteração argilosos. Em alguns casos, como o descrito para São Thomé das Letras, parecem estar sinalizando para fases de escoamento mais agressivo ligado a regimes torrenciais em climas mais secos, ainda que para outros contextos tenham sido interpretados outros significados estratigráficos.

Grande parte das coberturas latossólicas verificadas correspondem a materiais retrabalhados; dessa maneira, não são todos os LATOSSOLOS encontrados que se formaram por lixívia contínua *in situ*. No entanto, a formação de minerais de argila ao longo do Quaternário se mostrou bem marcante, e mesmo as oscilações climáticas pleistocênicas, considerando suas conhecidas interferências nos processos vigentes, parece não terem interrompido completamente o intemperismo químico a ponto de abortar a formação das argilas.

CAPÍTULO VII

DAS PAISAGENS NATURAIS ÀS PAISAGENS HUMANIZADAS: A DIMENSÃO ANTROPOGÊNICA NA EVOLUÇÃO E DINÂMICA DA BACIA DO RIO VERDE

7.1. Aspectos conceituais

A tecnificação do meio vem crescentemente alterando, modificando e substituindo paisagens naturais por paisagens transformadas através da técnica em prol do desenvolvimento das sociedades humanas em suas atividades urbanas, industriais, rurais, extrativistas, etc. Materializam-se geocomplexos dados pela ação humana que compõem as paisagens carregadas de estruturas antropogênicas formadas pelo empreendedorismo histórico das sociedades a alterar em variados graus as estruturas e funcionamento dos sistemas naturais e a impor novas configurações espaciais.

Rodrigues (2005) designa as morfologias antropogênicas como aquelas engendradas pela técnica, fundamentalmente oriundas do trabalho humano. Ações transformadoras podem colocar o homem no status de agente geológico-geomorfológico à medida que resultam em alterações nesses chamados “componentes inertes” da paisagem. Por exemplo, atividades de mineração afetam a estrutura e as formas originais do relevo em função dos taludes e crateras que são abertos; grandes empreendimentos urbanos, industriais e comerciais demandam por vezes atividades de terraplanagem para que seja feita a adequação do declive seguida de impermeabilização generalizada; aberturas de estradas implicam em ruptura da continuidade da rampa e modificação da geometria das vertentes para dar passagem à via e praticar a contenção das encostas por suavização ou terraceamento. À medida que se intensifica a ocupação e exploração do espaço acompanhando o avanço das técnicas de exploração dos recursos naturais, multiplicam-se essas morfologias antropogênicas e aumenta o papel das atividades antrópicas nos fluxos de matéria e energia.

A repetição no espaço e a coalescência das extensões territoriais sob tutela antrópica dá margem à formação de paisagens extremamente carregadas de estruturas antropogênicas que serão tanto mais diferenciadas em comparação à paisagem natural de referência quanto maior for a incompatibilidade mantida entre sua capacidade de suporte e o tipo e intensidade de uso vigente.

É com base nesse grau de mudanças que Mateo Rodriguez et al. (2010) distinguem as seguintes categorias de paisagem:

A) Paisagens naturais: Áreas não alteradas ou fracamente alteradas de forma direta, a despeito das formas indiretas de alteração passível de ser veiculada pela circulação atmosférica;

B) Paisagens antro-po-naturais: Caracterizam-se fundamentalmente pela transformação em seus componentes bióticos, que pode ser amena e até proporcionar uma paisagem natural secundária, ou profunda, a romper os limiares de resiliência dos geossistemas naturais;

C) Paisagens antrópicas ou tecnogênicas: Além dos componentes bióticos transformam-se também os fatores abióticos como a estrutura e o relevo, distinguindo-se as paisagens reguladas (industriais, hídricas, urbanas) e as autodesenvolvidas (savanas e desertos antropogênicos, etc).

Fica então atribuída ao presente capítulo incumbência de sobrepor o papel humano aos processos naturais atuantes na dinâmica e evolução das paisagens na bacia do Rio Verde na intenção de se postar numa perspectiva de abordagem integrada do sistema geomorfológico, estabelecendo suas inter-relações com os demais elementos da paisagem.

7.2. Preâmbulo histórico

A ocupação da bacia do Rio Verde pelo homem é relativamente antiga, e se iniciou a partir de pequenos núcleos posteriores aos primórdios da ocupação no estado.

A província de Minas Gerais foi criada em 1720, e suas paisagens já chamavam a atenção de naturalistas que percorreram estas terras, a exemplo dessas considerações impressionadas de Saint-Hilaire extraída da obra de Matos (1981, p. 65) que exaltam a diversidade de meios e recursos naturais:

“Apresenta aproximadamente a forma de um quadrilátero. Como já tive ocasião de dizê-lo, ela é dividida em porções muito desiguais por uma longa cadeia de montanhas que se estende do sul ao norte, e são matas que cobrem o lado oriental, enquanto que a parte ocidental não apresenta geralmente senão pastagens. Esta última, é ela própria dividida, em quase todo o comprimento, pelo Rio São Francisco, rio majestoso, navegável em imensa extensão. Outros rios, o Rio Doce, o Jequitinhonha e o Rio Grande, oferecerão um dia os mais úteis meios de transporte à Província de Minas, que é ainda regada por uma multidão incrível de rios e regatos. Não só essa Província é rica por seus diamantes e pedras preciosas, minas de ouro, ferro, chumbo, etc., como também por suas gordas pastagens, belas florestas e fértil território que, segundo os lugares e altitudes, pode produzir a videira, a cana-de-açúcar e o café, o cânhamo e o algodão, a mandioca, o trigo e o centeio, mangas, pêssegos, figos e bananas. Se existe alguma região que

possa dispensar o resto do mundo, será certamente a Província de Minas, quando seus inúmeros recursos forem explorados por uma população mais densa”.

Ledo equívoco pensar que a riqueza em recursos levou à autonomia nos moldes preconizados por Saint-Hilaire, a começar pelas próprias jazidas auríferas cujas receitas foram transmitidas a Portugal e retransmitidas pelos patrícios à Inglaterra, antes mesmo das incursões deste naturalista.

Nos tempos de Brasil colônia e império a área de estudo pertencia à Comarca do Rio das Mortes, que estabelecia limites norte com as comarcas do Rio das Velhas, Ouro Preto e Paracatu, Sabará a oeste, e leste e sul com as províncias do Rio de Janeiro e São Paulo, respectivamente (MATOS, 1981).

Ainda segundo o autor supracitado, na Comarca do Rio das Mortes localizavam-se as duas vilas de ocupação mais antiga da bacia do Rio Verde, ambas remontando ao século dezoito: a Vila de Campanha da Princesa (referência pelo atual município de Campanha, na média bacia) e a Vila de Baependi, com referência no atual município homônimo, este localizado na alta bacia. Campanha foi elevada a status de vila pelo alvará de 20 de outubro de 1798, ainda que a formação do arraial de Campanha do Rio Verde seja de data desconhecida, com registros que retrocedem para meados do século em causa. Baependi, cuja data de formação do arraial também é desconhecida, se desmembrou de Campanha pelo Alvará de 19 de julho de 1814, o que denuncia uma ocupação também remontante ao século dezoito.

Para ambas as vilas, os levantamentos de Matos (op cit.) deram conta de apontar, já no século em questão, a existência de comunidades como a do Gamarra, Piracicaba, São Pedro e das Furnas, entre outras em Baependi, escamoteadas em áreas da Serra da Mantiqueira onde o acesso por veículos convencionais é dificultoso nas épocas chuvosas do ano mesmo nos tempos atuais.

O sistema de colonização, primeiramente voltado à produção para abastecimento das minas de Ouro Preto, voltou-se para a procura de ouro na parte meridional do estado, investindo-se nos depósitos aluviais encontrados. Esta mudança de conduta é causa provável da disseminação de pequenos focos de colonização em áreas remotas como os bairros citados. Comunidades como a do Juju, do Congonhal e da Vargem em Baependi provavelmente figuram como pequenas dissidências das outras comunidades ou instalações pouco posteriores, notado seja que os relatos sempre apontam para um vínculo com a exploração aurífera. Casarões antigos ainda perduram na zona rural desse município como herança de um

passado de maior relevância regional, como esse da foto 7.1, provavelmente de meados do século dezenove.



Foto 7.1. Casarão do século dezenove na zona rural de Baependi (MG).

Para a Vila de Campanha também já constavam, no repositório informacional de Matos (op cit), menções ao povoamento na região de Lambari, bem como do distrito de Água Virtuosa, cuja distinção é declaradamente feita pela referência às fontes de água mineral que compõem o atual Circuito das Águas do Sul de Minas, formado pelos municípios de Lambari, Conceição do Rio Verde, Cambuquira, Caxambu e São Lourenço. Araújo (2000) lembra que este último tem suas águas mencionadas ainda no início do século XIX (1817) conforme consta na obra “Corografia Brasílica” escrita pelo padre Manuel Ayers do Casal. A crença popular no caráter curativo das águas baseado em uma série de relatos de cura impulsionou a colonização da área e a exploração das águas, fazendo com que a estância em questão adquirisse vocação turística antes mesmo de sua emancipação em 1927.

A atividade aurífera na Vila de Campanha já fora notada em 1823 por Spix e Martius, que fizeram as seguintes considerações (SPIX & MARTIUS, 1938, p. 281):

“...está localizada sobre um outeiro, e é, depois da vila de São João d’El-Rei, a mais importante e populosa da comarca do Rio-das-Mortes. As minas de ouro, que só a poucos anos, foram em parte abertas na vizinhança, incluem-se entre as mais ricas das atualmente exploradas, e deram grande opulência aos habitantes”.

Diante da contingência do ouro nas áreas minerárias e aos resultados inexpressivos obtidos em prospecções em outras áreas, deu-se o retorno à agricultura (CARRARA, 2007) e com força foi adotada a prática pecuária que em municípios como Baependi e Cruzília é ainda hoje consideravelmente significativa na arrecadação.

Quando o café adentrou o Sul de Minas no início do século XIX, diferentemente do que se verificou no Vale do Paraíba, já encontrou fazendas montadas e organizadas que se adaptaram à nova cultura, uma das principais na região até os tempos atuais. Núcleos expressivos se formaram no meio rural, como se deu em Dom Viçoso e Carmo de Minas, ambos importantes (sobretudo o último) na produção cafeeira (CRUZ, 2009).

As cidades de maior porte se desenvolveram no baixo curso, caso de Varginha e Três Corações, também imbuídas na cultura cafeeira e posteriormente se destacando pela indústria. Hoje configuram as áreas de uso da terra mais intensivo na bacia do Rio Verde.

7.3. Cenário atual do uso da terra na bacia do Rio Verde e seus reflexos na paisagem

7.3.1. Considerações gerais

O perímetro da bacia do Rio Verde encerra considerável diversidade de uso da terra e demonstra um quadro heterogêneo de apropriação, exploração e conservação dos recursos naturais. Tal heterogeneidade está fortemente ligada – mas não irrestritamente condicionada – aos fatores de ordem física que, ao longo da história, partilharam na definição de áreas preferenciais para determinadas atividades, bem como de quadros de restrição para outras, daí promanando a atual configuração paisagística.

A ligação entre o meio físico e o uso da terra vigente não se explica por uma relação determinística direta. Embora fatores ambientais como o relevo e a cobertura pedológica tenham favorecido a instalação e desenvolvimento de certas atividades econômicas, estas nem sempre mantiveram consonância com as potencialidades e restrições mais elementares relativas ao substrato. Pelo contrário, são comuns os conflitos de uso da terra pela invasão urbana e rural em Áreas de Preservação Permanente (APP) e em terrenos de alta fragilidade natural. A ocupação urbana em planícies de inundação e a produção rural em distinta incompatibilidade com a capacidade de uso das terras são atos recorrentes e interferem de forma decisiva na dinâmica atual da paisagem. O pastoreio e os implementos mecânicos para

cultivo, não raro, avançam em declives proibitivos e potencializam os processos morfodinâmicos.

As áreas de uso intensivo, no entanto, não representam a única dinâmica ocupacional na bacia do Rio Verde, que também dá suporte a fragmentos florestais em estágios avançados de sucessão ecológica, desde capoeiras e manchas cuja dominância ecológica é regida por espécies pioneiras, até grupos ecológicos pertencentes aos estágios sucessionais intermediários e superiores. Mesmo extensões de mata primária ou mesmo que submetida apenas a incêndios naturais, subsistem nas frentes escarpadas íngremes da Serra da Mantiqueira e em áreas intangíveis de Unidades de Conservação guardadoras de recursos que conformam deleitosas paisagens naturais.

Ocupar-se-á na sequência deste item da caracterização do uso da terra na bacia do Rio Verde, distinguindo os diferentes setores e suas principais modalidades de uso, enfatizando sempre aquelas determinantes na composição da paisagem.

7.3.2. Uso da terra na alta bacia

Depreende-se que o alto curso do Rio Verde é aquele contido na Serra da Mantiqueira, até a confluência do Ribeirão do Aterrado pela margem esquerda, à montante da área urbana de São Lourenço. Dessa forma, a alta bacia está contida no macrocompartimento da Mantiqueira, grande dispersor regional de fluxos de matéria e energia que transitam, a partir dos interflúvios da bacia do Paraíba do Sul, pelos compartimentos das bacias dos rios Verde, Sapucaí e Grande, até a Represa de Furnas, principal nível de base regional para o qual os três rios convergem.

Embora não seja reconhecido na presente tese um condicionamento irrestrito ao meio, é certo que o quadro topográfico desafiador da Serra da Mantiqueira, morfometricamente caracterizado pelas altas declividades dos blocos falhados e por dissecação densa e profunda fortemente ligada a fatores tectônicos, fez por atenuar o apetite exploracionista das sociedades e até suscitar e aportar outras concepções de relações entre homem e natureza. A estes parâmetros morfométricos de forte conotação morfotectônica, estreitamente vinculados ao soerguimento contínuo do bloco montanhoso, se encadeia um quadro de fragilidade no qual os movimentos de massa na forma de escorregamentos e queda de blocos são marcas registradas na fisiologia da paisagem.

O interesse biológico também é bastante significativo na região, mantenedora de importantes corredores ecológicos no domínio tropical atlântico e portadora de enclaves

paisagísticos de altitude que abrigam apreciável número de espécies raras e endêmicas, conformadas nas seções superiores das cristas ou mesmo em “ilhas” de área mais restrita. Sobre isso os exemplos sobejam, tendo ficado bastante conhecido e tomado como símbolo o sapo-flamenguinho (*Melanophryniscus morei*), restrito aos campos brejosos que se desenvolvem no Planalto do Itatiaia em altitudes superiores a 2000 metros, onde são facilmente encontrados em sua época de reprodução.

A situação geocológica descrita teve repercussões de fato para a conservação de ecossistemas naturais. Estimulou a criação de Unidades de Conservação (UC's) de proteção integral e uso sustentável e mesmo a manutenção de extensões de vegetação nativa pela dificuldade de ocupação, que poupou trechos de mata primária ou abandonou áreas que não demonstraram produtividade viável diante de um ou mais empreendimentos propostos. Sobre isso, a propósito, a presença de UC's na Serra da Mantiqueira tem sido fundamental para a manutenção de alguma cobertura florestal na bacia do rio Verde, distintamente na alta bacia. É nas áreas protegidas por lei que os fragmentos são mais expressivos e as perspectivas de conectividade mais funcionais; fora delas, a situação é mais fragmentária e o uso passa a ser predominantemente antrópico.

7.3.2.1. Unidades de Conservação e seu papel na manutenção de paisagens naturais na bacia do Rio Verde

A bacia do Rio Verde em sua parte compreendida na Serra da Mantiqueira apresenta as seguintes Unidades de Conservação:

Proteção integral:

- < Parque Nacional do Itatiaia;
- < Parque Estadual Serra do Papagaio.

Uso sustentável:

- < Área de Proteção Ambiental (APA) Serra da Mantiqueira;
- < Floresta Nacional (FLONA) de Passa Quatro;
- < Reservas Particulares do Patrimônio Natural (RPPN's).

As áreas de proteção integral correspondem a aproximadamente 3% da área da bacia do Rio Verde, apenas. Na alta bacia do Rio Capivari, em sua extremidade norte, ocorre o contato

entre o Parque Estadual Serra do Papagaio (PESP) e o Parque Nacional do Itatiaia (PNI). Este secciona no sentido N-S o setor mais elevado dessa bacia de drenagem em borda retificada e atravessa a zona de cabeceiras que parte dos terrenos sieníticos. O PESP, por sua vez, tem a maior parte de sua área contida na bacia do Rio Verde, a qual atravessa em geometria recortada e irregular em aspecto amebóide/alongado, seccionando a extremidade oeste do município de Pouso Alto e transpondo o município de Baependi, na alta bacia do rio homônimo, pela Serra do Papagaio, para terminar nos territórios de Alagoa e Aiuruoca. A figura 7.1 ilustra a posição geográfica das UC's em apreço na bacia do Rio Verde.

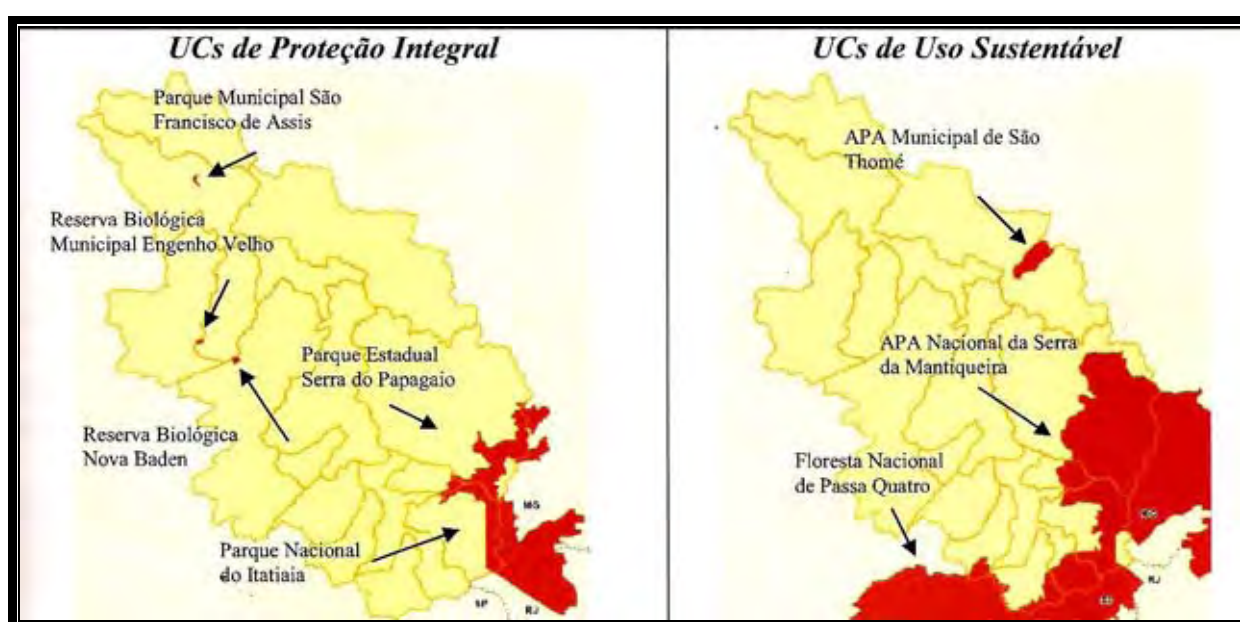


Figura 7.1. Posicionamento do Parque Nacional do Itatiaia e do Parque Estadual Serra do Papagaio e demais Unidades de Conservação na bacia do Rio Verde. Fonte: (IGAM, 2010).

Nesse setor da alta bacia do Rio Verde materializam-se corredores ecológicos funcionais que dão aporte a uma biodiversidade mais significativa. O Parque do Itatiaia resguarda as encostas da Serra da Mantiqueira em Itamonte onde a cobertura florestal é contínua, sucedendo-se fisionomias de floresta estacional semidecidual, floresta latifoliada montana e alto montana (sensu IBGE, 1992) conforme a elevação, culminando com floresta nebulosa nas altas encostas do maciço alcalino recorrentemente envolvidas por neblina. Perto dos 2000 metros de altitude bosques de araucárias (*Araucaria angustifolia*) prenunciam os campos de altitude, montanos e rupestres (sensu EITEN, 1983), cuja tipicidade assumida no Planalto do Itatiaia é reconhecida por diversos autores (ROMARIZ, 1974).

As fotos 8.2, 8.3, 8.4, 8.5 e 8.6 ilustram, respectivamente, as seguintes fisionomias: floresta montana, alto montana, nebulosa, bosque de *Araucaria angustifolia* e campos de

altitude, todas elas na porção do Parque Nacional do Itatiaia compreendida no município de Itamonte.



Foto 7.2. Fisionomia de floresta latifoliada montana na parte mais baixa da vertente mineira do Parque Nacional do Itatiaia (Itamonte, MG).



Foto 7.3. Floresta latifoliada alto-montana acima de 1200 metros de altitude revestindo extensivamente as encostas do parque.

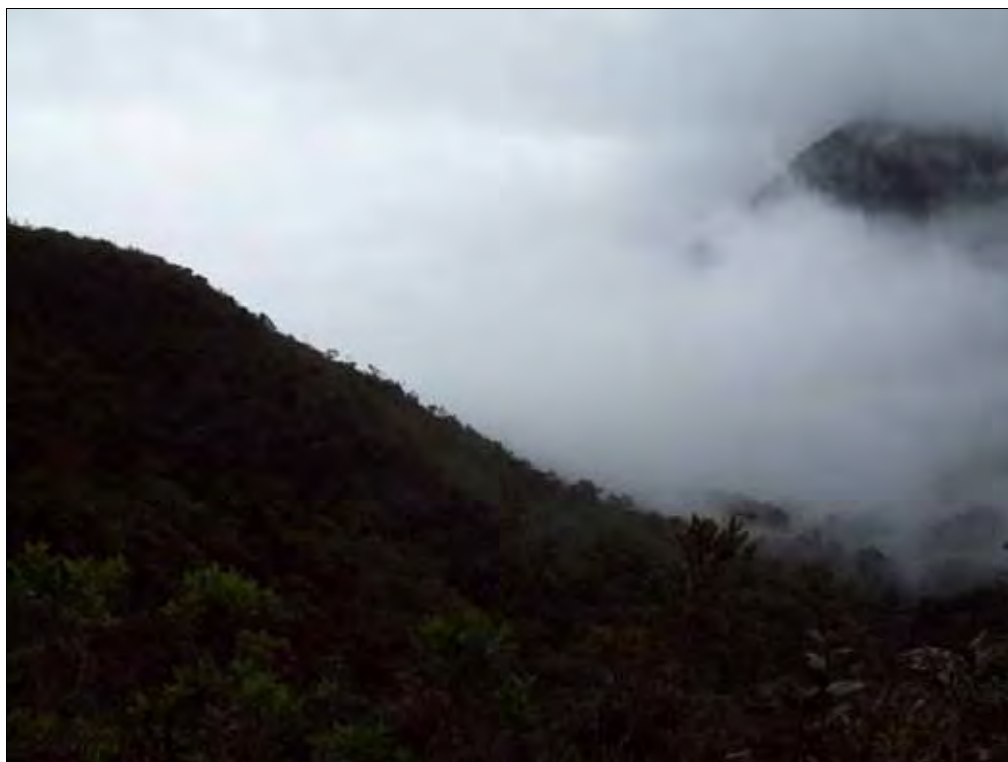


Foto 7.4. Fisionomia da floresta nebular. Posicionada nas partes mais elevadas, encontra-se envolta por neblina de forma recorrente ao longo do ano.



Foto 7.5. Mata de *Araucaria angustifolia*: última fisionomia florestal que precede os campos, com dominância ecológica plena da espécie assinalada.



Foto 7.6. Campos rupestres de altitude nas áreas acima de 2000 metros.

A sucessão altitudinal que substitui a floresta pelos campos de altitude também é verificada no PESP, que apresenta luxuriante mata de encosta em suas vertentes excessivamente declivosas e campos naturais nos topos.

Soma-se a toda essa diversidade florística as depressões turfosas formando enclaves na paisagem dos campos de altitude. Nesses ambientes ocorrem formações vegetais hidrófilas em comunidades singulares que engendram expressão pictórica para estes geotopos. A foto 7.7 vem a ser o designado ‘brejo da lapa’, a mais de 2500 metros de altitude, eloquentemente representativo daquilo que se evoca.



Foto 7.7. Depressões turfosas no maciço alcalino do Itatiaia (Itamonte, MG).

A maior diversidade faunística constatada nesses 3% da área da bacia, tanto por observações diretas como por vias indiretas (literatura, relatórios técnicos, relatos, ruídos, rastros, fezes, carcaças), bem como em seu entorno, assinalam o papel preponderante das UC's na manutenção da biodiversidade. Destacam-se, em relação ao restante da bacia do Rio Verde, sobretudo, a presença das espécies mais especializadas e de baixa densidade demográfica, que, além de nem sempre se adaptarem a áreas alteradas, possuem âmbito extenso e necessitam de grandes áreas de vegetação contínua para exercerem sua função ecológica. Entre esses grupos estão populações de felinos, família para a qual foi constatada a presença das seguintes espécies: jaguatirica (*Leopardus pardalis*), gato-do-mato-pequeno (*Leopardus tigrinus*), gato-maracajá (*Leopardus wieddi*), suçuarana (*Puma concolor*) e jaguarundi ou gato-mourisco (*Puma yagouaroundi*), representando cinco das oito espécies de felinos da fauna brasileira. Todas estas cinco, segundo Cheida et al. (2006), encontram-se, pelo menos até o presente momento, sob certo grau de ameaça de extinção, mesmo que ao nível de populações locais, em função da fragmentação de seus habitats. Partilham da lista dos mamíferos brasileiros ameaçados (FONSECA et al. 1997). Exceção feita ao jaguarundi, as outras quatro espécies constam na lista oficial das espécies ameaçadas de extinção da fauna de Minas Gerais (MACHADO et al. 1998).

Os estudos de Cavallini (2001) corroboram as constatações para Felidae. O autor também constatou para o Parque do Itatiaia algumas espécies de primatas distribuídas nas famílias Callitrichidae, Cebidae e Ateidae (a primeira recorrente mesmo em áreas mais alteradas) e aventou a possível presença das duas espécies de porcos selvagens da fauna brasileira (*Tayassu tajacu* e *Tayassu pecari*), com suas populações provavelmente confinadas nas áreas mais elevadas e de dificultoso acesso. Em áreas adjacentes ao parque vem sendo relatadas, com frequência cada vez maior, a presença de javalis (*Sus scrofa*) introduzidos, cujo impacto na flora e fauna local ainda, pelo menos até o presente momento, carece de estudos mais aprofundados. Em Itamonte, no entorno direto do Parque Nacional do Itatiaia, foram verificados vestígios na forma de marcas de pisoteio e reviramento do solo, atribuíveis por moradores locais a esta espécie.

Para Canidae são demasiado repetidos os relatos de avistamento do lobo-guará (*Chrysocion brachyurus*), além de canídeos de menor porte, necessariamente relacionados em parte ao cachorro-do-mato (*Cerdocyon thous*) e em parte à raposa-do-campo (*Lycalopex vetulus*).

A estruturação de teias alimentares complexas sobrepõe os fluxos de energia, matéria e informação de cunho biótico àqueles vinculados aos processos físicos, imprimindo para estas

áreas uma estrutura e funcionalidade inerente às paisagens essencialmente naturais, cuja complexidade é dada por fatores fundamentalmente naturais regidos por forte potencial biótico. Funcionalmente seriam áreas em relativo equilíbrio biotásico (sensu Erhart, 1966) essencialmente dispersoras de matéria e energia.

Algumas Reservas Particulares do Patrimônio Natural (RPPN's) se encontram nas zonas de amortecimento dessas reservas pela bacia do rio Verde, entre as quais citamos a Alto Gamarra (município de Baependi), no entorno do PESP, e a Casa Alpina (município de Itamonte), no entorno do Parque do Itatiaia. Tais UC's são designadas de uso sustentável, porém providas de todas as restrições para usos mais intensivos inerentes às reservas de proteção integral, o que as converte em estratégia plausível para a manutenção de corredores de maior expressão espacial na condição de espaços acessórios que ampliam a somatória das áreas protegidas por lei, uma vez que nem sempre apresentam área de tamanho expressivo.

Na bacia do Rio Passa Quatro, no município homônimo, a única UC existente além da APA Nacional Serra da Mantiqueira é a Floresta Nacional (FLONA) de Passa Quatro. Encerra 335 ha de área no contato entre o maciço alcalino de Passa Quatro e as litologias pré-cambrianas do Complexo Paraíba do Sul, e consorcia fragmento de mata latifoliada semidecídua (com predomínio de *Eremanthus sp* nos setores altimontanos de solos rasos), e reflorestamentos de *Araucaria angustifolia*, *Pinus elliotti* e *taeda* e *Eucalyptus sp*. Desse montante, 109 ha correspondem à área de manejo florestal da araucária e apenas 38 ha são compostos de fato por fisionomia florestal nativa. De resto, sobram as áreas de manejo das exóticas supramencionadas.

Observações de elementos da fauna também foram feitas nessa UC, apontando aqui para um predomínio de espécies mais generalistas e adaptadas a viverem próximas de áreas de uso mais intensivo, tendo em vista que a antropização é maior no entorno da FLONA de Passa Quatro em detrimento do que ocorre nas áreas de proteção integral. Em contrapartida, posiciona-se no sopé do maciço montanhoso alcalino, onde é verificada a presença de florestas contínuas, cujo acesso é restringido pela presença da reserva, que assume então uma indiscutível importância locacional por conter fatores de ameaça às áreas conservadas.

Relações conflituosas com as populações do entorno são comuns na gestão dessas reservas, sobretudo aquelas de proteção integral, e que eclodiram seja por processos de desapropriação, seja pela presença mais constante dos órgãos ambientais a coibir e punir práticas de uso da terra e manejo de recursos naturais incongruentes com a legislação ambiental, porém arraigadas na cultura local: uso do fogo, ocupação de várzeas com remoção

das matas ciliares, desmatamento em APP's, não cumprimento da área de Reserva Legal (20% da área da propriedade), etc.

Mesmo nas UC's os crimes ambientais não são inoculados, a revelar os conflitos que se instalaram com os processos de desapropriação. Outras práticas como abertura de estradas e caminhos estreitos na forma de “picadas”, bem como incêndios intencionais e extração e caça ilegal, são recorrentemente relatadas.

