

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

RAFAEL GOMES SIQUEIRA

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLIMÁTICO NA DISSECAÇÃO DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GLÓRIA – MG: APLICAÇÃO EM
AMBIENTE SIG**

VIÇOSA – MG

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLIMÁTICO NA DISSECAÇÃO DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GLÓRIA – MG: APLICAÇÃO EM
AMBIENTE SIG**

Monografia apresentada à Universidade Federal de Viçosa como parte dos requisitos para a obtenção do título de bacharel em Geografia.

Orientador: Prof^o José João Lelis Leal de Souza

Coorientador: Prof^o André Luiz Lopes de Faria

VIÇOSA – MG

2016

RAFAEL GOMES SIQUEIRA

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLIMÁTICO NA DISSECAÇÃO DA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GLÓRIA – MG: APLICAÇÃO EM
AMBIENTE SIG**

Monografia apresentada à Universidade Federal de Viçosa como parte dos requisitos para a obtenção do título de bacharel em Geografia.

APROVADA: 27 de junho de 2016

Profº José João Lelis Leal de Souza
Departamento de Solos - UFV
(Orientador)

Profº André Luiz Lopes de Faria
Departamento de Geografia - UFV
(Coorientador)

Profº Elpidio Inácio Fernandes Filho
Departamento de Solos - UFV

Gilberto Fialho Moreira
Mestre em Solos e Nutrição de Plantas
e Analista Ambiental - IEF

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente, sem nenhuma retórica, à Deus pela misericórdia que concede à minha vida a cada dia, que mesmo sem eu merecer, é expressada pelas oportunidades de aprendizagem, amizades construídas, experiências vividas e por mais esta conquista. Agradeço aos meus pais, Rita e Oscar, minha base em todo momento, pelo amor, carinho, confiança, compreensão e dedicação em nunca deixar nada faltar para o seu filho durante todos esses anos. Agradeço a toda à minha família, espalhada de Belo Horizonte ao Rio de Janeiro, e por outros cantos deste país, por sempre acreditarem em mim. Não há felicidade maior do que saber que estou prestes a corresponder, nem que seja apenas um pouquinho, toda esperança que vocês depositaram em mim. Não há como deixar de citar a minha Vovó Neuza, matriarca e alicerce da família Gomes, a minha “veínha”, que nunca se esqueceu do seu neto longe nas Minas Gerais. Se eu fosse escrever todas as coisas pelo que eu sou agradecido à senhora, não caberiam nestas páginas. Obrigado por tudo vó!

Agradeço aos professores José João e André pelo conhecimento imensurável transmitido em suas aulas, por todos conselhos e paciência com as minhas dúvidas, e principalmente pelo compromisso assumido na orientação desta monografia. Agradeço a minha oportunidade de estágio no Centro de Estudos e Desenvolvimento Florestal (CEDEF/IEF) e particularmente ao coordenador Gilberto, um dos profissionais mais exemplares e competentes com quem já convivi. Agradeço muito à cada companheiro de equipe do CEDEF, onde compartilhei amizades e boas risadas, e adquiri grande aprendizado acadêmico e profissional nos meus anos dois anos de estágio. Agradeço também a todos os companheiros do 1811 e amigos da Geografia. Em especial agradeço àqueles da GEO 2012 que estão comigo desde o início desta caminhada: Amanda (mandioquinha), Deivison, Mila, Roger, Echinha e Marcelo. Por fim, agradeço ao Vinício por todos os conselhos e incentivos que contribuíram para o desenvolvimento da minha monografia, e à Ellen, amiga especial mesmo estando tão longe. A todos vocês, muito obrigado!

*“Nesse rio torto, sem fronteiras pra ninguém
Sem perder o rumo, vou me encontrar
também...”*

Canção: Rio Torto – Palavrantiga
Compositor: Marcos
Almeida

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Glória no Estado de Minas Gerais .	3
Figura 2. Solos da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.	5
Figura 3. Geologia da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.	7
Figura 4. Ciclo Geográfico da Erosão de William Morris Davis.	10
Figura 5. Modelo conceitual de um sistema natural.	17
Figura 6. Estrutura e distribuição espacial dos elementos de uma bacia hidrográfica.	20
Figura 7. Distribuição dos pontos de malha e dos pontos de altitude amostrados nos modelos regulares e triangulares.	24
Figura 8. Sistemas de ordenamento de canais de acordo com Horton e Strahler.	27
Figura 9. Principais tipos de padrões de drenagem.	28
Figura 10. Relação entre a análise pontual da declividade e o padrão de recorrência dos valores observados empregando como suporte a análise sobre arquivo matricial.	39
Figura 11. Modelo do estimador de densidade pontos de Kernel.	40
Figura 12. Parâmetros utilizados no Índice SL	41
Figura 13. Mosaico das cartas do IBGE correspondentes à Bacia Hidrográfica do Rio Glória	44
Figura 14. Erros topológicos observados nas curvas de nível e na hidrografia nas bases topográficas do IBGE para a área de pesquisa	45
Figura 15. Remoção de pontos de depressão a partir do preenchimento com o algoritmo <i>Fill</i>	46
Figura 16. Estrutura dos arquivos matriciais de direção de fluxo e de fluxo acumulado	47
Figura 17. Inconsistência morfológica da rede de drenagem gerada a partir do Modelo Digital de Elevação, em comparação ao dado de hidrografia do IBGE com a topologia corrigida.	47
Figura 18. Sub-bacias e interbacias da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.	48
Figura 19. Representação esquemática das classes do modelo de orientação das vertentes.	49

Figura 20. Altitude da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	54
Figura 21. Declividade da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	55
Figura 22. Orientação das vertentes da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	56
Figura 23. Tipos de padrão de drenagem encontrados na área da Bacia Hidrográfica do Rio Glória: paralelo, dendrítico, treliça e retangular.....	58
Figura 24. Hierarquia fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Glória de acordo com o método de Strahler (1957).....	59
Figura 25. Densidade de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	63
Figura 26. Índice de Concentração da Rugosidade e Índice <i>Stream Lenght-Gradient</i> da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	66

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados físicos relativos à área da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	57
Tabela 2. Dados físicos relativos ao tamanho da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	57
Tabela 3. Dados da hierarquia fluvial relativos à rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.....	60
Tabela 4. Parâmetros morfométricos lineares relativos à hierarquia fluvial	60
Tabela 5. Parâmetros morfométricos lineares relativos aos canais principais.....	61
Tabela 6. Parâmetros morfométricos zonais referentes à relação da drenagem com a área das bacias.....	62
Tabela 7. Comparação dos resultados entre metodologias de Horton (1945) e por Kernel para obtenção da densidade de drenagem.....	64
Tabela 8. Parâmetros morfométricos zonais relativos à geometria das bacias	64
Tabela 9. Parâmetros morfométricos relativos à hipsometria das bacias.....	65
Tabela 10. Índice SL total e número de anomalias dos canais analisados	67

ABREVIATURAS E SIGLAS

ANUDEM	<i>Australian National University Digital Elevation Model</i>
BHRG	Bacia Hidrográfica do Rio Glória – MG
CODEMIG	Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
DPS	Departamento de Solos
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICR	Índice de Concentração da Rugosidade
IEF	Instituto Estadual de Florestas
LVA	Latossolos Vermelhos-Amarelos
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDEHC	Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente
RDE	Relação Declividade Extensão
SEMAD	Secretaria do Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SL	<i>Stream Length-Gradient Index</i>
TGS	Teoria Geral dos Sistemas
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>
ZC	Zona de Cisalhamento

RESUMO

Os fenômenos tectônicos afetam o perfil de equilíbrio dos rios, alterando a capacidade e competência dos canais e influenciando diretamente no seu potencial de dissecação. Nesta pesquisa objetivou-se avaliar o controle estrutural, condicionado pelo regime climático úmido, na dissecação do relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Glória, Estado de Minas Gerais. A área de pesquisa localiza-se em uma região de importantes dobramentos, falhamentos e escarpas para a paisagem neotectônica do Brasil Oriental, com litologia caracterizada por complexos metamórficos e suítes intrusivas. A análise foi realizada com a aplicação de parâmetros morfométricos do relevo e da rede de drenagem da bacia, tendo como suporte os Sistemas de Informação Geográfica. A relação de bifurcação, o Índice de Concentração da Rugosidade e o Índice *Stream Length-Gradient* permitiram identificar o controle da reativação de falhas Meso- Cenozoicas sobre as litoestruturas do Pré-Cambriano, com presença das maiores anomalias tectônicas nos cursos fluviais e alta rugosidade do relevo. Esses parâmetros também indicaram diferenças com áreas de história tectônica similar em clima mais seco, evidenciando o condicionante climático sobre a rede de drenagem. A aplicação dos parâmetros morfométricos a partir de técnicas e procedimentos em ambiente SIG mostrou-se eficiente para detectar as influências estruturais e climáticas na conformação do relevo, com potencial para aplicação no planejamento territorial de bacias hidrográficas.

Palavras chave: relação de bifurcação; Índice de Concentração da Rugosidade; Índice *Stream Length-Gradient*; morfometria; neotectônica; Sudeste brasileiro.

ABSTRACT

Tectonic phenomena affect the balance of river profile, changing the capacity and competence of channels and influencing the potential for dissection. This research aimed to evaluate structural control, conditioned by humid climate regime, on dissection of the Watershed Rio Glória relief, Minas Gerais State. The area is located in a folding and faulting neotectonics landscape of eastern Brazil, with lithology characterized by complex metamorphic and intrusive suites. Morphometric parameters of relief and basin drainage network data were used, supported by the Geographic Information Systems (GIS). Bifurcation ratio, Concentration Index Roughness and Stream Length Index Gradient have identified control of the reactivation of Meso-Cenozoic faults on Precambrian rocks, with the presence of major tectonic anomalies in river courses and high roughness relief. These parameters also indicated differences with areas of similar tectonic history in drier climate, evidencing the climatic condition of the drainage network. The application of morphometric parameters from techniques and procedures in a GIS environment proved to be efficient to detect structural and climatic influences in relief conformation, with potential for application in the territorial planning watershed.

Key-words: bifurcation ratio; Concentration Index Roughness; Stream Length Index Gradient; morphometry; neotectonic; Brazilian Southeastern.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	vii
ABREVIATURAS E SIGLAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
SUMÁRIO	xi
INTRODUÇÃO	1
2. ÁREA DE ESTUDO	3
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
3.1 A epistemologia da ciência geomorfológica	9
3.1.1 A história da Geomorfologia Estrutural	9
3.1.2 A história da Geomorfologia Fluvial	13
3.2 O pensamento sistêmico	15
3.2.1 A Teoria Geral dos Sistemas	15
3.2.2 O sistema em Geomorfologia	17
3.2.3 A bacia hidrográfica e o pensamento sistêmico	19
3.3 Modelagem do relevo em ambiente SIG	22
3.4 A análise de bacias hidrográficas	26
3.4.1 A hierarquia fluvial.....	26
3.4.2 Os padrões de drenagem.....	28
3.5 Morfometria de bacias hidrográficas	29
3.5.1 Parâmetros lineares	31
3.5.2 Parâmetros zonais	32
3.5.3 Parâmetros hipsométricos.....	35
3.6 Índice de Concentração da Rugosidade	37
3.7 Índice <i>Stream Length-Gradient</i>	41
4. MATERIAL E MÉTODOS	44
4.1 Análise Hidrológica	44
4.2 Análise Topográfica	49
4.3 Análise Morfométrica	49
5. RESULTADOS	54
6. DISCUSSÃO	69
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	75
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

INTRODUÇÃO

Nas regiões tropicais úmidas, a evolução geomorfológica é fortemente influenciada pela atuação dos cursos fluviais, principalmente no que condiz à intensidade da dissecação promovida pelos rios nas formas de relevo associadas. Os rios constituem os agentes mais importantes no transporte dos materiais intemperizados das áreas elevadas para as mais baixas e dos continentes para o mar (CHRISTOFOLETTI, 1980), mantendo um sistema altamente organizado, cuja dinâmica é imprescindível para a manutenção do equilíbrio dos processos naturais. Sua importância é capital entre todos os processos morfogenéticos. A dinâmica fluvial, no que se refere à perspectiva geomorfológica, ganha significância na atuação exercida pela água sobre os processos de erosão ou remoção, no transporte dos sedimentos, nos mecanismos deposicionais e na esculturação da topografia do leito (CHRISTOFOLETTI, 1981). Estes processos são atuantes de acordo com o potencial energético e de trabalho dos canais fluviais.

A erosão fluvial e o transporte são processos altamente relacionáveis com o aumento da energia cinética de um canal, ao mesmo tempo em que colaboram entre si para o trabalho denudacional dos rios. Enquanto a erosão fornece os sedimentos necessários para o aumento da capacidade e competência de transporte dos rios, este colabora para o entalhamento dos talwegues através do atrito do material transportado com o leito fluvial. A deposição da carga detrítica carregada pelos rios ocorre quando há a diminuição da capacidade e competência fluvial. Essa diminuição pode ser causada pela redução da declividade, pela redução do volume de água ou pelo aumento do calibre da carga detrítica. (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O balanceamento entre os processos de remoção e deposição, controlados pela capacidade e competência de transporte do canal, é responsável pela manutenção do equilíbrio fluvial (GILBERT, 1877). Este equilíbrio, representado pela geometria côncava do canal fluvial, resulta de uma série de variáveis controladores do trabalho dos rios, como o volume de água, carga e granulometria dos detritos transportados, rugosidade do leito, velocidade da água, formato do perfil transversal e principalmente, declividade do canal.

Na perspectiva sistêmica, o estado de equilíbrio do sistema fluvial é atingido quando há equacionamento entre a importação e exportação de energia e matéria através do sistema, exprimindo-se por meio da ajustagem das formas do próprio sistema. Sendo um sistema auto regulador, qualquer alteração nos fatores controladores causa um deslocamento em certa direção que tenderá a absorver o efeito da mudança, em busca de um novo estado de

equilíbrio fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os fenômenos tectônicos, caracterizados pelos movimentos epirogênicos e isostáticos associados a falhas estruturais, são considerados processos dos mais importantes que afetam o perfil de equilíbrio dos rios. Estas interferências se expressam de diferentes maneiras na paisagem, seja pela presença de rupturas de declive no canal fluvial, também chamados de *knickpoints*, ou pelo aumento da dissecação dos vales devido ao acréscimo do potencial energético dos rios. Nestas áreas, os vales são caracterizados por formas de dissecação estrutural (RADAM BRASIL, 1983), com acentuado entalhamento e aprofundamento do talvegue, associados a vertentes longas e íngremes e topos aguçados, com reduzido alargamento do fundo de vale.

Apesar do grande número de trabalhos sobre a dinâmica morfológica em bacias hidrográficas do Escudo brasileiro oriental (CHRISTOFOLETTI, 1970; VERVLOET, 2009; FONSECA, 2010; COUTO *et al.*, 2013; CELARINA & LADEIRA, 2014), ainda é contestada a extensão da influência dos processos tectônicos na dinâmica fluvial e morfológica sobre os terrenos granito-gnáissicos da costa brasileira. A Bacia Hidrográfica Rio Glória (MG), localiza-se em uma das áreas mais movimentadas do território brasileiro devido aos diversos dobramentos, falhamentos e escarpas (VIEIRA & GRAMANI, 2015). O relevo da área possui trechos extremamente planos e contínuos, enquanto outros são mais irregulares e heterogêneos. A litologia, clima e vegetação representam, de forma geral, as áreas escarpadas no Sudeste brasileiro.

Desta forma, nesta pesquisa objetivou-se avaliar o controle estrutural, condicionado pelo regime climático úmido, na dissecação do relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Glória (BHRG), a partir da aplicação de parâmetros morfométricos em ambiente dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG). Como objetivos específicos, busca-se detectar deformações neotectônicas na área de estudo, identificar áreas de drenagem com grande potencial energético e com maior susceptibilidade à processos erosivos, fornecer subsídios ao planejamento e gestão da BHRG, além de verificar a eficiência das técnicas aplicadas em SIG na análise morfométrica de bacias hidrográficas.

2. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Hidrográfica do Glória (BHRG) possui uma área de 1097,14 km². Localiza-se na mesorregião da Zona da Mata do Estado de Minas Gerais, entre as coordenadas geográficas 20°34' e 21°8' de latitude Sul e 42°30' e 42°12' de longitude Oeste. Engloba os municípios de Fervedouro, São Francisco do Glória, Miradouro e Vieiras, além de parte do município de Muriaé (FIGURA 1).

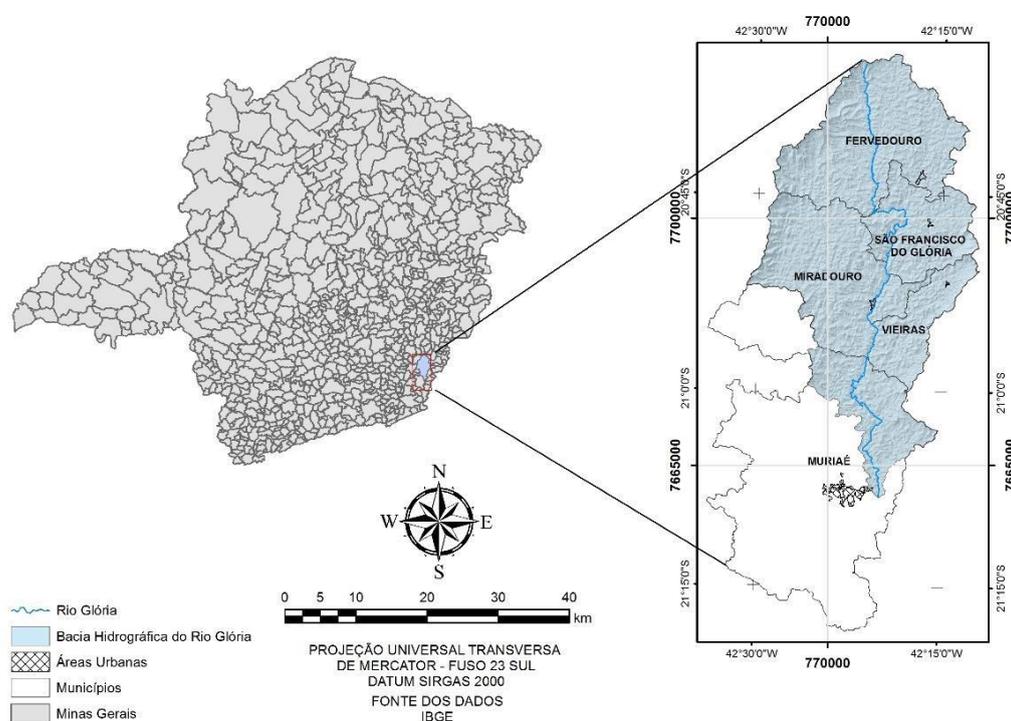


Figura 1. Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Glória no Estado de Minas Gerais

A bacia possui altitude máxima de 1985 metros, no divisor topográfico conhecido como Pico do Soares, localizado na Serra do Brigadeiro. Por sua vez a sua altitude mínima é de 180 metros, encontrada na foz do Rio Glória no município de Muriaé. O Rio Glória se constitui como um dos principais afluentes do Rio Muriaé juntamente com o Rio Carangola e o Rio Fumaça, sendo subafluente da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul.

De acordo com a classificação de Köppen-Geiger, a BHRG encontra-se em uma área de transição climática, possuindo os tipos mesotérmicos Cwb (clima temperado úmido com inverno seco e verão brando) nas áreas mais altas e Cwa (clima temperado úmido com

inverno seco e verão quente) como clima intermediário. O tipo megatérmico Aw (clima tropical com estação seca de inverno) encontra-se nas áreas mais baixas (ALVARES *et al.*, 2013).

A sua precipitação média anual varia em torno de 1200 a 1500 mm (CPRM, 2006). O trimestre mais chuvoso é representado pelos meses de outubro/novembro/dezembro, com precipitação média superior à 600 mm, enquanto o mais seco é representado por julho/agosto/setembro, com precipitação média abaixo de 150 mm. A temperatura média anual da bacia varia de 23 °C, próximo à confluência do Rio Glória com o Rio Muriaé, a 18 °C, na região serrana do Brigadeiro (SEMAD, 2009).

A BHRG localiza-se no Domínio Morfoclimático dos Mares de Morros, caracterizado por áreas mamelonares tropical-atlânticas florestadas (AB'SABER, 2003). Porém, devido à intensa pressão exercida pelas atividades agrossilvipastoris, atualmente apenas 15% da área total da bacia é ocupada por vegetação nativa (SEMAD, 2009). As fitosionomias Floresta Ombrófila Densa e Campos de Altitude ocupam os topos e escarpas íngremes da Serra do Brigadeiro, principalmente sobre Cambissolos Húmicos, que são solos pouco desenvolvidos, com grande teor de silte e mais de 4% do seu volume composto por minerais primários facilmente intemperizáveis (EMBRAPA, 2013). A Floresta Ombrófila se desenvolve em áreas côncavas sobre solos com maior quantidade de matéria orgânica, graças ao suprimento de água advinda do nevoeiro intenso ao longo de todo o ano e das chuvas orográficas (SEMAD, 2009). Além disso, a diminuição da evaporação da água do solo é maximizada pela menor temperatura nas áreas de cotas altimétricas mais elevadas.

Os Campos de Altitude são observados ocupando platôs, pontões, cristas e escarpas da Serra do Brigadeiro, em áreas acima da cota de aproximadamente 1.200 metros de altitude (SEMAD, 2009). Desenvolvem-se tanto sobre rasos solos como também sobre os afloramentos de rochas cristalinas. Afloramentos rochosos também são identificados nos divisores topográficos à leste da bacia, na Serra da Providência, associados principalmente à Neossolos Litólicos, que possuem o seu horizonte A assentado diretamente sobre a rocha, ou sobre um horizonte C com 90% ou mais de sua massa formada por cascalhos, calhaus e matacões (EMBRAPA, 2013).

A Floresta Estacional Semidecidual, por sua vez, se distribui de forma irregular por toda bacia estruturada em pequenos fragmentos de vegetação secundária localizados principalmente nas zonas de topos de morro, com raríssimos casos de conexões entre estes fragmentos. A floresta semidecídua se desenvolve sobre solos mais intemperizados e

profundos, como Latossolos e Argissolos, tanto em relevos mais homogêneos como em mais dissecados.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA) predominam nos planaltos da bacia, principalmente na parte norte (FIGURA 2), indicando acentuado intemperismo e solos muito alterados e profundos no Alto Rio Glória. Nos planaltos do lado oeste também são encontrados em grande quantidade Latossolos Vermelhos e Amarelos, enquanto que associações entre LVA e Argissolos acontecem principalmente no platô leste. Por sua vez, associações com Cambissolos são encontradas em áreas restritas mais próximas aos divisores topográficos.

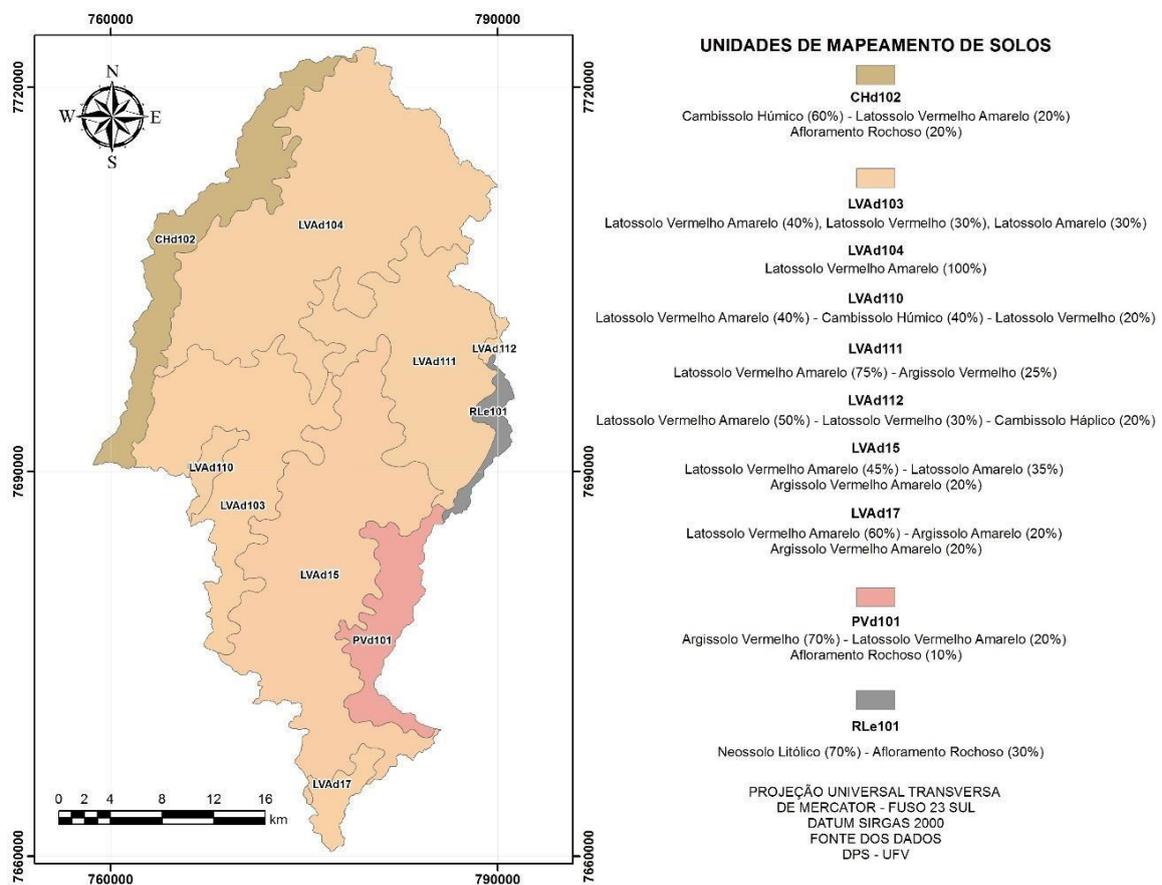


Figura 2. Solos da Bacia Hidrográfica do Rio Glória

No Médio e Baixo Rio Glória, os Argissolos possuem grande expressividade nos divisores topográficos leste, onde o relevo é mais suave e as cotas altimétricas menores. Entretanto, os Latossolos ainda são predominantes nas áreas centrais e nos divisores oeste, que se encontram com o relevo mais acidentado, indicando maior ação de processos pedogenéticos.

A BHRG pertence à Província Geotectônica Mantiqueira Setentrional, mais

especificamente a Faixa de Dobramentos Sudeste ou Faixa Atlântica (PIRES, 1998). De idade transamazônica, com 2.200-1.800 bilhões de anos, a Província da Mantiqueira unidade sofreu complexo retrabalhamento durante o Neoproterozóico pelo Ciclo Brasileiro. Esta província é integrada por uma sucessão de cinturões de “empurrão e dobramento” controlados por distintos sistemas transpressivos de cavalgamento em direção às margens cratônicas, com orientação NNE-SSO ao longo da costa atlântica (CPRM, 2003).

Durante a separação mesozoica, que subdividiu o continente Gondwana e culminou na abertura do Oceano Atlântico, estas falhas foram reativadas em pulsos descontínuos que perduraram desde o Cretáceo até o Terciário (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998). A reativação Wealdiana incluiu importantes movimentações neotectônicas, que foram determinantes para a fisionomia atual dos falhamentos já existentes desde o Pré-Cambriano.

A BHRG tem o seu embasamento geológico caracterizado principalmente pela presença de rochas metamórficas com grau de metamorfismo de intensidade média a alta, como gnaisses e charnockitos, e de corpos ígneos plutônicos graníticos e/ou granitóides, seccionados por zonas de cisalhamento transcorrente e contracional com vergência NE-SO, falhas transversais e zonas miloníticas (FIGURA 3).

