

GEOMORFOLOGIA

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: [2005].

Apresentação

“No domínio da matéria, nada é criado do nada e na vida não existe a geração espontânea: também, no domínio da mente não há idéia cuja existência não se deva a idéias antecedentes, numa relação semelhante a pai e filho. Assim, nossos processos mentais, ao serem conduzidos, em sua maior parte ao exterior da consciência, será difícil descobrir a linhagem das idéias...” G.K. Gilbert, 1895 in *The Origin of Hypotheses*

O relevo terrestre assume expressão como recurso ou suporte da vida, “palco do desenvolver da história” no dizer de Emmanuel De Martonne (1964). Caracteriza-se como potencial natural, que ao ser apropriado pelo homem, adquire significado ideológico, tanto pelo caráter geopolítico, como pela condição “externalizada” na abordagem positivista.

Sun Tzu, há mais de 2.500 anos, quando escreveu *A Arte da Guerra*, destinou capítulo específico sobre “terreno”, atribuindo ao relevo, importância estratégica fundamental: “a formação natural da região é o melhor aliado do soldado (...); se você conhece o inimigo e a si mesmo, sua vitória não será posta em dúvida; se você conhece o céu e a terra, pode torná-la completa”. Também Jean Tricart, em *L'évolution des Versants* (1957), ressalta o significado das pesquisas sobre os aplainamentos durante as duas grandes guerras mundiais, dada a importância do relevo enquanto estratégia bélica. No caso específico os aplainamentos assumiam importância para a construção de campos de pouso.

O conceito medieval de “relevo” contempla a noção de “acidente”, no sentido de “revanche” da natureza, considerando as consequências de uma apropriação destituída e medidas mitigadoras quanto a eventuais impactos, enquanto a noção de “altimetria” refere-se ao critério de demarcação das fronteiras territoriais (Moreira, 1994). Faz-se aqui a necessária ressalva de que mesmo a “superfície relativamente plana”, excluída da noção de relevo na concepção popular, é uma forma que representa determinado compartimento.

O relevo no contexto ideológico da natureza pode constituir argumento ou substrato do “evento do azar” ao separar seus processos intrínsecos em relação às atividades humanas, justificando a ocorrência dos desastres como “ato de Deus”. Da mesma forma, quando os “acidentes naturais”, numa lógica malthusiana, são vistos como argumento de triagem ou controle populacional “positivo”, desconsidera-se a apropriação diferencial, a exemplo da ocupação de “áreas de risco”, diretamente relacionada às condições socioeconômicas.

A preocupação com as relações processuais responsáveis pela evolução do relevo cada vez mais ganha destaque ao se constituir em importante subsídio ao ordenamento territorial, comprovado através de estudos relativos aos “riscos urbanos” ou de natureza “geoambiental”. Neste sentido destacam-se os trabalhos relacionados às formações superficiais¹, que inserem a geomorfologia num contexto multidisciplinar, “aumentando sua crescente tendência para se colocar mais próxima às ‘ciências ambientais’, das quais eventualmente se afastou” (Barbosa, 1983).

Para se entender o relevo na atualidade é imprescindível compreender o seu processo evolutivo em seus diferentes momentos epistemológicos, que contribuíram para a sistematização do conhecimento geomorfológico.

Na presente abordagem o relevo é entendido como resultado das forças antagônicas, sintetizadas pelas atividades tectônicas e estruturais, e mecanismos morfoclimáticos ao longo do tempo geológico, observando que “cada momento do relevo constitui um fim em si” (Cholley, 1950).

Com este trabalho pretende-se oferecer alguns subsídios introdutórios de geomorfologia, procurando destacar as relações processuais como fatores intrínsecos à elaboração do relevo.

Na introdução, considera-se a natureza da geomorfologia e sua relação com a geografia, onde academicamente se alojou ao longo do tempo. Apresenta-se uma síntese evolutiva com respectivos sistemas de referência. Os três capítulos seguintes constituem o núcleo estrutural da geomorfologia, levando em conta os níveis de abordagem propostos por Ab'Sáber (1969): a compartimentação topográfica, a estrutura superficial e a fisiologia da paisagem. Os demais capítulos – Cartografia geomorfológica, Subsídios da geomorfologia ao estudo integrado da paisagem e A pesquisa geomorfológica - têm por objetivo evidenciar alguns recursos ou aplicações voltadas ao ordenamento espacial, como estudo da paisagem. Assim, apresentam-se considerações sobre a cartografia geomorfológica, os subsídios da geomorfologia para o estudo integrado da paisagem e a pesquisa geomorfológica, numa perspectiva que tenha por princípio a teoria, o método e a prática.

Os três primeiros capítulos resgatam parcialmente conteúdos dos livros do autor, *Elementos de Geomorfologia e Ambiente e Apropriação do Relevo*, o que implicou revisão, supressão e incorporação de conhecimentos.

OBJETIVO DO LIVRO: 1. oferecer um ordenamento metodológico ao estudo geomorfológico, considerando os níveis de abordagem sistematizados por Ab'Sáber (1969);

Notas de Rodapé

1 Segundo Dewolf (1965), formações superficiais são formações continentais, fráveis ou secundariamente consolidadas, provenientes da desagregação mecânica e da alteração química das rochas, que tenham ou não sofrido remanejamento e transporte, e qualquer que seja a sua gênese e sua evolução.

Introdução à Geomorfologia

1. Introdução ao estudo da geomorfologia

1.1. A natureza da geomorfologia

1.2. A geomorfologia no contexto da Geografia

1.3. Síntese Evolutiva dos Postulados geomorfológicos

1.4. Sistemas de referência em geomorfologia

1.4.1. O sistema de William M. Davis

1.4.2. O sistema de Walther Penck

1.4.3. O sistema de Lester C. King

1.4.4. O sistema de John T. Hack

1.5. Algumas evidências quanto à velocidade da denudação

1.6. Os níveis metodológicos em geomorfologia

1. Introdução ao estudo da geomorfologia

O que é e para que serve a Geomorfologia:

Mostrar a importância do estudo do relevo para os diferentes campos do conhecimento (planejamento urbano e regional, análise ambiental...), evidenciando a estreita relação com a Geografia.

As grandes correntes geomorfológicas e a situação atual:

Evidenciar as duas grandes linhagens epistemológicas (escola anglo-americana e germânica), com respectivas filiações, apresentando um panorama da situação atual (tendência holística, fundamentada na perspectiva germânica).

Os níveis metodológicos em geomorfologia

Mostrar a importância dos três níveis de abordagem sistematizados por Ab'Sáber (1969) para o estudo da geomorfologia. Resgatar a importância das unidades taxonômicas para o estudo do relevo (apresentar alguns conceitos básicos, como processos morfoclimáticos, morfogenéticos e morfodinâmicos, considerando as relações tempo-espaciais).

1.1. A natureza da geomorfologia

A geomorfologia é um conhecimento específico, sistematizado, que tem por objetivo analisar as formas do relevo, buscando compreender os processos pretéritos e atuais. Como componente disciplinar da temática geográfica, a geomorfologia constitui importante subsídio para a apropriação racional do relevo, como recurso ou suporte, considerando a conversão das propriedades geoecológicas em sócio-reprodutoras (Kügler, 1976, caracteriza as funções sócio-reprodutoras em *suporte* e *recurso* do homem). Seu objeto de estudo é a superfície da crosta terrestre, apresentando uma forma específica de análise que se refere ao relevo. A análise incorpora o necessário conhecimento do jogo de forças antagônicas, sistematizadas pelas atividades tectogenéticas (endógenas) e mecanismos morfoclimáticos (exógenos), responsáveis pelas formas resultantes.

Partindo do princípio de que tanto os fatores endógenos, como os exógenos, são "forças vivas", cujas evidências demonstram grandes transformações ao longo do tempo geológico, necessário se faz entender que o relevo terrestre não foi sempre o mesmo e que continuará evoluindo. Portanto, a análise geomorfológica de uma determinada área implica obrigatoriamente o conhecimento da evolução que o relevo apresenta, o que é possível se obter através do estudo das formas e das sucessivas deposições de materiais preservadas, resultantes dos diferentes processos morfogenéticos a que foi submetido.

O relevo assume importância fundamental no processo de ocupação do espaço, fator que inclui as propriedades de suporte ou recurso, cujas formas ou modalidades de apropriação respondem pelo comportamento da paisagem e suas conseqüências.

Ao se apresentar um estudo integral do relevo, deve-se levar em consideração os três níveis de abordagem sistematizados por Ab'Saber (1969), e que individualizam o campo de estudo da geomorfologia: a *compartimentação morfológica*, o levantamento da *estrutura superficial* e o estudo da *fisiologia da paisagem*.

A *compartimentação morfológica* inclui observações relativas aos diferentes níveis topográficos e características do relevo, que apresentam uma importância direta no processo de ocupação. Nesse aspecto a geomorfologia assume importância ao definir os diferentes graus de risco que uma área possui, oferecendo subsídios ou recomendações quanto à forma de ocupação e uso.

A *estrutura superficial*, ou depósitos correlativos² se constitui importante elemento na definição do grau de fragilidade do terreno, sendo responsável pelo entendimento histórico da sua evolução, como se pode comprovar através dos paleopavimentos. Sabendo das características específicas dos diferentes tipos de depósitos que ocorrem em diferentes condições climáticas, torna-se possível compreender a dinâmica evolutiva comandada pelos elementos do clima considerando sua posição em relação aos níveis de base atuais, vinculados ou não a ajustamentos tectônicos.

A *fisiologia da paisagem*, terceiro nível de abordagem, tem por objetivo compreender a ação dos processos morfodinâmicos atuais, inserindo-se na análise o homem como sujeito modificador. A presença humana normalmente tem respondido pela aceleração dos processos morfogenéticos, como as formações denominadas de tectogênicas, abreviando a atividade evolutiva do modelado. Mesmo a ação indireta do homem, ao eliminar a interface representada pela cobertura vegetal, altera de forma substancial as relações entre as forças de ação (processos morfogenéticos ou morfodinâmicos) e de reação da formação superficial, gerando desequilíbrios morfológicos ou impactos geoambientais como os movimentos de massa, boçorocamento, assoreamento, dentre outros, chegando a resultados catastróficos, a exemplo dos deslizamentos em áreas topograficamente movimentadas.

No estudo desses níveis, do primeiro em relação ao terceiro, os processos evoluem de uma escala de tempo geológica para uma escala de tempo histórica ou humana, incorporando gradativamente novas variáveis analíticas, como relacionadas a derivações antropogênicas, e exigindo maior controle de campo, o que implica emprego de técnicas, como o uso de miras graduadas para controle de processos erosivos, podendo chegar a níveis elevados de sofisticação análises específicas.

O estudo das formas do relevo deriva substancialmente das concepções geológicas do século XVIII, que representaram a tendência naturalista, voltada aos interesses do sistema de produção, tendo o "utilitarismo" como princípio. Em torno de 1850 a geologia havia chegado a grandes interpretações de conjunto da crosta terrestre, contando com um corpo teórico ordenado. A partir de então se registraram as primeiras contribuições dos geólogos nos estudos do relevo, dentre os quais se destacam os trabalhos de A. Surell, expondo esquema clássico da erosão torrencial, de Jean L. Agassiz, estabelecendo as bases da morfologia glacial, de W. Jukes, apresentando os primeiros conceitos sobre o traçado dos rios, de Andrew Ramsay e Grove K. Gilbert, evidenciando a capacidade de aplainamento pelas águas correntes, de John W. Powell e Clarence E. Dutton, calculando os ritmos de arraste e deposição dos sedimentos, dentre outros (Mendonza et al, 1982).

No final do mesmo século, William M. Davis, dando prosseguimento aos estudos de G. K. Gilbert e J.W. Powell apresenta proposta de uma geomorfologia fundamentada na tendência escolástica da época, representada pelo evolucionismo. Como se sabe, a influência do darwinismo como forma de substituição do modelo mecanicista influenciou significativamente o conhecimento científico geral. A escola geomorfológica alemã, por outro lado, encabeçada por Albrecht Penck e Walther Penck, defensora de uma concepção integradora dos elementos que compõem a superfície terrestre, se contrapôs às idéias de W. Davis, fundamentada na noção de ciclo, tida como "finalista".

Evidencia-se, portanto, o nascimento de duas escolas geomorfológicas distintas, que serão consideradas a seguir, e cuja sistematização fundamentou-se em estudos desenvolvidos por Leuzinger (1948) e Abreu (1982 e 1983).

1.2. A Geomorfologia no contexto da Geografia

A teoria geomorfológica edificou-se com nítida vinculação aos campos de interesse da geografia e da geologia. Assume importância ao ser abordada no contexto geográfico, considerando sua contribuição no processo de ordenamento territorial.

Em importante revisão bibliográfica, Abreu (1982) mostra que o problema da pertinência da geomorfologia em relação à geografia, foi tratado em diversas oportunidades, como por Hartshorne (1939), Russel (1949), Bryan

(1950), Taylor (1951), Leighly (1955), dentre outros. Wooldridge e Morgan (1946) consideram a pertinência da climatologia e da geomorfologia e de suas aplicações no campo da geografia. Nos anos 60 e 70, a geomorfologia passa a ser incorporada ao contexto da crítica teórico-conceitual da geografia, destacando-se aqui os trabalhos de Hamelin (1964), Schmithüsen (1970), Neef (1972) e Kügler (1976), além de outros.

Para Hamelin (1964), a geomorfologia se erige como uma disciplina por meio de sua própria teoria, não interessando em toda sua completude à geografia. Ao admitir a possibilidade de avançar em duas dimensões (geomorfologia funcional e geomorfologia completa ou integral), o autor compreende a geomorfologia como processo: de um lado, no contexto da geociências, devendo ser explorada numa escala temporal de maior magnitude (escala geológica), e de outro, concentrando suas atenções nos fenômenos de duração temporal mais curta, valorizando os aspectos das derivações antropogênicas (escala humana ou histórica). Conclui por uma postura consensual entre autores de língua inglesa e francesa, na qual a geomorfologia se erige como uma disciplina através de seu próprio campo e teoria, não interessando em toda sua extensão à Geografia (Abreu, 1982).

Schmithüsen (1970), ao procurar articular o campo e o conteúdo da geografia, com o intuito de superar o antagonismo geografia física - geografia humana, propõe uma síntese em que a teoria e o método ocupem um lugar central. No "Sistema da Ciência Geográfica" proposto pelo autor, a divisão geografia física - geografia humana não encontra lugar, assinalando que esta dicotomia mais prejudica do que beneficia o verdadeiro campo da geografia".

A aproximação, ao invés da subordinação, da geomorfologia funcional a uma geografia global, no conceito de Hamelin (1964), resulta da própria tendência naturalista da escola germânica a partir da década de trinta, quando busca uma visão holística. Atribui-se a Tricart & Cailleux (1965) o tratamento do relevo como "unidade dialética" por entenderem sua evolução como o resultado da ação e reação de forças antagônicas, fundamentadas no sistema de referência idealizado por Penck (1924).

Neef (1972), numa abordagem mais geográfica dos componentes da paisagem natural, procura desenvolver uma postura voltada aos interesses da sociedade. "As conclusões que Neef alcança são fundamentais, deixando cristalino que se a geografia quiser atingir uma posição de mérito na resolução dos problemas mundiais, ela deverá aprofundar-se em uma concepção que a transforme em uma ciência ambiental" (Abreu, 1982).

Nessa trajetória Ab'Sáber (1969) sistematiza os níveis de abordagem metodológica em geomorfologia, oferecendo um quadro de referência que valoriza a perspectiva geográfica ao retomar o conceito de "fisiologia da paisagem" usado por Siegfried Passarge (1912). Para Abreu (1982), Ab'Sáber (1969) assume uma postura naturalista dos estudos de geografia física global.

Kügler (1976), ao desenvolver pesquisa e mapeamento geomorfológico na República Democrática Alemã, conceitua, de forma integrada, o relevo e o território, "que se cunham em uma interface extremamente dinâmica, produzindo uma paisagem fortemente marcada pela sociedade e por sua estrutura econômica. Apóia-se indiscutivelmente, na clássica visão alemã das diferentes esferas que se interseccionam e definem uma epiderme de pouca espessura, consubstanciando-se, formalmente, através da paisagem" (Abreu, 1982), de onde emerge o conceito de *Landschaftschülle*.

O conceito de georrelevo concebido por Kügler corresponde a uma superfície limite produzida pela dinâmica dos integrantes sistêmicos, resgatando o conceito tradicional da geomorfologia alemã. A dinâmica e as propriedades adquiridas são fundamentais para se compreender a forma com que se dá a evolução das propriedades geocológicas do georrelevo em propriedades sócio-reprodutoras. O uso das propriedades geocológicas, como suporte ou recurso, reflete a intensidade e modos de uso face aos custos sociais de reprodução.

Kügler (1976) utiliza-se dos eixos tradicionais de evolução da geomorfologia alemã, apoiado em Passarge (1912) e Penck (1924). Ao emergir de um contexto geográfico, a geomorfologia supera a perspectiva dicotômica interna (como a estrutural e climática, lembradas por Abreu, 1982), culminando com a concepção de georrelevo, numa perspectiva paisagística.

A década de 70 pode ser tomada como o marco inicial de uma discussão mais abrangente das questões ambientais, quando aparece a designação geomorfologia ambiental (Simpósio de Bringhamton, 1970), tendo por objetivo incluir o social ao contexto das ampliações geomorfológicas. Os resultados mais significativos considerados por Achkar & Dominguez (1994) aparecem no final da década de 80:

- nova conceitualização da relação sociedade-natureza, opondo-se à visão dualista uma interpretação monista;
- no nível aplicado da geomorfologia se apresenta o desafio de gerar respostas às questões de natureza ambiental;

- quanto ao método, a geomorfologia busca uma proposta concreta, vinculada à elaboração de cartas de diagnóstico ambiental, como insumo do ordenamento espacial;
- a revalorização dos antecedentes da geomorfologia alemã, no princípio do século XX, estabelece uma estreita relação da geomorfologia com a geografia, dada a conceitualização monista da natureza. Não é por acaso que tais conteúdos comecem, com o advento da ecologia, a discutir as relações sociedade-natureza enquanto categorias filosóficas

Embora devam se admitir importantes avanços com relação à perspectiva de uma maior integração entre geomorfologia e geografia, os princípios metafísicos ainda se fazem presentes, chegando ao exagero de se separar o geomorfólogo do geógrafo, atribuindo-se muitas vezes ao último a responsabilidade pela decisão da escolha das variáveis de interesse considerando “sua visão particular” (Cassetti, 1996).

Ao se considerar a tendência ambiental numa perspectiva holística³, a geomorfologia peca por desconsiderar os processos na sua integridade, ou seja, a evolução do relevo como fruto das relações contrárias (forças internas e externas), ao mesmo tempo se constituindo substrato apropriado pelo homem enquanto componente de relações sociais de produção com interesses distintos, com reflexos nas propriedades geoecológicas do relevo. A visão holística, embora se caracterize como avanço em relação à postura fragmentária-mecanicista, carece de mudança paradigmática mais profunda, numa perspectiva ecológica⁴. Tal fato leva conseqüentemente a uma valorização das geociências em detrimento das relações sociais, considerando a proximidade ambiental.

Partindo do princípio de que a base de sustentação teórica para a necessária abordagem ambiental fundamenta-se na dialética da natureza, fica claro que a geomorfologia, ao mesmo tempo em que deve se preocupar com a própria fundamentação teórica (a geomorfologia em si, na visão da “geomorfologia integral” de Hamelin, 1964), carece de uma rediscussão epistemológica, em busca de uma “geografia total”. Apropriando-se da concepção de dialética da natureza recuperada por Branco (1989), torna-se necessário pensar dialeticamente para apreender as novas paisagens da *fisis*⁵ (objetos disciplinares unidos por um traço comum: a “dialeiticidade”). Essa compreensão só se torna possível ao resgatar o conceito de natureza.

Como se sabe, a externalização da natureza⁶ configura o núcleo do programa da modernidade gestado no iluminismo. Tem-se, portanto, o homem como “senhor e possuidor da natureza”, legitimando a apropriação privada dos meios de produção, base de sustentação do sistema capitalista. Com base no princípio da externalização promovem-se as diferentes formas de alienação, o “desencantamento do mundo”, o que permite a apropriação espontaneísta e dilapidante da natureza, além do evidente antagonismo de classes sociais. Significa, portanto, que para compreender a natureza em sua integridade, numa perspectiva dialética, torna-se imprescindível compreender além das relações processuais (contribuição da geomorfologia em si), as relações de produção e suas forças produtivas, sem desconsiderar as implicações da superestrutura ideológica, responsável pela preservação das diferentes formas de alienação (o necessário traço comum para a união dos objetos disciplinares), culminando com a apropriação espontaneísta do utilitarismo.

Compreender a dialeticidade da natureza significa compreender a unidade entre o processo histórico natural e a história do homem, o que permite concluir que o processo do pensamento é, ele próprio, elemento da natureza: o movimento do pensamento não está isolado do movimento da matéria, o que se contrapõe ao dualismo psico-físico descartiano – substância pensante e substância meramente extensa – que fundamentou o princípio de que a natureza interna está dominada em prol da dominação da natureza externa (Cassetti, 1996).

Conclui-se que preocupar-se com a perspectiva ambiental em geomorfologia significa preocupar-se com a compreensão dialética da natureza, numa visão de Engels, o que demonstra ser responsabilidade de todos, em busca da unidade que tem sido entendida de forma parcial.

1.3. Síntese Evolutiva dos Postulados geomorfológicos

As diferenças histórico-culturais européias levaram à individualização de quadros nacionais contrastantes no contexto político continental, contribuindo para que se desenvolvessem correntes filosóficas e relações escolásticas distintas, levando ao discernimento de duas linhagens epistemológicas em geomorfologia. Uma, hoje identificada como de natureza anglo-americana, onde se evidenciou a aproximação da Inglaterra e França com os Estados Unidos, e outra de raízes propriamente germânicas, que posteriormente incorporou a produção publicada pelos russos e poloneses.

A linhagem epistemológica anglo-americana fundamenta-se, praticamente até a Segunda Guerra Mundial, nos paradigmas propostos por Davis (1899), através de sua teoria denominada de *Geographical Cycle*. Para ele, o relevo se definia em função da estrutura geológica, dos processos operantes e do tempo.

Apesar de Gilbert (1877) já ter tentado explicar o relevo como resultante da erosão, portanto numa perspectiva climática, Davis considerava a morfologia em função da estrutura geológica, o que mereceu críticas insistentes do meio intelectual germânico contemporâneo, por volta de 1908/9. A geomorfologia davisiana praticamente não

tinha qualquer articulação com uma visão processual mais ampla, como a incorporação de componentes da climatologia ou da biogeografia, amplamente integradas na geomorfologia alemã.

No final da década de 30 do Século XX, os norte-americanos se interessaram pelas críticas de W. Penck à teoria davisiana. A interpretação de Penck (1924) ao ciclo geográfico, divulgada durante o Simpósio de Chicago (1939), foi incorporada pelos seguidores de Davis, criando novos paradigmas.

Durante a Segunda Guerra Mundial, a influência do pensamento científico alemão se amplia nos Estados Unidos, proporcionando o desenvolvimento de técnicas implementadas com posturas filosóficas bem definidas. Um dos autores da corrente anglo-americana que utilizou os princípios adotados por Penck foi Lester C. King (1953), cujas pesquisas sobre aplainamento caracterizavam o centro das atenções geomorfológicas na época. Na oportunidade, Kirk Bryan, Jean Dresch e André Cholley, até então vinculados à linhagem anglo-americana, começam a distanciar-se da concepção davisiana de relevo. Cholley (1950), partindo da análise corológica, introduz conceitos como “dialética das forças” em sistema aberto.

Deve-se acrescentar que a escola francesa, que exerceu posteriormente grande influência no desenvolvimento da geografia e geomorfologia brasileiras, se caracterizava pela reprodução do conhecimento científico anglo-americano. Isso pode ser exemplificado através das influências de Davis nos trabalhos elaborados sob a perspectiva estrutural, com Emmanuel de Martonne e André de Lapparent, fundamentados na tradição morfoestrutural de Emmanuel de Marguerie (1888, apud Mendonza et al, 1982).

Progressivamente, os autores americanos assumem uma atitude mais crítica, contribuindo sobremaneira para a elaboração de outros paradigmas, como o do “espaço”, enquanto Davis valorizava o “tempo”. Assim, enquanto a escola germânica valorizava as relações processuais e reflexos no modelado da paisagem, a anglo-americana, tendo Davis como principal representante, tinha o fator temporal como determinante da evolução do modelado, evidenciado pela antropomorfismo do relevo. A concepção evolutiva de Davis tinha por objetivo contribuir, de maneira desprezível, para o entendimento evolutivo do modelado, embora sem desconhecer a complexidade dos processos. Contrariando a postura tida como subjetiva de Davis, os autores americanos “convertidos” propunham fatos objetivos, estudados sob a ótica da quantificação, valorizando as relações processuais.

A partir da década de 40 até a de 60, a quantificação, a teoria dos sistemas e fluxos e o uso da cibernética (geografia quantitativa) assumem a vanguarda nos estudos geomorfológicos. Valorizam-se a análise espacial e o estudo das bacias de drenagem (Strahler, 1954; Gregory & Walling, 1973), ao mesmo tempo em que novas posturas começam a surgir, como a teoria do equilíbrio dinâmico de Hack (1960). Horton (1932, 1945), que já havia estabelecido leis básicas no estudo de bacias de drenagem utilizando propriedades matemáticas, assume relevância nos estudos hidrológicos.

Ainda na linha de adaptação e reforma do paradigma davisiano, destacam-se H. Baulig (1952) e P. Birot (1955). O primeiro, admitindo a frequência dos movimentos crustais e as variações relativas ao nível dos mares, e o segundo concluindo que a evolução geral do relevo encontra-se relacionada a uma modalidade de ciclo morfológico que está em função do clima e da vegetação.

A inclusão da ação humana como instrumento de modificação das formas do relevo trouxe a vantagem de melhor entendê-las dentro de sistemas geomórficos atuais, ampliados pelos processos denominados de morfodinâmicos (Cruz, 1982).

Entre 1960 e início da década de 70, a aplicação dos postulados anteriormente obtidos, incorpora a teoria probabilística. Esses trabalhos acabaram caindo em formulações estéreis, sobretudo pela rejeição ao paradigma davisiano, sem serem substituídos por outros universalmente aceitos. Se por um lado valorizam o espaço e supostas relações processuais, por outro desconsideram as relações temporais, julgadas como comprometidas com o paradigma davisiano (Abreu, 1983).

Morley & Zunpfer (1976) e Thorne & Brunson (1977) procuram rever as propostas precedentes. Não introduzem novos paradigmas, mas apresentam posição crítica liberta de preconceitos, valorizando as observações de campo. Levam em conta a ação processual, segundo referencial têmporo-espacial (Schumm & Lichty, 1965).

A linhagem epistemológica alemã tem Ferdinand von Richthofen (1883) como referência inicial, mantendo a pretensão humboldtiana de globalidade (harmonia natural). Enquanto Davis tinha em sua retaguarda nomes de geólogos, von Richthofen tinha como predecessores autores naturalistas, que por sua vez tinham Goethe como ponto de referência permanente, que empregou pela primeira vez a expressão “morfologia” como sinônimo de geomorfologia. Fica patente a preocupação da “escola germânica” em tratar o relevo numa perspectiva geográfica, o que pode ser atribuído à própria origem de sua linhagem epistemológica, relacionada aos naturalistas, a exemplo de Alexander von Humboldt (1769-1859).

Enquanto Davis apresentava uma proposição teorizante-dedutivista, von Richthofen se individualizava pela perspectiva empírico-naturalista utilizando-se de guia de observações de campo. Albrecht Penck (1894) também teve um papel fundamental na orientação da geografia alemã. Apesar de compartilhar de algumas noções básicas da teoria davisiana, como a de aplainamento, A. Penck deu ênfase à herança naturalista de Goethe e Humboldt, valorizando a observação e a análise dos fenômenos. A. Penck (1894) sistematiza teorias e formas do relevo (tratamento genético das formas), tornando-se um dos clássicos da Geografia, exercendo grande influência no desenvolvimento da geomorfologia alemã nas primeiras décadas do século XX.

Dentro desse contexto, três autores se destacam: A. Hettner (1927), grande crítico da teoria davisiana; S. Passarge (1912, 1913), com a proposição de novos conceitos, como "fisiologia da paisagem", fundamentado na idéia de organismo e S. Günther (1934), que desenvolveu uma abordagem processual e crítica ao sistema de referência davisiano.

Walther Penck (1924) aparece como principal opositor da postura dedutivista-historicista de Davis, valorizando o estudo dos processos. Em *Morphological Analysis of Landform*, publicação póstuma, utiliza-se da geomorfologia para subsidiar a geologia e contribuir para a elucidação dos movimentos crustais. Contribui assim para o avanço da geomorfologia, formalizando conceitos como o de "depósitos correlativos". Apesar de criticado, com a publicação de 1953, versão inglesa, levou alguns autores norte-americanos a se interessarem pelos estudos de vertentes e processos.

Desde Sigfried Passarge (1912), Otto Schüter (1918) e Karl Sapper (1914), os trabalhos de Geografia física coincidem com o estudo científico de diversas configurações resultantes do intercâmbio funcional entre litosfera, hidrosfera e atmosfera, que se dá na superfície terrestre, cuja unidade espacial representa o conceito de "paisagem".

A linha de estudos da geomorfologia climática e climatogenética emerge das pesquisas de J. Büdell (1948), "que levaram a uma ordenação dos conjuntos morfológicos e origem climática, em zonas e andares, produzidos pela interação das variáveis epirogenéticas, climáticas, petrográficas e fitogeográficas" (Abreu, 1983)".

O temário "paisagem" evolui com Troll (1932), que reconhece a necessidade tanto teórica quanto prática de uma convergência entre geografia física e ecologia.

Após a Segunda Guerra, a cartografia geomorfológica emerge como instrumento fundamental para a análise do relevo, graças às contribuições desenvolvidas na Polônia, Tchecoslováquia e URSS (Klimaszewski, 1983; Demek, 1976; Basenina & Trescov, 1972). O avanço do mapeamento geomorfológico e seu crescente emprego no planejamento regional mantêm o caráter geográfico da ciência geomorfológica.

Assim, a geomorfologia alemã, na Segunda Guerra Mundial, se beneficia com o desenvolvimento da cartografia geomorfológica, enquanto a geomorfologia anglo-americana permanece estagnada. As críticas consubstanciadas ao modelo davisiano acabam respondendo por uma verdadeira ruptura epistemológica na perspectiva anglo-americana, aproximando-se cada vez mais das bases que subsidiam a linhagem germânica (Fig 1. 1.).

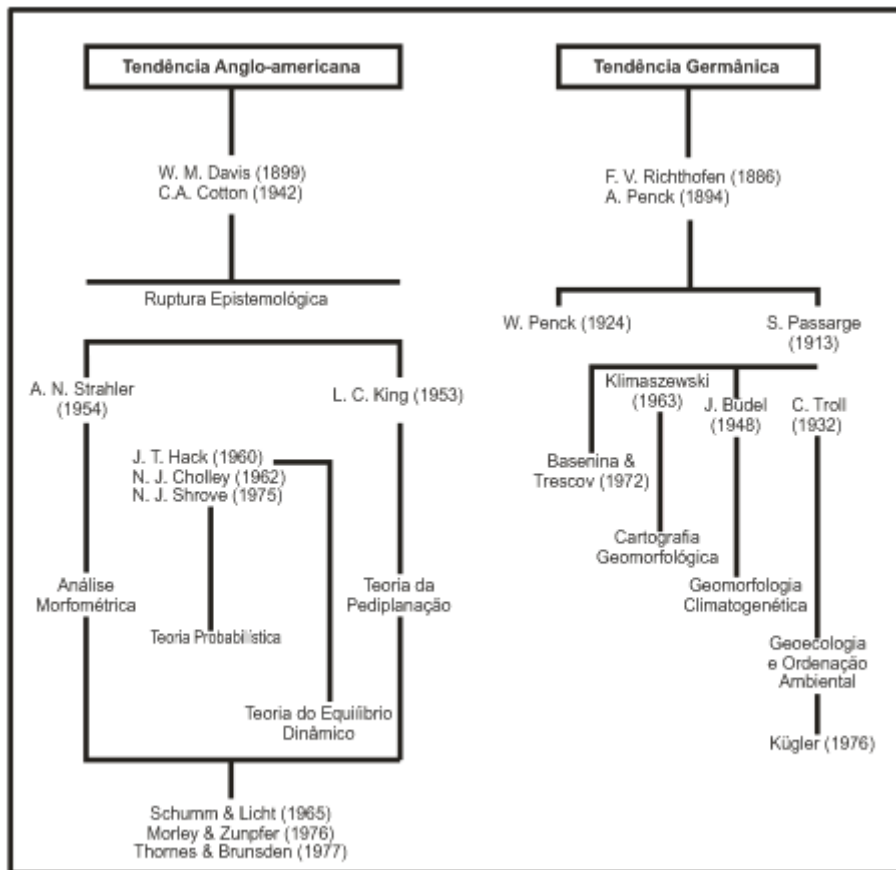


Fig. 1.1 - Filogenese da Teoria Geomorfológica (Simplificada de Abreu, 1983).

Outras considerações contrastantes podem ser notadas entre as escolas anglo-saxônica e germânica, que justificam as divergências teórico-metodológicas, a começar por Davis, que se utilizou do referencial teorizante, apoiado em posturas geológicas. A escola germânica por sua vez, fundamenta-se na concepção naturalista de Humboldt. Deve-se acrescentar que a preocupação com o espaço encontra-se vinculada a uma Geografia político-estatística, onde a unidade regional é priorizada.

Enquanto Davis é o principal ponto de referência da geomorfologia anglo-americana, W. Penck se caracteriza como um dos grandes entre muitos. Portanto, a postura teorizante de Davis e o próprio processo dedutivo contribuem para a evolução do referencial cíclico do relevo em sistemas de tendência axiomática, onde a ação processual quantificada romperia com a abordagem historicista. A geomorfologia alemã, fundamentada na observação, caracterizava-se como guia de campo. Assim, se as reformulações conceituais na escola anglo-americana evidenciavam ruptura epistemológica, a geomorfologia alemã se caracterizava pelo progressivo refinamento de conceitos.

O estruturalismo e a teoria dos sistemas processaram repercussões distintas no nível epistemológico em ambas as escolas. Na Alemanha, evidenciou-se maior integração das ciências naturais, favorecendo as análises geoecológico- processuais, valorizando a cartografia geomorfológica e a ordenação ambiental (ótica marxista, identificada nas propostas dos países socialistas), ao mesmo tempo demonstrando o caráter geográfico através da sua vinculação com a questões sociais. Na escola anglo-americana, a já considerada ruptura com a abordagem historicista favorece o desenvolvimento de teorias e métodos de análises quantitativas, isolando a geomorfologia da geografia e orientando-a para perspectivas geológicas e hidrológicas. A tentativa de se harmonizarem as transformações observadas leva ao surgimento de teorias alternativas, proporcionando a valorização dos processos geomorfológicos, segundo o sistema referencial têmporo-espacial.

Apesar da convergência internacional do conhecimento geomorfológico, as duas tendências consideradas apresentam-se razoavelmente diferenciadas, mesmo com a incorporação gradativa da postura alemã à americana, evidenciada gradativamente a partir do Simpósio de Chicago (1939).

No Brasil, a mais importante contribuição à teoria geomorfológica parte de Ab'Sáber (1969), que "salvo melhor juízo, parece dar a tônica nos postulados de raízes germânicas" (Abreu, 1983).

Recentemente, autores soviéticos e franceses (Bertrand, 1968; Tricart, 1977, Sochava, 1972) têm procurado desenvolver estudos integrados da paisagem, sob a ótica dos geossistemas, o que valoriza a perspectiva geomorfológica alemã.

Assim, com o progressivo amadurecimento do estudo da paisagem e dos estudos geocológicos, originados e desenvolvidos a partir da sistematização da geomorfologia alemã, tem sido possível articular a natureza à sociedade. Retomando Schmithüsen (1970) "se queremos compreender a ação do homem, não devemos separar a sociedade do meio ambiente que a rodeia". Caseti (1991) apropria-se do conceito de "natureza externalizada" como argumento de apropriação espontaneísta do relevo. A partir dos subsídios oferecidos pela "geomorfologia funcional", propõe alternativa para o desenvolvimento de uma "geomorfologia integral" no conceito de Hamelin (1964).