As UC's consideradas encontram-se circunscritas à Área de Proteção Ambiental (APA) Nacional Serra da Mantiqueira, que compreende uma área de 421485 ha distribuída em 25 municípios nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro. Na bacia do Rio Verde abrange territórios municipais de Passa Quatro, Itamonte, Itanhandu, Baependi e Alagoa.

7.3.2.2. Uso da terra exterior às Unidades de Conservação

Áreas conservadas transcendem com frequência o perímetro formal de Unidades de Conservação, quadro comum no entorno das reservas apresentadas para a Serra da Mantiqueira, posicionadas, em bom termo, em área de relevo montanhoso e amorreado. A condição recorrente de Área de Preservação Permanente, o caráter restrito da produtividade, os riscos inerentes e a própria dificuldade de ocupação contribui veementemente com este quadro, fazendo com que as paisagens naturais não tenham sua distribuição restritamente condicionada à presença de reservas legalmente instituídas, ainda que a presença destas seja fundamental para a manutenção dos corredores ecológicos e de uma plêiade de nascentes que alimentam a rede hidrográfica formadora da bacia do Paraná. De forma antipodal também se dá a exploração dessas áreas altamente susceptíveis.

A foto 7.8 se reporta à comunidade do Juju (Baependi), posicionada no entorno direto do Parque Estadual Serra do Papagaio. A partir da ruptura de declive que marca a borda da reserva a vegetação nativa é substituída por gramíneas (pastos naturais) sem pressão dada por apascentamento expressivo, já que o número de animais criados é reduzido. Embora possa se considerar um relativo isolamento e o tamanho diminuto da comunidade rural em apreço, a ocupação na área é antiga e se perde em relatos que podem remontar tempos remotos da colonização de Baependi, o que leva a advogar pela remoção da mata nativa em tempos históricos que devem preceder às gerações hoje lá viventes e retroceder às ocupações pioneiras estimuladas pela exploração aurífera.

Em outras situações, pelas proximidades, também ocorrem fisionomias herbáceas pontuadas por árvores esparsas distintas das tipicidades regionais dos campos de altitude (foto

7.9), o que reforça uma provável interferência antrópica mais antiga. Diferentes grupos ecológicos vinculados a estágios sucessionais distintos revelam uma regeneração temporalmente desigual a partir de uma remoção primeva da vegetação nativa. Todas estas fisionomias dividem espaço com *Brachiaria*, que ocorre de forma mais conspícua nas partes mais baixas e constituem fatores de ameaça para as reservas em alguns trechos de borda.

Mesmo fundos de vale de difícil acesso tiveram a mata ciliar removida para prospecção aurífera que chegou a se instalar na área com a decadência das jazidas de Ouro Preto, e a presença de trechos desbarrancados sinalizam a exploração.



Foto 7.8. Paisagem no entorno do PESP, onde a mata de encosta foi removida em grande extensão (Baependi, MG).



Foto 7.9. Fisionomias campestres de provável origem antrópica no entorno do PESP (Baependi, MG).

Em geral, o contraforte principal da Serra da Mantiqueira é que conserva a vegetação nativa em maior continuidade por suas encostas íngremes e topos subnivelados. Nos degraus intermediários a fragmentação é maior e, às vezes, a vegetação se confina nos grotões úmidos e concavidades dadas pela dissecação, abrindo-se hiatos circunstancialmente aproveitados para apascentamento animal.

Estes setores intermediários transicionam a frente escarpada com os patamares inferiores onde o uso rural é mais intensivo. Tais patamares correspondem a frentes de dissecação mais recentes reativadas por efeitos deformacionais mais jovens, cuja atividade erosiva fez por isolar morros que estabelecem contatos abruptos com as baixadas fluviais. Nesses subcompartimentos é que as atividades agropastoris têm sido mais intensas (foto 7.10), formatando-se paisagens antroponaturais agrícolas e pastoris em graus variáveis de alteração. A proximidade dessas áreas com fontes dispersoras de sementes e propágulos existentes à montante fazem com que o processo de regeneração natural seja verificado nas áreas desmatadas abandonadas, resiliência que não é tão eficaz em setores de uso mais intensivo da bacia do rio Verde.

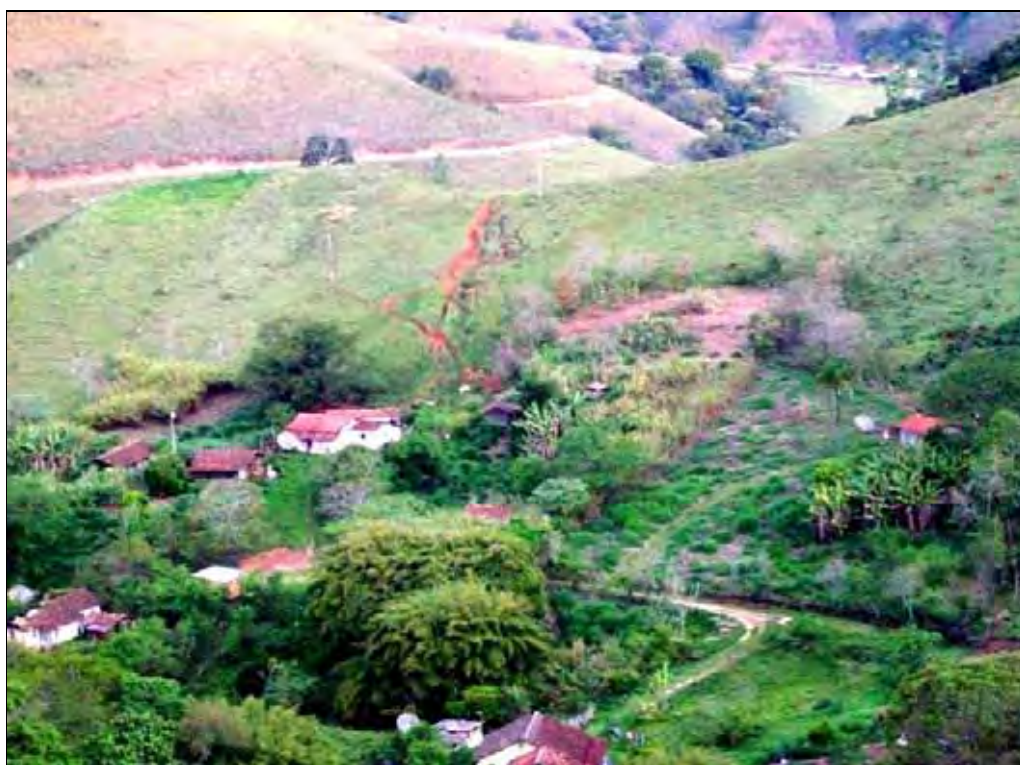


Foto 7.10. Ocupação rural nos patamares inferiores da vertente interior da Serra da Mantiqueira com processos erosivos associados. Bairro da Colina (Itamonte, MG).

O quadro de uso mais intensivo intercalado com estoques vegetacionais e áreas em regeneração verificado em Itamonte também ocorre de forma semelhante em Passa Quatro,

ainda que a bacia do rio homônimo não seja tão preservada como a do Rio Capivari, que tem parte considerável de seu perímetro em área de proteção integral. Nos patamares interiores da Mantiqueira que se escalonam em direção a Serra Fina predominam as pastagens formando mosaicos com extensões em regeneração e alguns roçados de milho voltados para o gado. Tal padrão de uso se estende até o bairro Paiolinho, na ruptura que marca a passagem para a estrutura mais elevada da Mantiqueira, cujo substrato em solos rasos aporta fisionomias florestais nativas.

Na bacia do Ribeirão Aterrado o uso predominante é dado pelas pastagens, com algumas manchas de café e pequenas extensões de plantio de banana e *Eucalyptus*, mais alguns fragmentos de mata formando estruturas pontuais nas áreas de morro e subsistindo mais contundentemente nas cristas divisórias da bacia do Rio Lourenço Velho.

Entre os municípios mantiqueirenses da bacia do Rio Verde, o que possui a zona rural (e todo o território) mais extensa é Baependi, cuja área se estende até o Planalto do Alto Rio Grande, nas divisas com Caxambu, São Thomé das Letras e Cruzília.

A atividade produtiva rural predominante em Baependi é a criação de gado, que se dá em praticamente todo o território rural. Dessa forma as áreas de pastagem atapetadas por gramínea constituem uma marca na paisagem na porção compreendida no Planalto do Alto Rio Grande.

Os bairros rurais são em dezenas e de tamanho variável. Alguns encerram comunidades pequenas como a referida do Juju, no alto curso do Ribeirão Gamarra, onde o acesso é difícil e mesmo inexequível em dias mais críticos da estação chuvosa e os serviços são praticamente inexistentes. Outros, em contrapartida, contam com escola e são providos de alguma infraestrutura de atendimento, como bares, mercearias, etc, conforme se verifica em bairros como São Pedro, Piracicaba, Congonhal e Vargem. Embora distanciados em mais de 30 km da sede municipal, estão entre os mais importantes bairros rurais do município.

As atividades rurais se intensificam ao longo do vale do rio Baependi no sentido jusante, na direção do Planalto do Alto Rio Grande, sentido este em que a topografia se suaviza e aumenta a aceitabilidade para implementos voltados ao uso e ocupação. Nas áreas mais contundentemente montanhosas da Mantiqueira as estruturas de funcionalidade ficam escassas. A decrepitude de estradas rurais recorrentemente intransitáveis desencoraja atividades produtivas pela dificuldade que impõe ao transporte, e as técnicas rudimentares empregadas ficam restritas a implementos manuais e tração animal. A agricultura mecanizada, limitada em Baependi, é praticamente inexistente em sua porção mais recuada para os

contrafortes da Mantiqueira. É consequência disso o fato de que esses setores sejam mais bem servidos de estoques vegetacionais naturais e de paisagens de aspecto mais primitivo.

Na porção mantiqueirense pertencente ao Planalto de Campos do Jordão o uso da terra segue diferenciado daquele vigente no Planalto do Itatiaia. As pastagens predominam em Virgínia e Dom Viçoso, subindo as encostas em direção às cimeiras divisórias da bacia do Rio Sapucaí.

Em Cristina a bananicultura é a principal marcadora do elemento antrópico na paisagem, estabelecendo interessantes mosaicos formados pelo consórcio firmado com o plantio do café e pastagens (foto 7.11), e que é repetitivo. Além disso, milhares circunstancialmente aparecem nos patamares mais rebaixados e fundos de vale. O cultivo da banana desperta reparo já nas adjacências da área urbana, se prolongando firmemente em direção à Maria da Fé, extensão na qual exerce predomínio mesmo em face ao consórcio com cafezais e pastos. Resta alguma mata nativa em fragmentos que ganham corpulência mais significativa próximo dos principais interflúvios. Ao norte da área urbana em direção a Carmo de Minas até o entroncamento com a rodovia de acesso a esse município a principal orientação do uso da terra é voltada para pastagem, com ocorrência de fragmentos florestais. Transiciona uma zona que prioriza o cultivo da banana de outra de caráter cafeicultor.

Carmo de Minas assume de forma competente sua função exponencial no cultivo e fabricação de cafés de alta estirpe, e o uso da terra reflete piamente tal afirmativa. Em praticamente toda a zona rural, com uma porção localizada na Mantiqueira e outra no Planalto do Alto Rio Grande, são os cafezais que comandam a fisionomia da paisagem, atropelando áreas de preservação permanente e exigindo uso bastante intenso da terra. De forma não generalizada alguns cafezais estão em consórcio com a bananicultura. Em segundo plano na composição da paisagem estão os pastos e fragmentos de mata, sobretudo em grotões côncavos e úmidos e encostas serranas, como na Serra do Bugio.

Em síntese, a alta bacia do Rio Verde caracteriza-se pelas paisagens naturais e antropo-naturais; estas, embora predominantes, ainda dividem apreciável espaço com áreas mantenedoras de fluxos de matéria e energia similares ou próximos dos naturais. As paisagens exclusivamente antropogênicas ficam restritas às áreas urbanas, assumindo assim dimensão mais pontual.



Foto 7.11. Cultivo de banana em consórcio com o café avançando até o topo (Cristina, MG).

7.3.3. Uso da terra na média e baixa bacia

Transposta a Serra da Mantiqueira, o aparecimento de uma topografia colinosa ou padronizada em morros de encostas mais suavizadas repercute em diferenças no uso da terra e nos processos morfodinâmicos associados, constando nessas áreas outras condições de estabilidade do meio. Na sua porção média cristas assimétricas mais elevadas seccionam morfologias rebaixadas e assumem paulatinamente aspecto residual na região da Represa de Furnas e dos patamares da Canastra. Na direção oeste os mergulhos ficam cada vez mais suaves e as camadas metassedimentares apresentam um maior paralelismo e aplainamento mais extensivo nos topos, assinalando que os efeitos diastróficos recentes foram menos intensos.

No município de Cruzília, que estabelece limite com Baependi, as atividades pecuárias, sobretudo de gado leiteiro, têm sido mais intensivas desde o século dezoito, ainda que Baependi conte com um rebanho maior recenseado em 2009 em 34601 cabeças contra 24481 em Cruzília (IBGE, 2011), ainda que distribuídas em uma área maior. A pecuária favoreceu-se do relevo colinoso e de morros de encostas mais longas que ocorre a oeste da Mantiqueira a dar passagem para o Rio Ingaí, estabelecendo uma superfície geomorfológica

mais rebaixada até as cristas quartzíticas que aparecem em São Thomé das Letras e em Carrancas e Minduri.

À pecuária somou-se de forma expressiva, em Cruzília, o plantio do milho voltado fundamentalmente para a alimentação do gado, que se dá tanto nas encostas como em fundo de vale. O predomínio da pastagem se dá com maior tipicidade a norte da área urbana em direção a Minduri. Pelas divisas com Baependi e após o entrocamento com a rodovia Vital Brasil é comum o café e também algumas glebas com *Eucalyptus*.

Para sul, as atividades pecuárias associam-se com o cultivo do café, a partir de Carmo de Minas e Cristina, ainda na Mantiqueira, até Varginha e Três Pontas, passando pelos municípios de Cambuquira, Conceição do Rio Verde, Lambari e Soledade de Minas. Neste último os terrenos também são bastante aproveitados para pastagem, diferindo essencialmente nesse ponto do avizinhado município de Carmo de Minas, cuja paisagem é mais distintamente caracterizada pelos cafezais. Em Soledade, frequentemente as pastagens são predominantes, inclusive nas várzeas, e os fragmentos de vegetação nativa acabam sendo bastante escassos.

Em Cambuquira destaca-se também a criação de gado Nelore no compartimento colinoso que estabelece contato com a vertente oeste da Serra das Águas em ruptura de declive negativa. Em consórcio com o gado a dominância é estendida para o cultivo de café (foto 7.12). É comum a presença de cafezais abandonados e pastagens em processo de regeneração, com sensível dominância ecológica exercida por lobeira e assa-peixe. Como item de diversificação da produção rural, deve-se ainda mencionar o cultivo de pocã incrementando o uso da terra no meio rural desse município. No setor terciário, o município conta com infraestruturas voltadas para o turismo rural na forma de hotéis e pousadas.

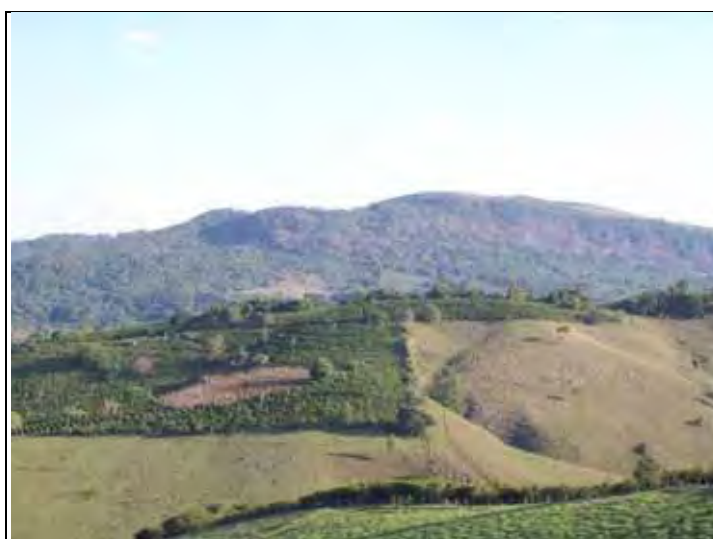


Foto 7.12. Quadro do uso da terra no município de Cambuquira, com predomínio de cafezais e pastagem.

Entre Conceição do Rio Verde e Três Corações o quadro de uso da terra é similar, recorrentemente voltado para a pastagem e plantio de café, incrementando-se no segundo extensas áreas de plantio de milho em área de relevo suave pela margem esquerda do Rio do Peixe. Entre a área urbana de Três Corações e os limites municipais de São Thomé das Letras é o milho, a propósito, que predomina em relação ao café; seu cultivo se dá nesse setor em pedante e insistente monocultura a ponto de padronizar a paisagem, impondo-lhe uma tipicidade agrária. Pela margem direita do Rio do Peixe até os limites com São Bento Abade é o café que volta a predominar, a adentrar o município vizinho. O município de São Bento Abade, fronteiro a São Thomé das Letras e Três Corações, adere às características agrárias do segundo, aproveitando o solo para monocultura cafeeira e plantio de *Eucalyptus*. Tais práticas se dão em relevo dissecado em morros, morrotes e pequenas colinas que dão aporte a diferentes tipos de solo conforme a influência topográfica: NEOSSOLOS associados a CAMBISSOLOS, ARGISSOLOS e mesmo mantos latossólicos.

Em Campanha, áreas em regeneração pontuam mais densamente a partilha entre o pastoreio e o cultivo do café, dando margem a formação de paisagens mais rurais, que também são consignadas em São Thomé das Letras, que, malgrado a exploração depredatória do quartzito, congrega áreas conservadas e em regeneração intercaladas com pastagens e restritas áreas dedicadas ao plantio de café e milho.

Destoa do quadro geral o município de São Lourenço, localizado nos limites entre a Serra da Mantiqueira e o Planalto do Alto Rio Grande. Com apenas 52 km², o território municipal é urbanizado em sua maior parte, reservando-se um trecho de povoamento esparsos e pastagens de pouca monta na parte leste do município. Servido de águas minerais subterrâneas de variada constituição química, vinculadas a aquíferos fraturados que se distribuem também pelos municípios de Caxambu, Cambuquira e Lambari, o município de São Lourenço firmou-se como localidade turística desde o começo do século vinte, apresentando atualmente significativa rede hoteleira e áreas verdes urbanas como a do Parque das Águas.

Os diferentes quadros de uso da terra descritos para o Planalto do Alto Rio Grande, que compreendem essencialmente a média/ baixa bacia do Rio Verde, são indistintamente interrompidos com a passagem das cristas monoclinais que seccionam a parte central da bacia em orientação NE-SW; são elas as serras quartzíticas de São Tomé/Cantagalo e a faixa gnáissica que baliza a Serra das Águas em Lambari até São Gonçalo do Sapucaí. As estruturas quartzíticas comportam floresta estacional semidecidual na vertente voltada para sudeste e campos rupestres naquelas voltadas para noroeste; na Serra das Águas, as coberturas florestais

se projetam pelas duas vertentes, ainda que pelo lado oeste tenha-se a intercalação de afloramentos em função dos declives extremamente acentuados.

A Serra das Águas dá aporte a importante corredor florestal no Planalto do Alto Rio Grande, ainda que submetido a considerável pressão principalmente pelo cultivo do café e pela prática do pastoreio. Em sua vertente leste localiza-se, no município de Lambari, o Parque Estadual Nova Baden, com 214,47 ha de área, um dos poucos espaços protegidos na região. Está localizado em setor da frente escarpada do alinhamento serrano em questão desde as cimeiras até as rupturas de declive com a planície de inundação do Ribeirão do Melo. A fisionomia da cobertura é de floresta estacional semidecidual, em alguns setores pontuada por *Eucalyptus* remanescentes de introduções pretéritas, em outros com ressaltata dominância de *Euterpe edulis* (foto 7.13). Conectada a faixa florestada da Serra das Águas, sua posição é de grande importância para a manutenção de corredor ecológico reconhecidamente funcional para a manutenção de populações regionalmente ameaçadas, a exemplo dos grupos do primata *Alouatta guariba*, recorrentemente avistados (foto 7.14). Tais corredores, no entanto, conformam uma paisagem antroponatural em função do expressivo efeito de borda que dá margem a pressões externas (incêndios, desmatamento, caça e extração ilegal) que interferem de forma considerável nos fluxos de matéria, energia e informação, sendo estes ambientes tanto mais estáveis quanto mais posicionados ao centro da mancha florestal. Em alguns segmentos o cultivo do café avança com força e adelgaça a faixa florestada, impondo gargalos aos corredores que limitam a sua função.

Duas outras reservas de proteção integral de área diminuta partilham do conjunto de áreas protegidas na bacia do Rio Verde além da Serra da Mantiqueira: a Reserva Biológica Municipal Engenho Velho (151 ha), em Campanha, e o Parque Municipal São Francisco de Assis (180 ha) em Varginha.

Sobra como Unidade de Conservação mais extensa nesse setor da bacia uma de uso sustentável representada pela Área de Proteção Ambiental Municipal de São Thomé, com 3963 ha, parte contida na bacia do Rio Grande. Comporta fisionomia de floresta latifoliada estacional semidecidual nas vertentes dissecadas das serras de São Tomé/Cantagalo, além de campos rupestres de altitude em quartzito na vertente oeste da Serra do Cantagalo. Pressões oriundas de atividades pastoris e voltadas para o turismo, com abertura de vias de circulação e instalação de bares, restaurantes e pousadas, bem como descarte de lixo, adequam essas áreas à categoria de paisagens antroponaturais, ainda que dotadas de estado de equilíbrio aceitável.



Foto 7.13. Fisionomia florestal no Parque Estadual Nova Baden (Lambari, MG) com perceptível dominância de *Euterpe edulis*.



Foto 7.14. Ocorrência de agrupamento de bugios (*Alouatta guariba*) no Parque Estadual Nova Baden contados em dez indivíduos na ocasião.

O cenário em questão se contrasta com a depredatória extração de quartzito, popular “pedra São Thomé”, na vertente oeste da Serra de São Thomé na maior parte de sua extensão

compreendida no município. Configura-se aqui um hiato regional da distribuição dos complexos rupestres que medram nas litologias quartzíticas em prol de sequências de crateras, taludes, encostas aplainadas e pilhas de rejeito de lavra, conformando-se um quadro ambiental pavoroso do ponto de vista estético e no que concerne à alteração nos fluxos de massa e energia e nos processos ecológicos naturais em alta magnitude (foto 7.15). A transformação de variáveis inertes (estrutura, relevo, hidrologia de encosta e subterrânea), além das estruturas biológicas, formata uma paisagem eminentemente antrópica que se distribui alongadamente no mesmo sentido da ocorrência dos metassedimentos lavrados.

Áreas de extração abandonadas ocorrem em Conceição do Rio Verde, que também explora o quartzito, porém de forma localizada a não acarretar o ônus ambiental verificado em São Thomé das Letras.



Foto 7.15. Talude em 90° aberto pela extração de quartzito a céu aberto na vertente oeste da Serra de São Tomé, em São Thomé das Letras.

No baixo curso tem destaque uma maior atividade industrial vinculada à presença dos dois maiores centros urbanos da bacia, que são os municípios de Varginha e Três Corações, a se levar também em conta que a sede de Três Pontas encontra-se na bacia do Rio Grande. Forma-se, destacadamente no eixo da Rodovia Fernão Dias, distritos industriais mais expressivos que contribuem para a definição de um quadro paisagístico distinto do restante da bacia, caracterizado pela presença de cidades pequenas e médias com atividade

predominantemente rurais e paisagens antroponaturais. Nesse setor, as paisagens antrópicas urbano-industriais são mais expressivas, e mesmo as atividades no campo assumem um aspecto mais agrário traduzido pelas monoculturas de milho e café em Três Corações e o apego ao café inerente à zona rural de Varginha.

Neste município o café toma as linhas interfluviais das colinas e desce até a passagem do Rio Verde na fronteira com Elói Mendes, sendo cultivado em associações de ARGISSOLOS e LATOSSOLOS. Eclodem entre os cafezais pequenas áreas de pastagem, e as formações florestais subsistem ameaçadas em fragmentos que medram descontinuamente em alinhamentos que formam divisores bem nivelados, rebaixados e suavizados em seus topos em setor onde o controle tectônico é bem menos expressivo que aquele vigente na alta bacia. O cultivo do café de Varginha coalesce com o praticado nos domínios rurais de Três Pontas em seu trecho circunscrito na bacia do Rio Verde.

Nos terrenos da média/baixa bacia do Rio Verde as paisagens naturais são exíguas e fragmentárias, consubstanciando-se um predomínio de paisagens antroponaturais consideravelmente subsidiado por paisagens dotadas de estruturas eminentemente antrópicas formadas por áreas urbanas e industriais mais expressivas, enfaticamente na baixa bacia, e pelas extensas áreas de extração de quartzito em São Thomé das Letras.

7.4. A paisagem na bacia do Rio Verde

7.4.1. Tipos de paisagem

Mateo Rodriguez et al. (1995) esclarecem que os principais atributos das paisagens são de caráter estrutural, funcional e dinâmico-evolutivo. Mateo Rodriguez et al. (2010) discutem os três atributos retrocidades por meio dos seguintes esclarecimentos:

Estrutura da paisagem – Se refere à forma de sua organização interna e às relações existentes entre seus componentes e as paisagens de categoria inferior; dessa forma, a análise estrutural consiste na investigação das interações e interdependências existentes entre seus atributos formadores e como tais combinações repercutem em uma formação integral. Em outras palavras, “a estrutura da paisagem reflete a organização sistêmica de seus elementos” (RODRIGUEZ, et al. op cit, p. 111).

Funcionalidade da paisagem – Tem por enfoque as relações funcionais entre seus elementos que orquestram um determinado padrão de permuta de matéria, energia e informação. Depreende-se daí, num primeiro enfoque, as chamadas paisagens emissoras (topos e altas encostas), transmissoras (domínio das vertentes) e receptoras (fundos de vale), cada uma desempenhando uma função específica na permuta de matéria, energia e informação vigente no sistema ambiental.

Dinâmica e evolução da paisagem – A modificação nos processos sistêmicos que ocorrem reversivelmente em uma mesma estrutura, e que não acarreta uma transformação qualitativa, é uma idéia que pode ser tomada para definir a dinâmica da paisagem. A tendência de conservação deste estado típico é determinada pela propriedade de autorregulação da paisagem. Os rompimentos nos limiares de resiliência com o engendramento de processos irreversíveis seriam, à medida que repercutem em mudança de estado, fenômenos deflagradores da evolução da paisagem.

A bacia do Rio Verde é dotada de diferentes formas de uso da terra em diferentes sistemas de relevo, sobre coberturas de alteração heterogêneas, formatando-se diferentes mosaicos representativos de unidades de paisagem mapeáveis em escalas menores. Fatores naturais e antropogênicos se entrecruzam e legam distintas morfogêneses operantes nos geoambientes existentes na bacia, regendo sua dinâmica e, em nível maior, sua própria evolução. Dos processos orquestradores ou predominantes na definição de um determinado contexto paisagístico, sejam eles naturais, antrópicos ou situados na interface entre ambos, derivam-se, segundo a concepção de Rodriguez et al. (2010), as chamadas *paisagens naturais*, *paisagens antropo-naturais* e *paisagens antropogênicas*.

Estabelecendo acordo com a proposta classificatória de Rodriguez et al. (2010), e em face ao que foi discutido até então, a bacia do Rio Verde é capaz de comportar com distinção as três tipologias de paisagens classificadas segundo os processos que atuam predominantemente, naturais, antrópicos ou ambos. Em síntese, os tipos de paisagem em questão são trazidos a lume. A representação das mesmas partiu de uma reclassificação dos imageamentos que serviram à definição do uso da terra (figura 7.2), agrupando-se as formas de uso em três modalidades que foram designadas como: 1. Paisagens com predomínio de estruturas naturais (florestas, campos naturais e afloramentos rochosos); 2. Paisagens com predomínios de estruturas antropo-naturais (pastagem, reflorestamento, cultivo agrícola com

pequenos aglomerados humanos); 3. Paisagens com predomínio de estruturas antropogênicas (áreas urbanas e de mineração) (figura 7.3).

Dessa forma, o critério lançado mão para a distinção dos tipos de paisagem foi fundamentalmente temático, focando nas estruturas componentes. Com isso, a representação espacial da figura 7.3 congrega tais elementos estruturais da paisagem, nos quais algumas áreas urbanas de tamanho diminuto se agrupam em mosaicos mais complexos, ao passo que cidades maiores apresentam dimensão razoável para definir tipos de paisagem de forte significado antropogênico representáveis na escala trabalhada.

Paisagens com estruturas predominantemente naturais

As paisagens consideradas como naturais se distinguem das demais pela presença contínua da vegetação nativa e pela vigência de processos geocológicos naturais em predomínio no sistema ambiental. Confinam-se nos topos e altas encostas da Serra da Mantiqueira onde a cobertura original foi mantida forçadamente pela presença de Unidades de Conservação ou pela própria inviabilidade de uso e ocupação dada pela geometria do relevo e pelos processos físicos que encerram.

Essas paisagens, conforme será visto mais adiante, não são homogêneas, e obedecem pelo menos a uma subdivisão elementar dada pela ocorrência de fisionomias florestais nas encostas escarpadas ou pelos campos de altitude que revestem os topos e altas encostas dos maciços alcalinos e da Serra do Papagaio. Registram-se no degrau superior da Serra da Mantiqueira, compartimento que irregularmente resguarda, de jusante para montante, esses tipos de paisagem.

Faz-se necessário lembrar que tais paisagens são recorrentemente alvo de usos menos intensivos como o turístico ou de aporte às estruturas gestoras das Unidades de Conservação. Dessa forma, convive com a presença direta do homem e passa longe de se enquadrar como área intocada, ainda que esta não se dê mediante a desestruturação das formas e processos naturais. Algumas extensões de encostas íngremes e grotões de difícil acesso plausivelmente não padeceram da presença humana de forma direta, conforme fica ilustrado na foto 7.16.