A BHRG tem a quase totalidade da sua área inclusa na unidade geomorfológica Serranias da Zona da Mata Mineira, é composta por relevos de formas alongadas, tipo cristas e linhas de cumeada, que ocorrem principalmente na parte leste do Estado de Minas Gerais (RADAM BRASIL, 1983). A unidade é marcada pela topografia elevada, escarpas íngremes adaptadas a falhas, sulcos estruturais, grandes linhas de cumeadas e cristas assimétricas e simétricas alinhadas, que indicam a direção dos dobramentos e falhamentos ocorridos na área. As feições desta unidade estão associadas na área de pesquisa principalmente aos embasamentos metamórficos do Complexo Juiz de Fora. Este complexo corresponde a uma intercalação tectônica entre as litologias do embasamento Pré-Cambriano e os metassedimentos neoproterozóicos da Megassequência Andrelândia, ambos metamorfisados em fácies de granulitos (LIMA, 2015).

A unidade magmática é constituída de ortognaisses migmatíticos ácidos a básicos, com ortognaisses de estrutura tonalítica subordinados. Nessa unidade também podem ser encontrados outros tipos de granulitos gnaissificados, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. A unidade metassedimentar, em maior quantidade na área de pesquisa, é composta principalmente por paragnaisses de estrutura migmatítica, de composição pelítica e semi-pelítica (RADAM BRASIL, 1983). Há também a presença de

rochas metamórficas subordinadas, como quartzito, anfibolito, mármore, biotita-xisto e predomínio de rochas calcissilicáticas em zonas onde o metamorfismo se deu com menor intensidade.

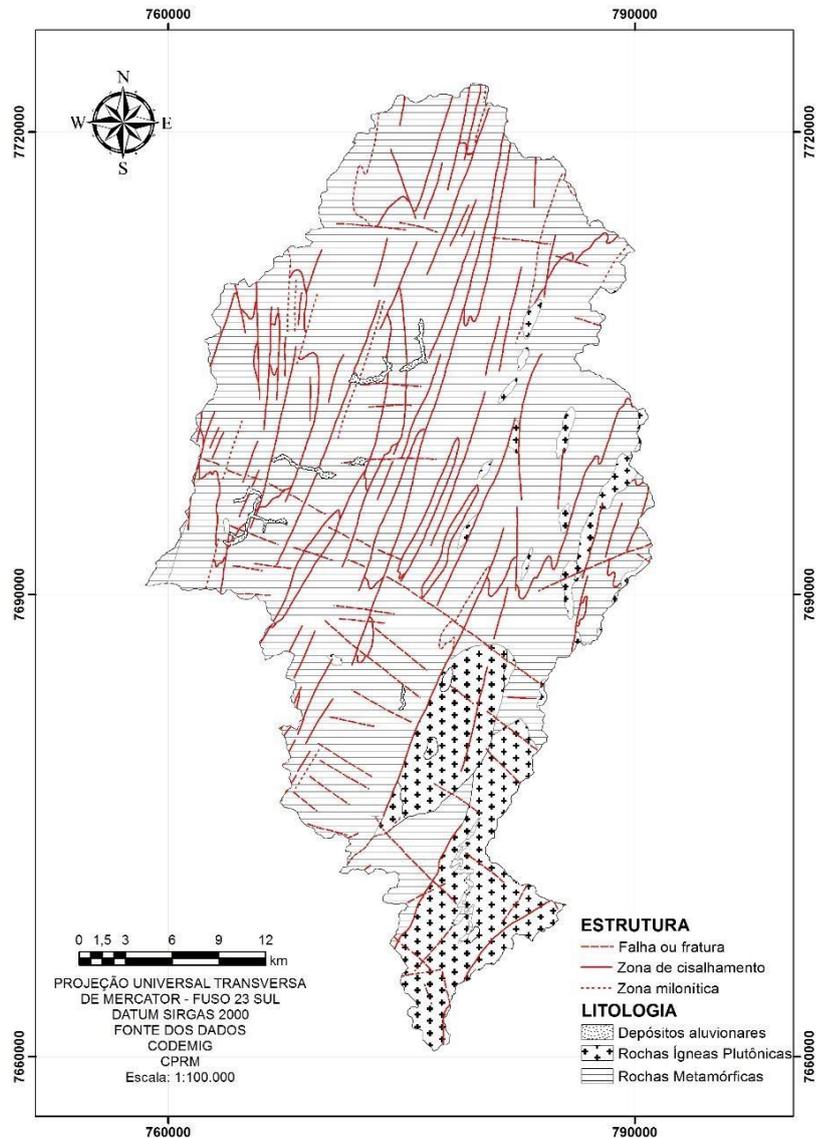


Figura 3. Geologia da Bacia Hidrográfica do Rio Glória

Os gnaisses do Complexo Juiz de Fora se distribuem quase uniformemente por todos os compartimentos da bacia, incluindo as escarpas íngremes da Serra do Brigadeiro e o vale central do Rio Glória, onde se concentram os falhamentos mais expressivos, e os planaltos a norte e nordeste/noroeste da bacia, sendo que nestes últimos o complexo possui intercalações de corpos plutônicos e coberturas arenosas depositadas pelos rios. Nas partes mais baixas da bacia, as rochas metamórficas cedem lugar a suítes intrusivas de idades semelhantes, compostas principalmente por granitos, charnockitos, leucogranitos e migmatitos. Estas unidades plutônicas estão também associadas à unidade geomorfológica Depressão

Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé (RADAM BRASIL, 1983) estando mais expostas ao regime climático do que as rochas metamórficas do Alto Rio Glória.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 A epistemologia da ciência geomorfológica

3.1.1 A história da Geomorfologia Estrutural

No âmbito da Geomorfologia Estrutural, podem-se destacar duas abordagens distintas de pesquisas: a morfoestrutural e a morfotectônica. A abordagem morfoestrutural, já com mais de um século de consagração, focaliza o controle exercido sobre a morfologia pelo arcabouço lito-estrutural, entendido como o conjunto de “elementos geológicos passivos”, tais como natureza litológica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais (falhas, zonas de cisalhamento) (SAADI, 1998).

Já a abordagem morfotectônica, desenvolvida anos mais tarde, por sua vez, possui caráter ativo, relacionando-se às implicações da tectônica recente impressa nas formas de relevo (COTTON, 1968). Conduz a investigação do papel das movimentações da crosta na configuração dos compartimentos morfoestruturais e no direcionamento da morfogênese (SAADI, 1998).

A evolução teórica da geomorfologia é pautada, de acordo com a literatura existente, no desenvolvimento de duas correntes epistemológicas, a Geomorfologia Estrutural anglo-americana e a Geomorfologia Climática germânica. Entretanto reconhece-se que a origem da ciência geomorfológica moderna pode ser definida com a sistematização dos conhecimentos dos séculos XVIII e XIX, e que se projetaram em conceitos e uma nova terminologia emitidos por William Morris Davis (1850-1934), pioneiro da corrente anglo-americana (ABREU, 1983).

Para Tricart (1965) *apud* Abreu (1983), Davis pode ser considerado como o fundador da Geomorfologia como disciplina especializada, estruturando-a como disciplina independente e possuidora de um corpo de doutrina coerente e original. De fato, Davis foi o primeiro a aproveitar toda a base teórica consolidada pela Geologia nos anos anteriores, para aplicá-la em um estudo puramente morfológico.

Entre os estudiosos que antecederam Davis, podem-se citar o geólogo escocês James Hutton (1726-1797), considerado o fundador da Geologia Moderna. Hutton foi o criador da teoria do uniformitarismo (IBGE, 1999), difundida e popularizada anos mais tarde pelos geólogos John Playfair (1748-1819) e Charles Lyell (1797-1875). As ideias de Hutton foram importantes para o desenvolvimento do pensamento geomorfológico como um todo, sendo

determinantes para o surgimento da corrente anglo-americana, mas também sendo ponto chave para a origem da corrente germânica na mesma época, através de autores como Ferdinand Von Richthoffen (1833-1905) e Albrecht Penck (1858-1945).

Outros pesquisadores importantes para a evolução dos estudos morfoestruturais foram os geólogos norte-americanos Grove Karl Gilbert (1843-1918), considerado o primeiro a apresentar a noção de isostasia e a reconhecer a aplicabilidade do conceito de equilíbrio dinâmico, e John Wesley Powell (1834-1902), criador do conceito de nível mínimo para a redução do relevo terrestre, denominado nível de base da erosão (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Fundamentado no conceito de nível de base de Powell, Davis desenvolveu a teoria do Ciclo Geográfico da Erosão (FIGURA 4), sugerindo que o processo de denudação se inicia a partir de uma rápida emersão da massa continental (CASSETI, 2005). Após o seu início, Davis subdivide seu ciclo em estágios evolutivos do relevo (DAVIS, 1898), denominadas de acordo com o pensamento organicista preponderante na época.

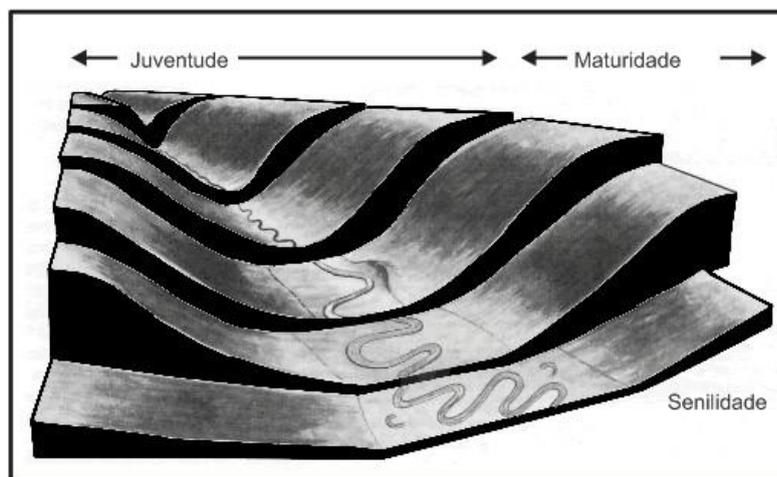


Figura 4. Ciclo Geográfico da Erosão de William Morris Davis (CASSETI, 2005).

Com o início de um período longo de estabilidade tectônica, o primeiro estado antropomórfico do relevo é denominado de *juventude*, alcançado através do intenso entalhamento dos talvegues por parte do sistema fluvial graças ao elevado gradiente, produzido pelo soerguimento em relação ao nível de base geral. O estado seguinte é o da *maturidade*, iniciado quando a denudação produz o rebaixamento dos interflúvios e estabelece o perfil de equilíbrio, definido como o estado de balanço entre a erosão e a deposição.

O estágio final, o da *senilidade*, seria atingido com a total horizontalização topográfica, onde a morfologia seria representada por extensos *peneplanos*. Além disso, predominariam nos cursos fluviais os processos de deposição em detrimento aos processos de

erosão, graças à perda de energia por parte dos canais. Ao atingir este último estado, o relevo seria submetido a novo soerguimento rápido, principalmente com os movimentos isostáticos, que implicaria nova fase, denominada *rejuvenescimento*, dando sequência ao ciclo evolutivo.

Davis afirmava que o relevo surgia como função da estrutura geológica, dos processos operantes e do tempo, dando este último a tônica em um modelo que valorizava particularmente o aspecto histórico (ABREU, 1983). As variáveis estruturais e temporais individualizaram o seu sistema, ficando as considerações processuais num segundo plano; ou seja, a estrutura geológica, quando resistente, se constitui no único controle da forma; o processo erosivo possui relevância quando a litologia favorece e o tempo assume importância no jogo entre os respectivos componentes (CASSETI, 2005).

A influência das concepções davisianas foi quase absoluta nos Estados Unidos e espalhou-se rapidamente pela Europa (CHRISTOFOLETTI, 1980). Dentre os países europeus, foi na França que recebeu maior aceitação, sendo os geógrafos Emmanuël de Martonne (1873-1955) e Henri Baulig (1887-1962) os principais autores da corrente neste país. Apesar da sua expansão, a teoria cíclica sofreu intensas críticas de autores contemporâneos e posteriores à Davis, sendo o geógrafo alemão Walther Penck (1888- 1923), da corrente germânica, o principal dentre estes.

Os principais pontos de crítica do modelo teórico de Davis foram o fato de este ter sido concebido para áreas de clima temperado, a necessidade de um rápido soerguimento do relevo, seguido por um período muito longo de estabilidade tectônica e a colocação das condições de equilíbrio, como resultado a ser obtido no final do ciclo (MARQUES, 2013).

A crítica de Penck era baseada sobretudo na afirmação de que a emersão e a denudação aconteciam ao mesmo tempo, atribuindo desse modo a devida importância aos efeitos processuais (CASSETI, 2005), enquanto que os estudos dos processos foram quase totalmente ignorados por Davis. Além disso, o método empregado por Davis foi bastante criticado pela escola germânica, de fortes traços naturalistas, devido à ausência de conexão com a ciência geográfica. Segundo ABREU (1983), dentro da própria Geografia Física, a Geomorfologia de Davis, pouco ou nada iria se articular com a Climatologia e a Biogeografia. Para Leuzinger (1948), Davis caracterizou-se por construir um sistema geomorfológico simples e de fácil apreensão, mas de base pouco sólida.

Mesmo com as críticas, que culminaram na ruptura epistemológica que Abreu (1983) identifica na corrente anglo-americana a partir do Simpósio de Chicago em 1939, muitos autores valorizam a pertinência do modelo davisiano enquanto sistema de referência, “principalmente na concordância da existência de um ciclo evolutivo da morfologia

processado pelos efeitos erosionais” (KING, 1953 *apud* CASSETI, 2005).

Christofoletti (1980) argumenta que a despreocupação de Davis em estudar os processos é consequência direta da coesão lógica da sua teoria proposta. Desta forma, os processos não teriam significância como objetos de estudos em si mesmos, pelo fato da sua escala temporal ser de ocorrência muito reduzida em relação à escala do tempo cíclico. Novos esforços para se assimilar as críticas foram desenvolvidos pelos geomorfólogos da corrente morfoestrutural, com uma revisão progressiva das premissas davisianas. Neste contexto, Lester Charles King (1907-1989) estabeleceu a Teoria da Pediplanação, onde procura associar o conceito de estabilidade tectônica considerada por Davis com os paradigmas de evolução morfológica de Penck.

A ruptura definitiva no sistema morfoestrutural, entretanto, se dá apenas quando os geomorfólogos da corrente anglo-americana passam à proposição de paradigmas alternativos e a elaborar uma reformulação que valorizasse cada vez mais o aspecto de geociências, voltado para uma interface complexa e que em termos de aplicação tende a ampliar seus fundamentos ecológicos (ABREU, 1983). Isto significou uma importante fase no desenvolvimento histórico da Geomorfologia, que tem início na década de 40 e se estende durante a segunda metade do século XX, pois representou a convergência das correntes anglo-americana e germânica, que antes, mesmo possuindo interferências mútuas, evoluíram frequentemente paralelas.

Os seguidores da corrente anglo-americana passaram a valorizar de forma mais determinante a atuação dos processos na esculturação do relevo, juntamente com o tempo e a estrutura geológica, sendo estes últimos, pilares do sistema davisiano. Esta confluência com um deslocamento mais incisivo para a fonte germânica indica que enquanto a corrente morfoclimática possuiu uma evolução mais contínua, o que se reflete em um enriquecimento progressivo do paradigma, a corrente morfoestrutural sofreu com os impactos das suas rupturas científicas e da definição de novos paradigmas sem a manutenção de um núcleo comum desde sua origem (ABREU, 1983). Esta transformação científica também significou a incorporação de novos paradigmas, como a geoquímica e a neotectônica, além de mudar o foco das análises da escala temporal para a espacial.

Neste novo contexto, o geomorfólogo John T. Hack (1913-1991), baseado na Teoria Geral dos Sistemas, traz à tona o conceito de equilíbrio dinâmico trabalhado por Gilbert. O princípio básico da teoria é de que o relevo é um sistema aberto, mantendo constante troca de energia e matéria com os demais sistemas terrestres, estando vinculado à resistência litológica. Desta forma, Hack considera o modelado como resultado da competição entre a

resistência dos materiais da crosta terrestre e o potencial das forças de denudação (CASSETI, 2005).

Uma das principais consequências desta nova concepção foi a aquisição dos métodos quantitativos pela Geomorfologia. Para CHRISTOFOLLETI (1980), a quantificação se constituiu na fase mais atraente da Geomorfologia na segunda metade do século XX. A utilização de técnicas estatísticas e de modelagem matemática possibilitou o aumento da precisão analítica dos estudos do relevo. Por sua vez, a ampliação dos mapeamentos topográficos em grande escala, a difusão das fotografias aéreas e das imagens orbitais, e o desenvolvimento de novas técnicas de coleta de dados e de tecnologias computacionais para o tratamento da informação geográfica favoreceu sobremaneira a pesquisa quantificada.

Mesmo com revolução científica, uma questão importante reside sobre a análise das propostas teóricas da Geomorfologia. De maneira geral, a revolução quantitativa não propôs nenhuma nova teoria explicativa sobre os processos geomorfológicos. A maior parte das leis que são utilizadas já havia sido estabelecida ao longo da transição do século XIX e XX. O que houve é uma mudança na ênfase dos estudos, que agora centram-se nas questões processuais (BARROS, 2014).

3.1.2 A história da Geomorfologia Fluvial

Em se tratando da quantificação na ciência geomorfológica, a Geomorfologia Fluvial foi um dos campos que mais sofreu os benefícios destas mudanças. A Geomorfologia Fluvial é o campo da Geomorfologia que se dedica a estabelecer relações entre os processos de erosão e deposição resultantes do escoamento da água em canais fluviais e as formas de relevo dele derivadas (NOVO, 2008).

A origem da Geomorfologia Fluvial está intrinsecamente relacionada, e com profundas interações, com o desenvolvimento da Geomorfologia Estrutural nos séculos XIX e XX, visto que a grande maioria dos geomorfólogos desta corrente concentrou as suas atenções para a ação denudacional dos rios e a esculturação dos vales. Devido à esta importância concedida à ação dos rios sobre o relevo, a Geomorfologia Fluvial acabou detendo a maior parte da produção científica ao longo da história da ciência geomorfológica (CUNHA, 2013).

A Geomorfologia Fluvial tem suas bases conceituais fundamentadas na corrente fluvialista, que tem como principal nome os já citados geólogos James Hutton, Charles Lyell e John Playfair. Playfair descreve uma das observações pioneiras sobre o comportamento da rede de drenagem, ao criar a lei de Playfair, ou lei das confluências concordantes. Esta lei

assinalava que “cada rio consiste em um tronco principal, alimentado por um certo número de tributários, sendo que cada um deles corre em um vale proporcional ao seu tamanho, e o conjunto forma um sistema de vales comunicantes com declividades tão perfeitamente ajustadas que nenhum deles se une ao vale principal em nível demasiado superior ou inferior; tal circunstância seria infinitamente improvável se cada vale não fosse obra do rio que o ocupa” (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A teoria fluvialista é incorporada à Geomorfologia como disciplina consolidada com o estabelecimento do Ciclo Geográfico da Erosão por Davis, ao definir, além da evolução do relevo através da ação dos rios, o comportamento dos canais fluviais enquanto à sua capacidade de erosão (desagregação e transporte) e de deposição de acordo com as fases temporais definidas pelo autor.

Com a ruptura epistemológica iniciada em meados do século XX, a área fluvial alcança novos patamares através da quantificação, e a partir de 1945, é possível assinalar três abordagens temáticas distintas: a morfometria numérica; a compreensão do tratamento estatístico e inter-relações de dados sobre canais fluviais e, por último, a produção de modelos estocásticos (DURY, 1970 *apud* CUNHA, 1998).

O pesquisador considerado mais importante para o início desse processo de renovação é o engenheiro hidráulico norte-americano Robert Elmer Horton (1875-1945). Sua sistematização de processos físicos fez com que tivesse papel importante para a criação de metodologias de análise, que buscam utilizar um complexo sistema, separado em diversos elementos que controlam o sistema hidráulico, tais como infiltração, evaporação, interceptação, transpiração, escoamento superficial e escoamento subsuperficial (LEOPOLD, 1974).

Em 1945, Horton publica seu principal trabalho, uma compilação de todos os seus estudos anteriores, onde ressalta a importância da Lei de Playfair, utilizando seus princípios hidrofísicos para a compreensão da ordem e importância dos canais de drenagem e interflúvios na hierarquia de rios (MORISAWA, 1985 *apud* BARROS, 2014). Nesta pesquisa, Horton apresenta ideias e métodos pioneiros na ciência geomorfológica, como o escoamento hortoniano, as leis da composição da drenagem, o seu sistema de ordenamento de canais, além de uma base morfométrica desenvolvida pelo próprio autor. No final, Horton desenvolve um novo modelo de evolução geral do relevo, baseado no seu sistema hidrofísico.

Segundo BARROS (2014), o modelo de Horton tornou-se uma das mais importantes bases para as pesquisas desenvolvidas nos anos posteriores, e muito de seu sucesso deve-se a sua abertura em relação à atividade científica, afastando-se da Geomorfologia tradicional,

muito mais conectada com o suporte geológico, e fazendo uma grande integração com a Física, Engenharia, Pedologia, Ecologia, entre outros ramos.

Outro autor que forneceu grandes contribuições à Geomorfologia Fluvial foi o geólogo norte-americano Arthur Newell Strahler (1918-2002), ao aprofundar a metodologia e as leis estabelecidas por Horton, e fixando sua linha de pesquisa nos campos hidrológico e hidrofísico, relacionando-os com o estudo do relevo. Strahler se torna pioneiro ao inserir análises estatísticas na ciência geomorfológica e foi responsável pela reformulação do sistema de ordenamento de canais de Horton (1957), estabelecendo uma hierarquização da drenagem considerada menos subjetiva que ganha grande repercussão dentro da comunidade científica.

Na área de morfometria de bacias hidrográficas, outros autores ofereceram importantes contribuições, seja com a formulação de novos sistemas de classificação da rede de drenagem, como Adrian Eugen Scheidegger (1965) e Ronald L. Shreve (1966), e na implementação de novos parâmetros morfométricos, como Victor C. Miller (1953), Stanley Alfred Schumm (1956), Mark A. Melton (1957), M. Morisawa (1962) e John T. Hack (1973).

De acordo com Strahler (1992) *apud* Barros (2014), as transformações ocorridas nos anos 50 na Geomorfologia podem ser consideradas como um novo paradigma na área, pois estabelecem um novo padrão de aplicação e de pesquisas dentro da matéria, com uma nova abordagem quantitativa/dinâmica, em substituição ao modelo davisiano, qualitativo/histórico. Porém, para o mesmo autor, a pesquisa geomorfológica completa é aquela que prioriza a análise dinâmica e quantitativa, mas que também está embasada em fortes conceitos históricos que representem a evolução do relevo.

3.2 O pensamento sistêmico

3.2.1 A Teoria Geral dos Sistemas

Para as ciências ambientais a compreensão tanto da totalidade como de aspectos pontuais é fundamental para estabelecer diagnósticos de ação, bem como descrições do quadro geral apresentado por um determinado sistema (FONSECA, 2010). Como visto anteriormente, ao longo do século XX, a Geomorfologia passa cada vez mais a interagir com outros campos do conhecimento dentro e fora da Geografia, adquirindo um enfoque ecológico, em busca de sua inserção na perspectiva holística e interdisciplinar desenvolvida com a expansão da problemática ambiental nas ciências naturais.

De uma ciência consolidada quase que particularmente nos paradigmas geológicos, a Geomorfologia passa a valorizar agora também os processos bioclimáticos como agentes

fundamentais da morfogênese do relevo. Desta forma, é unanimidade atualmente entre os geomorfólogos a premissa de que o estudo tanto das formas como dos processos formadores destas se constitui como o objetivo central deste ramo do conhecimento, uma vez que ambos se caracterizam como os elementos fundamentais do sistema geomorfológico (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Esta perspectiva sistêmica adotada pela Geomorfologia para o desenvolvimento de suas novas proposições teórico-metodológicas tem a sua origem com o biólogo Ludwig von Bertalanffy (1901-1972), fundador da Teoria Geral dos Sistemas (TGS). Segundo Bertalanffy (1968) *apud* Vale (2012), a TGS seria um instrumento útil capaz de fornecer modelos a serem utilizados em diferentes campos e transmitidos de uns para os outros. O autor sedimenta a sua abordagem ao esclarecer 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 das partes, tornando o comportamento das partes diferentes quando estudado isoladamente e quando tratado no todo (BERTALANFFY, 1975).

Esta aplicação seria possível na medida em que fossem utilizadas abstrações matemáticas e modelos conceituais correspondentes a fenômenos de diferentes naturezas. Desta forma, seu propósito seria desenvolver princípios unificadores que levassem à tendência geral de integração entre os múltiplos campos científicos, visto que todas as entidades observadas em qualquer disciplina poderiam ser interpretadas sob certos aspectos como “sistemas”, ou seja, como complexos de elementos em interação (VALE, 2012).

Segundo Tricart (1977), o conceito de sistema é, atualmente, o melhor instrumento lógico de que se dispõe para estudar os problemas do meio ambiente. Ele permite adotar uma atitude dialética entre a necessidade da análise - que resulta do próprio progresso da ciência e das técnicas de investigação - e a necessidade, contrária, de uma visão de conjunto, capaz de ensejar uma atuação eficaz sobre esse meio ambiente.

Vários conceitos e propostas metodológicas foram apresentados por geógrafos tendo em vista a integração da TGS na ciência geográfica. Entre estes podem ser citados as categorias de análise chamadas de geossistemas apresentadas por Viktor Sotchava (1965); o método de análise da fisiologia da paisagem proposto por Aziz Ab'Saber (1969); o conceito de paisagem de Georges Bertrand (1971); e as unidades ecodinâmicas propostas por Jean Tricart (1977).

Na Geomorfologia, a TGS foi incorporada tanto pela linhagem epistemológica alemã como pelo lado anglo-americano, cada um com desdobramentos particulares. Na corrente

anglo-americana, a noção sistêmica acabou se articulando à análise quantitativa e ao uso de modelos, contribuindo assim para a impulsão da análise morfométrica em bacias hidrográficas. Nesta corrente, os principais autores responsáveis pela incorporação e difusão da TGS na Geomorfologia são Arthur N. Strahler (1950), John T. Hack (1960), Richard J. Chorley (1962) e Alan D. Howard (1965).

3.2.2 O sistema em Geomorfologia

Um sistema pode ser definido como o conjunto de unidades com relações entre si e o seu grau de organização permite que assumam função de um todo que é maior do que a soma de suas partes (CHRISTOFOLLETTI, 1979). Desta forma a estrutura de um sistema é constituída por elementos, componentes, ou unidades, as quais encontram-se inter-relacionadas, dependentes uma das outras, através de ligações que denunciam fluxos (VALE, 2012), sendo estes caracterizados pelas trocas de matéria e energia.

A matéria corresponde ao material que vai ser mobilizado através do sistema, enquanto a energia corresponde às forças que fazem o sistema funcionar, gerando a capacidade de realizar trabalho. Enquanto à energia, deve-se considerar primeiramente a energia potencial, que representa a força inicial que gera o funcionamento do sistema, e a energia cinética, representando a força que mantém a matéria em movimento, após este ser iniciado. Tanto a matéria como a energia estão inseridos dentro dos processos de entrada (*input*) e saída (*output*) do sistema, alimentando este, e após suas transformações durante os fluxos, sendo retirados do mesmo (FIGURA 5).