1.4. Sistemas de referência em geomorfologia

Viu-se que a sistematização da ciência geomorfológica nasce com W. M. Davis (1899), nos Estados Unidos, representante da tendência anglo-americana, constituindo a primeira interpretação dinâmica da evolução geral do relevo (ciclo de erosão geográfico). As idéias de Davis foram contestadas, sobretudo por W. Penck (1924), representante da escola germânica, que culminou na ruptura epistemológica da primeira a partir do Simpósio de Chicago (1939).

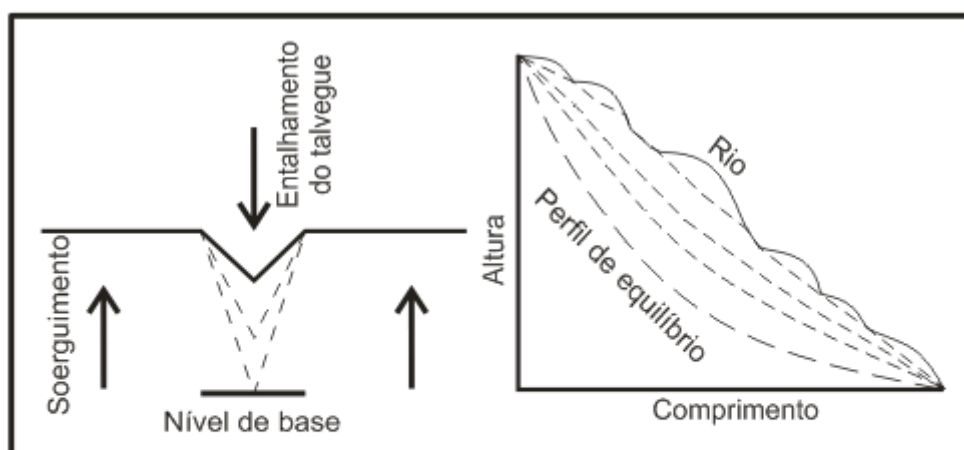
A escola anglo-americana pós-davisiana foi marcada por uma tendência fundamentada na Teoria Geral de Sistemas e no processo de quantificação, destacando-se os trabalhos de L.C. King (1955) e J. Hack (1960).

Com o intuito de resgatar a construção do processo histórico do pensamento geomorfológico, apresentam-se as principais teorias ou sistemas que contribuíam para a compreensão do processo evolutivo do relevo.

1.4.1. O Sistema de William M. Davis

O sistema de W.M Davis (1889), fundamentado no conceito de nível de base⁷ de Powell (1875), sugere que o processo de denudação inicia-se a partir de uma rápida emersão da massa continental. Diante do elevado gradiente produzido pelo soerguimento em relação ao nível de base geral, o sistema fluvial produz forte entalhamento dos talvegues, originando verdadeiros *canyons*, que caracterizam o estado antropomórfico denominado de *juventude*. A idéia mais importante é a de que os rios não podem erodir abaixo do seu nível de base. Davis, portanto, se viu obrigado a completar o conceito de nível de base com outro fundamental, o de "equilíbrio", para o que se utilizou da idéia de balanço entre a erosão e a deposição.

O trabalho comandado pela incisão vertical do sistema fluvial desaparece com o estabelecimento do perfil de equilíbrio⁸ (Fig. 1.2), quando a denudação inicia o rebaixamento dos interflúvios, marcando o fim da juventude e o começo da *maturidade*. Alguns escritos em alemão de Davis abordam os possíveis efeitos de levantamento e erosão consecutivos.



- Corte transversal mostrando o entalhamento do talvegue pelo forte gradiente, responsável pela elaboração de gargantas ou *canyons*.
- Corte longitudinal mostrando a evolução do sistema fluvial até o estabelecimento do suposto perfil de equilíbrio (fim da juventude).

Fig. 1.2 - Evolução regressiva de um sistema fluvial.

O processo denudacional que individualiza a maturidade, para Davis, caracteriza-se pelo rebaixamento do relevo de cima para baixo (*wearing-down* : desgastar para baixo), o que torna necessário admitir a continuidade da estabilidade tectônica, bem como dos processos de erosão (Fig. 1.3).

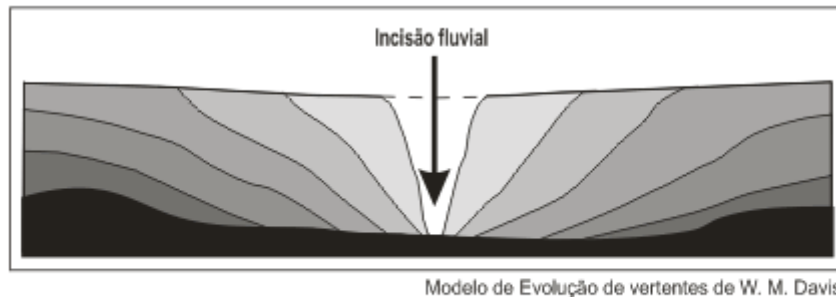


Fig. 1.3 - Evolução do relevo de cima para baixo (*wearing-down*), até atingir a peneplanização.

A evolução considerada tende a atingir total horizontalização topográfica, estágio denominado de *senilidade*, quando a morfologia seria representada por extensos “peneplanos”, às vezes interrompidos por formas residuais determinadas por resistência litológica, denominadas *monadnocks*. Nesse instante haveria praticamente um único nível altimétrico entre interflúvios e os antigos fundos de vales (níveis de base), os quais estariam representados por cursos meandantes (para Davis a meandração significava a senilidade do sistema fluvial), com calhas aluviais inumadas pela redução da capacidade de transporte fluvial (Fig. 1.4).

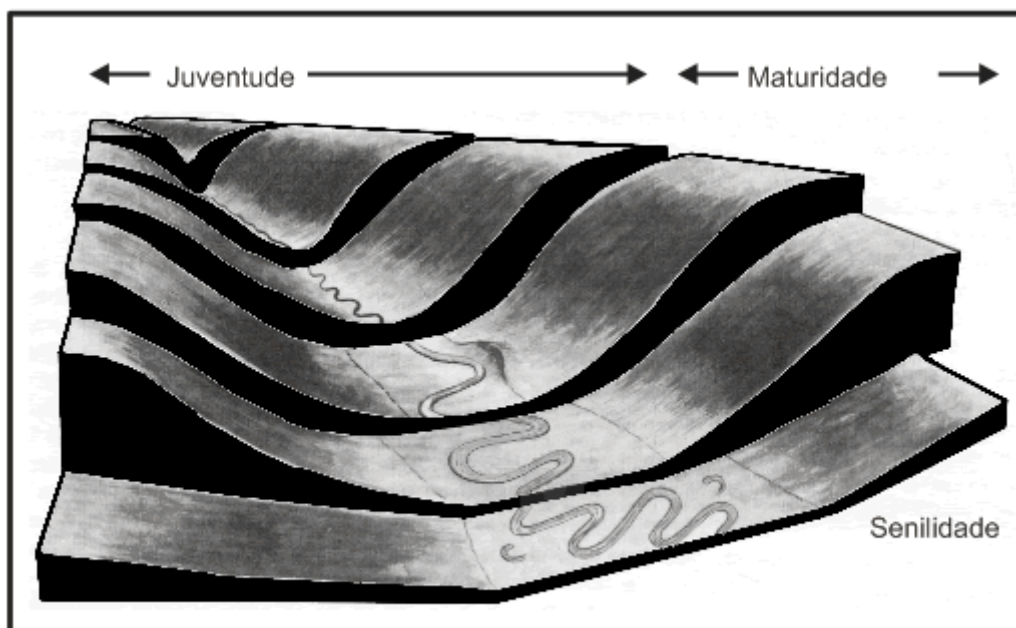


Fig. 1.4 - Ciclo ideal com um relevo real moderado (Rice, 1982).

Para Davis (1899), o relevo, ao atingir o estágio de senilidade, seria submetido a novo soergimento rápido, que implicaria nova fase, denominada *rejuvenescimento*, dando seqüência ao ciclo evolutivo da morfologia.

Conforme Carson & Kirkby (1972), existem duas suposições-chave no sistema descritivo: a primeira é a de que a emergência e a denudação não podem ocorrer concomitantemente, ou seja, a denudação pode somente adquirir alguma importância quando a massa de terra estiver tectonicamente estável. A segunda é a suposição de que os rios sofrem duas fases de atividades: rápida incisão inicial e depois virtual repouso, uma vez atingido o estágio de equilíbrio. A condição de “virtual” repouso significa a continuidade evolutiva, sem assumir o esforço indutivo evidenciado na situação anterior.

Considerações ao sistema ou modelo proposto por Davis têm sido apontadas em ambas as suposições, partindo do princípio de que o processo de soergimento não pode estar dissociado dos efeitos denudacionais, ou seja, ao mesmo tempo em que o relevo encontra-se em ascensão por esforço tectônico, os processos morfogenéticos estarão atuando. Considerando os resultados de evidências empíricas de que efeitos

orogênicos modernos se aproximam de 7,5 metros a cada 1.000 anos, dados apresentados por Tsuboi (1933) para o Japão (valor comparável com as medidas atuais de ajustamento isostático em áreas recobertas por geleiras pleistocênicas), torna-se inadmissível a idéia da referida dissociação. Também seria impropriedade a idéia de uma estabilidade tectônica, da juventude até a senilidade, uma vez que, com base em níveis modernos de erosão, a denudação de aproximadamente 1.500 metros de material requereria, provavelmente, entre 3 a 110 milhões de anos (Schumm, 1963). Para Davis, seriam necessários de 20 a 200 milhões de anos para o aplainamento das cadeias de montanhas, como as falhas de Utah, tempo mais que suficiente para manifestações de natureza tectodinâmica.

A impossibilidade de se admitir estabilidade tectônica absoluta por um período geológico tão prolongado inviabiliza inclusive a idéia de se atingir o referido "virtual repouso", o que faz supor o estabelecimento do perfil de equilíbrio imaginário. Torna-se difícil admitir a possibilidade de um período de estabilidade tão prolongado para permitir o desenvolvimento do peneplano de Davis, caracterizando uma certa comodidade esquemática. Davis desconsiderou ainda a possibilidade de mudanças climáticas "acidentais" no modelo, o que resultaria em deformação no sistema imaginado.

Também o conceito de estágio esboçado por Davis, com base nas idéias de Gilbert (1877), tem sido contestado por geólogos americanos, como Leopoldo & Meddock (1953), que acreditam na existência de estágio relativamente precoce no processo de incisão, sugerindo a mudança na atividade fluvial: de rápida incisão inicial, para o processo de formação de planície aluvial.

O caráter cíclico utilizado por Davis como modelo evolutivo, constitui, no conceito científico geral, estágio embrionário de qualquer natureza do conhecimento.

W.M. Davis, por ser geólogo, fundamentou sua análise evolutiva no comportamento estrutural ao longo do tempo, sendo, portanto, o componente responsável pela definição dos diferentes estágios. As variáveis estruturais e temporais individualizam 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 as respectivas componentes.

Apesar das críticas relativas ao modelo específico sugerido por Davis, muitos geomorfólogos o aceitam enquanto noção de um sistema evolucionário. Conforme King (1953), "algumas autoridades têm rejeitado todo o conceito cíclico, enquanto outras (...) têm aceitado a idéia usual da existência de um ciclo evolutivo da morfologia processada pelos efeitos erosionais".

Em síntese, a formulação evolucionista utilizada por Davis é contestada pelo excessivo idealismo, discutível generalização do ciclo e limitação temporal da geodinâmica responsável pelo estágio final do equilíbrio hidrológico. Tais elementos constituíram os pressupostos básicos de sua teoria, a qual implica concepção orgânica do relevo (fases antropomórficas) e ao mesmo tempo uma simplificação do sistema de referência ("hipóteses fundamentais simples" na observação de Leuzinger, 1948). A prática dedutivista (observação, descrição e generalização) e a práxis desligada do resto da Geografia são os principais pontos de contestação pela corrente naturalista da escola germânica, que tem como principais representantes, Albrecht e Walther Penck. Para Leuzinger (1948), "na verdade o método aconselhado por Davis não é dedutivo. Ele próprio o denominou de método explicativo ou genético e o qualificou como uma combinação dos métodos dedutivo e indutivo". O autor explica que o método indutivo aplicado à geomorfologia "consiste em observar e descrever primeiramente, com detalhes e sem idéias preconcebidas, os fatos geomorfológicos tais como eles se apresentam, e estabelecer, somente após, uma hipótese explicativa dos mesmos. No método dedutivo, ao contrário, estabelecem-se em primeiro lugar as formas que se devem derivar das forças que agem na superfície da terra, e verifica-se depois se estas formas coincidem com as existentes". Davis reunia e analisava o material disponível, induzia a generalizações e hipóteses explicativas, deduzia as conseqüências que derivam de cada hipótese, confrontava essas conseqüências com os fatos, tirando as primeiras conclusões; revelava e aperfeiçoava as explicações concebidas e tirava uma conclusão final sobre as hipóteses que resistissem às refutações, recebendo o nome de teoria. Leuzinger (1948) conclui que "na verdade esse método é indutivo e as deduções que contém destinam-se somente à confirmação das teorias obtidas por indução". Carson & Kirkby (1972) valorizam a pertinência do modelo davisiano enquanto sistema de referência. Christofolletti (1999, p. 24) destaca o modelo de W.M. Davis expresso na linguagem verbalizada (em palavras e representadas em blocos diagramas), possuindo "todo o contexto de um raciocínio lógico".

1.4.2. O Sistema de Walther Penck

Conforme foi dito, W. Penck foi um dos principais críticos do sistema de Davis, sobretudo ao afirmar que a emersão e a denudação aconteciam ao mesmo tempo (Fig. 1.5), atribuindo desse modo a devida importância aos efeitos processuais. As críticas de Penck fundamentam-se no método empregado por Davis e na ausência de conexão com a ciência geográfica, uma das principais preocupações da escola germânica.

Para Davis, a denudação (BC) só teria início após o término do soerguimento (AB), enquanto que para Penck a denudação (B'C) é concomitante ao soerguimento (AB'), com intensidade diferenciada pela ação da tectônica (Fig. 1.5).

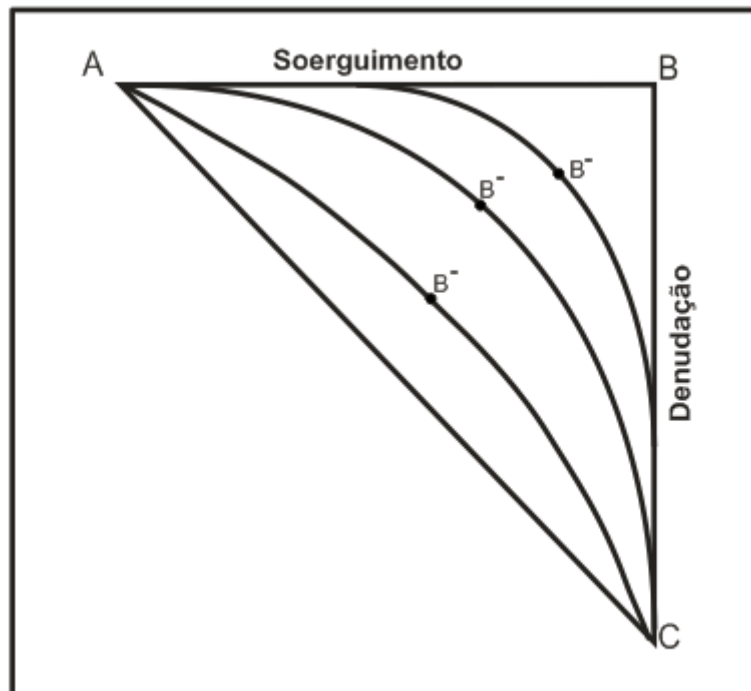


Fig. 1.5 - Relação soerguimento-denudação apresentada por Davis (ABC) e Penck (AB'C), (Carson & Kirkby, 1972).

Penck (1924) procura demonstrar a relação entre entalhamento do talvegue e efeitos denudacionais em função do comportamento da crosta, que poderia se manifestar de forma intermitente e com intensidade variável, contestando o modelo apresentado por Davis: rápido soerguimento da crosta com posterior estabilidade tectônica, até que se atingisse a suposta senilidade, quando nova instabilidade proporcionaria a continuidade cíclica da evolução morfológica.

Para Penck, o valor da incisão estava na dependência do grau de soerguimento da crosta, o que proporcionaria evidências morfológicas ou grupos de declividades vinculados à intensidade da erosão dos rios, submetidos aos efeitos tectodinâmicos (Fig. 1.6), conforme exemplos constatados na Floresta Negra (Alemanha). No primeiro instante (T1 da Fig. 1.6) a incisão é relativamente incipiente, compatível com a intensidade do soerguimento; nas demais situações (T2, T3 e T4) é progressivamente maior, refletindo o grau de soerguimento.

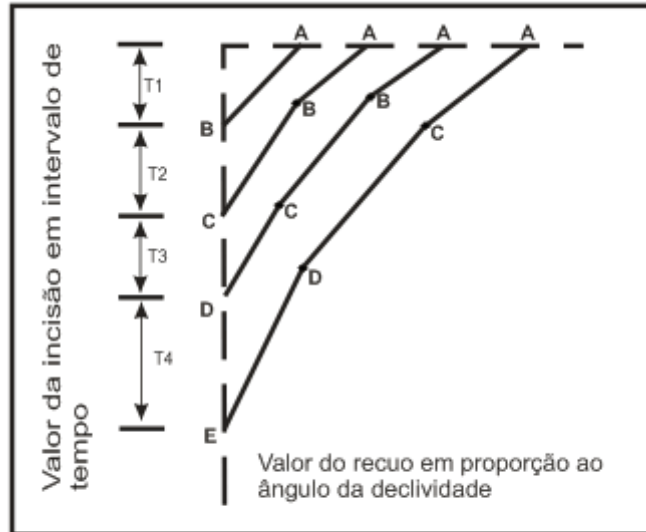
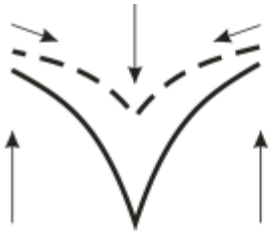


Fig. 1.6 - Grau de incisão do talvegue em relação ao soerguimento - grupos de declividade em diferentes intervalos de tempo (Carson & Kirkby, 1972).

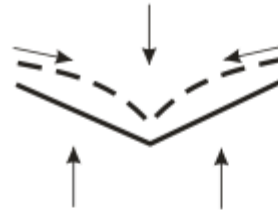
Penck (1924) propunha que em caso de forte soerguimento da crosta, ter-se-ia uma correspondente incisão do talvegue, que por sua vez implicaria aceleração dos efeitos denudacionais em razão do aumento do gradiente da vertente. Admitindo-se que o efeito denudacional não acompanhasse de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue, ter-se-ia o desenvolvimento de *vertentes convexas* (Fig. 1.7.1). Conclui-se que Penck levou em consideração a noção de nível de base local e a correspondência entre soerguimento, incisão e denudação, valorizando a relação processual, própria da concepção germânica.

Uma segunda situação apresentada por Penck (1924) é a de que, existindo um soerguimento moderado da crosta, com proporcional incisão do talvegue, poderia ocorrer uma compensação equilibrada pelos efeitos denudacionais, proporcionando o desenvolvimento de *vertentes retilneas* ou manutenção do ângulo de declividade, o que foi denominado por ele de "superfície primária" (Fig.1.7.2).

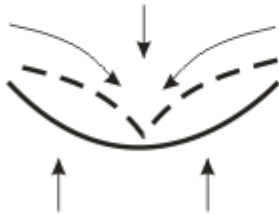
Por último conclui-se que, quando a ascensão da crosta é pequena, ocorre um fraco entalhamento do talvegue, sendo a denudação superior o que propicia o desenvolvimento de *vertentes côncavas* (Fig. 1.7.3).



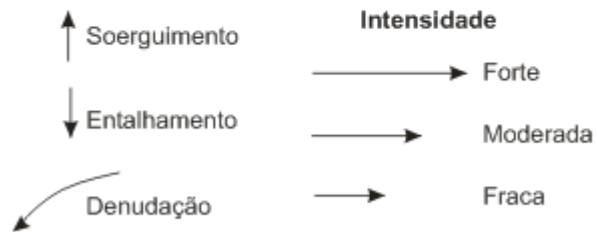
1.7.1. Predominância do entalhamento do talvegue em relação à denudação, responsável pelo desenvolvimento de vertentes convexas (aumento do ângulo da vertente).



1.7.2. Equilíbrio entre soerguimento-denudação, com formação de vertentes retilíneas (manutenção do ângulo da vertente).



1.7.3. Predomínio do entalhamento do talvegue, que implica na concavização da vertente (redução do ângulo da vertente).



Em suma, enquanto a forma convexa implica período de crescente intensidade de erosão (Fig. 1.7.1), a forma côncava é prova de enfraquecimento erosivo ou de intensidade de erosão decrescente.

Penck reconhece a existência de limites para o processo de aceleração ou redução da denudação da vertente. Particularmente na primeira situação, esses limites seriam atribuídos à instabilidade tectônica da crosta.

Para Carson & Kirkby (1972), fica a impressão de que Penck considerou os perfis de declividade como resultantes da movimentação da crosta, o que tem muito a ver com os escritos de Davis. Para os autores, não se opor às idéias de Penck é admitir que o sistema de levantamento-denudação proposto por Davis seja, provavelmente, o mais apropriado na maioria dos casos; se a denudação atual se dá via modelo de peneplanização, é um assunto bem mais duvidoso.

Enquanto Davis afirmava que o relevo evoluía de cima para baixo (*wearing-down* , Fig.1.8b), Penck acreditava no recuo paralelo das vertentes (*wearing-back* , ou desgaste lateral da vertente, Fig. 1.8a), constituindo-se no modelo aceito para o entendimento da evolução morfológica.

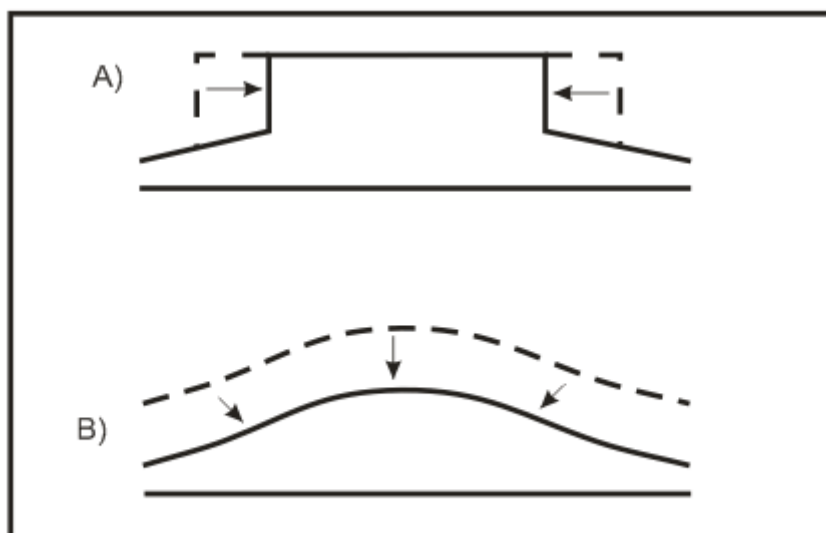


Fig. 1.8 - Contraste entre *back-wearing* (A), proposta por Penck e *down-wearing* (B, proposta por Davis).

Em síntese, a maneira dinâmica da proposta penckiana foi um dos principais argumentos responsáveis pela ruptura epistemológica registrada na linhagem anglo-americana, à época da Segunda Guerra Mundial, até então fielmente adepta das idéias consagradas de Davis.

1.4.3. O Sistema de Lester C. King

A idéia de períodos rápidos e intermitentes de soerguimento da crosta, separados por longos períodos de estabilidade tectônica é o ponto principal do sistema apresentado por King (1955) e Pugh (1955), fundamentado em estudo de caso na África do Sul.

Essa teoria procura restabelecer o conceito de estabilidade tectônica considerado por Davis, mas admite o ajustamento por compensação isostática e considera o recuo paralelo das vertentes (*wearing-back*) como forma de evolução morfológica, de acordo com proposta de Penck (1924).

Os autores argumentam que o recuo acontece a partir de determinado nível de base, iniciado pelo nível de base geral, correspondente ao oceano. O material resultante da erosão decorrente do recuo promove o entalhamento das áreas depressionárias, originando os denominados pedimentos. A evolução do recuo por um período de tempo de relativa estabilidade tectônica permitiria o desenvolvimento de extensos pediplanos, razão pela qual a referida teoria ficou conhecida como *pediplanação*. Portanto, enquanto Davis chamava as grandes extensões horizontalizadas na senilidade de "peneplanos", King (1955) as considerava como "pediplanos", com formas residuais denominadas *inselbergs*. O emprego de uma das terminologias, penepiano ou pediplano, caracteriza a filiação epistemológica (anglo-americana ou germânica), considerando as diferenciações genéticas (*down wearing* ou *back wearing*).

Pugh (1955) admite que a diferença no processo de erosão fornece resultados importantes: há uma reação isostática quase imediata ao abaixamento vertical da paisagem por erosão lateral. Assim, a compensação isostática ocorre somente quando um começo de denudação tenha acontecido, sendo conseqüentemente, um evento intermitente. Uma vez acontecido o reajustamento isostático, uma nova escarpa e um nível de embutimento (nova superfície pediplanada) são formados, justificando a evolução genética para a sucessão de níveis de aplainamento em um mesmo ciclo morfoclimático.

Deve-se considerar, que, apesar da teoria da pediplanação ter sido originalmente relacionada a um clima úmido, como as demais apresentadas, partindo do princípio que foram produzidas nas regiões temperadas, supõe-se que a horizontalização topográfica esteja vinculada a um clima seco, assim como o desenvolvimento vertical do relevo encontra-se relacionado a um clima úmido, levando em conta a incisão vertical da drenagem. Assim, a desagregação mecânica seria a grande responsável pelo recuo paralelo das vertentes, e seus detritos, a partir da base em evolução, se estenderiam em direção aos níveis de base, produzindo entulhamento e conseqüente elevação do nível de base local. Esse entulhamento se daria por atividades ou processos torrenciais, originando as formas conhecidas como *bajadas* e proporcionando o mascaramento de toda irregularidade topográfica, caracterizando a morfologia dos pediplanos (Fig. 1.9).

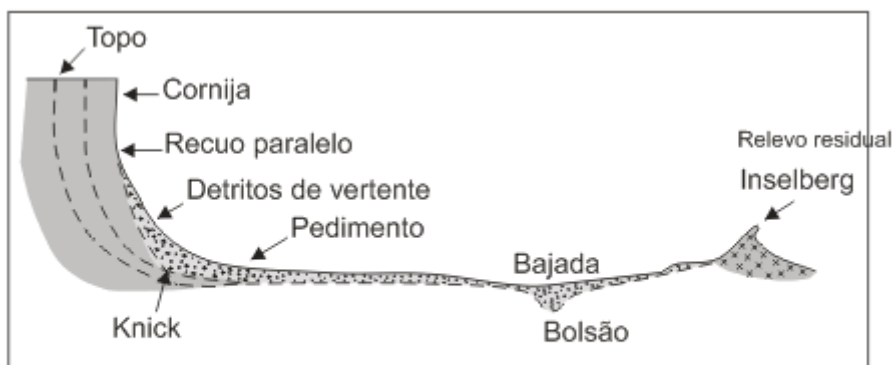


Fig. 1.9 - Destruição dos pontos elevados por recuo (desagregação mecânica) e conseqüente entulhamento de depressões (com elevação do nível de base), proporcionando a pediplanação.

1.4.4. O Sistema de John T. Hack

O autor que mais tem trabalhado no enfoque acíclico do conceito de "equilíbrio dinâmico" é Hack (1960). Esse conceito fundamenta-se na teoria geral dos sistemas, vinculado à linhagem anglo-americana pós-davisiiana.

O princípio básico da teoria é o 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. Enquanto a proposta de Penck considera o modelado como resultado da competição entre o levantamento e a erosão, Hack o considera como produto de uma competição entre a resistência dos materiais da crosta terrestre e o potencial das forças de denudação.

Gilbert (1877) foi o primeiro a tentar explicar a evolução do relevo com base no equilíbrio dinâmico, embora Hack (1957, 1960, 1965) tenha ampliado consideravelmente as idéias iniciais. John T. Hack utilizou-a com o intuito de interpretar a topografia do vale do Shenandoah, na região dos Apalaches, levando em consideração as características das redes de drenagem e das vertentes. "Essa teoria supõe que em um sistema erosivo todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de modo que eles se modificam na mesma proporção. As formas e os processos encontram-se em estado de estabilidade e podem ser considerados como independentes do tempo. Ela requer um comportamento balanceado entre forças opostas, de maneira que as influências sejam proporcionalmente iguais e que os efeitos contrários se cancelem a fim de produzir o estado de estabilidade, no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema" (Christofolletti, 1980, p. 168).

Toda alternância de energia, seja interna ou externa, promove alteração no sistema, manifestada através da matéria, razão pela qual os elementos da morfologia tendem a se ajustar em função das modificações impostas, seja pelas forças tectodinâmicas, seja pelas alterações processuais subaéreas (mecanismos morfoclimáticos). Diante disso, a morfologia não tenderia necessariamente para o aplainamento, visto que o equilíbrio pode ocorrer sob os "mais variados panoramas topográficos" (Fig.1.10).

Portanto, para Hack, as formas de relevo e os depósitos superficiais possuem uma íntima relação com a estrutura geológica (litologia) e mecanismos de intemperização, embora deixando transparecer maior valorização da primeira. O autor verificou que a declividade dos canais fluviais diminui com o comprimento do rio e varia em função do material que está sendo escavado. Por exemplo, na bacia de Shenandoah ele observou (1965) que os canais nos arenitos endurecidos possuíam um gradiente aproximadamente dez vezes maior que o dos canais esculpidos nos folhelhos. Assim, o equilíbrio é alcançado quando os diferentes compartimentos de uma paisagem apresentam a mesma intensidade média de erosão.

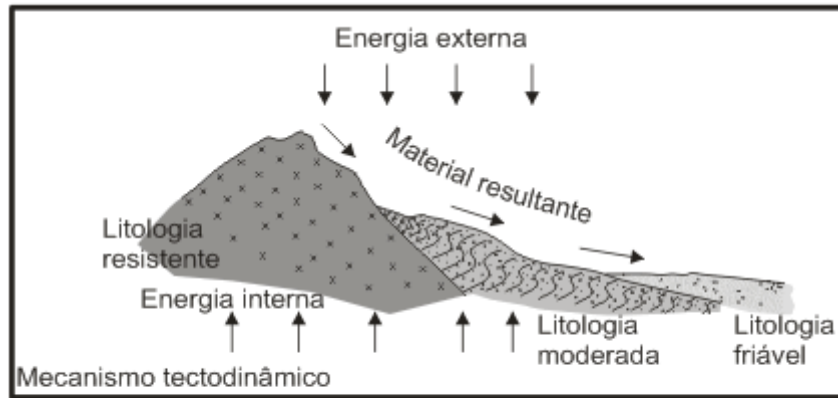


Fig. 1.10 - Equilíbrio dinâmico mantido nos diferentes panoramas topográficos, determinado pela resistência diferencial litológica, que proporciona mesmo com declives fortes, um volume de material correspondente.

Enquanto Davis interpreta a uniformidade das cristas da Cordilheira dos Apalaches como resultado de rejuvenescimento de antigo peneplano, Hack a vê como manifestação de uma resistência estrutural igual às forças de erosão (Tab. 1.1).

Na teoria do equilíbrio dinâmico as formas não são estáticas. Qualquer alteração no fluxo de energia incidente tende a responder por manifestações no comportamento da matéria, evidenciando alterações morfológicas. Como exemplo, as mudanças climáticas ou eventos tectônicos produzem alterações no fluxo da matéria, até a obtenção de novo reajustamento dos componentes do sistema. Algo intrínseco ao argumento de Hack é que o modelado do relevo se adapta rapidamente às variações dos fatores de controle ambiental.

Desse modo, quando o sistema readquire o equilíbrio dinâmico, desaparecem gradativamente as marcas relacionadas às fases anteriores que estavam presentes na paisagem. O referido equilíbrio poderá ser mantido ainda em condições de instabilidade tectodinâmica, desde que os efeitos denudacionais acompanhem o mesmo ritmo, o que já havia sido admitido anteriormente por Penck (1929).

A noção de equilíbrio, apesar de empregada por Davis para caracterizar uma condição de estabilidade erosiva, como no caso do sistema hidrográfico (noção de perfil de equilíbrio) é considerada por Hack numa perspectiva sistêmica, como o resultado do "comportamento balanceado entre os processos morfogenéticos e a resistência das rochas, e também leva em consideração as influências diastróficas atuantes na região" (Christofolletti, 1973). Ainda deve-se considerar que os sistemas abertos podem levar à equifinalização, ou seja, que condições iniciais diferentes podem conduzir a resultados finais semelhantes. Por exemplo, os calcários, resistentes aos processos físicos, podem adquirir, em determinado momento, semelhanças morfológicas a rochas resistentes aos processos químicos.

Diante do exposto, constata-se uma certa relação de dependência entre a proposta de Hack e as teorias discutidas anteriormente. Além de incorporar o conceito davisiano de equilíbrio em novo estilo, Hack utiliza-se de relações dinâmicas apresentadas por Gilbert (1877) e posteriormente Penck (1924). O mérito atribuído a Hack é o de estruturar um encadeamento lógico na concepção sistêmica do modelado, em detrimento de uma visão fragmentada do relevo.

A tabela 1.1 mostra, em termos comparativos, os principais pontos constantes nos modelos apresentados (Davis, Penck, King e Hack).

1.5. Algumas Evidências quanto à Velocidade da Denudação

A relação soerguimento/denudação tem sido até hoje um assunto de muitas controvérsias. Cálculos apresentados por Dole & Stable (1909) indicam valores médios de denudação da ordem de 0,027 a 0,057 metros por mil anos, entendidos como baixos por serem estimados com base, exclusivamente, em materiais em suspensão, transportados por rios, ou cargas sedimentológicas abandonadas pela redução da competência de transporte. Langbein & Schumm (1958) sugerem níveis de denudação ligeiramente mais altos, em torno de 0,03 a 0,1 metro por mil anos.

Os níveis mais altos de produção de sedimentos foram registrados pela *Federal Inter-Agency River Basin Commission* (1953), em um pequeno reservatório em Iowa, correspondente a uma denudação de 12,6 metros/1000 anos (Tab. 1.2).

Médias experimentais, realizadas em áreas montanhosas, demonstram níveis da ordem de 0,6 a 0,9 m/1000 anos, estimadas por Wegmann (1955), nos Alpes do norte, e Khosle (1953), em parte do Himalaia.

Estimativas de taxas de denudação a partir de estudos experimentais em bacias hidrográficas (Dole & Stabler, 1909, Langbein & Schumm, 1953, 1958, Faxman & High, 1955 e *Fed. InterAgency River Basin Commission*, 1953; apud Carson & Kirkby, 1972), demonstram variações da ordem de 0,03 a 12,6 metros/1.000 metros (Tab . 1.2). Estudos realizados em áreas tectonicamente ativas (Gilluly, 1949, Stone , 1961, Tsuboi, 1933, Less, 1955, Gutenberg, 1941, Cailleux, 1952, apud Schumm, 1963) estimam soerguimentos da ordem de 0,1 a 75,0 metros/1.000 anos (Tab. 1.3), demonstrando que os soerguimentos orogênicos são significativamente maiores que as taxas de denudação. Com base nessas premissas, parece bastante improvável que massas de terras poderiam ser produzidas ou emersas, independente do tempo, como estimadas por Penck (1924) e Hack (1960). Para Carson & Kirkby (1972), esta diferença entre níveis modernos de orogenia e denudação levam a admitir a validade do sistema de Davis, considerando rápido soerguimento de cadeias de montanhas, com pequenas modificações por erosão, até que a orogenia cesse.

Em síntese, torna-se muito difícil comprovar a referida relação, visto que ao mesmo tempo em que os valores apresentados por Schumm (1963), concernentes às estimativas de níveis de levantamentos, encontram-se associados aos níveis modernos de orogenia para o entendimento do passado geológico, também os níveis modernos de denudação encontram-se alterados pelas derivações antropogênicas, em franca expansão.