Foto 7.16. Exemplo de paisagem natural na bacia do Rio Verde, restrita aos patamares mais elevados da Serra da Mantiqueira (Itamonte, MG).

Paisagens com predomínio de estruturas antroponaturais

Começam a tomar corpo a partir da ruptura de declive que separa o compartimento mais elevado da Mantiqueira dos patamares que se escalonam em direção aos planaltos interiores do Sul de Minas. Predominam nessa tipologia as paisagens rurais, cujo mosaico é dado por certa heterogeneidade dada pela intercalação de resquícios e vegetação em diferentes estágios sucessionais com áreas de pastagem e cultivo agrícola, regionalmente comandado pelo café, ainda que outras culturas como banana e milho também influenciem em certos setores na configuração geral da paisagem.

As paisagens antroponaturais propagam-se indistintamente pela Serra da Mantiqueira e pelos compartimentos de planalto interiores, perfazendo a maior área na bacia do Rio Verde. São áreas onde o manejo é prática recorrente, e os processos biológicos alterados significativamente pela fragmentação florestal e introdução de espécies exóticas em aspecto de criação ou não, encarnando assim os efeitos deletérios consequentes. Os focos comuns de erosão laminar e concentrada e mesmo alguns voçorocamentos revelam as alterações consequentes nos processos físicos, principalmente quando vistos em escala de detalhe. A visualização em escalas maiores que atendem a um âmbito regional clarifica, no entanto, a manutenção dos elementos inertes da paisagem, com padrões de formas de relevo estreitamente ligados ao clima e à tectônica portadores de processos pedogenéticos inerentes que se são mantidos mesmo em face aos usos mais intensivos.

As fotos 7.17 e 7.18 são representativas dessa tipologia. A primeira ilustra um quadro mais deversificado de uso da terra provavelmente detentora de processos biológicos mais complexos, ao passo que a segunda faz menção a uma paisagem mais homogênea, mas que

ainda assim não foi violada em seus elementos inertes, como o padrão e configuração geral da rede de drenagem, disposição dos solos ao longo da vertente e geometria do relevo. Mostram em conjunto que a ideia de paisagem antroponatural não é uniforme, e se manifesta em diferentes quadros de uso da terra, mediante variáveis modalidades e intensidades de ocupação.

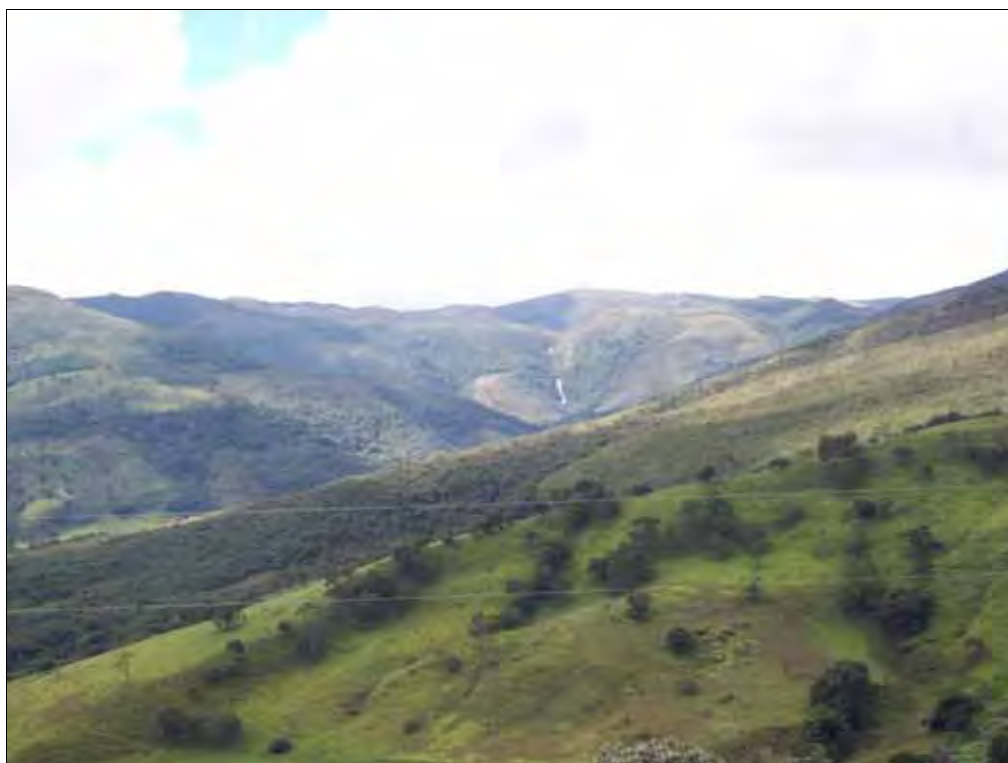


Foto 7.17. Paisagem rural como exemplo de paisagem antroponatural na bacia do Rio Verde. Certa diversificação no uso da terra com manutenção de alguma vegetação nativa. (Baependi, MG).



Foto 7.18. Paisagem antro-po-natural representada por quadro mais homogêneo de uso da terra (pastagem). (Conceição do Rio Verde, MG).

Paisagens com predomínio de estruturas antropogênicas

Correspondem às áreas urbanas mais expressivas cuja edificação modificou a geometria do relevo através de aterros, cortes de morros e terraplanagem, ou que alteraram significativamente a drenagem superficial por retificação, desvio ou cobrimento de cursos d'água, bem como o escoamento superficial, processos que podem desencadear enchentes e alterar significativamente o ciclo hidrológico local. Comumente os solos também são afetados de forma significativa na instalação de parques urbanos e industriais, o que pode desencadear em decaptação, inversão, mistura ou mesmo remoção do perfil, com alterações na estrutura superficial da paisagem que são dignas de apreço.

Entre estas se destacam as áreas urbanas e industriais de Varginha e Três Corações, as mais expressivas da bacia (foto 7.19). Em segundo plano o município de São Lourenço, cuja sede possui tamanho intermediário na área de estudo, também é digno de nota pelas alterações no relevo que se deram tanto no domínio das encostas como dos fundos de vale. Nesse último quesito, a propósito, se enquadra a maior parte das cidades que ocuparam as planícies de inundação de rios importantes, transformando numa paisagem tecnogênica áreas que além da

função de acomodação do excesso hídrico configuram importantes ecossistemas de transição entre os hidrotopos e as encostas.



Foto 7.19. Ocupação em área de risco de enchente na planície de inundação do Rio Verde na área urbana de Três Corações. A presença de adensamento urbano e industrial nesse setor confere predomínio das estruturas antropogênicas na composição da paisagem.

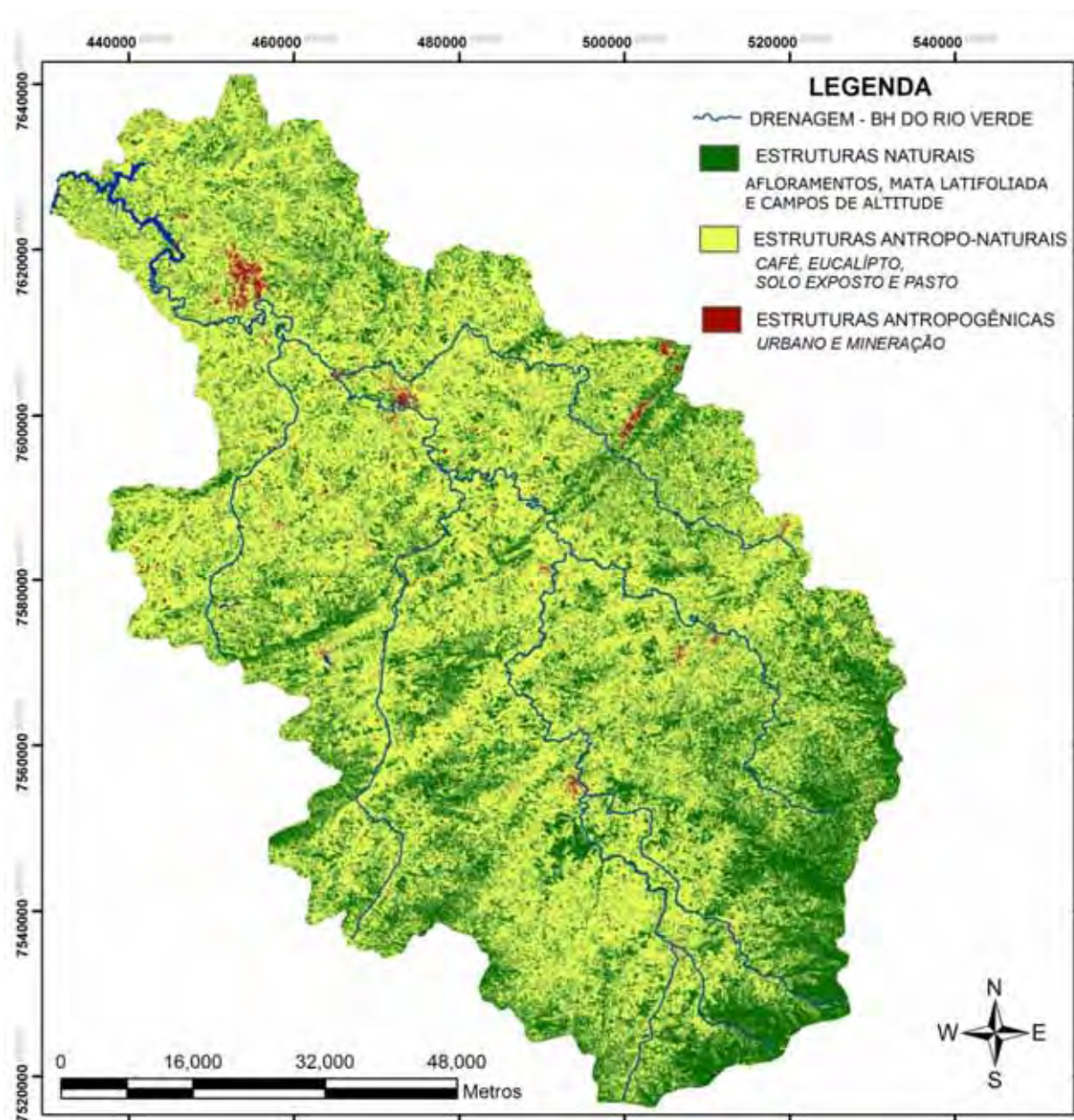


Figura 7.2. Agrupamento das classes de uso da terra segundo estruturas naturais, antropo-naturais e antropogênicas.

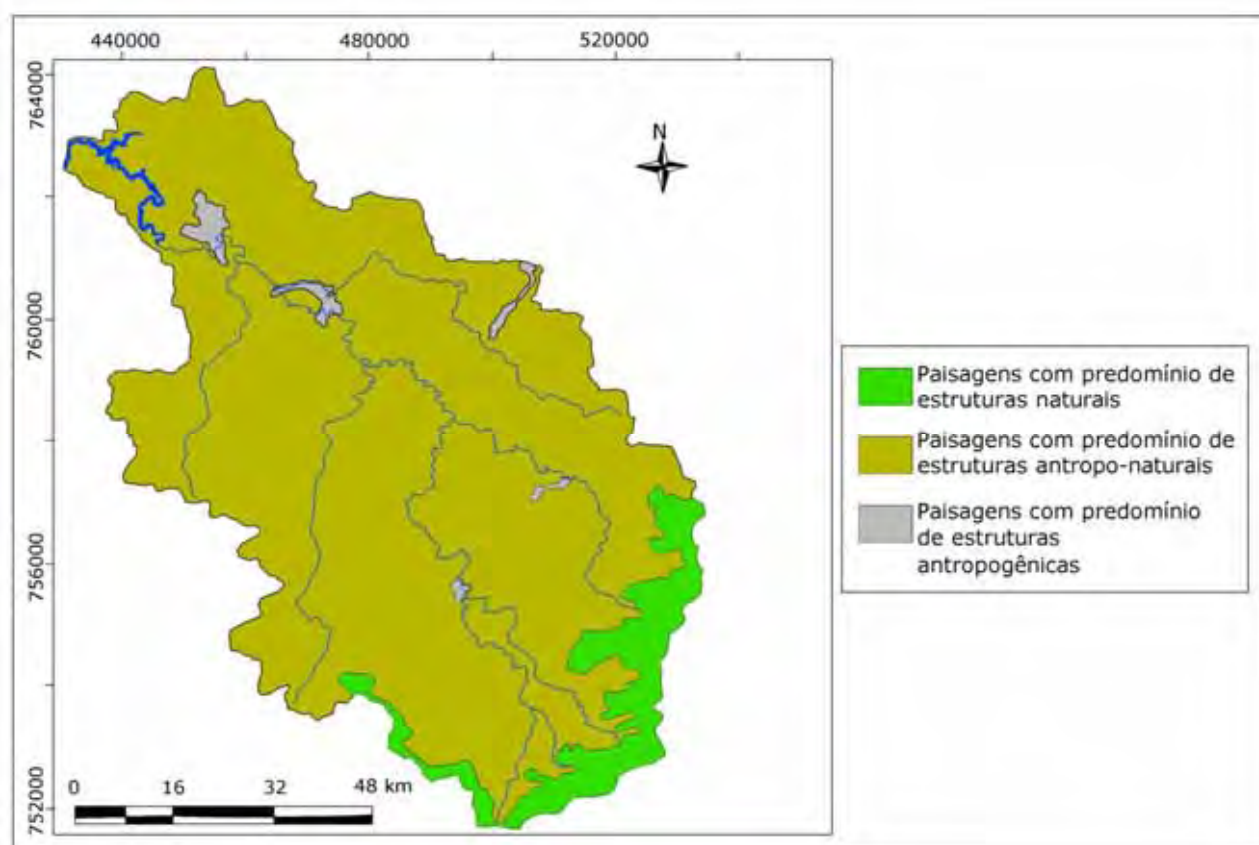


Figura 7.3. Tipos de paisagem existentes na bacia do Rio Verde.

7.4.3. Aspectos dinâmicos e evolutivos da paisagem

Em conformidade ao que fora anteriormente colocado em discussão, todo geossistema tem uma dinâmica inerente que opera dentro de um determinado estado, sendo assim de caráter reversível. Também fora apontado que, pela concepção sistêmica do estudo da paisagem, a mudança de estado implica na evolução do geossistema. Pelas palavras de Ross (2001, p. 50):

“Qualquer geossistema se encontra em um determinado estado de dinâmica, no qual as estruturas primitivas e as mudanças de estado e as funções de determinado componente são fundamentais para o seu entendimento e sua classificação. A classificação do geossistema deve revelar a tendência dinâmica do meio natural, revelando as possibilidades do ótimo natural frente às sociedades humanas. É também importante o enfoque genético, a reconstrução dos ambientes paleogeográficos, para entender a dinâmica do presente, e possibilitar estabelecer a classificação em função da perspectiva futura de evolução de cada geossistema”.

Sobre tal problemática, Tricart (1972) já apontava que apenas os mecanismos físico-químicos simples são dotados de reversibilidade, proclamando que o meio geográfico situa-se em outro nível escalar, cuja leitura temporal encontra-se na ordem de milhões de anos, tempo no qual a evolução não pode voltar ao ponto de partida, como ocorre, por exemplo, no ciclo hidrológico e outros fenômenos reversíveis inerentes à dinâmica do sistema. Nesse nível escalar irreversível é que se situa a morfogênese, o que leva a questionar os modelos cíclicos de evolução do relevo, enfaticamente o davisiano, segundo os quais, através de uma suposta ciclicidade inerente, a evolução voltaria sempre ao ponto de partida.

Os mosaicos são diversos na área de estudo, e as paisagens possuem dinâmica complexa. Aqueles que se formam nos patamares superiores da Serra da Mantiqueira são os que comportam a mata nativa de forma mais extensiva, às vezes assumindo condição primária em vertentes íngremes e profundamente dissecadas que nunca foram visadas para quaisquer usos.

O Parque Nacional do Itatiaia e o Parque Estadual Serra do Papagaio estabelecem um mosaico com composição dada por fisionomias florestais e campestres cujos padrões de distribuição são influenciados pela estrutura e formas de relevo associadas. A primeira Unidade de Conservação mencionada conforma-se numa estrutura dômica que, arqueada pelo efeito da intrusão alcalina, dispersa drenagem radialmente em direção aos terrenos do Pré-Cambriano. A segunda, a partir dos limites norte com o Parque do Itatiaia, envolve um alinhamento mais definido no sentido S-N com topos relativamente aplainados com proeminências subniveladas limitados em ruptura de declive mais abrupta que impõe taludes íngremes compostos em até três degraus, até estabelecerem contato com o fundo dos vales. Limita a bacia do Rio Verde com a do Rio Aiuruoca, dois importantes afluentes do Rio Grande em seu alto curso.

Exalta-se então o papel do relevo na configuração da dinâmica da paisagem na Serra da Mantiqueira, variável que interfere até mesmo na percepção da paisagem. Forman & Godron (1986) entendem que os compartimentos topográficos podem confinar o observador, por exemplo, em um fundo de vale limitado por vertentes montanhosas longas e declivosas, designando tais contextos como paisagens fechadas, nas quais o relevo é um fator limitante na observação da paisagem. Em contraste, nas áreas de relevo plano a limitação de observação seria dada pela vegetação, que condiciona as aberturas, tanto menores em áreas de cobertura florestal nativa e maiores em áreas de vegetação aberta ou campos cultivados. Tais limitações de abertura dadas pelo relevo são, efetivamente, bastante influentes na percepção e discernimento de unidades de paisagem na Serra da Mantiqueira, e, em menor magnitude, no

Planalto do Alto Rio Grande, onde o relevo é menos acidentado e as áreas de atividade agropecuária são mais extensas.

Os geoambientes da Serra da Mantiqueira se caracterizam então por relevo munido de elevada energia deflagrador de processos naturais de escorregamento e queda de blocos, mesmo na presença da cobertura vegetal em aspecto primitivo. Os eventos episódicos que mobilizam massas significativas em lapsos temporais curtos são marca na dinâmica da paisagem, em íntimas relações entre os relevos tectônicos e o clima tropical.

A descarga pluvial que anormalmente se concentrou na região em janeiro de 2000 pode ser tomada como exemplo fundamental dessas relações. As descargas pluviométricas acentuaram esse padrão ao provocar desestabilização generalizada das coberturas superficiais e mobilizar enorme quantidade de material detritico em direção aos níveis de base locais e que se acumularam nas baixas encostas e fundos dos vales. Escorregamentos rotacionais e translacionais foram registrados em grandes quantidades nos municípios de Itamonte, Itanhandu e Passa Quatro, sendo este último um dos mais afetados em toda a alta bacia. De forma intensa desencadearam-se processos de escorregamentos, fluxos de lama e queda de blocos tanto na zona rural como em áreas urbanas, ainda que menos graves nas cidades e circunvizinhanças, embora danificação e destruição de residências tenham sido verificadas na ocasião. Conti (2001) informa que, durante esse evento, Passa-Quatro concentrou, nos quatro primeiros dias do ano, 600,6 mm de chuvas (322,7 apenas no dia 3), tendo sido um dos municípios mais castigados, com desestabilização de encostas, assoreamento de cursos d'água, danificação e destruição de residências com fileiras de desabrigados e arrasamento do sistema de abastecimento de água.

No concernente aos processos de escorregamentos, apropriadamente Fernandes & Amaral (1998) esclarecem que os do tipo rotacional (*slumps*) são caracterizados por apresentarem ruptura curva e côncava para cima, que é o plano de movimentação do material intemperizado; os do tipo translacional possuem plano de ruptura planar que acompanha as descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material e que pode resultar de processos geológicos (falhas, fraturas, acamamentos, etc), geomorfológicos (depósitos de encosta) ou pedológicos (contato entre os horizontes do solo ou entre o solo e o saprolito).

Processos de corridas de lama também acompanharam simultaneamente os escorregamentos verificados em Passa Quatro e municípios vizinhos. A título de exemplo vale mencionar aquela que foi mobilizada a partir do maciço alcalino em sua vertente oeste e que se concentrou na direção da Floresta Nacional de Passa Quatro pelo vale do Rio da Cachoeira,

afluente da margem direita do Rio Passa Quatro, aproveitando zona de fraqueza no contato litológico entre nefelina-sienitos e plagiognaisses.

A severa abrasão levada a efeito pela descarga descomunal alargou o leito de um sem número de canais fluviais, provocando rompimentos de meandros e moldando marmitas abrasivas, a exemplo da formada na principal queda d'água do Rio da Cachoeira, que, por conta das ações mecânicas, se alargou em aproximadamente 10 metros a partir de uma largura precedente muito fina (foto 7.20). À montante ficaram depósitos de matações de difícil transporte, em parte desprendidos das margens, que passaram a constituir barreiras funcionais; à jusante, ocorreu a formação de corredeira capeada por seixos e matações menores onde a velocidade do fluxo é maior. Em trechos do médio curso, onde o rio encontrava-se encaixado, o perímetro úmido aumentou em até dois metros por conta do alargamento do leito. Bancos de detritos contendo areia, seixos e matações foram depositados no talvegue, estimulando a anastomose de alguns pontos onde a erosão marginal persiste em franca evolução por efeito do escoamento que, ao exercer força erosiva nos trechos menos obstruídos e destituídos da vegetação que foi eliminada, vem acentuando o processo de alargamento do canal pela agressão mecânica que exerce nas margens.

O Ribeirão Carlos Tibúrcio, afluente do Rio da Cachoeira pela margem direita, também teve sua morfologia amplamente alterada nos dias das chuvas. A energia erosiva das fortes trombas d'água que se tomou corpo, tal como verificado no Rio da Cachoeira, determinou um alargamento pronunciado do canal fluvial catalisado por intensa abrasão levada a efeito pelos blocos granulometricamente heterogêneos que foram arrastados em grande número com força da água. Tais blocos foram depositados no talvegue e nos trechos previamente alargados pela abrasão fluvial. Materiais arenosos se acomodaram sobrejacentes ao material clástico em espaiamentos de até 15 metros além do canal fluvial e espessuras relativamente uniformes compreendidas entre 16 e 18 cm, inumando os seixos e outros materiais detríticos depositados anteriormente, diferenciando-se duas fácies de depósitos em menos de uma semana de processos operantes de forma não habitual (foto 7.21).

Trata-se aqui de uma contundente modificação nas formas e processos responsáveis pela evolução destes e outros subsistemas para outro estado, atualmente dotado de estruturas diferentes das vigentes anteriormente a fim de tornar a se aproximar da condição de equilíbrio.

A substancial modificação na morfologia fluvial e nos processos operantes nos rios da Cachoeira e Carlos Tibúrcio pode ser apreciada pela visualização da figura 7.4, que representa esquematicamente seções transversais dos canais fluviais anteriores às chuvas de janeiro de

2000 (A), construídas com base em relatos e inferições, e cenários pós-espasmo (B) aferidos e mensurados diretamente no campo. O que fica notório é o acentuado alargamento e desconfiguração do aspecto encaixado do canal, cujo leito passa a assumir forma semelhante à letra “U”, e a natureza dos depósitos enfaticamente representada por fenoclastos. Que fique registrada também a construção de planície de inundação rente ao Ribeirão Carlos Tibúrcio em função do efeito abrasivo que desmantelou a borda interna do terraço onde a drenagem se alojava e deu lugar a um piso nivelado ao canal rapidamente preenchido pelo material mobilizado.



Foto 7.20. Trecho do Rio da Cachoeira alargado por força da abrasão causada pelas fortes descargas durante as chuvas de janeiro de 2000. (Passa Quatro, MG).



Foto 7.21. Materiais depositados adjacentes ao Ribeirão Carlos Tibúrcio como parte dos processos geomórficos desencadeados na primeira semana do ano 2000. (Passa Quatro, MG).

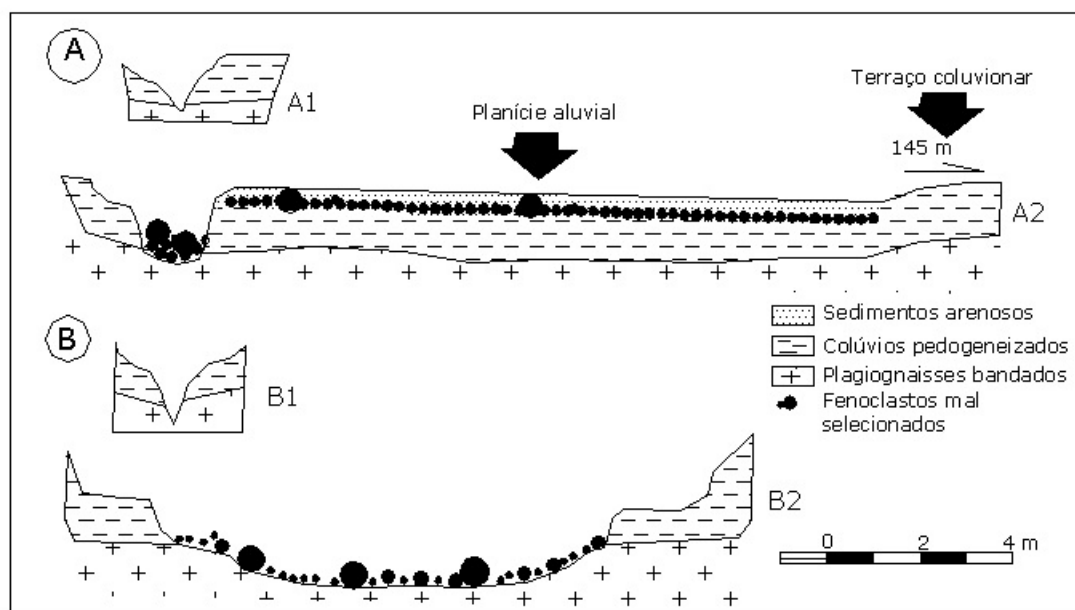


Figura 7.4. Seções transversais dos rios da Cachoeira (B) e Carlos Tibúrcio (A) em pontos de substanciais modificações na morfologia fluvial, contrastando os cenários anteriores (A1, B1) e posteriores às chuvas (A2, B2). (Passa Quatro, MG).

Em outros casos as modificações nos subsistemas representados pelos rios de baixa ordem regional que dissecam as encostas da Mantiqueira não foram substanciais a ponto de imprimirem mudanças irreversíveis nas formas e processos; nesses casos, imperou a dinâmica inconstante da paisagem com marcada periodicidade dada pela sazonalidade climática.

Nesse contexto a Serra da Mantiqueira projeta-se como zona dispersora regional, de primeira ordem de grandeza, da qual partem os fluxos de matéria e energia que adentram os planaltos escalonados do Sul de Minas, possuidores de áreas dispersoras menores na forma de cristas e outros altos topográficos e interflúvios locais. Dessa forma, na média baixa bacia, onde os principais troncos coletores estão bem desenvolvidos e definidos, a auto-organização dos subsistemas opera em maiores áreas coletoras e é mais perceptível, encerrando-se uma dinâmica onde a retroalimentação dos atributos inertes da paisagem é mais favorecida. As enchentes são mais recorrentes na dinâmica paisagística que emerge a partir do sopé das principais vertentes da Mantiqueira, linha que põe fim a principal zona dispersora da bacia e seus respectivos segmentos de transmissão e que congrega os primeiros sítios de acumulação mais expressivos.

A periodicidade das enchentes é variável no tempo e no espaço, não se repetindo obrigatoriamente no mesmo local. As que ocorreram em janeiro de 2000 estão entre as principais registradas para os municípios que foram afetados ao longo de sua história.

Por toda a bacia do Rio Verde verificou-se, na ocasião em questão, enchentes exacerbadas que colocaram a maior parte dos municípios em estado de calamidade pública. A expressão regional das chuvas somadas às descargas fluviais e detríticas oriundas das terras altas da Mantiqueira provocou transbordamento do Rio Verde e de alguns afluentes nas áreas de planície. Em Itamonte o Rio Capivari avançou pela cidade, e em Passa Quatro o rio homônimo também extravasou. Em sua confluência com o Rio Verde na área urbana de Itanhandu, a junção das águas deixou a maior parte desta cidade submersa.

Em São Lourenço, a subida do Rio Verde afetou praticamente toda a zona central e comercial da cidade, provocando refluxo de afluentes que fez com que o transbordamento atingisse alguns bairros edificadas em fundo de vale. Além das enchentes este município também sofreu com escorregamentos na área urbana causadores de grandes transtornos. Encostas não pavimentadas de morros embutidos ocupados pela malha urbana em área desprovida de adensamento residencial tiveram sua cobertura superficial mobilizada por saturação do solo acossada a presença de zona de fraqueza. Restaram a rocha alterada e delgada cobertura intemperizada, terraceada pelas intervenções mitigadoras posteriores a movimentação do material (foto 7.22). Tal processo ocorreu em mais de um local da área urbana de São Lourenço, um deles caracterizado pela ocupação dos topos, impedindo a infiltração da água e acelerando o escoamento ao longo das vertentes, que rapidamente capitularam em sua estabilidade.



Foto 7.22. Registro de movimento de massa na área urbana de São Lourenço em janeiro de 2000.

A subida das águas também afetou a área urbana de outros municípios importantes como Três Corações, cuja urbanização também persegue o fundo do vale do Rio Verde; na zona rural o transbordamento do Rio do Peixe obstruiu estradas e instaurou uma série de dificuldades de circulação.

A exaltação dos processos ocorridos no evento pluviométrico colocado em pauta, promovida justamente pela sua alta magnitude concentrada em relevo de energia elevada, não parte de uma consideração dos mesmos como exceção, mas como uma regra que adquiriu uma maior dimensão pela força do espasmo. Processos de movimento de massa e enchentes por transbordamentos de cursos d'água ocorrem a cada ano em intensidades mais moderadas, partilhando da dinâmica da paisagem regional.

O próprio Rio Verde vem, a cada cheia, obliterando diques marginais e planícies de inundação e modificando a direção de seu curso em alguns segmentos em frenética divagação. Exemplo interessante vem ocorrendo na zona rural de Itanhandu, onde, num intervalo de quatro anos (meados de 2007 e meados de 2011), o leito funcional migrou quase 20 metros em alguns pontos, com um episódio de alteração mais expressiva em 2008. A partir de um espriado revestido por seixos rolados e alargado pelas descargas de janeiro de 2000 resta, atualmente, uma seção estreita limitada pelo entulhamento da margem esquerda, com ressedimentação sobre a cobertura de seixos preexistentes. Brown (1996) reconhece que em áreas de alta atividade geomórfica, a exemplo desta que é discutida, séries sedimentares destoantes dos depósitos convencionais como movimentos de massa, fluxos de detritos e

corridas de lama também apresentam dominância nas fácies das planícies de inundação. As fotos 7.23 e 7.24 ilustram dois cenários em um quadriênio. A foto 7.25 mostra o leito funcional no ano de 2007 e a foto 7.26 o assoalho cascalhento inumado em 2011, no mesmo local da imagem anterior.