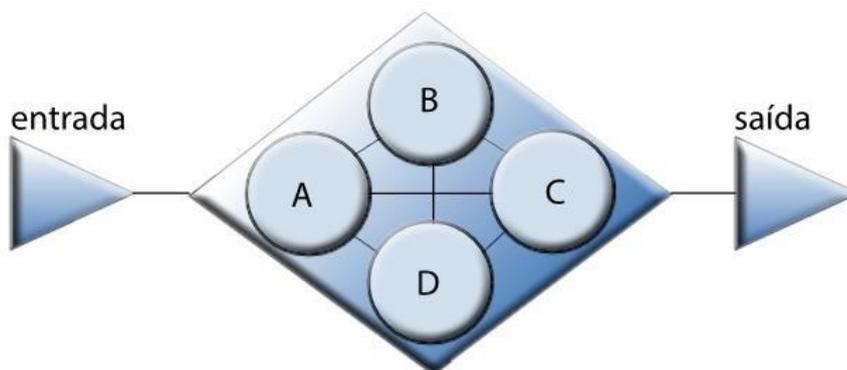


Figura 5 Modelo conceitual de um sistema natural (CHRISTOFOLLETTI, 1999)

Os elementos constituintes dos sistemas possuem atributos ou qualidades que os

caracterizam, sendo também importantes e necessários para a visão do todo do conjunto, uma vez que estes atributos podem expressar variáveis que ao serem mensuradas, descrevem o relacionamento e o comportamento do sistema em foco. Os atributos podem referir-se ao comprimento, área, volume, características da composição, densidade dos fenômenos observados, dentre outros (VALE, 2012).

Segundo Christofolletti (1999), o tamanho, a correlação entre as suas variáveis, e a causalidade são três características principais das estruturas de um sistema. O tamanho é determinado pelo número de unidades que compõe o sistema, indicando a sua complexidade. A correlação das variáveis revela o modo pelo qual elas se relacionam, indicando a intensidade e a direção dos fluxos de relacionamento. Já a causalidade demonstra qual é a variável independente, a variável que controla, e a dependente, aquela que é controlada, de modo que a última só sofre modificações se a primeira se alterar.

Praticamente, a totalidade dos sistemas que interessam ao geomorfólogo não atua de modo isolado, mas funciona dentro de um ambiente e faz parte de um conjunto maior (CHRISTOFOLETTI, 1980). Por isto, os sistemas que são estudados na Geomorfologia são caracterizados de sistemas não-isolados abertos, pois possuem relações com os demais sistemas a partir das constantes trocas de energia e matéria, tanto em termos de recebimento como perda.

Desta forma, um sistema em análise estará em constante interação e diretamente influenciado pelos sistemas antecedentes, estes constituindo se como aqueles nos quais está inserido o sistema particular, e pelos sistemas subsequentes, estes sendo aqueles que se encontram inseridos dentro do sistema em análise, sendo que, através do mecanismo de retroalimentação, voltam a exercer influência sobre os sistemas antecedentes (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Através disto podemos constatar que durante o processo de interação entre os sistemas e seus elementos, não há um simples encadeamento linear, de cima para baixo, mas sim uma perfeita interação em todo o universo pautada pela complexidade e pelas influências mútuas. Baseado nisto, é necessário levar em consideração o problema da escala analítica como de suma importância para a aplicação da abordagem sistêmica, visto que dependendo da escala, um sistema pode ser considerado um subsistema, ou, um elemento.

Com a introdução na Geomorfologia dos princípios da TGS, houve uma retomada e revisão do conceito de equilíbrio dinâmico. O equilíbrio de um sistema representa o ajustamento completo das suas variáveis internas às condições externas. Isso significa que as formas e os seus atributos apresentam valores dimensionais de acordo com as influências

exercidas pelo ambiente, que controla a qualidade e a quantidade de matéria e energia a fluir pelo sistema.

Quando as condições externas permanecerem imutáveis, o equilíbrio dinâmico pode chegar ao estado que melhor exprima a organização interna em função das referidas características exteriores. Esse estado constante ou de estabilidade é atingido quando a importação e a exportação de matéria e energia forem equacionadas por meio do ajustamento das formas do próprio sistema, permanecendo constantes enquanto não se alterarem as condições externas e enquanto as forças atuantes e providas do meio ambiente forem absorvidas pela flexibilidade existente na estrutura do sistema. Quando a introdução de novas forças gera movimentos que ultrapassam o grau de absorção, há um reajuste em busca de novo estado de equilíbrio (CHRISTOFOLETTI, 1980).

3.2.3 A bacia hidrográfica e o pensamento sistêmico

A definição de um sistema para análise pode ser pautada na arbitrariedade, ficando a critério do pesquisador delimitar a amplitude geográfica do sistema que mais convém aos seus estudos, podendo escolher unidades com dinâmicas e escalas espaciais diferentes. Não obstante a isto, a bacia hidrográfica tem sido empregada como unidade geomorfológica ideal em vários trabalhos que aplicam o pensamento sistêmico, visto o caráter integrador e complexo desta unidade, que “permite conhecer e avaliar seus diversos componentes e os processos e interações que nela ocorrem” (BOTELHO & SILVA, 2004).

Tendo em vista a importância dos canais fluviais para a evolução geomorfológica, torna-se extremamente viável e eficaz buscar a compreensão do desenvolvimento do relevo a partir de uma análise sistêmica que envolva uma unidade que tenha suas características governando, no seu interior, todo o fluxo superficial da água. Quando se incorpora à análise sistêmica parâmetros e índices morfométricos, a utilização da bacia hidrográfica torna-se ainda mais veemente, visto a necessidade de se incorporar a relação drenagem/relevo de forma mais global.

Em função desta significância ambiental, atualmente o conceito de bacias hidrográficas encontra-se presente em grande parte da legislação que trata da conservação e manejo dos recursos naturais, considerando-se a conveniência de se adotar esta unidade espacial para os programas de planejamento e gestão. A incorporação deste conceito no plano legal se dá originalmente com o Plano Nacional de Recursos Hídricos (PNRH), instituído pela Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997, que assume princípios e normas para a

gestão de recursos hídricos adotando a definição de bacias hidrográficas como unidade de estudo e gestão (TEODORO *et al.*, 2007).

Tonello (2005) afirma que a bacia hidrográfica se constitui na mais adequada unidade de planejamento para uso dos recursos naturais, pois tem seus limites imutáveis dentro do horizonte de planejamento humano, o que favorece o acompanhamento das alterações naturais introduzidas pelo homem no que se refere ao uso e ocupação do solo. Compartilhando da mesma ideia, Cunha & Guerra (2000) citam que as bacias hidrográficas são consideradas excelentes unidades de gestão dos elementos naturais e sociais, pois, nesta ótica, é possível acompanhar as mudanças introduzidas pelo homem e as respectivas respostas da natureza.

A bacia hidrográfica pode ser explicitada como uma área definida topograficamente, drenada por um curso d'água ou um sistema conectado de cursos d'água tal que toda vazão efluente seja descarregada através de uma simples saída (VILLELA & MATTOS, 1975). Além do divisor topográfico, que fornece o deflúvio superficial de água, a bacia hidrográfica também é delimitada pelo divisor freático ou subterrâneo. Este divisor é em geral determinado pela estrutura geológica dos terrenos e estabelece os limites dos reservatórios de água subterrânea de onde é derivado o deflúvio básico da bacia (FIGURA 6).

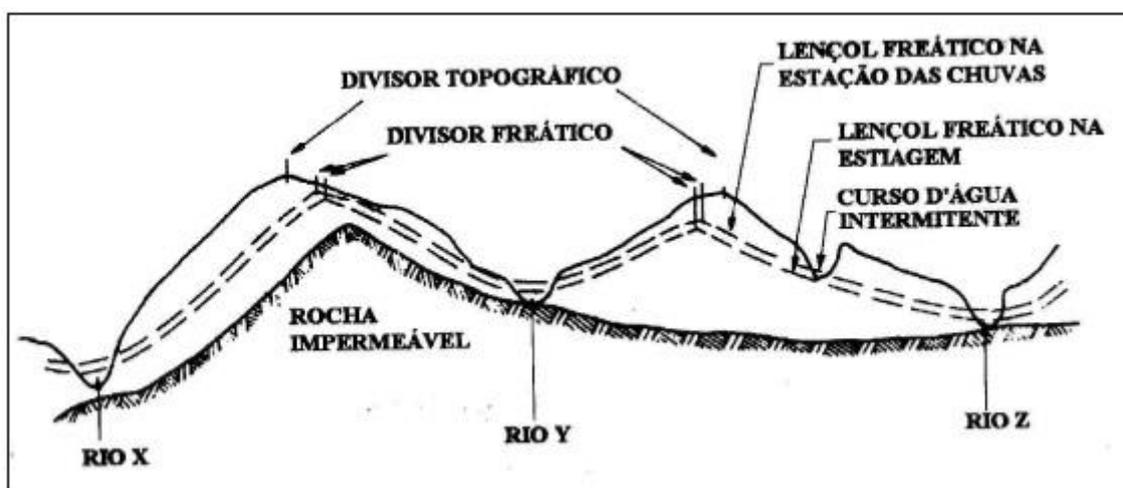


Figura 6. Estrutura e distribuição espacial dos elementos de uma bacia hidrográfica (VILLELA e MATTOS, 1993).

Segundo a definição de TUCCI (2007), a bacia hidrográfica compõe-se basicamente de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos d'água que confluem até resultar um leito único no exutório. Ainda segundo este autor, em um sistema hidrográfico, as vertentes teriam a função de fornecimento do escoamento superficial de água e dos sedimentos, enquanto a rede de drenagem teria a sua função calcada

no transporte desta carga de sedimentos juntamente com a água até ponto final da bacia.

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é função de suas características geomorfológicas (forma, relevo, área, geologia, rede de drenagem, solo, etc.) e do tipo da cobertura vegetal existente (LIMA, 1976). Somado a estes componentes, é importante também citar o fator climático, principalmente no que condiz ao regime pluviométrico da bacia. Assim, as características físicas e bióticas de uma bacia possuem importante papel nos processos do ciclo hidrológico, influenciando, dentre outros, a infiltração e quantidade de água produzida como deflúvio, a evapotranspiração, o escoamento superficial e subsuperficial (TEODORO *et al.*, 2007). Além disso, o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica também é afetado por ações antrópicas, uma vez que, ao intervir no meio natural, o homem acaba interferindo nos processos do ciclo hidrológico (TONELLO, 2005).

Sob a ótica de um sistema, as bacias hidrográficas são consideradas como sistemas abertos, pois envolvem uma série de subsistemas como, por exemplo: sistema vertente, sistema dos canais fluviais e as planícies de inundação, ocorrendo trocas constantes de matéria e energia entre estes (CHORLEY, 1962). Tal concepção prevê a capacidade de retroalimentação das bacias hidrográficas, afirmando o seu caráter caótico e não-linear como unidade sistêmica. É importante ressaltar que as bacias hidrográficas possuem mecanismos particulares, e complexos, de funcionamento, podendo variar temporalmente de setor para setor apresentando formas inéditas em função de novas interferências no interior da mesma (FONSECA, 2010).

Em relação aos fluxos, a energia potencial, representada pela força da gravidade, e consequentemente a energia cinética, produzida durante o transporte da matéria, podem ser controladas por diversos processos naturais, como os soerguimentos tectônicos, os movimentos eustáticos e o rebaixamento dos vales pela ação fluvial. Todos esses processos corroboram para a alteração do nível de base, aumentando ou diminuindo a capacidade erosiva dos canais fluviais.

No que concerne à distribuição da matéria na bacia hidrográfica, as fontes principais são a precipitação e a rocha subjacente, contribuindo com a entrada, respectivamente, de água e sedimentos no sistema. A saída do sistema é caracterizada principalmente pelo deflúvio, quando todo o escoamento superficial de água acompanhado pelos sedimentos transportados é descarregado através do exutório da bacia hidrográfica.

A atuação do homem nesta dinâmica não pode ser descartada, pois com interferências como mineração, construções de barragens, desmatamentos e transposições, o fator antrópico

possui a competência de provocar grandes mudanças nos fluxos de matéria e energia e de alterar o equilíbrio dinâmico das bacias hidrográficas. A alteração do equilíbrio dinâmico de uma bacia hidrográfica a partir da influência externa pode superar a capacidade de restauração do sistema, acarretando em diversos problemas socioambientais relacionados à desregularização da bacia, como períodos de estiagem até ocorrências de eventos extremos, como enchentes e movimentos de massa.

3.3 Modelagem do relevo em ambiente SIG

O relevo é o principal fator determinante nos processos de transporte de materiais, pois influencia o fluxo d'água, o transporte de sedimentos e poluentes, a natureza e a distribuição de plantas e animais, além de ser uma expressão dos processos geológicos e do intemperismo (SCHIETTI *et al.*, 2007). Neste contexto, a quantificação morfológica da superfície terrestre é essencial ao conhecimento dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na paisagem, além de fator fundamental na modelagem ambiental (SAITO, 2011).

A importância do relevo na análise ambiental é acentuada quando se busca trabalhar com modelos que tratam da distribuição espacial da água em uma bacia hidrográfica, pois a topografia influencia determinantemente os processos mais importantes de um sistema hidrológico, tais como o escoamento superficial e subterrâneo, a infiltração, evaporação, entre outros.

As características físicas de uma bacia hidrográfica eram, até meados da década de 80, obtidas por meio de processo demorado e trabalhoso, em que o especialista examinava as curvas de nível e a rede de drenagem em bases cartográficas, e manualmente, interpretava e delimitava os seus limites (SAITO, 2011). A grande desvantagem das técnicas tradicionais de representação do relevo por meio de curvas de nível é que estas se constituem como dados discretos, indicando os valores de altimetria somente ao longo das isolinhas e com as variações entre elas não sendo representadas.

Nas últimas décadas, porém, diversos algoritmos têm sido implementados em módulos específicos dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) com a finalidade de gerar os Modelos Digitais de Elevação (MDE). O SIG é um sistema de caráter multidisciplinar que permite o tratamento computacional de dados geográficos (CÂMARA & QUEIROZ, 2001), sejam eles físicos, bióticos ou sociais. Segundo Felgueiras (1987), uma de suas principais funcionalidades está na automatização de tarefas antes realizadas manualmente e facilitando a realização de análises complexas, sendo ferramenta de grande potencial operacional para a

realização de pesquisas geomorfológicas. Nesse contexto, um SIG se insere como uma ferramenta capaz de manipular as funções que representam os processos ambientais em diversas regiões de uma forma simples e eficiente, permitindo economia de tempo e recursos (SANTOS, 2001).

Tendo como dado básico o MDE, o ambiente SIG permite a extração automatizada de características morfométricas do relevo, dentre as quais se destaca o delineamento de bacias hidrográficas e a sua drenagem numérica. As vantagens desta automação em relação aos procedimentos manuais são a maior eficiência e confiabilidade dos processos, a reprodutibilidade dos resultados e a possibilidade de armazenamento e compartilhamento dos dados digitais (CHAVES, 2002).

Segundo Felgueiras & Câmara (2001), podem-se distinguir três fases no processo de geração do MDE: amostragem, modelagem ou interpolação e aplicações. A amostragem compreende a aquisição de um conjunto de amostras representativas do fenômeno de interesse, neste caso, a variação de altitude. Na definição de uma amostragem representativa, deve-se considerar a quantidade e também o posicionamento das amostras em relação ao comportamento do relevo a ser modelado. Assim, uma superamostragem em uma região plana significa redundância de informação, enquanto que poucos pontos em uma região de relevo movimentado significam escassez de informação. Geralmente essas amostras são representadas por isolinhas e pontos tridimensionais irregularmente distribuídos.

A modelagem ou interpolação envolve a criação de estruturas de dados e a definição de superfícies de ajuste com o objetivo de se obter uma representação contínua da altitude a partir das amostras. Essas estruturas são definidas de forma a possibilitar uma manipulação conveniente e eficiente dos modelos pelos algoritmos de análise contidos no SIG. A representação do relevo no universo digital pode ser feita através de dois tipos de estrutura de dados: os modelos de grade regular e os modelos de grade irregular triangular, esta última também conhecida como TIN (*Triangular Irregular Network*).

A grade irregular triangular é uma estrutura poliédrica cujos componentes básicos são triângulos contíguos não sobrepostos de tamanho irregular, em que os vértices dos triângulos pertencem ao conjunto de amostras do modelo, excluindo-se, portanto, possíveis pontos gerados por interpolação (FIGURA 7b). Não pode haver o cruzamento de linhas durante a união de dois desses pontos, o que criaria um vértice fictício (PINTO, 1994 *apud* CHAVES, 2002). Os seus vértices, em geral, não apresentam valores de altitude iguais, o que faz com que cada triângulo apresente um determinado declive, dado pelo ângulo de inclinação da face do triângulo, e uma determinada orientação (exposição), dada pela normal a essa face

(CHAVES, 2002).

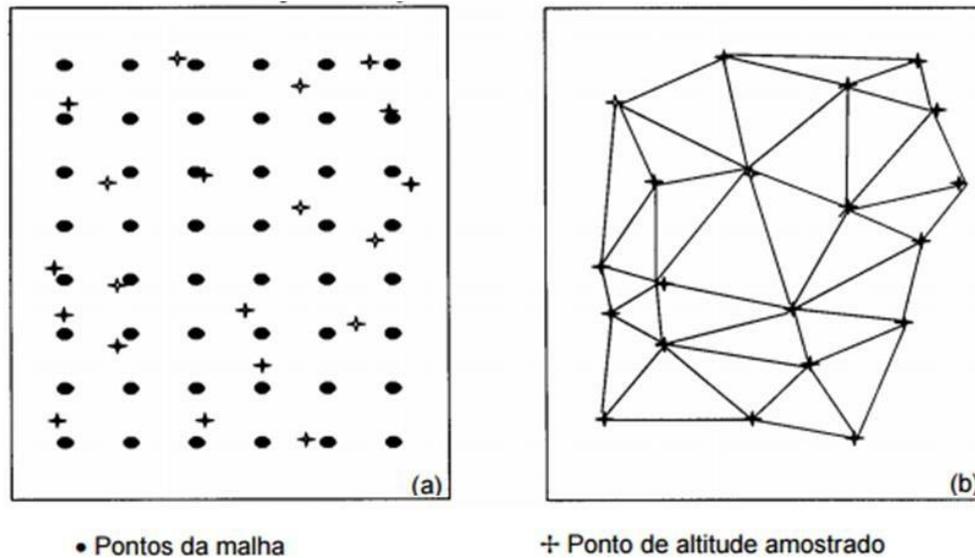


Figura 7. Distribuição dos pontos de malha e dos pontos de altitude amostrados nos modelos regulares (a) e triangulares (b). (FELGUEIRAS, 1998).

Esta modelagem, considerando as arestas dos triângulos, permite que as informações morfológicas importantes, como as discontinuidades representadas por feições lineares de relevo (cristas) e drenagem (vales), sejam consideradas durante a geração da grade triangular, possibilitando assim, modelar a superfície do terreno preservando as feições geomórficas da superfície. Uma das triangulações mais utilizadas é a triangulação de Delaunay, que utiliza o critério de maximização dos ângulos mínimos de cada triângulo. Assim, a malha final deve conter triângulos os mais próximos possíveis de equiláteros, evitando-se a criação de triângulos com ângulos internos muito agudos (SAITO, 2011).

A grade regular é um modelo digital que representa superfícies através de um poliedro de faces retangulares ou quadrilateras, na forma de células de mesmo tamanho e igualmente espaçadas dispostas em linhas e colunas. Os vértices desses poliedros podem ser os próprios pontos amostrados, caso estes tenham sido adquiridos nas mesmas localizações xy que definem a grade desejada. Porém, o mais usual é que a construção do modelo seja indireta, com os valores de cada ponto estimados a partir das amostras, visto que o ideal é que as amostras sejam coletadas de forma irregular para representarem da melhor forma possível as variações do relevo (FIGURA 7a).

Os MDE's que utilizam grades regulares são bastante populares em face de sua ampla disponibilidade nos aplicativos SIG e a facilidade de geração e manipulação dos dados, por utilizar uma matriz como estrutura de armazenamento. Também são mais

eficientes para cálculos de informações geométricas, além de serem bastante adequados quando utilizados para a representação de superfícies suaves e de variação contínua. Porém, quando a superfície de análise possui descontinuidades ou grandes variações, essas grades apresentam deficiências, o que não ocorre com a utilização de grades irregulares triangulares (NAMIKAWA, 1994).

Para a geração dos modelos de grades regulares, são utilizadas algumas regras ou métodos de interpolação para a estimação dos valores e a criação do arquivo matricial. A interpolação espacial pode ser definida como o procedimento para se estimar valores de locais não amostrados, baseando-se em valores de dados observados em locais conhecidos (BURROUGH, 1986). Para esta fase, são utilizados os algoritmos interpoladores, amplamente disponíveis nos atuais softwares de SIG, tanto comerciais como livres. Desta forma, os interpoladores podem ser definidos como ferramentas matemáticas que atribuem valores relativos a alguma variável em pontos inseridos em um campo de valores já existente, transformando dados discretos em contínuos (CASTRO *et al.*, 2010).

Vários são os interpoladores citados na literatura para a geração dos Modelos Digitais de Elevação, tais como Polígonos de Thiessen (Diagrama de Voronoi), *Inverse Distance Weighting* (IDW), Krigagem ou *Spline*. O interpolador *TOPOGRID/Topo to Raster* possibilita a utilização de múltiplos arquivos de entrada, como curvas de nível, hidrografia, pontos cotados e delimitações de bacias (GUEDES *et al.*, 2011).

Implementado para o programa ANUDEM (*Australian National University*) por Hutchinson (1989), este interpolador foi criado para se obter uma melhor representação da característica anisotrópica (ou direcional) do relevo (SAITO, 2011), e criar especificamente Modelos Digitais de Elevação Hidrológicamente Consistentes (MDEHC). Este algoritmo modela o terreno iterativamente com resoluções consecutivas crescentes, até chegar na sua resolução final. Um MDE é considerado hidrológicamente consistente quando representa adequadamente o relevo da área em estudo, permitindo eficiente simulação dos processos hidrológicos ocorrentes na bacia (CAMARGO, 2012).

Atualmente, o *TOPOGRID/Topo to Raster* é considerado o interpolador de grade regular mais adequado para a representação do relevo terrestre. Isto porque ele admite a imposição de linhas de drenagem juntamente com as curvas de nível e os pontos cotados, o que garante a integridade do declive do terreno na direção do escoamento superficial (SAITO, 2011). Desta forma, mesmo utilizando uma grade regular, este interpolador tem a opção de utilizar a rede de drenagem e outros corpos d'água como elementos de descontinuidade em áreas que os outros interpoladores suavizariam, além de garantir a

integridade hidrológica do modelo, aumentando sensivelmente a sua precisão.

A terceira fase no processo de geração do MDE se constitui nas suas aplicações, que nada mais são que os procedimentos de análise possíveis e a geração de produtos derivados dos modelos digitais. As análises podem ser qualitativas ou quantitativas, e dentre as principais aplicações estão: visualização do terreno em três dimensões; compartimentação topográfica; geração de perspectivas tridimensionais, blocos- diagramas, perfis topográficos e seções de terreno; modelagem de susceptibilidades à erosão, inundações, etc; cálculos de volume, como de aterro e corte; criação de mapas de declividade, exposição das vertentes, relevo sombreado, visibilidade e outras informações relativas ao relevo; modelagem hidrológica, através de delimitação de bacias hidrográficas, geração do escoamento superficial e extração da drenagem; e ortorretificação de fotografias aéreas e imagens de Sensoriamento Remoto.

A eficiência da extração de dados e informações de um MDE, medida em termos de precisão e exatidão, está diretamente relacionada com a qualidade do modelo e do algoritmo utilizado. Desta forma, é necessário que o MDE represente o relevo de forma fidedigna e assegure a convergência do escoamento superficial para e ao longo da drenagem mapeada, garantindo assim sua consistência hidrológica. Para que isto ocorra, faz-se necessário que os Modelos Digitais de Elevação Hidrologicamente Consistentes sejam cada vez mais utilizados nas pesquisas e trabalhos que envolvam o uso de MDE's e informações derivadas. Esta necessidade é acentuada ainda mais em estudos que envolvam a análise morfométrica de bacias, visto que os MDE's se constituem em dados de entrada cruciais para a extração automática de vários parâmetros fisiográficos do relevo e da rede drenagem, que colaboram para o entendimento do comportamento hidrológico e geomorfológico de uma bacia hidrográfica.

3.4 A análise de bacias hidrográficas

3.4.1 A hierarquia fluvial

Para o início definitivo da análise sistemática de bacias hidrográficas tendo como referência os parâmetros quantitativos da rede de drenagem e do relevo, é necessária a execução de um procedimento considerado clássico no estudo dos canais fluviais: a hierarquização fluvial, que, segundo Mora (2008), fornece um meio objetivo para se subdividir as redes fluviais, dando a posição de cada canal na hierarquia dos tributários.

De acordo com Christofolletti (1980), a hierarquia fluvial consiste no processo de se

estabelecer a classificação de determinado curso de água (ou da área drenada que lhe pertence) no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra. Ainda segundo este autor, isto é realizado com a função de facilitar e tornar mais objetivo os estudos morfométricos sobre as bacias hidrográficas. Esta ordenação é considerada importante pois as diferentes feições morfométricas e hidrológicas de uma bacia hidrográfica encontram-se intrinsecamente relacionadas a ela.

Os critérios de ordenação dos cursos de água foram propostos, de modo mais preciso, inicialmente por Horton (1945) e modificados por Strahler (1957). Para Horton, os canais de primeira são aqueles que não possuem tributários; os canais de segunda ordem somente recebem tributários de primeira ordem; os de terceira ordem podem receber um ou mais tributários de segunda ordem, mas também podem receber afluentes de primeira ordem; os de quarta ordem recebem tributários de terceira ordem e, também, os de ordem inferior. E assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980). Entretanto, neste sistema, não são todas as cabeceiras que correspondem aos canais de primeira ordem, visto que o rio principal é consignado pelo mesmo número de ordem desde a sua nascente (FIGURA 8a).

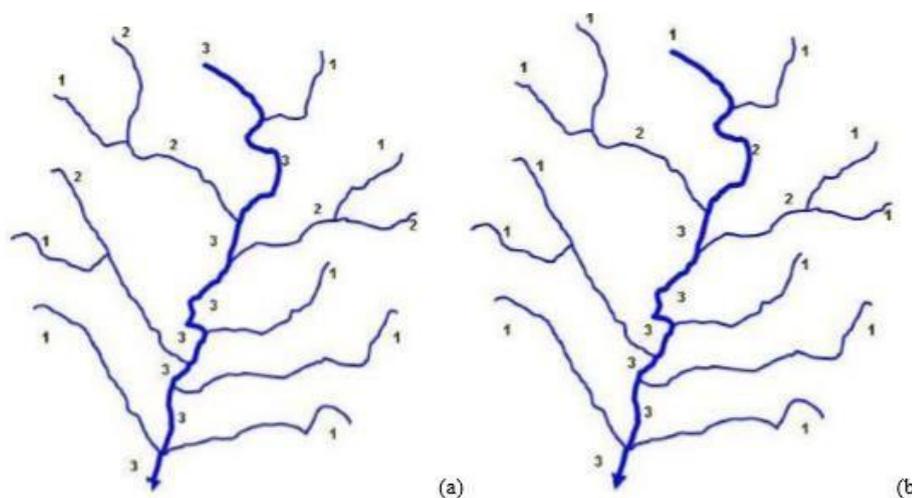


Figura 8. Sistemas de ordenamento de canais de acordo com Horton (a) e Strahler (b). (FONSECA, 2010).

Verificando a necessidade inerente de decisões subjetivas no sistema de Horton, Strahler introduz uma nova ordenação numérica dos rios. Para Strahler, os menores canais, sem tributários, são considerados como de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, e só recebem afluentes da ordem anterior; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo também receber afluentes de primeira ordem. E assim por diante. Esta ordenação eliminou o conceito de que os rios principais devem ter o mesmo número de ordem em toda a sua extensão (FIGURA 8b) e a

necessidade de se refazer a numeração a cada confluência (CHRISTOFOLETTI, 1980).

3.4.2 Os padrões de drenagem

Os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais, que podem ser influenciados em sua atividade morfogenética pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas diferenças de declividade e pela evolução geomorfológica da região (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os padrões de drenagem possuem como critério principal a classificação geométrica dos cursos fluviais, sem levar em consideração as suas características genéticas, e segundo Howard (1967), tem como principal fator de influência o controle da estrutura geológica. De acordo com a classificação de Christofolletti (1980) podem ser identificadas seis unidades básicas de padrões de drenagem (FIGURA 9).