As forças internas não só se referem ao processo de soerguimento e denudação, como interferem diretamente na disposição estrutural das rochas, com repercussão em seu comportamento químico ou em sua propriedade física. Portanto, as forças endógenas implicam comportamento estrutural das rochas, as quais se manifestam de modo diferente frente aos processos erosivos.

Tabela 1.1 . Sistemas de Referência em Geomorfologia

CARACTERÍSTICAS	W.M. Davis (1899)	W. Penck (1924)	L.C.King/J.Pugh (1955)	J.T. Hack (1960)
CARACTERÍSTICA GERAL DO SISTEMA	Rápido soerguimento com posterior estabilidade tectônica e eustática	Ascensão de massa com intensidade e duração diferentes	Longos períodos de estabilidade tectônica, separados por períodos rápidos e intermitentes de soerguimento da crosta.	Toda alternância de energia interna ou externa gera alteração no sistema através da matéria
RELAÇÃO SOERGUIMENTO/DENUDAÇÃO	Início da denudação (comandada pela incisão fluvial) após estabilidade ascensional	Intensidade de denudação associada ao comportamento da crosta	Denudação concomitante ao soerguimento	Reação do sistema com alteração do fornecimento de energia (oscilações climáticas)
ESTÁGIO FINAL OU PARCIAL DA MORFOLOGIA	Evolução morfológica de cima para baixo (<i>wearing-down</i>)	Evolução por recuo paralelo das vertentes (<i>wearing back</i>)	Evolução morfológica por recuo paralelo (<i>wearing back</i>)	Todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados. Modificam-se na mesma proporção
CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	Fases antropomórficas: juventude, maturidade e senilidade (peneplano)	Processos de declividade laterais das vertentes: convexas, retilíneas e concavas (relação incisão/denudação por ação crustal)	Nível de pedimentação (coalescência de pedimentos: pediplano)	As formas não são estáticas e imutáveis. Íntima relação com a estrutura geológica
ESTÁGIO FINAL OU PARCIAL DA MORFOLOGIA	Peneplanização (formas residuais:	Superfície primária (lenta ascensão compensada pela	Pediplanização (formas residuais:	Não evolui necessariamente para aplainamento

	<i>monadnocks</i>)	denudação). Não haveria produção de elevação geral da superfície	<i>inselbergs</i>)	(equifinalização). O equilíbrio pode ocorrer sob os mais variados "panoramas topográficos"
NOÇÃO DE NÍVEL DE BASE	Processo evolutivo comandado pelo nível de base geral	Vertente evolui em função do nível de base local	Pressupõe a generalização de níveis de base (qualquer ponto de um rio é considerado NB para os demais à montante)	Ajustamento seqüencial.
VARIÁVEIS QUE COMPÕEM Os SISTEMA	Temporal/estrutural com subordinação da processual	Processo, tectônica e tempo	Processo/forma, considerando o fator temporal, admitindo implicações isostáticas	Relação formas/processos independentes do tempo (processo morfo-genético-resistência das rochas - influências diastróficas).

Tab. 1.2 - Estimativas de Níveis de Denudação em Bacias de Drenagem*

Bacia de Drenagem (em 1000 km ²)	Níveis de Denudação (metros/1000 anos)	Fonte
372,28	0,03-0,06	Dole & Stabler, 1909
3,9	0,03-0,10	Langbein & Schumm, 1953
0,08	0,06-0,22	Langbein & Schumm, 1958
0,003	2,55	Flaxman & High, 1955
		Fed. InterAgency River
0,0003	12,6	Basin Com., 1953.

(*) Cfr. Carson & Kirkby, 1972.

Tab. 1.3 - Estimativas de níveis de levantamento em condições: a) Orogênica; b) Isostática; e c) Epirogênica*

Localização	Levantamento (metros/1000 anos)	Fonte
Califórnia	4,8-12,6	Gilluly, 1949
Sul da Califórnia	3,9 -6,0	Stone, 1961
a) Japão	0,8-75,0	Tsuboi, 1933
Golfo Pérsico	3,0	Less, 1955

Ontário do Sul		Gutenberg, 1941
b) Fenoescandinávia	4,0	Gutenberg, 1941
	10,8	
c)	0,1-3,6	Cailleux, 1952

(*) Com base nas premissas de Shumm, 1963 (*apud* Carson & Kirkby, 1972).

Deve-se observar que a estrutura geológica apresentará comportamento diferente segundo condições climáticas, permitindo maior ou menor intensidade denudacional. O quartzito, por exemplo, apresenta maior resistência ao intemperismo químico (clima úmido) se comparado à sua reação frente à ação morfogênica mecânica (clima seco), num comportamento oposto ao dos arenitos e calcários.

É dessa relação rocha-clima, sem desconsiderar os ajustamentos tectogênicos, que se produzirá maior ou menor concentração de material em áreas deposicionais, o que responderá, numa escala do tempo geológico, em maior ou menor reação das forças internas, como os ajustamentos isostáticos.

Assim sendo, é necessário entender o relevo como algo dinâmico, em constante evolução, muito embora certas relações ou resultados não possam ser observados na escala de tempo histórica.

O fato de se ter atribuído maior importância a um dos elementos, estruturais ou climáticos, em detrimento do outro, deu motivo ao emprego de adjetivos como "geomorfologia estrutural" ou "geomorfologia climática", fruto de tendências associadas a linhagens epistemológicas. Conforme observou Cholley (1950), não há duas geomorfologias, mas apenas uma, e sua gênese está ligada à ação de fatores erosivos associados ao clima, que constitui um complexo de agentes denominado pelo autor de "sistema de erosão" que cada clima coloca em evidência. Para Cholley (1950), o reflexo da estrutura ou do clima no comportamento morfológico caracteriza estágios que confirmam os conceitos davisianos: a erosão "normal", ao colocar em evidência a estrutura, corresponderia a uma fase de "maturidade", enquanto o esmorecimento da erosão demonstra a última etapa da evolução morfológica, caracterizando uma fase "senil".

É natural que determinadas formas específicas demonstrem as conseqüências ou reflexos da estrutura, ainda que em outras formas essa estrutura se encontre mascarada pelos processos erosivos. Esse fato pode ser diferenciado pela própria escala da observação: nas imagens de satélite ou radar, em escala média de 1:100.000 a 1:250.000, a estrutura se mostra como elemento individualizador da morfologia. Uma análise mais detalhada, em maior escala (maior que 1:50.000), de determinados elementos do relevo, como uma vertente, revela que a estrutura normalmente se encontra mascarada pelos depósitos de cobertura, comandados pelos processos morfogênicos pretéritos ou atuais.

Para Cholley (1950), a estrutura é algumas vezes insuficiente, mesmo no domínio da erosão "normal", para explicar todas as formas. Por outro lado, deve-se considerar que dificilmente seria possível entender a relação da "contextura" e composição química da rocha na individualização estrutural, se não se levasse em conta a ação dos mecanismos externos. A compreensão do significado do clima na elaboração de toda e qualquer morfologia explica o êxito da expressão "morfológica climática", que de alguma forma marca a reação à atitude dos geógrafos que fizeram da estrutura o princípio de toda morfologia (Cholley, 1950).

O comportamento morfológico, numa escala de tempo geológico, se manifesta por meio da ação dos mecanismos externos e da reação da estrutura, admitindo a participação das forças internas (tectodinâmicas). A partir do capítulo seguinte serão analisados os efeitos do jogo de forças contrárias para a necessária compreensão do processo evolutivo do relevo.

Apresentam-se a seguir os níveis de abordagem geomorfológica sistematizados por Ab'Sáber (1969), que representam a estrutura metodológica do presente trabalho.

1.6. Os níveis metodológicos em Geomorfologia

O estudo da geomorfologia tem sido tratado ao longo do tempo, em dois grandes níveis: um relacionado à construção do edifício teórico, o que promove a base epistemológica para o desenvolvimento da pesquisa, e outro correspondente às expectativas associadas às aplicações dos conhecimentos. Exemplos que contribuíram para a consolidação de tais fatos podem ser evidenciados através da produção do conhecimento no final do século XIX, entre as duas grandes linhagens epistemológicas, tendo por objetivo definir um escopo teórico para

a geomorfologia: os estudos relacionados à paisagem, na primeira metade do século XX, os estudos voltados aos aplainamentos, durante as duas guerras mundiais, e ainda, o estudo de vertentes, assumindo característica ambiental, surgido principalmente a partir da década de 70 do século passado. Os manuais de geomorfologia, via de regra, expressam a influência natural dos estágios epistemológicos da geomorfologia, podendo-se evidenciar o forte reflexo da escola estruturalista francesa no Brasil, ainda preservando forte tendência anglo-americana, na fase acadêmico-institucional inicial, e mais recentemente, o reflexo da linhagem epistemológica germânica nos estudos integrados da paisagem.

Importante para a sistematização desses conhecimentos e para o desenvolvimento da pesquisa geomorfológica no Brasil foi a importante contribuição do professor Ab'Saber (1969), concebendo a análise do relevo em três dimensões que se integram ou se interagem: a compartimentação topográfica, a estrutura superficial e a fisiologia da paisagem (Fig. 1.11).

a) Compartimentação Topográfica

Por compartimentação topográfica entende-se a separação de determinados domínios morfológicos que se individualizam por apresentarem características específicas, como determinados tipos de formas ou domínios altimétricos. As formas resultantes do processo evolutivo do relevo podem testemunhar episódios associados a determinados domínios morfoclimáticos, refletindo o jogo de forças entre os agentes internos, comandados pela estrutura e tectônica, e os externos, associados aos efeitos climáticos, em tempo suficiente para deixar impresso no modelado paleoformas relacionadas a processos morfogenéticos correspondentes. A compartimentação reflete a

Níveis de Abordagem Geomorfológica (Metodologia da análise - Ab'Saber, 1969)

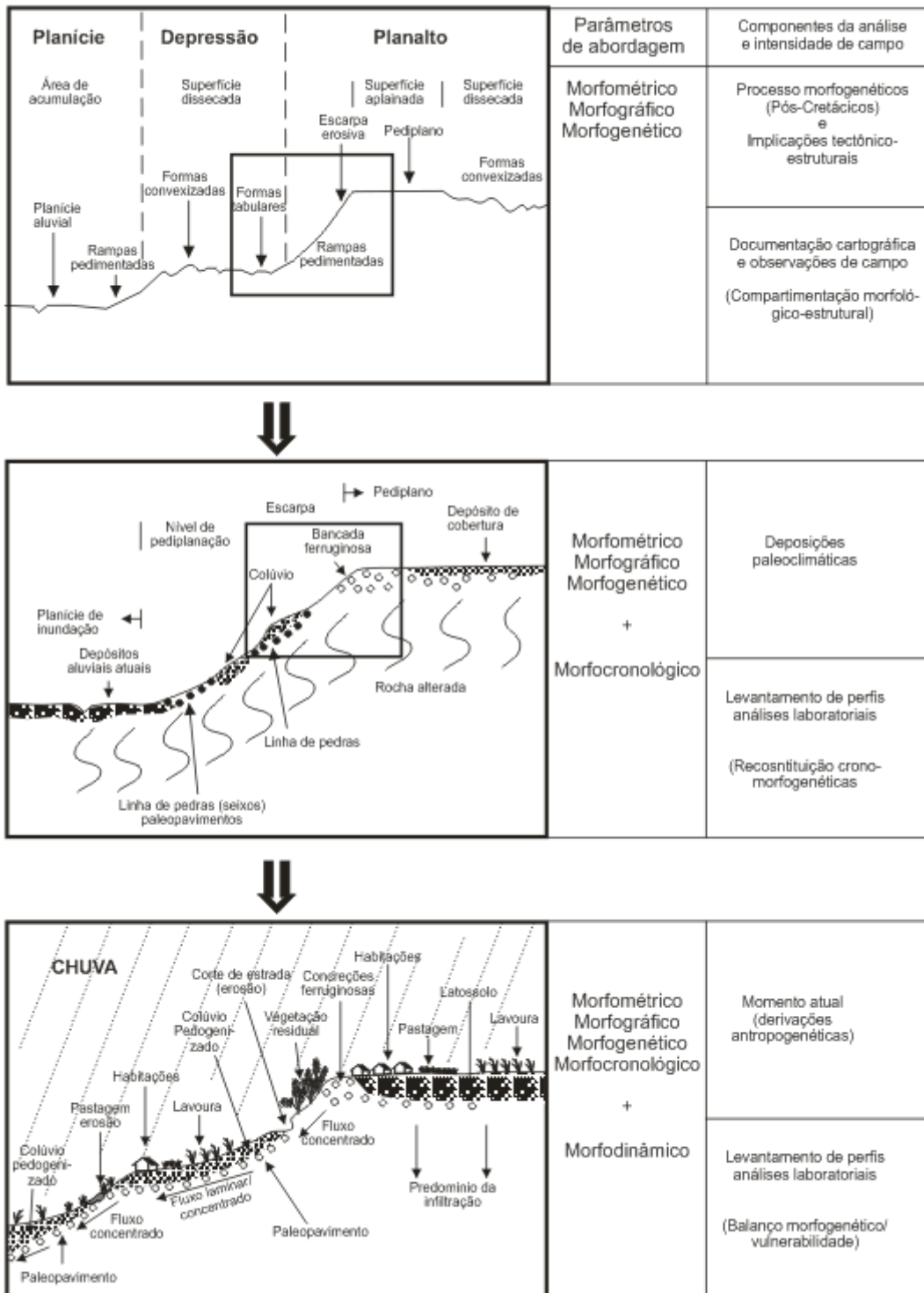


Fig. 1.11 - Demonstração dos níveis de abordagem geomorfológica, seguindo a metodologia de análise de Ab'Saber, 1969.

interpenetração de forças contrárias, como os processos relacionados ou resultantes da morfogênese associada a climas seco e úmido, além dos reflexos proporcionados pela estrutura. Durante a atuação de uma fase climática seca, a morfogênese mecânica promove, por recuo paralelo das vertentes, o desenvolvimento de superfícies horizontais, caracterizando um estágio avançado de evolução. São os chamados níveis de pediplanação. Já numa fase de clima úmido, com a predominância da morfogênese química, há um entalhamento generalizado da rede de drenagem. As forças de soerguimento acontecem em ambas as fases

climáticas, seca e úmida. Na fase seca, são responsáveis pelos degraus existentes entre um nível de superfície horizontal. Na fase úmida, essas forças contribuem para o entalhamento da drenagem, promovendo a dissecação do relevo.

É comum que as superfícies horizontais originadas em clima seco, sejam dissecadas pela drenagem nas fases úmidas. Portanto, o clima úmido, através da incisão de talvegues, tende a destruir as formas horizontalizadas, elaboradas em condições climáticas secas, e o clima seco tende a destruir as formas verticalizadas, elaboradas em clima úmido. A sucessão desse jogo de forças contrárias⁹, levando em consideração o tempo de duração dos respectivos domínios morfoclimáticos, é responsável pela composição de formas que expressam situações diferenciadas, as quais permitem a compreensão da dinâmica morfogenética e sua história, registradas no relevo. As formas de relevo resultam da ação dos processos morfogenéticos ao longo do tempo, muitas vezes refletindo a resistência da estrutura aos efeitos do jogo de forças. Por exemplo, uma superfície aplainada em níveis altimétricos mais elevado, corresponde, via de regra, à uma forma mais antiga, relacionada a clima seco, partindo do princípio de que o relevo foi sendo soerguido ao longo do tempo. Podem-se constatar também, graus de dissecações diferenciados no relevo, considerando a relação entre a resistência litológica e as formas dominantes: em condições climáticas úmidas, o forte gradiente de vertentes em estruturas mais resistentes, implica maior intensidade de dissecação; ao contrário, nas superfícies erosivas, mesmo aquelas portadoras de litologias friáveis, a dissecação se apresenta incipiente.

O conceito de compartimentação topográfica, na realidade, apresenta uma dimensão muito maior que a própria denominação, uma vez que transcende a idéia de topografia, no que tange aos aspectos morfológicos e morfométricos do relevo, resultantes das propriedades adquiridas durante sua gênese. Para a sua compreensão, torna-se imprescindível entender o processo evolutivo, considerando a ação diferencial dos processos morfogenéticos: as mudanças climáticas no tempo geológico, os componentes de natureza estrutural, valorizando os mecanismos tectogenéticos e propriedade das rochas, sem desconsiderar os efeitos da interface em cada estágio de evolução. Portanto, torna-se indispensável resgatar os conceitos de Penck, que envolvem os processos exogenéticos e endogenéticos como fatores morfológicos. Valoriza-se, portanto, o clima como elemento responsável pela morfogênese diferencial em função do balanço das forças em ação¹⁰.

b) Estrutura Superficial

O nível de abordagem correspondente à estrutura superficial refere-se ao estudo dos depósitos correlativos ao longo das vertentes ou em diferentes compartimentos. Esses depósitos são suscetíveis de transformação ao longo do tempo geológico, ensejadas por erosão e perturbações tectônicas locais. O longo período de tempo necessário para sua formação envolve mudanças climáticas, responsáveis por materiais diferentes em sua constituição. A denominação “depósitos correlativos” foi inicialmente apresentada por Penck (1924), quando foram associados às oscilações climáticas acontecidas no passado, sendo as mais expressivas aquelas vinculadas às oscilações do pleistoceno (a partir de 2 milhões de anos), relativamente melhor preservadas em função do tempo frente ao intemperismo. Como exemplo, as fases glácio-eustáticas pleistocênicas, caracterizadas pela expansão das calotas polares e redução do nível marinho, evidenciavam desenvolvimento de clima semi-árido nas regiões intertropicais; os processos morfogenéticos respondiam por desagregação mecânica das rochas, promovendo recuo paralelo das vertentes e respectivos depósitos correlativos, como os pedimentos detríticos. As fases interglaciais, ao contrário, caracterizadas pela redução das calotas polares e aumento do nível marinho, respondiam por um clima úmido nas regiões intertropicais, favorecendo a organização da drenagem e intemperização química das rochas, com coluvionamento de soleiras e depósitos aluviais em superfícies alveolares.

Pela estrutura superficial pode-se compreender os processos morfogenéticos pretéritos e oferecer subsídios, através das propriedades físico-químicas dos depósitos de cobertura, para o entendimento da vulnerabilidade do terreno. A referida abordagem deve estar associada aos demais parâmetros do relevo, como o gradiente da vertente, bem como aos processos morfodinâmicos atuais.

Bigarella & Mousinho (1965) conceituam depósitos correlativos como “seqüências sedimentares resultantes dos processos de agradação ocorrendo simultaneamente como fenômenos de degradação na área fonte”. Referem-se, portanto, ao material residual, depositado em seções de recepção, resultante dos mecanismos morfogenéticos pretéritos e atuais, motivados por diferenciações climáticas, ajustamentos tectônicos ou implicações de natureza antrópica, como os depósitos tecnogênicos. Com relação ao conceito de “depósitos tecnogênicos” Oliveira (1990) destaca tal relação com a ação humana, originados pela técnica, referindo-se a um novo período geológico denominado de Quinário ou Tecnógeno, “período em que a atividade humana passa a ser qualitativamente diferenciada da atividade biológica na modelagem da biosfera, desencadeando processos (tecnogênicos) cuja intensidade supera em muito os processos naturais”;

c) Fisiologia da Paisagem

A fisiologia da paisagem diz respeito ao momento atual e até sub-atual do quadro evolutivo do relevo, considerando os processos morfodinâmicos, como o significado das ocorrências pluviométricas nas áreas intertropicais, ou processos específicos nos diferentes domínios morfoclimáticos do globo, bem como as transformações produzidas na paisagem pela intervenção antrópica. A apropriação do relevo, como suporte ou

recurso, origina transformações que começam com a subtração da cobertura vegetal, expondo o solo aos impactos pluvioerosivos. A partir de então ocorrem alterações nas relações processuais, como as mudanças no jogo das componentes – de perpendicular, correspondente à infiltração, à paralela, relacionada ao escoamento superficial ou fluxo por terra.

No estudo da fisiologia da paisagem, denominação utilizada por S. Passarge no início do século XX, procura-se avaliar os processos morfodinâmicos atuais, considerando o relevo numa possível perspectiva de Kügler (1976), ou seja, considerando suas propriedades geocológicas e sócio-reprodutoras. O processo de apropriação do relevo pelo homem, seja como suporte ou recurso, responde pelo desencadeamento de reações que resultam no comportamento do modelado, considerando os efeitos morfodinâmicos convertidos em impactos.

O conceito de fisiologia da paisagem pode ser sintetizado a partir da abordagem da teoria biorresistástica de Erhart (1958), bem como pela noção de ecodinâmica apresentada por Tricart (1978), que culmina com a caracterização do grau de estabilidade dos diferentes meios. Devem ser consideradas, no estudo da fisiologia da paisagem, as transformações produzidas pelo homem desde a revolução neolítica até os dias atuais, indutores das alterações associadas à intensidade e à frequência dos processos, que culminam em impactos no meio físico.

Para Abreu (1986), “enquanto as propriedades geocológicas se originam de processos biológicos e morfodinâmicos presididos pelas leis biológicas, físicas e geoquímicas, que cunham as formas e lhes conferem conteúdo plástico, as propriedades sócio-reprodutoras são definidas pelo interesse imediato dos homens pelo relevo como recurso, face ao seu conteúdo (solos, depósitos minerais etc.), ou como suporte de edificações de um espaço construído”.

Os níveis de abordagem nos estudos geomorfológicos, vistos de uma forma integrada, permitem a compreensão do relevo na sua total dimensão. Para se evidenciar a importância da análise integrada dos referidos níveis nos estudos do relevo, recorre-se aos parâmetros imprescindíveis à elaboração de uma carta geomorfológica, considerando critério adotado por Tricart (1967). São quatro os parâmetros que integram uma representação do relevo em grande escala: morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos (veja capítulo 5). As informações morfométricas e morfográficas são valorizadas na compartimentação do relevo. As morfométricas referem-se às dimensões métricas do relevo, enquanto as morfográficas, às próprias formas existentes, transcritas segundo representações apropriadas. As informações de natureza cronológica são obtidas por meio de formas específicas (terraços, níveis de pedimentação, dentre outras) e principalmente pelo estudo da estrutura superficial. Os elementos morfogenéticos referem-se tanto aos reflexos dos processos morfodinâmicos atuais, enfocados pela fisiologia da paisagem, como pretéritos, responsáveis pela elaboração do modelado e respectivos depósitos correlativos. Outro aspecto digno de nota refere-se ao grau de envolvimento do pesquisador com as atividades desenvolvidas nos diferentes níveis da análise geomorfológica. Nos levantamentos concernentes à compartimentação topográfica o trabalho se caracteriza mais por atividades desenvolvidas no gabinete, utilizando-se de cartas de base, fotografias aéreas ou imagens, ficando as atividades de campo restritas a observações e comprovações. No estudo da estrutura superficial os levantamentos de campo são imprescindíveis, considerando a descrição e análise de perfis disponíveis ou abertura de trincheiras, além de coleta de material para análise laboratorial (análise granulométrico-textural, palinológica, geocronológica, dentre outras). Por último, no estudo da fisiologia da paisagem o controle de campo se intensifica, considerando a necessidade do acompanhamento sistemático dos processos, os quais normalmente exigem o emprego de equipamentos específicos e até mesmo recursos técnicos sofisticados, como miras graduadas, calhas coletoras, simuladores de chuva ou traçadores radioativos como os introduzidos por De Ploey (1967) em pesquisas geomorfológicas experimentais.

Antes de tratar especificamente de cada um dos níveis de abordagem do relevo, serão apresentados alguns conceitos importantes, relacionados aos aspectos taxonômicos, como aqueles relativos aos processos e dimensões espaciais dos fenômenos. Primeiramente apresentam-se algumas diferenças de determinados termos específicos da geomorfologia, como processos morfoclimáticos, morfogenéticos e morfodinâmicos.

Por processos morfoclimáticos entende-se aqueles de significativa abrangência espacial, com tempo geológico de duração suficiente para elaborar determinados tipos de modelados específicos. Exemplo desse processo são os extensos pediplanos de cimeira que ainda podem ser verificados em praticamente todo continente brasileiro, relacionados a condições climáticas secas, elaborados num tempo geológico (provavelmente no Terciário Médio ou posterior) com duração suficiente para proporcionar correspondência entre forma e clima, ou melhor, forma e processo. Considerando o ajustamento da paisagem ao domínio climático ao longo das faixas latitudinais, Tricart & Cailleux (1965) representaram as grandes “zonas morfoclimáticas” do globo, partindo do conceito de que tais compartimentos devem ser entendidos numa determinada dimensão espacial (zonal e de domínios regionais), com duração temporal dos processos suficiente para imprimir marcas ou formas compatíveis na paisagem.

Por processo morfogenético entende-se a relação entre a modalidade de intemperismo e formas correspondentes, que podem variar tanto no tempo de elaboração como na extensão territorial, provocando maior ou menor associação na relação processo-forma. Como exemplo podem se mencionar os processos morfogenéticos responsáveis pelos extensos aplainamentos associados aos climas secos do Terciário Médio,

ainda bem preservados no Centro-Oeste brasileiro, ou ainda o reafeiçoamento de formas e respectivos depósitos correlativos, associados às oscilações climáticas pleistocênicas. As fases glácio-eustáticas pleistocênicas, com duração média de 50.000 a 100.000 anos, foram responsáveis pela elaboração de rampas pedimentadas nas regiões intertropicais, bem como formas associadas à expansão dos glaciais nas regiões temperadas. Portanto, tais processos não tiveram tempo suficiente de duração para imprimir significativamente suas marcas no relevo, em nível de domínio, e nem mesmo tiveram uma abrangência espacial tão expressiva, como os pediplanos, por ocasião das condições climáticas semi-áridas do Terciário.

O conceito de processo morfodinâmico tem sido entendido como aquele associado ao intemperismo atual, ou seja, relacionado à escala de tempo histórica, incorporando-se às diferentes formas de intervenções, destacando-se as antropogênicas. Portanto, são processos mais restritos, tanto no tempo quanto no espaço, sujeitos a oscilações ou ritmos dos principais agentes naturais, como as chuvas, considerando as modificações impostas pelo ser humano no processo de apropriação do relevo. Encontra-se correlacionado ao terceiro nível de abordagem tratado pela fisiologia da paisagem.

Assim, esses termos podem ser empregados considerando os limites impostos à compreensão da especificidade do fenômeno observado. Quanto mais distante o evento geomorfológico (tempo geológico) em relação à impossibilidade de observá-lo nas suas especificidades diárias (tempo humano), menor a capacidade de compreendê-lo quanto à sua dinâmica.

Outro assunto importante para melhor compreensão da compartimentação do relevo diz respeito às unidades taxonômicas têmporo-espaciais, que têm por princípio a dimensão das formas na perspectiva tridimensional (tamanho, gênese e idade). Ross (1992), utilizando-se das unidades taxonômicas apresentadas por Demek (1967), propõe seis níveis para a representação geomorfológica (Fig. 1.12):

1 ° táxon, que corresponde a uma maior extensão superficial, é representado pelas Unidades Morfoestruturais (denominado de "Domínios Morfoestruturais" no manual do IBGE, 1995), cuja escala permite a plena identificação dos efeitos da estrutura no relevo, como mostram as imagens de radar ou as de satélite, em escala média (em torno de 1:250.000). Exemplo pode ser dado para o Estado de Goiás, pelos escudos antigos associados aos dobramentos arqueanos e proterozóicos, que se distinguem dos depósitos paleomesozóicos da bacia sedimentar do Paraná. Este táxon organiza a causa de fatos geomorfológicos derivados de aspectos amplos da geologia com os elementos geotectônicos, os grandes arranjos estruturais e eventualmente a predominância de uma litologia conspícua" (IBGE, 1995, p. 11);

2 ° táxon: refere-se às Unidades Morfoesculturais (denominado de "Regiões Geomorfológicas" pelo IBGE, 1995), contidas em cada Unidade Morfoestrutural. Refere-se a compartimentos que foram gerados pela ação climática ao longo do tempo geológico. "Estas se caracterizam por uma compartimentação reconhecida regionalmente e apresentam não mais um controle causal relacionado às condições geológicas, mas estão ligadas, essencialmente, a fatores climáticos atuais ou passados. "Incluem-se neste taxon os planaltos e as serras, as depressões periféricas como a da Bacia do Paraná" (Tominaga, 2000). As unidades morfoesculturais, em geral, não têm relação genética com as características climáticas atuais (Ross, 1992);

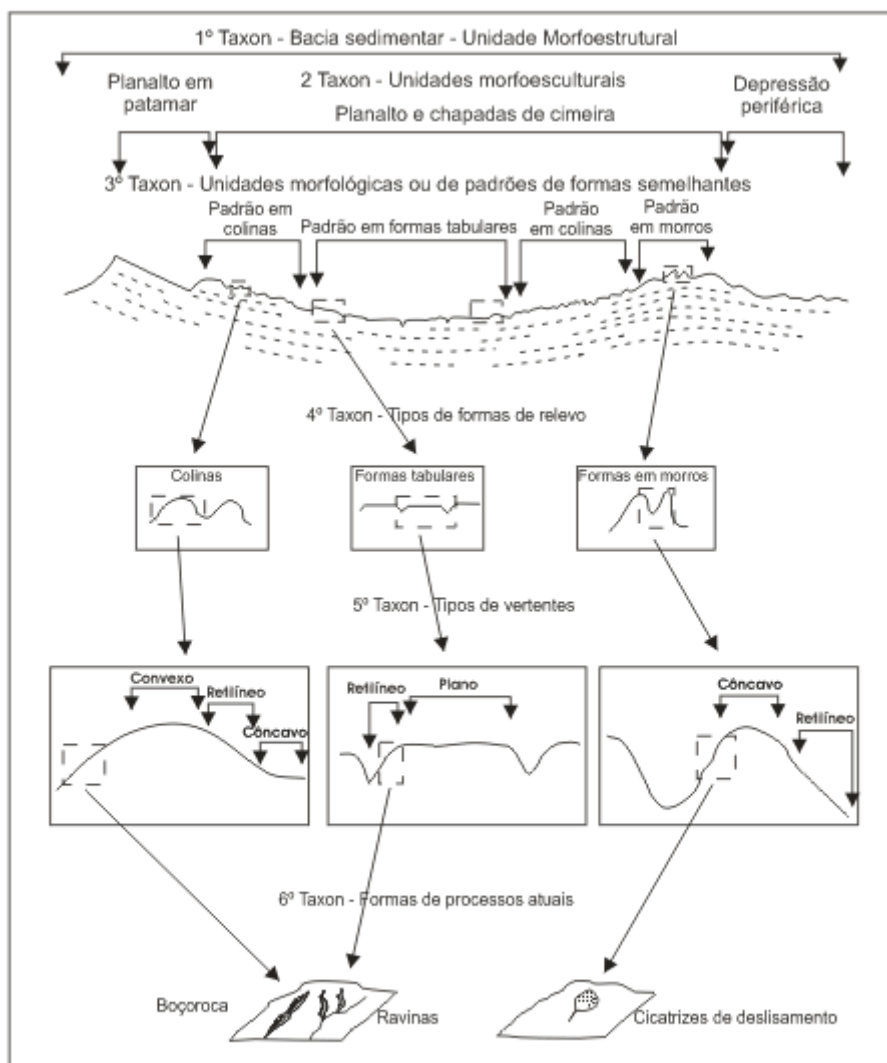


Fig. 1.12 - Representação esquemática das Unidades Taxonômicas proposta por Ross (1992).

3º táxon: representa as Unidades Morfológicas ou Padrões de Formas Semelhantes (correspondente às “Unidades Geomorfológicas” na metodologia adotada pelo IBGE, 1995), que por sua vez encontram-se contidas nas Unidades Morfoesculturais. Trata-se de compartimentos diferenciados em uma mesma unidade, relacionados a processos morfoclimáticos específicos, com importante participação dos eventos tectônicos ou diferenciações litoestratigráficas, sem desconsiderar influências do clima do presente. O Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 1995) define-o como arranjo de formas fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelado. A identificação dessas unidades na Folha SE.22 Goiânia (Mamede et al, 1983) fundamentou-se na visão de conjunto fornecida pela imagem de radar, na similitude de formas de relevo, no posicionamento altimétrico relativo e na existência de traços genéticos comuns, que “constituíram a gama de elementos que permitiu a identificação de quatro unidades geomorfológicas: o Planalto Central Goiano, os Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, o Planalto dos Guimarães (Alcantilados) e a Depressão do Araguaia”. O Planalto Central Goiano integra quatro subunidades, morfologicamente distintas: Planalto do Distrito Federal, Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba, Planalto Rebaixado de Goiânia e as Depressões Intermontanas. A unidade geomorfológica Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná abrange o Planalto Setentrional da Bacia do Paraná e o Planalto de Maracaju-Campo Grande.

4º táxon: refere-se às formas de relevo individualizadas na unidade de padrão de formas semelhantes (correspondente aos Modelados 11 na metodologia adotada pelo IBGE, 1995). Estas formas, quanto à gênese, podem ser: agradação, como as planícies fluviais ou marinhas, terraços fluviais ou marinhos, ou de denudação, como colinas, morros e cristas. Para o IBGE (1995, p. 12), “na composição do mapa geomorfológico são delimitados quatro tipos de modelados: os de acumulação, os de aplanamento, sempre que possível identificados pela definição de sua gênese e funcionalidade, os de dissecação e os de dissolução”.

Uma unidade de padrão de formas semelhantes é composta por numerosas formas de relevo com morfologia e morfometria semelhantes entre si. A identificação morfológica nas manchas ou polígono de modelado correspondente a grupamento de formas do relevo, é expressa através de letras (Projeto Radambrasil): “S” para formas estruturais, “E” para formas erosivas e “A” para formas de acumulação. As formas de dissecação são identificadas pelas letras “a” (formas aguçadas), “c” (formas convexas) e “t” (formas tabulares). A caracterização morfométrica é estabelecida pela dimensão interfluvial e o aprofundamento da drenagem. Ross (1992) sugere a seguinte relação de grandeza das formas de dissecação (Tab. 1.4):

Tabela 1.4 . Índice de dissecação considerando a relação aprofundamento da drenagem e dimensão interfluvial

Grau de aprofundamento da drenagem	Dimensão interfluvial (em metros)				
	Muito grande (1) > 1.500	Grande (2) 1.500 a 700	Média (3) 700 a 300	Pequena (4) 300 a 100	Muito pequena (5) <100
Muito fraco (1) < 10 m	11	12	13	14	15
Fraco (2) (10 a 20 m)	21	22	23	24	25
Médio (3) 20 a 40 m	31	32	33	34	35
Forte (4) 40 a 80 m	41	42	43	44	45
Muito forte (5) > 80 m	51	52	53	54	55

Fonte: Ross (1992)

5 ° táxon: refere-se às partes das vertentes ou setores das vertentes de cada uma das formas do relevo. “As vertentes de cada tipologia de forma são geneticamente distintas, e cada um dos setores dessas vertentes pode apresentar características geométricas, genéticas e dinâmicas diferentes” (Tominaga, 2000, p. 17). A representação zonal desse táxon só é possível em escalas grandes (1:25.000, 1:5.000). Nas escalas médias (1:50.000, 1:100.000) podem ser individualizadas através de símbolos lineares ou pontuais. No Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE (1995) o 5° táxon, ou ordem de grandeza, abrange fatos cuja dimensão espacial implica representação por símbolos lineares ou pontuais.

6 ° táxon: “corresponde às pequenas formas de relevo que se desenvolvem por interferência antrópica direta ou indireta ao longo das vertentes. São formas geradas pelos processos erosivos e acumulativos atuais” (Ross, 1992), como ravinas, voçorocas, corridas de lama, assoreamentos, dentre outros. Tais representações só se tornam possíveis em escala grande (1:5.000, 1:1.000).

O estudo geomorfológico permite o detalhamento de formas além do 6° táxon, como o estudo da micromorfologia de materiais na estrutura superficial, ou ainda considerações sobre evolução ou formas do relevo à luz da teoria dos fractais. Com relação à abordagem fractal, Christofletti (1999, p. 67) a evidencia como uma nova “linguagem” usada para descrever, modelar e analisar as formas complexas encontradas na natureza, tendo como noção básica a repetitividade do padrão geométrico nas diversas escalas de grandeza espacial.