Foto 7.23. Trecho do Rio Verde alargado por efeito das descargas em janeiro de 2000. Alargamento do leito acompanhado de depósitos material clástico, situação em abril de 2007. (Itanhandu, MG).



Foto 7.24. Cenário em abril de 2011 no mesmo local. Situação distinta marcada pela migração do leito funcional e sepultamento dos bancos de areias e seixos.



Foto 7.25. Leito abandonado do Rio Verde, onde ainda subsiste parte da mata ciliar alterada. (Itanhandu, MG).



Foto 7.26. Coberturas sobrejacentes ao banco de seixos invadidas por gramíneas. Configuram os depósitos mais recentes.

Na porção nordeste da alta bacia, além dos limites das Unidades de Conservação de proteção integral, os processos morfogenéticos são mais intensos que nessas áreas onde a proteção não é irrestrita. Pelos patamares escalonados da Mantiqueira interior se instalou as atividades rurais, consubstanciadas nos degraus intermediários e inferiores, tendendo a ocupar o solo a partir das seções médias das vertentes, a partir das rupturas de declive após a caída principal das cristas até os fundos de vale.

Em Itamonte esse é o quadro habitual fora do Parque Nacional do Itatiaia, o que vem gerando expressivos processos de erosão laminar e considerável coluvionamento. Estes terrenos correspondem aos degraus que precedem as maiores elevações da Mantiqueira, sendo assim portadores de elevada energia. Logo, são genuínas zonas de amortecimento da reserva supramencionada que necessitam de usos disciplinados em relação às áreas de preservação permanente e reservas legais. Erosões concentradas e movimentos de massa são mais comuns nas encostas divisórias com o Rio Grande, onde se encontram as áreas integralmente protegidas, do que nas faixas limítrofes à bacia do Sapucaí, onde tais áreas inexistem. Os ravinamentos são comuns e, não raro, aparecem em alta densidade em uma determinada encosta. As pastagens transgridem encostas proibitivas do ponto de vista da declividade, ocupando áreas de preservação permanente acima de 45° e terços superiores das encostas e, por vezes, os próprios topos.

Em Baependi os processos de erosão concentrada se atenuam nas porções mantiqueirenses adjacentes ao Parque Estadual Serra do Papagaio, onde a mata nativa ainda subsiste em importantes extensões, e tende a se avultar à medida que se distancia da reserva. Considere-se sobre isso a substituição abrupta de quadros morfogenéticos na passagem da bacia do Rio Palmeira para a do Rio São Pedro. Na primeira, o ataque da erosão laminar severa é copiosamente denunciado nas vertentes desnudas até a região das cabeceiras, bem como nos processos de assoreamento da rede de drenagem. Na segunda, extensões florestadas a envolverem os inteflúvios atenuam magistralmente a dinâmica erosiva, mesmo em condições de relevo mais declivoso e acidentado (fotos 7.27 e 7.28).

Com a zona das cabeceiras significativamente desmatada, o pisoteio do gado marca extensivamente as vertentes na bacia do Rio das Palmeiras. Os focos conspícuos de erosão laminar assinalam que a alta bacia é uma importante área dispersora de sedimentos na bacia do Rio Baependi, maior sub bacia da bacia do Rio Verde (margem direita).

No verão de 2009/2010 foram observadas fortes descargas mobilizadoras de intensos fluxos de detritos pela Serra da Mantiqueira, cujos registros são consideravelmente mais expressivos na bacia do Rio Palmeira, mais intensivamente aproveitada para pastagem do que a do São Pedro e Santo Agostinho em suas partes altas. Considerável volume de material se desprende das encostas e se concentrou na calha do rio principal, onde exerceu forte abrasão, sevicou a vegetação e modificou a carga transportada pelo rio. Nas outras duas sub-bacias os processos morfogenéticos acelerados não são marca, ainda que focos mais graves de erosão, sobretudo laminar, sejam constatados em área onde provavelmente a remoção da vegetação nativa é antiga.



Foto 7.27. Processos de erosão laminar acelerada na alta bacia do Rio Palmeira em ARGISSOLOS e CAMBISSOLOS (Baependi, MG).



Foto 7.28. Presença de cobertura vegetal nas faixas divisórias da bacia do Rio São Pedro, fundamental para a estabilidade das encostas (Baependi, MG).

No dia 04/12/2009 foram registrados vários escorregamentos na Mantiqueira com entulhamento de vários canais fluviais que dissecam os compartimentos interiores, além de transbordamento do Rio Capivari na área urbana de Itamonte. Grande parte destes escorregamentos adveio de área com vegetação preservada, podendo ser considerados como

naturais. No entanto, é bem verdade que impuseram fortemente seus efeitos nas áreas antropizadas.

Assim ocorreu com o Rio do Canto, cuja planície de inundação encontra-se significativamente ocupada por atividades rurais que exercem manejo do canal e remoção da mata ciliar. Nesse caso, as cabeceiras, áreas fonte dos materiais transportados que provocaram assoreamento excessivo do curso d'água, não aportam atividades rurais ou qualquer outro uso que não o da manutenção da cobertura vegetal. O baixo grau de seleção dos materiais é indicativo de deposição episódica ligada à pluviosidade, processo físico que temos procurado demonstrar o quanto é copioso na área. Espessos bancos de areia e revestimentos de seixos vêm provocando reorganização erosiva do canal, com forte tendência ao alargamento nos trechos mais assoreados, o que é fator de ameaça para os pequenos proprietários que tem suas terras erodidas (foto 7.29). Deve-se ressaltar, no entanto, que tais processos morfodinâmicos também são favorecidos pela maior eficiência da erosão marginal nos segmentos destituídos de mata ciliar, cuja remoção para atividades agropastoris é prática comum na região. A renúncia à vegetação ripária, por sua vez, possibilita acesso deliberado do gado no canal, amplificando o processo erosivo com o pisoteamento e, certamente, a poluição orgânica da água. Cena comum esta vem a ser por quase toda a zona rural da bacia do Rio Verde.



Foto 7.29. Registro de atividade erosiva em calha fluvial em função de movimentos de massa ocorridos no ano de 2009 na bacia do Rio do Canto (Itamonte, MG).

Em áreas adjacentes ao Parque Estadual Serra do Papagaio, a manutenção de estoques vegetacionais também é fundamental para o equilíbrio das encostas em terrenos de coberturas arenosas de considerável susceptibilidade à erosão. Muitas dessas coberturas se referem a horizontes A de ARGISSOLOS atualmente em franco processo de erosão em áreas de pastagem, a exemplo do que se verifica adjacente à comunidade do Juju nos confins da zona rural de Baependi. Associa-se a este material CAMBISSOLOS cujo contato com o saprolito é intermediado por linha de seixos formada por minerais de quartzo accessorados por muscovita e turmalina. De forma geral, ARGISSOLOS, CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS sucedem-se nas encostas de jusante para montante, todos caracterizados pela textura média a argilosa (em parte arenosa nos horizontes superficiais) e presença de grande quantidade de minerais primários. São áreas ocupadas por pastagem à base de *Brachiaria* que constituem fatores de ameaça para o Parque Estadual Serra do Papagaio e para seu entorno imediato, onde se verificam campos que, ainda que tenham provável origem antrópica, se regeneram a partir de herbáceas nativas.

A porção da Serra da Mantiqueira na bacia do Rio Verde a SW do maciço alcalino de Passa Quatro apresenta paisagem distinta daquelas materializadas nas áreas mais conservadas. Não se verifica nesse setor corredores potentes e funcionais, mas fragmentos menores, quase sempre restritos às principais linhas de falha que impõe relevo escarpado e íngreme, ou a alguns grotões em concavidades sulcadas nas encostas. Na porção mais recuada da serra estes fragmentos se intercalam predominantemente com pastagens, conforme se verifica na Serra de Dom Viçoso no município homônimo e nas cristas divisoras das bacias dos ribeirões Aterrado e Caetés, já em Virgínia. Tais divisores encontram-se extensivamente desmatados e ocupados por pastagens (alguns pastos naturais) com significativo coluvionamento nos anfiteatros e pisos inferiores.

Ocorrem nessas áreas processos predominantes de erosão laminar, com circunstanciais sinais de escoamento concentrado em ravinas, em grande parte relacionadas à passagem do gado, que é tanto mais danosa quanto mais os rebanhos aproveitam encostas morfometricamente inadequadas para a prática do pastoreio. A foto 7.30 faz representação fidedigna desse quadro morfogenético, no qual frequentemente as evidências de descarnamento superficial laminar aparecem associadas à erosão em sulcos num mesmo setor de encosta.



Foto 7.30. Erosão laminar associada a focos concentrados em seções médias/inferiores de vertentes da Serra da Mantiqueira (Cristina, MG).

Embora os registros encontrados de movimentos de massa acelerados não foram tão abundantes como no setor NE da porção mantiqueirense da bacia do Rio Verde, é indiscutível que tais processos têm partilhado como importante personagem na dinâmica atual e quaternária desse setor. Acumulações sedimentares expressivas aparecem nos fundos de vale e formam pacotes de espessura apreciável atualmente dissecados pela drenagem, como os do Rio Lambari em seu alto curso. A formação desses sítios de acumulação restritos e descontínuos associados a evidências diretas de escorregamentos (foto 7.31) revelam um relevo de energia elevada e intensa atividade morfodinâmica. Não faltam também os depósitos de tálus que por vezes congregam matacões de grande tamanho, transportados gravitacionalmente a partir de deslocamento e/ou queda.



Foto 7.31. Evidência de movimento de massa na forma de escorregamento em corte de estrada afetando CAMBISSOLOS em Cristina (MG).

Transposta a Serra da Mantiqueira, emoldura-se na parte centro-leste da bacia do Rio Verde o Planalto de Cruzília-Minduri, que se abre em altitudes mais rebaixadas a partir das cristas quartzíticas de Baependi em direção aos municípios que lhe dão nome. Formata-se uma superfície geomorfológica mais rebaixada de relevo de morros com encostas suavizadas a colinoso, que dá passagem ao Rio Ingaí. Tal superfície é truncada pelas cristas quartzíticas de São Thomé das Letras e de Minduri/Carrancas, prováveis residuais de uma superfície mais antiga.

O relevo mais suavizado em comparação à Serra da Mantiqueira deu aporte à pecuária predominantemente leiteira ainda no século XVIII, sendo uma região de atividade rural secular.

A importância econômica regional encerrada na produção de leite e seus derivados vêm cobrando ao longo da história uma contrapartida ambiental digna de nota. O pastoreio de longo tempo, em grande medida desprovido das práticas conservacionistas mais elementares, acarreta altas taxas erosivas em várias modalidades de processos. A erosão laminar chega a ser severa em setores do município de Cruzília, onde, não raro, praticamente todo o manto pedológico foi removido, com exposição do horizonte C e da rocha alterada. As ravinas são conspícuas e as voçorocas bastante comuns e em graus variáveis de tamanho e estabilidade.

Algumas voçorocas ativas ou parcialmente estabilizadas ocorrem em grandes dimensões pela zona rural de Cruzília. O maior número destas manifestações erosivas é contado para a os terrenos da bacia do Rio Grande, mais atacados por voçorocamento do que a bacia do Rio Verde. Ainda assim, algumas voçorocas ativas de tamanho expressivo pontuam a zona rural na porção abrangida pela a presente tese, a exemplo da mostrada na foto 7.32, de acesso difícil e restrito. A partir da cabeça da voçoroca, nota-se uma encosta com presença de cobertura vegetal, parcialmente estabilizada, e outra seção com talude exposto, seguramente em franca atividade.

É na área urbana de Cruzília, alta bacia do Rio do Peixe, que se verifica foco erosivo na forma de voçoroca de grandes dimensões. As cabeceiras se limitam com o fundo do vale por taludes extremamente íngremes em amplitudes que ultrapassam 50 metros (foto 7.33). De acordo com os moradores locais, o início do voçorocamento teria se dado em meados do século vinte. Uma evolução acelerada deu margem a um entopimento de sedimentos que formam rampas que conectam seções das baixas encostas da voçoroca com o seu fundo. A cobertura pedológica se refere a um ARGISSOLO VERMELHO AMARELO que estabelece contato lateral com os GLEISSOLOS de fundo de vale.

O município de Cruzília marca o limite meridional de um polígono no qual as voçorocas são feições bastante conspícuas, sobretudo a partir da bacia do Rio Grande. Tal espaço se propaga em direção aos municípios de Minduri, Carrancas, Nazareno, São Vicente de Minas e Andrelândia, bem como na região de Passa Vinte, na Mantiqueira; transpõe a calha do Rio Grande para a margem direita e se desenvolve plenamente na região de São João Del Rey e Barbacena, até os divisores com a bacia do São Francisco. Corresponde às áreas de ocupação mais antiga, submetidas a tempo maior de uso intensivo. A leste, na região mineira da Zona da Mata, as voçorocas, ainda que existentes, não são tão vulgares, mesmo em face à diminuição da dominância da mata no mosaico paisagístico.



Foto 7.32. Voçoroca na zona rural de Cruzília, estrada Cruzília-São Thomé das Letras. Seção transversal em “V” com cabeceiras ramificadas parcialmente estabilizadas.



7.33. Voçoroca na área urbana de Cruzília, caracterizada por profundo entalhamento vertical associado a desabamentos laterais.

Pesa também para o desenvolvimento de voçorocas na região do alto Rio Grande e Campo das Vertentes a susceptibilidade natural de algumas coberturas de alteração, a exemplo daquelas sobre substrato quartzítico, além de gnaisses, migmatitos, xistos, etc.

Voçorocas ativas, estabilizadas e reativadas aparecem em profusão em Carrancas, algumas sobre litologia gnáissica, outras sobre quartzito com vegetação natural de campo.

Além das óbvias relações com o tipo de solo, uso atribuído e declividade do terreno, certamente uma série de manifestações erosivas desse tipo guarda relações com o quadro tectono-estrutural, desenvolvendo-se preferencialmente em falhas que constituem frentes preferenciais de intemperismo. Acreditamos que estudos mais aprofundados sobre as relações entre o quadro estrutural e o desenvolvimento de voçorocas nas faixas móveis sul-mineiras (destacadamente na bacia do Alto Rio Grande) têm grande potencial para que os resultados sejam auspiciosos no tocante ao aprimoramento do entendimento sobre a dinâmica atual na região.

As coberturas de alteração em quartzitos são caracterizadas por acentuada friabilidade vinculada à textura fortemente arenosa e pobreza em bases trocáveis. Em estudos na Serra de Carrancas, Marques Neto (2009) registrou textura arenosa para a vasta maioria das amostragens realizadas para fins de mapeamento de solos, grande parte contendo mais de 90% de fração areia, além de uma acentuada pobreza em bases. Tal situação textural confere considerável susceptibilidade à erosão a estas coberturas, favorecendo a incisão fluvial e o desenvolvimento de ravinas e voçorocas. Fica também registrado tal padrão morfodinâmico em faixas quartzíticas ocorrentes em Baependi, onde ravinas profundas evoluem francamente para voçorocas em área onde a cobertura vegetal foi retirada e o solo encontra-se exposto (foto 7.34). Remanescentes acusam que a vegetação nativa da área é o campo rupestre de altitude que medra em quartzito, cobertura naturalmente deflagradora de um quadro de fragilidade em função da baixa capacidade de interceptação e dos solos delgados e arenosos com os quais se relaciona.

Esses segmentos quartzíticos se estendem até o município vizinho de Caxambu, onde se encontram pronunciadamente dobrados com verticalização de seu acamamento plano-paralelo. Desenvolveu-se a partir dos níveis xistosos de fundo de vale uma voçoroca em “V” caracterizada por talvegue estreito e por vertentes abruptas abertas em CAMBISSOLOS e ARGISSOLOS, apresentando aspecto alongado e se ramificando apenas nas cabeceiras. O material que foi mobilizado ao longo dos anos provocou o assoreamento de um lago, atualmente restrito a pequeno ambiente brejoso (foto 7.35). Moradores locais atestam que o voçorocamento começou a se formar na primeira metade da década de 1980. Atualmente, se propaga até as proximidades do topo, rompendo os quartzitos e se avizinando de ruas e residências em caráter preocupante, uma vez que seus braços mais extremos praticamente ameaçam muros residenciais (foto 7.36).

Embora de menores dimensões em comparação a voçoroca encontrada na área urbana de Cruzília, esta se revela mais ativa e sua interação com a área urbana é mais forte, definindo um quadro de risco iminente. Em épocas de chuvas contínuas do mês de fevereiro, verificou-se que as coberturas argilosas presentes na região das cabeceiras encontravam-se plenamente saturadas e fortemente instáveis, constatando-se um iminente risco de movimentação de material em terreno de grande fragilidade. Como agravamento, foi constatado o lançamento de água clandestinamente canalizada por moradores na cabeceira da voçoroca, zona na qual o desvio do fluxo hídrico deveria ser tomado como prioridade para impedir a saturação do solo e escorregamentos consequentes; ao contrário, o que se tem observado é a alimentação da voçoroca favorecendo sua evolução.



Foto 7.34. Ravinas em franca evolução para voçorocas no topo de crista quartzítica; vegetação natural de campo (Baependi, MG).



Foto 7.35. Voçoroca em forte interação com a área urbana de Caxambu (MG). A seta aponta para o lago que foi assoreado.



Foro 7.36. Cabeceira de voçoroca na adjacência imediata de residências (Caxambu, MG).

Nas grandes cristas quartzíticas que dissecam a bacia do Rio Verde em sentido NE-SW o ambiente é fortemente litólico, desencorajando os voçorocamentos. As vertentes

voltadas para sudeste comportam fisionomia de floresta estacional semidecidual, e as voltadas para leste, campos rupestres, ou complexos rupestres de altitude, segundo designação de Benites et al. (2003). Na Serra do Cantagalo, os campos rupestres revestem as encostas em equilíbrio biostático (*sensu* Erhart, 1966) com os solos rasos e ácidos que se formam com a alteração do quartzito. Os ravinamentos que dissecam paralelamente a encosta formam concavidades mais bem servidas de umidade que são envolvidas por vegetação de maior porte em função do meio ecológico localmente diferenciado.

O quadro morfodinâmico é profundamente distinto na vertente oeste da Serra de São Tomé, separada da Serra do Cantagalo por vale estrutural, ainda que ambas sejam dotadas de morfometria e materiais similares. É nesse setor onde é extraída, como é popularmente conhecida, a “pedra São Thomé”, um quartzito micáceo com alto grau de pureza utilizado para revestimentos de paredes e assoalhos. O processo de lavra é a céu aberto e lança mão de explosivos, sendo caracterizado pela depredação voraz que imprime no meio físico e nos ecossistemas locais.

A morfologia original da Serra de São Tomé foi profundamente substituída por uma morfologia, considerada a acepção de Rodrigues (2005), eloquentemente antropogênica. As declividades uniformes e os mergulhos relativamente suaves das camadas metassedimentares em direção ao relevo amorreado que se personifica a partir do contato litológico foram substituídos por frentes aplainadas que sustentam pilhas de estéril, taludes inclinados em 90° e grandes crateras, feições estas costuradas por estradas e caminhos de acesso e revestida por cascalhos de variado tamanho e areias quartzosas soltas. As alterações drásticas na morfologia exercem reflexos inevitáveis nos fluxos superficiais, que cada vez mais ocorrem num padrão difuso que percola aleatoriamente pelas rugosidades desenhadas nas áreas de lavra. Alguns cursos d’água encontram-se entulhados, outros foram depauperados em sua perenidade, em profunda alteração no ciclo hidrológico local.

Por padrão, a rede de drenagem afetada pela mineração vem exercendo alargamento do canal por erosão marginal em função da carga anômala atribuída aos cursos d’água pela mineração, ineficiente na disposição e contenção de seu descomunal volume de rejeito. Christofolletti (1981) assevera que rios mais largos do que profundos são mais eficientes no transporte de carga detrítica de grande tamanho. É então esperado que ocorra alargamento dos vales pela busca do perfil de equilíbrio dos cursos d’água, mesmo mediante o fato da magnitude dos impactos, nesse caso, ter rompido limiares aceitáveis de resiliência, a orientar a evolução do modelado para um novo equilíbrio morfodinâmico distinto do vigente pré-mineração.

No reverso da Serra de São Tomé e seu entorno influenciado pela mineração verifica-se mudança no estado deste subsistema da bacia do Rio Verde, passível de compartimentação em bacias hidrográficas paralelas, nas quais ocorre um processo de retroalimentação positiva mesmo nos atributos inertes, enfaticamente a cobertura metamórfica supracrustal, o relevo e a rede hidrográfica. O fator externo dado pela mineração comprometeu a auto-organização destas bacias de drenagem por efeito da alteração profunda em suas estruturas, implicando num processo de evolução para outro estado nessas áreas.

Para melhor dimensionamento das alterações e impactos ambientais em questão, basta notar a foto 7.37, que ilustra de forma veemente o cenário discutido. A figura 7.5 traz uma imageam de satélite Landsat-5 (MIRANDA, 2010) na qual as faixas serranas podem ser visualizadas paralelas entre si e em conjunto. Ambas as faixas são dotadas de similaridades em termos de litologia, altimetria, declive, coberturas de alteração e vegetação natural, consubstanciando-se paisagens notavelmente distintas por uma questão de ordem antropogênica.



Foto 7.37. Vista parcial da extração de quartzito na Serra de São Thomé.



Figura 7.5. Imagem de satélite (TM-Landsat-5). Os grandes polígonos esbranquiçados dimensionam as lavras abertas e prenunciam escandalizantes impactos ambientais negativos.

A foto 7.38 coloca em tela as alterações morfodinâmicas e os impactos ambientais que a mineração imprime no domínio fluvial, para onde os rejeitos de lavra inexoravelmente se deslocam e impõem profunda alteração na morfologia do canal e determina uma reorganização erosiva da drenagem.



Foto 7.38. Talvegue entulhado do Córrego São Tomé, à jusante da área de lavra.

A bacia hidrográfica efetivamente afetada pela mineração é a do Rio do Peixe, função esta da transferência de matéria e energia por parte da rede de drenagem implantada nas bacias de menor ordem cujas cabeceiras estão nas áreas mineradas (Ribeirão Vermelho, córregos da Cachoeira e São Tomé). Ainda que granodecrescente de montante para jusante, os materiais vinculados à mineração exercem assoreamento mediante formação de bancos de areia e seixos em toda a extensão destes canais e por considerável extensão do Rio do Peixe, aparecendo até as imediações que precedem um maior desenvolvimento de sua planície de inundação em Três Corações.

O relevo mais suavizado da baixa bacia que se cristaliza a oeste das cristas monoclinais dá margem à dinâmica e evolução de paisagens mediante uma energia erosiva mais baixa, ainda que digna de nota, enfaticamente na modalidade erosão laminar, incluindo-se ainda a manifestação não rara de ravinamentos em áreas de pastagem. É a erosão laminar, entretanto, a atividade erosiva predominante nos cafezais da região de Varginha e Três Pontas, e que também aparecem em Campanha e Três Corações, aqui alternado no território com consideráveis áreas de milharal.

O relevo mais suavizado destes compartimentos favorece a prática agrícola, que embora mais extensiva comparativamente a alguns setores da alta bacia, apresenta uma atividade erosiva mais branda assegurada pela suavização topográfica. Se na alta bacia do Rio Verde a mecanização agrícola é restrita ou mesmo inexistente em alguns contextos, no baixo curso torna-se mais comum, enfaticamente mais marcante nos municípios de Três Corações, Três Pontas e Varginha.

Tais práticas agrícolas se dão sobre LATOSSOLOS que se projetam a partir do vale do Rio Verde e alguns afluentes, por onde contornam as baixas encostas chegando a se dissipar por seções mais elevadas, além de aproveitarem ARGISSOLOS e mesmo CAMBISSOLOS para plantio do café em Varginha e Três Pontas. A predominância das classes texturais médias e argilosas indistintamente nesses três tipos de solo atua favoravelmente na estabilidade das encostas.

CAPÍTULO VIII

GEOSSISTEMAS NA BACIA DO RIO VERDE: A PAISAGEM EM PERSPECTIVA INTEGRADA

8.1. Considerações introdutórias

As unidades geossistêmicas que foram discernidas para a bacia do Rio Verde personificam a conexão entre os elementos biofísicos e humanos que interagem na composição do espaço em seus aspectos fisiográficos e dinâmicos. Foram concebidas mediante procedimentos de estudo integrado da paisagem, conforme vem sendo sistematicamente apresentado no corpo da presente tese.

Entre os fatores intervenientes na definição de uma unidade de paisagem, aqui foram selecionados alguns atributos marcadores considerados os mais preponderantes na interpretação dos mosaicos complexos que determinam a materialização dos geossistemas, entidades eminentemente heterogêneas na bacia do Rio Verde, complicando sua apreensão na escala trabalhada. As seguintes variáveis foram consideradas para o mapeamento dos geossistemas e sua representação cartográfica:

A) Relevo

Foram considerados como referência básica de compartimentação geomorfológica os padrões de formas semelhantes (ROSS, 1992), unidade taxonômica adequada à escala de trabalho, cuja distinção incorporou essencialmente os parâmetros morfométricos, morfográficos e morfodinâmicos anteriormente descritos: amplitudes locais e declive do terreno (PONÇANO et al. 1981), comprimento de rampa, frequência de rios, formas dos topos e encostas, processos morfodinâmicos predominantes, etc.

B) Aspectos tectono-estruturais

A ocorrência na área de estudo de relevos com gênese fundamentalmente tectônica e o reconhecimento de uma atividade neotectônica vigente fez com que os condicionantes tectono-estruturais fossem colocados em pauta por meio da leitura de mapas geológicos em diversas escalas e da avaliação dos lineamentos estruturais extraídos, cujas relações com a

geomorfologia regional são das mais estreitas. Embora tais elementos tenham sido importantes subsidiadores, não são diretamente incorporados na legenda.

C) Classes texturais predominantes e coberturas pedológicas associadas

As classes texturais, consideradas importantes marcadoras dos geossistemas, foram avaliadas segundo pontos representativos fornecedores de materiais que foram submetidos à análise laboratorial e classificação segundo a textura: arenosa, média ou argilosa. Serviram como elementos indicadores do quadro morfogenético e morfodinâmico na medida em que revelam informações diretas acerca da susceptibilidade à erosão das coberturas de alteração, o que associado a aspectos geológico-geomorfológicos e de uso e ocupação auxiliam na interpretação da dinâmica da paisagem.

D) Cobertura vegetal natural

Elemento evocado em menção específica às fisionomias vegetais nativas que ocorrem na condição de remanescentes ou em caráter secundário, em diferentes estágios sucessionais.

E) Uso da terra

A variável em questão abarca as práticas agrícolas mais expressivas e também as atividades pastoris, além dos centros urbanos, estruturas que imprimem forte contraste com as áreas dotadas de vegetação conservada, contribuindo assim para a formação de mosaicos complexos e às vezes funcionando como atributo fundamental na definição de um geossistema.

A integração de tais informações no plano cartográfico se deu pela sobreposição das cartas de compartimentação geomorfológica, de lineamentos estruturais e de uso da terra e cobertura vegetal para verificação das relações espaciais entre tais atributos. Sobre elas também foi sobreposta uma base com os pontos de coleta de coberturas de alteração, marcando-se então as classes texturais encontradas e tipos de solo associados. Foram mapeadas classes de fácies compondo um geoma, formando assim o macrogeócoro, cuja resultante correspondem a geossistemas situados na passagem do nível topológico para o regional.

Uma concepção similar de mapeamento à luz da concepção geossistêmica organizada em duas fileiras foi utilizada por Ganzei (2008) para as paisagens vulcânicas das Ilhas Kurillas, tendo o autor mapeado classes de fácies formadas por agrupamentos de unidades inferiores, que seriam, de acordo com a fileira dos geômeros de Sochava, grupos de fácies. Na construção da legenda, as classes incorporam as variáveis geomorfológicas e estruturais, ao passo que as subdivisões inferiores congregam fundamentalmente a vegetação e os solos.

Para a República Democrática da Alemanha, Haase (1989) propôs mapeamento em média escala de microgeócoros e dos nanogeócoros contidos em tais unidades de paisagem. Segundo o autor, tais associações devem ser encaradas como associações ou mosaicos de elementos topológicos básicos cuja característica fundamental é sua estrutura heterogênea, enfatizando que os programas de manejo de uso da terra, bem como o planejamento físico e regional, se dão em unidades espaciais de dimensão geocórica. De maneira geral, a concepção de interpretação e mapeamento também guarda similaridade com aquela adotada no campo conceitual e no enquadramento dos níveis hierárquicos no mapa.

Na legenda construída para a representação de geossistemas nos ambientes topograficamente acidentados submetidos à tectônica ativa da bacia do Rio Verde, as designações remetem primordialmente a fatores geomorfológicos, incorporando também os elementos fitogeográficos e de uso da terra, sendo circunstancialmente inseridas informações litológicas e tectônicas quando estas definem modificações na paisagem. Embora os fatores tectônicos e litológicos tenham sido diretamente relacionados, sua inserção na designação ficou restrita para que a nomenclatura não ficasse excessivamente fraseológica. Os aspectos texturais também foram relacionados, mas a grandeza da escala restringe uma transposição segura na legenda. Tais aspectos foram permanentemente verificados e discutidos em suas relações com o quadro morfogenético e morfodinâmico, porém não partilharam da designação das classes de fácies.

Reafirmando as formulações originais de Viktor Sotchava, anteriormente expostas, as unidades de mapeamento a seguir (figura 8.1) apresentadas se referem a formações naturais - aqui fortemente influenciadas pelo relevo - considerando-se de forma estreita e integrada suas conexões com a esfera sócio-econômica. Em sua grandeza escalar estão situadas na passagem dos níveis tópicos para os regionais (geomos/macrogeócoros), compondo unidades integradas dissociadas em classes de fácies. O Quadro 8.1 consiste num recorte do sistema de classificação bilateral realizado em adaptação a concepção de Sochava para a área de estudo, onde algumas classes de fácies contidas em unidades de nível hierárquico superior são tomadas como exemplo.