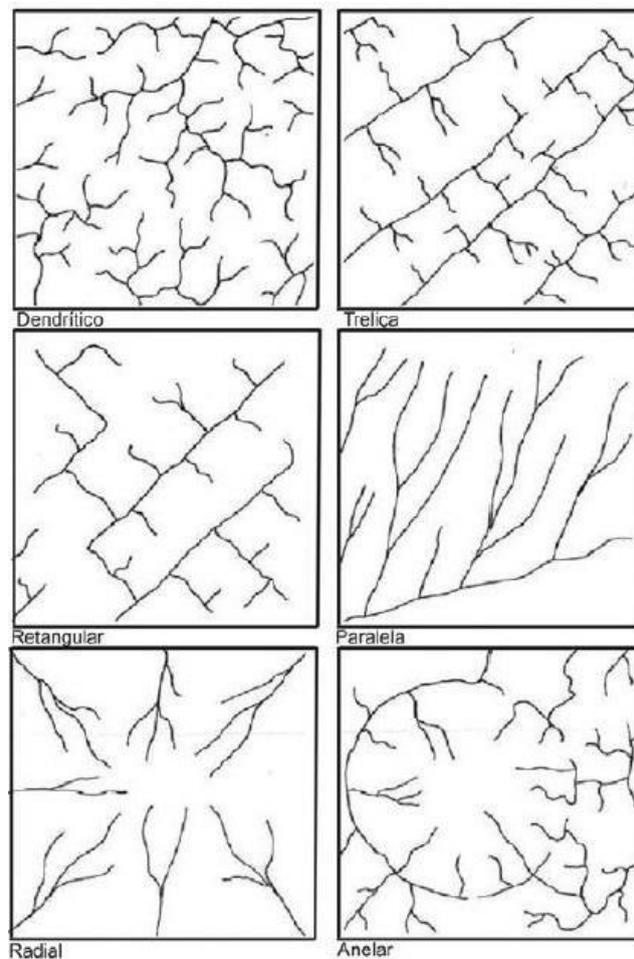


Figura 9. Principais tipos de padrões de drenagem (CHRISTOFOLLETTI, 1980)

Drenagem dendrítica: caracteriza-se por ramificações irregulares em todas as direções sobre

a superfície do terreno, com os tributários formando ângulos agudos de graduações variadas, mas sem chegar nunca ao ângulo reto. Este padrão é tipicamente desenvolvido sobre rochas de resistência uniforme, ou em estruturas sedimentares de atitude horizontal, sem zonas de fraturas ou linhas de menor resistência à erosão.

Drenagem em treliça: esse padrão é composto por rios principais consequentes, correndo paralelamente, recebendo afluentes subsequentes que fluem em direção transversal aos primeiros, com confluências realizadas em ângulos retos. É encontrado em áreas de acentuado controle estrutural devido à desigual resistência das camadas, como em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas falhadas e nas cristas anticlinais.

Drenagem retangular: tem como característica o aspecto ortogonal devido às bruscas alterações retangulares no curso das correntes fluviais, tanto nas principais como nas tributárias. Essa configuração na maioria dos casos é consequência direta da influência exercida por falhas ou pelo sistema de juntas ou de diáclases do terreno.

Drenagem paralela: este padrão se caracteriza por uma série de cursos de água que escoam quase paralelamente entre si em uma área relativamente extensa. Esse tipo de drenagem localiza-se em áreas onde há presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existem controles estruturais que motivam a ocorrência de espaçamento regular das correntes fluviais.

Drenagem radial: apresenta-se composta por cursos de água que se irradiam entre si a partir de um ponto central, sendo que pode haver a união de dois ou mais rios em função de irregularidades do declive inicial. Esse padrão desenvolve-se sobre os mais variados embasamentos e estruturas, podendo ser centrífugo, como em áreas dômicas e cones vulcânicos, ou centrípeto, como em bacias sedimentares periclinais e em depressões topográficas.

Drenagem anelar: este padrão é tipicamente encontrado em áreas dômicas profundamente entalhadas, em estruturas com camadas duras e frágeis. A drenagem acomoda-se aos afloramentos das rochas menos resistentes, originando cursos subsequentes, recebendo tributários obsequentes e ressequentes.

3.5 Morfometria de bacias hidrográficas

A caracterização morfométrica de uma bacia hidrográfica é um dos primeiros e mais comuns procedimentos executados em análises hidrológicas ou ambientais, e tem como objetivo elucidar as várias questões relacionadas com o entendimento da dinâmica ambiental

local e regional (TEODORO *et al.*, 2007). Para SOARES (2000) *apud* MORA (2008), o movimento da água depende fundamentalmente da morfometria da bacia, por isto seu conhecimento é fundamental para o estabelecimento de estratégias de manejo. Com a análise morfométrica, é possível estabelecer a noção de que os cursos de água são fenômenos ordenados e previsíveis, cujo desenvolvimento e expansão ocorrem até que a rede atinja o seu tamanho ótimo, alcançando o equilíbrio em função das condições ambientais (CALDERINI & MACHADO, 2000).

No âmbito da utilização de instrumentos, equações e abstrações matemáticas na Geomorfologia, a morfometria de bacias hidrográficas tem sido uma das metodologias mais difundidas no meio acadêmico, com o objetivo de mensurar a rede de drenagem e o relevo, e inclusive a relação entre estes dois componentes. Neste contexto, as características morfométricas do padrão de drenagem e do relevo refletem algumas propriedades do terreno, como infiltração e deflúvio das águas das chuvas, e expressam estreita correlação com a litologia, estrutura geológica e formação superficial dos elementos que compõem a superfície terrestre (PISSARA *et al.*, 2004).

Para Christofolletti (1999) a análise morfométrica de bacias hidrográficas é entendida como uma análise quantitativa dos elementos resultantes do modelado do relevo, incluindo sua expressão e configuração espacial: o conjunto das vertentes e canais que compõem o relevo, sendo os valores medidos correspondentes aos atributos desses elementos. Os estudos relacionados aos cursos fluviais por meio de métodos sistêmicos e racionais como parâmetros quantitativos podem levar ao esclarecimento de várias questões acerca da morfogênese e da morfodinâmica da paisagem, tendo em vista que a rede de drenagem assume papel de destaque na compartimentação do relevo (IBGE, 2009).

Christofolletti (1980) subdividiu os parâmetros morfométricos em três níveis: linear, zonal e hipsométrico. Essa divisão é condicionada pela natureza dos dados necessários para geração desses parâmetros e, conseqüentemente, pelo tipo de interpretação possível de ser realizada (FONSECA, 2010).

Na análise linear são englobados os índices e relações a propósito dos atributos da rede hidrográfica, e cujas medições são efetuadas ao longo das linhas de escoamento. Em linhas gerais, a unidade de medida desses parâmetros é linear (km). Os parâmetros zonais são os índices que englobam medições planimétricas, além de lineares. Eles indicam as relações entre a rede de drenagem e as áreas não hidrográficas da bacia (encostas e topos) e são, na maioria das vezes, representados em relação à área da bacia. Os parâmetros hipsométricos representam, via de regra, a tridimensionalidade da bacia ao incluir a variação altimétrica, e

não tem uma unidade de medida característica. Estes últimos tratam do relevo propriamente dito, além de correlacioná-lo à rede de drenagem e à área da bacia hidrográfica.

3.5.1 Parâmetros lineares

Relação de bifurcação: definida inicialmente por Horton (1945) e reformulada por Strahler (1952), é definido como a razão entre o número de canais de uma certa ordem e o número total de canais de ordem imediatamente superior. Acatando-se o sistema de ordenação de Strahler, verifica-se que o resultado nunca pode ser inferior a 2. Strahler (1952) comenta que, apesar desse parâmetro ser altamente estável, varia de acordo com o controle estrutural. Esse parâmetro indica quantos canais de uma determinada ordem são necessários para o desenvolvimento de um canal da ordem seguinte (CLOWERS & COMFORT, 1987). A expressão utilizada para o cálculo é representada como:

$$Rb = N_u / N_{u+1} , \quad (1)$$

onde Rb é a relação de bifurcação; N_u é o número total de canais de determinada ordem; e N_{u+1} corresponde ao número total de canais de ordem imediatamente superior. O valor é adimensional.

Queda vertical: a queda vertical é um parâmetro calculado para se encontrar a declividade da drenagem de acordo com a ordem. Desta forma, encontra-se o comprimento médio ou mediano dos canais de determinada ordem e divide-se pela amplitude altimétrica desta mesma ordem. Dada em porcentagem, a queda vertical é calculada da seguinte maneira:

$$Qv = (Sm_u / H_m) . 100 , \quad (2)$$

na qual Qv é a queda vertical de cada ordem; Sm_u é o comprimento médio ou mediano dos canais de determinada ordem, e H_m é a amplitude altimétrica dos canais desta mesma ordem.

Índice de sinuosidade: esta variável é a relação entre o comprimento do canal principal e a distância vetorial entre os extremos do canal (ALVES & CASTRO, 2003). Segundo estes autores, valores próximos de 1 indicam tendência dos cursos d'água a serem retilíneos, e à medida que se aproxima de 2 tendem a ser mais tortuosos. Já valores intermediários indicam formas transicionais, regulares e irregulares. Ainda segundo Alves & Castro (2003), a sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais. A sua expressão pode ser descrita como:

$$I_s = L / D_v, \quad (3)$$

onde I_s é o índice de sinuosidade; L é o comprimento do canal principal e D_v a distância vetorial. O seu valor é adimensional.

Gradiente dos canais: este parâmetro vem a ser a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o término com o comprimento do respectivo canal fluvial. A sua finalidade é indicar a declividade dos cursos d'água, sendo um parâmetro importante para a avaliação do potencial erosivo e de dissecação dos canais fluviais. Dado em porcentagem, pode ser expresso da seguinte maneira:

$$G_c = (H_c / L_c) \cdot 100, \quad (4)$$

sendo que G_c é o gradiente do canal principal; H_c a amplitude altimétrica do canal e L_c o comprimento do canal principal.

Fator de Assimetria da Bacia: A assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu rio principal, perpendicularmente à direção de seu eixo. Segundo Couto *et al.* (2013) quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. Porém, valores muito acima ou abaixo de 50 significam basculamento do canal à esquerda e à direita, respectivamente. Estas variações do valor da assimetria podem estar relacionadas à mudança de inclinação do terreno resultante de atividade tectônica ou por erosão diferencial de controle estrutural litológico. Expresso em porcentagem, pode ser calculada da seguinte forma:

$$A_f = (A_r / A_t) \cdot 100, \quad (5)$$

onde A_f é o fator de assimetria, A_r é a medida da área de toda porção direita da bacia e A_t corresponde à medida da área total da bacia de drenagem.

2.5.2 Parâmetros zonais

Densidade de drenagem: definido por Horton (1945), este índice é expresso pela relação entre o comprimento total dos cursos d'água de uma bacia e a sua área total. Esta variável retrata a eficiência da rede de drenagem e a disponibilidade de canais para o transporte de materiais detríticos, além do grau de dissecação do relevo resultante da atuação da rede de drenagem. A partir da densidade de drenagem, pode-se aferir dados sobre a capacidade de infiltração, permeabilidade e textura dos substratos presentes (LUEDER, 1959 *apud* LIMA, 2015). Desta forma, nas rochas onde a infiltração encontra maior dificuldade há condições melhores para o escoamento superficial, gerando possibilidades para a esculturação de canais,

como entre rochas clásticas de granulação fina, e, como consequência, densidade de drenagem mais elevada. O contrário ocorre com as rochas de granulometria grossa (CHRISTOFOLLETI, 1980). O índice foi determinado utilizando a equação:

$$Dd = L_t / A , \quad (6)$$

sendo Dd a densidade de drenagem (km / km²), L_t comprimento total de todos os canais (km) e A a área da bacia (km²). Christofolletti (1969) utilizou a seguinte classificação para a densidade de drenagem em bacias hidrográficas:

Dd < 7,5 (km / km²) – Baixa

Dd 7,5-10,0 (km / km²) – Média

Dd > 10,0 (km / km²) – Alta

Densidade hidrográfica: também denominado densidade de rios, foi definido por Horton (1945) como sendo a relação existente entre o número de rios ou cursos d'água e a área da bacia hidrográfica. Utilizando a ordenação de Strahler, o número de canais corresponde à quantidade de rios de primeira ordem, pois implica que todo e qualquer rio surge em uma nascente. Esta é uma variável de suma importância por representar o potencial hídrico de uma bacia em um dos seus aspectos fundamentais, que é a capacidade de gerar novos cursos d'água, além de comparar a frequência de rios em uma determinada área. Pode ser expressa da seguinte maneira:

$$Dh = N_t / A , \quad (7)$$

onde Dh é a densidade hidrográfica (canal / km²), N_t é o número de canais, e A é a área da bacia (km²).

Textura topográfica: proposta por Smith (1950) *apud* França (1968) sob a denominação razão de textura, esta variável define o grau de entalhamento e dissecação do relevo através da expressão do espaçamento dos canais entre si em uma bacia hidrográfica, podendo ser indicadora do estágio erosivo da bacia. Smith fez um estudo das relações entre a razão de textura e a densidade de drenagem e obteve uma relação de função logarítmica entre estas duas variáveis (COLLARES, 2000). O fator topográfico pode ser calculado através da seguinte maneira

$$\log Tt = 0,219649 + 1,115 \log Dd \quad (8)$$

onde Tt é a textura topográfica e Dd é a densidade de drenagem. Com base nos valores alcançados, França (1968) utiliza as seguintes classes, em km, para qualificar a textura

topográfica:

Tt < 4,0 – Grosseira

Tt 4,0-10,0 – Média

Tt > 10,0 – Fina

Coefficiente de manutenção: proposto por Schumm (1956), esse índice tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento, sendo seu resultado expresso em m² / m. Observa-se uma correlação inversa com a densidade de drenagem, indicando que a medida que a dissecação do relevo aumenta, a área disponível para o entalhamento de novos canais diminui, ou seja, o coeficiente de manutenção indica a área média que permanece isenta de entalhes (COLLARES, 2000). Este índice pode ser expresso da seguinte maneira:

$$Cm = (1 / Dd) . 1000 , \quad (9)$$

sendo Cm o coeficiente de manutenção e Dd a densidade de drenagem da bacia.

Extensão do percurso superficial: variável apresentada por Horton (1945), que representa a distância média, expressa em metros, percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente, sendo útil para indicar o espaçamento entre estes componentes e a textura do relevo. Sendo função da densidade de drenagem, corresponde a uma das variáveis independentes mais importantes que afeta tanto o desenvolvimento hidrológico como o fisiográfico das bacias de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). É calculado da seguinte maneira:

$$Eps = (1 / (2 . Dd)) . 1000 , \quad (10)$$

na qual Eps representa a extensão do percurso superficial e Dd é o valor da densidade de drenagem.

Fator de forma: A forma superficial de uma bacia hidrográfica é importante devido ao tempo de concentração, sendo este definido como o tempo necessário para que toda bacia contribua para a saída da água após uma precipitação (ROMANOVSKI, 2001), ou o tempo que a água dos limites da bacia leva para chegar à saída da mesma (VILLELA & MATTOS, 1975). Este índice relaciona a forma da bacia com a de um retângulo, correspondendo à razão entre a largura média e o comprimento axial da bacia, sendo o resultado sempre inferior à 1. Uma bacia com um fator de forma baixo é mais retangular e menos sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho, porém mais quadrangular e com fator de forma maior. O fator de forma foi determinado, utilizando-se a seguinte equação:

$$F=A / L^2 , \quad (11)$$

sendo o F o fator de forma, A a área de drenagem e L o comprimento do eixo da bacia.

Índice de circularidade: proposto por Miller (1953), relaciona a área da bacia hidrográfica com a de um círculo de mesmo perímetro, com os valores também inferiores ou iguais à 1. De acordo com Alves & Castro (2003), o parâmetro em questão indica que uma bacia mais alongada (com índice abaixo de 0,51) favorece o escoamento e, se estiver acima de 0,51, a bacia apresenta forma que tende à circular e tem escoamento reduzido, além de alta probabilidade de cheias. O índice de circularidade pode ser calculado da seguinte maneira:

$$IC = (12,57 \cdot A) / P^2 , \quad (12)$$

em que IC é o índice de circularidade, A a área de drenagem e P o perímetro.

Coefficiente de compacidade: este parâmetro relaciona o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia. De acordo com Villela & Mattos (1975), este coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Quanto mais irregular for a bacia, maior será o coeficiente de compacidade. Com valores sempre superiores à 1, um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular, e para uma bacia alongada, seu valor é significativamente superior a 1. Uma bacia será mais susceptível a enchentes mais acentuadas quando seu Kc for mais próximo da unidade. É representado da seguinte maneira:

$$Kc = 0,2821 \cdot (P / A^{0,5}) , \quad (13)$$

onde Kc é o índice de compacidade, P é o perímetro e A a área de da bacia.

Razão de alongação: relaciona o diâmetro de um círculo com área igual à da bacia com o comprimento axial desta. Com valores inferiores à 1, possui significado semelhante aos índices mencionados acima. Assim, quanto maior o valor de Re, mais próximo de um círculo a bacia será e maior será a probabilidade de enchente, enquanto valores menores assumidos pela Re se deve a uma bacia mais alongada e menos susceptível a cheias (GOMES, 2012). Pode ser expressa da seguinte forma:

$$Re = (1,128 \cdot A^{0,5}) / L , \quad (14)$$

em que Re é a razão de alongação da bacia, A é a área e L o comprimento do eixo da bacia.

3.5.3 Parâmetros hipsométricos

Amplitude altimétrica: corresponde à diferença altimétrica entre a altitude da desembocadura e a altitude do ponto mais alto situado em qualquer lugar da divisória topográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980). A amplitude altimétrica de uma bacia tem sua importância através da influência que esta exerce nas variações de temperatura média, que por sua vez atuam sobre as perdas de água por evapotranspiração, e nas possíveis variações da precipitação anual. Os diferentes valores de temperatura e de precipitação nos diversos setores topográficos de uma bacia hidrográfica, por sua vez, podem afetar de forma determinante o deflúvio médio desta.

Além disso, a amplitude altimétrica está relacionada com o aprofundamento da dissecação, pois quanto maior a amplitude, maior é a energia potencial do escoamento superficial, pois as águas das precipitações pluviais que caem sobre os pontos mais altos do terreno adquirirão maior energia cinética no seu percurso em direção às partes mais baixas e, conseqüentemente, apresentarão maior capacidade de erosão ou de morfogênese (CREPANI *et al.*, 2001). Obtida através do Modelo Digital de Elevação, a amplitude pode ser calculada da seguinte maneira:

$$H_m = e_{max} - e_{min} , \quad (15)$$

em que H_m é amplitude altimétrica da bacia expressa em metros, e_{max} é a elevação máxima e e_{min} é a elevação mínima.

Declividade média: é obtida através da variação de altitude entre dois pontos quaisquer do terreno, em relação à distância entre eles, referindo-se à inclinação do relevo em relação ao horizonte. A declividade de uma bacia controla em parte a velocidade do escoamento superficial e conseqüentemente a transformação da energia potencial em energia cinética. Desta forma, quanto maior a declividade maior é a velocidade das massas de água e sua capacidade de transporte de partículas, responsáveis pela erosão e dissecação do relevo. A declividade também possui estreita relação com os processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica, tais como escoamento, infiltração e o tempo de concentração da água na bacia, sendo fator importante na predição de enchentes. Adquirido do *raster* de declividade em porcentagem, a declividade média pode ser encontrada através da seguinte fórmula:

$$S_m = \sum S_i / S_n , \quad (16)$$

onde S_m é a declividade média, $\sum S_i$ é o somatório de todos os valores de declividade da bacia e S_n é o número de pixels do *raster* de declividade.

Relação de relevo: inicialmente proposta por Schumm (1956), esta variável considera o

relacionamento existente entre a amplitude altimétrica máxima de uma bacia e a maior extensão da referida bacia, medida paralelamente à principal linha de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). Expresso em m/km nesta pesquisa, quanto mais elevado o valor da relação, maior é o desnível entre a cabeceira e a foz. Este parâmetro pode ser definido pela seguinte expressão:

$$Rr = H_m / L, \quad (17)$$

em que Rr é a relação de relevo, H_m é a amplitude altimétrica e L o comprimento do eixo da bacia.

Fator topográfico: segundo Morisawa (1962), este parâmetro é calculado através da combinação da densidade de drenagem, sendo este o componente da rede de drenagem, o índice de circularidade, como componente geométrico, e a razão de relevo, como o componente relativo ao relevo da bacia hidrográfica. Segundo o autor, o valor dessa variável está relacionado com a verificação da capacidade de escoamento superficial de uma bacia. O fator topográfico é definido através da seguinte equação:

$$Ft = Dd \cdot IC \cdot Rr, \quad (18)$$

em que Ft é o fator topográfico, Dd a densidade de drenagem, IC o índice de circularidade e Rr é a razão de relevo. Seu valor é adimensional.

Índice de rugosidade: Proposto por Melton (1957), este índice combina as qualidades de declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica e a densidade de drenagem. Na presente pesquisa, optou-se pela aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade, proposto por Sampaio (2008) no lugar da metodologia desenvolvida por Melton (1957), devido à problemas de incongruência na aplicação da mesma. Esta mesma decisão foi tomada por Fonseca (2010), com resultados satisfatórios. Desta forma, adquirido através do ICR, o índice de rugosidade, tratado aqui como rugosidade média, pode ser calculado da seguinte forma:

$$Ir = \sum R_i / R_n, \quad (19)$$

sendo que Ir é o índice de rugosidade, $\sum R_i$ é o somatório de todos os valores de rugosidade da bacia e R_n é o número de pixels do Índice de Concentração da Rugosidade.

3.6 Índice de Concentração da Rugosidade

O Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) foi desenvolvido por Sampaio (2008) com objetivo geral de fornecer informações quantitativas adequadas para a realização de mapeamentos geomorfológicos mais precisos, visto que a maioria das metodologias de classificação do relevo é qualitativa, e mesmo quando adotam referências quantitativas, incorporam diferentes níveis de subjetividade (BISHOP *et al.*, 2012).

Com o objetivo de preencher esta lacuna, o ICR foi proposto para ser uma ferramenta metodológica que tem por finalidade quantificar, classificar e delimitar unidades de relevo, com base na análise da distribuição espacial da declividade, entendida como padrões de rugosidade (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014). O ICR também foi proposto como ferramenta para a identificação de parâmetros morfométricos relacionados à rede de drenagem e ao relevo, buscando mensurar o grau de dissecação ou rugosidade da superfície terrestre.

Baseando-se na proposta de análise da variabilidade da declividade de Hobson (1972), o ICR foi desenvolvido agregando-se ferramentas geotecnológicas que possibilitam uma identificação menos subjetiva de unidades geomorfológicas homogêneas no que se refere aos distintos padrões de dissecação, além de implementação automatizada via SIG, o que contribui para economia de tempo e recursos.

A redução das subjetividades, devido à maior independência do método em relação ao elaborador e à escala da base cartográfica empregada, e a aquisição de valores quantitativos possibilitados pela aplicação do ICR objetivam, também, a incorporação destes quantitativos em modelos matemáticos ou estatísticos permitindo a inclusão do relevo como variável numérica (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014).

Esta técnica é fundamentada na análise morfométrica da dissecação a partir da investigação tridimensional do relevo, realizada a partir da interpretação do relevo em dois eixos simultâneos de análise (ZUQUETE E GANDOLFI, 2004), via processamento matemático dos pixels de um Modelo Digital de Elevação, sendo considerada mais precisa que outras análises existentes de dissecação do relevo, como os métodos bidimensionais por perfis ou as análises tridimensionais por fotointerpretação.

O ICR adota como referencial de análise os padrões de distribuição espacial da declividade (medidas indiretas da inclinação e do tamanho das vertentes), utilizando-se dos valores indiretos da rugosidade, a partir da análise da intensidade de recorrência de um dado valor de declividade por unidade de área. O ICR diverge da análise pontual do relevo (pixel-a-pixel), ao considerar o padrão espacial de distribuição dos valores de declividade. Assim, os valores medidos e distribuídos de forma contínua ou descontínua são avaliados em conjunto e

forneem padrões morfológicos de dissecação, enquanto que na análise pontual da declividade os valores podem localmente apresentar valores distintos do padrão de dissecação no qual se encontram inseridos (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014).

Traduzido como um padrão espacial regional, por indicar a variação dos valores de declividade por unidade de área, o ICR consegue diferenciar relevos tipicamente planos de vertentes localmente planas que possam estar localizadas em regiões escarpadas, assim como relevos acidentados de terrenos localmente íngremes (FIGURA 10). Desta forma, na concepção do ICR, o relevo dito plano, por exemplo, é aquele que independente da escala de análise e da largura do pixel apresenta como padrão de distribuição espacial a predominância de valores de declividade baixos, ainda que localmente possam ser observados valores elevados.

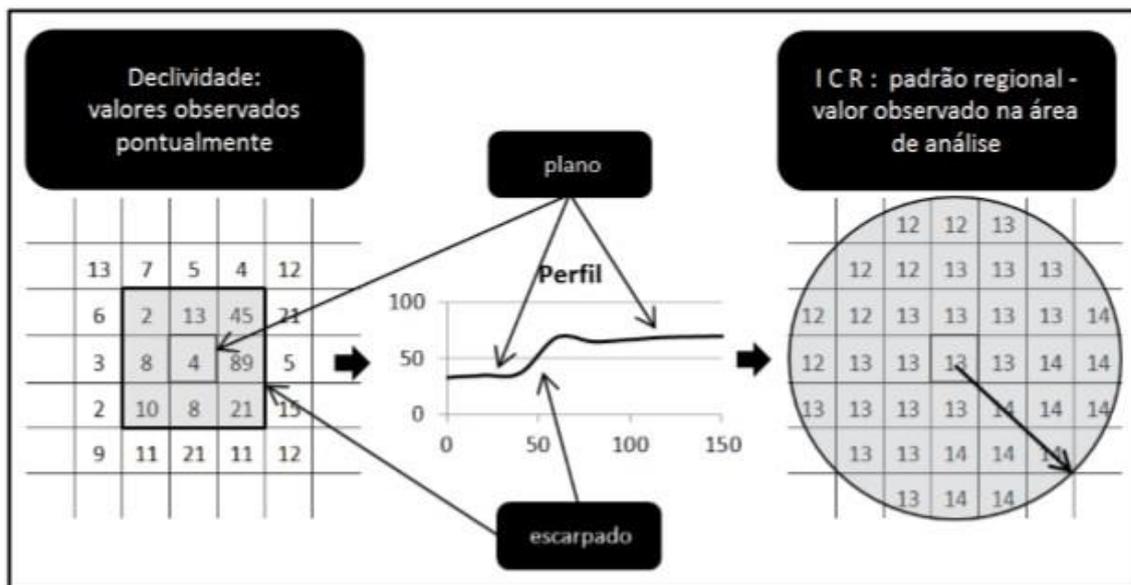


Figura 10. Relação entre a análise pontual da declividade e o padrão de recorrência dos valores observados empregando como suporte a análise sobre arquivo matricial (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014).

O processo de geração do ICR se dá pela aplicação do estimador de Kernel, sobre os valores de declividade expressos em porcentagem e disponibilizados em formato de arquivo de pontos, por isso é necessário a transformação da matriz de declividade em um arquivo de pontos, onde cada ponto detém o valor da respectiva célula de declividade (SOUZA & SAMPAIO, 2010).

O estimador de densidade de Kernel, é uma ferramenta geoestatística que permite a análise da dispersão ou concentração de um fenômeno espacial (FIGURA 11). Nessa análise, o estimador compõe uma superfície cujo valor será proporcional à intensidade de amostras

por unidade de área. Esta função realiza uma contagem de todos os pontos dentro de uma região de influência, ponderando-os pela distância de cada um à localização de interesse (CÂMARA & CARVALHO, 2001).