No estudo das unidades morfoestruturais destaca-se à expressividade manifesta pela estrutura (rochas e tectônica), mesmo sabendo que a dissecação, enquanto processo, foi a responsável pela exumação e exposição das formas associadas à estrutura. Como a estrutura é destacada, atribui-se o fato geomorfológico à tipologia estrutural, a exemplo do evidenciado através dos mosaicos de radar ou imagens de satélite em escalas média a pequena (1:250.000; 1:500.000). Ao contrário, quando se trabalha em maior escala, como 1:5.000 ou 1:25.000, a estrutura é mascarada pelos depósitos de cobertura, evidenciando maior participação dos processos morfogenéticos na compreensão das formas.

Constata-se hoje, nos estudos geomorfológicos, importante tendência em não se valorizar um componente em detrimento do outro (clima x estrutura), o que demonstra amadurecimento epistemológico no sentido de se procurar entender o relevo em sua integridade.

Notas de Rodapé

2 Por depósito correlativo ou estrutura superficial entende-se determinado tipo de material associado a processos morfogenéticos determinados por condições climáticas específicas.

- 3 Conforme Rorty (1995) “as teorias holísticas parecem dar licença a todos para construírem seu próprio pequeno todo - seu próprio pequeno paradigma, sua própria pequena prática, seu próprio pequeno jogo de linguagem – e depois se arrastam para dentro do mesmo”.
- 4 Capra (1996) esclarece de forma original a diferença entre os termos “holístico” e “ecológico”, utilizando-se do exemplo da concepção de se ver a bicicleta: a visão holística “significa ver a bicicleta como um todo funcional e compreender, em conformidade com isso, as interdependências das suas partes. Uma visão ecológica da bicicleta inclui isso, mas acrescenta-lhe a percepção de como a bicicleta está encaixada no seu ambiente natural e social – de onde vêm as matérias-primas que entram nela, como foi fabricada, como seu uso afeta o meio ambiente natural e a comunidade pela qual ela é usada, e assim por diante”.
- 5 Morin (1977) resgata o conceito da *physis*, dos pré-socráticos, no sentido de entender que o universo físico deve ser concebido como o próprio lugar da criação e da organização. Nesse sentido, parte da idéia de que “somos seres físicos”, o que transforma a *physis* em “princípio significante”.
- 6 A “externalização da natureza”, utilizada como certa freqüência, significa a externalização do homem em relação à natureza, entendida como argumento de promoção à legitimação da apropriação privada dos meios de produção.
- 7 Por nível de base entende-se todo e qualquer ponto mais baixo em relação a uma área localizada a montante, que se caracteriza como referência aos processos erosivos. O nível de base de um curso d’água corresponde ao rio localizado a jusante, o qual terá, como nível de base, outro curso localizado mais abaixo (níveis de base locais e regionais). O nível de base geral de todos os rios é o nível do mar.
- 8 Perfil de equilíbrio é uma referência teórica que se tem, descrita por um curso d’água (curva hiperbólica). Para se obter o suposto perfil de equilíbrio, haveria necessidade de longo tempo de estabilidade tectônica e climática.
- 9 O jogo de forças contrárias ao longo do tempo permite relacioná-lo a um procedimento dialético, considerando suas respectivas leis: a passagem da quantidade em qualidade, o que pode ser atribuído à persistência de determinada ação morfogenética (clima seco ou úmido) na elaboração de formas (aplainamentos ou incisão vertical pela drenagem) ; e a interpenetração dos contrários, correspondente à associação de formas pretéritas e atuais, como a existência de testemunhos de aplainamentos em pleno domínio climático úmido.
- 10 Para Penck (1953), “os três elementos são: 1) processos exógenos; 2) processos endógenos; e 3) o produto de ambos como podem ser chamadas as feições morfológicas.
- 11 Os Modelados referem-se a “formas de relevo que apresentam similitude de definição geométrica em função de uma gênese comum e da generalização dos processos morfogenéticos atuantes, resultando na recorrência dos materiais correlativos superficiais” (IBGE, 1995).

Referências Bibliográficas

- Abreu, A.A. de. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.
- Abreu, A.A. de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise crítica. Rev. IG, São Paulo, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, jan./dez., 1983.
- Abreu, A.A. Significado e Propriedades do Relevo na Organização do Espaço. In: Anais do Simpósio de Geografia Física Aplicada 1, B. Geogr. Teorética, Rio Claro, v. 15, n. 29-30, 154-162, 1985.
- Ab´Sáber, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Geomorfologia. n. 18, IG-USP, S. Paulo, 1969.
- Achkar, M. e Dominguez, A. Problemas epistemológicos de la geomorfologia. Facultad de Ciências, Montevideo, 1994.
- Barbosa, G.V. Formações superficiais e geomorfologia. In: Estudo e cartografia de formações superficiais e suas aplicações em regiões tropicais. Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro. P. 151-156. FFLCH, Universidade de São Paulo. S. Paulo, 1983.

- Basenina, N.V. & Trescov, A.A. Geomorphologische Kartierung des Gebirgsteliefs im Masstab 1:200.000 auf Grund einer Morphosturanalyse. Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Berlin, v. 16, n. 2, p. 125-138, jun., 1972.
- Baulig, H. Essais de géomorphologie. Societé d'Édition:Lês Belles Letres. Paris, 1952.
- Bertrand, G. Paysage et Géographie Physique Globale: Esquisse Méthodologique. R. Géograph. Pyrénées et du Sud-Ouest, v. 39, n. 3, p. 249-272, 1968.
- Bigarella, J.J. & Mousinho, M.R. considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Bol. Paran.Geogr., Curitiba, 16/17:153-198, 1965.
- Biot, P. Les méthodes de la morphologie. Cap. II, p. 48-123. Col. Orbis, PUF, 1955.
- Branco, J.M. Dialética, Ciência e Natureza.. Portugal:Caminho Ed. 1989.
- Bryan, K. The place of geomorphology in the geographic science. Ann. Of the Ass. of American Geographers. XL, p. 196-209, 1950.
- Büddell, L. J. Das sistem der Klimatischen Morphologie. Deutscher Geographentag, München, v. 27, n. 4, p. 65-100, 1948.
- Cailleux, A. Recentes Variations du Niveau des Mers et des Terres. Bull. Soc. Géologique de France, v. 2, p. 135-44, 1952.
- Capra, F. A teia da vida. São Paulo:Cultrix, 1996, 256p.
- Carson, M.A. & Kirkby, M.J. Hillslope: form and process. Cambridge University Press, London, 1972.
- Casseti, V. Ambiente e apropriação do relevo. São Paulo:Contexto, 1991.
- Casseti, V. Abordagem sobre os estudos do relevo e suas perspectivas (Notas Preliminares). Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia. Rev. Sociedade & Natureza, Uberlândia, ano 3, n. 15, p. 37-43, jan/dez, 1996..
- Cholley, A. Morphologie structurale et morphologie climatique. Anais de Geographie, v. 59, p. 331-335, 1950.
- Christofolletti, A. As Teorias Geomorfológicas. Not. Geomorf., Campinas, v. 13, n. 25, p. 3-4, jun., 1973.
- Christofolletti, A. O desenvolvimento da Geomorfologia. Not. Geomorfológica, Campinas, v. 12, n. 23. p. 13-30, 1972.
- Christofolletti, A. Geomorfologia. São Paulo:Edgard Blucher Ltda, 1980, 2a. ed. 188p.
- Christofolletti, A. Modelagem de sistemas ambientais. S. Paulo:Edgard Blücher Ltda, 1999, 236p.
- Cruz, O. Estudo dos processos geomorfológicas do escoamento pluvial na área de Caraguatatuba – São Paulo. Tese de Livre Docência, FFLCH-USP, S. Paulo, 1982.
- Davis, W. M. The Geographical Cycle. Geogr. Journ., London, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- Demek, J. Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung. Ferdinand Hirt: Viena, 1976.
- Dewolf, Y. Interêt et principes d'une cartographie dès formations superficielles. Association dès Publications de la Fac. Lettres et Sci.Hum. Univ. Caen., 181, 1965.
- De Ploey, J. Étude de l'érosion pluviale de sols sablonneux du Congo Occidental au moyen d'un traceur radioactif (II). In. Rap. Recherche. Rép. Dém. Congo, Trico 14, 1967.
- Doles, R. B. & Stable, H. Denudation. United States Geolog. Survey, Water Supply Paper, (234):78-93, 1909.

- Erhart, H. La theorie bio-rexistesique et les problemews biogeographiques et paleobiologiques. Soc. Biogeogr., France, CNR (288):43-53, 1956.
- Flaxman, E. M. & High, R. D. Sedimentation in Drainage Basins of the Pacific Coast. Portland: States Soil Conserv. Service, 1955. (mimeo.)
- Gilbert, G. K. The Geology of the Henri Mountains. Washington: United States Geographical and Geological Survey. 1877.
- Gregory, K. J. & Walling, D.E. Drainage Basin: Form and Process. London: Edward, 1973.
- Günther, S. Geografia Física. Rio de Janeiro: Ed. Atlântica, 1934.
- Gutemberg, B. Changes in Sea Level, Post-Glacial Uplift and Mobility of the Earth's Interior. Bull. Geol. Society of Amer. n. 52, p. 721-71, 1941.
- Hack, J. T. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. United States Geol. 1957. Survery Profiss. Paper, (294-B)
- Hack, J.T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. Amer. Journ. Sci, New Haven, Conn. v. 258-A, p. 80-97, 1960.
- Hack, J.T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits. U.S.Geol.Surv.Prof.Paper (484), 1965.
- Hamelin, L.E. Géomorphologie: geographie globale-geographie totale. Cahiers de Geographie de Quebec. V. VIII, n. 16, p. 199-218. Tradução de A. Christofletti. Not. Geomorfológica, 13/14, p. 3-22, Campinas, 1964.
- Hartshorne, R. The nature of geography. Ann. Of the Ass. Of Amer. Geogr. V. 29, 1939.
- Hettner, A. Die Geographie: Ihre Geoschichte ihr Wesen und ihre Methoden. Breslau: Ferdnand Hirt,, 1927.
- Horton, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transcr. Of American Geophysical Union (14):446-460, 1933.
- IBGE – Fundação IBGE. Manual técnico de geomorfologia. Coordenadores: Nunes, B. de A; Ribeiro, M.I. de C.; Almeida, V.J. de; Natali Filho, T. Série Manuais Técnicos em Geomorfologia n. 5. Fundação IBGE, R. de Janeiro, 1995, 112 p.
- Khosle, A. N. Sieting of Reservoirs. Central Boarce of Irrigation and Power (India), 1953. (Publ. 51)
- King, L. C. Canons of Landscape Evolution. Bull. Geolog. Society of America, Washington, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- King, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr., R. de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- King, L.C. Morphology of the Earth. Edinburgh: Oliver, 1967.
- Klimaszewski, M. Problems of Geomorphological Mapping. Varsóvia: Academ. Polonesa de Ciências 1963. (Estudos Geográficos, 46)
- Kügler, H. Zur Aufgaben der geomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen, V. 120, n. 2, p. 154-160, 1976.
- Laingbein, W. B. & Schumm, S. A. Yield of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation. Transc. Am. Geophys. Union n. 39, p. 1076-84, 1958.
- Leighly, J. What has happened to physical geography? Ann. Assoc. Am. Geographers, v. 45, n. 309, p. 309-318, 1955.
- Leopold, L. B. & Maddock Jr., T. The Hidraulic Geometry of Stream: Channels and Some Physiographic Implications. United States Geolog. Survey Profess. Paper, 252, 1953.

- Leuzinger, V.R. Controvérsias geomorfológicas. *Jornal do Com. Rodrigues e Cia, R. de Janeiro*, 1948, 207 p.
- Mamede, L.; Ross, J.L.S.; Santos, L.M.dos; Nascimento, M.A.S.. *Geomorfologia Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil*. Rio de Janeiro, 1983.
- Martonne, E. de. *Tratado de geografia física*. Barcelona:Juventud, 1964.
- Mendonza, J.G.; Jiménez, J.M.; Cantero, N.O. *El pensamiento geografico*. Madrid:Alianza Editorial S.A., 1982.
- Moreira, R. O conceito de natureza na geografia física. *Caderno Prudentino de Geografia, Presidente Prudente*, (13):67-113, 1994.
- Morley, M. P. & Zimpfer, G. L. *Explanation in Geomorphology*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. Berlin, v. 20, n. 4, p. 381-90, 1976.
- Morin, E. *O método I. A natureza da natureza*. Portugal:Europa-América, 1977.
- Neef, E. *Geographie und Umweltwissenschaft*. *Petermanns Geogr. Mitteilungen*. 116. Jahrgang, n. 2, p. 81-88, 1972.
- Oliveira, J. B. de. *Formações superficiais: viabilidade de emprego em projetos de planejamento territoriais e de execução no Brasil*. *Colóquio Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e suas Aplicações em Regiões Tropicais*. S. Paulo, vol. 1, 303-310, 1978 (1983).
- Passarge, S. *Physiologische Morphologie*. *Metteil. Geogr. Gesellsch.* Vol. XXVI. Hamburg, 1912.
- Passarge, S. *Physiogeographie und vergleichende landschaftgeographie*. *Mitteilungen Geograph. Gess*, Hamburgo. n. 27, 1913.
- Penck, A. *Morphologie der Erdoberfläche*. Stuttgart: Engelhorn, 1894. 2 v.
- Penck, W. *Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie*. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.
- Penck, W. *Morphological Analysis of Landforms*. Londres: McMillan, 1953.
- Powel, J. W. *Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries*. Washington: Smithsonian Institution, 1875.
- Pugh, J. C. *Isostatic Readjustment and the Theory of Pediplanation*. *Quarterly Jour. Geol. Society*, n. 111, p. 361-9, 1955.
- Richthofen, F. von. *Tareas y métodos de la geografía actual*. *Didáctica Geográfica* v. 3, p. 49-62, 1883 (1978).
- Rorty, R. *A filosofia e o espelho da natureza*. Rio de Janeiro:Relume Dumará, 1995, 386p.
- Ross, J. S. *Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo*. *Rev. Geografia*. São Paulo, IG-USP, 1992
- Rossel, R.J. *Geographical geomorphology*. *Annals of the Association of American Geographers*, n. 39, p. 1-11, 1949.
- Russell, R. J. *Geographical Geomorphology*. *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, v. 39, p, 1-11, 1949.
- Sapper, K. *Ueber Abtragungsvorhaenge in den wechselfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen*. *Geographische Zeitschrift*. Leipzig, 1914.
- Schmidt, A. *Der Begriff der Natur in der Lehre von Marx*. Frankfurtam. M., Basis, 1978.
- Schmithüsen, J. *Die Aufgabenkreise der Geographischen Wissenschaft*. *Geographische Rundschau*, v. 22, n. 11, p. 431-443, 1970.

- Schumm, S. A. The Disparity Between Present Rates of Denudation and Orogeny. United States Geol. Survey Profess. Paper, 454-H, 13. p., 1963.
- Schumm, S.A. & Lichty, R.W. Time, space and causality in geomorphology. Am.J.Science (263):110-119, 1965.
- Sochava, V. B. Geographie und Oekologie. Petermanns Geographische Mitteilunge, v. 118, n. 2, p. 89-98, 1972.
- Stone, R. Geological and engineering significance of changes in elevation revealed by precise leveling Los Angeles area, California. Geol. Soc.Special Paper V. 68, p. 57-8, 1961.
- Strahler, A. N. Statistical Analysis in Geomorphic Research. Journ. Geol., Chicago: v. 3, 62, n. 1, p. 1-25, 1954.
- Taylor, G. (Editor) Geography in the twentieth century. Methuen. London, 1951.
- Thornes, J. B. & Brunsdeb, D. Geomorphology & Time. New York: Wiley 1977.
- Tominaga, L.K. Análise morfodinâmica das vertentes da serra do Juqueriquerê em São Sebastião-SP. Dissertação de Mestrado. FFLCH-USP, S. Paulo, 2000.
- Tricart, J. Mise em point: l'évolution des versants. L'information géographique, (21):108-15, 1957.
- Tricart, J. Précis de geomorphologie. Tome I. Geomorphologie structurale. Paris:SEDES, 1968.
- Tricart, J. Ecodinâmica. Recursos Naturais do Meio Ambiente. R. Janeiro: IBGE, 1977.
- Tricart, J. Géomorphologie applicable. Paris:Masson, 1978.
- Tricart, J. e Cailleux, A. Introduction a la géomorphologie climatique. Paris:SEDES, 1965.
- Troll, C. Die Landschaftsguertel der Tropischen Anden. In. Inhadl 24 Dt. Geographentag zu Danzing, p. 263-70, 1932.
- Tsuboi, C. Investigation on the Deformation of the Earth's Crust Found by Precise Geodetic Means. Japanese Journ. Astronomy and Geophisic, n. 10, p. 93-248, 1933.
- Tzu, S. A arte da Guerra. São Paulo:Record, 1983.
- Wegmann, E. Lebendige Tektonik, eine Uebersicht. Geologische Rundsch. Vol. 43, n. 1, p.4-34, 1955.
- Wooldridge, S.W. & Morgan, R.S.. The physical basis of geography. Na outline of geomorphology. Longmans, Green and Co. London, 1946.

Compartimentação topográfica

2. Compartimentação topográfica

2.1. Componentes da compartimentação

2.1.1. As Formas Residuais e o Processo Evolutivo

2.1.2. As grandes unidades do relevo e suas relações

2.1.3. Os principais tipos de relevo e suas relações climatico-estruturais

2.2. Modelos Clássicos de Evolução do relevo

2.2.1.1. Características Morfológico-Estruturais nas Bacias Sedimentares

a) Relevos Tabuliformes

b) Relevos Cuestiformes

2.2.1.2. Características Morfológico-Estruturais em Áreas de Deformação Tectônica

a) Relevo do Tipo *Hog-back*

b) Relevo do Tipo Dômico

c) Relevos Esculpidos em Dobras

d) Relevo do Tipo Jurássico

e) Relevo do Tipo Apalachiano

f) Relevo Elaborado em Estrutura Falhada

2.2.1.3. Características Morfológicas em Estruturas Cársticas e Cristalinas

a) Relevo em Estrutura Cristalina

b) Relevo em Estrutura Cársticas

2. A compartimentação topográfica

Conceito: definir o conceito de compartimentação topográfica, observando a importância de se considerar as implicações estruturais e paleoclimáticas nos grandes compartimentos.

Importância da compartimentação: falar da importância da compartimentação para o uso e ocupação das áreas, considerando a movimentação do relevo (evidenciar suas vulnerabilidades e potencialidades);

Metodologia: descrever as principais formas de se fazer uma compartimentação do relevo, considerando as diferentes unidades taxonômicas (metodologia adotada pelo Radam, depois RadamBrasil, publicada pelo IBGE

(1995), consiste na definição das regiões geomorfológicas, unidades geomorfológicas e padrão de formas semelhantes, vinculadas à dimensão interfluvial e aprofundamento da drenagem).

As grandes unidades estruturais e principais eventos morfoclimáticos:

Falar das grandes unidades estruturais do globo (escudos antigos, estruturas sedimentares e dobramentos modernos), mostrando o significado da estrutura na diferenciação dos compartimentos. Utilizar imagens na escala média (1:250.000) para mostrar as diferenças. Evidenciar a ação da pediplanação na horizontalização de superfícies e da importância da tectônica no entalhamento da drenagem e elaboração de paisagens diferenciadas.

Os principais tipos de relevo e suas relações estruturais

Apresentar os modelos clássicos de evolução do relevo, considerando o jogo das forças antagônicas responsáveis pelo seu processo evolutivo.

2. Compartimentação Topográfica

A compartimentação topográfica corresponde à individualização de um conjunto de formas com características semelhantes, o que leva a se admitir que tenham sido elaboradas em determinadas condições morfoгенéticas ou morfoclimáticas que apresentem relações litoestratigráficas ou que tenham sido submetidas a eventos tectodinâmicos. A interpenetração das diferentes forças ao longo do tempo leva à caracterização das formas de relevo, da situação topográfica ou altimétrica e da existência de traços genéticos comuns como fatores de individualização do conjunto. Assim, a evolução do modelado terrestre, cujas particularidades proporcionam a especificidade de compartimentos, resulta do seguinte jogo de forças contrárias:

- Agentes internos, comandados pela estrutura, considerando o comportamento litoestratigráfico e implicações de natureza tectônica, e;
- Agentes externos, relacionados aos mecanismos morfoгенéticos, em que os componentes do clima assumem relevância.

A expressividade dessas forças no modelado depende tanto da intensidade quanto da duração dos fenômenos. Para a elaboração de superfícies aplainadas, por exemplo, torna-se necessário um trabalho prolongado de erosão, associado ao intemperismo físico, em condições tectônicas e climáticas relativamente estáveis. Dessa forma, a elaboração dos pediplanos vincula-se a uma determinada condição climática ao longo de um tempo geológico, e a uma certa estabilidade tectônica. Esse comportamento justifica a gênese dos extensos pediplanos de cimeira ainda presentes no modelado brasileiro, como a unidade denominada "Chapadas do Distrito Federal", em processo de dissecação. A dissecação atual ou subatual encontra-se associada ao entalhamento da drenagem que contou com o soergimento do relevo, ou seja, com os mecanismos epirogenéticos positivos, responsáveis pela reativação da erosão remontante e conseqüente incisão dos talwegues.

Assim sendo, a compartimentação topográfica evidencia o resultado das relações processuais e respectivas implicações tectônico-estruturais registradas ao longo do tempo, considerando o jogo das componentes responsáveis pela elaboração e reelaboração do modelado, em que as alternâncias climáticas e as variações estruturais tendem a originar formas diferenciadas. Dessa maneira, os efeitos paleoclimáticos e eventos tectônicos em determinadas condições estruturais, se constituem em pilares de sustentação para a compreensão do modelado atual, cuja semelhança ou similitude de formas permite a identificação de um compartimento, independente da escala de estudo.

Um dos referenciais para o estudo dos compartimentos refere-se às unidades taxonômicas espaciais e temporais, ou seja, à dimensão espacial da área de estudo e fatores genéticos registrados ao longo do tempo, para que sejam definidas as variáveis imprescindíveis à compreensão das formas fisionomicamente semelhantes, em seus tipos de modelados. Nesse caso é considerada não apenas a dimensão espacial, mas também o número de variáveis necessárias para explicar o modelado. Como exemplo, no segundo nível taxonômico adotado por Ross (1992), visto no capítulo anterior, as unidades morfoesculturais geralmente são identificadas na escala ao milionésimo; já no quinto táxon, o estudo das vertentes só se torna possível numa escala bem maior, preferencialmente entre 1:5.000 até 1:20.000. Enquanto na primeira situação a estrutura geológica e efeitos tectônicos assumem relevância para explicar os traços gerais do modelado, no estudo das vertentes os processos morfoгенéticos pretéritos e atuais, sobretudo os morfoдинâmicos, considerando as derivações antropogênicas, assumem destaque.

Assim, pode-se constatar a importância da compartimentação do relevo, não só para o entendimento da paleogeografia, mas também como forma de oferecer subsídios ao uso e ocupação do modelado na escala do tempo histórico. É evidente que dispõe-se de recursos de apropriação para os diferentes compartimentos do

relevô, independente das supostas restrições ao uso ou ocupação, contudo, independentemente das potencialidades e possibilidades tecnológicas, deve-se atentar para o significado do “custo social” de tais investimentos. A apropriação racional do relevô, enquanto suporte ou recurso, além de reduzir os possíveis impactos ambientais, possibilita a destinação de investimentos para setores sociais emergentes, com vistas à perspectiva de uma “economia solidária”.

Dentre os subsídios que a compartimentação do relevô oferecem destacam-se a vulnerabilidade e a potencialidade. Por vulnerabilidade, na perspectiva geomorfológica, entende-se a suscetibilidade erosiva do relevô, tanto em condições naturais quanto prognosticáveis em função de determinados usos ou ocupações, tendo o compartimento topográfico como suporte ou recurso. A potencialidade, conforme o próprio nome indica, refere-se a determinadas individualidades que podem ser racionalmente apropriadas para fins específicos, como a destinação de áreas portadoras de depósitos de cobertura com fertilidade natural às atividades agrícolas, ou ainda morfologias especiais, como as cársticas e falhadas, voltadas a explorações turísticas. Aliando-se os estudos sobre os diferentes graus de vulnerabilidade do relevô a suas potencialidades, torna-se possível produzir mapas com indicações para usos sustentáveis ou destinados à proteção ambiental.

A metodologia utilizada para a compartimentação do relevô depende da dimensão ou escala do estudo, a qual deverá ajustar-se a determinado nível taxonômico. A metodologia para o Zoneamento Ecológico-Econômico da Amazônia Legal, proposta por Becker & Egler (1997), sugere, por exemplo, como subsídio à gestão do território, o estudo da vulnerabilidade da paisagem natural e da potencialidade social, considerando uma base cartográfica na escala 1:250.000, portanto, de nível regional. A caracterização da vulnerabilidade natural fundamenta-se nos conceitos ecodinâmicos de Tricart (1975), tendo o relevô como componente básico.

A classificação da paisagem considera três situações quanto ao grau de estabilidade: meios estáveis, meios instáveis e *intergrades*. A classificação do “meio” encontra-se diretamente associada à relação pedogênese-morfogênese. A potencialidade social, além de levar em conta as condições para o desenvolvimento humano (fatores dinâmicos, restritivos e intermediários), considerando a potencialidade humana, produtiva e institucional, incorpora parâmetros do potencial natural, como recursos minerais, aptidão agrícola dos solos e a cobertura vegetal. O relevô em tal situação, na escala prevista (1:250.000), seria analisado com base nos três primeiros táxons propostos por Ross (1992).

O Projeto Radambrasil aperfeiçoou, ao longo dos anos, importante contribuição metodológica para a caracterização dos padrões de formas (quarto táxon). Fundamentado na dissecação do relevô, o mapeamento leva em consideração as dimensões interfluviais e o grau de aprofundamento da drenagem, o que permite inferir sobre as relações morfogênese-pedogênese mencionadas: enquanto no domínio de formas tabulares prevalece a pedogênese, considerando a superioridade da infiltração sobre o escoamento, no domínio de formas aguçadas, ao contrário, predomina o escoamento. O grau de convexização reflete no jogo das componentes tratadas (pedogênese-morfogênese), o que pode ser justificado pela intensidade da incisão da drenagem, cuja densidade reflete na dimensão interfluvial.

A compartimentação do relevô em escala grande, 1:5.000 até 1:20.000, referente ao quinto táxon, individualiza os domínios de determinadas formas do relevô, tendo a vertente como elemento de representação. Nesse caso, além da dissecação relacionada à própria densidade da drenagem, deve-se observar o significado geométrico e morfométrico das vertentes, o comportamento da estrutura superficial, e os elementos atinentes à fisiologia da paisagem. Dentre estes destacam-se o diagnóstico do uso e ocupação e os impactos relacionados aos processos morfodinâmicos, com o intuito de proporcionar melhor caracterização da vulnerabilidade do relevô à erosão. O mesmo tratamento ou a mesma intensidade de estudo deve ser destinada ao diagnóstico da potencialidade do relevô na escala em questão. A interposição desses parâmetros proporcionará a elaboração de uma “carta de síntese”, subsidiando a gestão do território.

Embora considere-se, para os objetivos mencionados, a compartimentação do relevô como suporte, não se deixa de utilizar os demais níveis de abordagem geomorfológica, como a estruturação superficial e a fisiologia da paisagem, comprovando a necessária visão integrada dos diferentes componentes nos estudos geomorfológicos.

A compartimentação topográfica ou do relevô depende dos objetivos e do nível de abordagem proposto para o estudo. Abreu (1982) reporta-se a quatro obras julgadas fundamentais para a classificação dos fatos geomorfológicos: Birot (1955), Cailleux & Tricart (1956), Tricart (1965) e Ab’Sáber (1969). A proposição de Cailleux & Tricart (1956) foi retomada por Tricart (1965) com ampliação de 7 para 8 ordens de grandeza, sendo que a valorização excessiva da escala obscureceu algumas considerações sobre a essência do objeto da classificação. “Tricart (1965) acaba levando o leitor a julgar que a essência do objeto de estudo da disciplina se altera com a escala, daí ser necessário adaptar o método à escala de abordagem. Isto fica particularmente nítido quando ele trata do mapeamento geomorfológico, questão para a qual a classificação dos fatos é fundamental” (Abreu, 1982, p. 64). A contribuição dada por Ab’Sáber (1969) foi a de proporcionar o ordenamento escalar dos fatos estudados em três níveis de abordagem, revelando uma flexibilidade que permite ajustamento mais satisfatório em relação à essência dos fatos, tanto do ponto de vista espacial quanto temporal.

A compartimentação topográfica como primeiro nível de abordagem da proposta sistematizada por Ab'Sáber (1969), assim como de outros autores¹, fundamenta-se nas relações taxonômicas.

O Projeto Radambrasil empregou uma metodologia de compartimentação do relevo tendo como base a ordenação dos fatos geomorfológicos fundamentando-se no princípio de grupamentos sucessivos de subconjuntos constituídos de tipos de modelados.

Para Mamede et al (1983) no mapeamento da Folha SE.22 Goiânia, as Unidades Geomorfológicas correspondem à compartimentação do relevo identificada por um conjunto de matizes de mesma cor. A função da compartimentação é subdividir o relevo em unidades que permitam tratamento individual. Essas unidades são analisadas por ordem de grandeza, e representadas por meio de um conjunto de formas de relevo que apresentam similitude e posição altimétrica individualizada. Essas características significam que os processos morfogenéticos que atuaram numa unidade são diferentes dos que agiram nas outras. Alguns destes processos foram predominantes em decorrência de condições litológicas, estruturais ou climáticas. "O conjunto dos indicadores mencionados revela ainda a energia da erosão a que foi submetida à unidade, seja no passado seja no presente" (Mamede et al, 1983). A denominação das unidades geomorfológicas obedece, via de regra, à toponímia regional, sendo geralmente precedida de termos geomorfológicos amplos, como planície, planalto e depressão. As Unidades Geomorfológicas podem ser divididas em subunidades que identificam particularidades regionais, pelo posicionamento altimétrico e por fatores genéticos. Como exemplo, a Unidade Geomorfológica Planalto Central Goiano (Folha SE.22) apresenta as seguintes subunidades: Planalto do Distrito Federal, caracterizada por superfícies erosivas, pediplanadas (1.200 metros); Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba (900 a 1.000m), descontínuo em área e envolvendo feições geomorfológicas bastante diversificadas; Planalto Rebaixado de Goiânia (350 a 850m), caracterizado em relação aos relevos vizinhos por diferenciação nas suas posições altimétricas relativas e na variação litológica; e Depressões Intermontanas, correspondente à superfície rebaixada e suavemente dissecada, com altitudes médias que chegam a 700 metros .

As Unidades Geomorfológicas no exemplo utilizado, enquanto compartimentos, podem ser tomadas como elementos de referência da evolução do relevo.

2.1. Componentes da compartimentação

O relevo resulta da ação processual ao longo do tempo, que pode ser reconstituída através das evidências intimamente ligadas a paleoformas, como os depósitos correlativos ou formas específicas vinculadas aos mecanismos morfogenéticos.

A evolução do relevo, analisada ao longo do tempo geológico, incorpora o antagonismo determinado pelas forças endógenas, comandadas pelas atividades tectônicas, e exógenas, relativas aos processos morfoclimáticos (Fig. 2.1). Entretanto, a partir do momento em que se analisa o relevo atual, os fatores internos ficam num segundo plano, visto que seus reflexos são sentidos numa escala de tempo geológico, com exceção das manifestações "catastróficas" como os vulcanismos ou abalos sísmicos, evidenciados nas zonas de dobramentos modernos.

O resultado desse antagonismo de forças ao longo do tempo, conhecido como geomorfogênese, favorece o desenvolvimento de formas semelhantes em seus tipos de modelados. A similitude dessas formas encontra-se subordinada à intensidade e freqüência das ações processuais frente às reações tectônico-estruturais, capazes de imprimir suas marcas, que podem ser relativamente apagadas ou preservadas em função dos domínios subseqüentes. A morfologia vista na atualidade resulta, assim, da interpenetração de formas em contínuo processo de transformação. Essa mesma similitude de formas é que caracteriza os compartimentos morfológicos, os quais contêm toda uma história evolutiva, que pode ser parcialmente contada a partir de certas evidências, como por exemplo, os depósitos correlativos.

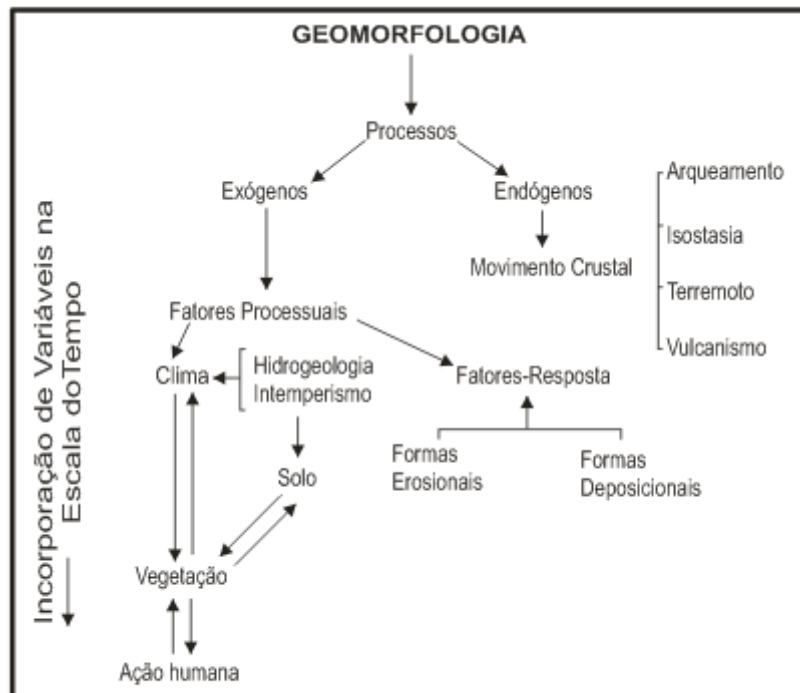


Fig. 2.1. Dinâmica processual em Geomorfologia (adaptado de King, 1966).

O relevo é caracterizado, de modo geral, por superfícies erosivas, pediplanadas, formas de dissecação, como as tabulares, convexas e aguçadas, podendo apresentar variações ou combinações numa área restrita, ou constituir um único domínio morfológico de grande extensão. A heterogeneidade de formas de relevo se explica pela diferenciação estrutural e pela influência dos domínios morfoclimáticos. A elaboração de vales abertos nas latitudes temperadas, por exemplo, acha-se intimamente ligada à ação dos glaciais alpinos no Pleistoceno; o domínio de mares-de-morros da região sudeste brasileira, possui estreita relação com a reativação tectônica terciária e conseqüente retomada dos processos erosivos, comandados principalmente pela incisão da drenagem; e as grandes extensões aplainadas, ainda evidenciadas na região central do Brasil, estão estreitamente associadas aos mecanismos morfoclimáticos secos. Enfim, a morfologia atual preserva, muitas vezes, indicadores como as formas de relevo ou os depósitos correlativos, que permitem a reconstituição de sua história, mostrando que sua gênese é decorrente da alternância das forças antagônicas ao longo do tempo geológico. Além disso, as alterações no relevo, observadas na escala do tempo histórico, resultam também da ação direta ou indireta do homem, não sendo considerada a participação dos processos internos.

Para melhor contextualização dos eventos geológicos ou geomorfológicos a serem tratados, apresenta-se a escala do tempo com algumas informações suplementares (Tab . 2.1).

Tabela 2.1 . Escala do tempo geológico.

Eon	Era	Período	Milhões de anos	Eventos/ Ciclos Geodinâmicos
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	1,6	Depósitos holocênicos e ações tectogenéticas
		Terciário		Oscilações climáticas pleistocênicas
	Mesozoico	Cretáceo	64,4	Reativação tectônica (Sul Atlântico)
		Jurássico	140	Vulcanismo alcalino Vulcanismo basáltico
		Triássico	205	
	Paleozoico	Permiano	250	Amplas bacias sedimentares intracratônicas
		Carbonífero	290	
		Devoniano	355	
		Siluriano	410	
		Ordoviciano	438	Cratonização da plataforma
		Cambriano	510	
Proterozoico	Neoproterozoico		540(570)	Ciclo Brasileiro
	Mesoproterozoico		1.000	Ciclo Espinhaço-Uruçuano
	Paleoproterozoico		1.600	Ciclo Transamazônico
Arqueano			2.500	Ciclo Jequié-Aroense
			4.500	

2.1.1. As Formas Residuais e o Processo Evolutivo

As extensas superfícies horizontais ou aplainadas, de maior dimensão na região central do Brasil, geneticamente não estão associadas ao clima úmido atual. Suas formações superficiais, caracterizadas por seqüências concrecionais, denominadas de bancadas ferruginosas ou detríticas, encontram-se vinculadas a efeitos paleoclimáticos². Tanto a fisionomia do relevo quanto os depósitos correlativos se justificam por processos morfoclimáticos pretéritos, cujo material desagregado, que capeia tais aplainamentos, resulta de um clima agressivo, ou mais especificamente, de um clima seco, árido ou semi-árido.