Quadro 8.1. Sistema bilateral de classificação para os geossistemas da bacia do Rio Verde.

FILEIRA DOS GEÔMEROS					FILEIRA DOS GEÓCOROS	
Tipo de meio natural	Domínio Tropical Atlântico				Mata atlântica do sudeste	
Classe de Geomas	Faixas dobradas remobilizadas		Planaltos mamelonares dissecados		Serra da Mantiqueira	Compartimentos de planalto
Subclasse de Geomas	Mantiqueira	Meridional	Planalto do Grande Alto Rio		Compartimentos Morfoestruturais	
Grupo de Geomas	Planalto de Campos do Jordão	Planalto do Itatiaia	Planalto alongado de Lambari	Cristas monoclinais	(os comp. morfoestruturais parecem no lugar das províncias, em adaptação ao relevo)	
Geomas	Altas cristas	Maciços alcalinos	Morros e morrotes alongados	Cristas quartzíticas	Macrogeócoro	
Classe de fácies	Patamares de cimeira com campos de altitude; encostas e escarpas serranas florestadas	Patamares de cimeira em rochas sieníticas com campos de altitude; Encostas florestadas com depósitos de tálus	Morros e morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem; Morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café.	Front de crista monoclinal com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem; Reverso de crista com campos rupestres em quartzito sob influência de pastagem.	Meso e microgeócoros	

8.2. Caracterização e mapeamento dos geossistemas na bacia do Rio Verde

Geossistema da Alta Mantiqueira

Unidade I: Patamares de cimeira em rochas sieníticas com campos de altitude

Ocorrem fundamentalmente nos topos dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, onde extensões aplainadas se intercalam com proeminências aguçadas em afloramento constante. Agrupa fisionomias campestres peculiares em com alto grau de endemismo em área considerada por Romariz (1974) como das mais representativas dos campos de altitude. As elevações locais chegam a mais de 2900 metros na Pedra da Mina, fazendo com que, acima de 2000 metros de altitude, sobretudo, afigure-se um meio de grandiosa peculiaridade formado por vegetação herbácea e arbustiva intercalada a

afloramentos que são tanto mais contínuos à medida que a altitude se eleva. Em meio a estas paisagens naturalmente pictóricas, a ocorrência de brejos turfosos e vales altimontanos realça o caráter *sui generis* desse geocomplexo.

Os solos dessas áreas são bastante rasos, distribuídos em classes texturais médias e argilosas, principalmente. A deterioração mais lenta da matéria orgânica em função das temperaturas médias mais moderadas favorece a formação de coberturas pedológicas com horizonte B espódico em função da translocação dos constituintes orgânicos que ficam preservados de forma mais abundante.

As fisionomias vegetais não são homogêneas nessa unidade geossistêmica, uma vez que são comuns as consociações onde o predomínio de uma espécie em relação às demais é visível, e tais consociações se dão sob o comando de diferentes espécies, além, certamente, das áreas de rocha nua e os ambientes de turfeira já mencionados. Deve-se ressaltar, no entanto, a notória dominância ecológica da espécie cortadeira-modesta (Graminae) e da arbustiva *Baccharis platyopoda* (Compositae). Forma-se então um mosaico de vegetação campestre e afloramentos que personificam uma paisagem de altitude em plena acepção do termo. A foto 8.1 é representativa do geossistema que se quer elucidar.



Foto 8.1. Aspetto do geossistemas dos patamares de cimeira em rochas sieníticas com campos de altitude.

Unidade II: Patamares de cimeira com campos de altitude em rochas granitoides

Comporta geoambientes padronizados em depressões turfosas e áreas de campo rupestre, com presença cada vez maior de candeias (*Eremanthus sp*) na medida em que se aproxima das áreas florestadas de encosta. A ocorrência mais contínua é restrita ao alinhamento topográfico da Serra do Papagaio, apresentando semelhanças com a unidade anterior em função da presença de campos rupestres e turfeiras.

Difere-se em função do relevo, aqui sem o aspecto dômico dos domínios alcalinos e embasado em litologias granitoides pré-cambrianas. São áreas mais rebaixadas que, embora se sobressaiam acima de 2000 metros, encontram-se significativamente desniveladas em relação aos maciços alcalinos, fatores estes que influenciam na formação de um mosaico vegetal parecido, porém passível de distinções em relação ao anterior.

Predominam gramíneas Veloziáceas, além de Ciperaceae, Euriocaulaceae e Melastomataceae, com presença constante de epífitas, briófitas e líquens abundantes. Em algumas áreas pode-se aprofundar acerca do papel do fogo influenciando na evolução dessas formações vegetais, tendo em vista as atividades pastoris que antecederam os atuais planos conservacionistas que culminaram na criação de unidades de conservação de proteção integral na área (Parque Estadual Serra do Papagaio e algumas RPPN's). A presença de estruturas morfológicas adaptativas ao fogo presentes em várias plantas, como desenvolvimento radicular pronunciado, restrição no desenvolvimento das partes aéreas e significativa espessura do córtex, sugerem que os incêndios naturais, previsíveis e recorrentes em áreas de vegetação aberta, também foram importantes da evolução destes ambientes de altitude.

A morfologia desses patamares comporta afloramentos menos conspícuos e em padrão diferente do geossistema das rochas alcalinas. As coberturas pedológicas associadas são formadas principalmente por solos rasos – NEOSSOLO LITÓLICO e CAMBISSOLO HÁPLICO – e por ORGANOSSOLOS vinculados às turfeiras. Em áreas de acúmulo de matéria orgânica humificada verifica-se a presença de solos com horizonte B espódico, sobre os quais medra vegetação mais frondosa, conforme pode ser verificado nos vales altimontanos onde se registram horizontes húmicos ou hísticos, pedoambientes estes já relatados por Simas et al. (2005) para as terras altas do sudeste brasileiro.

A foto 8.2 bem pode ser tomada como ilustrativa da unidade em questão.



Foto 8.2. Vista parcial da Unidade II. Campos naturais pontuados por formações vegetais mais frondosas nos segmentos côncavos das vertentes (Aiuruoca, MG).

Unidade III: Escarpas de falha e encostas serranas florestadas

As extensões de floresta contínua na bacia do Rio Verde ocorrem nas encostas da Serra do Papagaio e nos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, onde se individualiza paisagem própria, além outros segmentos menos extensos, onde a pressão oriunda do entorno é maior. São paisagens de aspecto natural nas quais variadas fisionomias das florestas estacionais (ombrófila mista, ombrófila densa, nebulosa) tipificam o caráter do geossistema, fortemente caracterizado pela presença de mata nativa em relevo íngreme e acidentado.

Nas partes mais elevadas ocorrem espécies de coníferas típicas da região submetida ao clima tropical de altitude, notadamente os pinheiros *Araucaria angustifolia* e *Podocarpus lamberti*, além da Candeia (*Eremanthus sp*) nas áreas de solos mais rasos e pobres. Tendo em vista os estágios avançados de sucessão ecológica verificados para estes ambientes, ocorrem espécies florestais arbóreas típicas destes grupos ecológicos no domínio tropical atlântico, entre as quais citamos: jequitibá-branco (*Cariniana estrellensis*), jequitibá-rosa (*Cariniana legalis*), cedro (*Cedrela fissilis*), pitangueira (*Eugenia uniflora*), palmitero (*Euterpe edulis*), jatobá (*Hymenaea courbaril*), jabuticabeira (*Myrciaria sp*), óleo-de-copaíba (*Copaifera langsdorffii*), jacarandá (*Dalbergia villosa*). Associadamente também ocorrem arbóreas pioneiras e secundárias iniciais, como a aroeira (*Lithraea molleoides*), a paineira (*Ceiba speciosa*) e espécies de figueira (*Ficus sp*), etc.

Os estoques litológicos ocorrentes consistem em rochas metagranitóides, significativamente dobradas e migmatizadas, sinalizando o forte controle tectônico. As matas

medram então nesses blocos falhados de elevada energia e fragilidade natural que desestimularam o uso mais intensivo das terras. Na Serra do Papagaio ocorrem preferencialmente nas grotas úmidas onde a drenagem se instalou explorando as linhas de fraqueza; na área de influências das rochas alcalinas se distribuem em vertentes longas providas de significativos mantos coluviais.

Os solos são variáveis na unidade em apreço, ocorrendo desde solos litólicos e CAMBISSOLOS nos setores mais íngremes (predomínio de CAMBISSOLOS HÁPLICOS), até pedoambientes padronizados em ARGISSOLOS e LATOSSOLOS formados a partir de colúvios pedogeneizados nos segmentos inferiores mais favoráveis à acumulação.

A foto 8.3 é garantidamente representativa da unidade em questão, ilustrando encostas íngremes florestadas no Parque Estadual Serra do Papagaio.

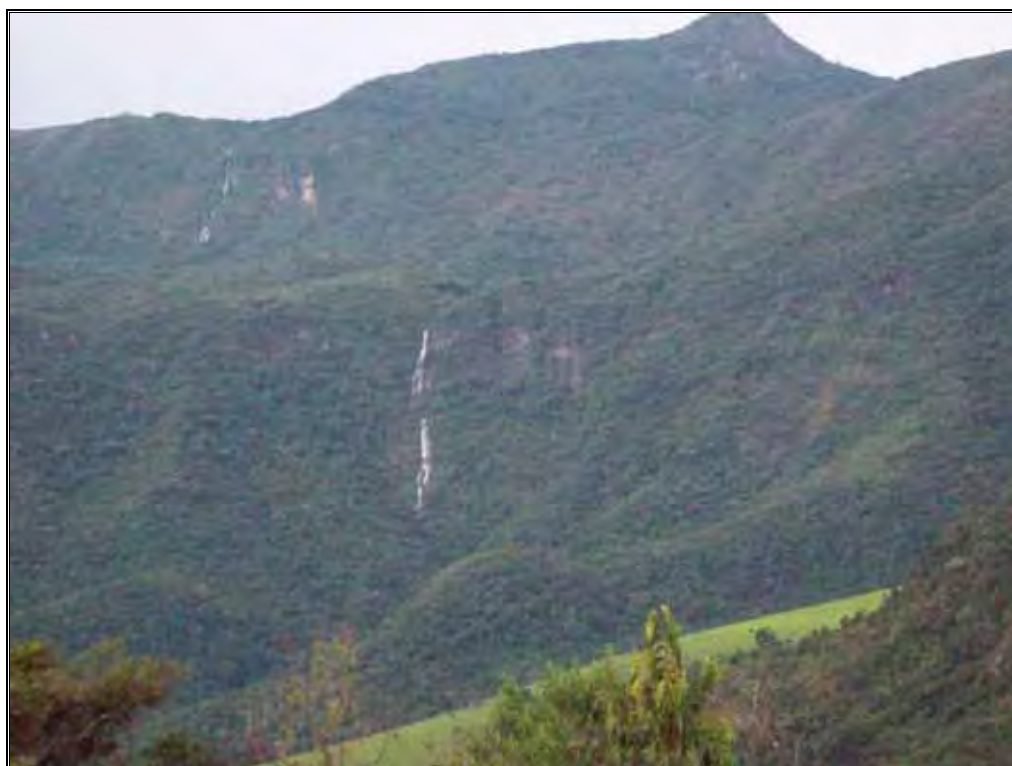


Foto 8.3. Encostas longas cobertas por fisionomias de mata latifoliada e afloramentos conspícuos (Baependi, MG).

Unidade IV: Encostas serranas com mata latifoliada semidecídua conservada sobre colúvios em rochas alcalinas

Tais segmentos correspondem às encostas densamente florestadas no maciço alcalino, onde espessos mantos coluviais e expressivos depósitos de tálus imbricam em direção aos terrenos pré-cambrianos. Os setores mais preservados encontram-se na bacia do Rio Capivari,

que em sua parte alta está contida no Parque Nacional do Itatiaia, fazendo com que a floresta em aspecto denso ocupe de forma opulenta as vertentes das intrusões alcalinas. Floristicamente se assemelham com a unidade anterior.

As rampas que se formam pelo retrabalhamento e acumulação de colúvios, produto de forte instabilidade morfodinâmica traduzida em recorrentes movimentos de massa, são dissecadas por drenagem tectonicamente controlada e com padrão tipicamente radial no maciço alcalino de Passa Quatro. Distorções nos padrões básicos de drenagem, com materialização de padrões contorcidos acompanhados de capturas fluviais consumadas e proeminentes, revelam a tectônica ativa a qual estes e outros setores da Serra da Mantiqueira encontram-se submetidos.

A grandeza dos maciços alcalinos conforma um compartimento específico na Serra da Mantiqueira, com aspectos morfológicos bastante peculiares. Partindo-se do relevo como atributo fundamental na definição das unidades de mapeamento aqui apresentadas, estes corpos intrusivos assumem imensa propriedade e são capazes de definir padrões de paisagem de forma inequívoca. Partilham de um corredor florestal que se distribui ao longo da crista principal da Mantiqueira, fazendo com que as intrusões alcalinas conformem uma das poucas paisagens com predomínio de estruturas naturais na bacia do Rio Verde, conforme pode ser observado na foto 8.4.



Foto 8.4. Vista parcial da Unidade IV.

Unidade V: Morros e serras baixas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de banana e café

O município de Cristina é que abarca esta concepção de mapeamento, que também se formata em porções adjacentes de Carmo de Minas. O uso da terra é dado por um consórcio entre cafeicultura e bananicultura. Estende-se pela zona rural de Cristina até Maria da Fé, com respeitável imposição na paisagem. As pastagens e resquícios de mata, bem como algumas glebas voltadas ao cultivo de milho, tem função acessória nos fluxos de matéria e energia.

Alinhamentos extensos de orientação geral NE-SW são geomorfologicamente expressos por cristas alongadas e íngremes. Tais cristas confinam-se paralelamente entre as zonas de cisalhamento Maria da Fé e São Bento do Sapucaí, correspondendo a uma parte do bloco Cristina. Trata-se de relevo de elevada energia, em parte catalisada pela intrusão granulítica cujo reflexo geomorfológico é um relevo montanhoso emoldurado em encostas declivosas e dissecação profunda. Nessas encostas é que o cultivo da banana exerce sua dominância, reservando-se os fundos de vale para o plantio do milho.

Em consonância ao quadro pedológico regional, o caráter acidentado do relevo faz comum a presença de solos rasos (NEOSSOLOS, CAMBISSOLOS); se mantém a ocorrência de ARGISSOLOS e algumas manchas caracterizadas por pedogênese latossólica. As classes texturais correspondentes a tais coberturas vão de argilosa a média.

Certamente o consórcio entre café e banana dá caráter a essa unidade, conforme fica anotado na foto 8.5.



Foto 8.5. Consórcio entre banana e café compoendo a fisionomia e funcionalidade fundamental do geossistema.

Unidade VI: Escarpas e encostas serranas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Nos setores da Serra da Mantiqueira onde as unidades de conservação de proteção integral são ausentes, inexoravelmente se verifica certo grau de pressão na vegetação nativa e algum teor de uso da terra em caráter mais intensivo.

As áreas serranas sob influência de pastagem distribuem-se da bacia dos rios Capivari e Passa Quatro e se estende pelas bacias dos rios Aterrado e Caetés, até a bacia do Rio Lambari. Correspondem aos setores onde a abertura de pastagens avançou pelas encostas serranas e determinou a remoção da cobertura vegetal, intercalando-se no mosaico paisagístico, atualmente, áreas de pasto com fragmentos florestais de dimensões variáveis. Enquanto as bacias dos rios Capivari e Passa Quatro apresentam estoques significativos de mata nativa, nas demais o uso da terra é predominantemente antrópico, traduzido pelo avanço da pecuária leiteira e disseminação de sítios e chacreamentos.

Aparecem com frequência nesse geossistema espécies arbóreas predominantemente pioneiras e secundárias iniciais como a quaresmeira (*Tebouchia sp*), a embaúba (*Cecropia sp*), espécies de ipês (*Tabebuia sp*), o angico (*Anadenanthera macrocarpa*), além de araucárias recorrentes que crescem com certa facilidade em áreas desmatadas e submetidas à insolação e se mantém facilmente se a prática do corte não for levada a efeito.

Nesses segmentos serranos predominam solos rasos como NEOSSOLOS LITÓLICOS e CAMBISSOLOS, tendo também sido aferida a ocorrência de ARGISSOLO VERMELHO AMARELO em declives mais moderados.

Fisionomicamente, a intercalação entre fragmentos florestais e pastos cristaliza uma paisagem aos moldes da foto 8.6.



Foto 8.6. Intercalação entre fragmentos florestais e áreas de pastagem em encostas da Serra da Mantiqueira.

Geossistema dos Patamares Escalonados da Mantiqueira

Unidade VII: Morros elevados profundamente dissecados com mata latifoliada semidecídua alterada e campos sob influência de pastagem

A concepção desta unidade é coerente para porções dos municípios de Itamonte e Baependi fora das unidades de conservação, bem como setores de Passa Quatro, Itanhandu e Pouso Alto, nos quais a pecuária leiteira é expressiva.

O relevo é acidentado, e os solos predominantes são os ARGISSOLOS e CAMBISSOLOS, destacando-se a ocorrência recorrente de ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO e CAMBISSOLO HÁPLICO em Passa Quatro e Itanhandu, mas também

encontrado de forma conspícua em Pouso Alto e Baependi. As áreas cultivadas não tem força para imprimir um tom de tipicidade ao geossistema, que fica caracterizado fundamentalmente pelos pastos e fragmentos florestais em topografia amorreada ou emoldurada em serras mais baixas fora do alinhamento principal da Serra da Mantiqueira.

O grau de preservação da cobertura florestal não é uniforme, o que determina, fatalmente, diferentes quadros morfodinâmicos. Generalizadamente, as áreas de morro que compõem os patamares escalonados interiores da Mantiqueira apresentam padrão morfodinâmico compatível com a densidade de cobertura, sendo visivelmente mais intenso, a título de regra para a área, onde a pressão sobre a vegetação tem sido maior. Exemplificadamente, essa afirmativa fica latente diante da recorrência de focos erosivos laminares avançados e ravinamentos em profusão que se verifica na bacia do Rio das Palmeiras (Baependi) e do Rio das Colinas (Itamonte) na sua porção exterior ao Parque Nacional do Itatiaia. Definem-se assim áreas de tensão ecológica portadoras tanto de espécies pioneiras como não pioneiras, aparecendo frequentemente a onipresente quaresmeira (*Tibouchina sp*), o sangra d'água (*Croton urucurana*), o angico-branco (*Anadenanthera colubrina*), embaúbas (*Cecropia sp*), a macela (*Achyrocline satureoides*), óleo-de-copaíba (*Copaifera langsdorfii*), etc.

Os campos que ocorrem nessa unidade não são dos tipos rupestres ou altimontanos, mas parecem refletir pressões atrópicas pretéritas, congregando tanto espécies herbáceas e arbustivas do campo, como a gramínea canela-de-ema (*Vellozia sp*) e o campim-barba-de-bode (*Aristida longiseta*), como arbóreas florestais, como a pioneira assa-peixe (*Venonia sp*) e mesmo não pioneiras como o cedro (*Cedrela fissilis*) e óleo-de-copaíba (*Copaifera langsdorfii*), além da recorrente candeia (*Eremanthus sp*).

A foto 8.7 traz uma visada da unidade da vez, composto pela sucessão de áreas florestadas e áreas de pastagem.

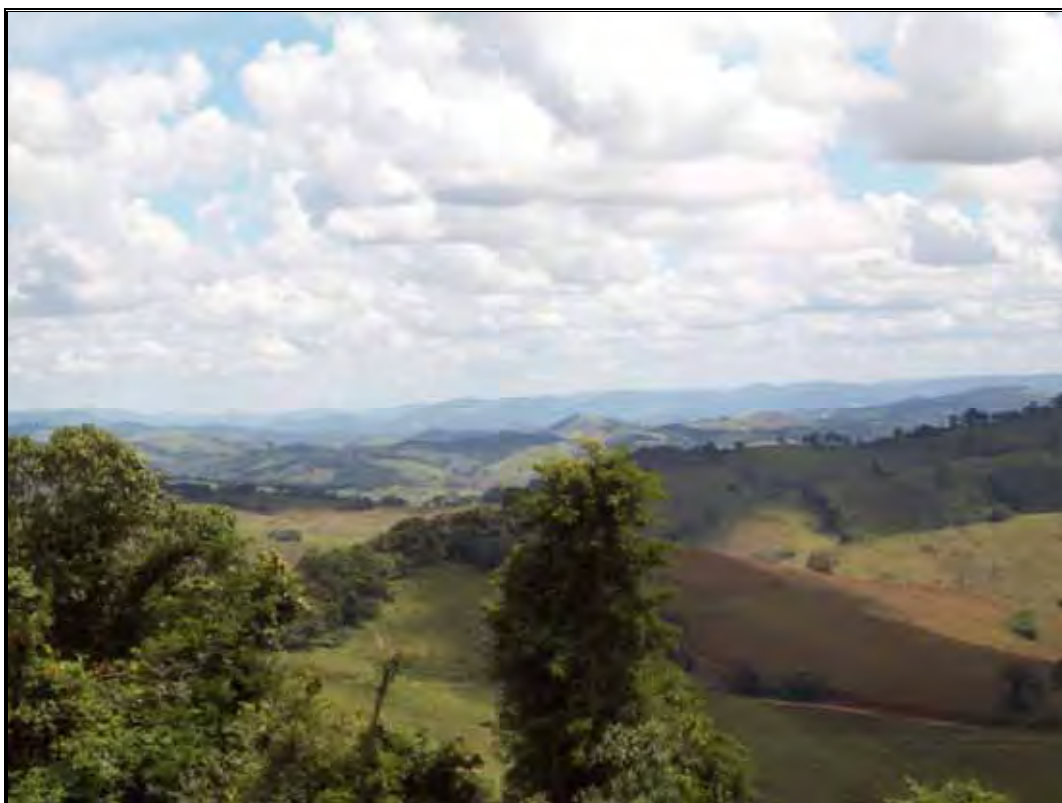


Foto 8.7. Composição formada pela sucessão de áreas florestadas e de pastagem em área de relevo acidentado.

Unidade VIII: Morros elevados profundamente dissecados e baixas cristas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café e pastagem

O municíio de Carmo de Minas, nos limites entre o Planalto de Campos do Jordão e o Planalto do Alto Rio Grande, é o que congrega com maior tipicidade o uso da terra voltado predominantemente para o café em relevo movimentado.

Em Carmo de Minas e porções adjacentes dos municípios de Pedralva e Cristina é o café cultivado em topografia acidentada em declives e dissecação consideráveis que dá tipicidade à paisagem, padronizada, primordialmente, pelos cafezais que abusam do declive das encostas e transgridem em incômoda recorrência as áreas de preservação permanente, obrigatórias a partir do terço superior das encostas dos morros e linhas de cumeada. Em caráter subsidiário, mas não irrelevante, tem-se os pastos repletos de *Brachiaria* e fragmentos de mata latifoliada estacional semidecidual portadoras das espécies mais recorrentes que vem sendo citadas, amealhando os grupos sucessionais superiores no interior e as pioneiras predominantemente nas bordas.

É comum o contato lateral dos sedimentos de fundo de vale com ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO, cobertura pedológica bastante comum nessa unidade. Nos

segmentos inferiores de encostas conectadas aos principais troncos coletores verificam-se espessos mantos latossólicos de textura argilosa, enriquecidos em ferro, sobrejacentes a saprolitos profundos. Não deixam de ocorrer os CAMBISSOLOS e NEOSSOLOS LITÓLICOS onde o declive da encosta impõe morfogênese mais aguda mesmo sob predomínio de materiais com boa agregação, de textura média a argilosa, em geral.

Notoriamente, o cultivo do café acima dos patamares aceitáveis de declividade, a supressão de áreas de preservação permanente e o sistema de cultivo morro abaixo que ainda perdura como opção em alguns contextos, são elementos que dão margem a vigorosa erosão laminar, que chega a ser severa em alguns setores, onde mesmo as camadas mais inferiores do manto pedológico foram removidas, e que em casos extremos resultaram no abandono do cultivo.

A foto 8.8 dá conta de transmitir a imagem das áreas sob influência do café em relevo acidentado, ainda sob forte controle tectônico.



Foto 8.8. Relevo padronizado em morros e serras baixas com vales encaixados sob influência do café; sobre os processos erosivos correlatos, notar os ravinamentos que se formam no lado esquerdo da foto (Carmo de Minas, MG).

Unidade IX: Morros e morrotes alongados e baixas cristas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Essa unidade se afigura a oeste das cristas principais da Mantiqueira, de São Sebastião do Rio Verde até leste da sede de Virgínia. Sucedem-se cristas mais baixas e morros arredondados a alongados produtos da dissecação dos degraus mais inferiores da Serra da Mantiqueira, estabelecendo contato com os compartimentos do Planalto do Alto Rio Grande.

Ainda que coexista a manutenção de fragmentos florestais expressivos com atividades agropecuárias, o caráter geral da mata é fragmentário e distintamente alterado, sobretudo, em suas bordas. Dessa forma, verifica-se o caráter florístico que vem sendo exemplificado para as demais áreas onde as fisionomias florestais se encontram em tal condição.

Os campos abertos voltados para a pastagem são predominantes em toda a unidade, e ocupam vertentes declivosas na zona rural de Itanhandu, Itamonte, Pouso Alto e Virgínia. Embora os solos apresentem fundamentalmente textura argilosa a média, os processos de erosão laminar e em ravinas são recorrentes, e as marcas de pisoteio marcam extensivamente as vertentes. Tais coberturas se referem a variações de ARGISSOLOS e CAMBISSOLOS, predominando o ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO e o CAMBISSOLO HÁPLICO, ambos em seu caráter distrófico.

A ocupação urbana é pontual e figura como atributo do geossistema, sem interferir substancialmente nos fluxos de matéria e energia como o faz as pastagens. As cidades, ainda que relativamente próximas, são pequenas e se edificam nos fundos de vale, interferindo nos fluxos superficiais de maneira restrita em comparação a abrangência que se verifica nos mosaicos compostos por campos agropastoris e mata. Também é digna de nota a presença de consideráveis extensões em processo de regeneração ocupadas por vegetações pioneiras, o que denota que o uso da terra aqui não vem sendo dos mais intensivos.

As características gerais que descrevem essa unidade podem ser visualizadas na foto 8.9.



Foto 8.9. Visada parcial da Unidade IX: significativas áreas de pastagem em relevo formado predominantemente por morros.

Geossistema dos Planaltos Mamelonares do Alto Rio Grande

Unidade X: Morros e morrotes alongados, pequenas colinas e cristas rebaixadas com vales alargados e mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem, café e urbana

Cabe essa designação a toda uma faixa que intercepta a bacia do Rio Verde em sua parte média desde a extremidade oeste até o Planalto de Cruzília/Minduri, onde a pastagem consiste na principal modalidade de uso da terra. Tal padrão se verifica nos territórios de São Lourenço, Caxambu e Soledade de Minas até a passagem da Serra de Contendas, estendendo-se em direção a Baependi e Cruzília até a margem esquerda do Rio do Peixe.

Distintamente, o relevo se padroniza em morros, alongados e paralelos, em grande parte geneticamente vinculados a linhas de falha dissecadas, gerando vertentes com perfis longos e declivosos; em menor profusão ocorrem morotes e pequenas colinas que, em conjunto, personificam uma morfologia ondulada entre os degraus interiores da Mantiqueira e um conjunto de serras baixas alinhadas que ocorrem na região de Conceição do Rio Verde e Baependi (serras dos Criminosos, Contendas, Roseta). Preominam ARGISSOLOS de textura média a argilosa e LATOSSOLOS de textura argilosa que frequentemente estabelecem contatos laterais com terraços do Rio Verde e de outros rios importantes, como o Rio

Baependi. Os vales são mais abertos e as planícies de inundação mais desenvolvidas em comparação às unidades posicionadas à montante, característica que se pronuncia na coalescência das várzeas dos rios Machado e Baependi, e deste com a planície do Rio Verde no município de Conceição do Rio Verde.

Fica relegada à mata latifoliada semidecidual papel secundário, partilhando da estrutura da paisagem com fragmentos esparsos ofuscados pelo predomínio do uso da terra de cunho agropastoril, que comporta ainda culturas menos significativas como milho e tomate. O predomínio é exercido pela pastagem, e as encostas são excessivamente marcadas pelo pisoteio do gado, com alguns focos expressivos de erosão laminar e manifestações erosivas concentradas em ravinas; em decorrência se formam bolsões de acúmulo coluvionar em seções inferiores de encosta, em parte naturais e em parte antropogênicos. Destaca-se ainda a influência urbana de cidades importantes, como São Lourenço e Caxambu, esta bastante próxima da sede de Baependi, compondo fácies importantes contidas na unidade em questão.

A foto 8.10 mostra uma visada da unidade em apreço em seu padrão mais recorrente, traduzido pela pastagem em relevo movimentado.



Foto 8.10. Aspecto fundamental da unidade VIII: pastagem extensiva e recorrente em relevo padronizado fundamentalmente em morros. (Caxambu, MG).

Unidade XI: Morros com encostas suavizadas, morrotes e pequenas colinas com mata latifoliada semidecídua alterada a ausente sob influência de pastagem

Os limites desta unidade de mapeamento da paisagem são bem definidos e extravasam a área da bacia do Rio Verde. Em seu interior, seus limites são dados pela passagem do Rio do Peixe, personificando-se a partir de sua margem direita até a passagem das cristas quartzíticas em São Thomé das Letras a NW, tendo seu limite SE dado por ramificações interiores da Mantiqueira. Na área de estudo ocupa os municípios de Cruzília e parte de São Thomé das Letras.

A pecuária leiteira em Cruzília remonta ao século XVIII, tendo se aproveitado de uma topografia mais suavizada cuja biomassa que aportava fora já removida a bom tempo. O que resta são fragmentos restritos correspondentes a regenerações mais recentes; resquícios de aspecto primitivo voltam a constar mais a norte, na passagem das cristas quartzíticas de Minduri e Carrancas. Não à toa, a partir dessa unidade os voçorocamentos são recorrentes e a erosão laminar chega a ser severa; ataca de forma inclemente ARGISSOLOS, chegando a remover mesmo o horizonte B, bem como LATOSSOLOS existentes pelo vale do Rio Ingaí. Tais coberturas se desenvolvem em morros e colinas de vertentes mais suavizadas, convexas a retilíneas, e topos convexos a aplainados. Toda essa faixa que demonstra ter sido mais veementemente aplainada pela erosão contrasta fortemente com os relevos eminentemente tectônicos com os quais estabelece limite.