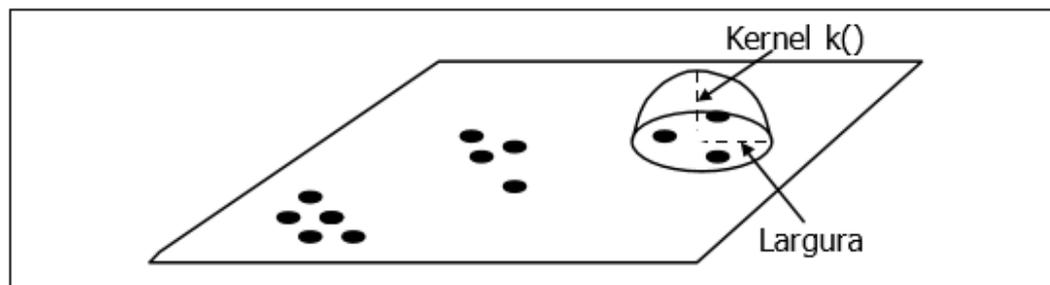


Figura 11. Modelo do estimador de densidade pontos de Kernel (CÂMARA & CARVALHO, 2001).

No caso da aplicação do ICR, além da indicação da área de análise (raio do kernel), é necessário fornecer também os atributos de declividade para o processamento da análise. Com a indicação deste campo de atributo, o kernel calcula a soma dos valores de declividade de todos os pixels com distância inferior ao raio definido, e não a contagem dos pontos presentes dentro do raio, como no método de estimação da densidade original.

Desta forma, os valores da rugosidade do relevo, dados em % / km², correspondem à soma dos valores de declividade dos pontos existentes dentro de uma determinada área, sendo condicionado pela quantidade de pontos computados, o que varia em função da resolução espacial do MDE. Os valores obtidos pela aplicação do ICR variam de próximo a zero para áreas predominantemente planas, até aproximadamente infinito para áreas com relevo muito acidentado, como consequência das variações possíveis para os valores de declividade expressos em porcentagem.

Segundo Sampaio e Augustin (2014), o Índice de Concentração da Rugosidade pode ser implementado em dois níveis: (ICR local – ICR_l e global – ICR_g). Na análise global, adota-se como referência a área de 4 km² para aquisição dos valores de ICR e, os valores obtidos são distribuídos em seis classes com intervalos fixos para cada classe. Neste sentido, consideram-se os seguintes intervalos para as seis unidades de relevo: plano (valores de ICR abaixo de 2,5 % / km²); suavemente ondulado (valores ICR de 2,5 a 6 % / km²); ondulado (valores ICR de 6 a 14 % / km²); fortemente ondulado (valores ICR de 14 a 30 % / km²); escarpado (valores ICR de 30 a 45 % / km²); fortemente escarpado (valores ICR acima de 45 % / km²).

O ICR local, por sua vez, permite a compartimentação da área em um número variável de classes, com diferentes intervalos de valores e área de análise livre (raio de abrangência do

kernel). Enquanto o ICR global destina-se à identificação de unidades de relevo que configuram padrões regionais, com unidades morfológicas de maior extensão, o ICR local possibilita a compartimentação de quaisquer ambientes em subunidades morfológicas menores, sendo de grande valia em estudos exploratórios e os com a finalidade de identificar unidades preliminares de estudo.

3.7 Índice Stream Length-Gradient

O Índice *Stream Length-Gradient* (SL), denominado por Etchebehere *et al.* (2004) Relação Declividade-Extensão (RDE), ou ainda apenas Índice de Hack, foi apresentado por Hack (1973) como sendo um índice que possibilita a análise de perfis longitudinais de rios e de trechos selecionados, propiciando as bases para o estabelecimento de comparações entre cursos d'água de ordem e de porte diferentes. Este índice se baseia na razão entre a declividade de um determinado trecho de um canal, multiplicada pela projeção horizontal deste trecho medida desde a cabeceira da drenagem até ao ponto mais a jusante do trecho do canal objeto de análise (ETCHEBEHERE, 2004). Pode ser calculado da seguinte forma:

$$SL_s = (\Delta h / \Delta l) \cdot L, \quad (20)$$

onde, SL_s é o índice SL calculado para um segmento ou trecho do rio; Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; Δl é a projeção horizontal da extensão do referido segmento (correspondendo, portanto, ao gradiente ou declividade deste segmento); e L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice está sendo calculado, o que garante a normalização do segmento de análise pela distância à cabeceira do rio (FIGURA 12).

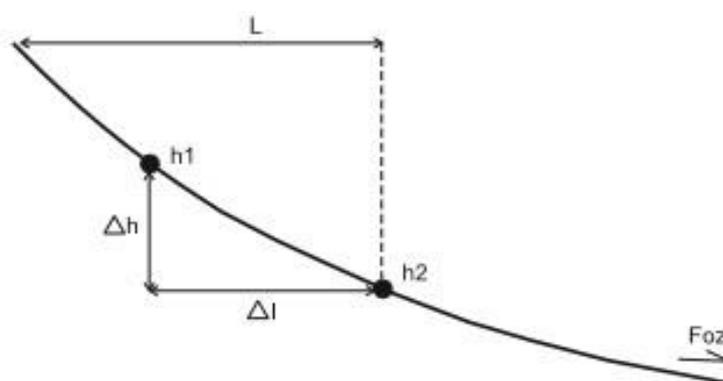


Figura 12. Parâmetros utilizados no Índice SL (SOUZA *et al.*, 2011)

O Índice SL se correlaciona com os níveis de energia da corrente, refletida na

capacidade de erodir o substrato e de transportar a carga sedimentar. Conforme destacam Keller e Pinter (1996), esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o curso d'água (o gradiente) e à descarga (volume) do mesmo naquele trecho, este segundo fator sendo considerado diretamente proporcional ao comprimento da drenagem.

Este índice foi proposto com o principal objetivo de detectar anomalias ou alterações ao longo do perfil dos rios estudados, indicados por sensíveis mudanças na declividade de um canal fluvial. A partir das oscilações dos valores indicados pode se inferir sobre fatores controladores relativos ao substrato geológico, como os diferentes componentes litológicos e os condicionantes estruturais.

O índice cresce onde o rio flui sobre rochas resistentes e decresce onde percorre um substrato mais macio. Caso seja possível eliminar o fator litológico ou a eventual presença de tributários de porte como agentes causativos da elevação do Índice SL em um determinado trecho de rio, pode-se asseverar da atuação de processos neotectônicos (ETCHEBEHERE, 2006).

A identificação de anomalias neotectônicas tem sido uma das principais aplicações do Índice SL (ETCHEBEHERE, 2004), visto que os cursos d'água são considerados os elementos mais sensíveis às modificações tectônicas crustais, respondendo de imediato a processos deformativos, mesmo àqueles de pequenas escalas e magnitudes. Desta forma, esta técnica apresenta um potencial relativamente elevado para a detecção e a avaliação de deformações em zonas do interior continental, inclusive em regiões cratônicas, onde as atividades tectônicas são menos recentes.

É interessante que o segmento considerado no cálculo do Índice de Hack seja longo o suficiente para que variações na declividade do canal de pequena extensão espacial (tal qual poços e corredeiras) sejam consideradas no cálculo do mesmo. Podem ser utilizadas quaisquer unidades de medidas no cálculo dos parâmetros, desde que seja obedecido um padrão (FONSECA, 2010). Outra consideração importante em relação à utilização do índice é que as proximidades das cabeceiras de drenagem, que em geral representam setores com maior probabilidade de se encontrarem fora de equilíbrio e com valores anômalos relativos a outros processos, acabam não refletindo adequadamente a energia cinética da drenagem. Portanto, o ideal é que essas regiões sejam desconsideradas para a aplicação do Índice SL. A validade do índice depende de uma relação consistente entre o comprimento do canal e a área de drenagem do mesmo, o que ocorre na maioria dos ambientes fluviais natural. Por isto, é importante que seja considerado no cálculo o comprimento do maior curso d'água (até sua nascente) à montante do trecho para o qual estamos calculando o índice, considerado sem

interrupções, mesmo que haja diferentes junções com outros rios.

Além da possibilidade de ser calculado para diversos segmentos de um mesmo rio, o Índice SL também pode ser calculado para toda a extensão de um rio, considerando-se a amplitude altimétrica total, ou seja, a diferença topográfica (em metros) entre a cota da cabeceira e a cota da foz, e o logaritmo natural da extensão total do mesmo (ETCHEBEHERE, 2006). Neste caso, como proposto por McKeown *et al.* (1988), o Índice SL é expresso da seguinte forma:

$$SL_t = \Delta h / \log L, \quad (21)$$

onde SL_t é o Índice SL para todo o rio; Δh é a diferença altimétrica existente entre a nascente e a foz deste rio; e $\log L$ é o logaritmo natural para a extensão do canal.

Seeber e Gornitz (1983) estabeleceram uma relação entre os Índices SL_s e SL_t dos fluviais para se categorizar os valores calculados em classes de interesse à interpretação geológica. Desta forma, foi considerado que $SL_s / SL_t = 2$ como o limiar da faixa de anomalias, sendo estas classificadas como de 1º ordem ($SL_s / SL_t \geq 10$) ou 2º ordem ($2 \leq SL_s / SL_t < 10$).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Análise Hidrológica

O processamento dos dados espaciais utilizados nesta pesquisa foi realizado no Sistema de Informação Geográfica ArcGIS 10.1®. Os dados utilizados para a elaboração do Modelo Digital de Elevação Hidrológicamente Consistente (MDEHC) foram extraídos das cartas planialtimétricas do mapeamento sistemático realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), cuja escala é de 1:50.000. Foram utilizadas seis cartas planialtimétricas para a análise da BHRG (Figura 13). A altimetria, correspondente às curvas de nível cotadas com equidistância de 20 metros e aos pontos cotados, e a hidrografia foram adquiridas na base de dados do Centro de Estudo e Desenvolvimento Florestal – CEDEF/IEF.

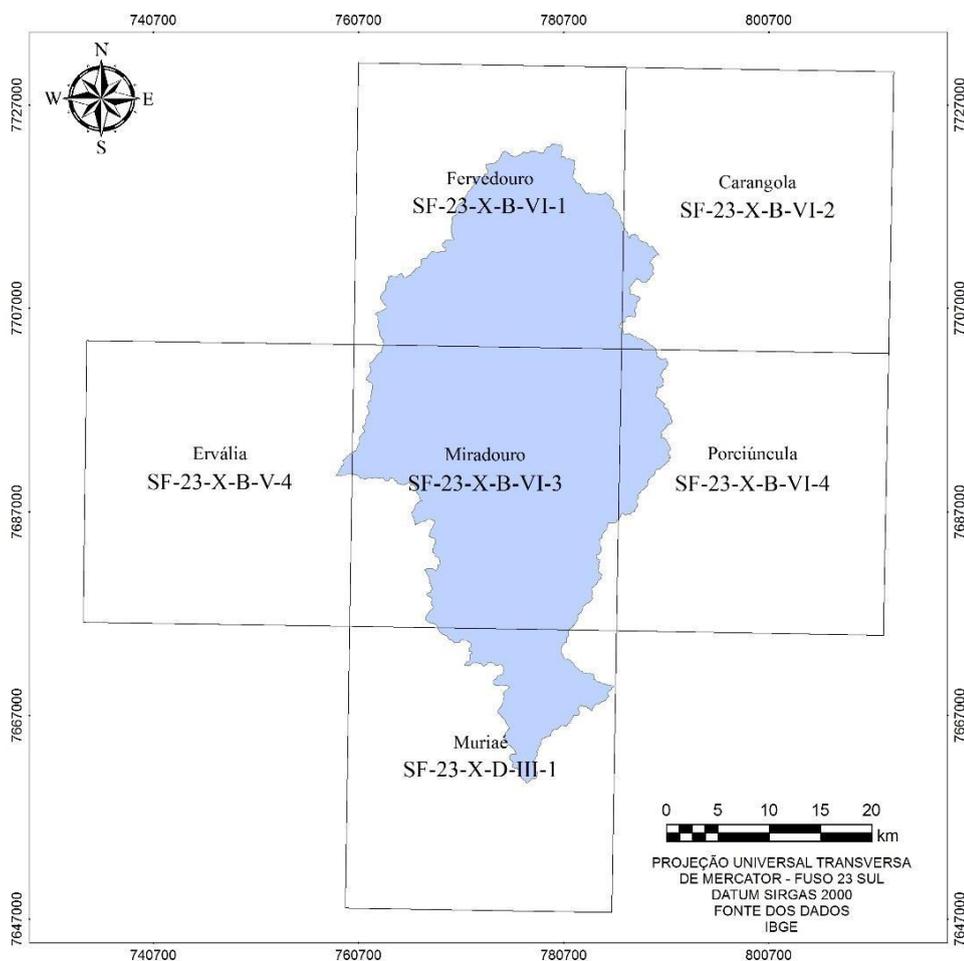


Figura 13. Mosaico das cartas do IBGE correspondentes à Bacia Hidrográfica do Rio Glória

Antes da modelagem, foi necessária uma fase de pré-processamento dos dados altimétricos e hidrográficos, visando a verificação da consistência dos dados de entrada

e a garantia da confiabilidade do MDE gerado. Nesta fase, o primeiro passo foi o ajuste do posicionamento dos dados vetoriais, visto que se constatou que a altimetria e hidrografia encontravam-se deslocadas. Para isto, utilizaram-se como base as cartas georreferenciadas do mapeamento sistemático em formato *raster* adquiridas no próprio portal eletrônico do IBGE.

O passo seguinte foi a realização de uma análise topológica semiautomática nos arquivos digitais das curvas de nível e da hidrografia, tendo-se como referência os procedimentos citados por Camargo (2012), Fonseca (2010), Cardoso *et al.* (2006), Salvador *et al.* (2011) e Faria (2009). As curvas de nível foram ajustadas topologicamente nas áreas desconectadas das junções das cartas (FIGURA 14a), sendo feito procedimento semelhante para a rede hidrográfica (FIGURA 14b). Em relação à esta última, foi feita também uma vistoria para se retirar margens duplas e obter um conjunto de arcos simples, e verificar a orientação dos segmentos da hidrografia na direção do escoamento.

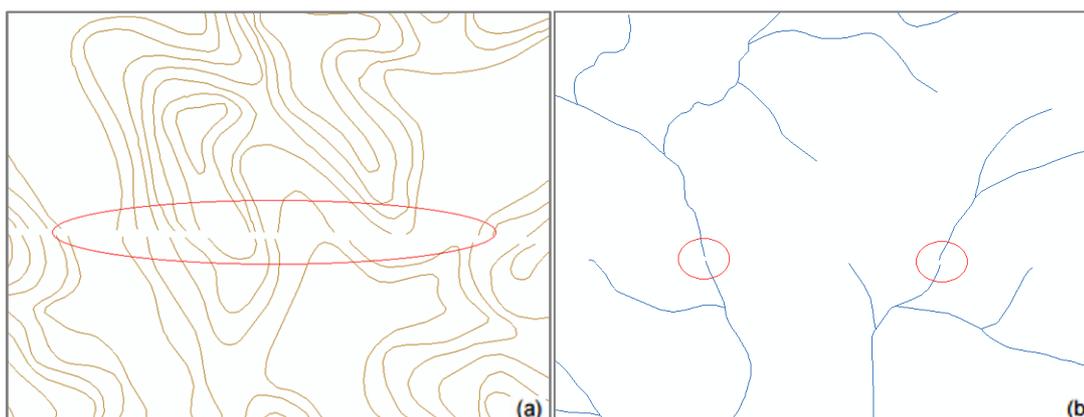


Figura 14. Erros topológicos observados nas curvas de nível (a) e na hidrografia (b) nas bases topográficas do IBGE para a área de pesquisa

Após o pré-processamento, passou-se para a fase da geração do MDE com resolução espacial de 10 metros através da utilização do algoritmo interpolador *TOPOGRID/Topo to Raster*. O modelo de grade regular foi escolhido nesta pesquisa devido à facilidade da manipulação deste tipo de estrutura e da realização de cálculos morfométricos. Por sua vez, o algoritmo *Topo to Raster*, foi utilizado devido à maior consistência hidrológica que este algoritmo confere aos modelos.

Entretanto, este processamento não garante a total consistência hidrológica do modelo, devido à geração de depressões espúrias no decorrer do processamento, sendo necessária uma etapa de pós-processamento (BARBOSA *et al.*, 2007). Entende-se aqui que depressões são células cercadas por outros pixels com maiores valores de elevação. A presença de depressões

em um MDE produz a descontinuidade do escoamento superficial descendente para uma célula vizinha. Para se concluir a elaboração do MDEHC foi realizada a eliminação destas depressões, remanescentes ou que foram introduzidas no MDE durante o processo de imposição da rede de drenagem (CARDOSO, 2006). Para isto foi utilizado o algoritmo *Fill*, que elimina as depressões através do seu preenchimento e do aumento da sua altitude até o valor da menor cota das células vizinhas (FIGURA 15).

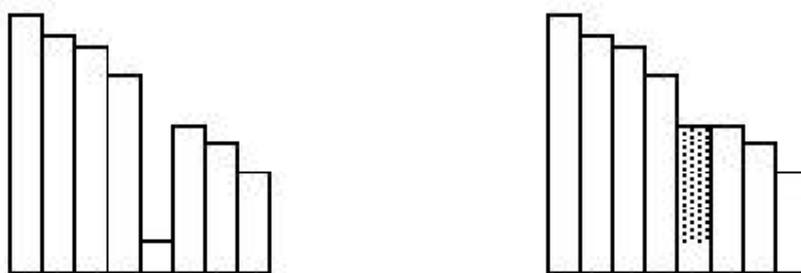


Figura 15. Remoção de pontos de depressão a partir do preenchimento com o algoritmo Fill (CHAVES, 2002).

A delimitação precisa da BHRG e das sub-bacias selecionadas para a presente pesquisa foi executada a partir da extração da drenagem numérica sobre o Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente. A identificação desta drenagem foi realizada através da simulação do caminho preferencial, ou descendente, do escoamento superficial da água entre cada célula do MDEHC e suas células vizinhas. Com a utilização da ferramenta *Watershed*, também foi necessário identificar a desembocadura de cada bacia, com o objetivo de determinar a área de contribuição de cada bacia de drenagem.

Esta direção do escoamento, também chamada de direção de fluxo, foi calculada pelo método D8 (determinístico de oito células vizinhas), que considera apenas uma das oito direções possíveis de escoamento para cada uma das células do Modelo Digital de Elevação: norte, nordeste, leste, sudeste, sul, sudoeste, oeste e noroeste. Estas direções estão por sua vez associadas a uma codificação numérica específica, no qual, o algarismo 2 é elevado à expoentes naturais (FIGURA 16a). Através deste método, a escolha do único caminho possível de deslocamento da água em cada uma das células do MDE é dada pela direção do maior declive.

O fluxo acumulado foi gerado como última fase da extração da drenagem numérica. O fluxo acumulado é uma medida da área de drenagem de cada ponto da superfície do raster, expresso de acordo com o número de pixels que contribuem para o escoamento até aquele ponto. Desta forma, o valor do fluxo acumulado torna-se maior ao longo de cada célula do caminho do escoamento preferencial (FIGURA 16b). Após a identificação de um limiar de

fluxo adequado, através da comparação com a hidrografia mapeada pelo IBGE, foi gerada a drenagem numérica.

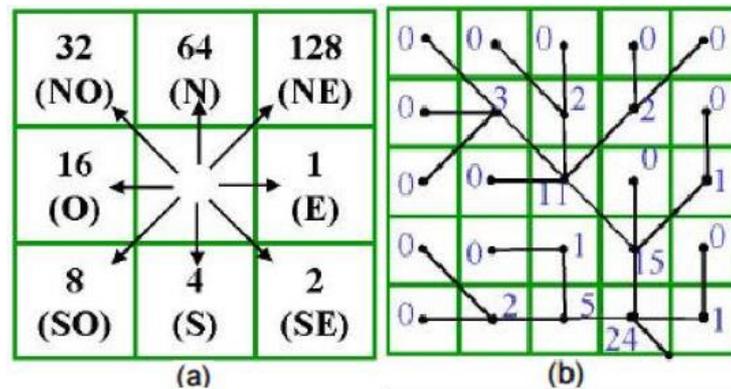


Figura 16. Estrutura dos arquivos matriciais de direção de fluxo (a) e de fluxo acumulado (b) (CHAVES, 2002).

Com a verificação da restituição, constatou-se que, apesar da nova hidrografia se apresentar hidrologicamente adequada, em alguns setores da drenagem pode-se registrar algumas inconsistências morfológicas, como segmentos extremamente retilíneos (FIGURA 17a), principalmente em canais que, observados no arquivo de hidrografia disponibilizado pelo IBGE (FIGURA 17b), apresentam segmentos muito meândricos.

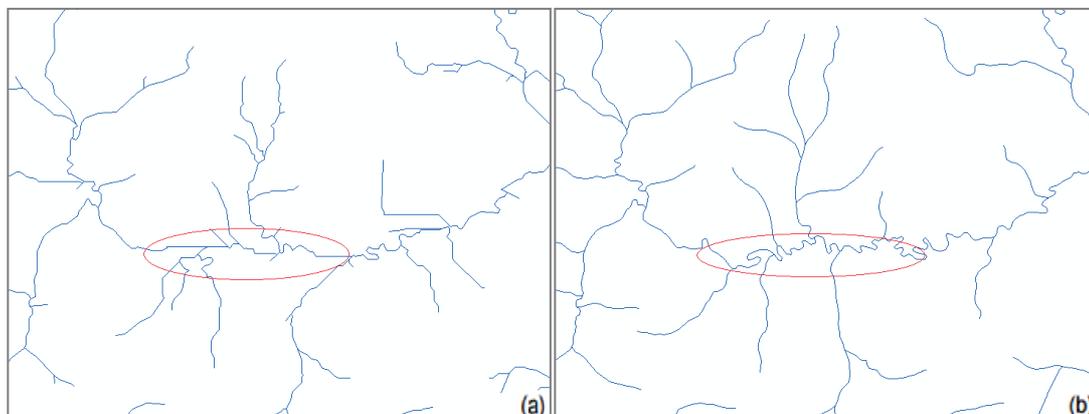


Figura 17. Inconsistência morfológica da rede de drenagem (a) gerada a partir do Modelo Digital de Elevação, em comparação ao dado de hidrografia do IBGE (b) com a topologia corrigida.

Este tipo de problema também foi verificado por Fonseca (2010) e Sampaio (2008). Desta forma, optou-se por utilizar para a aplicação dos parâmetros morfométricos a hidrografia original do IBGE, visto que ela também se apresenta hidrologicamente consistente, já que correções topológicas foram realizadas neste arquivo na etapa do pré-processamento.

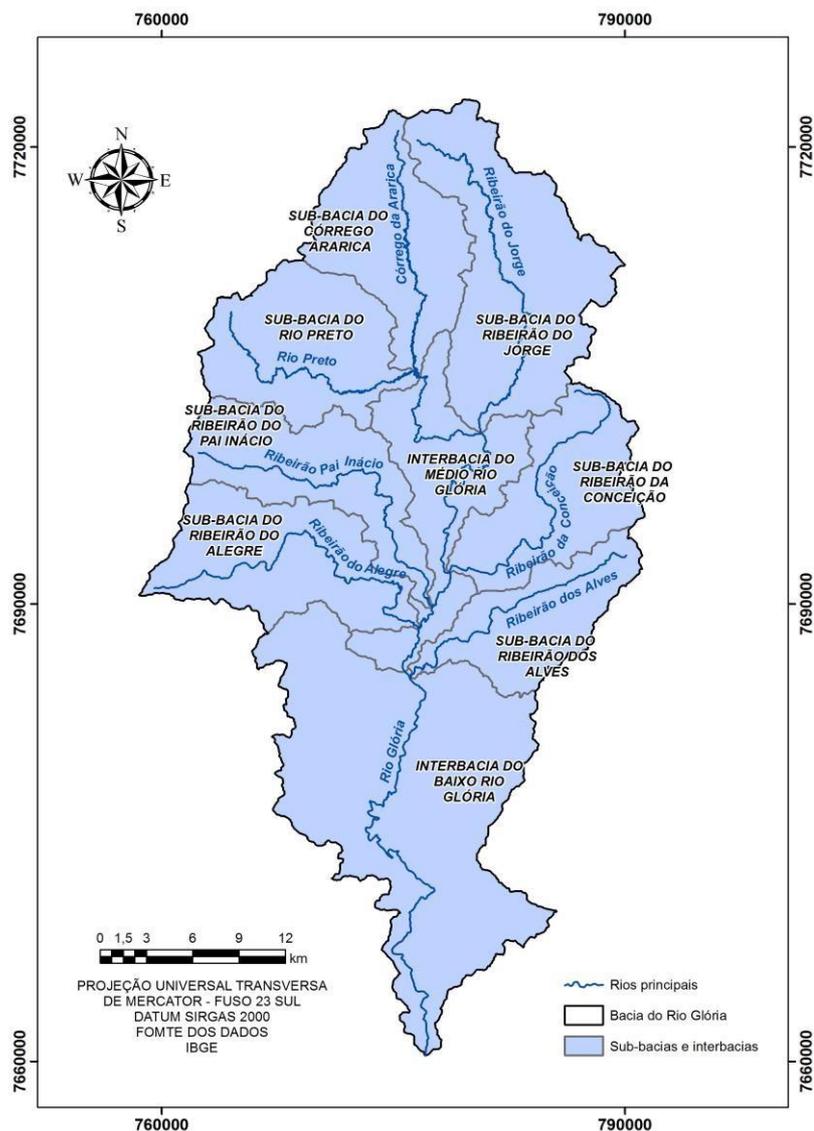


Figura 18. Sub-bacias e interbacias da Bacia Hidrográfica do Rio Glória

As sub-bacias (FIGURA 18) escolhidas para esta análise foram priorizadas devido ao seu maior tamanho e conseqüentemente sua maior contribuição para a rede de drenagem da BHRG. Ao todo foram definidas 7 sub-bacias com área superior à 70 km², sendo estas as bacias do Córrego da Ararica (que corresponde ao Alto Rio Glória), Ribeirão do Jorge, Ribeirão da Conceição, Ribeirão Pai Inácio, Ribeirão do Alegre, Ribeirão dos Alves e Rio Preto. Por sua vez, as duas interbacias foram nomeadas de acordo com a sua setorização na BHRG, sendo definidas como bacias do Médio Rio Glória e do Baixo Rio Glória. O conceito de interbacias foi adquirido do método de otocodificação (PFAFSTETTER,1989), onde interbacias são as áreas de drenagem que não estão associadas à um afluente, mas que drenam diretamente para um trecho rio principal.

4.2 Análise Topográfica

O Modelo Digital de Elevação foi classificado em intervalos que permitiram a visualização dos principais compartimentos topográficos da área de pesquisa. O *raster* de declividade foi gerado em porcentagem e fatiado de acordo com a classificação proposta pela EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano); 3-8% (relevo suavemente ondulado); 8-20% (relevo fortemente ondulado); 20-45% (relevo ondulado); 45-75% (relevo montanhoso); e, >75% (relevo escarpado).

O modelo de orientação das vertentes (FIGURA 19), que o azimute em graus (ou ponto cardinal na rosa dos ventos) para o qual se encontra orientado a superfície em determinado ponto, foi fatiado de acordo com a seguinte classificação, descrita em FONSECA (2010): áreas planas, correspondentes à terrenos sem uma orientação preferencial; vertentes orientadas para norte (0° a 45° e 315° a 360°); vertentes orientadas para sul (160° a 200°); vertentes orientadas para leste (45° a 160°) e vertentes orientadas para oeste (200° a 315°).

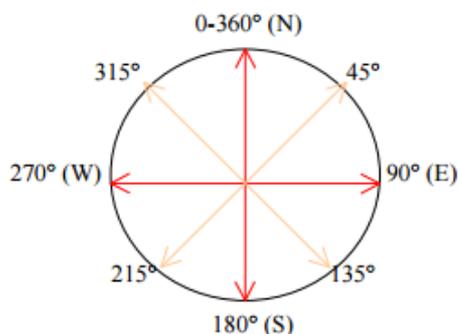


Figura 19. Representação esquemática das classes do modelo de orientação das vertentes (SANTOS, 2001).