Para explicar tais superfícies erosivas, necessário se faz recorrer ao sistema de referência preconizado por King & Pugh (1956), denominado pediplanação que significa o aplainamento do relevo por recuo paralelo das vertentes.

Para compreender tais processos, deve-se considerar um clima seco, onde o efeito da variação da temperatura (alta temperatura durante o dia e baixa à noite) é responsável pela desagregação mecânica das rochas (termoclastia), cujo alvo principal são as saliências topográficas das vertentes, que vão gradativamente "encolhendo" ou recuando por desagregação, à medida que os detritos de encostas caem pelo efeito gravitacional. Assim, a evolução do relevo acontece no sentido horizontal. Persistindo clima árido ou semi-árido, existe uma tendência à destruição total das formas passadas, proporcionando o nivelamento da superfície em relação ao ponto de referência para o recuo paralelo (nível de base local ou regional), originando-se assim o pediplano.

A superfície de cimeira pode ser caracterizada por bancadas ferruginosas, interpretadas como antigos horizontes B estruturais³ exumados e retrabalhados, responsáveis pela resistência dessas superfícies aos efeitos erosivos. A atividade erosiva na base da couraça ferralítica implica aluição ou desagregação do material subjacente, cujos fragmentos provenientes de montante ficam depositados na falda ou sopé da vertente, inumando a angularidade estrutural (*knick point*). A deposição vai se estendendo com o recuo da vertente,

podendo ser reafeiçoada pelo transporte associado às chuvas torrenciais, próprias das condições semi-áridas (Fig. 2.2).

As superfícies de erosão podem ocorrer sob forma de patamares, pequenos degraus intercalados a sucessivos níveis de aplainamento, cuja gênese encontra-se associada a ajustamentos isostáticos que são compensações de massas rochosas geradas por diferenças de densidades entre as crostas externa e interna.

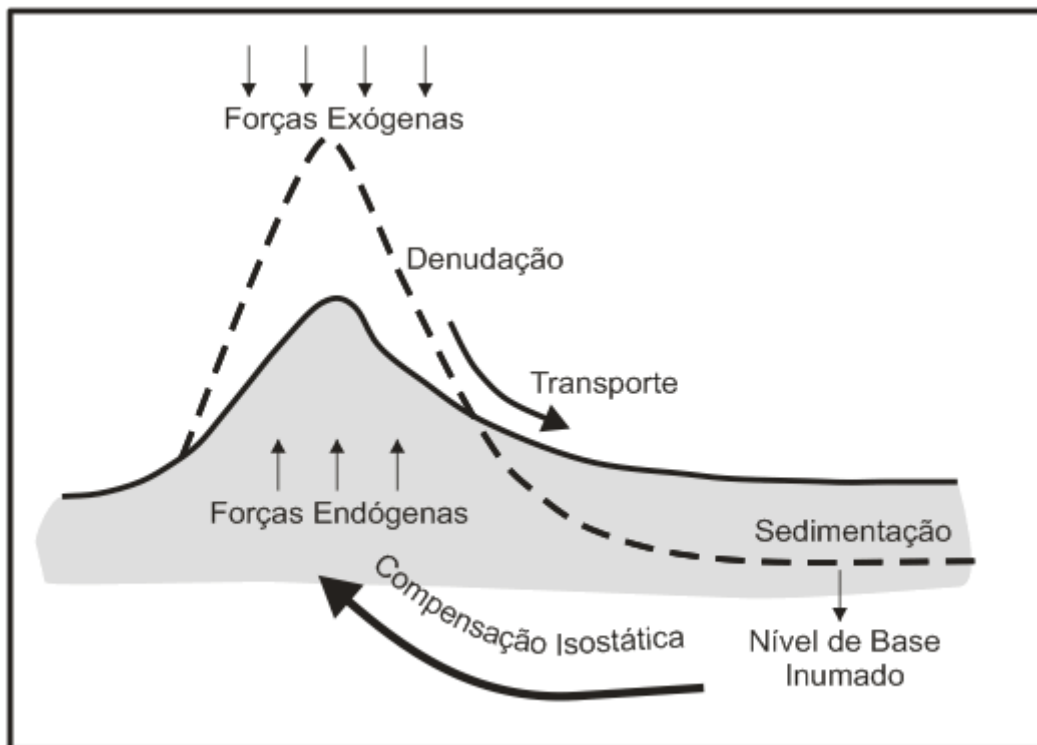


Fig. 2.2.- Elaboração de níveis de embutimento a partir de compensação isostática.

A crosta interna, conhecida como "sima" é constituída de silicatos de magnésio, e a externa, de densidade inferior, formada por silicatos de alumina, é denominada de "sial". O sial flutua sobre o sima, com base na diferença de densidade, porque toda reação manifestada na superfície resulta de acomodação ocorrida em profundidade (Fig. 2.2).

Assim, a parte elevada, submetida à erosão, sofre alívio de carga e tende a se elevar ainda mais. O material retirado dessas partes mais altas vai ser depositado em lugares mais baixos, que, conseqüentemente, sofrerão subsidência (ou rebaixamento) ao longo do tempo. Essa dinâmica expressa pela continuidade desse processo, refere-se à própria acomodação isostática. Quando ocorre em um mesmo ciclo erosivo, como um ciclo em clima seco, originam-se degraus topográficos, caracterizados por sucessivos pediplanos ou novas superfícies erosivas, embutidas nos testemunhos de montante, resultando em novas seqüências de depósitos correlativos (níveis de erosão) correspondentes a materiais desagregados, constituintes dos denominados pedimentos detríticos.

Geralmente são verificados restos de bancadas nos níveis de embutimento⁴, provenientes do retrabalhamento de concrecionamentos de montante ou materiais resultantes da própria rocha subjacente, uma vez que o recuo paralelo estará ocorrendo entre a superfície erosiva e a estrutura geológica, localizada imediatamente abaixo.

A origem das bancadas ferruginosas parece estar associada a efeitos paleoclimáticos, ou seja, à existência de um clima do tipo tropical com estação seca definida, anterior ao processo de aplainamento, que teria proporcionado a concentração do ferro na subsuperfície, posteriormente exumada e desagregada pelas atividades mecânicas associadas ao clima seco. Na condição de clima tropical e ambiente ácido, a chuva estimula a solubilização do ferro associado a certos tipos de rocha, como a olivina e tantas outras. O ferro solubilizado é transportado para as camadas iluviais do solo (que possuem baixo grau de permeabilidade, como o denominado horizonte B textural), onde seria confinado, precipitado e concentrado, sendo posteriormente endurecido ou concrecionado pela própria deficiência hídrica relacionada ao período seco ou à fase climática transicional (Fig. 2.3).

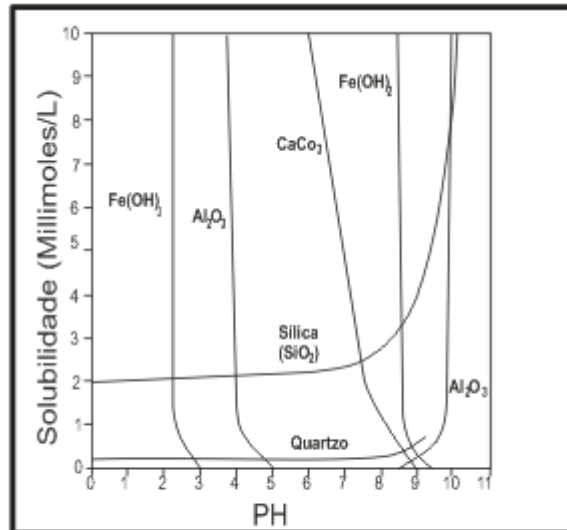


Fig. 2.3 - Solubilidade de alguns elementos em função do intemperismo.

O ferro comumente está presente em solução sólida de minerais primários, ocupando lugares equivalentes. O potencial necessário para converter ferro para o estado férrico se dá em soluções aquosas naturais, sobretudo em ambiente ácido⁵. Em tais condições, o ferro dissolvido oxida para um óxido férrico hidratado que é insolúvel e precipita-se, podendo produzir através do intemperismo, processo de laterização. A precipitação ocorre preferencialmente no horizonte B, por dificultar a migração descendente do ferro, uma vez que os espaços intersticiais (porosidade do horizonte) são reduzidos. Tanto o ferro quanto a alumina⁶ são prejudiciais ao plantio, ainda mais quando se encontram em estado de óxidos ou de hidróxidos. O estado férrico implica impermeabilização do solo, impedindo o desenvolvimento radicular e a infiltração da água; a intensa aluminização atua como fator fitotóxico (elemento tóxico para as plantas, restringindo seu desenvolvimento).

Além do ferro e da alumina, tem-se também a sílica. A sílica é solúvel em meio básico⁷, concentrando-se em meio ácido, portanto, está menos presente nas latitudes intertropicais, em que prevalece ambiente ácido.

As superfícies erosivas de cimeira são também caracterizadas por outros materiais, independentes dos efeitos paleoclimáticos como os representados pelas bancadas ferruginosas. Como exemplo, os metassedimentos do Grupo Bambuí respondem por seqüências arenosas (desagregação dos quartzitos), aparecendo muitas vezes superpondo materiais concrecionários (canga laterítica) ou bancadas concrecionárias autóctones. No domínio do Grupo Araxá, os micaxistos, sobretudo em áreas tectonicamente perturbadas, aparecem filonados por quartzo (veios de quartzo), e a desagregação mecânica do material, em ambiente agressivo, dá origem a uma superfície detritica. Os fragmentos de quartzo resultantes, de maior estabilidade química, agregados ou levemente agregados, pavimentam a superfície erosiva sob a forma de cascalheiras.

Esses materiais também podem aparecer superpondo concreções ferralíticas, ou mais comumente, a própria rocha alterada *in situ*. Constituem, inclusive, o pavimento de superfícies intermontanas ou níveis de erosão. Como tais pediplanos resultam de climas agressivos, áridos ou semi-áridos, provavelmente estejam associados ao período Terciário Médio ou ao Pliopleistoceno. Sua formação pode ser constatada a partir das últimas seqüências deposicionais das bacias sedimentares brasileiras, correspondentes ao Cretáceo e Terciário (Grupo Bauru, Formação Uruçuia, Formação Cachoeirinha, dentre outras denominações geológicas regionais) ou a partir de atividades intrusivas ocorridas na mesma época (como as referentes ao Grupo Iporá, do Cretáceo Superior).

Na realidade, não é uma superfície composta de níveis relativos a apenas um ciclo erosivo; muitos foram os ciclos morfoclimáticos ou morfogenéticos, determinados por climas diferentes no decorrer do tempo geológico, alguns dos quais destruídos por atividades erosivas posteriores, ou mesmo inumados por depósitos que hoje caracterizam estruturas ou formações geológicas (materiais litificados, ou transformados em rocha).

Um segundo nível de aplainamento regional, de natureza intermontana, encontra-se embutido entre áreas mais elevadas. Na unidade geomorfológica Planalto Rebaixado de Goiânia (Folha SE.22, Goiânia, do Projeto RadamBrasil, 1983), o pediplano intermontano se localiza entre 620 a 780 metros, portanto com uma diferença de 300 a 400 metros em relação aos testemunhos do pediplanos de cimeira, considerados mais antigos, e é correlacionado à fase semi-árida que teve início, provavelmente, no Plioceno e terminou no começo do Pleistoceno (Tab. 2.2).

A diferença altimétrica entre ambos demonstra que o pediplano intermontano não estaria, geneticamente, relacionado apenas a fenômenos de compensação isostática, visto que a intensidade de soerguimento para gerar a referida amplitude necessariamente foi muito maior.

Atribui-se a causa desse desnível, bem como a posterior formação da superfície intermontana, a um fenômeno epirogênico positivo, com conseqüente alteração climática: de um clima seco para um clima úmido, em que a organização da drenagem, juntamente com o soerguimento do terreno, teria respondido pela elaboração de um novo nível de base, bem mais baixo em relação ao anterior, comandado pela incisão vertical da drenagem.

Para se entender esse processo, é necessário considerar como se dá o entalhamento do talvegue pela drenagem a partir do soerguimento da crosta, o que foi tratado anteriormente, quando se fez referência ao sistema de W. Penck. A epirogênese refere-se ao movimento ascensional, (epirogênese positiva), ou descensional, (epirogênese negativa), do continente em relação ao nível do mar. Trata-se de um fenômeno regional ou continental, determinado por acomodações internas (como articulações convergentes de placas, responsáveis pela orogenia terciária, como a andina), de maior proporção, porém em menor velocidade que as compensações isostáticas.

Portanto, para se explicar a diferença topográfica do aplainamento de cimeira em relação ao aplainamento intermontano, há de se considerar as atividades epirogenéticas positivas e a incisão da drenagem⁸, como fatores determinantes da discrepância altimétrica originada a partir do nível de base geral (confluência dos rios com o mar). Esse desnível resulta em reativação da erosão remontante ou regressiva, ou seja, na intensificação da incisão fluvial ou aprofundamento do talvegue (efeito de epigenia). Esse fenômeno se inicia na foz e segue em direção à cabeceira, proporcionando o aumento da extensão do rio, o que justifica a denominação de “erosão regressiva”, ou seja, para trás (Fig.2. 4).

Toda irregularidade ou diferença topográfica associada à alteração no nível de base geral, ou mesmo local, será atacada pela erosão regressiva, cuja tendência corresponderia a um perfil de equilíbrio aparente. Nessa circunstância o rio deixaria de erodir, atingindo um perfil longitudinal idealizado como suavemente concavizado, transportando apenas os materiais provenientes das vertentes, na abordagem davisiana.

Em caso contrário, ou seja, ocorrendo uma epirogênese negativa, ter-se-ia um afogamento do nível de base geral pelo mar, gerando acumulação de material. Assim, a epirogênese positiva determina retomada de erosão, e a negativa, colmatação ou sedimentação (Tab. 2.2).

A construção de reservatórios hidrelétricos exemplifica o fenômeno de colmatação

Tabela 2.2 . Eventos cenozóicos e feições associadas

Milhões de anos	Cronologia		Fases glaciais e interglaciais	Clima	Comportamento da crosta	Eventos	Feições correlativas
	sistema / período	Série/época					
0,01	Quaternário	Holoceno		úmido		Entalhamento da drenagem e coluvionamento. Deposição montante de soleiras locais	Várzeas rampas colúvio-aluvionais sotopondo baixos terraços colúvio-pedogenizados inunando paleopavimentos (stone-lines, pedimentos detriticos)
			Würm	Semi-árido	Pequena reativação epirogenética + (?) que teria marcado o início do Holoceno	Morfogênese mecânica pouco pronunciada com formação de alvéolos	Terraços erosionais. Níveis de baixos terraços com cascalhos retrabalhados
		Pleistoceno	Riss-Würm interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem e coluvionamento	
			Riss	Semi-árido		Morfogênese mecânica pouco pronunciada com formação e alargamento de alvéolos	Níveis de baixos terraços com cascalhos
			Mindel-Riss interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem. Sedimentação a montante de soleiras locais	
1,8		Neogeno	Mindel	Semi-árido		Morfogênese mecânica com discreta pedimentação	Níveis de terraços correspondentes a pavimentos detriticos (pedimentos)
5,0			Gunz-Mindel interglacial	úmido		Entalhamento da drenagem. Sedimentação	
55,0		Paleogeno	Oligoceno - Mioceno	Semi-árido	Fase de quiescência com posterior recrudescimento. Fenômeno epirogenético pronunciado	Morfogênese mecânica com pediplanação. Provável reativação de talhas antigas	Pediplano intermontano. Depressões interplanálticas pedimentadas. Níveis de erosão embutidos
65,0				Alternância climática			
		Paleogeno	Paleogeno	Aridéz pronunciada	Fase de quiescência tectônica sucedida de compensação isostásica	Pediplanação generalizada com encouraçamento ferruginoso em ambiente de savana	Superfície de cimeira do grande divisor Platino-Amazônico-São Franciscano e testemunhos residuais (níveis de cimeira)

ou assoreamento pela elevação do nível de base local determinado pelo barramento do rio. No caso de afogamento de vale por eustatismo positivo ou epirogênese negativa, o fenômeno de assoreamento (sedimentação) se constitui numa das principais causas da intensificação de enchentes. O desmatamento reduz a infiltração da água da chuva, ao mesmo tempo em que favorece a erosão dos solos (fluxo por terra) com inunção dos talvegues. O assoreamento da calha fluvial ou elevação do talvegue em função do assoreamento diminui a capacidade de vazão de um rio. Com o acréscimo das intensidades pluviométricas (chuvas torrenciais), o aumento do escoamento pluvial ou do fluxo por terra leva ao transbordamento do canal fluvial, dando origem às enchentes.

Deve-se acrescentar, ainda, que a erosão ou a acumulação determinada por alteração no nível de base geral pode também se dar pelo fenômeno de eustatismo que, ao contrário da epirogênese, resulta da elevação

(eustatismo positivo) ou abaixamento (eustatismo negativo) do nível da água oceânica em relação ao continente, o que pode estar associado tanto a mudanças climáticas como aos fenômenos tectônicos. Geralmente esse processo acontece nas fases glaciais e interglaciais.

Com a redução da temperatura nas fases glaciais pleistocênicas, há uma ampliação das calotas polares a partir da acumulação da neve precipitada. A precipitação sob forma de neve é, em grande parte, proveniente da evaporação das superfícies oceânicas, resultando em redução do nível marinho (eustatismo negativo). Com o acréscimo da temperatura na fase interglacial, a fusão do gelo, com retorno da água ao mar, gera transgressão marinha (eustatismo positivo) com eventual afogamento de rios (fenômenos de *rias*) ou inundação de áreas anteriormente emersas.

Para se entender a diferença altimétrica entre duas superfícies de aplainamento, é necessário estimar a mudança do ciclo morfoclimático (passagem do clima seco para o úmido) associada a efeito epirogenético positivo, que teria ocorrido provavelmente no Terciário Superior (pós-Oligoceno).

A existência da superfície de aplainamento intermontana significa retorno ao clima seco, razão pela qual o recuo paralelo das vertentes se fazia a partir dos novos níveis de base (geral, regionais e locais). A pediplanação ocorreu nas mesmas condições daquelas descritas por King & Pugh (1956), apesar de o período de agressividade climática ter sido provavelmente menor, o que pode ser estimado em função da menor extensão das formas e suas conformações. As superfícies erosivas de cimeira são essencialmente tabulares ou horizontais, apesar da natural e incipiente inclinação em direção ao nível de base, dada a prolongada condição climática agressiva ou seca. Já as superfícies intermontanas, além de menor extensão, apresentam formas normalmente descaracterizadas pelo processo de dissecação, frente à ausência de componentes restritivos, como os concrecionamentos registrados nos testemunhos de cimeira. Enquanto as superfícies erosivas de cimeira, sobretudo nas Chapadas do Distrito Federal, encontram-se, via de regra, capeadas por bancadas ferruginosas (paleohorizontes B estruturais ou similares), os níveis de embutimento e as superfícies erosivas intermontanas apresentam-se parcialmente pavimentados por material detrítico. Esses paleopavimentos são quase sempre constituídos pelo quartzo (remanescente de antigos fragmentos rochosos, resultantes da desagregação em clima seco; os demais materiais, como os da família dos feldspatos, são, geralmente, decompostos pelo intemperismo químico relacionado ao clima úmido subsequente, ressaltando a estabilidade química do quartzo) e alguns restos de concreções lateríticas (pedaços de bancadas ferruginosas ou cangas) provenientes da superfície de cimeira, transportadas por processos morfogênicos associados ao recuo de vertentes ou a atividades de erosão remontante.

Os detritos resultantes da desagregação mecânica, quando transportados pelos fortes aguaceiros (chuvas torrenciais), o que é comum nos ambientes semi-áridos, preenchem as irregularidades topográficas, originando pedimentos. Esses pedimentos apresentam uma distribuição granulométrica hierarquizada em relação à região de origem: os fragmentos maiores ficam próximos aos pés das vertentes que estão sendo trabalhadas; os fragmentos menores são transportados a maiores distâncias, podendo coalescer com os próprios níveis de base locais (antigos talvegues que serviram de referenciais ao recuo das vertentes), originando as denominadas *bajadas*, atualmente correspondentes a depressões relativas do tipo *dales* ou veredas (Fig. 2.4).

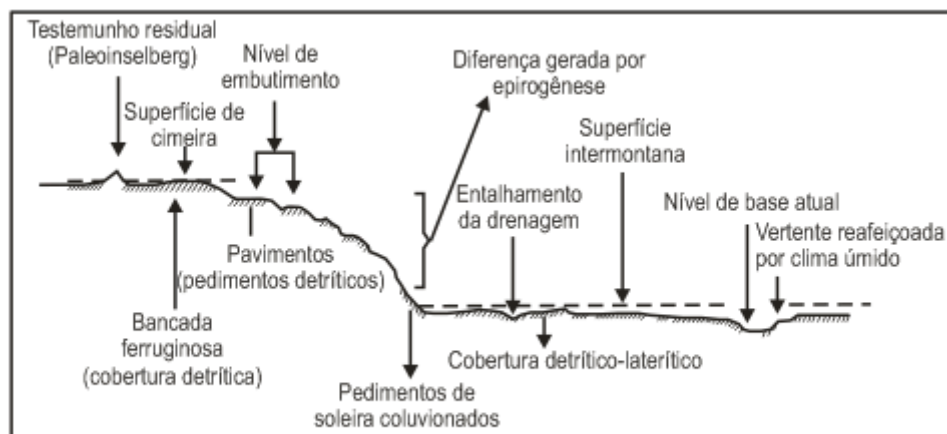


Fig. 2.4 - Compartimentação topográfica e efeitos paleoclimáticos.

A compartimentação topográfica pode encontrar-se associada aos domínios fitogeográficos, que por sua vez mantêm boa relação com as formações superficiais (tipos de material decomposto ou edafizado que recobre a rocha). As superfícies de cimeira encontram-se, em geral, revestidas por espécies xeromórficas, do tipo cerrado, com desenvolvimento associado ao grau de concrecionamento e troca de bases (solos distróficos⁹). Na superfície intermontana se desenvolve o cerrado, espécies de domínio arbustivo, algumas vezes variando para campos sujos, espécies herbáceas em maior densidade quanto ao número de espécies, quando comparadas à superfície de cimeira. Já nos espaços intermediários, entre os níveis de cimeira e os intermontanos, ou

mesmo abaixo destes, devido a processos pedogênicos subatuais e atuais, aparecem formações vegetais mais densas, que nas faixas de transição são substituídas por espécies de domínio xeromórfico. Em tais circunstâncias a vegetação apresenta dificuldade de desenvolvimento tanto radicular, considerando a presença de concreções detrito-lateríticas, quanto pelas restrições impostas pelo efeito tóxico determinado pelo alumínio. Isso de certa forma explica a presença de estratos herbáceos pontilhados de espécies arbustivas. À medida que desaparecem tais restrições, a vegetação ganha corpo, podendo aparecer espécies arbóreas ou faixas de transição para a superfície de cimeira. Tais fatores não apresentam limitações quanto ao desenvolvimento agrícola, considerando os avanços científico-tecnológicos que superam tanto as restrições físicas quanto as restrições químicas dos solos.

Pesquisas levam a entender que o cerrado teria surgido em algum momento do Terciário Médio ou Superior, associado a um clima seco, o que justifica sua caracterização enquanto vegetação xeromórfica. A adaptação a condições climáticas mais úmidas evidencia considerável amplitude ecológica, visto que ocorrem inclusive em regiões úmidas como os "refúgios" encontrados na região equatorial.

Nas áreas relativas a vertentes reafeiçoadas por processos paleoclimáticos atuais ou subatuais, principalmente as localizadas entre superfícies ou níveis de aplainamentos distintos, as formações florestais se fazem presentes. O grau de decomposição (clima úmido) a que a rocha foi submetida muitas vezes deixa de se constituir em restrições físicas ou químicas, apresentando maior capacidade de retenção de água. Trata-se de áreas cujos testemunhos de erosão passados foram destruídos pelas atividades morfogênicas pencontemporâneas a serem consideradas posteriormente.

Apresentam-se, a seguir, considerações quanto ao processo evolutivo do relevo, tendo os aplainamentos de cimeira como referência inicial para a compreensão dos compartimentos e modelos atuais.

2.1.2. As grandes unidades do relevo e suas relações taxonômicas

Os grandes compartimentos do relevo serão abordados com base nas três primeiras unidades taxonômicas tratadas por Ross (1992): unidades morfoestruturais, unidades morfoesculturais e unidades morfológicas ou padrões de formas semelhantes. Os demais níveis taxonômicos serão considerados nos estudos relacionados à estrutura superficial e à fisiologia da paisagem, em razão das especificidades das escalas, uma vez que as práticas geomorfológicas de compartimentação do relevo têm assumido maior relevância nas abordagens regionais.

A unidade morfoestrutural, presente em qualquer escala de abordagem, é observada, quanto às suas variações, em nível territorial. As diferenças morfoestruturais expressas pela estrutura geológica associada a eventos tectônicos encontram-se sintetizadas em três grandes unidades: escudos antigos, bacias sedimentares e dobramentos modernos.

Os escudos antigos, representados pelos escudos das Guianas, Brasil-Central e Atlântico, são formados por rochas ígneas ou magmáticas e pelas rochas metassedimentares. Acham-se vinculados aos eventos tectônicos antigos (Arqueano e Proterozóico). No Brasil (Fig. 2.5) são identificados seis grandes eventos tectônicos ou geodinâmicos (termotectônicos ou tectomagmáticos) associados aos terrenos antigos (Schobbenhaus & Campos, 1984). Alguns de importância continental, outros apenas de participação local: Jequié (2.600-2.700 Ma¹⁰), na borda oriental da Chapada Diamantina; Transamazônico (2.000 Ma), correspondente aos escudos setentrional e meridional da Amazônia; Paraguazense (1.500-1.600 Ma), na Amazônia ocidental; Zona de reativação Espinhaço (1.000-1.300 Ma), também conhecida como Brasileira antiga, na seção oriental de Goiás e norte de Minas; Rondoniense (1.000-1.300 Ma) em Rondônia e noroeste mato-grossense; e Brasileiro moderno (450-700 Ma), correspondente à faixa que atinge parte significativa de Goiás e Tocantins, abrangendo a borda oriental da região sudeste. Os eventos tectônicos subsequentes implicam retrabalhamentos das rochas pré-existentes, levando ao seu rejuvenescimento isotópico. A complexidade litológica e os efeitos tectônicos oferecem aos escudos uma configuração especial, muitas vezes mascarada pelos eventos morfoclimáticos.

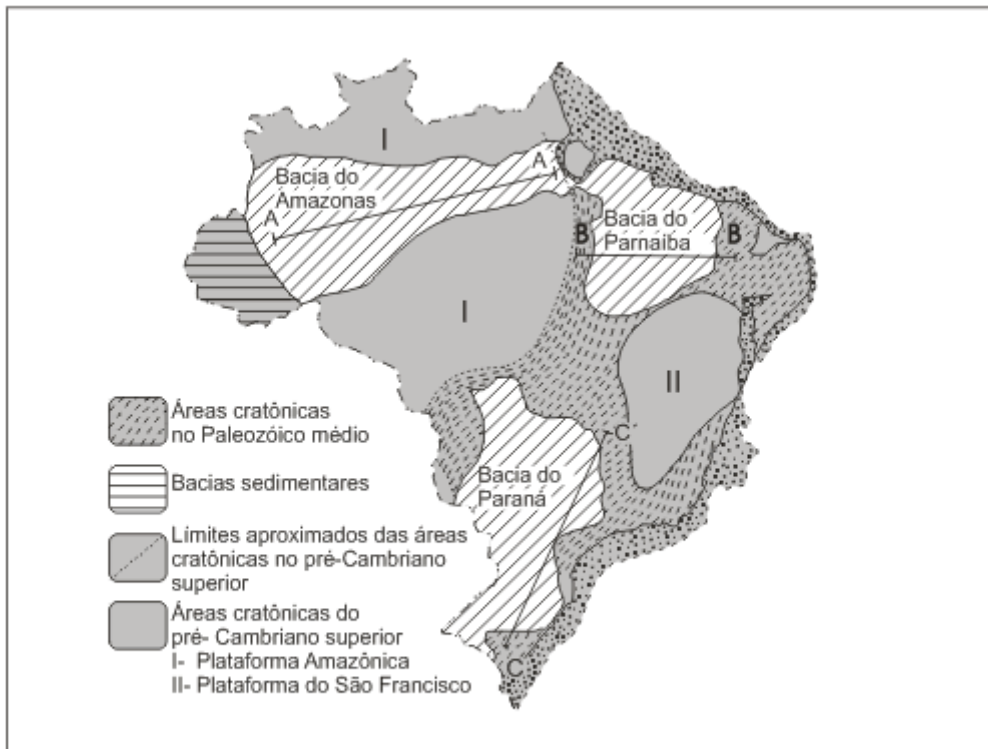


Fig. 2.5 - Brasil as grandes unidades estruturais (Petri & Fúlfaro, 1983)

As bacias sedimentares, ou coberturas fanerozóicas, abrangem o restante do país (bacias sedimentares Amazônica, do Meio Norte ou Parnaíba e do Paraná), recobrendo estruturas antigas, em que condições topográficas favoreceram deposições sedimentares a partir do Paleozóico, ora sob condição marinha, ora continental, em diversos ambientes e condições climáticas, definindo o emprego do conceito de "grupos", "formações" e " fácies" geológicas. Há ainda o caso das coberturas terciárias, que ultrapassam o Mesozóico, algumas vezes soergidas em função das manifestações tectônicas neogênicas, denominadas "Tectônica Moderna". Para Almeida (1967), a reativação "Wealdeniana", correspondente à tectônica moderna, processou reações de modo geocrático na velha ortoplateforma, além de outros fenômenos como manifestações magmáticas, intrusões básicas /ultrabásicas e reativação de falhas.

Os dobramentos modernos, ocorridos no Terciário, resultam do choque de placas com soergimento dos sedimentos que vinham se acumulando desde o Ordoviciano, em ambiente marinho. Na América do Sul destacam-se os dobramentos Andinos. A colisão de placas gerou uma série de manifestações tectônicas na crosta, como os dobramentos, novos falhamentos e reativação de antigas falhas. Concomitantemente, movimentos epirogenéticos provocaram soergimentos na parte oriental do Brasil, estimulando nova fase de entalhamento da rede de drenagem, responsável pela dissecação da paisagem. Na faixa pré-andina, falhamentos de grande dimensão originaram o Pantanal Mato-grossense.

Para se ter idéia das grandes diferenças estruturais no relevo, considerando as unidades taxonômicas, toma-se o exemplo Sul-Americano em sua integridade, o que permitiria obter uma visão dos principais traços que individualizam os respectivos modelados: os terrenos antigos muitas vezes expõem formas associadas aos diferentes eventos tectônicos, como as formas circulares dos complexos de Niquelândia-Serra da Mesa, em Goiás (Fig. 2.6), soergidas por evento vulcanogênico, em seqüências do Grupo Araxá; as formas tabulares do Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná, como o Planalto de Rio Verde, que acompanha o mergulho das camadas sedimentares em direção ao eixo da bacia do rio Parnaíba; ou a estrutura altamente movimentada da cadeia andina, onde prevalecem os efeitos da tectônica.

É possível, mesmo nas grandes unidades morfoestruturais, estabelecer compartimentos de menores dimensões, considerando o conjunto de formas associadas a variações litoestratigráficas, implicações tectônicas, comandadas principalmente pelos domínios morfoclimáticos. Apresentam-se a seguir considerações a respeito dessas unidades.



Fig. 2.6 - Serra da Mesa. Relevo do tipo dômico elaborado em rochas metapsamopelíticas do Subgrupo Paraopeba. A forma semi-circular do relevo é decorrente de cristas quartzíticas concêntricas que chegam a 1.000m de altitude. A nordeste outro relevo do tipo dômico, representado pela Serra Branca

Folha Porangatu
SD-22-X-D RadamBrasil, 1976

0 5Km

As unidades morfoesculturais referem-se aos grandes traços determinados pela tectônica e eventos morfoclimáticos existentes nas unidades morfoestruturais, que podem, grosso modo, ser identificadas pelas condições topomorfológicas, individualizadas por três grandes compartimentos: planaltos, planícies e depressões. Por planalto entende-se extensão territorial elevada, de diferentes condições geológicas, submetidas a processo de dissecação, se caracterizando como fornecedor de sedimentos. A depressão refere-se a compartimento embutido em planaltos, posicionada em situação topográfica inferior, também submetida a processo de dissecação, se caracterizando como fornecedora de sedimentos. No mapa geomorfológico relativo à Folha Goiás (SD.22, RadamBrasil, 1981) o Planalto Central Goiano incorpora os Planaltos do Alto Tocantins-Paranaíba e Planalto do Distrito Federal, representado por estruturas metassedimentares, magmáticas e vulcano-sedimentares. Encontram-se entrecortados pela Depressão do Tocantins, que para oeste coalesce com a Depressão do Araguaia.

A planície refere-se a compartimento receptor de sedimentos provenientes de montante, encontrando-se embutida tanto nos planaltos como nas depressões. A Planície do Bananal, localizada no médio Rio Araguaia, encontra-se embutida na Depressão do Araguaia. As diferenças utilizadas para a compartimentação das unidades morfológicas do Planalto Central Goiano, denominadas de subunidades pelos autores (Mamede et al, 1981) fundamentam-se na similitude de formas, associadas aos fatores tectoe estruturais e mecanismos morfogenéticos. Assim, o Planalto do Distrito Federal se caracteriza por extensas chapadas, superfícies pediplanadas contínuas, com altitude média entre 1.000- 1.200 metros, sustentadas por concreções ferralíticas,

filitos e quartzitos do Grupo Paranoá; o Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba se individualiza por formas mais dissecadas, fragmentadas, com altitude média entre 700- 950 metros , associadas principalmente às estruturas metassedimentares do Grupo Araxá ou granulíticas do Complexo Goiano.

Em cada um dos compartimentos são identificados reflexos estruturais (superfície estrutural tabular), paleoerosivos (como as superfícies pediplanadas) e as diferentes formas de dissecção (aguçadas, convexas e tabulares). A identificação desses padrões de formas semelhantes encontra-se associada ao terceiro táxon, a ser apresentado a seguir.

O terceiro táxon, denominado de unidades morfológicas ou padrões de formas semelhantes, se refere às manchas de menor extensão territorial que expressam determinadas formas, “que guardam entre si elevado grau de semelhança, quanto ao tamanho de cada forma e ao aspecto fisionômico” (Ross, 1992). Exemplos são as subunidades comentadas anteriormente, inseridas no Planalto Central Goiano (Planalto do Distrito Federal e Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba). A partir desse táxon foi apresentado refinamento morfológico, ainda possível na escala 1:250.000, que permitiu, além de caracterizar a forma (estrutural, erosiva ou de dissecção), o estabelecimento de parâmetros morfométricos, considerando a dimensão interfluvial e o grau de entalhamento da drenagem (Mamede et al, 1981). Com base em tais parâmetros torna-se possível, via de regra, inferir sobre a vulnerabilidade erosiva da área: quanto maior o grau de dissecção do relevo, maior o domínio da morfogênese em relação à pedogênese e vice-versa. Portanto, enquanto no domínio de formas aguçadas prevalece a erosão, nas tabulares predomina a infiltração.

Nesse caso observa-se uma relação direta entre o grau de dissecção do relevo e a densidade de drenagem, o que se reflete no grau de declividade e no jogo das componentes morfogênese-pedogênese.