A foto 8.11 frisa o caráter fundamental da presente unidade de mapeamento, enfaticamente caracterizada pelos pastos extensivos em relevo suavizado.



Foto 8.11 Pastagem voltada para pecuária leiteira em caráter extensivo em topografia suavizada, tônica fundamental do uso da terra em Cruzília (MG).

Unidade XII: Morros rebaixados alongados e morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Esta repartição aparece na extremidade leste de Carmo de Minas em área onde a monocultura do café perde fôlego, abrangendo partes dos territórios de São Lourenço, São Sebastião do Rio Verde, Dom Viçoso e Virgínia.

As maiores altitudes chegam perto de 1100 metros, em rebaixamento abrupto verificado em relação a Serra da Mantiqueira, com a qual estabelece contato por sua extremidade meridional. Nessas elevações subsistem ainda fragmentos florestais em áreas apreciáveis compostas fundamentalmente pela mata latifoliada semidecídua. Sobre os morros mais baixos e morrotes abaixo de 1000 metros de elevação predominam as pastagens, acessoradas por algumas glebas de café.

Repetem-se os solos azonais, principalmente CAMBISSOLOS, nos declives mais acentuados, mas os ARGISSOLOS e LATOSSOLOS também são conspícuos. A textura argilosa é a mais abrangente nas coberturas de alteração, seguida da classe textural média. Ainda assim são verificados focos erosivos acelerados, principalmente a erosão laminar, quadro este mais marcante no território de Carmo de Minas, onde o uso da terra é mais intensivo. Atenuam-se marcadamente os processos erosivos em Dom Viçoso, sugerindo que tais processos, no presente contexto, estão mais ligados à ação antrópica do que aos condicionantes morfopedológicos.

Esta unidade é dissecada pela drenagem emitida a partir dos compartimentos elevados da Mantiqueira em lineamentos de forte tendência ao sentido N-S, como o pertinente ao Ribeirão Aterrado e outros afluentes da margem esquerda do Rio Verde. A visada regional revela distinto paralelismo da drenagem, que em escala mais detalhada assume padrão dendrítico a subdendrítico.

Paisagens essencialmente rurais, de caráter antroponatural, compõem a unidade em tela, conforme pode ser visualizado na foto 8.12.



Foto 8.12. Paisagens rurais características da *Unidade XII*, onde a pastagem é a forma predominante de uso da terra e a mata encontra-se em situação fragmentária. No primeiro plano, um foco de erosão laminar; ao fundo, as cristas principais da Serra da Mantiqueira (Carmo de Minas, MG).

Unidade XIII: Morros e morrotes alongados, pequenas colinas e serras baixas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Corresponde a considerável porção do Planalto Alongado de Lambari e do Planalto de São Lourenço/Caxambu em setor com alinhamentos predominantemente no sentido NE-SW controlando a drenagem e o relevo, controle este visualizável principalmente nas serras rebaixadas dos Criminosos e da Palha. Projeta-se de Soledade de Minas até o divisor oeste da bacia do Rio Verde, passando em porções territoriais de Carmo de Minas, Olímpio Noronha, Jesuânia e Lambari.

O cultivo do café é significativo, e se impõe em consideráveis glebas ao longo da unidade, rompendo a monotonia das pastagens, mais adequadas à topografia colinosa. São aproveitados para o cultivo mantos de alteração espessos nas baixas vertentes em LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS, com ocorrência de LATOSSOLOS HÚMICOS nas partes mais baixas. O relevo é movimentado, determinando que ARGISSOLOS e CAMBISSOLOS associados ou não a NEOSSOLOS sejam coberturas bastante copiosas.

A porção central desta unidade é dissecada pela passagem do Rio Lambari, que abre vale pronunciadamente alargado ao sair do controle exercido pelo alinhamento da Serra da Pedra Branca. Os afluentes mais extensos são verificados na margem esquerda, mantendo a

direção NE-SW na qual o Rio Lambari se arranja na Mantiqueira, antes de infletir para uma direção S-N ao adentrar na unidade em questão. Geralmente a rede de tributários apresenta forte encaixamento no alto curso e se alarga na medida em que imbricam em direção ao tronco principal, com o qual estabelecem contato em rampas de declividades suaves.

A sede urbana de maior porte é o município de Lambari, no sopé da Serra das Águas; as demais apresentam área reduzida, fazendo com que se materialize uma paisagem eminentemente rural e de caráter antroponatural. A foto 8.13 revela esse caráter.



Foto 8.13. Vista parcial do caráter antroponatural da *Unidade XIII*: morros e morrotes alongados se erguendo a partir da planície de inundação do Rio Lambari (Olimpio Noronha, MG).

Unidade XIV: Colinas, morros suavizados e morrotes com mata latifoliada semidecídua e cerrado alterados sob influência de pastagem e café

Projetam-se no reverso das cristas quartzíticas em São Thomé das Letras e Concieção do Rio Verde a partir da margem direita do Rio Verde. Trata-se de área de relevo mais suavizado e repetitivamente ondulado formando típicos “mares de morro”.

A ocorrência de manchas de cerrado assinala a importância das cristas quartzíticas como elemento orográfico capaz de reter taxas significativas de umidade carregada pelas massas de ar em suas vertentes voltadas para sudeste, revestidas por formações florestais. Deve-se frisar, no entanto, que a presença de mantos de alteração mais profundos nessas vertentes se deve à passagem para níveis xistosos.

As formações de cerrado que, transpostas as cristas quartzíticas, passam a aparecer com as matas, ocorrem em lentes de quartzito que dão origem a solos de textura arenosa e mais pobres em nutrientes, indicando também um provável fator edáfico influenciando na

distribuição da vegetação. Por outro lado, formações vegetais de forte afinidade fisionômica com os cerradões foram encontradas em área de LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico em Três Corações. Algumas questões intrigantes sobre a origem dessas formações (Clímax do cerrado? Formações florestais alteradas em regeneração?) abdicamos de responder na presente tese, chamando a atenção para a pertinência de estudos florísticos mais aprofundados para auxiliar na elucidação das inquietações levantadas.

A rede de drenagem é formada por afluentes diretos e indiretos do Rio do Peixe, fortemente condicionados por basculamento tectônico que confere forte assimetria à bacia do Ribeirão Vermelho, que recebe a totalidade de seus afluentes expressivos pela margem esquerda bem perto da sua foz no Rio do Peixe. A confluência deste e de outros sistemas de drenagem paralelos se dá em *shutter ridge* bem determinada por falha transcorrente.

O uso da terra não é abusivamente intensivo, sobretudo no município de São Thomé das Letras, onde se formam paisagens rurais mais heterogêneas com intervenções de culturas relativamente variadas (com predomínio de café e milho) em pequenas glebas e pastagens descontínuas com rebanhos restritos. Sobram assim alguns resquícios de mata e capões e áreas em regeneração um pouco mais avançada que foram abandonadas do aproveitamento sistemático. Em consequência, os processos de erosão laminar não são intoleravelmente acelerados e os ravinamentos, embora existentes, não ocorrem em alta densidade. A presença mais conspícua de LATOSSOLOS também contrubui para a atenuação da erosão, ainda que mesmo morrotes de vertentes curtas com CAMBISSOLOS não sejam significativamente atacados.

O caráter heterogêneo dos mosaicos que se formam nesta unidade dificulta sua representação fotográfica, sendo mais reconhecível pela diversidade de tonalidades e texturas nas imagens de satélite. Entretanto, a foto 8.14 demonstra a qualidade de uso da terra na unidade em discussão e fornece uma visada de considerável abrangência.



Foto 8.14. Aspecto da unidade mapeada a oeste das cristas quartzíticas: ao fundo, a extração de quartzito na Serra de São Tomé (Três Corações/São Thomé das Letras, MG).

Unidade XV: Morrotes alongados e colinas com mata latifoliada semidecídua e cerrado alterados sob influência de pastagem, milho e café

Conforma uma faixa de relevo bastante suavizado entre os rios Verde e Lambari a NW das cristas monoclinaes, até a confluência entre ambos. Ocupa parte da zona rural de Conceição do Rio Verde e pequena parte do município de Três Corações.

Nessa área, os fragmentos de vegetação nativa são bastante restritos. Configura bloco abatido que aparece após a superimposição do Rio Verde. Coincide com parte de um compartimento do relevo bastante nivelado e no qual as altitudes médias são muito baixas; em nenhum momento ultrapassam 930 metros. Dessa forma, não se verifica a presença de nenhuma elevação abrupta que imponha maiores restrições de uso; a ausência de morros e de seções de encosta de alto declive não serve significativamente as terras em áreas de preservação permanente, favorecendo uma ocupação mais extensiva por pastagens.

Nessa unidade a planície aluvial do Rio Verde encontra-se alargada e este descreve meandros de alta amplitude. Sua expressão diminui próximo à afluência do Rio Lambari em resposta a controle tectônico. Aparecem terraços bem marcados em alguns pontos, já morfoestratigraficamente distintos da várzea atualmente funcional. Nesses compartimentos é que são principalmente aportadas as áreas ocupadas por milho, que aparecem em extensões

significativas mesmo no domínio das encostas; de forma geral, o milho predomina nos fundos de vale e divide espaço com o café nos modelados de dissecção.

Revela a presente unidade de paisagem um caráter antropo-natural, de forte conotação rural (figura 8.15).

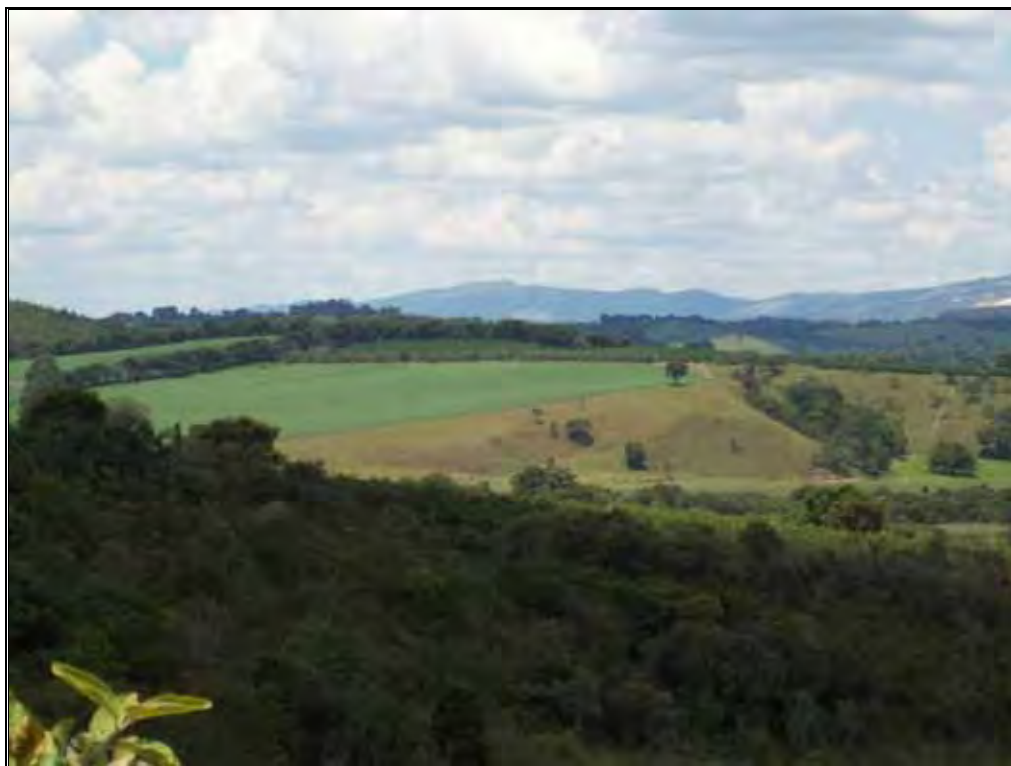


Foto 8.15. Paisagem rural da *Unidade XV*. No primeiro plano a vegetação alterada antecede terras divididas em pastagem, café e milho; ao fundo, as cristas quartzíticas (Conceição do Rio Verde, MG).

Unidade XVI: Colina e morros suavizados com mata latifoliada semidecídua e cerrado alterados a ausentes sob influência de pastagem e café

É mapeável fundamentalmente no território de Três Corações, onde as atividades rurais se dão de forma intensiva e repercutem em remoção impetuosa da cobertura vegetal nativa. Constitui área de relevo suavizado que chega a se sobressair sensivelmente acima de 1000 metros, e sobre o qual as áreas de pastagem vão constituir a modalidade de uso predominante.

As coberturas superficiais são essencialmente argilosas, formando espessos mantos caulíníticos latossólicos desenvolvidos nesses declives mais suavizados que estabelecem contato lateral com os sedimentos de fundo de vale que margeiam o Rio Verde.

Os terrenos em questão dão aporte predominantemente à pastagem, conformando uma unidade de paisagem que pode ser colocada como uma das mais simplificadas da bacia do Rio Verde (figura 8.16).



Figura 8.16. Vista parcial da Unidade XVI (Três Corações, MG).

Unidade XVII: Serras baixas e morros com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café e citrus

A presente unidade se personifica na região de Cambuquira, que atualmente vem investindo no cultivo da laranja na diversificação de sua atividade econômica.

As serras do Palmital e Tapajós, que se elevam a pouco mais de 1200 metros, constituem área de relevo movimentado em controle tectônico mais expressivo condicionando paralelismo NE-SW para pequenas bacias de drenagem alongadas e de divisores estreitos que tributam a margem esquerda do Rio Lambari. Após romper as cristas quartzíticas, este suprime abruptamente sua planície de inundação e se encaixa bruscamente, abdicando de sua direção N-S e infletindo para NE confinado em divisores de orientação NE-SW. Dessa forma, a *Unidade XVII* consitui uma área de maior movimentação topográfica, com cimos acima de 1200 metros, a oeste das cristas monoclinais encravada em compartimentos de relevo mais suavizado.

Pode ser tomada como referência a área urbana de Cambuquira, município que influencia efetivamente a unidade em questão, resultado de uma maior diversificação na atividade agrícola expressa, sobretudo, pelo cultivo da laranja, que incrementa a rotina cafeicultora da região.

Formam-se solos predominantemente argilosos na presente unidade, ocorrendo ARGISSOLOS e solos com horizonte Bi, e mesmo NEOSSOLOS nas serras baixas. Tais coberturas tendem a recorrer a uma textura argilosa, sempre ratificada pelos ensaios laboratoriais.

O relevo acidentado vem favorecendo uma manutenção mais expressiva das formações florestais em comparação a áreas padronizadas em colinas e morros suavizados. Dessa forma, alguns fragmentos podem ser encontrados ao longo das encostas das serranias locais.

Uma visada parcial da presente unidade mapeada pode ser visualizada pela foto 8.17.



Foto 8.17. Vista parcial da *Unidade 8.17*, revelando uma maior diversificação no uso da terra (Cambuquira, MG).

Unidade XVIII: Morros alongados e serras rebaixadas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café e pastagem

Ocupa uma área relativamente pequena entre os municípios de Campanha e São Gonçalo do Sapucaí, até Monsenhor Paulo em sua extremidade norte. Nessa unidade ainda se conservam fragmentos florestais, sobretudo, nos topos e altas encostas. Configura um compartimento de transição entre a Serra das Águas e as paisagens de relevo mais suavizado que se projetam até a calha do Rio Verde. Em direção norte margeiam descontinuamente a

linha divisória da margem esquerda em serras estreitas que chegam a superar 1200 metros de elevação.

Parte de sua restrita extensão na bacia do Rio Verde pode ser visualizada na foto 8.18.



Foto 8.18. Vista parcial da Unidade 8.18.

Unidade XIX: Colinas, morros e morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Compreende uma extensa área a norte da Serra das Águas e oeste da sede de Cambuquira até a calha do Rio Verde em sua margem esquerda no município de Varginha, tendo o município de Campanha como sua referência central, único centro urbano em toda a unidade de mapeamento.

O relevo é semelhante àquele que ocorre na margem direita do Rio Verde em Três Corações sendo aqui um pouco mais declivoso. Embora o uso da terra no meio rural ocorra em considerável intensidade, são mais conspícuos os fragmentos florestais, na maioria de natureza secundária, e as áreas em regeneração. No mais, repete-se o consórcio entre os pastos e as áreas destinadas ao plantio de café.

Estão contidas na Unidade XIX as bacias hidrográficas do Rio Palmela e São Bento, que tributam o Rio Verde pela margem direita. Ambas são recortadas em relevo colinoso a amorreado, predominando LATOSSOLOS no primeiro agrupamento de formas e ARGISSOLOS para o segundo. Tais coberturas apresentam textura média a argilosa.

Identifica-se ainda algumas áreas de NEOSSOLO, curiosamente ocorrendo em fundos de vale onde afloramentos recorrentes indicam um provável soerguimento tectônico.

A título de amostragem, a foto 8.19 ilustra a unidade em questão em suas características mais gerais.



Foto 8.19. Vista parcial da *Unidade XIX* (Campanha, MG).

Unidade XX: Colinas, morros e morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café e pastagem

É definida, a presente unidade, pela margem direita do Rio do Peixe em Três Corações até a linha interfluvial da bacia do Rio Verde. O café constitui a forma predominante de uso da terra, consorciado com pastagens e com poucos fragmentos florestais.

O relevo é dos menos acidentados na bacia do Rio Verde, favorecendo a evolução de LATOSSOLOS, além de ARGISSOLOS em caráter relativamente recorrente, ambas as coberturas portadoras de textura argilosa a média. Embora tais coberturas não sejam atacadas com veemência pela atividade erosiva, são verificáveis sítios de acumulação inconsolidados nas seções inferiores das encostas, bem como coberturas coluviais na planície de inundação do Rio do Peixe, indicando a incidência da erosão laminar, favorecida pela remoção extensiva da vegetação nativa.

O aspecto homogêneo dessa unidade de mapeamento, com o uso da terra viciosamente voltado para o cultivo do café, pode ser apreendido pela visualização da foto 8.20.



Foto 8.20. Ocupação maciça de cafezais aproveitando relevo pouco acidentado na Unidade XX (Três Corações, MG).

Unidade XXI: Colinas, morros e morrotes com mata latifoliada semidecídua ausente sob influência urbano/industrial

A unidade de mapeamento em questão envolve as áreas urbanas de Três Corações e Varginha ligadas por estreita faixa ao longo da rodovia de acesso entre as sedes, onde se verificam atividades industriais tanto mais adensadas quanto mais próximo das cidades, bem como alguns sítios e chacreamentos. Espraia-se também de forma longilínea pela Rodovia Fernão Dias nos arredores de Três Corações, compondo seu distrito industrial.

A movimentação do relevo varia em ondulações suaves a fortes em áreas relativamente pequenas, e as coberturas pedológicas vão desde LATOSSOLOS dispostos em espessos pacotes nas proximidades do Rio Verde a CAMBISSOLOS nos morros de vertentes mais declivosas, tanto em Varginha como em Três Corações. Ambos os solos apresentam predominantemente textura média.

O cenário mais antropizado e de uso mais intensivo de caráter urbano e industrial pode ser notado na foto 8.21.



Foto 8.21. Uso da terra predominantemente urbano industrial entre Três Corações e Varginha; ao fundo, parte da área urbana deste município (Varginha, MG).

Unidade XXII: Colinas, morros suavizados e morrotes com mata latifoliada semidecídua alterada a ausente sob influência de milho e café

No vale do Rio do Peixe em Três Corações tem destaque o cultivo do milho e relevo amorreado a colinoso com conspicuidade de LATOSSOLOS. Em consideráveis extensões até as vizinhanças da área urbana se estampam milharais, com presença de estruturas pertinentes, como silos e presença de granjas. A monotonia é interrompida por algumas glebas de café, estando os estoques vegetais nativos praticamente ausentes.

A paisagem reflete um uso mais intensivo, assumindo um aspecto agrário em função da prática monocultora, com consórcios restritos e remoção apetitosa da vegetação. Aproveitando o relevo mais permissível, o uso da terra intensivo e pouco diversificado (até mesmo as criações são restritas) formata uma das paisagens mais simplificadas de toda a bacia do Rio Verde. Pela foto 8.22 é possível visualizar o aspecto geral deste tipo de paisagem.

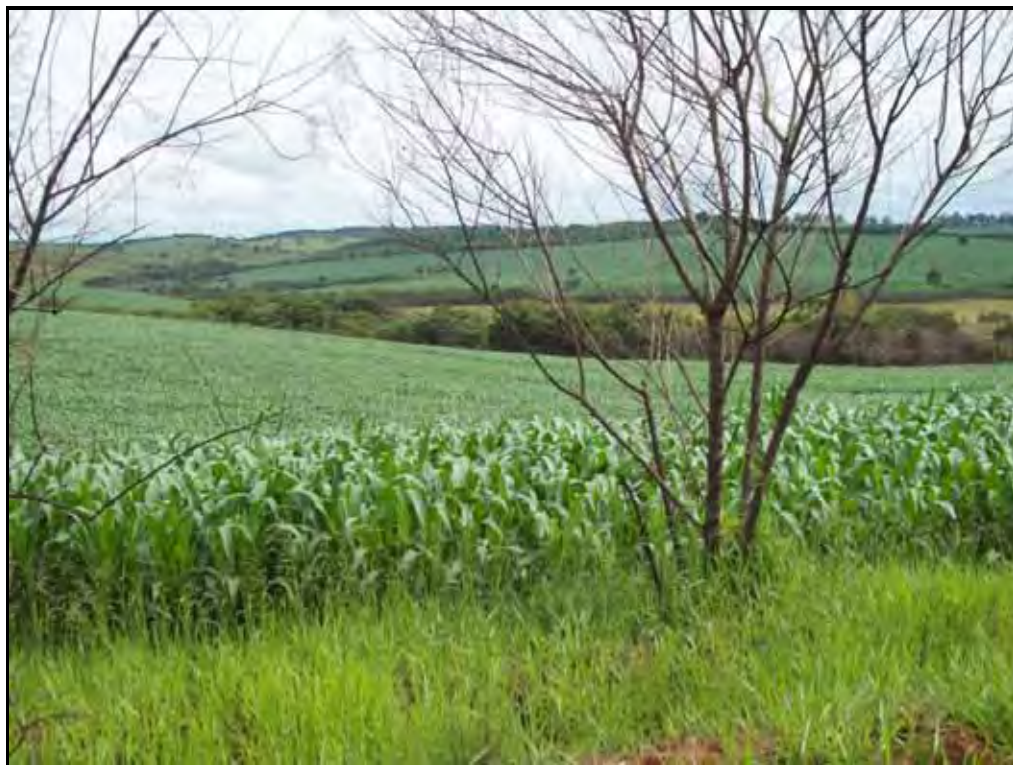


Foto 8.22. Cultivo de milho em caráter monocultor no vale do Rio do Peixe (Três Corações, MG).

Unidade XXIII: Colinas, morros e morrotes com mata latifoliada semidecídua ausente sob influência de café

Na região de Varginha/ Três Pontas, além da parte do município de Elói Mendes contida na bacia do Rio Verde, as formas de relevo são compostas essencialmente por expressões amorreçadas e pequenas colinas, com serras residuais bastante dissecadas e rebaixadas. Essa configuração geomorfológica encontra-se essencialmente sob o cultivo de café, que praticamente homogeniza o uso da terra nessa unidade de mapeamento. Em Varginha, pequenas áreas de pastagem chegam a diversificar de forma tímida o aproveitamento do solo; em Três Pontas, em sua porção pertencente à bacia do Rio Verde, que corresponde à parte da zona rural desse município, os cafezais dominam e compõem uma das paisagens mais homogêneas da bacia do Rio Verde.

Fatalmente, a topografia suavizada favorece a pedogênese latossólica com formação de coberturas bastante ferruginizadas de textura argilosa em mantos avermelhados indicando a predominância da caulinita. A presença de colinas e morrotes pequenos, como aqueles presentes no baixo curso do Ribeirão da Espera, favorece a expansão do café à medida que destitui o espaço rural de suas áreas de preservação permanente potenciais condicionadas pelo relevo (topos de morro a partir do terço superior da encosta). Ainda assim, mesmo na

presença de morros e pequenas serras com topografia mais acidentada provida de solos com horizonte B textural e CAMBISSOLOS, o aproveitamento cafeicultor é onipresente.

A foto 8.23 se incumbe de mostrar o predomínio absoluto do café como forma de uso da terra.



Foto 8.23. Uso da terra aproveitado para o cultivo do café em sistema monocultor (Varginha, MG).

Unidade XXIV: Morros e morrotes rebaixados com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem e café

Ocorre na margem esquerda do baixo curso do Rio Verde entre Varginha e Eloi Mendes nas proximidades da represa de Furnas. Na área de estudo ocupa uma faixa estreita, mas tal padrão avança além dos limites da bacia, transpondo a linha divisória e seguindo a mesma faixa latitudinal até a passagem do Rio Sapucaí.

O cultivo do café persiste nesta unidade, mas diminui distintamente, sendo o espaço também aproveitado para pastagem, além do cultivo do Eucalyptus em menor escala. A linha divisória com a bacia do Sapucaí é dada por uma sequência de morros alongados e alinhados de topos e vertentes convexas a retilíneas aproveitados essencialmente para pastagem.

As coberturas superficiais apresentam textura predominantemente argilosa, e se referem a ARGISSOLOS e LATOSSOLOS com focos mais significativos de erosão laminar em área de pastagem, com presença de algumas ravinas mais aprofundadas.

A área é dissecada por canais fluviais de curta extensão de orientação geral E-W e N-S que tributam a margem esquerda do Rio Verde em padrão paralelo, em forte assimetria com a margem oposta dada por basculamento de blocos. Pela margem direita no segmento mais baixo da bacia do Rio Verde a rede de drenagem é mais desenvolvida e os tributários consideravelmente mais extensos, a exemplo do Ribeirão da Espera e dos canais fluviais litotectonicamente controlados na passagem para os terrenos de alto grau do Complexo Varginha.

A foto 8.24 é representativa da presente unidade de mapeamento.



Foto 8.24. Aspecto geral da paisagem na Unidade XXIII. Topo aplainado do divisor com a bacia do Rio Sapucaí e predomínio de pastagem; na parte inferior da foto, foco de erosão laminar nas proximidades do açude de dessedentação do gado (Elói Mendes, MG).

Geossistema das cristas monoclinais

Unidade XXV: Cristas assimétricas gnáissicas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de café e pastagem

Tais unidades interceptam a bacia do Rio Verde no sentido NE-SW, tanto na Serra da Mantiqueira como no Planalto do Alto Rio Grande. Tratam-se de faixas serranas onde a mata latifoliada não matém seu aspecto primitivo, sendo produto da regeneração, do manejo, ou subsistindo intocada, porém sob pressão significativa do entorno.

Na Serra de Soledade, entre Carmo e Soledade de Minas, distintamente a cobertura florestal é produto de uma regeneração secundária a partir de desmatamentos e incêndios anteriores, conforme atestam os fragmentos de carvão encontrados enterrados nos sedimentos de planícies aluviais adjacentes. Atividades cafeicultoras e pecuárias influenciam mutuamente esse segmento.

Consideramos a tipicidade máxima desse geossistema na Serra das Águas em Lambari, onde a mata recobre parcialmente as encostas voltadas para sudeste. Esses remanescentes encontram-se pressionados, sobretudo, pela cafeicultura, que avança com ímpeto as altas encostas. Mesmo em segmentos protegidos, como o Parque Estadual Nova Baden (Lambari), verificam-se atividades de manejo anteriores denunciadas pela presença de espécies exóticas como *Eucalyptus* no interior da mata, ou pela dominância de espécies nativas intencionalmente cultivadas na floresta, a exemplo de *Euterpe edulis*. Ainda assim, porções mais centrais são capazes de manter ambiente ombrófilo revestido de serrapilheira e depositário de espécies pertencentes a grupos ecológicos superiores, como o jequitibá-branco (*Cariniana estrellensis*) e o jequitibá-rosa (*Cariniana legalis*).

No geral, ocorre fisionomia de mata latifoliada semidecidual sobre mantos de ateração relativamente profundos para os padrões de declividade, verificando-se amplamente LATOSSOLO VERMELHO AMARELO distrófico e LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Húmico nas partes mais baixas, além de LATOSSOLO AMARELO. Coberturas latossólicas também ocorrem nos topos suavizados, onde uma vegetação mais aberta é ecologicamente dominada pelas candeias (*Eremanthus sp*), e nos eixos das linhas de drenagem são comuns os CAMBISSOLOS. NEOSSOLO LITÓLICO ocorre em bolsões e se intercala a afloramentos significativamente fraturados com rios encachoeirados que exploram os planos de fraqueza.

O aspecto dessa unidade de mapeamento pode ser verificado pela foto 8.25, que corresponde a uma visada parcial da encosta sudeste da Serra das Águas.



Foto 8.25. Aspecto geral das cristas assimétricas gnáissicas florestadas (Serra das Águas, Lambari, MG).

Unidade XXVI: Escarpas e encostas de cristas quartzíticas e vales estruturais com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de pastagem

Unidade correspondente às vertentes voltadas para SE das cristas assimétricas quartzíticas que interceptam a parte média da bacia do Rio Verde, onde se impõem como importantes feições morfoestruturais. São frentes escarpadas em facetas triangulares a trapezoidais que se escalonam em direção ao fundo de vales estruturais escavados em níveis xistosos.

Sucedem-se das cimeiras em direção aos fundos de vale NEOSSOLOS, CAMBISSOLOS e ARGISSOLOS. Quando influenciadas pelo quartzito, as coberturas apresentam textura arenosa; à medida que os terrenos xistosos passam a exercer influência, tem-se a passagem para classes texturais argilosas.