Por fim, foi criado o modelo de sombreamento do relevo, que se trata de uma simulação do nível de luz (ou de sombra) refletida pelo relevo ao ser iluminado pelo sol situado numa posição geográfica determinada (SANTOS, 2001). Na presente pesquisa, esta representação do terreno foi obtida utilizando-se um ângulo azimutal de 315° e um ângulo de elevação do Sol de 45° .

4.3 Análise Morfométrica

Para a execução dos cálculos morfométricos, foi realizada a hierarquização da rede fluvial da BHRG a partir do sistema proposto por Strahler (1957), devido ao seu maior

refinamento em relação ao sistema de Horton (1945). Os cálculos necessários para a obtenção dos parâmetros morfométricos e para a extração da estatística descritiva utilizados na análise foram realizados com o software Microsoft Excel 2013®.

Para a obtenção dos parâmetros, foi necessária a aquisição de uma série de dados físicos e geométricos relativos à BHRG e as suas sub e interbacias. Estes dados podem ser divididos em dois grupos principais: relativos à forma e tamanho das bacias e relativos ao tamanho da rede de drenagem. O primeiro grupo é constituído pelas informações de área, perímetro, comprimento do eixo da bacia. Nesta pesquisa o comprimento axial, ou do eixo da bacia, foi calculado tendo - se como referência a distância euclidiana, ou em linha reta, entre a foz e o divisor topográfico mais distante da bacia.

As informações relativas ao tamanho da rede de drenagem são o comprimento total dos canais, número de canais, o comprimento do canal principal e a distância vetorial dos canais principais. Nesta pesquisa, para a obtenção do número de canais das bacias, foi utilizado o número de segmentos fluviais, que segundo Christofletti (1980), são os trechos do rio ao longo do qual a ordem que lhe é associada permanece constante. O canal principal de cada bacia foi estabelecido de acordo com o curso de água mais longo, da desembocadura até determinada nascente, de acordo com critério de Shreve (1974). Por sua vez, a distância vetorial foi medida através da distância em linha reta entre a foz do canal principal e a sua nascente.

Alguns dados também foram coletados de acordo com a hierarquia fluvial da BHRG, como o número e o comprimento total dos canais por ordem. Complementando estas informações e buscando direcionar de forma mais adequada à elaboração da análise morfométrica, foram coletados alguns dados estatísticos descritivos, tais como média, mediana e coeficiente de variação. Analisou-se, contudo, que o coeficiente de variação das ordens analisadas (com exceção da 6ª ordem, que possui um único canal) é superior a 30% e optou-se pela utilização do comprimento mediano ao invés do comprimento médio.

Os dados da razão de bifurcação e da queda vertical foram adquiridos para cada ordem da BHRG, oferecendo um resultado global das propriedades da drenagem da área de pesquisa. Por sua vez, o índice de sinuosidade, o gradiente dos canais e o fator de assimetria da bacia foram adquiridos para o Rio Glória, além dos canais principais de cada sub-bacia delimitada para a análise. Os outros parâmetros calculados de forma convencional, como a densidade de drenagem, densidade hidrográfica, razão de textura fator de forma, índice de circularidade, coeficiente de compacidade, razão de alongação, razão de relevo, índice de rugosidade, e fator topográfico, foram adquiridos para a Bacia Hidrográfica do Rio Glória e também para as suas

principais sub-bacias, além de duas interbacias definidas para se detalhar a análise na parte média e baixa da bacia.

A informação relativa à amplitude altimétrica das bacias hidrográficas foi adquirida a partir do Modelo Digital de Elevação, enquanto a declividade média foi obtida através do raster de declividade, gerado com o objetivo de possibilitar a análise da distribuição espacial da inclinação em toda a bacia, permitindo fazer inferências mais refinadas sobre a declividade.

O Índice de Concentração da Rugosidade foi gerado a partir da ferramenta *Kernel Density*. Como dado de entrada foi utilizado um arquivo pontual da declividade da BHRG, produzido através da conversão do raster de declividade em porcentagem gerado sobre o Modelo Digital de Elevação para o formato vetorial, onde cada ponto corresponde e possui a informação relativa a cada pixel do raster. Seguindo a metodologia proposta por SAMPAIO e AUGUSTIN (2014), foi utilizado o ICR local para esta pesquisa, visto que as classes foram definidas de acordo com a maior adequabilidade com a área de pesquisa. Foram executados vários testes para se definir qual seria o tamanho do raio mais apropriado para uma definição da rugosidade da BHRG. Foram testados vários valores como raio, e tomando como referência Sampaio (2008) na bacia do Rio Benavente – ES, preferiu-se o valor de 1128 m, o que equivale a uma área de aproximadamente 4 km². A unidade dos valores finais foi apresentada em % / km².

A normalização do ICR foi realizada com o intuito de adquirir valores passíveis de comparação com outros estudos e contextos, independente da resolução espacial do MDE empregado (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014). A normalização foi executada através de uma operação de álgebra de mapas, dividindo-se a matriz resultante da aplicação do kernel pelo número de pixels computados. Os valores resultantes do Kernel são sempre relativos à 1 km², e como foi utilizado um MDE de 10 metros de resolução espacial, os valores do ICR foram divididos por 10000, que é o número de pixels abrangidos pelo raio de busca do kernel. Foi utilizada a classificação com limites variáveis do ICR local, com a aplicação do método *Quantile*, em detrimento dos limites fixos do ICR global. A classificação do ICR local apresentou-se mais apropriada para a área de pesquisa, devido aos valores elevados de rugosidade do relevo da BHRG.

Outro dado gerado em formato *raster* aplicado nesta pesquisa foi gerado através de uma metodologia alternativa para a extração da densidade de drenagem. Esta metodologia, considerada nova no meio acadêmico e pouco explorada, foi aplicada por Lima (2015) para a geração da densidade de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Muriaé. Neste método é

aplicado o estimador de densidade *Line Density*, ferramenta com características semelhantes ao estimador por Kernel utilizado também nesta pesquisa para o Índice de Concentração da Rugosidade. A única diferença é que enquanto o estimador por Kernel utiliza arquivos de pontos como informação de entrada, a ferramenta com qual se gerou a densidade de drenagem é trabalhada com arquivos vetoriais lineares.

Entretanto, constatou-se que esta ferramenta possui limitações quanto ao seu resultado final, com incongruências na distribuição espacial das classes de densidade de drenagem e também nos dados quantitativos gerados para a bacia de estudo. Isto se dá pelo algoritmo não reconhecer apenas o comprimento do canal englobado pelo raio de busca, mas toda a extensão do segmento, independente da extensão verdadeira incluída na área do kernel.

Desta forma, após a realização de repetitivos testes com o objetivo de normalizar a metodologia, optou-se pela conversão do arquivo vetorial linear da hidrografia em pontos que mantivessem os atributos de comprimento dos seus respectivos segmentos, e pela utilização deste arquivo de pontos como dado de entrada. Por fim, para a geração da densidade de drenagem, foi utilizada a ferramenta *Kernel Density*, compatível com o novo dado. Com o objetivo de padronizar os procedimentos adotados, o raio utilizado para estimação da densidade de drenagem foi o mesmo do Índice de Concentração da Rugosidade, correspondendo à 1128 m. O estimador foi configurado para que a densidade de drenagem fosse indicada em km / km^2 e foi escolhido o método *Quantile* para a distribuição das classes.

Por sua vez, o Índice *Stream Length-Gradient* foi gerado para o Rio Glória e seus afluentes principais, mantendo-se o critério de análise das sub-bacias mais importantes para a análise. Como reforço a esta escolha, também se aderiu à decisão de selecionar apenas os canais com comprimento superior 20 km para o cálculo do índice.

O Índice SL foi aplicado para os segmentos dos canais avaliados, buscando-se uma análise mais detalhada de possíveis alterações tectônicas em todos os setores dos canais fluviais. Desta forma adotou-se como critério inicial para a definição dos segmentos analisados os pontos de interseção das curvas de nível de equidistância de 20 metros com a rede de drenagem, como sugerido em Etchebehere *et al.* (2006). Para completar a subdivisão dos segmentos, em setores muito declivosos, com as isolinhas das curvas de nível muito próximas uma da outra, optou-se por unir os segmentos com tamanho inferior a 700 metros em todos os canais trabalhados, valor este escolhido arbitrariamente de acordo com os objetivos presentes nesta pesquisa. Seguiu-se a sugestão de Hack (1973) e os primeiros 800 metros dos canais fluviais em relação à sua nascente foram desconsiderados para fins desta análise. Por fim, desconsiderou-se os trechos cujos gradientes estavam associados à presença

de barragens de pequenas centrais hidrelétricas no baixo curso do Rio Glória, com o objetivo de adquirir valores de anomalias apenas naturais, mantendo a consistência interpretativa do índice.

Assim, foram selecionados ao todo 88 segmentos para o cálculo do Índice SL, com amplitude altimétrica igual ou superior a 20 m e com comprimentos variados. Ao final os valores SL dos segmentos foram relacionados com os valores SL totais dos canais fluviais que englobam cada segmento, buscando o grau de intensidade de cada anomalia identificada, segundo metodologia proposta por Seeber e Gornitz (1983).

5. RESULTADOS

A BHRG apresenta grande heterogeneidade na distribuição da sua altitude, com cotas mínimas de 180 m e máximas de 1985 m (FIGURA 20). Suas maiores altitudes encontram-se no compartimento topográfico mais elevado, correspondente à região serrana do Brigadeiro, com variações de 950 m até a cota máxima da bacia. Verifica-se uma amplitude altimétrica média de 1267 m nas sub-bacias que possuem suas cabeceiras na Serra do Brigadeiro e que estão encaixadas nos planaltos do setor noroeste da área de pesquisa. As sub-bacias dos planaltos nordeste apresentam amplitudes altimétricas menores, com uma média de 970 m, indicando dinâmica fluvial distinta em relação ao setor oeste. Já as partes mais baixas da BHRG apresentaram amplitude aproximada de 816 m.

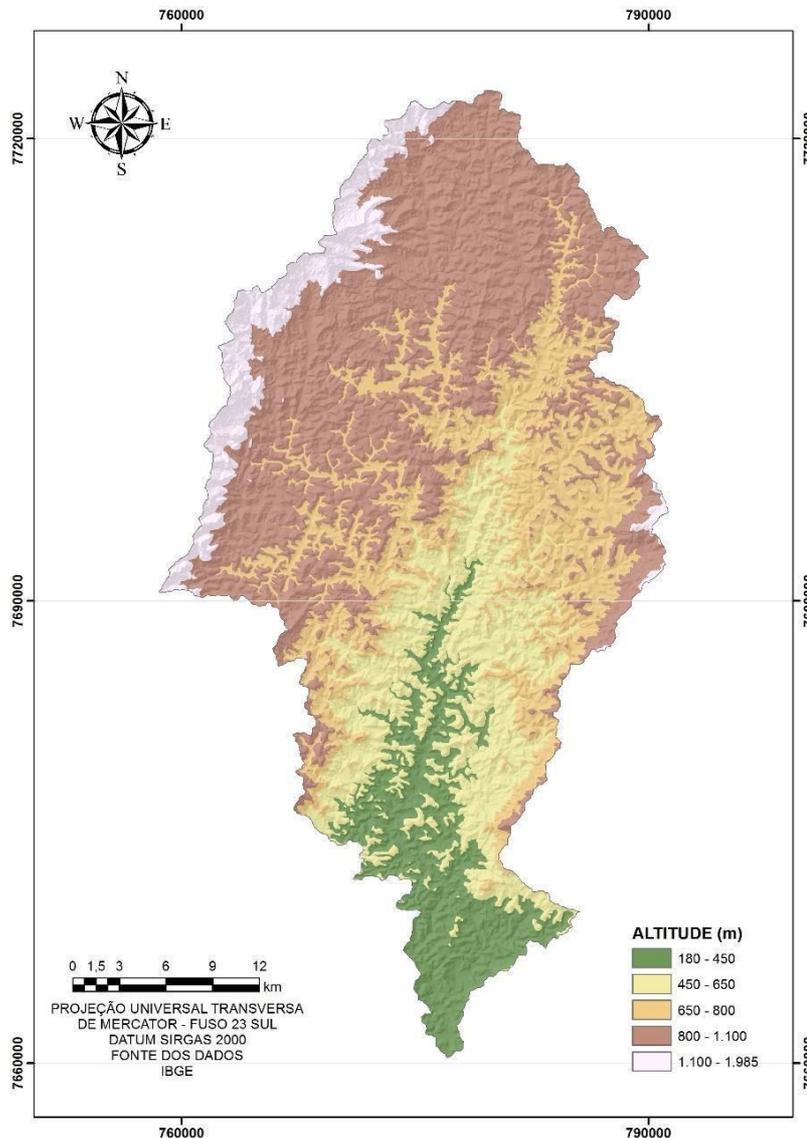


Figura 20. Altitude da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

A BHRG apresenta majoritariamente relevo fortemente ondulado, uma vez que a classe de declividade de 20 a 45 % engloba cerca de 42 % da área total da bacia (FIGURA 21). As classes de declividade com as menores áreas foram as de relevo plano (0-3%) e relevo escarpado (>75%). O relevo plano, com 3,68 % da área total, é encontrado principalmente nas planícies fluviais dos canais principais. Já o relevo escarpado, com 3,79 % da área, se concentra especialmente nas maiores altitudes da Serra do Brigadeiro, no noroeste da bacia.

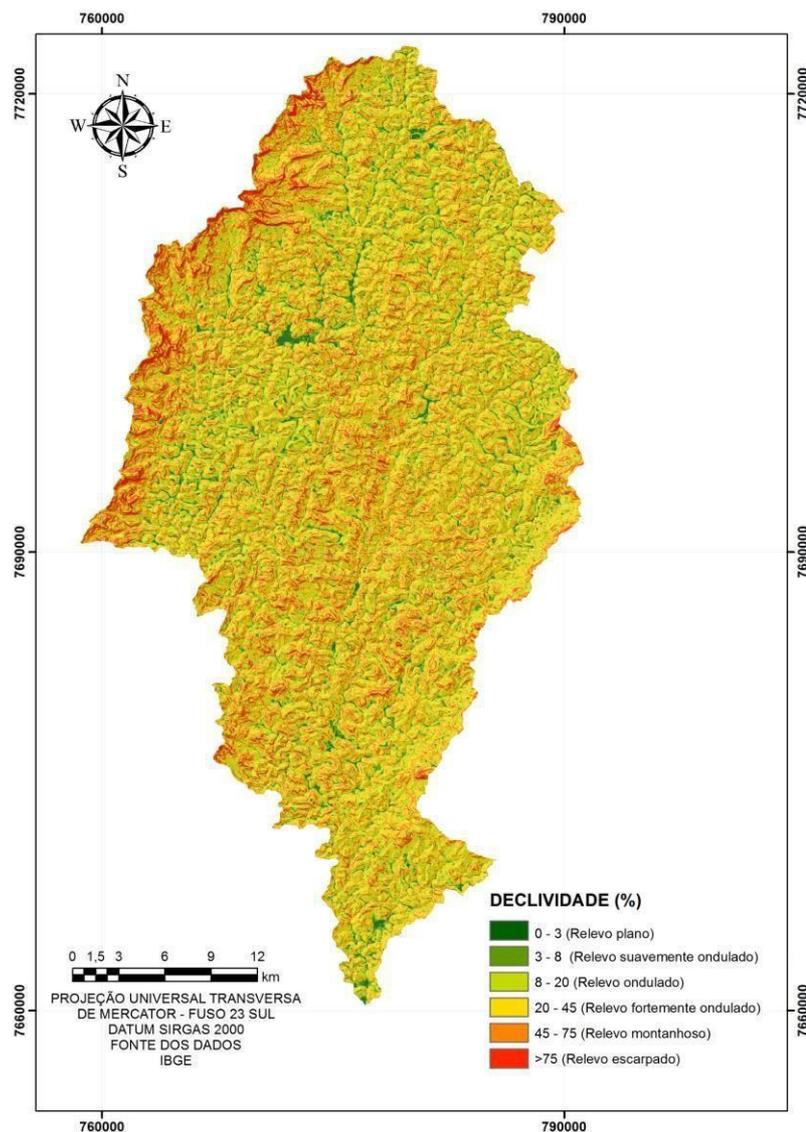


Figura 21. Declividade da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

O terreno da BHRG tem a sua orientação predominantemente voltada para a direção Leste, com 31 % da área total, com relevância para a região escarpada da Serra do Brigadeiro (FIGURA 22). Logo em seguida vem a orientação para a direção Oeste, equivalente a 30 % do terreno, predominante nos divisores topográficos do lado oposto à Serra do Brigadeiro.

As orientações para as direções Norte e Sul apresentaram menor presença, o que indica o aspecto longitudinal do terreno da bacia, com as vertentes voltadas na maioria das vezes para Leste e Oeste, de acordo com os principais lineamentos estruturais da bacia.

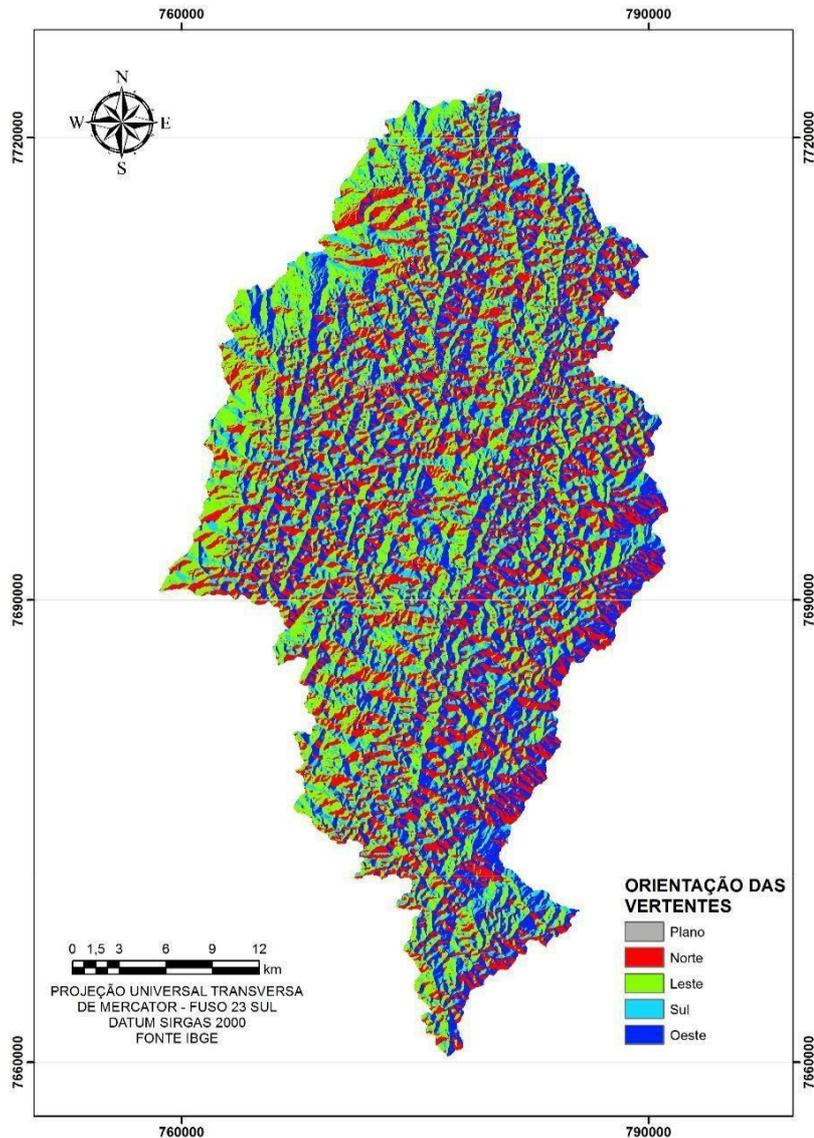


Figura 22. Orientação das vertentes da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

A BHRG possui uma área de 1097,14 km² e um perímetro de 214,72 km (TABELA 1). Entre suas inter e sub-bacias, a interbacia do Baixo Rio Glória foi a que apresentou a maior área. Isto se deu devido à inexistência de afluentes e sub-bacias de grande expressão junto ao curso inferior do Rio Glória, o que acarretou na necessidade de unificação desta área em uma única bacia para a aplicação dos parâmetros morfométricos.

Tabela 1. Dados físicos relativos à área da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

Bacias Hidrográficas	Área da Bacia (km ²)	Perímetro (km)	Eixo da Bacia (km)
Rio Glória	1097,14	214,72	62,83
Médio Rio Glória	94,64	85,31	22,61
Baixo Rio Glória	280,32	113,43	30,68
Córrego da Ararica	99,81	56,19	17,61
Ribeirão da Conceição	92,38	54,59	15,60
Ribeirão do Alegre	106,96	59,82	18,37
Ribeirão do Jorge	156,50	77,20	21,97
Ribeirão dos Alves	72,75	50,63	17,47
Ribeirão Pai Inácio	91,07	64,60	19,88
Rio Preto	102,66	53,02	14,43

Dentre as sub-bacias, aquela que apresentou as maiores dimensões foi a bacia do Ribeirão do Jorge, com 156,50 km² e 77,20 km de área e perímetro, respectivamente. Enquanto, a sub-bacia com a menor área foi a bacia do Ribeirão dos Alves, com área de 72,75 km² e perímetro de 50,63 km. É interessante registrar duas bacias com desproporcionalidade entre a sua área e o seu perímetro: a interbacia do Médio Rio Glória, que com área de 94,64 km², possui perímetro de 85,31 km, e a sub-bacia do Rio Preto que possui uma área de 102,66 km² e perímetro de apenas 53,02 km. Estas diferenças apontam as características geométricas destas duas bacias: enquanto a primeira é mais alongada, a segunda é mais circular. O comprimento do eixo das bacias está associado com o perímetro.

Tabela 2. Dados físicos relativos ao tamanho da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

Bacias Hidrográficas	Número de Canais	Comprimento Total dos Canais (km)	Comprimento Canal Principal (km)	Distância Vetorial Canal Principal (km)
Rio Glória	2641	2389,43	102,76	61,45
Médio Rio Glória	262	221,98	36,99	19,37
Baixo Rio Glória	705	626,25	39,17	25,24
Córrego da Ararica	201	206,02	26,90	16,9
Ribeirão da Conceição	205	195,61	25,66	14,38
Ribeirão do Alegre	238	226,29	30,55	17,45
Ribeirão do Jorge	379	324,84	33,89	19,69
Ribeirão dos Alves	198	163,91	20,98	16,17
Ribeirão Pai Inácio	223	196,73	27,50	18,24
Rio Preto	245	227,79	25,62	12,92

Constatou-se a presença de 2641 canais na bacia do Rio Glória, com um comprimento

total de 2389,43 km, enquanto o próprio Rio Glória possui um comprimento de 102,76 km (TABELA 2). O comprimento do médio e baixo Rio Glória é bem parecido, com 36,99 e 39,17 km respectivamente, embora a interbacia do Baixo Rio Glória seja muito maior tanto em relação ao número como ao comprimento total dos canais. Vale destacar novamente a bacia do Ribeirão do Jorge, que possui os valores máximos de número de canais, comprimento total dos canais e comprimento do canal principal entre as sub-bacias.

A rede de drenagem da BHRG apresenta padrões geométricos distintos de acordo com a sua localização na área de pesquisa. Nas encostas mais altas, principalmente nas escarpas da Serra do Brigadeiro, a acentuada declividade das vertentes de orientação leste induziu ao desenvolvimento do padrão paralelo (FIGURA 23a) dos canais em direção às partes mais baixas. O padrão dendrítico (FIGURA 23b) é encontrado predominantemente nas partes mais baixas da bacia, onde a dissecação é menos acentuada. A tropia é multidirecional, sem orientação preferencial e a sinuosidade do canal varia de acordo com a litologia.

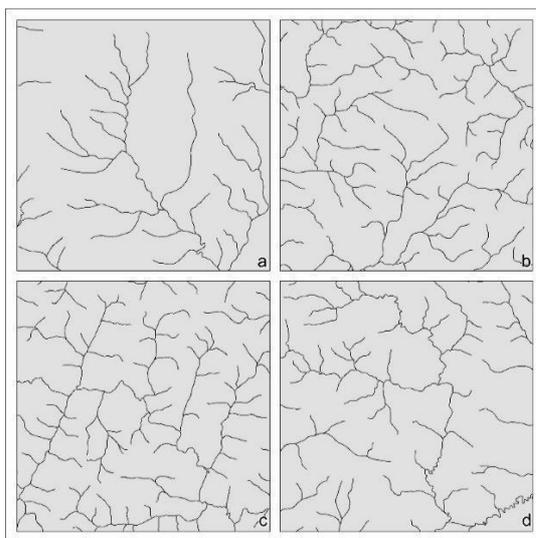


Figura 23. Tipos de padrão de drenagem encontrados na área da Bacia Hidrográfica do Rio Glória: paralelo (a), dendrítico (b), treliça (c) e retangular (d)

O padrão treliça (FIGURA 23c), por sua vez, pode ser encontrado em todas as áreas da bacia, com destaque para o canal principal do Rio Glória, indicando o forte controle estrutural sobre a rede de drenagem. Os canais associados a esse padrão possuem formato retilíneo e média angularidade nos pontos de intersecção com seus afluentes. A tropia, ou direção dos canais, é indicada por duas direções preferenciais: SO-NE, acompanhando os principais lineamentos da Zona de Cisalhamento (ZC) Cataguases; e em menor grau, O-E, através das falhas e fraturas que se distribuem transversalmente às zonas de cisalhamento. O padrão retangular também é encontrado associado ao controle estrutural, com mudança abrupta na

orientação dos canais, que chegam a formar cotovelos com ângulos próximos a 90° (LIMA, 2015). É encontrado tanto nos planaltos como no Médio Rio Glória (FIGURA 23d).

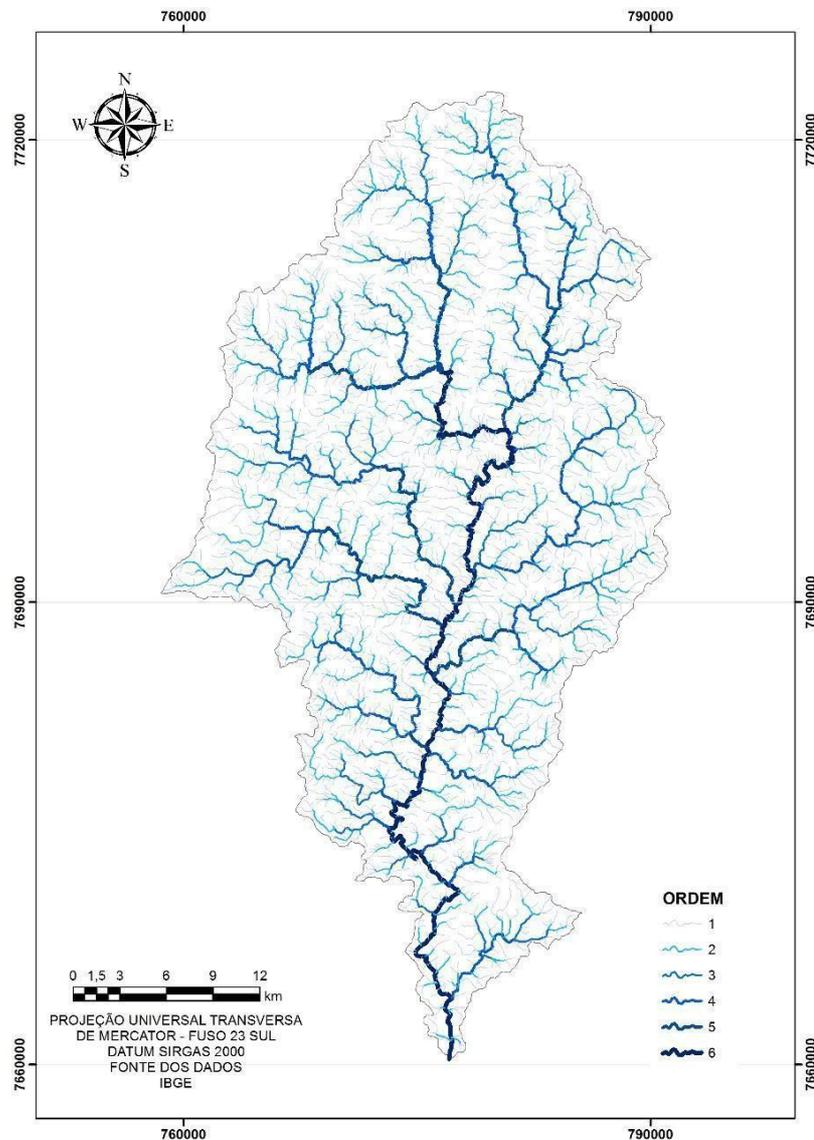


Figura 24. Hierarquia fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Glória de acordo com o método de Strahler (1957).