A compartimentação do relevo deve levar em consideração tanto o papel da estrutura geológica quanto os processos morfogenéticos. Enquanto as diferenças litológicas e tectônicas expressam a configuração geral do modelado, o clima, através dos respectivos processos, responde pela dissecção do relevo, expondo a estrutura através da erosão diferencial, ao mesmo tempo em que a intensidade da dissecção pode estar associada à ação tectônica ou à resistência litológica. Assim, a relação entre estrutura e clima deve ser vista numa perspectiva integrada, da mesma maneira que os componentes que participam de cada um desses parâmetros. Por exemplo, as diferenças litológicas respondem, ora pela gênese de cristas estruturais (litologia resistente), ora pelo entalhamento da drenagem (litologia friável). A intensidade tectônica, por sua vez, reflete-se, juntamente com a existência de falhas ou fraturas, no maior ou menor grau de entalhamento da drenagem; o clima, responsável pela elaboração do modelado, também se comporta de forma diferente, ou seja, no domínio árido ou semi-árido, a morfogênese mecânica é responsável pela desagregação das rochas e pelo recuo paralelo de vertentes, com possibilidade de desenvolvimento de extensos pediplanos, dependendo do tempo de duração do processo.

No domínio úmido, com a organização ou reorganização da drenagem, tem-se o entalhamento dos rios e a evolução do relevo comandada pelo intemperismo químico. Enquanto no domínio seco a tendência evolutiva do relevo é a de originar formas horizontalizadas ou tabulares, como as superfícies aplainadas, no clima úmido a incisão da drenagem e conseqüente evolução das vertentes levam à produção de formas verticalizadas. Fica, portanto, configurada a interpenetração de processos contrários no relevo, onde a tendência de um determinado domínio morfoclimático em impor suas marcas, à custa da degradação de formas elaboradas no passado, acaba culminando com evidências morfológicas e cronodeposicionais relacionadas tanto aos processos atuais, subatuais como paleoclimáticos.

2.1.3. Os principais tipos de relevo e suas relações com o clima e estrutura

A gênese e a evolução do relevo são ensejadas pelo jogo de forças antagonicas, ou seja, o clima e a estrutura geológica. A elaboração dos tipos de relevos discutidos a seguir é pautada por essa abordagem, mostrando, por meio de seqüências evolutivas representadas por figuras, a ação tanto da estrutura quanto do clima. Tal abordagem tenta enfatizar essa conciliação, utilizando-se dos modelos clássicos em geomorfologia. Os modelos discutidos encontram-se caracterizados pelos segundo e terceiro táxons, procurando-se evidenciar a participação estrutural através das diferenças litológicas e esforços tectônicos, sob ação de processos morfoclimáticos distintos.

2.2. Modelos clássicos de gênese e evolução do relevo

A classificação por domínios morfoestruturais - bacias sedimentares, escudos antigos e dobramentos recentes - sem desconsiderar as complexidades existentes, constitui-se num esquema útil enquanto recurso metodológico. Com base nos referidos domínios serão consideradas as diferentes unidades morfológicas, destacando os tipos específicos de relevo, procurando evidenciar a interação entre forças endógenas e exógenas na elaboração do modelado.

Os escudos antigos, conceito que incorpora a noção de ortoplateforma e paraplataforma¹¹ , correspondem ao *craton* continental. Foram em diferentes momentos submetidos a fenômenos tectônicos (tectônica antiga, com

reativação da tectônica moderna) que responderam por elevada complexidade estrutural (dobras, falhas...), submetidos a diferentes sistemas erosivos, responsáveis pelo arrasamento de superfícies e elaboração de formas “verticalizadas” em função de reativações tectônicas. As atividades epirogenéticas pós-cretáceas estão constantemente presentes na composição das variáveis antecedentes, responsáveis pela exumação de seqüências estruturais sobrejacentes (como sucessão de cristas em estruturas dobradas) ou soerguimento de testemunhos de aplainamento elaborados em condições paleoclimáticas. Como resultado, algumas faixas intracratônicas se formaram e foram entulhadas por sedimentos durante o Paleomesozóico, sob certa estabilidade tectônica. O espessamento associado à subsidência e à litificação progressiva dos sedimentos permitiram o desenvolvimento das bacias sedimentares. A partir do Triássico, manifestações tectônicas associadas à deriva continental geraram efeitos estruturais que se prolongaram até o início do Terciário, associados à orogenia andina. Ou seja, a convergência de placas com a conseqüente orogenia moderna, ocorrida no Terciário, resultou de manifestações tectônicas iniciadas no Cretáceo.

As diferentes unidades estruturais e o tempo transcorrido, responsáveis pela elaboração morfológica através dos diferentes mecanismos associados aos elementos do clima, repercutiram na intensidade da evolução, refletindo no comportamento topográfico. Portanto, os dobramentos recentes referem-se aos níveis altimétricos mais elevados, enquanto os escudos antigos, apesar de rejuvenescidos por ocasião do soerguimento andino, apresentam-se desgastados e em posição altimétrica inferior em relação aos modernos.

Almeida et al (1976) apresentam as grandes unidades geotectônicas da América do Sul (Fig. 2.7), com destaque para as plataformas Sul-Americana e da Patagônia, a cadeia Andina, a depressão Pré-andina, o escudo Brasileiro remobilizado no Terciário - escudo das Guianas, escudo Central do Brasil e escudo Atlântico -, além das bacias fanerozóicas. Essas unidades estruturais apresentam correspondência na disposição geral da morfologia.

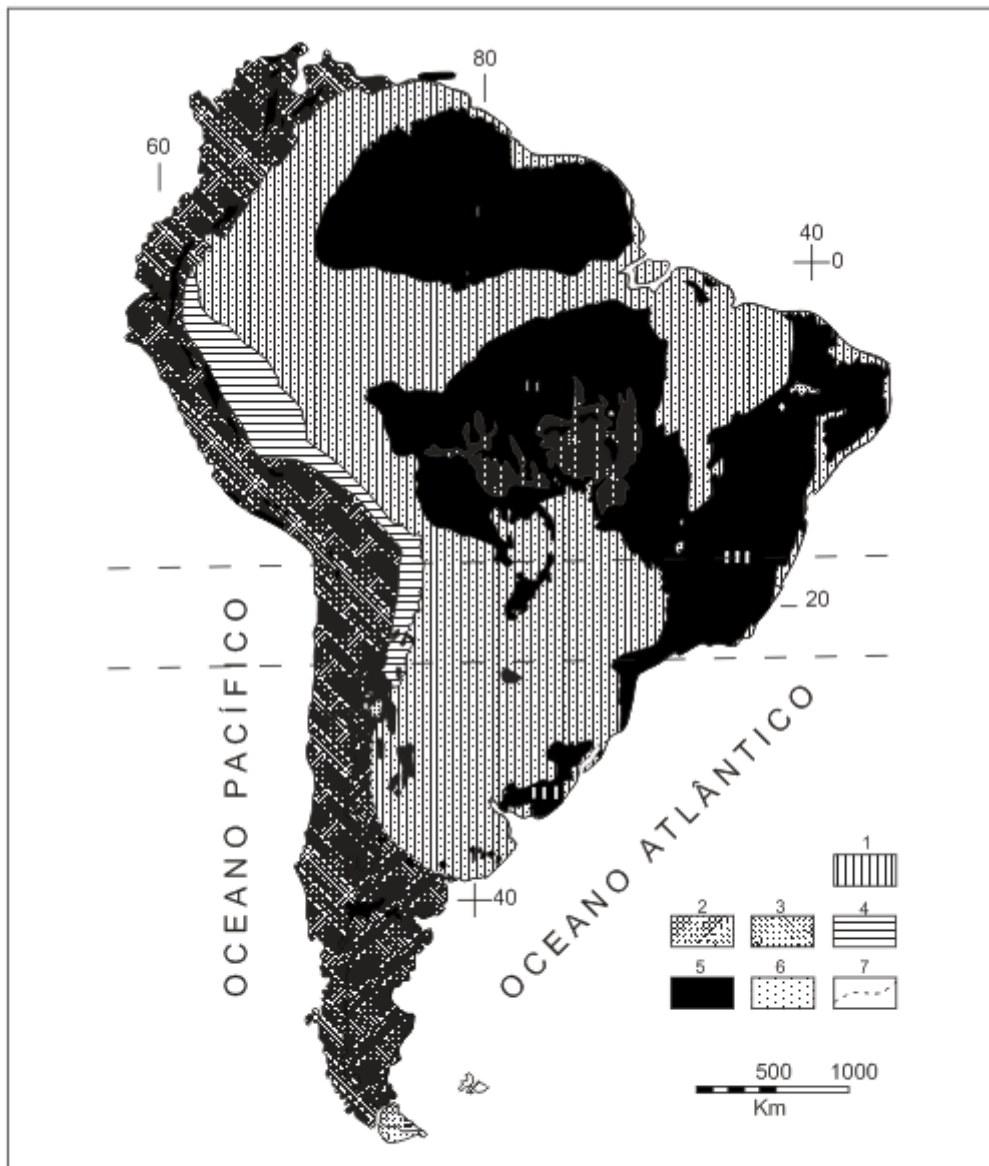


Fig.2.7 - As grandes unidades tectônicas na América do Sul
 1 - Plataforma Sul Americana. 2 - Plataforma Patagônica. 3 - Cadeia Andina. 4 - Região Pré-Andina. 5 - Brasileiro e exposição do embasamento mais antigo, remobilizado na Plataforma Patagônica e Cadeia Andina. Na Plataforma Sul Americana: Escudo das Guianas (I), Escudo do Brasil (II), Escudo Atlântico (III). 6 - Coberturas sedimentares fanerozóicas e vulcano-sedimentares. 7 - Limite meridional da Plataforma Sul Americana (Almeida, 1976).

Ab' Saber (1975) reconhece na arquitetura dos continentes quatro grandes tipos de massas rochosas:

- 1) Os terrenos de consolidação muito antiga, chamados de escudos, que podem se apresentar sob aspectos variados. Aqui se incluem tanto as noções de ortoplatформа como a de paraplatforma, representadas por maciços, montanhas em blocos, espinhaços montanhosos e estruturas complexas;
- 2) As bacias sedimentares pouco deformadas, denominadas intracratônicas por estarem embutidas nos escudos, caracterizadas por planaltos sedimentares ou basálticos, tabuliformes ou ligeiramente *cuestiformes*, como as bacias sedimentares paleomesozóicas do continente brasileiro;
- 3) Áreas sedimentares muito deformadas por dobramentos, conhecidas como zonas de convergência de placas, transformadas em cadeias de cordilheiras ou arcos insulares, como os dobramentos modernos andinos;
- 4) Áreas de sedimentação moderna ou em processo de sedimentação, caracterizando as terras baixas em geral, como as planícies de extensão continental, tabuleiros e baixos platôs e depressões interiores.

Os escudos ou *cratons* correspondem às mais velhas plataformas dos continentes (ortoplatformas), responsáveis pelo fornecimento de sedimentos que entulharam as faixas intracratônicas, gerando compensações isostáticas que permitiram a continuidade da inumação das bacias estimulada pela subsidência e processo de exumação das estruturas cratônicas periféricas por arqueamento (Fig. 2.8).

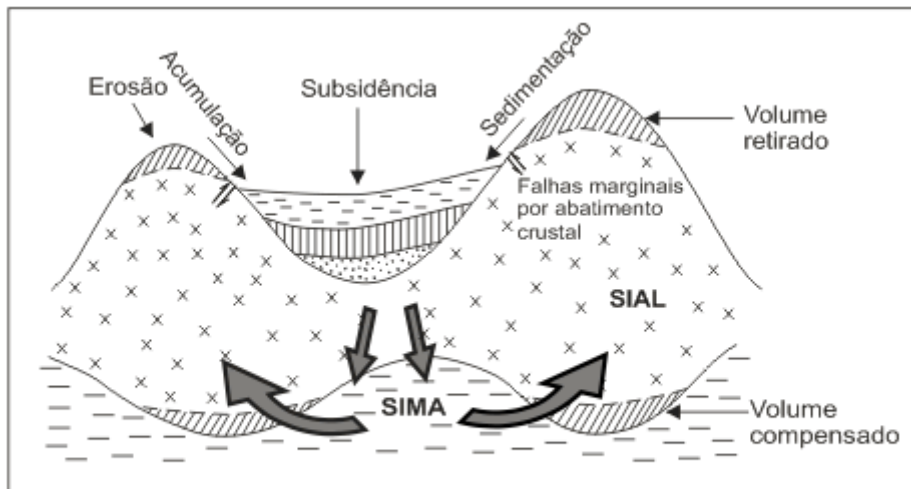


Fig. 2.8 - A compensação isostática como fator evolutivo de uma bacia sedimentar.

As grandes cordilheiras, correspondentes aos dobramentos terciários (tectônica moderna), são entendidas como resultantes da deriva e choque de placas responsáveis pelo soerguimento de depósitos marinhos, iniciados no Eopaleozóico (seqüência de 5.000 a 10.000 metros de sedimentos). Com o subduccionamento da placa marinha, aconteceram dobramentos e soerguimentos do material depositado, associados a fenômenos paralelos (Fig. 2.9).

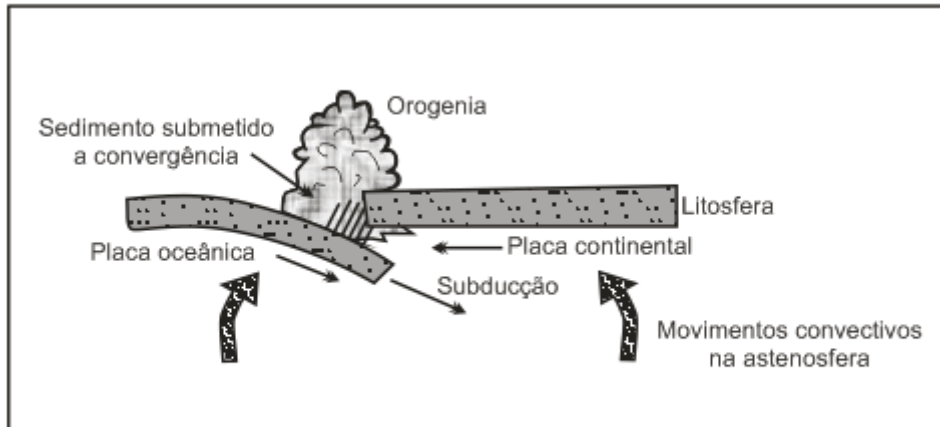


Fig. 2.9 - Convergência de placas responsável pelos dobramentos modernos (Terciários).

As condições genéticas e a ação dos efeitos denudacionais, ao longo do tempo, levaram as unidades estruturais a apresentarem características morfológicas que preservaram suas particularidades. Entretanto, não se pode deixar de se considerar a possibilidade de mascaramento destas unidades estruturais pela ação dos mecanismos comandados ou ligados ao clima.

2.2.1.1. Características Morfológicoestruturais nas Bacias Sedimentares

As bacias sedimentares se formam nas faixas intracratônicas, e o processo de entulhamento é favorecido pela subsidência, que gera compensação isostática. Diante disso, assumem espessuras pronunciadas, responsáveis pela subsidência central, permitindo a continuidade da sedimentação. As bacias sedimentares brasileiras, por exemplo, apresentam espessuras que chegam a 6.000 metros (Petri & Fulfaro, 1983), como na baixa bacia Amazônica (Fig. 2.10).

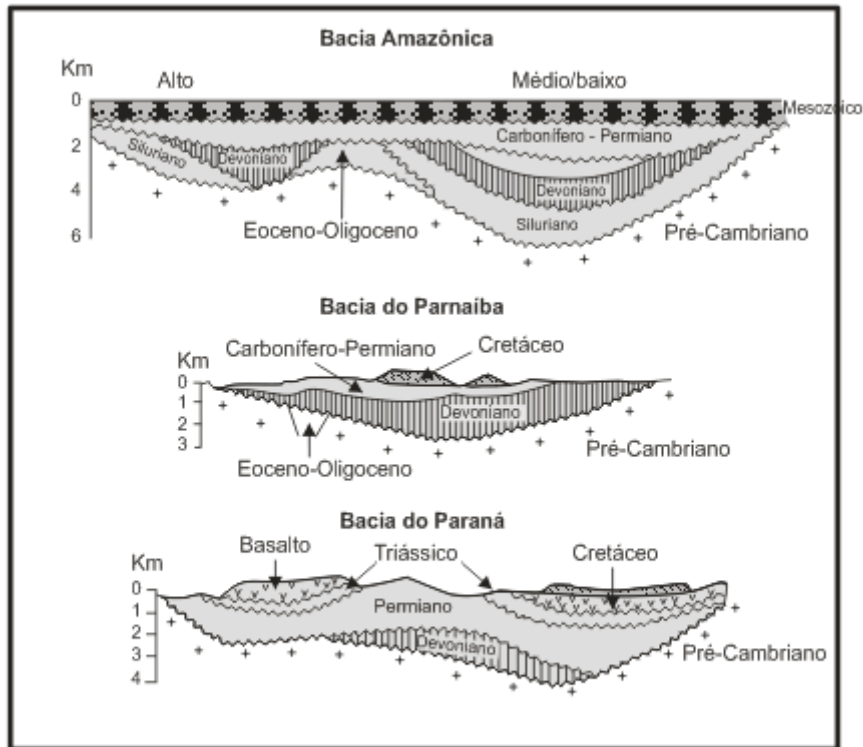


Fig. 2.10 - Disposição e espessura dos sedimentos nas principais bacias sedimentares brasileiras (Petri & Fulfaro, 1983).

De modo geral, as seqüências sedimentares das bacias se dispõem em forma de sinéclises, ou seja, a espessura das camadas cresce da borda para o centro, com mergulhos que acompanham o substrato cristalino, parcialmente atribuído ao próprio processo de subsidência, ligeiramente inclinados na periferia das bacias com tendência de horizontalização na seção central. Via de regra, a sedimentação se inicia em discordância angular (contato da sedimentação inicial com a superfície intracratônica, dobrada, fraturada ou falhada) ou discordância erosiva, e continua com tendência de manutenção de concordância entre as seqüências litoestratigráficas ou discordância erosiva entre as mesmas (Fig. 2.11).

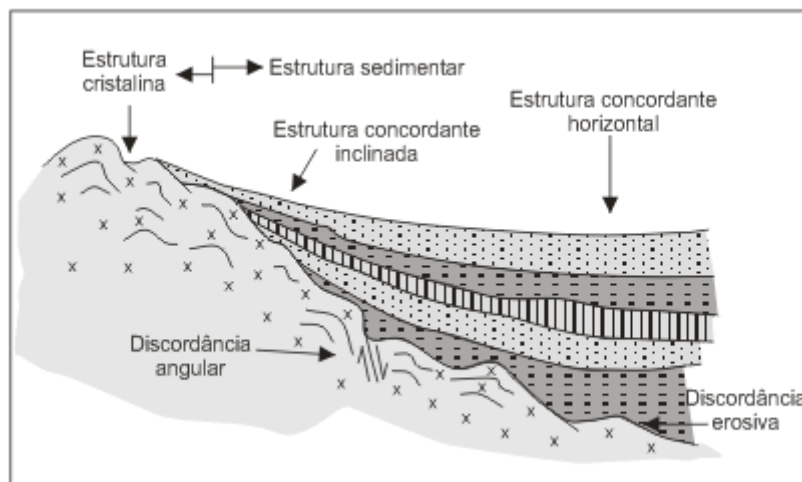


Fig. 2.11 - Disposição das camadas nas seqüências sedimentares.

O bloco diagrama da bacia do Alto Paraná, esquematizado por Ab'Sáber (1954), mostra a disposição das camadas em relação à base cristalina, assim como a influência do mergulho na elaboração das *cuestas* periféricas, resultantes do processo de circundesnudação pós-cretácea.

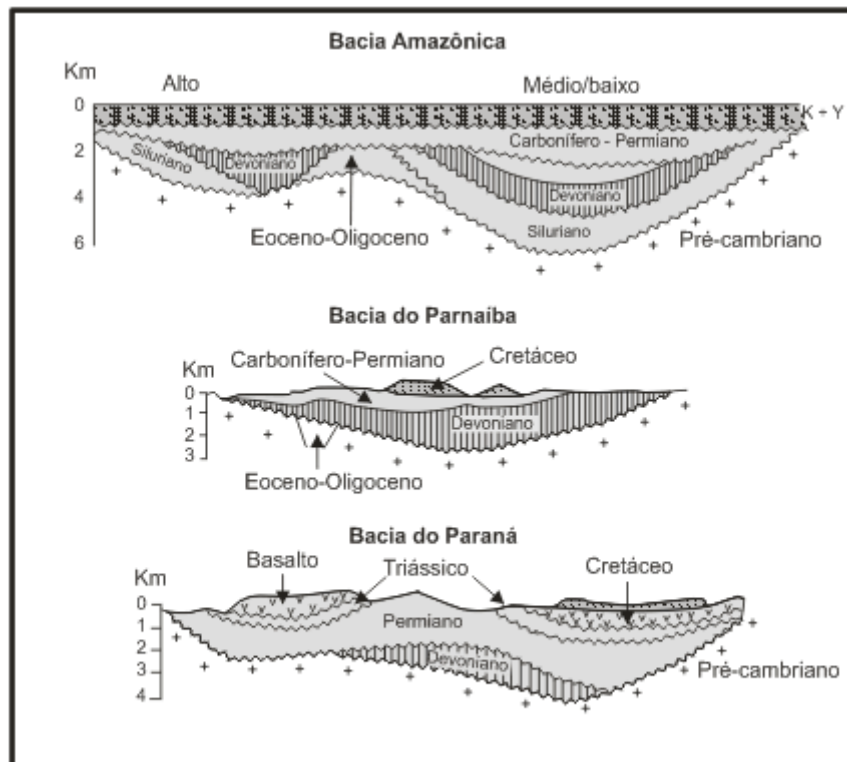


Fig. 2.12 - Disposição e espessura dos sedimentos nas principais bacias sedimentares brasileiras (Petri & Fulfaro, 1983).

O comportamento das camadas (mergulho) e as características litológicas dos estratos oferecem uma diferenciação morfológicoestrutural, responsáveis pela origem e pela evolução do relevo tabuliforme e do relevo de *cuestas*, analisados a seguir.

a) Relevo Tabuliforme

O relevo tabuliforme, caracterizado por uma seqüência de camadas sedimentares horizontais ou subhorizontais, associadas ou não a derrames basálticos intercalados, embora elaborado pelos mecanismos morfoclimáticos, reflete diretamente a participação da estrutura. Trata-se de formas estruturais, caracterizadas por seqüências sedimentares horizontalizadas, cuja disposição tabular pode diferir daquelas resultantes de processo de pediplanação em estruturas não-horizontais. Ressalta-se que a pediplanação também se dá em estruturas horizontais, com estreita correspondência entre a superfície de erosão e o comportamento dos estratos.

Os relevos tabulares tendem a ocorrer com maior freqüência no interior das bacias sedimentares, dada a disposição horizontalizada dos estratos. As formas mais comuns nas estruturas concordantes se caracterizam por chapadões, chapadas e mesas, em ordem de grandeza. Tais formas são geralmente mantidas à superfície, por camadas basálticas ou por sedimentos litificados de maior resistência. Quando submetidas a processo de pediplanação, podem estar associadas a concreções ferruginosas, com vegetação xeromórfica, provavelmente ligada às condições ambientais áridas ou semi-áridas que deram origem à superfície erosiva.

O início da evolução dos relevos tabuliformes, sobretudo no caso brasileiro, encontra-se relacionado a uma fase climática úmida, responsável pela organização do sistema hidrográfico sobre um pediplano em ascensão por esforços epirogenéticos. Assim, admite-se, esquematicamente, a seguinte evolução na elaboração do relevo tabuliforme:

1) Organização do sistema hidrográfico em fase climática úmida, associada a efeitos epirogenéticos. Considerando que as seqüências litoestratigráficas superiores das bacias sedimentares brasileiras datam do Cretáceo, entende-se que a organização da drenagem e a evolução vertical do modelado, dadas pela incisão linear da drenagem, tenham acontecido a partir daquele período (Fig. 2.13). Além disso, a orientação do sistema fluvial pode estar associada à imposição do mergulho das camadas ou à orientação topográfica ligada ao processo de pediplanação (inclinação em direção ao nível de base local ou regional).

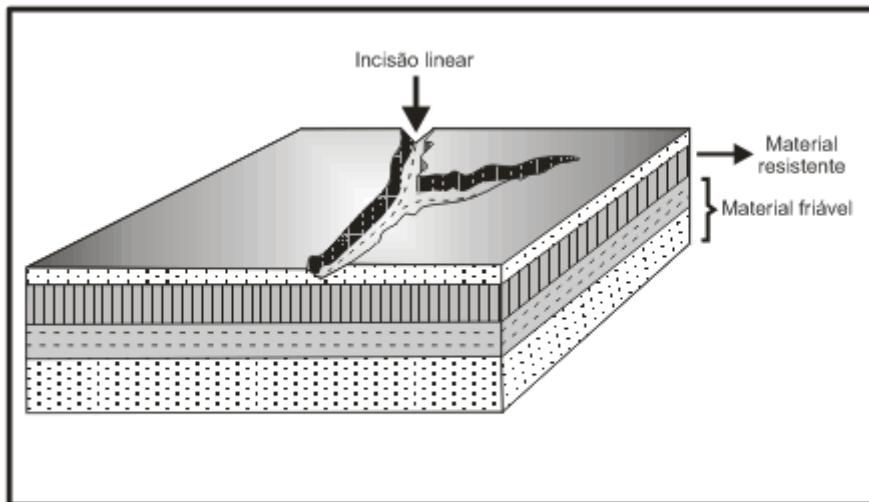


Fig. 2.13 - Organização da drenagem em estrutura concordante horizontal, com início de incisão do talvegue.

2) Devido aos esforços epirogenéticos considerados, há uma tendência de aprofundamento dos talvegues e de elaboração de seus vales. Nessa circunstância, as alternâncias litológicas podem originar patamares estruturais ou formas específicas relacionadas à imposição estrutural (Fig. 2.14). Dada a disposição horizontal das camadas, os vales comumente apresentam formas simétricas.

A manutenção da resistência litológica, entretanto, é relativa, transitória, ou seja, o recuo da camada resistente pode se dar pelo solapamento do material subjacente, mais tenro, provocando aluição da camada superior (Fig. 2.15). A retirada do material frável pode também exumar uma superfície estrutural, individualizada pela resistência litológica.

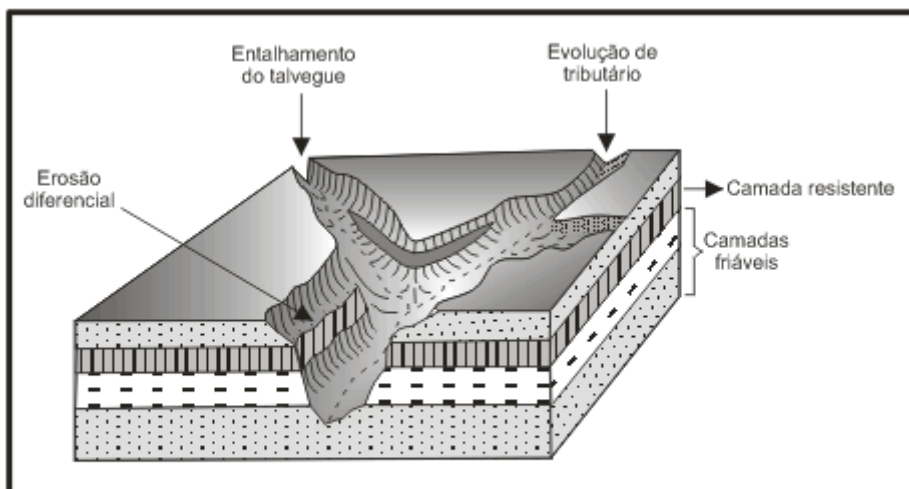


Fig. 2.14 - Evolução do entalhecimento dos talvegues por imposição tectônica (efeitos epirogenéticos).

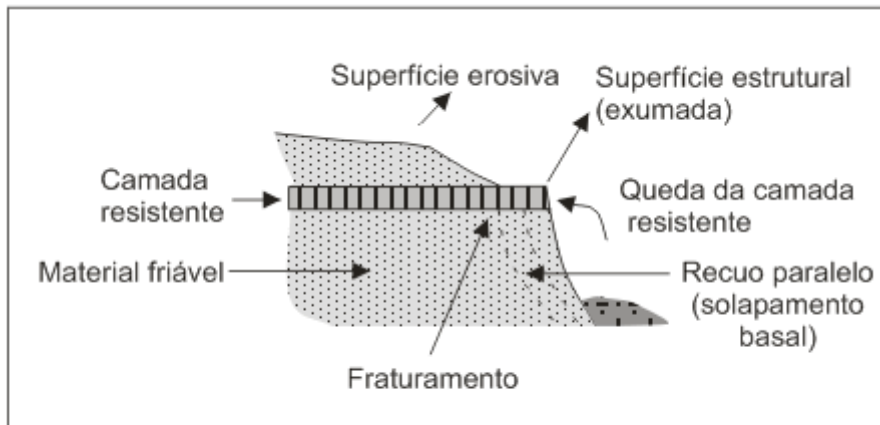


Fig. 2.15 - Recuo da camada resistente por solapamento basal da camada friável, subjacente.

3) A tendência de alternância climática, como a passagem do clima úmido para o seco, evidenciada na evolução morfológica pós-cretácea brasileira (provavelmente no Plio-Pleistoceno), teria sido responsável pela evolução horizontal do modelado, dada a aceleração do recuo paralelo das vertentes por desagregação mecânica. A abertura dos vales, tendo como nível de base os talvegues abandonados, teria proporcionado entulhamento do próprio nível de base, com tendência de elaboração de pediplano intermontano (Fig. 2.16). Enquanto o clima úmido, por meio do entalhamento dos talvegues, teria respondido pela evolução vertical da morfologia, o clima seco tenderia a destruir as formas criadas pelo clima úmido, proporcionando a evolução horizontal da morfologia, caracterizando, deste modo, mais uma das relações antagônicas da natureza. Observa-se que enquanto no clima úmido as camadas resistentes ficam pronunciadas, no clima seco a desagregação mecânica tende a reduzir as diferenças litoestratigráficas.

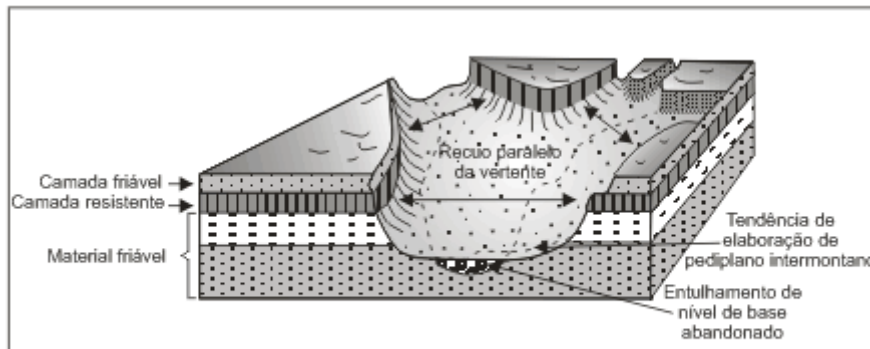


Fig. 2.16 - Recuo Paralelo das vertentes por desagregação mecânica (clima seco), com conseqüente soergimento de nível de base.

4) Uma nova fase climática úmida ensejaria uma nova organização da drenagem, e conseqüentemente, um reentalhamento dos talvegues, proporcionando o alçamento de antigos depósitos, como os pedimentos detríticos que inumaram áreas depressionárias. Tem-se assim o prosseguimento do trabalho evolutivo por erosão remontante e denudação dos topos interfluviais, com exumação parcial de camadas subjacentes, resistentes, originando as superfícies estruturais, ou simplesmente a esculturação dos sedimentos que compõem a camada sobrejacente, caracterizando as superfícies esculturais.

O trabalho comandado pelo sistema hidrográfico enseja a evolução do relevo via erosão regressiva, promovendo ramificações de cursos de primeira ordem, podendo, então, aparecer formas residuais, como os morros-testemunhos, mantidos ou não por coroas litoestruturais como o *somital*, associado a materiais resistentes. As diferenças litológicas poderiam ainda proporcionar saliências morfológicas, parcialmente mascaradas na fase anterior, de clima seco, denominadas cornijas. Com a abertura dos vales, haveria uma tendência a se formarem vales simétricos, denominados vales em "manjedouras"(Fig. 2.17). A presença de pedimentos detríticos em processo de retrabalhamento morfológico pela incisão da drenagem é testemunha do clima seco correspondente à fase anterior.

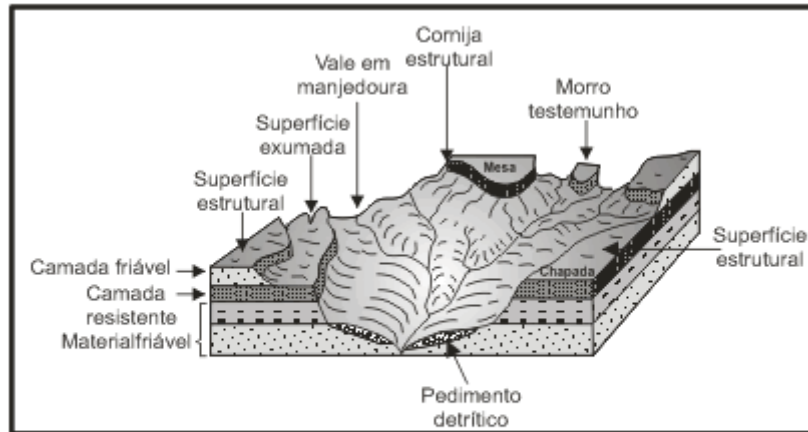


Fig. 2.17 - Morfologia tabular atual, evidenciando os principais elementos resultantes da evolução das estruturas concordantes horizontais.

Um exemplo de morfologia estrutural tabular ocorre principalmente no sudoeste do Estado de Goiás, na borda setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná. No município de Paraúna, chapadas e estruturas ruiformes em estratos horizontais ou sub-horizontais, embora posicionadas em situação periférica à bacia, não chegam a caracterizar relevos *cuertiformes*, a serem tratados adiante, e sim, um exemplo típico de relevo tabular.

Nessa área, seqüências sedimentares carboníferas, da Formação Aquidauana, sotopõem estruturas cristalinas, pré-cambrianas (gnaisses do Complexo Goiano e micaxistos do Grupo Araxá), recobertas ou não por depósitos do jurássico-cretácico do Grupo São Bento ou cretácico do Grupo Bauru, sobretudo a oeste do município.

Enquanto nas proximidades da sede do município a presença de mesas e formas residuais lembram modelados de *cuertas*, onde o sistema hidrográfico exumou a estrutura cristalina (área de contato estrutural) em direção oeste o domínio sedimentar responde pela gênese de extensas chapadas, com baixo grau de entalhamento dos talwegues (Fig. 2.18).

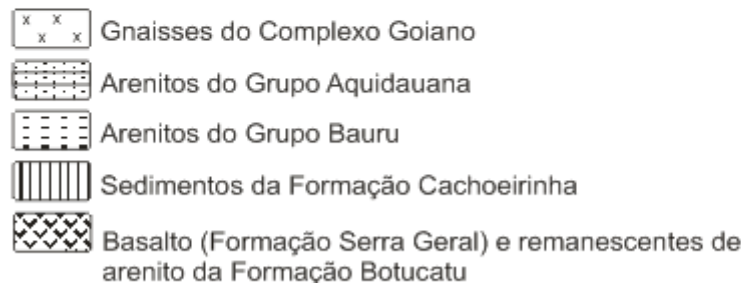
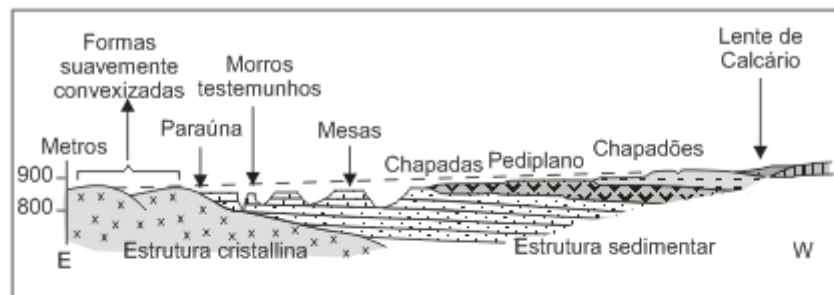


Fig. 2.18 - Domínio de relevo tabular no município de Paraúna.