A mata latifoliada estacional semidecidual é mais extensiva nas serras de São Thomé e Cantagalo no município de São Thomé das Letras, onde se encontram circunscritas numa reserva de uso sustentável (Área de Proteção Ambiental Municipal) de 3963 ha, que também engloba formações de campos rupestres. A drenagem que percola pelas linhas de fraqueza das escarpas tributa paralelamente os rios adaptados a estas falhas de empurrão, estabelecendo corredores ecológicos funcionais que estabelecem conexão entre a mata de encosta e as

florestas ripárias, bem como com as áreas de campo. As atividades agropastoria ocorrem nos fundos de vale, mas são bastante restritas nesse setor do município de São Thomé das Letras; ainda assim, exercem pressão nas áreas florestadas a implicar em desmatamentos localizados. Usos mais intensivos se intensificam em direção SW, onde a pastagem e, menos significativamente, o cultivo do café, são mais marcantes.

O aspecto florestado dessas encostas pode ser visualizado pela foto 8.26, que corresponde a uma visada da vertente SE da Serra de São Thomé; em primeiro plano, as atividades agropastoris no fundo de vale.



Foto 8.26. Cobertura de mata latifoliada estacional semidecidual na vertente SE da Serra de São Thomé (São Thomé das Letras, MG).

Unidade XXVII. Escarpas e encostas de cristas quartzíticas com mata latifoliada semidecídua alterada sob influência de eucalipto

A porção mais central das cristas quartzíticas, município de Conceição do Rio Verde, vem sendo dedicada ao cultivo do eucalipto nas baixas encostas, circunstancialmente galgando os topos das cristas, em contraste com a presença de estoques florestais que subsistem nos flancos serranos em graus variáveis de alteração. De modo geral, o plantio tem preservado as nascentes e resguardado os anfiteatros nas partes mais altas, a partir de onde canais em padrão paralelo tributam os canais adaptados a linha de falha orientados no mesmo sentido das cristas. Em função do consumo elevado de água por parte dessas plantas, tal

conduta é fundamental para remediar possíveis déficits hídricos que podem se consubstanciar com a implementação dos eucaliptais.

Para esta unidade, os aspectos morfológicos e morfométricos se assemelham ao das áreas vizinhas correspondentes à cristas monoclinais, que se rebaixam vertiginosamente na margem esquerda do Rio Verde após sua superimposição. Conformam-se declives acentuados que dão margem a solos rasos, CAMBISSOLOS e NEOSSOLO LITÓLICO, padrão favorecido pela resistência dos quartzitos a alteração química.

As dimensões restritas dessa unidade de mapeamento ressalta a influência do eucalipto, que embora seja recorrente na bacia do Rio Verde, tanto na Mantiqueira como no Planalto do Alto Rio Grande, não chega a exercer condição de predominância passível de ser incorporado nas legendas das classes de fácies mapeadas. Aqui, no entanto, é ele, junto à mata alterada, que dá caráter ao meio, conforme é mostrado na foto 8.27.



Foto 8.27. Influência inequívoca dos eucaliptos em setor das cristas monoclinais (Conceição do Rio Verde, MG).

Unidade XXVIII. Reverso de cristas quartzíticas com campos rupestres de altitude sob influência de pastagem

Abrange a vertente NW da Serra do Cantagalo em São Thomé das Letras até a passagem do Rio do Peixe, extensão na qual as fisionomias campestres encontram-se mais bem conservadas.

A vegetação corresponde aos chamados campos quartzíticos (RIZINNI, 1979) ou complexos rupestres de altitude em quartzito (BENITES et al. 2003), fisionomia *sui generis* adaptada a ambiente litólico e de solos arenosos rasos e ácidos com baixa capacidade de retenção hídrica. O ambiente é acentuadamente litólico, e tufo de gramíneas e cactáceas brotam nas diáclases onde alguma umidade é armazenada. Famílias *Velloziaceae*, *Euriocaulaceae*, *Asteraceae*, *Melastomataceae* e *Cactaceae* são as mais recorrentes, com notória dominância do gênero *Microlicia* (*Melastomataceae*) e presença de *Eremanthus*. Aspecto mais natural é verificado a partir da parte média da encosta em ruptura de declive bem marcada que determina uma maior continuidade nos afloramentos, onde os campos rupestres estão mais conservados.

As atividades pastoris ocorrem nos fundos de vale e circunstancialmente pode avançar para as baixas encostas, setor onde a fisionomia se encontra mais alterado. Não se verifica o avanço sistemático do gado, cujo rebanho é restrito no setor, para segmentos mais elevados. É nas partes baixas que se verifica a penetração da *Brachiaria* e o aparecimento de espécies como a quaresmeira (gênero *Tibouchia*), que aparece em áreas de campo rupestre ainda que não sejam características destes ambientes. O uso da terra voltado para chacreamentos também é bastante visado, diversificando a influência antrópica.

Formata-se então uma unidade geossistêmica de grande singularidade padronizada pelos campos rupestres em ambientes rochosos e de solos rasos, interrompidos por cursos d'água cataclinais encerrados em grotões suavemente côncavos que dão aporte à vegetação mais frondosa por serem mais bem servidos de umidade.

Todo o aspecto da unidade em discussão pode ser visualizado pela foto 8.28, figurativa do reverso da Serra do Cantagalo em São Thomé das Letras.



Foto 8.28. Campos rupestres no reverso da Serra do Cantagalo. Note-se a ocorrência de vegetação florestal nas áreas de influência da drenagem. São Thomé das Letras, MG.

Unidade XXIX: Reverso de cristas quartzíticas com campos rupestres de altitude alterados a degradados sob influência de pastagem e urbana

A unidade em questão se restringe a faixas estreitas a partir da margem esquerda do Rio do Peixe até as proximidades do Rio Lambari. Nesse setor as cristas encontram-se mais rebaixadas e estreitas, definindo pequenas unidades de mapeamento.

Os agrupamentos vegetais são menos diversos nesses setores, ao passo que as pressões são mais diversificadas. Em Conceição do Rio Verde são verificados focos de exploração minerária desativadas em pequenas cavas e pilhas de rejeito, além da interceptação pela Rodovia Vital Brasil, que determina ruptura na continuidade do alinhamento serrano.

Em Lambari, onde as cristas encontram-se acentuadamente rebaixadas e suavizadas, a urbanização atingiu as áreas de campos rupestres, local onde apresentam meros resquícios de seu aspecto original.

O aspecto dos ambientes rupestres em quartzito, ocupados por formações campestres, pode ser notado na foto 8.29, representativa das extensões onde sua alteração é mais significativa.



Foto 8.29. Aspecto das formações rupestres no reverso das cristas quartzíticas em Conceição do Rio Verde (MG).

Unidade XXX: Reverso de cristas quartzíticas com campos rupestres de altitude degradados sob influência de mineração

O aproveitamento mineral do quartzito na bacia do Rio Verde se dá no reverso da Serra de São Tomé, cuja morfologia e fluxos de matéria e energia originais foram profundamente alterados pela depredatória prática exploratória.

A mineração vem imprimindo um progressivo aplainamento da serra por conta da abertura de cavas seguidas ou não de terraplanagens, além da exposição de taludes íngremes e acomodação de expressivo número de pilhas de estéril de grande tamanho e graus variáveis de estabilidade. Em consequência, os campos rupestres são removidos para dar margens aos empreendimentos de lavra ou sepultados pela disposição do rejeito. Sobram alguns locais ainda não aproveitados para a exploração mineral ou plantas isoladas ou desoladoramente agrupadas entre as superfícies esbranquiçadas de rocha exposta e areias quartzitosas mantenedoras de esocamento difuso e desorganizado pelo desarranjo na direção dos fluxos.

Francamente, a foto 8.30 é suficientemente ilustrativa do cenário atual vigente nessa unidade.



Foto 8.30. Aspecto da área de exploração de quartzito no reverso da Serra de São Tomé (São Thomé das Letras, MG).

Inequivocamente, o relevo é a variável mais influente para enquadramentos espaciais pautados na concepção geossistêmica, não apenas na bacia do Rio Verde, mas também em vasta gama de paisagens de topografia movimentada do Brasil Sudeste. Formam-se paisagens complexas nesses terrenos cristalinos, onde a diversidade de formas de relevo complica a distinção dos compartimentos.

Geralmente é considerável a influência do relevo no uso da terra. Embora as modalidades de uso sejam recorrentes, com considerável predomínio de pastagens e café, o relevo mostra estreita relação com intensidade do uso na medida em que é conivente com a expressão espacial das diferentes atividades destinadas a terra. Também se revela influenciador das prioridades de aproveitamento do espaço, fazendo com que uma prática predomine sobre outra, em maior ou menor grau, o que repercute em diferenciações de áreas do ponto de vista fisionômico e de seus fluxos de massa e energia.

Embora, como fora colocado, as práticas agrícolas obedeçam a certa recorrência, também são comuns outras modalidades de aproveitamento da terra. Dessa forma, são poucas as áreas solenemente homogêneas no que concerne ao uso, como ocorre, por exemplo, em alguns setores de Varginha e Três Pontas, exclusivamente comprometidos com o cultivo do café. Ainda assim, geralmente mais de um padrão de formas de relevo é verificável. Formam-

se então mosaicos complexos que, em alguns casos, podem passar despercebidos diante de uma observação sem o aprofundamento e controle de campo necessário. A perspectiva regional do mapeamento, na passagem dos níveis topológicos (macrogeócoros), incita a uma visão do relevo nos termos dos padrões de formas semelhantes (sensu Ross, 1992), e sobre este relevo os padrões de uso dificilmente serão homogêneos. Assim, as diferentes modalidades de uso funcionam como grupos de fácies formadores das unidades (classes de fácies) que por sua vez se unem no macrogeócoro (*landschaft*). A paisagem é dada então, primordialmente, pelas diferenciações no relevo e na intensidade das diferentes modalidades de uso a que induz, bem como, por conseguinte, na conservação da mata nativa. Em segundo plano interferem formas de cultivo secundárias, que exercem influência apenas em alguns setores, bem como as áreas urbanas, que apenas em contextos específicos figuram como principais orquestradoras dos fluxos de matéria e energia.

A Serra da Mantiqueira constitui domínio de paisagens fechadas, com vales encaixados confinados entre divisores abruptos e toda uma rede de falhas responsáveis por intensos basculamentos e incisão fluvial profunda. Em consequência a pressão à mata nativa é menor, formando-se paisagens de aspecto eminentemente natural ao longo das cristas de maior declive. Diante das altitudes abusivas que tomam vulto, uma sorte de sucessões vegetacionais dadas pela elevação altimétrica diferenciam paisagens florestadas das paisagens de altitude cobertas por campos. Além disso, o caráter tectônico do relevo dá margem a diferentes blocos estruturais desnivelados e diferenciados na forma geral das vertentes, bem como nos padrões de declive e dissecação. Essa morfogênese tectônica repercute numa morfodinâmica aguda dada por processos erosivos intensos e de movimentos de massa. Nesses domínios montanhosos é que são verificadas as paisagens de maior complexidade e singularidade. Rogerie (1990) exalta as paisagens montanhosas em função destas e de outras particularidades, externalizando admiração ao conceber tais contextos como um “mundo dentro do mundo”, uma área servida de uma multiplicidade de paisagens reunidas em curta distância.

Na região dos planaltos mamelonares as paisagens assumem aspecto mais aberto, apresentando-se mais homogêneas e simplificadas em função dos usos mais intensivos que são possibilitados pelo quadro topográfico. Tal padrão se interrompe na passagem do geossistema das cristas monoclinais, onde diferenciações de cunho morfopedológico determinaram considerável diversidade de unidades de mapeamento em relação à expressão espacial das cristas, que atravessam longilineamente a parte média da bacia do Rio Verde.

As configurações espaciais emanadas da interpretação da paisagem mediante enfoque sistêmico seguem mapeadas na figura 8.1.

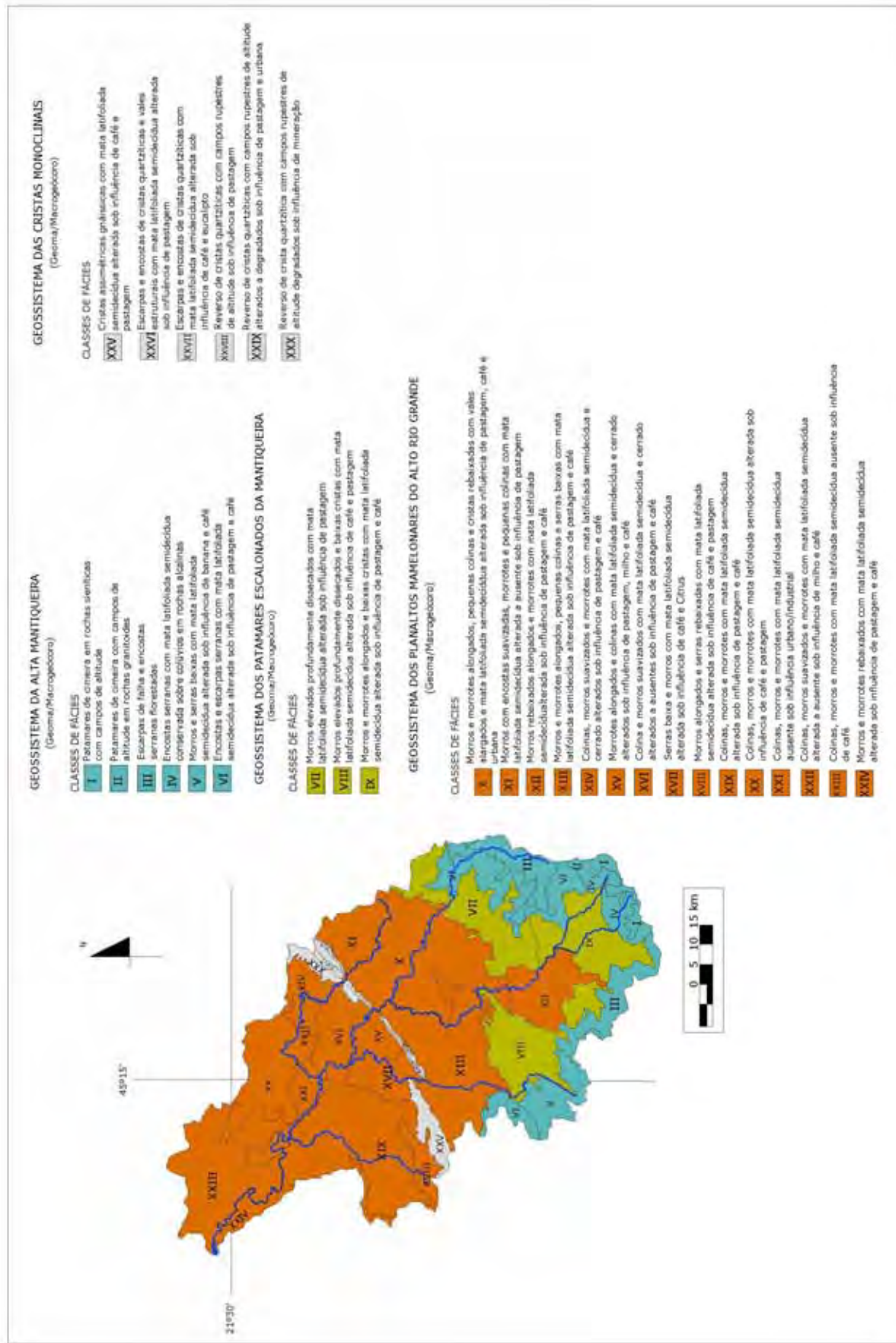


Figura 8.1. Geossistemas da bacia do Rio Verde.

CAPÍTULO IX

CONCLUSÕES

As terras da bacia do Rio Verde, é conveniente voltar a frisar, apresentam significativa diversidade de paisagens, que formam mosaicos complexos em sua estrutura e fluxos de matéria e energia vigentes. Tal diversidade é inerente aos terrenos cristalinos do Brasil Sudeste, que encarceram considerável heterogeneidade tectono-estrutural e geomorfológica.

As paisagens da bacia do Rio Verde, inequivocamente, vêm evoluindo mediante oscilações climáticas processadas ao longo do Quaternário e de todo o Cenozoico, a considerar as modificações que tais mudanças engendraram nos processos físicos. Registros na forma de corpos deposicionais e materiais associados, alguns caracterizados na presente tese, sinalizam para tal ordem de interferências.

De forma concomitante, efeitos diastróficos recentes vinculados ao período neotectônico constituem marca fundamental na evolução da paisagem regional. Tais interferências não se restringem aos sistemas de relevo fundamentalmente tectônicos da Serra da Mantiqueira; evidências de uma tectônica ativa no relevo e na drenagem sobejam também nas morfologias mamelonizadas dos planaltos do alto Rio Grande, caracterizadas por arredondamento mais extensivo e suportadoras de coberturas de alteração mais espessas evoluídas em longos tempos de tropicalismo contínuo e circunstancialmente afetadas por fases mais agressivas responsáveis pelo retrabalhamento de materiais. Pode-se tomar como ponto conclusivo que em tais paisagens o efeito substancial da tectônica restringe os registros de alteração química, uma vez que os mantos saprolíticos são recorrentemente removidos pela elevada energia gravitacional e pelas mobilizações de materiais que são engendradas, ainda que alguns perfis de intemperismo possam ser preservados em crostas bauxíticas e lateríticas. Dessa forma, os processos de etchplanação são mais contundentes nos terrenos intracratônicos do que nessas faixas de cinturões móveis, densamente falhadas e bastante acometidas por esforços tectônicos recentes.

As relações entre o caráter tectônico do relevo e o imperativo climático tropical são as mais estreitas. Indubitavelmente, as descargas pluviométricas tropicais catalisam processos físicos de erosão e movimentos de massa de forma mais contundente nas

faixas de cinturões móveis submetidos a sucessivas reativações de seus sistemas de falha e zonas de cisalhamento pré-cambrianas em comparação às áreas intracratônicas de maior quiescência tectônica nas quais o rebaixamento químico da paisagem é mais efetivo. Nos compartimentos de relevo acidentado a ação do escoamento superficial é bastante agressiva, e a definição de focos de erosão concentrada se avulta de forma recorrente.

Em consonância ao que foi argumentado, as interferências tectônicas vêm reconhecidamente desnivelando superfícies geomorfológicas cronocorrelatas e atuando decisivamente na compartimentação do relevo regional, sobretudo nas faixas de dobramentos remobilizados da Mantiqueira, que, longe de se apresentar como uma estrutura homogênea, se desdobra em diferentes subcompartimentos morfoestruturais depositários de considerável diversidade de formas de relevo. Esta diversidade inerente ao contexto topográfico regional, por seu turno, influencia na distribuição dos solos e da cobertura vegetal. Denunciadamente, a Serra da Mantiqueira conforma uma pedopaisagem onde os solos azonais são conspícuos, ao passo que os reflexos pedogenéticos da zonalidade climática são mais constatáveis na média e baixa bacia, terrenos correspondentes aos planaltos mamelonares do alto Rio Grande, setores estes onde a pedogênese latossólica é mais copiosa.

Os desnivelamentos topográficos que se materializam com os basculamentos de blocos têm repercutido em um zoneamento altitudinal da vegetação a conformar sucessões fisionômicas de mata latifoliada semidecídua e ombrófila mista. Em congruência à elevação topográfica, sucedem-se formações florestais montanas, alto montanas e nebulares, até o domínio dos campos de altitude que personificam paisagens bastante singulares nos compartimentos de cimeira. A presença de táxons adaptados às temperaturas médias mais baixas características do clima tropical de altitude, como *Araucaria* e *Podocarpus*, incrementam a diversidade fisionômica.

É conclusivo que o relevo constitui a variável mais determinante para o discernimento de unidades geossistêmicas na bacia do Rio Verde, bem como nos contextos de forte movimentação topográfica como os terrenos acometidos por tectônica ativa. Mesmo as atividades humanas, malgrado a ocupação que vem empreendendo ao longo da história nos ambientes geomorfológicos mais desafiadores, se adéquam, em certa medida, aos condicionantes impostos pelo relevo. Diferentes formas de cultivo estão diretamente atreladas à altitude, restringindo-se ou desaparecendo quando a elevação topográfica compromete a resposta fisiológica das plantas; da mesma forma,

alguns segmentos de encosta caracterizados por altos declives desencorajam até o pastoreio, favorecendo, nessas situações mais extremas, a conservação da mata nativa.

A diversidade paisagística aventada pode ser apreendida em seus elementos tectônicos, climáticos, vegetacionais e antropogênicos em uma visada escalar de grandeza regional, conforme a presente tese está pautada. Dessa forma, se fez exequível o mapeamento dos geossistemas a partir do relevo, variável que encabeça a legenda de trinta unidades de mapeamento; ficou entendido, portanto, que o relevo, em domínios de paisagem que comungam da tipicidade daquelas ocorrentes na área estudada, afigura como o principal orquestrador dos fluxos de matéria, energia e informação e dos processos morfogenéticos e morfodinâmicos operantes. As impetuosas regulações empreendidas pelo clima tropical são mais contundentes na deflagração da morfodinâmica em sistemas de relevo cuja morfogênese é fortemente atrelada a efeitos tectônicos.

Malgrado o papel preponderante do relevo na composição da paisagem na área estudada, deve-se frisar, compactuando com Monteiro (2000), que o geossistema é uma integração de vários fatores, não sendo lógico que seus limites sejam dados exclusivamente pelas formas de relevo, ou mesmo pelas bordas de tipos vegetacionais e de uso da terra. Em função disso, as unidades geossistêmicas mapeadas nem sempre se sobrepõem integralmente aos compartimentos do relevo, exceto nos casos onde os elementos do geossistema revelem uma integração que repercuta em uma configuração espacial.

Em quaisquer contextos paisagísticos, o estudo integrado dos efeitos climáticos e tectônicos é condição fundamental para o entendimento do quadro evolutivo e dinâmico mediante uma concepção sistêmica, tanto no âmbito da geomorfologia como da Geografia Física em caráter geral. De forma recíproca e inter-relacionada, tais efeitos partilham da história natural da paisagem e atuam no sentido de consubstanciar um sistema natural (ou um complexo territorial natural) que pode ou não se encontrar sob tutela antrópica. Em função das distintas e descompassadas temporalidades existentes entre homem e natureza é que se optou pela consideração do geossistema como um sistema natural, em conexão ou não com a esfera sócio-econômica, ponto importante na concepção de Sotchava (1967; 1968), e que se mostrou condizente com os propósitos de um estudo em escala regional, fundamentalmente focado na evolução do relevo.

No campo específico da geomorfologia é desejável a apreensão dos aspectos relevantes dessa gênese e evolução natural segundo uma concepção sistêmica. Dessa

forma, as condutas mais tradicionais de pesquisa geomorfológica se integram coerentemente aos métodos inerentes a concepção sistêmica. A dinâmica da paisagem e suas estruturas inerentes são produtos de um quadro geomorfológico evoluído ao longo do tempo geológico por interferências tectônicas e paleoclimáticas, e a tais interferências se deve grande parte da dinâmica atual. Com isso, se fazem amplas as perspectivas de integração entre abordagens inerentes à geomorfologia climática e estrutural com a concepção sistêmica, reforçando a possibilidade de estudo da evolução natural do relevo mediante um enfoque geográfico.

No âmbito da Geografia Física integrada, o diálogo entre a concepção geossistêmica e aquela versada nos termos da fisiologia da paisagem na essência que foi proposta por Ab'Sáber (1969) é capaz de coadunar de forma sistemática e integrada a evolução pretérita e atual do relevo e da paisagem como um todo. Os três níveis de abordagem permitem que diferentes temporalidades sejam alinhavadas, da denudação pós-cretácea geradoras de superfícies de aplainamento cenozoicas até o período atual, tempo do homem, explícito no terceiro nível de abordagem e nas conexões com a esfera sócioeconômica que são admitidas pelo método geossistêmico. Assim, os três níveis de abordagem podem se materializar no geossistema, tendo a compartimentação do relevo como condutora fundamental no discernimento das unidades geossistêmicas apresentadas e discutidas. O próprio mapa gerado, embora fundamentalmente calcado no primeiro nível de abordagem (compartimentação), incorpora os fatores relacionados à ação antrópica inerentes ao terceiro nível de abordagem, trazendo em sua legenda as conexões com a esfera socioeconômica e apresentando uma configuração espacial que sobrepõe os tempos do homem e da natureza.

Ambas as concepções, geossistemas e fisiologia da paisagem, explicitam o tempo da natureza e do homem, seja pelas conexões com a esfera sócioeconômica sugerida pela abordagem geossistêmica sob a égide da escola russa, seja pelos níveis de abordagem que encadeiam estes lapsos temporais em uma estrutura metodológica de análise integrada da paisagem.

X. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n. 2, p. 51-67, 2001.

AB'SÁBER, A. N. Regiões de circundesnudação pós-cretácea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 1, p. 3-21, 1949.

_____. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 6, n. 1, p. 41-47, 1957.

_____. Posição das Superfícies Aplainadas no Planalto Brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 3, n. 5. Campinas, 1960.

_____. Domínio dos “mares de morros” no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 2, 1965.

_____. Pedimentos e Bacias Detríticas Pleistocênicas em São Paulo. **Geomorfologia**, n. 09. São Paulo, 1969.

_____. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Rio Grande do Sul. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 11, 1969.

_____. Ritmo da Epirogênese Pós-Cretácea e Setores da Superfície Neogênica em São Paulo. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 13, 1969.

_____. A Depressão Periférica Paulista: um Setor de Áreas de Circundesnudação Pós-Cretácea na Bacia do Paraná. **Geomorfologia**, n. 15. São Paulo, 1969.

_____. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**, n. 19. São Paulo, 1969.

_____. Um Conceito de Geomorfologia à Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, 1969.

_____. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, USP, Instituto de Geografia, n. 3, 1977.

_____. **Os domínios de natureza do Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.

_____. O paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos Avançados**, v. 20, n. 56, p. 301-308, 2006.

_____. **Geomorfologia do sítio urbano de São Paulo**. Cotia, SP: Ateliê Editorial, 2007. 349p.

_____. ; BIGARELLA, J. J. Superfícies Aplainadas no Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**. n. 4/5. p. 117-125, 1961.

ALMEIDA, F. F. M. Relevos policíclicos no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 7, p. 1-19, 1951.

_____. Geologia do Estado de São Paulo. **Boletim nº 41**, 1964. 263p.

_____. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Ministério das Minas e Energia, **Boletim nº 241**, Rio de Janeiro, 1967. 36p.

_____. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: síntese dos conhecimentos. In: II SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. **Anais...** Salvador, p. 256-259, 1993.

_____. ; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, 1998.

ALMEIDA, J. C. H. **Mapeamento Geológico da Folha Luminárias (MG 1/50000) com Ênfase na Análise Estrutural dos Metassedimentos do Ciclo Depositional Andrelândia**. 1992. 102f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

ANDREIS, R. R. **Identificación e importancia geológica de los paleosuelos**. Porto Alegre: ed. da UFRGS, 1981. 67p.

ARAÚJO, A. S. **O ciclo de vida do fenômeno turístico em São Lourenço (MG): de estância hidromineral a destino de lazer e bem estar**. 2000, 177f. Dissertação (mestrado em Geografia), Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2000.

ARID, F. M.; BARÇA, S. F.; PIERUCETI, J. A. Drenagem e traços tectônicos na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, v. 2, p. 65-74, 1983.

ARTUR, A. C. **Rochas metamórficas dos arredores de Itapira – SP.** 1980. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1980.

ASBY, M. L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFFEDDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans Le sud-est de l'Amazoine au cours des 60000 dernières annés. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris**, v. 32, p. 673-678, 1991.

ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. IN: PETROBRÁS. **Aspectos estruturais das margens continentais leste e sudeste do Brasil.** Rio de Janeiro, 1978.

BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G.; CAMPOS, D. A. **Léxico Estratigráfico do Brasil.** Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM – Brasília, 1984. 560p.

BARBOSA, G. V. Identificação de superfícies de erosão por imagem de radar na parte oriental da Bahia. In: XXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Ouro Preto, p. 237-249, 1976.

_____. Superfícies de Erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências.** São Paulo, v. 10, p. 89-101, 1980.

BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; GIANINNI, P. C. F. Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto Geológico.** São Paulo, v. 4, n. 2, p. 1-12, 2004.

BEHLING, H.; DUPONT, L.; SAFFORD, H. D.; WEFER, G. Late Quaternary vegetation and climate in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil. **Science Direct, Quaternary International**, v. 161, p. 22-31, 2007.

BENITES, V. M. et al. Solos e vegetação nos Complexos Rupestres de Altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. **Floresta e Ambiente**, Viçosa, v. 10, n. 1, p. 76-85, 2003.

BERTALANFFY, L. V. **Teoria Geral dos Sistemas.** Petrópolis: Vozes, 1973. 351p.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. **Caderno de Ciências da Terra.** São Paulo, n. 13, 1971. 27p.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, N^{os} 10, 11, 12, 13, 14 e 15, p. 211-231, 1964.

_____. Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. **Paleoclimas**, São Paulo, USP, Instituto de Geografia, 1971.

_____. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 3. Florianópolis: ed. da UFSC, 2003.

_____.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17, p. 153-198, 1965.

_____.; ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the brazilian Quaternary. In: International studies of Quaternary. **Geol. Society American Social Papers**, n. 84, 1985.

_____.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 1. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1994. 425p.

BIKERLAND, P. W. **Soils and geomorphology** 3^o ed. New York: Oxford University Press., 1999. 430p.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BOWEN, D. Q. **Quaternary Geology**: a stratigraphic framework for multidisciplinary work. Great Britain: British Library Cataloguing in Publication Data, 1978. 237p.

BRAGA, I. F. **Análise de deformação de rochas infracrustais da região de Cristina e Itajubá – MG**. Rio Claro, 2002, 197p. Tese (doutorado em Geociências), Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Levantamento de reconhecimento dos solos da região sob influência do reservatório de Furnas. Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, Boletim n^o 13, 1962. 462p.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**. 32(3). 3-39, 1971.

BROOKFIELD, M. F. **Principles of stratigraphy**. Blackwell Publishing, 2004. 340 p.

BROWN, A. G. Floodplain paleoenvironments. In: ANDERSON, M. G.; WALLING, D. E.; BATES, P. D. **Floodplain process**. New York: John Wiley & Sons, 1996. 658p.

BRUNSDEN, D.; LIU, J. C. The concept of topographic equilibrium in neotectonic terrains. In: JONES, M. E.; COSGROVE, J. (ed.) **Neotectonic and resources**. Bistol: London, 1991. 409p.

BÜDEL, J. Double surfaces of leveling in the humid tropics. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 1, n. 2, p. 223-225, 1957.