Utilizando – se da ordenação proposta por Strahler (1957), foram encontradas ao todo seis ordens fluviais (FIGURA 24). Constatou-se que a BHRG possui uma grande quantidade de segmentos de baixa hierarquia fluvial, enquanto apresenta um total abruptamente mais reduzido de canais de ordens maiores (TABELA 3).

O número de canais da BHRG diminui progressivamente da menor ordem para a maior, de acordo com o padrão universal apresentado por Horton (1948) nas leis da composição da drenagem. A bacia apresenta 2039 canais de 1° ordem (TABELA 3) que por

sua vez podem ser associados com a disponibilidade hídrica da bacia, uma vez que os canais de 1° ordem refletem a quantidade de bacias de ordem 1, que estão intimamente ligadas ao forte controle estrutural da bacia.

Tabela 3. Dados da hierarquia fluvial da rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória..

Ordem dos Canais	Número de Canais	Comprimento dos Canais (km)	Comprimento Mediano dos Canais (km)	CV do Comprimento dos Canais (%)
1° ordem	2039	1410,25	0,59	53,51
2° ordem	465	455,51	0,75	80,57
3° ordem	102	211,12	1,45	78,65
4° ordem	27	150,55	4,14	88,06
5° ordem	7	86,14	13,57	46,42
6° ordem	1	75,85	--	--

Os valores da relação de bifurcação indicam que a maior diferença na quantidade de canais encontra-se entre as ordens 5 e 6 (TABELA 4), com uma diferença considerável em comparação com o segundo maior valor de relação de bifurcação, que se encontra entre a 2° e 3° ordens. Por sua vez, o menor valor encontra-se entre a 3° e 4° ordens.

Tabela 4 Parâmetros morfométricos lineares relativos à hierarquia fluvial.

Ordem dos Canais	Relação de Bifurcação	Queda Vertical (%)
1° ordem		265,01
	4,38	
2° ordem		24,16
	4,56	
3° ordem		60,77
	3,78	
4° ordem		17,09
	3,86	
5° ordem		3,58
	7	
6° ordem		0,77

A queda vertical (TABELA 4) que equivale à declividade de cada ordem, apresenta em geral um padrão descendente das ordens menores para as maiores, com a 1° ordem apresentando elevada declividade (265,01 %) em relação ao restante da rede de drenagem, enquanto que a última ordem apresentada declive de apenas 0,77 %. Entretanto, é possível

verificar que esse padrão é rompido na 3^o ordem, que apresenta queda vertical consideravelmente maior que os canais de 2^o ordem.

Tabela 5 Parâmetros morfométricos lineares relativos aos canais principais.

Rios Principais	Índice de Sinuosidade	Gradiente dos Canais (%)	Fator de Assimetria (%)
Rio Glória	1,68	1,17	49,50
Médio Rio Glória	1,91	1,08	52,54
Baixo Rio Glória	1,55	0,48	46,58
Córrego da Ararica	1,59	2,28	62,13
Ribeirão da Conceição	1,78	1,45	41,87
Ribeirão do Alegre	1,75	2,55	42,55
Ribeirão do Jorge	1,72	0,89	36,66
Ribeirão dos Alves	1,3	2,38	30,10
Ribeirão Pai Inácio	1,51	2,76	35,02
Rio Preto	1,98	1,94	35,07

O Rio Glória apresentou índice de sinuosidade de 1,68, demonstrando que o canal tende a ser mais sinuoso em todo o seu trajeto (TABELA 5). Esta sinuosidade é acentuada no médio Rio Glória, onde o índice é de 1,91, porém é reduzida no baixo curso, onde o índice de 1,55. Entre as sub-bacias, constatou – se que o Rio Preto apresenta a maior sinuosidade, com 1,98, enquanto o Ribeirão dos Alves é o canal mais retilíneo de todos analisados, com 1,3.

O canal que apresentou o maior gradiente foi o Ribeirão Pai Inácio, com 2,76 %, seguido por Ribeirão do Alegre e Ribeirão dos Alves. É interessante constatar que o gradiente nestes canais é inversamente relacionado com a sinuosidade, visto que estes três canais apresentam características mais transicionais e retilíneas. Por sua vez, o Baixo Rio Glória obteve o gradiente de 0,48 %, o mais reduzido de todos os canais. Como um todo, o Rio Glória exibiu um gradiente intermediário de 1,17 %.

O Rio Glória mostrou um fator de assimetria de 49,50 %, o que significa que o canal não possui basculamento considerável nem para a direita e nem para a esquerda, com o seu talvegue estando bem centralizado na maior parte do seu percurso.

Notadamente, este padrão é encontrando também no Médio e Baixo Glória, com variações relativamente pequenas. O Córrego Ararica é o único que apresenta basculamento um pouco mais acentuado à esquerda, enquanto que o restante dos afluentes apresenta basculamento à direita, com o Ribeirão dos Alves possuindo o maior deslocamento.

De acordo com Christofolletti (1969), a BHRG apresenta baixa densidade de

drenagem, com 2,18 km / km² (TABELA 6) denotando assim baixa capacidade hídrica. As suas inter e sub-bacias possuem semelhantes valores para a densidade de drenagem, com pequenas variações entre si, sendo que a interbacia do Médio Rio Glória apresenta o maior valor, com 2,35 km / km² e a sub-bacia do Córrego da Ararica, o menor, com 2,06 km / km². Desta forma, verificou-se grande homogeneidade nos valores de densidade de drenagem em todos os setores da área de estudo, devida em grande parte à uniformidade da litologia da BHRG.

Tabela 6 Parâmetros morfométricos zonais referentes à relação da drenagem com a área das bacias.

Bacias Hidrográficas	Densidade de Drenagem (km / km ²)	Densidade Hidrográfica (canal / km ²)	Textura Topográfica (km)	Coefficiente de Manutenção (m ² / m)	Extensão do Percorso Superficial (m)
Rio Glória	2,18	1,86	3,95	459,16	229,36
Médio Rio Glória	2,35	2,1	4,3	426,34	212,77
Baixo Rio Glória	2,23	1,95	4,06	447,62	224,22
Córrego da Ararica	2,06	1,57	3,71	484,47	242,72
Ribeirão da Conceição	2,12	1,74	3,83	472,27	235,85
Ribeirão do Alegre	2,12	1,78	3,83	472,67	235,85
Ribeirão do Jorge	2,08	1,78	3,75	481,78	240,38
Ribeirão dos Alves	2,25	1,99	4,1	443,84	222,22
Ribeirão Pai Inácio	2,16	1,83	3,91	462,92	231,48
Rio Preto	2,22	1,9	4,03	450,68	225,23

Verificou-se que há uma forte associação da densidade de drenagem com a densidade hidrográfica. A bacia do Médio Rio Glória apresentou a maior densidade hidrográfica, com 2,10 canais / km², enquanto a bacia do Córrego da Ararica possui a menor quantidade de rios de todas as bacias analisadas, com 1,57 canais / km², o que vai de encontro com a sua baixa densidade de drenagem. O mesmo padrão pode ser observado com a textura topográfica. A BHRG apresenta textura topográfica de 3,95 km, sendo classificada como textura intermediária entre grosseira e média. Entre as suas inter e sub-bacias, a bacia do Médio Glória apresentou textura de 4,3 km, enquanto a bacia que apresentou maior espaçamento entre seus canais foi a do Córrego da Ararica, com textura de 3,71 km.

O *raster* de densidade de drenagem gerado através do método geoestatístico de Kernel mostrou-se satisfatório tanto qualitativamente como quantitativamente (FIGURA 25). Verificou-se que a informação gerada apresentou consistência espacial ao constatar-se que com este dado é possível discriminar os maiores canais da bacia a partir das zonas de maior

densidade de drenagem.

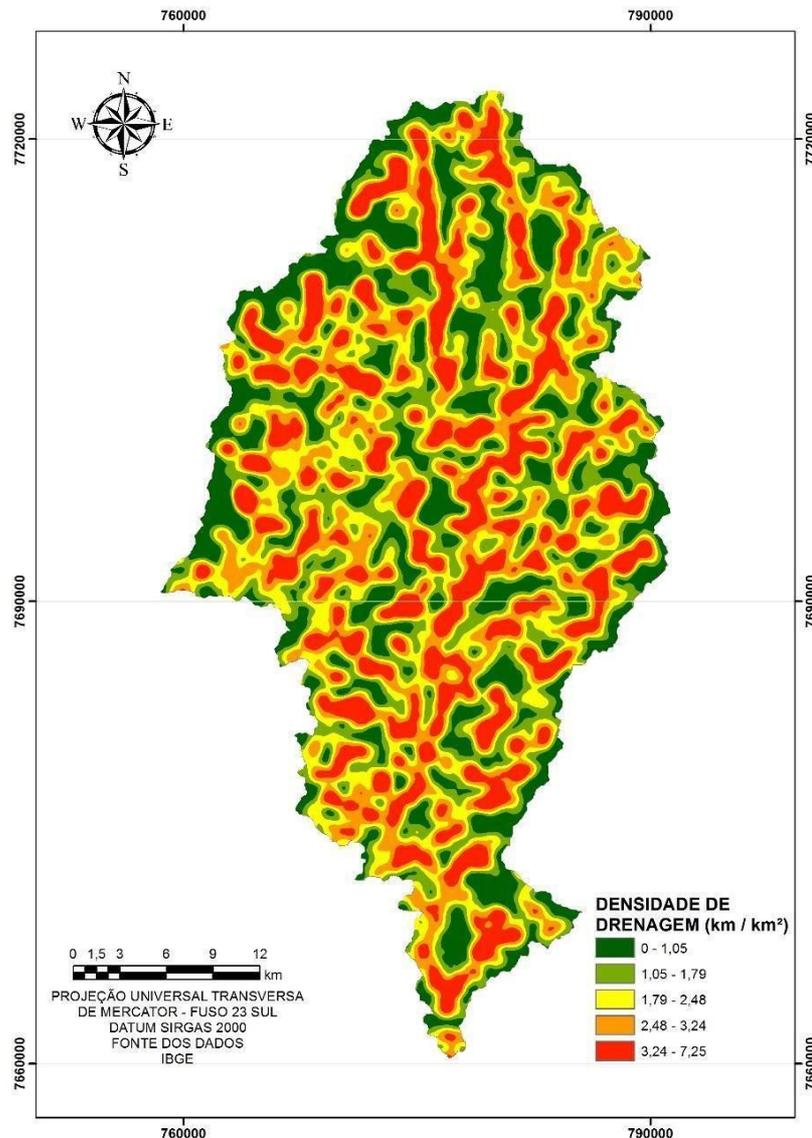


Figura 25. Densidade de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

A densidade de drenagem também se mostrou satisfatória quantitativamente pela verificação final do valor médio da densidade das 10 bacias trabalhadas com o valor gerado pela metodologia de Horton (1945), já difundida no meio acadêmico e também aplicada nesta pesquisa (TABELA 7).

O coeficiente de manutenção possui uma relação inversa com a densidade de drenagem (TABELA 6). Desta forma, a sub-bacia do Córrego da Ararica é a bacia com maior coeficiente de manutenção, 484 m² / m, necessitando de uma área maior para o desenvolvimento de um metro de canal de escoamento. Enquanto isso, a interbacia do Médio Glória mostra-se mais bem drenada, necessitando de uma área menor para a manutenção dos seus canais, mais especificamente 426,34 m² / m. Esta relação inversa com a densidade de

drenagem também é verificada na extensão do percurso superficial. Portanto em áreas com alta densidade de drenagem, a distância entre os interflúvios e os canais é menor, e vice-versa.

Tabela 7 Comparação dos resultados entre metodologias de obtenção da densidade de drenagem.

Bacias Hidrográficas	Densidade de Drenagem - Kernel (km / km ²)	Densidade de Drenagem - Horton, 1945 (km / km ²)
Rio Glória	2,18	2,18
Médio Rio Glória	2,34	2,35
Baixo Rio Glória	2,23	2,23
Córrego do Ararica	2,07	2,06
Ribeirão da Conceição	2,11	2,12
Ribeirão do Alegre	2,1	2,12
Ribeirão do Jorge	2,08	2,08
Ribeirão dos Alves	2,23	2,25
Ribeirão Pai Inácio	2,15	2,16
Rio Preto	2,22	2,22

A BHRG apresenta formato alongado (TABELA 8). A interbacia do Médio Rio Glória apresentou o padrão mais alongado e irregular entre as bacias analisadas em todos os parâmetros, o que contribui para o escoamento superficial e a diminuição do risco de enchentes. Isto se dá pelo fato desta bacia se encontrar delimitada entre os principais afluentes do Rio Glória, tendo um formato mais estreito e restrito na sua parte inferior. A bacia do Ribeirão Pai Inácio também exibe um formato mais irregular, o que é confirmado quantitativamente em todos os índices registrados.

Tabela 8 Parâmetros morfométricos zonais relativos à geometria das bacias

Bacias Hidrográficas	Fator de Forma	Índice de Circularidade	Coefficiente de Compacidade	Razão de Elongação
Rio Glória	0,28	0,3	1,83	0,59
Médio Rio Glória	0,19	0,16	2,47	0,49
Baixo Rio Glória	0,3	0,27	1,91	0,62
Córrego da Ararica	0,32	0,4	1,59	0,64
Ribeirão da Conceição	0,38	0,39	1,6	0,69
Ribeirão do Alegre	0,32	0,38	1,63	0,64
Ribeirão do Jorge	0,32	0,33	1,74	0,64
Ribeirão dos Alves	0,24	0,36	1,67	0,55
Ribeirão Pai Inácio	0,23	0,27	1,91	0,54
Rio Preto	0,49	0,46	1,48	0,79

Em compensação, a sub-bacia do Rio Preto apresenta a forma mais circular entre todas as bacias, com a razão de alongação e o coeficiente de compacidade sendo os parâmetros mais importantes para esta constatação. O restante das bacias expôs um padrão geométrico mais intermediário, com os parâmetros apresentando valores médios e com algumas variações entre si.

A BHRG apresenta uma amplitude altimétrica elevada de 1805,23 metros (TABELA 9). Esta amplitude é refletida nas sub-bacias localizadas no lado oeste da área de pesquisa, onde os principais canais de ordem 1 se localizam na região serrana do Brigadeiro, com registro notável para a bacia do Ribeirão Pai Inácio, com 1519,80 metros. A bacia do Rio Preto apresentou relação de relevo aproximadamente quatro vezes superior ao valor registrado pela bacia do Rio Glória. Isso indica que, nas partes baixas da bacia do Rio Glória, os desníveis são consideravelmente menores que nas suas partes mais altas. O fator topográfico apresentou padrão semelhante ao da razão.

Tabela 9 Parâmetros morfométricos relativos à hipsometria das bacias.

Bacias Hidrográficas	Amplitude Altimétrica (m)	Declividade Média (%)	Relação de Relevo (m/km)	Fator Topográfico	Índice de Rugosidade (% / km ²)
Rio Glória	1805,23	31,34	28,73	18,72	31,91
Médio Rio Glória	703,61	33,83	31,12	27,11	34,00
Baixo Rio Glória	927,90	31,03	30,24	18,50	31,33
Córrego da Ararica	1221,68	34,56	69,37	56,90	34,73
Ribeirão da Conceição	979,95	29,40	62,82	52,86	29,68
Ribeirão do Alegre	1185,89	32,80	64,56	51,32	33,24
Ribeirão do Jorge	942,40	28,57	42,89	29,39	28,90
Ribeirão dos Alves	989,02	31,37	56,61	45,50	31,59
Ribeirão Pai Inácio	1519,80	31,87	76,49	44,61	31,97
Rio Preto	1141,58	34,94	79,11	80,79	35,22

Constatou-se que a declividade média não possui associação com a amplitude altimétrica, variando, portanto, de acordo também com outros fatores. As inter e sub- bacias apresentaram sua declividade variando em torno da declividade da bacia principal, que é de 31,34 %. A bacia com maior declividade é a do Rio Preto, com 34,94 %, seguido pela bacia do Córrego da Ararica, com 34,56 %. Já as bacias que apresentaram as menores declividades médias foram as do Ribeirão do Jorge, com 28,57 % e Ribeirão da Conceição, com 29,40%. O índice de rugosidade mostrou padrão proporcional à declividade, apontado que a rugosidade e a dissecação do relevo são superiores nas bacias com grande concentração de

altos valores de declive.

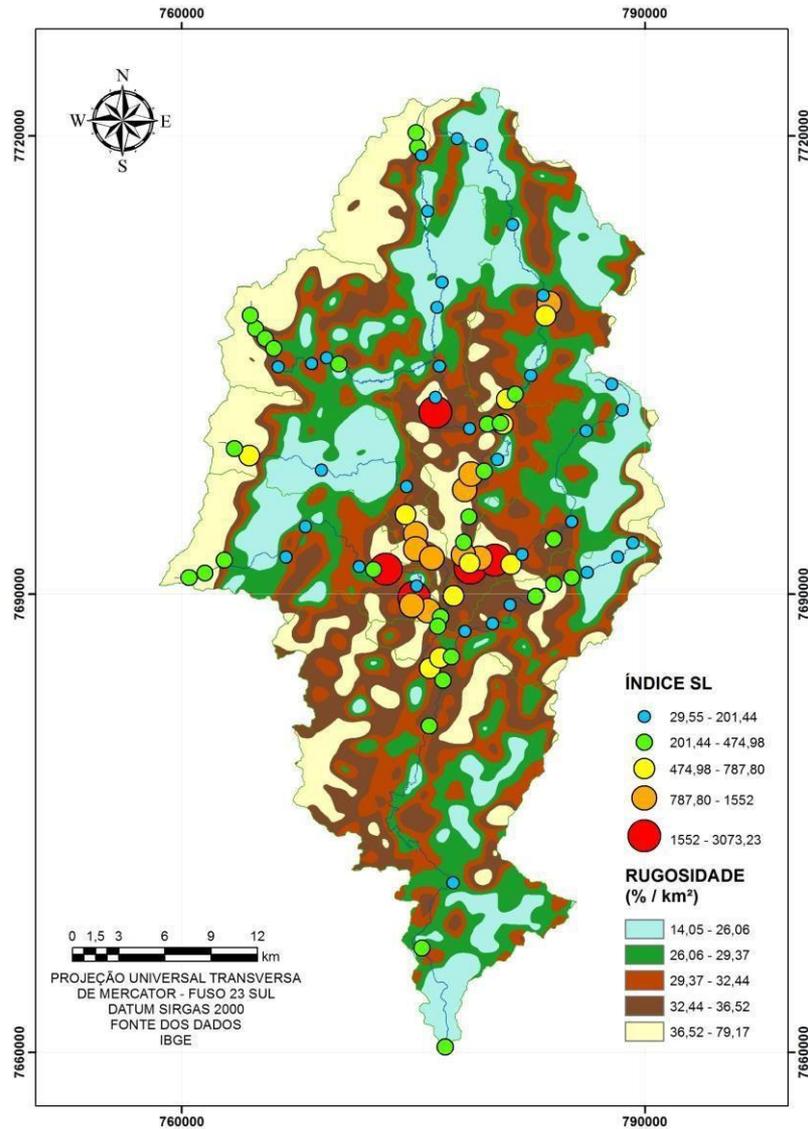


Figura 26. Índice de Concentração da Rugosidade e Índice Stream-Lenght da Bacia Hidrográfica do Rio Glória.

No geral, os valores do Índice de Concentração da Rugosidade mostraram-se elevados para a Bacia Hidrográfica do Rio Glória, indicando acentuada dissecação do relevo na área de estudo. A rugosidade mais acentuada foi verificada nas escarpas da Serra do Brigadeiro, no noroeste da bacia do Rio Glória. Constatou-se que o vale do médio Rio Glória também apresenta rugosidade média à alta, sendo intermediário entre dois compartimentos com rugosidade mais reduzida.

O Índice SL ou Relação Extensão-Declividade também apresentou valores elevados para a rede de drenagem da bacia do Rio Glória, com valor mínimo de 29,55 nos setores menos inclinados e máximo de 3073,23 nas zonas de relevo mais acidentado, apresentando boa concordância com o Índice de Concentração da Rugosidade (FIGURA 26). De uma forma

geral, os maiores valores do Índice SL ocorreram na região do Médio Rio Glória e próximo à desembocadura dos ribeirões Alegre, Pai Inácio e Conceição, neste mesmo setor. Os menores valores estão concentrados na maior parte do Baixo Rio Glória, onde o canal se torna mais meândrico e no platô central das sub-bacias cujas nascentes encontram-se na Serra do Brigadeiro.

Tabela 10 Índice SL total e número de anomalias dos canais analisados.

Bacias Hidrográficas	Nº de segmentos SL _s	Índice SL _T	Anomalias 1º ordem	Anomalias 2º ordem
Rio Glória	26	258,59	0	6,00
Ribeirão da Conceição	10	114,58	2	3,00
Ribeirão do Alegre	13	228,24	1	3,00
Ribeirão do Jorge	10	85,95	1	4,00
Ribeirão dos Alves	12	164,02	0	4,00
Ribeirão Pai Inácio	9	229,40	0	6,00
Rio Preto	9	153,43	0	1,00

Após o cálculo do Índice SL total para os canais em análise, verificou-se que o Rio Glória apresenta SL_T de 258,59 (TABELA 9). O índice foi superior para o Rio Glória em relação a todos os afluentes analisados, o que era de se esperar devido à maior amplitude altimétrica e o maior volume de água do canal principal. O Ribeirão da Conceição apresentou o maior número de anomalias de 1º ordem, enquanto que o Rio Glória e o Ribeirão Pai Inácio apresentaram a maior quantidade de anomalias de 2º ordem.

6. DISCUSSÃO

As informações morfométricas que apresentaram os resultados mais relevantes para a compartimentação topográfica da BHRG foram: a relação de bifurcação, o Índice de Concentração da Rugosidade e o Índice *Stream-Lenght* (SL). Esta compartimentação é embasada nos diferentes padrões de controle da drenagem apontados por estes dados, influenciados principalmente pelo acentuado controle estrutural verificado na área de pesquisa.

Segundo Horton (1945), o valor da relação de bifurcação é maior para áreas amorreadas, com bacias de drenagem muito dissecadas, enquanto é menor para bacias com áreas colinosas. O valor da relação de bifurcação (7) entre as maiores ordens da área de pesquisa (5 e 6) pode ter a sua intensidade analisada através da comparação com valores de bifurcação das maiores ordens de outras bacias, com hierarquia fluvial variada. Segundo Clowes e Comfort (1987) a relação de bifurcação entre as ordens finais 3 e 4 da bacia do Rio Dunsop, no norte da Inglaterra, equivale a 2. Mesmo valor foi apresentado por Christofolletti (1980) para as ordens 4 e 5 da bacia do Rio Passa Cinco, no Estado de São Paulo. Por sua vez, Fonseca (2010) ao analisar a morfometria das bacias do Alto Jequitinhonha e do Rio Pardo, na Serra do Espinhaço, encontrou os valores de 1,16 e 2,74, respectivamente, para as ordens máximas das duas bacias (5 e 6).

O alto valor da relação de bifurcação encontrado entre as ordens 5 e 6 da BHRG é um indício do acentuado controle estrutural exercido pelas principais zonas de cisalhamento da bacia no talvegue do Rio Glória. Esta constatação pode ser feita através da observação da homogeneidade dos grupos litológicos em toda a bacia, com predominância de gnaisses tanto nas regiões centrais próximas à calha principal como nos planaltos e nos divisores topográficos da área de pesquisa.

Segundo França (1967), a relação de bifurcação varia diretamente com o comportamento hidrológico dos solos entrecortados pelos canais fluviais, sendo maior em solos menos permeáveis e menor em solos mais permeáveis. Esta característica, que está relacionada com o controle climático na dissecação do relevo, não é observada na BHRG, onde o Rio Glória corre sobre associações de solos com predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos, altamente permeáveis (RADAM BRASIL, 1983).

Outra característica que sugere o controle estrutural sobre a topografia da área é o fato das partes mais baixas da BHRG terem predominância de rochas plutônicas, como granitos e

granitoides, as quais são altamente resistentes ao intemperismo. A única forma destas áreas se localizarem em altitudes mais baixas em relação a áreas de gnaíse, rocha mais tenra ao intemperismo, seria a partir de interferências tectônicas que, ou rebaixassem os corpos plutônicas, ou soerguessem o embasamento metamórfico localizado atualmente nas partes mais altas. A maior quantidade de canais de ordem 1 e 2 em relação aos canais de ordens intermediárias, também sugere acentuado controle estrutural nas partes mais altas, onde o acentuado nível de base permite o desenvolvimento de canais de pequena extensão que vão se unificando em direção às partes mais baixas. No restante da BHRG é possível observar uma atuação mais significativa dos fatores climáticos no relevo, por mais que estes ainda estejam condicionados à estrutura. Os canais de ordens intermediárias, que possuem os menores valores de bifurcação (3,58 e 3,56), tem a maior parte da sua extensão localizada nos planaltos da BHRG, caracterizados por acentuada presença de Latossolos e relevo colinoso.

Entretanto, o elevado valor da queda vertical dos canais de 3° ordem (60,77 %) em relação às ordens subjacentes e sobrejacentes e o maior coeficiente de variação do comprimento de canais de 4° ordem (88,06 %), principalmente se comparado com o valor reduzido de 46,42 % da ordem imediatamente superior, também sugerem grande influência dos lineamentos estruturais da BHRG. O fato das ordens 3 e 4 se localizarem em áreas de relevo menos acidentado, como os planaltos dissecados, pode indicar que apesar do condicionamento da drenagem por falhas e fraturas oriundas do Proterozóico, estas litoestruturas podem não ter sofrido as mesmas interferências das reativações tectônicas modernas como outros setores da BHRG.

O Índice de Concentração da Rugosidade, apesar de distribuído de forma heterogênea pelos diferentes compartimentos topográficos da área de pesquisa, indica que a BHRG apresenta elevada dissecção do relevo em toda a sua extensão. Tomando-se como referência a classificação do ICR Global (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2008), a bacia apresenta valores mínimos de ICR condizentes a relevos fortemente ondulados, pois o menor valor encontrado foi de 14,05 % / km². Esta classe já indica acentuada dissecção do relevo, que é ampliada consideravelmente conforme o ICR aponta zonas com maiores valores de rugosidade.

Foram registrados valores similares de ICR em relação a outras áreas do Escudo oriental brasileiro (SAMPAIO, 2008; SAMPAIO & AUGUSTIN, 2014). Tal similaridade pode ser atribuída à história tectônica semelhante e às condições climáticas que favorecem a dissecção em todas estas regiões. No leste do Paraná, os maiores valores de dissecção (25,29 - 84,20 % / km²) foram encontrados por Sampaio & Augustin (2014) sobre os granitos alcalinos e escarpas de falhas da Serra do Mar, soerguidos durante reativação tectônica no

Cenozoico. Entretanto, no geral, os valores de ICR da BHRG apresentaram-se levemente mais elevados, principalmente devido a presença de planícies sedimentares no litoral paranaense (com ICR de 0,23 – 6,38 % / km²) e de terrenos metamórficos menos dissecados (ICR de 14,12 – 25,29 % / km²) do que os gnaisses da BHRG.