O topo da seqüência sedimentar encontra-se seccionado por extenso pediplano, que coincide com o topo dos interflúvios da estrutura cristalina, em torno de 900 metros, com caimento suave em direção sudoeste. Com base nas evidências cronoestratigráficas (depósitos correlativos), admite-se que a organização da drenagem seja pós-cretácica (provavelmente miocênica), associada a efeito epirogenético positivo, que promoveu denudação regional. Na borda das chapadas registra-se a presença de estruturas ruiformes favorecidas pela

estrutura dos sedimentos carboníferos (Formação Aquidauana). As juntas ortogonais nos arenitos da Formação Aquidauana favorecem o desenvolvimento de decomposição esferoidal, com arredondamento gradativo dos blocos rochosos.

De modo geral as chapadas são caracterizadas por topos horizontais, resultantes ou não de aplainamentos erosivos, coincidentes com a disposição estrutural, muitas vezes sustentados por bancadas ferruginosas que oferecem resistência ao recuo das vertentes (Fig.2.19). As escarpas verticais tendem à concavização na base, onde são depositados os detritos mais grosseiros associados ao recuo paralelo.

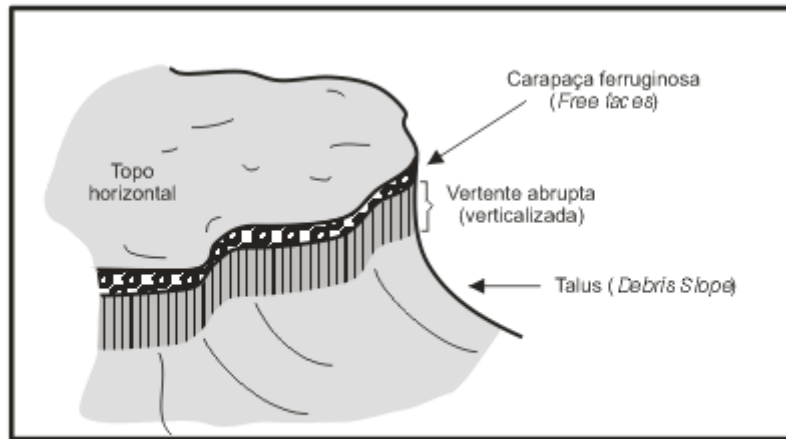


Fig. 2.19 - Relação morfológica com a estrutura concordante sub-horizontal no município de Paraúna.

Há também estreita relação entre a cobertura vegetal e os elementos morfológicos descritos: vegetação herbáceo-arbustiva no pediplano de cimeira, presença de vegetação pioneira nas escarpas verticais e espécies arbóreo-arbustivas na seção do talus ou *debris slope* (base da escarpa normalmente preenchida por colúvios pedogenizados).

A serra da Portaria, no município de Paraúna-GO, representada por seqüência siltico-arenítica em estrutura concordante horizontal, exemplifica a gênese de patamares, ou escadarias resultantes de erosão diferencial.

No clima úmido atual, os arenitos portadores de cimento silicoso apresentam maior resistência do que os folhelhos silticos, o que tem como consequência

a elaboração dos patamares escalonados. Os degraus são mantidos pelos arenitos, cuja evolução regressiva se dá em maior intensidade nas seqüências representadas pelos folhelhos silticos subjacentes, sobretudo por erosão remontante comandada pelo fluxo por terra (escoamento superficial) ou pela presença de fontes de camadas entre as seqüências sedimentares: enquanto os arenitos permitem maior percolação da água, os siltitos, por apresentarem baixa permeabilidade, retêm a água armazenada, que passa a fluir no contato litológico, observado com freqüência nas escarpas erosivas ou nas estruturais (efeito *piping*).

Exemplo de influência litológica no comportamento do relevo pode ser observado na depressão intermontana da Serra da Portaria, onde a presença de dique de diabásio (Jurássico-Cretáceo), de considerável extensão (sentido E-W), penetrado em arenitos da Formação Aquidauana, apresenta saliência topográfica associada à erosão diferencial, caracterizando a popularmente conhecida "muralha" (Fig. 2.20).

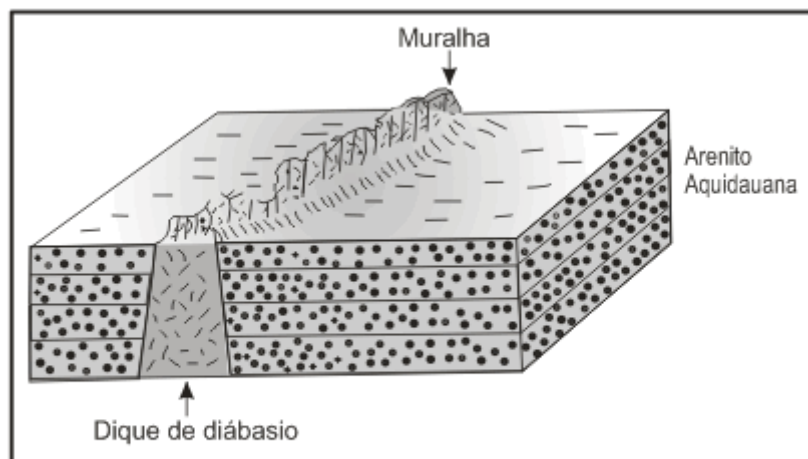


Fig. 2.20 - Esquema da "muralha", originada por erosão diferencial no município de Paraúna-GO.

A denudação responsável pela gênese da depressão intermontana da Serra da Portaria respondeu pela exumação do dique, que, pela resistência apresentada em relação aos arenitos circunjacentes, culminou na elaboração de saliência topográfica. A grande quantidade de diáclases ortogonais dos diabásios favoreceu a decomposição esferoidal parcial, apesar de evidente justaposição dos blocos rochosos.

b) Relevos do tipo *Cuestas*

Os relevos do tipo *cuestas* também encontram-se associados a estruturas sedimentares, com ou sem intercalações de estratos basálticos, a exemplo dos modelos clássicos na Depressão Periférica Paulista. Diferenciam-se dos relevos tabuliformes por corresponderem a seções caracterizadas por camadas litoestratigráficas inclinadas, razão pela qual comumente aparecem nas bordas das bacias sedimentares, mergulhando em direção ao seu centro (Fig.2.12).

A disposição dos estratos inclinados define os relevos de *cuestas*, também conhecidos como relevos monoclinais ou homoclinais (inclinados em um só sentido). Embora se denomine *cuestas* para relevos dissimétricos com mergulho de camada de até 30 O , Cailleux & Tricart (1972) atribuem maior frequência em declives entre 1 O e 2 O , podendo chegar a 7 O a 8 O no máximo.

Por se tratar de processo de denudação marginal, responsável pela gênese de relevo dissimétrico, a *cuesta* também se caracteriza como tal pela morfologia específica de áreas de contato estruturais, cristalino e sedimentar.

O processo evolutivo de um relevo de *cuesta* pode ser assim apresentado:

1) As *cuestas* se formam em áreas de estruturas concordantes inclinadas, nas periferias das bacias sedimentares, onde o contato litológico facilita a ação da erosão remontante (Fig. 2.21).

O processo, ou seqüência evolutiva proposta, se inicia a partir de uma superfície pediplanada: um pediplano de cimeira, como na maior parte dos exemplos clássicos brasileiros, quando a drenagem foi organizada a partir de uma fase climática úmida. Efeitos epirogenéticos positivos contribuíram para o entalhamento dos talvegues.

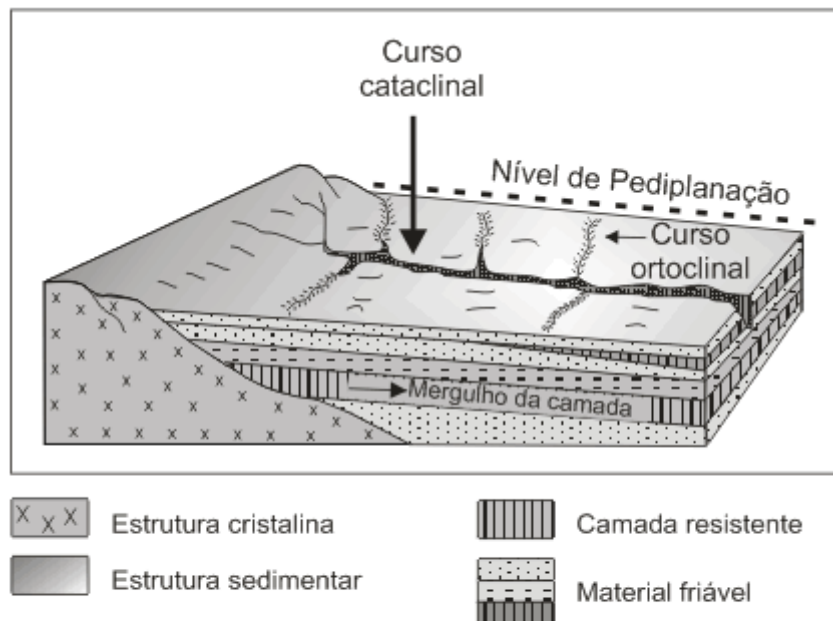


Fig. 2.21 - Estrutura concordante inclinada submetida a pediplanação. Com o umedecimento climático a drenagem é organizada, motivo pelo qual efeitos epirogênicos positivos proporcionam o entalhamento agressivo dos talwegues .

O curso principal, que acompanha o mergulho da camada, é denominado cataclinal ou conseqüente, enquanto seus tributários, perpendiculares ao mergulho, são denominados ortoclinais ou subseqüentes, os quais, muitas vezes, se encontram orientados por fraturamento.

2) Persistindo a condição climática úmida e o levantamento epirogenético da crosta, há a continuidade do entalhamento dos talwegues, fenômeno conhecido como epigenia, antecedência ou superimposição¹², originando verdadeiras "gargantas". Isto sugere a evolução do próprio sistema hidrográfico, onde aparecem cursos anaclinais ou obseqüentes (contrários ao mergulho das camadas) ou cataclinais secundários (favoráveis ao mergulho), tributários dos cursos ortoclinais ou subseqüentes (Fig. 2.22). Generaliza-se o processo de entalhamento da drenagem ou evolução verticalizada da morfologia. Desse modo, a erosão passa a ser induzida pela diferença de resistência das camadas litoestratigráficas (erosão diferencial), caracterizando relevo dissimétrico.

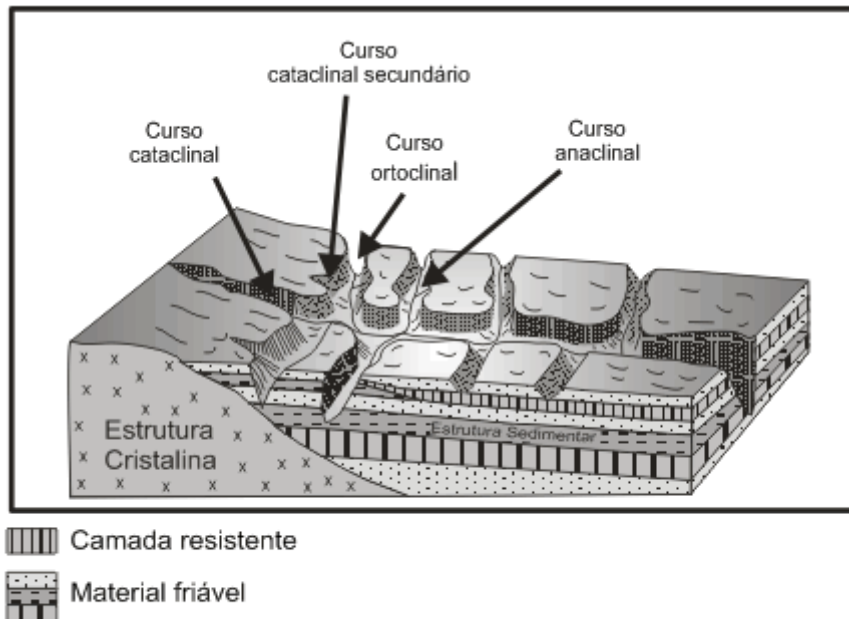


Fig. 2.22 - Entalhamento generalizado dos talvegues, responsável pela evolução vertical da morfologia.

verticalizada da morfologia. (espelhar)

Observa-se que enquanto na zona de contato estrutural os cursos ortoclinais estão relacionados ao intenso aprofundamento dos talvegues (elevada dissecação), aqueles mais afastados do contato tiveram menor entalhamento por terem encontrado camada litológica resistente, como o basalto, a exemplo do comportamento evidenciado na bacia sedimentar do Paraná. Essa diferenciação no grau de entalhamento é que permitirá o desenvolvimento da depressão ortoclinal.

Com a evolução do sistema hidrográfico, identifica-se, a partir de então, o desenvolvimento de padrão de drenagem do tipo treliça, característico das estruturas monoclinais num sistema hidrográfico representado por confluências ortogonais ou subortogonais.

3) Admitindo a possibilidade de alternância climática, de clima úmido para seco, tem-se a interrupção do entalhamento dos talvegues e o predomínio da desagregação mecânica. O recuo paralelo das vertentes, associado à desagregação, e tendo como referência os níveis de base locais correspondentes a antigos leitos fluviais, proporcionaria o alargamento dos vales (evolução horizontal da morfologia). O material produzido por desagregação tenderia a ocupar as áreas depressionárias, promovendo a elevação do nível de base por pedimentação. Dependendo do tempo de duração do processo, poderia se desenvolver uma superfície pediplanada intermontana (Fig. 2.23).

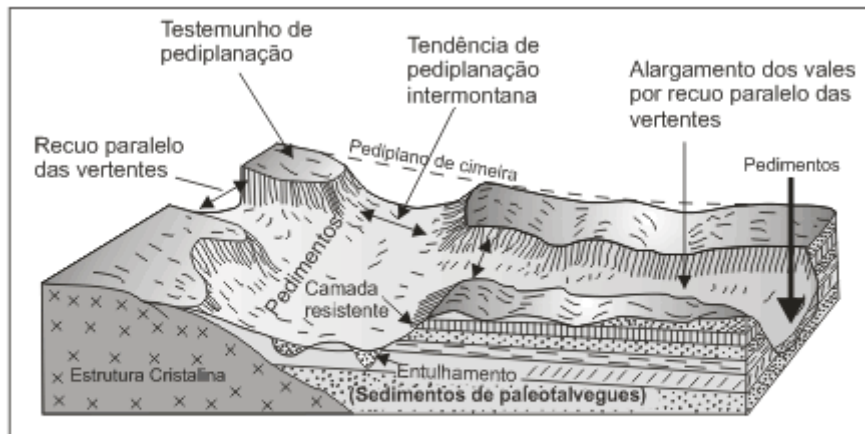


Fig. 2.23 - Clima seco responsável pelo alargamento generalizado dos vales por recuo paralelo das vertentes, com entulhamento de paleovalves.

4) Com o retorno das condições climáticas úmidas, haveria uma nova reorganização da drenagem e uma nova reativação dos processos erosivos. Com o aprofundamento da drenagem os paleopavimentos, como os pedimentos que ocupavam os vales por ocasião do clima seco (Fig. 2.24), ficariam suspensos em relação à posição do talvegue atual. As discrepâncias topográficas resultantes, sobretudo na depressão ortoclinal em desenvolvimento, desencadeariam erosão remontante mais intensa dos cursos anaclinais e cataclinais secundários, tributários dos ortoclinais, que comporiam o mencionado compartimento. Os cursos anaclinais ou obsequentes, responsáveis pela continuidade da evolução da escarpa erosiva, poderiam favorecer o desenvolvimento de formas residuais, denominadas morros-testemunhos. Neste estágio é comum o desenvolvimento de cursos fluviiais que nascem no reverso da *cuesta* e se dirigem para o centro da bacia, denominados cataclinais de reverso, por acompanharem o mergulho das camadas.

A dissimetria do relevo é marcada por uma topografia conseqüente de um lado e perpendicular de outro, correspondente ao *front* da *cuesta* .

Nesse estágio evolutivo podem se definir os elementos que compõem o relevo de *cuesta* :

a) *Front* - Corresponde à escarpa erosiva ou "costão", que se encontra entre a depressão ortoclinal e a parte superior da *cuesta* , referente ao reverso.

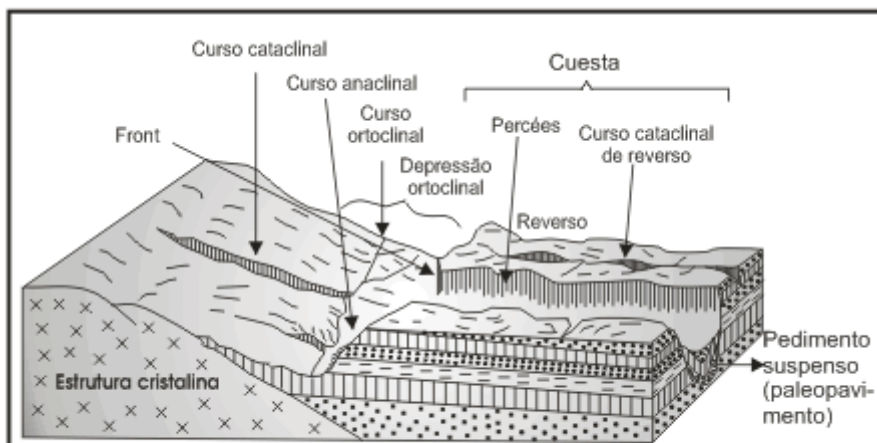


Fig. 2.24 - Relevo dissimétrico do tipo Cuesta, característico das estruturas concordantes inclinadas.

O *front* normalmente é caracterizado pela cornija, constituída de material ou camada resistente que atenua a evolução erosiva do *front* ; e pelo talus, constituído por depósito de detritos localizados na base do *front* (Fig. 2.25). O talus, ou falda da *cuesta* apresenta forma concavizada, ao contrário da cornija, que se individualiza pela verticalidade (*free face*).

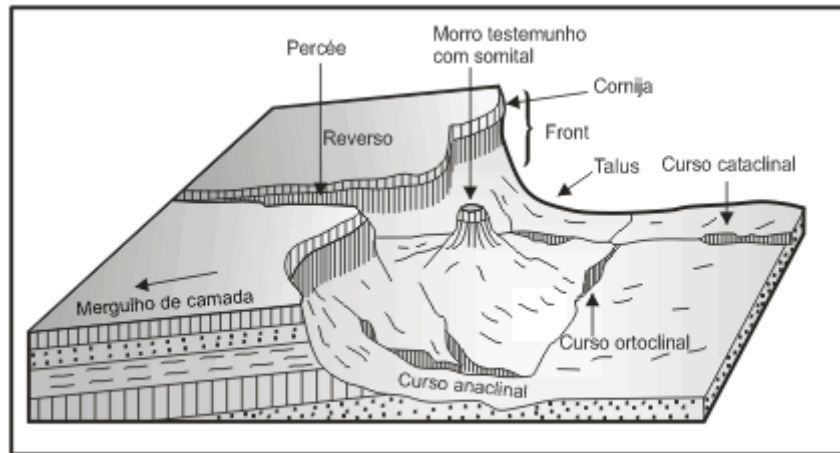


Fig. 2.25 - Identificação dos elementos que caracterizam uma cuesta.

b) Reverso. Corresponde ao compartimento de cimeira da *cuesta*, que tem início na parte terminal superior do *front* e progride em direção ao centro da bacia sedimentar. Quando caracterizado pelas camadas litoestratigráficas denomina-se reverso estrutural; quando representado por sedimentos resultantes da intemperização da rocha subjacente denomina-se reverso escultural. Quando pediplanado, pode ser denominado de “superfície de erosão”;

c) Depressão ortoclinal. Refere-se à área embutida ou deprimida, a partir do *front* da *cuesta*, resultante de processo de denudação comandado pela drenagem ortoclinal (cursos subseqüentes). No caso de *cuestas* relacionadas a contato estrutural (cristalino-sedimentar), geralmente as depressões encontram-se “abertas” em direção às rochas mais antigas, suporte das seqüências sedimentares, e deprimidas em direção ao *front*. Portanto, geralmente, a depressão apresenta um comportamento dissimétrico, com bordas internas íngremes, considerando o *front* como um dos lados, e externas relativamente suavizadas, considerando o comportamento da estrutura cristalina que foi exumada pelo processo denudacional.

Ainda deve-se considerar a possibilidade de *percées*, que são boqueirões escavados no *front* da *cuesta* por superimposição de cursos cataclinais, ante os esforços epirogenéticos. A extensão das *percées* depende do mergulho da camada, ou, mais especificamente, da extensão do próprio reverso (Fig. 2.26). Assim, quanto menor o mergulho da camada, maior a extensão do reverso e maior a amplitude das *percées*.

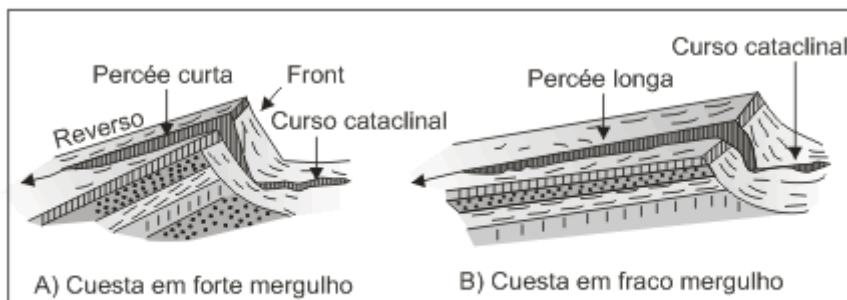


Fig. 2.26 - Implicações do mergulho das camadas na extensão do reverso e na amplitude das percées.

Os cursos anaclinais ou obseqüentes respondem pela evolução ou recuo do *front* das *cuestas* por meio da erosão remontante. A velocidade da evolução do *front* depende do gradiente do mergulho das camadas. Isto se justifica em função da quantidade de material necessário a ser retirado abaixo da camada sobrejacente (cornija), para que esta seja aluída por falta de sustentação basal. Portanto, o limite de sustentação da cornija é mantido até que o centro de gravidade seja rompido (Fig. 2.27).

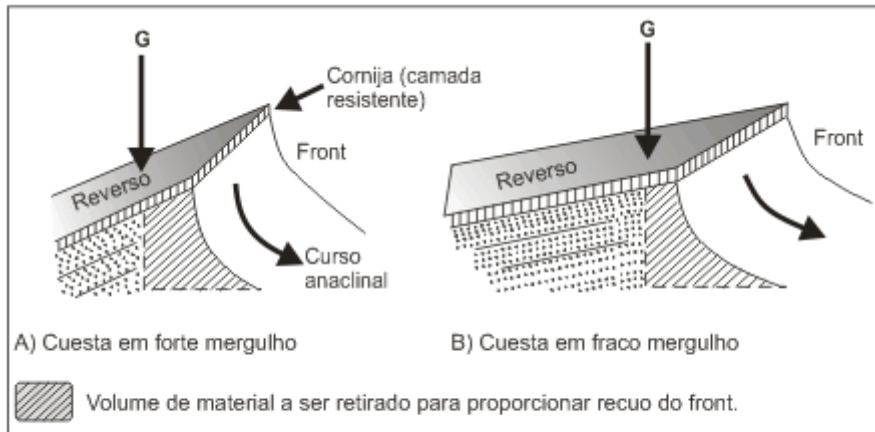


Fig. 2.27 - Volume de material necessário para proporcionar a queda gravitacional da cornija em função do centro de gravidade (G).

da cornija em função do centro de gravidade (G).

A evolução do *front* depende também da espessura da cornija: quanto mais espessa a camada de material resistente, menor será o recuo mencionado anteriormente. A maior resistência à aluição leva a uma ação mais prolongada da erosão remontante dos cursos anaclinais, visto que maior será o volume de sedimento a ser retirado para romper o limite de sustentação em relação ao centro de gravidade. Ainda, quanto mais espessa a cornija, maior será a sua tendência de se tornar convexa, considerando o tempo de exposição da rocha ao intemperismo químico. Ao contrário, as cornijas delgadas, por evoluírem de forma mais rápida, considerando a escala de tempo geológico, geralmente permanecem angulosas, visto que o tempo de exposição ao intemperismo é menor, reduzindo a possibilidade de se tornarem convexas.

Partindo do princípio de que quanto mais fraco o mergulho das camadas litoestratigráficas, maior a propensão ao recuo do *front*, conclui-se que em tais condições, maior será a possibilidade de elaboração de formas residuais ou morros-testemunhos, resultantes da própria erosão remontante comandada pelos cursos anaclinais (Fig. 2.28).

A) Processo de "festonamento" do *front* por erosão regressiva dos cursos anaclinais.

B) Recuo do *Front* evidenciado pela formação de morro-testemunho.

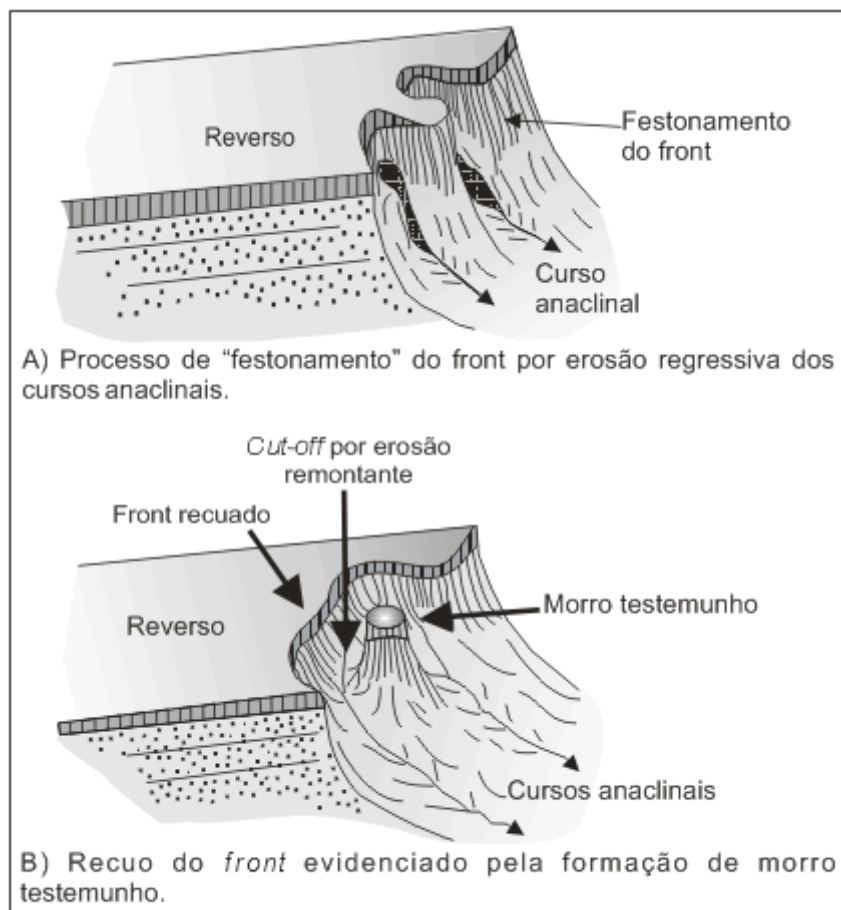


Fig. 2.28 - Evolução do front de uma cuesta por erosão remontante (cursos anaclinais), com formação de morro testemunho.

De acordo com os esquemas apresentados, a erosão remontante dos cursos anaclinais provoca retirada gradativa do material subjacente, o que pode ser exemplificado por sedimentos friáveis, implicando aliução da camada resistente (cornija) com conseqüente "festionamento" do front (Fig. 2.28 A).

A evolução remontante é tal que pode, inclusive, com o surgimento de novos tributários dos próprios cursos anaclinais, processar fenômeno similar ao de captura por erosão remontante, respondendo pelo *cut-off*, ou seja, corte de parte do front com tendência de formação de estrutura residual. Assim, tem-se a separação ou desligamento de parte do front por erosão remontante, continuando este a ser recuado. À medida que a separação do residual de front em relação ao front atual vai sendo consolidada, tem-se a gênese do morro-testemunho (Fig. 2.28 B), protegido ou não por coroamento de material resistente denominado de *somital*. A denominação de morro-testemunho' identifica, portanto, a condição que assume ao testemunhar antiga posição do front.

Assim sendo, quanto mais fraco o mergulho das camadas litoestratigráficas de uma *cuesta*, maior a tendência de recuo do front e, conseqüentemente, maior a possibilidade de formação de morros-testemunhos, o que justifica o maior desenvolvimento destes nas estruturas concordantes horizontais.

Em Goiás, o relevo *cuestiforme* ocorre na periferia da bacia sedimentar do alto Paraná, na Serra do Caiapó, destacada em trabalho geomorfológico desenvolvido por Ab'Sáber & Costa Jr. (1959). Localiza-se a sudoeste do estado, nas imediações de Caiapônia. Apresenta extenso front, de direção aproximada NE, relativamente festonado, elaborado basicamente em sedimentos arenosos permocarboníferos do Grupo Aquidauna, o mesmo material que representa a depressão ortoclinal. O reverso encontra-se parcialmente capeado por sedimentos permianos da Formação Irati e, sobretudo, pela seqüência pelítica terciária da Formação Cachoeirinha. O mergulho das camadas varia entre 3° a 5° SE, ou seja, em direção ao eixo da bacia, regionalmente comandado pelo Rio Paranaíba (Fig. 2.29).

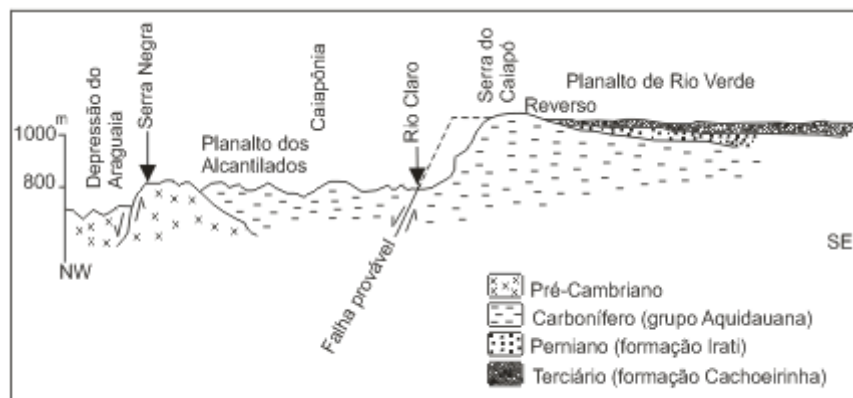


Fig. 2.29 - Esquema morfológico da cuesta do Caiapó.

Admite-se que a evolução morfológica da *cuesta* do Caiapó esteja vinculada a processo de falhamento, responsável também pela gênese da denominada Serra Negra, no alto Araguaia, e pelo embutimento da calha do próprio Rio Araguaia em fossa tectônica, reflexo da orogenia Andina. Partindo desse princípio, entende-se que a elaboração da *cuesta* do Caiapó teve início em algum momento do Terciário, provavelmente no Terciário Superior, haja vista a existência de depósitos considerados terciários na porção superior do reverso.

Por meio de imagens, infere-se a possibilidade de o Rio Claro, em determinados trechos, estar vinculado a provável linha de falha, o que teria permitido o deslocamento de blocos, originando escarpa de falha e preservando a disposição geral do mergulho das camadas.

Após a organização da drenagem, inicia-se o recuo paralelo da escarpa por erosão remontante, dos cursos anclinais, tributários do Rio Claro, promovendo a evolução e conseqüente elaboração de escarpa herdada de falha, denominada *front*. Acredita-se que o fenômeno tectônico responsável pelo falhamento tenha originado a formação de importante divisor de água regional: os cursos que nascem no *front* da *cuesta* integram a bacia do Araguaia (bacia Amazônica), enquanto os que nascem no reverso se dirigem para o Rio Paranaíba (bacia Platina).

O rejeito determinado pela tectônica propiciou o aumento de gradiente e a intensificação do processo de erosão remontante no *front* da *cuesta* (Fig. 2.30). Isso contribuiu para a retirada de prováveis seqüências delgadas de sedimentos permianos ou mesmo terciários, exumando as seqüências carboníferas. No reverso, a manutenção da declividade do mergulho, ou menor efeito da atividade tectônica, permitiu o desenvolvimento de cursos cataclinais com baixo gradiente e fraco entalhamento de talwegues, proporcionando, com freqüência, o desenvolvimento de depósitos aluviais holocênicos (veredas) sobre as coberturas terciárias. Esse fato indica redução da capacidade de transporte pela disposição do gradiente e pela própria vazão reduzida.

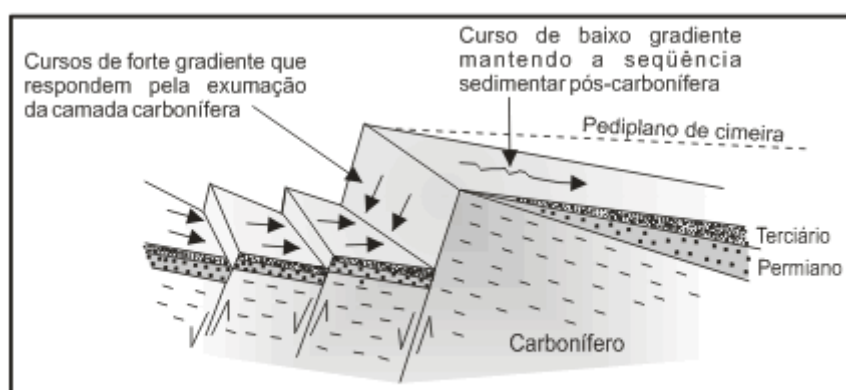


Fig. 2.30- Provável implicação tectônica na elaboração da cuesta do Caiapó.

A linha de *cuesta* divide dois compartimentos distintos: a depressão ortoclinal, abaixo, entre 700 e 800 metros de altitude, e o reverso da cuesta, a aproximadamente 1.000 metros de altura. A depressão ortoclinal, esculpida em sedimentos arenosos da Formação Aquidauana, contribui para o desenvolvimento de formas residuais aguçadas, do tipo torres ou alcantis (Planalto dos Alcantilados, de Almeida, 1959). Apresenta drenagem dendrítica, com fortes angularidades produzidas pelos reflexos da tectônica quebrante. O reverso da *cuesta*, (Fig. 2.29), recoberto por seqüências deposicionais terciárias, apresenta-se dissecado em formas tabulares amplas, com drenagem de padrão treliça, tendendo a pinado, com direção cataclinal. Esses cursos, além de

proporcionarem a gênese de depósitos holocênicos em superfícies alveolares, permitem a exumação da seqüência subjacente, referentes a sedimentos permianos.

Os dois compartimentos refletem formas de apropriação diferenciada do solo: enquanto na depressão ortoclinal, de formas convexas e estruturas ruiformes, predomina a pecuária extensiva, no reverso evidenciam-se cultivos comerciais, onde a disposição tabular do relevo favorece o processo de mecanização.

2.2.1.2. Características morfoestruturais em Áreas de Deformação Tectônica

A partir de agora, serão feitas algumas considerações a respeito da evolução morfológica em estruturas deformadas pela tectônica, utilizando-se dos modelos clássicos em geomorfologia. Na oportunidade serão destacados os modelos do tipo *Hog-back*, dômico, esculpido em dobras e de estruturas falhadas.

a) Relevo do Tipo *Hog-back*

Os *hog-backs* são formas similares às *cuestas*, porém elaborados em estruturas monoclinais com mergulhos superiores a 30°. Considerando o declive necessário à sua caracterização, torna-se possível entendê-los como vinculados a fenômenos tectônicos, uma vez que dificilmente se constata mergulhos em tais proporções, associados unicamente aos processos de deposição.

Por admitir semelhança evolutiva com o relevo de *cuestas*, será apresentado exemplo goiano, que caracteriza a referida morfologia: a Serra Dourada, localizada na cidade de Goiás.

A Serra Dourada, de direção predominantemente ENE (60-80° NE), com *front* voltado para norte, constitui importante divisor entre as bacias Platina e Amazônica. Os cursos originados no reverso integram a bacia do Paranaíba e os rios que nascem no *front* do *hog-back* integram a bacia do Araguaia. Sua imponência e extensão devem-se aos quartzitos muscovíticos que a sustentam a uma altitude de 1.000 metros.

O *front* é marcado pela presença quase contínua de cornija estrutural, chegando a atingir até 20 metros de exposição, em extrema verticalidade (*free-face*), a partir da qual colúvios pedogenizados recobrem níveis de pedimentação. O talus apresenta-se preenchido por colúvios provenientes de montante que atenuam a declividade em aproximadamente 30°. O relativo festonamento do *front* é determinado pelo efeito de erosão remontante de cursos anaclinais, como os córregos Pedra de Amolar, do Aguapé e Santo Antônio, tributários do Rio Vermelho.