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

BURNETT, A. W.; SCHUM, S. A. Alluvial rivers response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**. v. 222, p. 49-50, 1983.

BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, p. 216, 1985.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to brasiliano-pan african cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.) **Tectonic evolution of Sotuh América**. Rio de Janeiro: 31º Iternational Geological Congress, 2000. 856p.

_____; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JR. O. Sistema de *nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n.4, p. 47-60, 2007.

CARRARA, A. A. **Minas e currais: produção rural e mercado interno de Minas Gerais (1674-1807)**. Juiz de Fora: Ed. UFJF, 2007. 364p.

CARSON, M. A.; KIRBY, M. J. **Hillslope form and process**. New York: Cambridge University Press. 1975. 475p.

CASSETI, V. **Estrutura e Gênese da Compartimentação da Paisagem de Serra Negra – MG**. Goiânia: Ed. da Universidade Federal de Goiás, 1981. 124p.

CATT, J. A. **Soils and Quaternary geology: a handbook for fields scientists**. Oxford: Clarendon Press, 1986. 267p.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B.; ARAÚJO FILHO, J. C. Fundamentos para o mapeamento de geossistemas: uma atualização conceitual. **Geografia**, Rio Claro, v. 35, n.3, p. 539-551, 2010.

CAVALLINI, M. M. **Agricultura tradicional, composição paisagística e conservação de biodiversidade na região sul mineira: subsídios ao desenvolvimento rural sustentável**. São Carlos, 2001, 205p. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade Federal de São Carlos.

CHEIDA, C. C.; NAKANO-OLIVEIRA, E.; FUSCO-COSTA, R.; ROCHA-MENDES, F.; QUADROS, J. Ordem Carnívora. In: REIS, N. R. et al. (Eds). **Mamíferos do Brasil**. Londrina: N. R dos Reis, 2006, 437p.

CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozoica no Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 2004. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CHORLEY, R. J. *Geomorphology and general systems theory*. **U. S. Geological Survey**, 1962.

_____. A geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 11, n. 21, p. 3-22, 1971.

_____. **Spacial analysis in geomorphology**. London: Harper & Row, 1972, 393p.

_____; KENNEDY, B. A. **Physichal Geography: a systems approach**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1971.

_____; HAGGET, P. **Modelos físicos e de informação em Geografia**. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos Ed., 1975. 220p.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 9, n. 18, 1969.

_____. **Análise morfométrica das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas (MG)**. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1970.

_____. Análise hipsométrica de bacias de drenagem. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 21, n. 42, p. 3-22, 1981.

_____. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1974. 149p.

_____. **Análise de sistemas em Geografia**. São Paulo: Hucitec, 1979. 106p.

_____. O desenvolvimento teórico-analítico em geomorfologia: do ciclo da erosão aos sistemas dissipativos. **Geografia**, Rio Claro, v. 14, n. 1, p. 15-30, 1989.

_____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313p.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.

_____; PEREZ FILHO, A. Estudos sobre as formas de bacias hidrográficas. **Boletim de Geografia Teórica**, Rio Claro, v. 3, n. 9/10, p. 83-92, 1975.

CONTI, J. B. Resgatando a “fisiologia da paisagem”. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 14, p. 59-68, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; ESPÍNDOLA, C. R. MENDES, I. A. Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, nordeste do Brasil, com base no método de datação da luminescência opticamente estimulada (LOE). In: GERARDI, L. H. O.; MENDES, I. A. (Org.) **Do natural, do social e de suas interações: visões geográficas**. Rio Claro: UNESP, AGETEO, p. 41-57, 2002.

CORSI, A. C. **Compartimentação morfoestrutural da região do Triângulo Mineiro (MG): aplicado à exploração de recursos hídricos subterrâneos**. Rio Claro, 2003, 231p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, mai. 1994.

CRUZ, E. C. F. Bairros rurais do Sul de Minas. **Revista Labor & Engenho**, São João Del Rei, n. 3, p. 22-41, 2009.

CULLING, W. E. H. Multicyclic stram profiles and the analysis of river terrace profiles. **Journal of Geology**, v. 65, n. 2, p. 259-274, 1957.

CUNHA, C. M. L.; MENDES, I. A. Proposta de análise integrada dos elementos físicos da paisagem: uma abordagem geomorfológica. **Estudos Geográficos**. Rio Claro, v. 3, n.1, p. 111-120, 2005.

DANIELS, R. B.; HAMMER, R. D. **Soil geomorphology**. New York: Wiley & Sons, inc. 1992.

DAVIS, W. M. The Geographical cycle. **Geographical Journal**. v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 5, n. 4, p. 532-550, 1943.

DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.

EBERT, H. **Aspectos da Geologia de São João Del Rey – Os Paraibides entre São João Del Rey e a Bifurcação entre Paraibides e Araxaídes**. Rio Claro, UNESP, 1971, 37p.

EITEN, G. **Classificação da vegetação do Brasil**. Brasília: CNPQ/Coordenação Editorial, 1983, 305p.

ELIAS, S. A. History of Quaternary science. In: ELIAS, S. A. (org.) **Encyclopedia of Quaternary science**, Elsevier, 2007.

ERHART, H. A teoria bio-resistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, n. 11, p. 51-58, 1966.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

_____. Aplicação do índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP-Séries Científicas**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

_____.; SAAD, A. R. Fácies e associação de fácies em depósitos neoquaternários de terraço na bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. **Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista e cuesta basáltica: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP**. Rio Claro, 2000. 222p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

FANIRAN, A.; JEJE, L. K. **Humid tropical geomorphology**. New York: Longman Group, 1983, 414p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1998. 394p.

FERNANDES, T. M. G. **Caracterização Petrográfica, Química e Tecnológica do Centro Produtor de São Thomé das Letras no Sudoeste do Estado de Minas Gerais**. Tese de Doutorado. IGCE. UNESP. Rio Claro, 2002.

_____.; GODOY, A. M.; FERNANDES, N. H. Aspectos geológicos e tecnológicos dos quartzitos do centro produtor de São Thomé das Letras (MG). **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 22, n. 2, p. 129-141, 2003.

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). 279p. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

FERRI, M. G. **Vegetação Brasileira**. São Paulo: Edusp, 1980, 75p.

FETT JÚNIOR, N. **Aloestratigrafia e evolução do relevo do Pleistoceno Médio ao Holoceno no médio curso do Rio Pardo, região centro-leste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia). 467p. Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2011.

FLENLEY, J. R. The Late Quaternary vegetation history of the equatorial mountains. **Progress in Physical Geography**, v. 3, p. 488-509, 1979.

FLORENZANO, T. G. Cartografia. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 105-128

FONSECA, G. A. B.; RYLANDS, A. B. COSTA, C. M. R.; MACHADO, R. B.; LEITE, Y. L. R. **Livro vermelho dos mamíferos brasileiros ameaçados de extinção**. Belo Horizonte: Biodiversitas, 1997, 490p.

FORMAN, R. T. T.; GODRON, M. **Landscape ecology**. New York: John Wiley & Sons, 1986. 619p.

FOURNIER, J. A natureza da Geografia e a Geografia da natureza. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 78, p. 97-120, 2001.

FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Geologia**, São Paulo, n. 6, 119p. 1951.

GANDOLFI, N. **Bacia do Mogi-Guaçu: morfometria da drenagem, sedimentologia e investigações físico-químicas**. 1968, 123 p. Tese (Doutorado em Engenharia). Escola de Engenharia, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1968.

GANZEL, K. S. The geosystems of the Southern and Middle Kuril Islands. **Geography and Natural Resources**, v. 29, p. 251-255, 2008.

GERASIMOV, J. **Problemas metodológicos de a ecologización de la ciência contemporânea. La sociedad y el médio natural**. Moscou: Progreso, 1963.

GIOMETTI, A. L. B. R.; GARCIA, G. J. Análise morfométrica e hidrográfica da bacia do Rio Jacaré Pepira (SP). **Geografia**. Rio Claro, v. 19, n. 2, p. 183-195, 1999.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 1999, 259p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1999.

_____; BORGES, M. S.; JIMENEZ-RUEDA, J. R.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; MORALES, N. Perfis lateríticos bauxíticos e a degradação da Superfície Sul-Americana: um exemplo na Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 21, n. 1/2, p. 5-13, 2002.

GREGORY, K. J. **A natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 1992. 367p.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 6º ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980. 446p.

HAASE, G. Medium scale landscape classification in the German Democratic Republic. **Landscape Ecology**, v. 3, n. 1, p. 29-41, 1989.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Mississippi and Maryland. U. S. Geological Survey Prof. Paper, Washington, n. 294, 1957.

_____. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal Science**, n. 258, p. 80-97, 1960.

_____. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of United States Geological Survey**. v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACKSPACHER, P. C.; OLIVEIRA, M. A. F. HASUI, Y.; EBERT, H. D. Bloco granulítico de Cristina (MG), exemplo de alçamento crustal síncrono ao Sistema de Cisalhamento Monte Sião/Jundiuvira. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. **Boletim...** Rio Claro: UNESP/SBG, 1991. p. 547.

HAGGET, P. **Geography: a modern synthesis**. New York: Harper & Row, 1979. 627p.

HANCOCK, P. L.; WILLIAMS, G. D. Neotectonics. **Journal of Geological Society**, London, v. 143, p. 325-326, 1986.

HARE, P. W.; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: **ANNUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM**. Boston, 1985.

HARTWIG, M. E. **Tectônica rúptil mesozóico-cenozóica na região da Serra dos Órgãos, RJ**. São Paulo, 117f. Dissertação (mestrado em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: 1º WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11, 1990, Belo Horizonte. Minas Gerais: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 1990. p. 1-31

_____. Neotectônica do Brasil. In: 7º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL/1º SIMPÓSIO SOBRE O TERCIÁRIO DO BRASIL, 2006, Serra Negra. São Paulo: **Boletim do 7º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil/1º Simpósio Sobre o Terciário do Brasil**, 2006. p. 2.

_____. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.

et al. (Org.) **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 647p.

HIRUMA, S. T. **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007.

_____; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, USP, v. 20, n. 1/2, p. 5-19, 1999.

_____; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

HERNÁNDEZ-BERNAL, N. et al. Identificação das aloformações estratigráficas em duas vertentes do Córrego Quebra-Gouveia, Gouveia, MG. **Revista Ciência e Natura**. Ed. especial. P. 413-427. Santa Maria, 2004.

HOWARD, A. D. Draynage analysis in geologic interpretation: a summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 51, p. 2246-2259, 1976.

_____. Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 13, n. 26, 1973.

HUBP, J. I. L. **Elementos de geomorfologia aplicada**. Mexico: Universidad Nacional Autonoma de México, D. F. 1988. 128p.

IGNATOV, E. I. **Morfo sistemas costeros**. Moscú-Smolensk: Madzhenta, 2004. 352p. (em russo)

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Série Manuais Técnicos em Geociências, n. 1, Rio de Janeiro, 1992.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS. **Plano Diretor de recursos hídricos da bacia do Rio Verde** – Resumo Executivo. Belo Horizonte: IGAM, 2010, 75p.

_____. **Plano Diretor de recursos hídricos da bacia do Rio Verde** – Relatório Parcial. Diagnóstico. v. 1 e 2, 2009, 371p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo, 1981.

JAMES, P. The surface configuration of southeastern Brazil. **Annals of Association American Geography**. v. 33, n. 3, p. 165-193, 1933.

KARROW, P. F.; DREIMANIS, A.; BARNETT, P. J. A proposed diachronic revision of Late Quaternary time-stratigraphic classification in the eastern and northern Great Lakes area. **Quaternary Research**, Seattle, v. 54, n. 1. p. 1-12, 2000.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice-Hall, 1996, 338p.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, v. 7, n. 1, p. 17-40

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro, 18: 147-265, 1956.

_____ **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Olier & Boyd, 1962. 699p.

_____ Planation remnants upon high lands. **Z. Geomorphologie**. v. 20, n. 2, p. 133-148, 1976.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. Uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaquari (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 6, n. 2, p. 3-20, 2005.

LEHMANN, H. Observações morfoclimáticas na Serra da Mantiqueira e no Vale do Paraíba. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n. 5, p. 1-6, 1960.

LEONARDI, F. A.; LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. Perfis Bauxíticos do Planalto de Poços de Caldas SP/MG – análise geoquímica e posição na paisagem. **Revista de Geografia**, Recife, v. esp., n. 1, p. 46-60, 2010.

LEOPOLD, L. B. **Water, rivers and creeks**. United States of America: Library of Congress, 1997. 185p.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns. In: DURY, G. H. (Ed.) **Rivers and rivers terraces**. London: Macmillan, p. 197-236, 1970.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicações ao estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1984. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MACHADO, A. B. M.; FONSECA, G. A. B.; MACHADO, R. B.; AGUIAR, L. M. S.; LINS, L. V. **Livro vermelho das espécies ameaçadas de extinção da fauna de Minas Gerais**. Belho Horizonte: Biodiversitas, 1998. 608p.

MACHADO, M. B.; MOURA, M. R. J. A Geomorfologia e a Sedimentação Quaternária no Médio Vale do Rio Casca, MG. **XXXII Congresso Brasileiro de Geologia**. v. 4. Salvador, 1982.

MAGALHÃES JR, A. P.; TRINDADE, E. S. Dinâmica fluvial quaternária no vale do Rio do Cervo- zona rúptil Carandaí/ Mogi Guaçu/ Sul de Minas Gerais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 5, n. 2, p. 33-38, 1997.

_____. Relações entre níveis (paleo) topográficos e domínios morfotectônicos na região Sul de Minas Gerais: contribuição ao estudo das superfícies erosivas no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 5, n. 1, p. 01-10, 2004.

_____. Morfodinâmica fluvial cenozóica em zonas de contato entre faixas móveis e “cunhas tectônicas” na região sul de Minas Gerais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 13, n. ½, p. 59-74, 2005.

MALAGUTTI FILHO, W.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. HARALYI, N. L. E.; HACSPACHER, P. C.; STURARO, J. R.; SOUZA, C. A.; ALMEIDA, S. H. S. Gravimetria e compartimentação crustal do Sul de Minas Gerais. **Geociências**, São Paulo, v. 15, n. esp., p. 199-217, 1996.

MARQUES NETO, R. **Compartimentação do meio físico, evolução morfológica e aspectos morfotectônicos em São Thomé das Letras (MG)**. 2007. 229f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

_____. Complexos rupestres de altitude na Serra de Carrancas e suas relações com a química do solo. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE ECOLOGIA. **Anais...** São Lourenço, 2009.

_____; PEREZ FILHO, A.; VIADANA, A. G. Superfícies geomórficas no Planalto do Alto Rio Grande: região das cristas quartzíticas. *Revista de Geografia*. Juiz de Fora, v. 2, n. 1, p. 1-8, 2011.

MATEO RODRIGUEZ, J. M. La ciencia de la paisaje a la luz del paradigma ambiental. **Cadernos de Geografia**. Belo Horizonte, v. 8, n. 10, p. 63-68, 1998.

_____. **Planificación ambiental**. Habana: Félix Varela, 2008. 166p.

_____. MAURO, C. A.; RUSSO, I. L. SILVA, C. M. S.; BOVO, R. ARCURI, M. E. P.; MARINHO, V. L. F. Análise da paisagem como base para uma estratégia de organização geoambiental: Corumbataí, SP). **Geografia**, Rio Claro, v. 20, n. 1, p. 81-129, 1995.

_____; SILVA, E. V.; CAVALCANTI, A. P. B. **Geoecologia das paisagens: uma visão geossistêmica da análise ambiental**. 3º ed. Fortaleza: edições UFC, 2010. 222p.

MATOS, R. J. C. **Corografia histórica da Província de Minas Gerais (1837)**. Vol. 1. Belo Horizonte: Itatiaia, 1981, 403p.

MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G. M. **Fácies sedimentares: análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais**. Rio de Janeiro: CENPES, 1971. 123p.

MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G. Desnívelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...**, v. 4, p. 1489-1503, Salvador, 1982.

MELO, C. L. **Sedimentação e tectônica cenozóica no médio vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos**. São Paulo, 1997. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. 382p.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: T. A. Queiroz, 1984. 566p.

MESCERJAKOV, J. P. **Lês concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique**. Annales de Géographie, 77 années, n. 423, p. 539-552), 1968.

MIALL, A. D. **Principles of sedimentary basin analysis**. New York, Springer Verlag, 1984.

_____. Architectural element analysis: a new method of fácies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, Amsterdã, v. 22, n. 4, p. 261-308, 1985.

_____. **Analysis of fluvial depositional systems**. 2º ed. Bookstore: Oklahoma, 1986.

MINAS GERAIS. COMIG – Projeto Sul de Minas. Folha Caxambu. Secretaria de desenvolvimento econômico do estado de Minas Gerais, vol. I, 2002.

_____. Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas. Mapeamento geoambiental da região do Circuito das Águas. Belo Horizonte, 2000. 321p.

_____. Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM). Mapa Pedológico do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 2011.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. Projeto Radambrasil. Folha SF-23 – Vitória/Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1983.

MIOTO, J. A. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. In: 1º WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. Belo Horizonte: SGB, 1990. p. 33-45

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos/MG**. 137f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

MODENESI, M. C. Súmula dos conhecimentos sobre superfícies aplainadas na área de Itu-Salto (São Paulo). **Orientação**. São Paulo, n. 11, p. 3-19, 1976.

_____. Intemperismo e morfogênese no Planalto de Campos do Jordão (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 10, p. 213-225, 1980.

_____. Evolução quaternária de uma montanha tropical: o Planalto de Campos do Jordão. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 5, n. ½, p. 7-13, 1984.

_____. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão – São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. Instituto Geológico, **Boletim nº 7**, 1988. 155p.

_____. Depósitos de vertente e evolução quaternária do Planalto do Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 3, n. 1, p. 31-46, 1992.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; NUNES, L. H. Processos geocriogênicos quaternários nas cimeiras da Mantiqueira, com considerações climáticas. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 19, n. ½, p. 19-30, 1998.

MONTEIRO, C. A. F. Willian Morris Davis e a Teoria Geográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, UGB, v. 2, n. 1, p. 1-20, 2001.

_____. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2000. 112p.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, 2005. 201p. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

MORISAWA, M. **Rivers: forms and process**. New York: Longman, 1985.

MOURA, J. R. S.; MEIS, M. R. M. Litoestratigrafia Preliminar para os Depósitos de Encosta do Quaternário Superior do Planalto SE do Brasil (MG-RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. v. 10, 1980. p. 258-267.

_____. ; 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. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.

_____. ; SILVA, T. M. Complexos de rampas de colúvio. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. 2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 2001. 388p.

MOTTA, P. E. F.; CARVALHO FILHO, A.; KER, J. C.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO JR. W. BLANCANEUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, n. 6, p. 869-878, 2002.

NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia do estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia**. Goiânia, v. 12, n.1, p. 1-22, 1992.

NIMMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2º ed. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989, 421p.

OLIVEIRA, P. E.; BEHLING, H.; LEDRU, M. P.; BARBIERI, M.; BUSH, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; GARCIA, M. J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O. M.; BARROS, M. A.; SCHEEL-YBERT, R. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G. et al. (ed). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. 380p.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R. Reconstrução de uma bacia fragmentada: o caso do Ciclo Depositional Andrelandia. In: II SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. **Anais...** Salvador, p. 224-226, 1993.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J. The Andrelandia basin, a neoproterozoic intraplaca continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 200-202, 2000.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.

PASSARGE, S. **Geomorfología**. Labor: Barcelona, 1931. 189p.

PENCK, W. **Morphological analysis of landforms: a contribution of Physical Geology**. Macmilien: London, 1953.

PENTEADO, M. M. Implicações tectônicas na gênese das cuevas basálticas de Rio Claro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 8, n. 15, p. 19-41, 1968.

PEUVAST, J. P. & SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, Fortaleza, UFC, ano 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PINTO, M. N. Residuais de aplainamentos na “chapada” dos Veadeiros – Goiás. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 48, n. 2, p. 187-197, 1986.

_____. Aplainamento nos Trópicos: uma Revisão Conceitual. **Geografia**. Rio Claro, v. 13, n. 26, p. 119-129, 1988.

QUEIROZ NETO, J. P. O estudo das formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 22, n. 1/2, p. 65-78, 2001.

_____; ESPÍNDOLA, C. R.; GALHEGO, H. R. Considerações sobre as relações entre solos e relevo na Mantiqueira Norte Ocidental. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 58, p. 65-85, 1981.

RANZANI, G.; PENTEADO, M. M.; SILVEIRA, J. D. Concreções ferruginosas, paleossolos e a superfície de cimeira no Planalto Ocidental Paulista. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 31, 28p. 1972.

RAYNAL, R. O vale do Paraíba, a Serra da Mantiqueira e a região de São Paulo. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n. 5, p. 6-15, 1960.

RETALLACK, G. J. **Soils of the Past**. Oxford: Blackwell Science. Second Edition, 2001. 404p.

RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. C. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 25, n. 4, p. 235-248, 1995.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil**. São Paulo: Hucitec, 1979, 374p.

RODRIGUES, C. Morfologia original e morfologia antropogênica na definição de unidades espaciais de planejamento urbano: um exemplo da metrópole paulista. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, USP, v. 17, p. 101-111, 2005.

ROGERIE, G. **Les montagnes dans la biosphere**. Paris: Armand Colin, 1990. 221p.

_____; BEROUTCHACHVILI. **Géosystèmes et Paysages: bilan et methods**. Armand Colin: Paris, 1991. 299p.

ROMANO, A. W.; CASTAÑEDA, C. A tectônica distensiva pós-mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da Zona da Mata Mineira. **Geonomos**, v. 14, n. 1/2, p. 1-5, 2006.

ROMARIZ, D. A. **Aspectos da vegetação do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1974. 60p.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**. FFLCH, USP, São Paulo, 1985.

_____. O relevo brasileiro, as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo, USP, p. 7-24, 1991.

_____. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. FFLCH-USP. n. 6. São Paulo, 1992.

_____. **Geomorfologia e Geografia aplicadas a gestão territorial: teoria e metodologia para o planejamento ambiental**. São Paulo, 2001, 332p. Tese de Livre Docência. FFLCH, Universidade de São Paulo.

_____. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, 208p.

RUBIN, J. C. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO**. Rio Claro, 1999. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

RUELLAN, F. O papel das enxurradas no modelado do relevo brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 68, p. 5-43, 1953.

SAADI, A. Um “rift” neo-cenozóico na região de São João Del Rei – MG; Borda Sul do Cráton do São Francisco. In: 1º WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. Belo Horizonte: SGB, 1990. p. 63-79.

_____. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Belo Horizonte, 1991. 285p. Tese (Professor Titular), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

_____. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

_____. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v. 6, n. 2, p. 55-63, 1999.

_____. ; NOCE, C. M.; QUINTÃO, N. H. Neotectônica na região sul de Minas Gerais: primeiras hipóteses. In: 5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, Minas Gerais. **Anais do 5º Simpósio de Geologia**. Minas gerais: Núcleo Minas Gerais, 1989, p. 115-118

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Rio Claro, 1998. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SALGADO-LABORIAU, M. L. **História Ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994. 307p.

_____. **Critérios e técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Edgard Blücher, 2007. 387p.

SALLUN, A. E. M. **Aloformação Paranavaí: depósitos coluviais quaternários da bacia hidrográfica do alto Rio Paraná (SP, PR e MS)**. São Paulo, 2007. 176p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

_____. ; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 49-70, 2007.

_____. ; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 37, n. 2, p. 402-413, 2007.

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. R. Gênese das linhas de pedra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2, p. 103-108, 2010.

SANTOS, M. DOS. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. Rio Claro, 1999. 134p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil**. Brasília: MME/DNPM, 1984. 501p.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: J. Wiley & Sons, 1977.

_____. Alluvial river response to active tectonics. In: KELLER, E. A. & PINTER, N. (Coord.) **Active Tectonics: studies in geophysics**. Washington: National Academy Press, 1986, p. 80-93.

SEEBER, L; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 2, p. 335-367, 1983.

SELLEY, R. C. **Ancient sedimentary environments**. New York: Cornell University Press, 1982. 287p.

SEMIR, J. **Revisão taxonômica de Lychnophora Mart. (Vernoniaceae: Compositae)**. 1991. 515p. Tese (Doutorado em Biologia Vegetal). UNICAMP, Campinas, 1991.

SGARBI, G. N. C.; DARDENNE, M. A. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o ardo do alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da bacia sanfranciscana, no oeste do estado de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 4, n. 1, p. 21-49, 2002.

SÍGOLO, J. B. Os depósitos de talude de Passa Quatro. In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1997. **Anais...** Penedo, RJ, v. 1, p. 1-8.

SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; CORTIZAS, A. M.; RODEJA, E. G. Solos do topo da Serra de São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n. 84, p. 455-466, 2004.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas no Planalto Sudeste Brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 20, p. 1-22, 2009.

SIMAS, F. N. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; CHAGAS, A. C.; BRANDÃO, P. C. Chemistry. Mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. **Geoderma**, n. 125, p. 187-201, 2005.

SMALL, R. J. The study of planation surfaces. In: **The study of landforms: a textbook of Geomorphology**. Cambridge: University Press, p. 248-272, 1986.

SPIX, J. B. Von; MARTIUS, C. F. P. Von **Viagem pelo Brasil**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1938.

SOTCHAVA, V. B. Geography and ecology. **Soviet Geography: review and translation**. New York, v. 12, n. 5, p. 277-293, 1971.

O estudo dos geossistemas. **Métodos em Questão**. São Paulo, n. 16, 1977, 50p.

_____. **Introducción a la doctrina sobre los geosistemas.** Novosibirsk: Nauka, filial de Sibéria, 1978. 318p. (em russo).

_____. Por uma teoria de classificação dos geossistemas de vida terrestre. **Biogeografia**, São Paulo, n. 14, 1978, 24p.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) **Continental deformation**. Pergamon Pres, p. 370-409, 1994.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?** São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 1999.

_____.; MARTIN, L. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: 2º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Ouro Preto, p. 281-293, 1976.

_____. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: 2º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Ouro Preto, p. 295-305, 1976.

_____.; TESSLER, M. G. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). **Roteiro das Excursões do 37º Congresso Brasileiro de Geologia**. vol. 1. São Paulo, 1992.

_____.; SALLUN, A. E. M.; SOARES, E. A. A. Período Quaternário: “quo vadis”? **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 3, p. 427-423, 2005.

SUGUIO, K.; RICCOMINI, C.; SALLUN, A. E. M.; SALLUN FILHO, W.; ARONCHI NETO, P. Provável significado de idades LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) da Formação Itaquaquecetuba, SP. **Revista do Instituto de Geociências**. São Paulo, v. 10, n. 3, p. 49-53, 2010.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 537p.

_____. **Geomorphology and global tectonics**. John Wiley & Sons: England, 1999. 367p.

THOMAS, M. **Geomorphology in the tropics: a study of eathering and denudation in low latitudes**. New York: John Wiley & Sons, 1994. 460p.

TRICART, J. **Principés et méthodes de la Geomorphologie**. Paris: Masson, 1965.

_____. **La Tierra, planeta viviente**. Madrid: Akal Editor, 1972. 171p.

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: SUPREN, 1977.

- _____. **Géomorphologie applicable**. Masson: Paris, 1978. 204p.
- _____. Conhecimentos sobre o Quaternário amazônico. **Paleoclimas**, n. 6, 1979. 17p.
- _____.; KIEWIETDEJONGE, C. - **Ecogeography and rural management**. New York: Longman Scientific & Technical, 1992.
- TROUW, R. A. J. Novos Dados sobre os Grupos São João Del Rey, Carrancas e Andrelândia. IN: **II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS**.(Anais) Belo Horizonte, 1983. P. 467-477
- _____.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área a Sudeste de Lavras-Minas Gerais. IN: **XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. (Anais). Vol. 5. Santa Catarina, 1980. p. 2773-2784.
- _____.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. L. Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: **XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Anais...** Rio de Janeiro, p. 3227- 3237, 1984.
- _____.; PANKHURST, R. J. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: **II SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. Anais...** Salvador, p. 260-262, 1993.
- TROUW, C. C.; MEDEIROS, F. F. F.; TROUW, R. A. J. Evolução tectônica da Zona de Cisalhamento Caxambu, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 767-776, 2007.
- TWIDALE, C. R. King of the plains: Lester King's contributions to geomorphology. **Geomorphology**, Amsterdã, n. 5, p. 491-509, 1992.
- UAGODA, R.; COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S. Morfologia de depressões fechadas em domínio cárstico-quartzítico na bacia do Ribeirão Santana/MG: datações absolutas iniciais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia, União da Geomorfologia Brasileira, v. 1, n. 2, p. 91-98, 2009.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplainamento e movimentos crustais**. Salvador, 1998, 423p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- _____. Geodinâmica de superfícies de aplainamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia, v. 10, n. 2, p. 77-90, 2009.
- VALETON, I.; MELFI, A. J. Distribution pattern of bauxites in Cataguases area (SE Brazil), in relation to Lower Tertiary paleogeographic and younger tectonics. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 41, n.1, p. 85-98, 1988.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

VIADANA, A. G. **A teoria dos Refúgios Florestais aplicada ao estado de São Paulo**. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

VIEIRA, L. S. **Manual da ciência do solo**. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1975. 464p.

VITTE, A. C. **Etchplanação em Juquiá (SP):** relações entre o intemperismo químico e as mudanças climáticas no desenvolvimento das formas de relevo em margem cratônica passiva. São Paulo, 1998, 276 p. Tese (Doutorado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

_____. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, São Paulo, n. 16, p. 11-24, 2001.

_____. Etchplanação e dinâmica episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 16, p. 105-118, 2005.

_____. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. especial, p. 91-108, 2011.

WALTER, H. **Vegetação e zonas climáticas**. São Paulo: Editora Pedagógica e Universitária, 1986. 325p.

WASHBURN, C. **Petroleum geology of the State of São Paulo, Brasil**. Comissão Geográfica e Geológica Brasileira. Boletim n. 22, 1930.

WERNICK, E. **A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo**. Rio Claro: FFCL, 1976. 235f. Tese (Doutorado em Geociências), Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZANCOPÉ, M. H. C. **Estudo dos padrões de canal fluvial do Rio Mogi Guaçu - SP**. 2004, 101f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

_____; PEREZ FILHO, A.; CARPI JR. S. Anomalias no perfil longitudinal e migrações dos meandros do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, p. 31-42, 2009.