Ao se comparar a concentração da rugosidade da área de pesquisa com outras áreas de litologia mais tenra, também se verifica uma dissecação mais acentuada na BHRG devido ao forte controle estrutural na rede de drenagem (NASCIMENTO *et al.*, 2010; MISSURA, 2013; LIMA, 2013). Ao analisar a exposição do sistema carste em bacias com distintos estágios erosivo devido a interferências estruturais, no Paraná, Nascimento *et al.* (2010) obtém valores do ICR mínimos de 1,6 e máximos de 41,8 % / km². Estes valores são muito inferiores aos encontrados para a bacia do Rio Glória (mínimo de 14,05 e máximo de 79,17 % / km²), de litologia mais resistente à denudação.

A maior contribuição dos agentes erosivos na esculturação do relevo na BHRG revela-se pelos valores mais altos de ICR em comparação com áreas que também sofreram importantes interferências tectônicas, mas que possuem clima mais seco. É o que é apresentado por Bastos Jr. *et al.* (2015), ao aplicar o ICR na avaliação geomorfológica de parte da Faixa de Dobramentos Sergipana. Os principais valores identificados pelos autores variam entre 0 e 6 % / km², o que segundo o ICR Global corresponde às classes de dissecação muito baixa a baixa.

Os maiores valores de dissecação indicados pelo Índice de Concentração da Rugosidade na BHRG encontram-se nas escarpas de falhas e nas cristas assimétricas que constituem os divisores topográficos da Serra do Brigadeiro. Nesta região, o ICR apresenta predominantemente valores superiores à 36,52 % / km², chegando aos valores máximos da área de pesquisa, com 79,17 % / km². Esta área, marcada pela elevada amplitude altimétrica, é caracterizada por uma menor espessura do regolito, predominantemente cambissólico: as encostas são quase destituídas destas alterações, deixando entrever em muitas partes o embasamento charnockítico e a presença de matacões (RADAM BRASIL, 1983). Devido à manutenção do controle estrutural primitivo, a região serrana do Brigadeiro tem seu relevo fortemente marcado pela dissecação diferencial, com o entalhamento dos talwegues podendo alcançar de 268 a 344 metros de profundidade (RADAM BRASIL, 1983), principalmente onde a drenagem é controlada por zonas de cisalhamento contracional de orientação NE-SO. Nestas áreas, os vales são alinhados, com presença de blocos fraturados nas encostas, formando pontões elevados quando a dissecação é mais acentuada. Os canais fluviais, de baixa profundidade e muito alimentados pelas águas superficiais provenientes das

precipitações locais da Serra do Brigadeiro, correm em meio aos pontões e cristas em vales encaixados que cortam os principais lineamentos estruturais SO-NE, criando padrões paralelos da drenagem devido ao elevado nível de base. Há também a formação de colúvios no sopé das escarpas, onde os solos são mais profundos (SEMAD, 2009).

Os extensos planaltos dissecados da BHRG apresentaram um padrão de dissecação mais homogêneo, com maior influência climática na modelagem do relevo e entalhamento do talvegue menos profundo, podendo variar de 87 a 104 metros de profundidade (RADAM BRASIL, 1983). Marcados pela presença de solos profundos drenados por canais de ordens intermediárias esse compartimento é caracterizado por morros mamelonizados com topos mais rebaixados e simétricos. O fraco potencial gravitacional da água nestas áreas, devido à baixa declividade, induz à deposição local dos sedimentos erodidos das partes mais altas nas sub-bacias localizadas no platô oeste, criando depósitos aluvionares arenosos nas calhas dos rios que contribuem para o aumento do comprimento dos canais a partir da formação de meandros não encaixados.

Como as interferências neotectônicas não produziram o rejuvenescimento dos planaltos com a mesma intensidade que nas áreas centrais, os vales destas áreas se encontram em processo evolutivo mais avançado, com o alargamento das vertentes associadas ao desenvolvimento de planícies de inundação e terraços mais extensos. Alguns dos principais canais encontram-se também anastomosados, devido à grande quantidade de material grosseiro transportado de regiões mais altas, principalmente da Serra do Brigadeiro, e que devido à baixa potência dos rios, são depositados no próprio leito. O obstáculo natural que então se forma, pela rugosidade e saliências, faz com que o rio se ramifique em múltiplos canais, pequenos e rasos, e desordenados devido às constantes migrações entre ilhotas (CHRISTOFOLETTI, 1981). Isto pode ser verificado com mais intensidade na sub-bacia do Rio Preto, onde o canal principal possui grande sinuosidade ($I_s = 1,98$). A sub-bacia do Rio Preto também apresentou a área com maior susceptibilidade de enchentes, de acordo com os parâmetros geométricos analisados, o que é potencializado pela sinuosidade do curso principal. Os planaltos apresentam padrão de dissecação semelhante àquele verificado nas áreas baixas, com valores variando principalmente de 14,05 % / km² a 29 % / km². No compartimento inferior da BHRG, os menores valores de dissecação do relevo estão relacionados não somente ao reduzido gradiente dos canais, mas também ao embasamento granítico das suítes intrusivas, mais resistente à erosão mecânica dos canais.

Separando dois compartimentos com índices de dissecação do relevo mais reduzidos, verifica-se uma faixa de valores mais altos de concentração da rugosidade na região central da

BHRG, com vergência similar à orientação dos principais lineamentos estruturais da ZC Cataguases. Analisando-se o Índice SL, observa-se que esta faixa de alta dissecação está associada com anomalias que afetaram em maior intensidade o Médio Rio Glória e os setores inferiores das sub-bacias cujas desembocaduras se encontram em áreas muito declivosas e com grande potencial energético. Os maiores gradientes dos ribeirões Pai Inácio ($G_c = 2,76\%$) e do Alegre ($G_c = 2,55\%$) reforçam a constatação do grande potencial erosivo da drenagem neste setor. Desta forma, é na região do Médio Rio Glória que são encontrados os principais *knickpoints* regionais da BHRG, ou rupturas de declive, que interferem significativamente no equilíbrio dinâmico dos perfis longitudinais dos rios. Segundo Christofolletti (1981), o surgimento de rupturas nos canais fluviais induz ao desenvolvimento de um elevado grau de independência entre os segmentos abaixo e acima da ruptura. Pertencendo a estágios cíclicos diferentes, os segmentos à jusante adquirem características mais “jovens”, enquanto aqueles à montante passam a apresentar aspectos mais “senis e maduros”. Na BHRG, esta situação pode ser observada tanto no Rio Glória, como nas sub-bacias com presença de anomalias neotectônicas no seu baixo curso. Enquanto os trechos fluviais à jusante dos principais *knickpoints* apresentam fluxo mais turbulento, com presença de corredeiras e cachoeiras, os trechos à montante dos *knickpoints*, localizados nos planaltos dissecados, adquirem menor potencial de transporte de sedimentos e de dissecação do relevo, uma vez que as rupturas passam a funcionar como o novo nível de base local destes trechos.

Devido à homogeneidade litológica do Médio e Alto Rio Glória (Figura 3) pode constatar-se que os altos valores do Índice SL estão associados às características estruturais da BHRG, principalmente aos soerguimentos neotectônicos desenvolvidos pela reativação dos falhamentos Pré-Cambrianos. Grande parte dos altos valores do Índice SL está relacionada aos padrões de drenagem treliça e retangular, fato que reafirma a influência tectônica no setor intermediário da BHRG. Desta forma, verifica-se que as sub-bacias do Médio Rio Glória apresentam um complexo padrão de dissecação, englobando distintos compartimentos geomorfológicos em sua área de drenagem, o que interfere significativamente no comportamento hidrológico dos seus canais.

Mesmo nas sub-bacias com gradiente vertical menos acentuado, foram encontradas anomalias de 1^o ou de 2^o ordem em todos os canais analisados (Tabela 10), o que significa que os canais não estão em perfeito estado de equilíbrio entre a erosão e a deposição. É o que acontece nas sub-bacias do Ribeirão do Jorge e Ribeirão da Conceição, que apesar de apresentarem SL total menor, possuem anomalias nos seus canais principais que podem estar

relacionados tanto às movimentações tectônicas como aos diques graníticos localizados nos platôs leste da BHRG. As sub-bacias do Ribeirão Pai Inácio e Ribeirão do Alegre apresentam os maiores valores do Índice SLt (229,40 e 228,24 respectivamente), sugerindo forte controle tectônico em sua rede hidrográfica. Estas bacias possuem suas cabeceiras nas íngremes escarpas da Serra do Brigadeiro, onde o Índice SL varia de 221,20 a 571,03, possuem os seus médios cursos nos planaltos da BHRG, onde o índice é mínimo (29,55 a 221,20), e possuem os seus baixos cursos encaixados na faixa de alta dissecação do Rio Glória, com valores acentuados do Índice SL (superiores a 571,03).

Apesar da conhecida eficiência do Índice SL na detecção de deformações neotectônicas no sistema de drenagem, o mesmo também sofre influência da litologia e agentes morfoclimáticos. Estudos realizados em áreas de rochas mais tenras ao intemperismo indicam valores de Índice SL menores do que os observados em rochas mais resistentes e até 2,5 vezes menores do que o Índice SL total da BHRG (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; TROIANI & DELLA SETA, 2008; CELARINO & LADEIRA, 2014). Por outro lado, Monteiro *et al.* (2010) registrou para a Bacia Tracunhaém (PE), em litologia semelhante, mas clima menos chuvoso, valores de Índice SL até 4 vezes mais baixos do que os calculados para a BHRG. Por sua vez, Fonseca (2010) encontra anomalias mais significativas na Serra do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais, principalmente na bacia do Alto Jequitinhonha, onde os maiores valores do Índice SL total encontram-se na faixa de 412 a 793. Como a composição litológica e o regime pluviométrico dessa área é semelhante às características da BHRG, toma-se que os maiores valores do índice na bacia do Alto Jequitinhonha estão associados à um tectonismo mais intenso do que na BHRG.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A BHRG apresentou grande complexidade geomorfológica, com identificação de importantes compartimentos do relevo regional, como escarpas e planaltos, associados com o potencial de dissecação dos cursos fluviais em cada área. A rede hidrográfica da BHRG indicou evolução condicionada por litoestruturas tectônicas do Pré-Cambriano, com acentuada interferência das reativações do Mesozoico-Cenozoico, que por sua vez apresentam influência diversificada na área de pesquisa.

As áreas que apresentaram maior dissecação do relevo foram os divisores topográficos da BHRG, com destaque para as escarpas da Serra do Brigadeiro, e o compartimento de vergência SO-NE localizado na região central, com destaque para a porção Médio Rio Glória. Na faixa central também foram identificados os trechos com maior potencial energético da BHRG, associados a importantes lineamentos da Zona de Cisalhamento Cataguases. Os planaltos dissecados e a porção do Baixo Rio Glória apresentaram dinâmica fluvial diferenciada, indicando influência estrutural com características reduzidas ou inversas às aquelas encontradas nas áreas de maior rugosidade do relevo.

A BHRG apresentou dissecação similar à outras regiões do Escudo oriental brasileiro, caracterizadas pelas litoestruturas da Serra do Mar e clima úmido, como no leste do Estado do Paraná. No entanto, tanto os valores do ICR e do Índice SL apresentaram-se mais reduzidos em regiões de litologia mais tenra, como pacotes sedimentares, ou de clima mais seco. A comparação da dissecação e do potencial energético dos canais encontrados nesta pesquisa com aqueles encontrados em outros estudos no Nordeste brasileiro indicam que o regime climático úmido atua concomitantemente à estrutura no desenvolvimento da dissecação da BHRG, não podendo ser negligenciado em áreas de clima tropical.

O estudo da influência tectônica e climática sobre a dissecação do relevo da BHRG tem como intenção contribuir para futuras pesquisas sobre a evolução paleogeográfica recente dos fraturamentos no Sudeste brasileiro, tendo as bacias hidrográficas como unidades fundamentais para a aplicação geomorfológica. Buscou-se também que a pesquisa em questão possa contribuir para futuros trabalhos que envolvam como metodologia a análise morfométrica de bacias hidrográficas, através do fornecimento de um extenso compilado de parâmetros selecionados na literatura acadêmica existente, seja para a aplicação de estudos morfoestruturais ou de outro gênero.

A aplicação dos parâmetros morfométricos a partir de técnicas e procedimentos em

ambiente SIG apresentou resultados satisfatórios para o entendimento do comportamento do relevo na BHRG, atendendo aos objetivos propostos no início desta pesquisa. Entretanto, é necessário se fazer duas ressalvas quanto à metodologia empregada. A primeira é concernente ao fato da necessidade de uma complementação e validação em campo de todas as informações adquiridas laboratorialmente. Nesta pesquisa, isto não foi realizado devido a limitações financeiras e de tempo. Desta forma, aponta-se para futuras pesquisas na BHRG, com novos procedimentos técnicos- operacionais que possam complementar os importantes resultados aqui adquiridos.

Em segundo lugar, verificou-se que, apesar de oferecerem informações adicionais, alguns parâmetros morfométricos utilizados não foram determinantes para a interpretação do controle estrutural na BHRG. Assim, para áreas de estudo com características geológicas semelhantes à BHRG, recomenda-se a priorização para os parâmetros relação de bifurcação, ICR e Índice SL.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista do Instituto Geológico**, v. 4, n. 1/2, p. 5-23, 1983.

AB'SABER, A. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. Geomorfologia (Série: Geomorfologia, 18). **Instituto de Geografia – USP**, 1969.

_____. **Os Domínios de Natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. 4. ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 151 p.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

ALVARES, C.A.; STAPE, J.L.; SENTELHAS, P.C.; GONÇALVES, J.L.M.; SPAVOREK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

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

BARBOSA, F. L. R.; SILVA; M. A.; TEIXEIRA, A. A.; PRADO, A.; SHERER- WARREN, M.; RIBEIRO, R. M. P. **Delimitação de ottobacias a partir de modelo digital de elevação hidrologicamente consistente para a bacia do Verde Grande**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 8, 2007. Florianópolis, Anais...São José dos Campos: INPE, 2007. p. 3271- 3278.

BARROS, L. G. M. **Sobre o leito vacilante: mudanças na Geomorfologia Fluvial do século XX**. 2014. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 2014.

BASTOS JÚNIOR, E. M. B.; SIQUEIRA, J.; ALMEIDA, J. A. P. **Aplicação do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) em uma região de pediplano sertanejo no semiárido nordestino, Nossa Senhora da Glória/SE**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 17, 2015. João Pessoa, Anais...São José dos Campos: INPE, 2015. p. 6030-6034.

BERTANLAFFY, L. v. **Teoria geral dos sistemas**. Petrópolis: Editora Vozes, 1975. 360 p.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global: esboço metodológico. Caderno de Ciências da Terra, **Instituto de Geografia – USP**, n. 13, 1972.

BISHOP, M. P.; JAMES, L. A.; SHRODER Jr, J. F.; WALSH, S. J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorphology**, v. 137, p. 5–26, 2012.

BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. Bacia Hidrográfica e Qualidade Ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T (orgs.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. p. 153-192.

BURROUGH, P. A. **Principals of Geographical Information System for Land Resources Assessment**. Series: Monographs on Soil and Resources Survey (Book 12). Oxford: Clarendon Press, 1986. 220 p.

CALDERINI L. M.; MACHADO P. A. Estruturação das redes hidrográficas e o modelo Hortoniano: uma revisão. **Revista Tellus**, Campo Grande, n. 1, p. 1-14, 2000.

CÂMARA, G.; CARVALHO, M. S. Análise de Eventos Pontuais. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M. S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. V. M. **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília, DF: EMBRAPA, 2004.

CÂMARA, G.; QUEIROZ, G. R. Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica. In: CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. **Introdução à Ciência da Geoinformação**. São José dos Campos, SP: INPE, 2001.

CAMARGO, R. A. **Avaliação da susceptibilidade à erosão e proposição de zoneamento estratégico com vistas à sustentabilidade da bacia hidrográfica do Rio Piranga, MG**. 2012. 104 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2012.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, v. 30, n. 2, p. 241-248, 2006.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>.

CASTRO, F. S.; PEZZOPANE, J. E. M.; CECÍLIO, R. A.; PEZZOPANE, J. R. M.; XAVIER, A. C. Avaliação do desempenho dos diferentes métodos de interpoladores para parâmetros do balanço hídrico climatológico. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 8, p. 871-880, 2010.

CELARINO, A. L. S; LADEIRA, F. S. B. Análise morfométrica da Bacia do Rio Pardo (MG e SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 471-491, 2014.

CHAVES, M. A. **Modelos digitais de elevação hidrológicamente consistentes para a Bacia Amazônica**. 2002. 115 p. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2002.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 500-B, p. 1-10, 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 18, n. 9, p. 35-64, 1969.

_____. **Análise morfométrica de bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas**. 1970. 375 f. Tese (Livre Docência em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, SP. 1970.

_____. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188 p.

_____. **Geomorfologia Fluvial v. 1**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981. 297 p.

_____. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999. 256 p.

CLOWES A; COMFORT, P. **Process and Landform: Conceptual Frameworks in Geography**. Londres: Oliver & Boyd, 1987. 336 p.

COLLARES, E. G. **Avaliação de alterações em redes de drenagem de microbacias como subsídio ao zoneamento geoambiental de bacias hidrográficas: Aplicação na bacia hidrográfica do Rio Capivari**. 2000. 194 f. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Universidade de São Paulo, São Carlos, SP. 2000.

COTTON, C.A. Tectonic landscapes. In: FAIRBRIDGE (coord.): **Encyclopedia of geomorphology**. New York, 1968, p. 1109-1116.

COUTO, E. V.; FORTES, E.; FERREIRA, J.H.D. Índices geomorfológicos aplicados a análise morfoestrutural da zona de falha do Rio Alonzo – PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 4, p. 287-297, 2013.

DELGADO, I.M; SOUZA; J.D; SILVA, L.C; FILHO, N.C.S; SANTOS, R.A; PEDREIRA, A.J; GUIMARÃES, J.T; ANGELIM, A.A; VASCONCELOS, A.M; GOMES, I.P; FILHO, J.V.L; VALENTE, C.V; PERROTTA, M.M; HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, mapas e SIG**. Brasília: CPRM (Programa Levantamento de Recursos Minerais do Brasil), 2003. p. 227-334.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS NATURAIS. **Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil: Isoietas Anuais Médias – Período 1977 a 2006**. Brasília, DF: CPRM (Projeto Levantamento da Geodiversidade), 2006.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S.; FILHO, P. H.; FLORENZANO, T. G.; DUARTE, V.; BARBOSA, C. C. F. **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento Territorial**. 2001. 124 f. São José dos Campos: INPE. 2001.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 12. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2013. p. 211-254.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. C. T. Degradação Ambiental. In: GUERRA, A. C. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 12. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2000. p. 337-379.

DAVIS, W.M. The Geographical Cycle. Londres: **The Geographical Cycle Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1989.

DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL - PROJETO RADAM BRASIL. **Folhas SF 23/24 - Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia,**

pedologia vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 783 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** 3. ed. Brasília, DF: Embrapa 2013.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão - RDE na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, mediante aplicação de índices RDE em segmentos de drenagem. **Geociências – UNESP**, v. 25, n.3, p. 271-287, 2006.

FARIA, M. M. **Compartimentação Geomorfológica e Morfometria da Bacia do Rio Pomba, MG/RJ.** 2009. 58 f. Monografia (Bacharelado em Geografia) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2009.

FELGUEIRAS, C. A. **Desenvolvimento de um sistema de modelagem digital de terreno para microcomputadores.** 1987. 243 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 1987.

FELGUEIRAS, C. A.; CÂMARA, G. Modelagem Numérica do Terreno. In: CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. **Introdução à Ciência da Geoinformação.** São José dos Campos, SP: INPE, 2001.

FONSECA, B. M. **O uso do Sistema de Informações Geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na serra do Espinhaço Meridional, MG.** 2010. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. 2010.

FRANÇA, G. V. **Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicadas a solos da região de Piracicaba.** 1968. 151 f. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP. 1968.

GILBERT, G. K. **The Geology of the Henri Mountains.** Washington: United States Geological and Geological Survey of the Rock Mountain Region, 1877. 160 p.

GOMES, João Batista de Oliveira. **Morfometria e qualidade da água em microbacias do município de Guaçuí-ES.** 2012. 78 f. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES. 2012.

GUEDES, H. A. S.; CAPOBIANGO, G. V.; MARTINS, V. S.; SILVA, D. D. **Análise da precisão entre os métodos de interpolação Krigagem Ordinária e Topo to Raster na geração de modelos digitais de elevação.** In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 15, 2011. Curitiba, Anais...São José dos Campos: INPE, 2011. p. 4239-4246.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream gradient index. **Journal of Research of the U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421–429. 1973.

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

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de Geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE (Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais), 2009.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics - earthquakes, uplift, and landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 362 p.

LEOPOLD, L. B. Great ideas, great problems: the Robert E. Horton lecture. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 55, p. 424-426, 1974.

LEUZINGER, V.R. **Controvérsias geomorfológicas**. Rio de Janeiro: Jornal do Com. Rodrigues e Cia, 1948. 207 p.

LIMA, I. M. M. F. **Morfodinâmica e meio ambiente na porção centro-norte do Piauí, Brasil**. 2013. 309 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. 2013.

LIMA, V. C. **Caracterização dos solos através da rede de drenagem e sua relação com índice de intemperismo (Ki) em uma topossequência no SE do Brasil**. 2015. 58 f. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2015.

LIMA, W.P. **Princípios de manejo de bacias hidrográficas**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1976.

MARQUES, J. S. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 12. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2013). p. 23-50.

McKEOWN, F. A.; JONES-CECIL M.; ASKEW. B. L.; McGRATH M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, v. 1807. p. 1-39. 1988.

MELTON, M. A. An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. **Technical Report**, v. 11, 1957. 102 p.

MILLER, V. C. A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area. **Technical Report**, n.3, 1953. 51 p.

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré - PE: Análise Morfotectônica e Morfoestratigráfica.** 2013. 196 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE. 2013.

MONTEIRO, K. A; MISSURA, R.; SILVA, H. A.; CORREA. A. C. B. **Aplicação do Índice de Hack – ou RDE – ao Rio Tracunhaém – PE.** In: Congresso Argentino do Cuaternário y Geomorfologia, 4, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 12, Reunión sobre el Cuaternário de América del Sur, 2, 2010. La Plata. Anais...São Paulo: ABEQUA, 2010. p. 17-23.

MORA, V. B. **Morfometria da Bacia Hidrográfica do Rio Bobo, Estado de Nariño, Colômbia.** 2008. 56 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, SP. 2008.

MORISAWA, M. E. Quantitative geomorphology of some watershed in the Appalachian Plateau. **Geological Society of America Bulletin**, v. 73, n. 9, p. 1025- 1046, 1962.

NASCIMENTO, E. R.; NETO, J. M. R.; REBELO, A. M. A. Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade do relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos ocorrentes na região norte do município de Curitiba – PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2, p. 61-68. 2010.

NAMIKAWA, L. M. **Um método de ajuste de superfícies para grades triangulares considerando linhas características.** 1995. 118 f. Dissertação (Mestrado em Computação Aplicada) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 1995.

NOVO, E. M. L. M. Ambientes Fluviais. In: FLORENZANO, T. G. (org.) **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias Atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2010. p. 219-232.

PFAFSTETTER, O. **Classificação de bacias hidrográficas: metodologia da codificação.** Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Obras de Saneamento, 1989.

PIRES, F. R. M. Arcabouço Geológico. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs). **Geomorfologia do Brasil.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 17-70.

PISSARA, T.C.T.; POLITANO, W.; FERRAUDO, A.S. Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do córrego Rico, Jaboticabal (SP). **Rev. Bras. Ciências do Solo**, v. 28, p. 297-305. 2004.

ROMANOVSKI, Z. **Morfologia e aspectos hidrológicos para fins de manejo da microbacia da Rua Nova, Viçosa-MG, para fins de manejo.** 2001. 99 f. Tese (Mestrado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2001.

SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. **Geonomos**, v.6, n.1, p. 55-63, 1998.

SAITO, N. S. **Modelos Digitais na Sub-bacia Hidrográfica do Córrego Horizonte, Alegre – Espírito Santo.** 2011. 120 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES. 2011.

SALVADOR, M. M.; BENEVENUTO, I.; CALIJURI, M. L.; ASSIS, L. C.; ROCHA, E. O. **Identificação de sub-bacias críticas quanto a enchentes e geração de escoamento superficial na bacia do Rio Piranga.** In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 19. Maceió, Anais...Porto Alegre: ABRH, 2011.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – ES.** 2008. 147 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. 2008.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de Concentração da Rugosidade: Uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio à cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 47-60. 2014.

SANTOS, A. R. **Caracterização morfológica, hidrológica e ambiental da bacia hidrográfica do Rio Turvo Sujo, micro-região de Viçosa, MG.** 2001. 125 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. 2001.

SCHIETTI, J.; DRUCKER, D.; KEIZER, E.; FILHO, A. C.; MAGNUSSON, W. **Avaliação do uso de dados SRTM para estudos ecológicos na Amazônia Central.** In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13. Florianópolis, Anais...São José dos Campos: INPE, 2007. p. 6949-6955.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geological Society America Bulletin**, v. 67, p. 597-646, 1956.

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

SEMAD – SECRETARIA DO ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL. **Plano de Manejo do Parque Estadual da Serra do Papagaio – Encarte 1: Diagnóstico do Parque.** Belo Horizonte, MG: 2009.

SEMAD - SECRETARIA DO ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL. **Mapa da Flora Nativa e dos Reflorestamentos de Minas Gerais – 2009 (meio digital).** Lavras: Zoneamento Ecológico Econômico do Estado de Minas Gerais (ZEE-MG).

SHREVE, R. L. Statistical law of stream numbers. **Journal of Geology**, v. 74, n.1, p. 17-37, 1966.

SMITH, K. G. Standards for grading texture of erosional topography. **American Journal Science**, v.248, p.655-68, 1950.

SOTCHAVA, V. B. O estudo do geossistemas (Série: Métodos em Questão, 16). **Instituto de Geografia – USP**, p. 1-51, 1978.

SOUZA, D. V.; MARTINS, A. A.; FARIA, A. L. L.; Aplicação do Índice de Hack (SL) a um trecho do Rio Zêzere, Portugal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p. 23-28,

2011.

SOUZA, L. F.; SAMPAIO, T. V. M. **Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à identificação de classes de dissecação do relevo: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG.** In: Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, 3. Recife. Anais...Recife: UFPE, 2010.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142. 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Transactions American Geophysical Union**, v. 38, n. 6, p. 913-920. 1957.

TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. **Revista Uniara**, v. 20, p. 137-154. 2007.

TONELLO, K. C.; DIAS, H. C. T.; SOUZA, A. L.; RIBEIRO, C. A. A. S.; LEITE, F. P. Morfometria da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. **Revista Árvore**, v. 30, n. 5, p. 849-857, 2006.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, 1977.

TROIANI F.; DELLA SETA M. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. **Geomorphology**, v. 102, p. 159-168. 2008.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABHR, 2007. 943 p.

VALE, C. C. Teoria Geral do Sistema: Histórico e correlações com a Geografia e com o estudo da paisagem. **Revista Entre-Lugar - UFGD**, Ano 3, n. 6, p. 85-108, 2012.

VERVLOET, R. J. H. M. **Condicionantes morfológicos e estruturais na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo**. 2009. 478 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, 2009.

VIEIRA, B.C.; GRAMANI, M.F. Serra do Mar: The Most Tormented Relief in Brazil. In: VIEIRA, B.C., SANTOS, L.J.C.; SALGADO, A.A.R (eds) . **Landscapes and landforms of Brazil**. New York: Springer-Verlag, 2015. p. 285-297.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGRAW-Hill do Brasil, 1975. 245 p.

ZUQUETTE, L. V.; GANDOLFI, N. **Cartografia Geotécnica**. São Paulo: Oficina de Texto, 2004. 190 p.