O reverso é marcado por seqüência de clorita-quartzo-xistos, filitos quartzosos e sericíticos, com presença de bancadas escalonadas, determinadas por resistência estrutural e realçadas pela incisão dos cursos cataclinais. Apresenta elevado mergulho das camadas, em torno de 30 a 40° SSE ou SW, refletindo na própria limitação evolutiva do *front*. Os cursos cataclinais de reverso, como os córregos Cafundó, Conceição e Fundo, formam verdadeiras *cluses*¹³, coincidentes com falhamentos consequentes, fato que faz evidenciar a presença de terraços estruturais ao longo dos vales (Fig. 2.31).

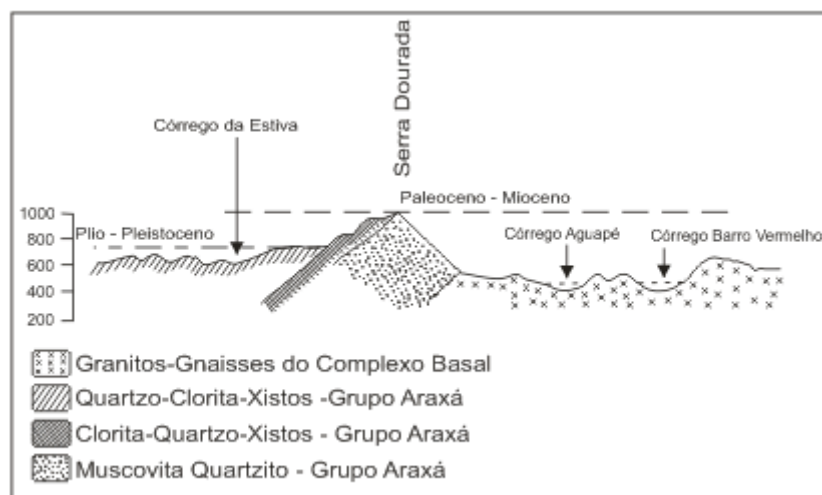


Fig. 2.31 - Esquema morfológico da Serra Dourada.

O reverso é marcado por terreno ondulado, interrompido por cristas quartzíticas ou ocorrências de cordierita horblenda gnaisses, como na Serra São João, ou granada-muscovita-xistos na Serra Mangabal.

A depressão ortoclinal ou setor intermontano (450- 650 metros) corresponde ao anfiteatro granito-gnáissico do Complexo Goiano, pontilhado de paleo *inselbergs* . Localmente o *knick*¹⁴ é caracterizado pelo contato estrutural (Complexo Goiano-Grupo Araxá), recoberto por espesso nível de pedimentos quartzosos, que se adelgaçam à medida que se afastam do *front* .

A gênese do *hog-back* em questão é entendida da seguinte forma:

1) Estruturalmente resulta de provável braquianticlinal, ou seja, uma grande anticlinal que teria sido esvaziada, restando apenas o flanco meridional, responsável pela morfologia resultante (Fig. 2.32d). Portanto, a gênese estrutural estaria relacionada à tectônica, justificando as razões do elevado mergulho.

c) Provável ocorrência de falhamentos em direção à bacia do Araguaia (como teria acontecido com relação à *cuesta* de Caiapó), vinculada à orogenia Andina (Terciário).

d) Elaboração parcial do *hog-back* da Serra Dourada após arrasamento do flanco setentrional da braquianticlinal.

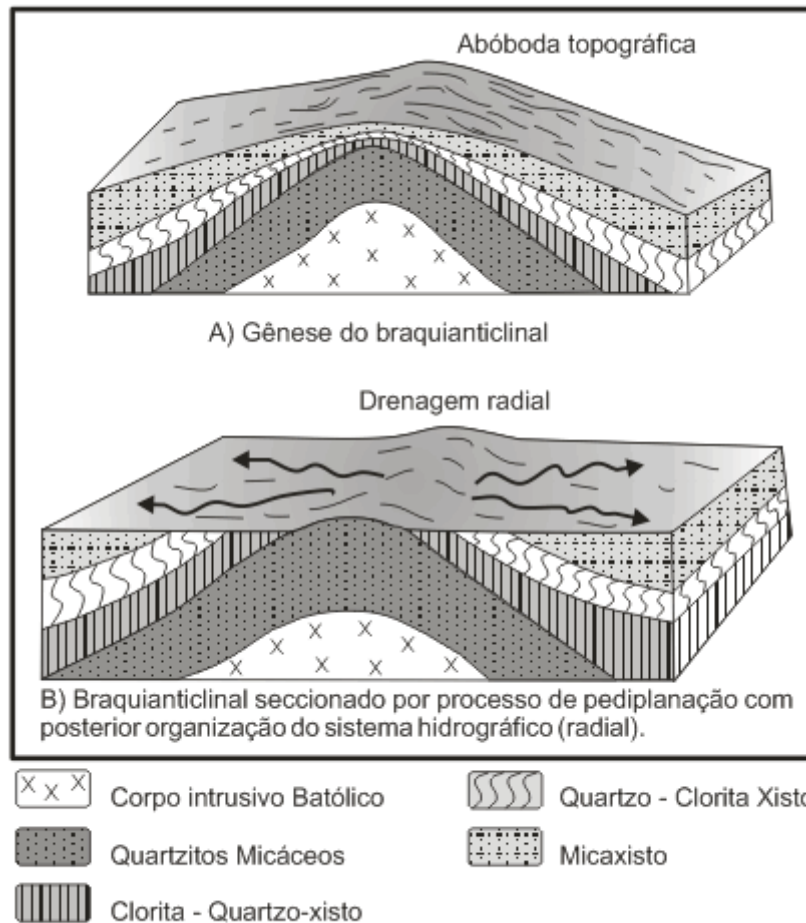


Fig. 2.32a - Evolução provável do *hog-back* da Serra Dourada.

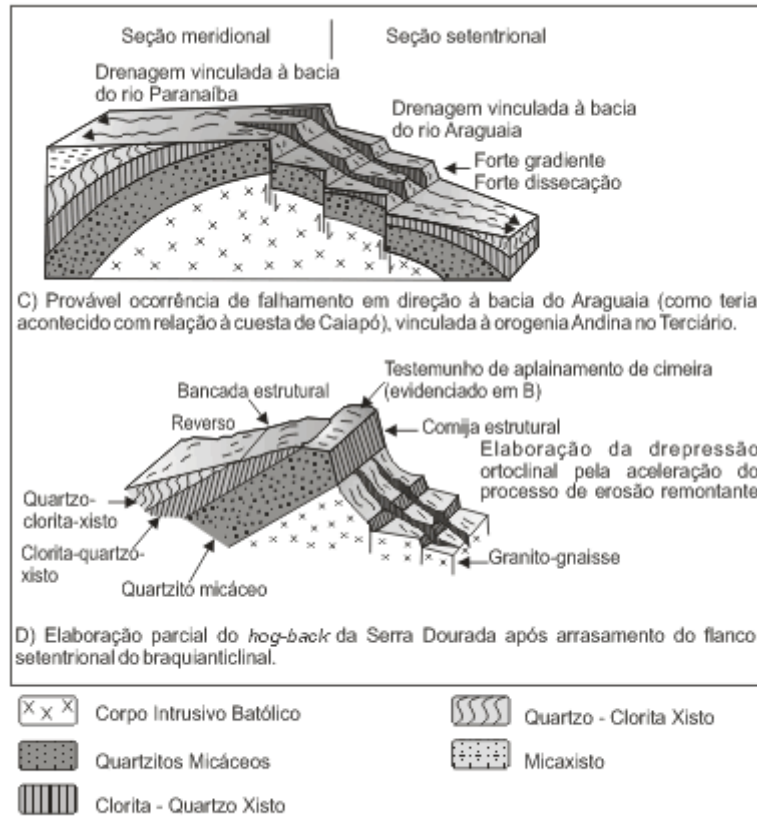


Fig. 2.32b - Evolução provável do *hog-back* da Serra Dourada.

2) Após dobramento (pré-cambriano) que resultou na elaboração da braquianticlinal (Fig. 2.32a) (sucessivos efeitos morfoclimáticos) , o processo de pediplanação terciária teria respondido pelo seccionamento da parte superior da anticlinal, atingindo a faixa dos quartzitos micáceos até então recobertos pelas seqüências de topo (clorita-quartzo xistos e quartzo-clorita xistos) evidenciadas na periferia do reverso (Fig. 2.32b). A organização da drenagem em fase climática úmida obedeceu à imposição morfoestrutural associada ao mergulho divergente. Este fato conferiu à rede de drenagem um padrão radial centrífugo. Além disso, a epigênese promoveu entalhamento generalizado dos talvegues.

3) Efeitos da tectônica quebrante, associados aos reflexos da orogenia Andina, foram sentidos no interior do continente brasileiro e foram responsáveis pela elaboração da calha do Araguaia e de uma rede pronunciada de falhamentos, que parecem ter atingido a seção setentrional da referida braquianticlinal (Fig. 2.32c). A drenagem é definitivamente partida, permanecendo a área setentrional, tectonicamente mais afetada, o que permitiu a aceleração dos efeitos erosivos. O forte gradiente intensificou a erosão remontante, enquanto a parte meridional, oposta, apresentou comportamento mais estável, apesar de os falhamentos transversais terem favorecido o entalhamento dos cursos cataclinais, originando as denominadas *cluses* (corte transversal ao eixo da anticlinal ou às direções de camada produzidas por cursos d'água).

4) Finalmente, tem-se o arrasamento total da parte setentrional da braquianticlinal, com exumação da estrutura subjacente, representada pelo Complexo Granulítico (granito-gnaisses) e continuidade evolutiva do flanco meridional, hoje caracterizado pelo reverso do *hog-back* em questão. (Fig. 2.32d).

Provavelmente no Pliopleistoceno, nova fase de clima agressivo seco foi responsável pela elaboração de pediplanos intermontanos , bem preservados nos topos interfluviais no sudeste do reverso, na região de Itaberaí -GO .

A resistência oferecida pelos quartzitos micáceos que compõem a cornija estrutural (*free face*), o forte mergulho das camadas (30 a 40 O), e o caráter intermitente de grande parte dos cursos anaclinais, atenuam os efeitos de uma evolução regressiva do *front* . No reverso, a topografia orientada pela estrutura e o uso e ocupação do solo (Cambissolos distróficos, com horizonte B incipiente), contribuem para algumas evidências de erosão acelerada, sobretudo comandada pelo escoamento concentrado.

b) Relevo do Tipo Dômico

O relevo do tipo dômico corresponde a uma estrutura circular resultante de atividade intrusiva (plutonismo ou fenômenos magmáticos) que provocou arqueamento da paleomorfolgia, com conseqüente elaboração de abóbada topográfica. Os melhores exemplos são observados em seqüências sedimentares que passaram a ter as seqüências litoestratigráficas em conformação com a disposição do corpo intrusivo. A elevada temperatura do material intrusivo gera metamorfismo de contato, alterando o comportamento físico ou as propriedades geomorfológicas das rochas.

A dimensão de um domo varia segundo a proporção do corpo intrusivo, que pode estar ou não concordante com as rochas encaixantes, ou segundo planos de estratificação ou de xistosidade. O *sill*, o lacólito, o lopólito e o facólito são exemplos de corpos intrusivos concordantes com as rochas encaixantes, enquanto o dique, o *neck*, a apófise e o batólito são discordantes. Esses corpos intrusivos são de origem tectônica, com material proveniente do sima ou parte superior do manto, embora os domos salinos sejam entendidos como resultantes de processos atectônicos (baixa densidade do cloreto de sódio que tende a ocupar um nível superior em relação às rochas sobrejacentes). O efeito intrusivo pode ocasionar anomalia geotérmica explicando, em determinadas situações, a gênese de águas termais.

Após efeitos erosivos, associados a processos epirogênicos positivos, a estrutura dômica tende a proporcionar o desenvolvimento de uma morfologia circular ou elíptica, dada a resistência não só do corpo intrusivo, como também das rochas encaixantes que foram submetidas a metamorfismo de contato. Em função dos processos erosivos o core intrusivo pode ser exumado, a exemplo dos dunitos e serpentinitos de Serra Negra, no município de Patrocínio, Minas Gerais (Casseti, 1977), ou permanecer encoberto, como no caso da Serra de Caldas Novas, GO, embora este seja também interpretado como antigo aparelho vulcânico preenchido por sedimento Terciário, considerando a disposição morfológica e inferências magnetométricas, ou ainda interceção de dobras.

A evolução de uma estrutura dômica pode ser esquematizada da seguinte forma:

a) Com a atividade intrusiva em uma determinada seqüência sedimentar de forma concordante, tem-se o arqueamento estrutural e a conformação dos estratos em função do corpo intrusivo, além de possível metamorfismo de contato (Fig.2.33). As camadas mais próximas ao core intrusivo tendem a apresentar um mergulho superior em relação às seqüências periféricas, com possibilidade de alternância de camadas de resistência variada.

b) Após efeito intrusivo, segundo exemplos brasileiros, o domo é submetido a efeitos morfoclimáticos agressivos (clima seco), responsáveis pelo recuo paralelo de vertentes, com tendência de pediplanação da área, podendo haver seccionamento das rochas arqueadas e exumação do core intrusivo (Fig. 2.34). Com o retorno do clima úmido, a drenagem é organizada obedecendo a um padrão radial centrífugo, em sincronia com os efeitos epirogênicos positivos, que ativam o entalhamento dos talvegues.

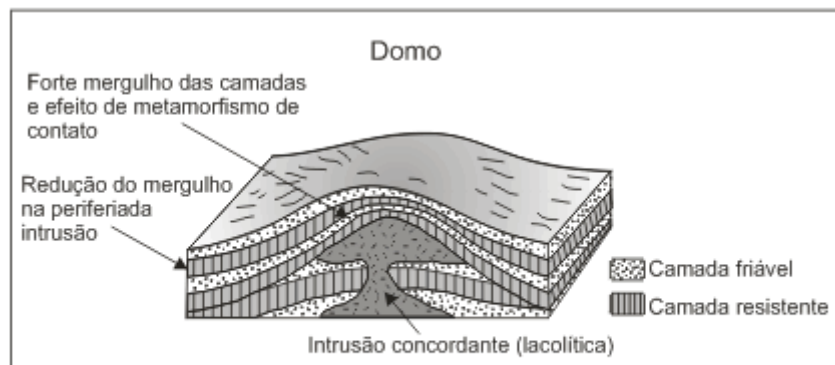


Fig. 2.33 - Intrusão Lacolítica responsável pela elaboração de uma estrutura dômica.

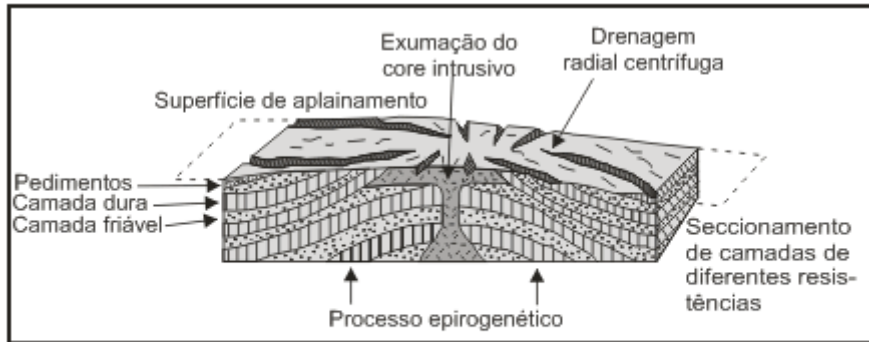


Fig. 2.34 - Processo de pediplanação responsável pela exumação do core intrusivo, seguido de um umedecimento climático e efeito epirogenético positivo.

c) À medida que a área vai sendo soerguida por efeito epirogenético positivo, os cursos cataclinais vão cortando, por epigenia ou superimposição, camadas de diferentes resistências, quando começam a aparecer, então, tributários ortoclinais, que se instalam nas camadas circulares de menor resistência, levando à configuração de um padrão de drenagem ânulo-radial. A partir de então, os cursos ortoclinais aprofundam os talwegues nas camadas circulares menos resistentes ou friáveis, proporcionando o destaque de saliências topográficas das seqüências resistentes e originando vales assimétricos. As seqüências resistentes assumem características de pequenos *hog-backs* também denominados cristas monoclinais (Fig. 2.35 e 2.36).

Os cursos cataclinais superimpostos, ao serem submetidos ao soerguimento crustal, entalham fortemente os talwegues, e na elaboração dos vales homoclinais pelos tributários ortoclinais, os cortes efetuados pelos primeiros se destacam sob forma de *gaps* ou gargantas epigênicas. As gargantas epigênicas são denominadas de *water gap*, quando atravessadas por cursos d'água, e *wind-gaps* quando a drenagem responsável pela sua gênese tenha desaparecido. Assim, a gênese de vales ortoclinais dissimétricos elaborados pelos cursos homônimos em camadas friáveis coloca em destaque as cristas monoclinais atravessadas por *gaps* epigênicas ou superimpostas pelos cursos cataclinais (Fig. 2.36).

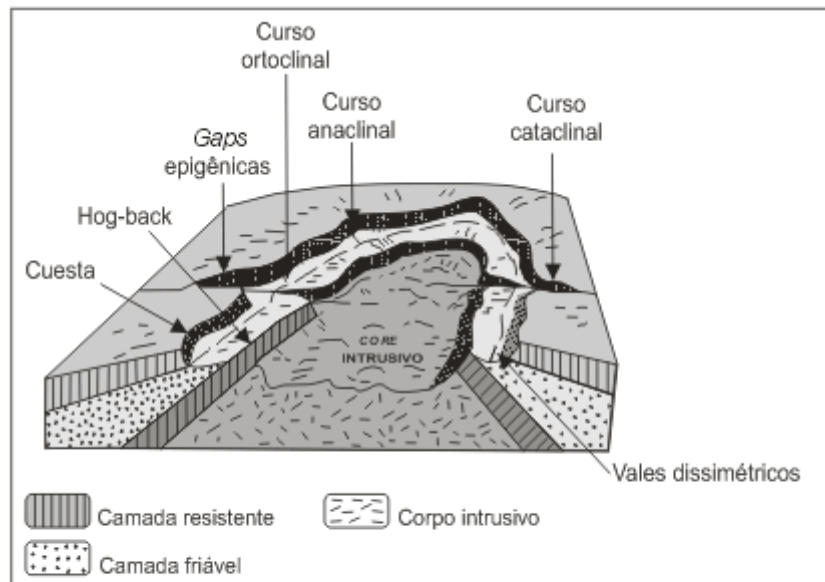


Fig. 2.35 - Observa-se a elaboração dos vales homoclinais (dissimétricos) pelos cursos ortoclinais (camadas friáveis), onde se destacam as cristas. Tem assim a disposição ânulo radial e a sucessão de gaps (gargantas) epigênicas nas camadas resistentes.

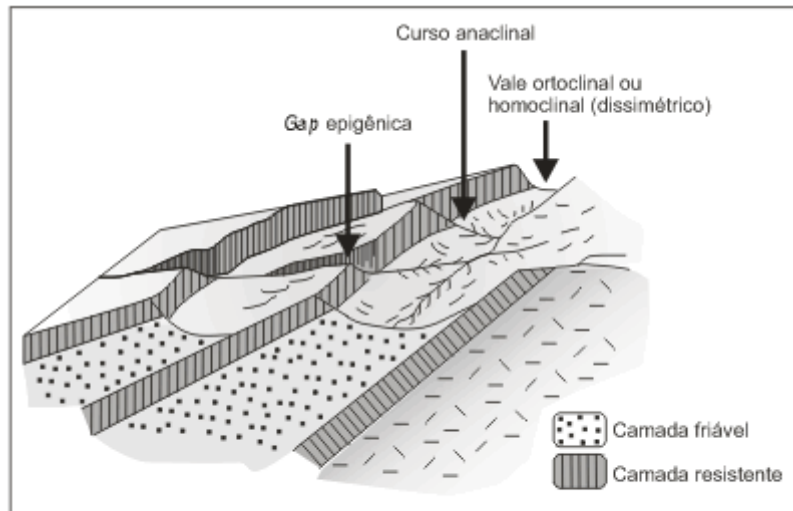


Fig. 2.36 - Observa-se, no detalhe, a sucessão de cristas monocliniais (material resistente) e vales dissimétricos (camada friável), com a participação de *gaps* epigênicas.

A dissimetria dos vales ortoclinais é estabelecida pela relação entre a perpendicularidade das camadas do *front* de uma crista monoclinial em relação ao reverso da crista anterior, que concorda com a disposição do mergulho.

Numa fase mais adiantada, a presença de cursos anaclinais, tributários dos ortoclinais, promove o recuo do *front* das cristas monocliniais por erosão remontante, sobretudo pelo forte gradiente. Observa-se mais uma vez que, quanto maior o gradiente de mergulho da camada, menor a tendência de evolução do *front* (Fig. 2.26).

O resultado desse estágio evolutivo permitirá a caracterização de uma morfologia representada pela sucessão de cristas e vales circulares, ou elípticos, associados ao comportamento do corpo intrusivo.

Como exemplo de relevo dômico tem-se o domo de Serra Negra, no município de Patrocínio, em Minas Gerais , que abrange uma área de aproximadamente 500 km² .

O corpo intrusivo, representado pelo dunito, processou o soerguimento dos sedimentos do Grupo Paranoá, carregando xenólitos provenientes do manto, bem como outras rochas do embasamento. Trata-se de materiais intrusivos com idade de 82 milhões de anos (Cretáceo Superior).

O caráter intrusivo determinou o arqueamento e lineamento estrutural concêntrico da seqüência estratigráfica e um mergulho das camadas de maneira centrífuga, a partir do core. Junto à massa dunitica exposta no setor norte, o mergulho de acamamento é da ordem de 65 ° , enquanto no sul é de 50 ° . Cerca de 50 falhas normais foram registradas, as quais, na maioria, após pediplanação terciária, foram ocupadas pela rede de drenagem radial (cursos cataclinais), o que favoreceu o entalhamento pronunciado dos talwegues.

Na seqüência litoestratigráfica, os quartzitos e folhelhos do Grupo Paranoá, metamorizados pela ação tectônica e depois seccionados pela pediplanação, que exumou parcialmente o corpo intrusivo, foram cortados indistintamente pela drenagem cataclinal (superimposição), favorecida pela rede de falhas radiais e efeitos epigênicos positivos, subseqüentes.

Com a organização dos cursos ortoclinais (tributários dos cataclinais) nas seqüências anelares, representadas pelos folhelhos sílticos ou argilosos, iniciou-se um processo de elaboração dos vales homoclinais dissimétricos com a conseqüente exposição dos quartzitos ou ortoquartzitos, constituindo sucessão de cristas monocliniais concêntricas.

O entalhamento processado pelos cursos cataclinais nas faixas quartzíticas, com elaboração de vales ortoclinais, resultou na exposição de *gaps* epigênicas.

O restante das formações - cobertura detrito-laterítica - que compõe o topo horizontalizado pediplanado do complexo dômico, denominado Chapadão do Ferro, encontra-se em processo de erosão remontante dos cursos cataclinais, onde é exumado o material pertencente ao corpo intrusivo (dunitos e serpentinitos). No topo, a 1.200 metros, desenvolve-se extenso lago atribuído à dissolução do carbonatito, que participa do referido corpo (Fig. 2.37).

A parte periférica do domo, além de submetida a processo de pediplanação intermontana nos folhelhos do Subgrupo Paraopeba, encontra-se parcialmente coluvionada por material proveniente da intemperização do dunito, que proporciona fertilidade natural com conseqüente aproveitamento do solo por atividades agrícolas.



Fig. 2.37 - Esquema simplificado do relevo do tio dômico de Serra Negra, Minas Gerais.

c) Relevos Esculpidos em Dobras

Dobra é uma curvatura ou flexão produzida em seqüências litoestratigráficas associadas a efeitos tectônicos. Para isso é necessário que o material submetido aos efeitos de compressão apresente condições de deformação plástica, muitas vezes obtida graças ao tempo de duração das forças aplicadas. As rochas apresentam um limite de resistência à compressão, o que explica as razões de umas se dobrarem por apresentar maior capacidade de deformação elástica, e outras, pelo estágio de pressão, ultrapassam o limite de resistência. Quando a pressão incidente ultrapassa o limite de resistência, tem-se a ruptura, que pode se comportar como uma fratura ou como uma falha. Esse fato explica porque o quartzito, ao ser submetido à compressão, se fratura com facilidade, sendo entendido como "incompetente" quanto à deformação, enquanto outras, como as próprias formações de argilas, são maleáveis à pressão, mantendo sua forma dobrada sem se fraturar, sendo denominadas de rochas "competentes".

As dobras estruturais são compostas de determinados elementos, como: a) sinclinais, que correspondem às partes côncavas das dobras; b) anticlinais, que representam os setores convexos; c) flancos, que correspondem aos lados que ligam a anticlinal à sinclinal; d) eixo ou charneira, que se refere à linha ao redor da qual se dá o dobramento; e) plano axial, correspondente à superfície que divide a dobra em duas partes similares (Fig. 2.38), indicando seu grau de simetria.

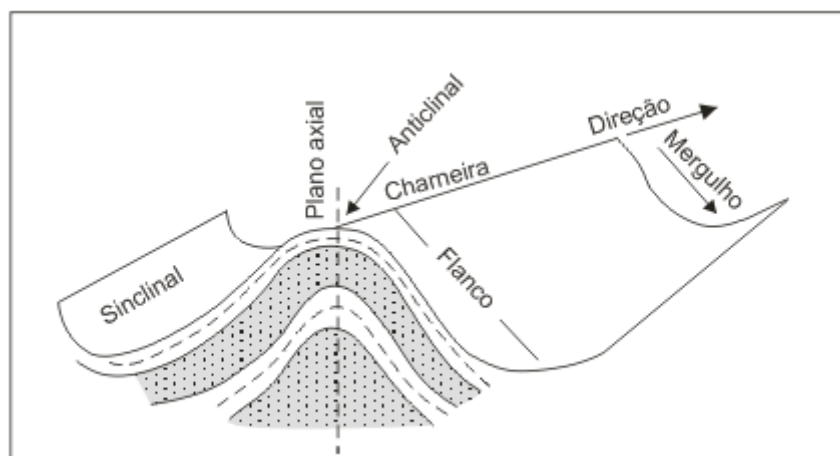


Fig. 2.38 - Elementos que compõem uma dobra.

Existem diferentes tipos de dobras, relacionadas ao próprio jogo das forças de compressão (anticlinal, sinclinal, monoclinal), que podem ser agrupadas em simétricas (quando existe simetria entre os flancos) e dissimétricas (quando não existe simetria).

Consideram-se dois tipos básicos de relevo elaborado em estrutura dobrada: o jurássico e o apalachiano, a serem descritos a seguir. Dada a duração de tempo necessária para a individualização desses tipos de relevos, encontram-se na presente abordagem vinculados aos efeitos tectônicos pré-cambrianos, sobretudo proterozóicos, ou ainda a material sedimentar dobrado em épocas que remontam ao Paleozóico.

d) Relevo do Tipo Jurássico

O relevo jurássico, nomenclatura proveniente do Jura, região dobrada da França, é o resultado da evolução morfológica de uma estrutura dobrada, onde a intercalação de camadas de diferentes resistências e as atividades morfogênicas em diferentes condições climáticas respondem pela inversão do relevo, ou seja, as anticlinais são arrasadas, por corresponderem a material friável, enquanto as sinclinais ficam alçadas, por serem individualizadas por rochas duras.

O processo evolutivo de um relevo do tipo jurássico pode ser assim suposto: a) Após dobramento em estrutura sedimentar, gerando arqueamento de camadas de resistências diferenciadas, as anticlinais, que constituem as saliências topográficas, podem ser submetidas a recuo paralelo por desagregação mecânica sob a ação do clima seco, tendo as sinclinais como níveis de base. Os mecanismos morfogênicos mecânicos ao longo do tempo geológico originam pediplanação, com destruição das anticlinais, enquanto parte do material resultante da desagregação inuma as sinclinais (Fig. 2.39). Assim, as camadas dobradas, de diferentes graus de resistência, são seccionadas e parcialmente mascaradas por coberturas detrítico-lateríticas.

Com o retorno do clima úmido, imagina-se a organização de um sistema hidrográfico representado inicialmente por cursos ortoclinais, ocupando indistintamente eixos de sinclinais pedimentadas ou anticlinais seccionadas. Efeitos epigenéticos positivos contribuiriam para o entalhamento dos talwegues e a conseqüente erosão diferencial.

b) Após entalhamento significativo dos talwegues, a área pode novamente ser submetida à morfogênese mecânica (clima agressivo), causando desde simples reafeiçoamento das vertentes por recuo paralelo, com abertura lateral de vales, até o desenvolvimento de pediplanos intermontanos, dependendo apenas da duração do período seco (Fig. 2.40).

No esquema representado (Fig. 2.39), os cursos ortoclinais, localizados no eixo das sinclinais, entalham menos que os localizados na chameira arrasada da anticlinal, determinada pela diferenciação litológica, ou seja, enquanto os primeiros são interrompidos por camada resistente, o outro se organiza e se desenvolve em camada friável, visto que o *mont* (capa resistente do anticlinal) teria sido arrasado anteriormente por processo de pediplanação.

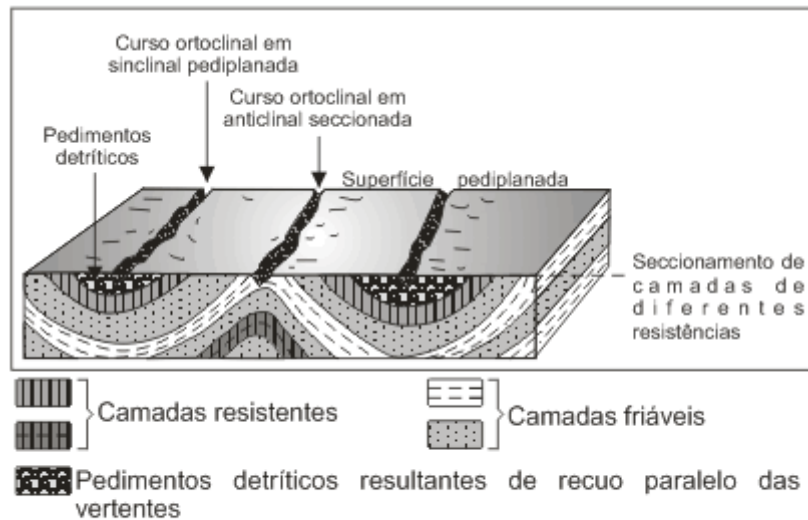


Fig. 2.39 - Relevo dobrado submetido a pediplanação em clima seco, com posterior entalhamento de talvegues em clima úmido.

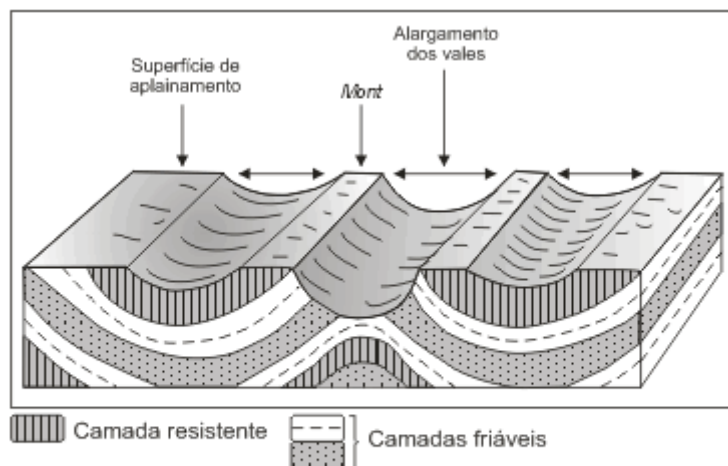


Fig. 2.40 - Após entalhamento diferencial dos talvegues (clima úmido por esforço epirogenético), a área é submetida a novo recuo paralelo pelo domínio da morfogênese mecânica em clima seco.

c) Após a possibilidade de abertura dos vales, com o retorno ao clima úmido, verifica-se tendência de reorganização da drenagem, onde novos tributários dos paleocursos ortoclinais aparecem (Fig. 2.41). Tem-se assim, a inversão do relevo, com sinclinais alçadas, mantidas por resistência litológica, se comportando como cornijas estruturais, e anticlinais entalhadas, por corresponderem a seqüências de materiais fráveis.

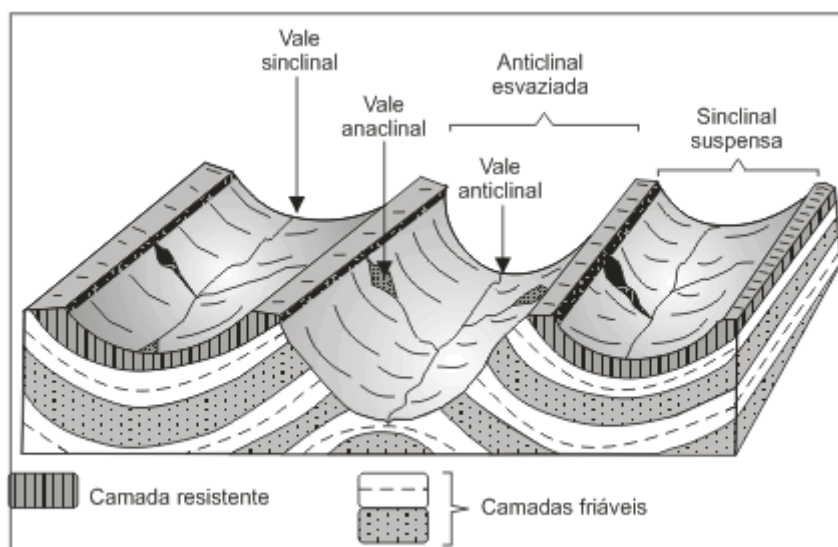


Fig. 2.41 - Inversão de relevo, caracterizando o relevo jurássico.

Como exemplo de relevo do tipo jurássico em Goiás, pode-se considerar a inversão morfoestrutural a leste da cidade de Niquelândia. O relevo é marcado por sinclinais suspensas, revestidas por camadas do Grupo Paranoá (Proterozóico Superior), enquanto a anticlinal arrasada é representada por seqüência do Grupo Araí (Proterozóico Médio). A anticlinal arrasada é individualizada por metassiltitos, com restos de flancos resistentes denominados *gret* (escarpa de camada dura de flanco da anticlinal, voltada para o interior da *combe*), representados pelos quartzitos (Formação Trairas do Grupo Araí). As sinclinais suspensas encontram-se mantidas pelos quartzitos (continuação do *mont*) inumadas por restos de sedimentos silto-arenosos do Grupo Paranoá (Fig. 2.42).

Admite-se que o dobramento em questão esteja provavelmente relacionado ao ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior), envolvendo as seqüências metassedimentares dos Grupos Araí (Formação Trairas) e Paranoá.

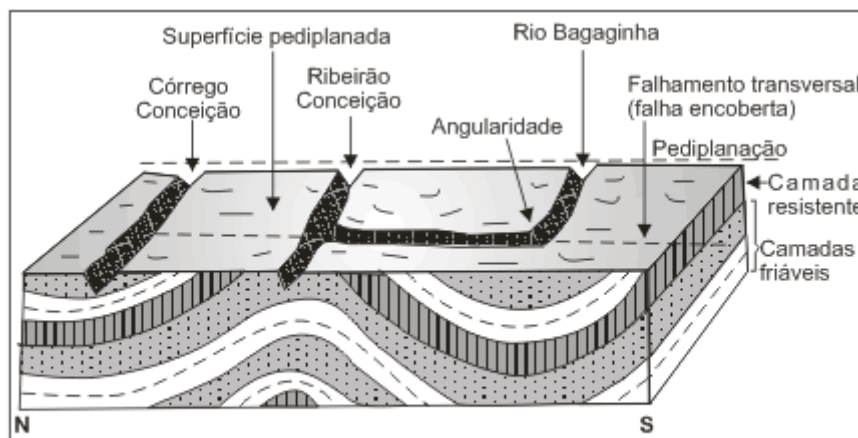


Fig. 2.42 - Organização da drenagem superimposta, com implicação tectônica responsável pela gênese da *cluse*.

Após processo de pediplanação, que teria ocasionado o seccionamento de ambas as formações, organizou-se a drenagem, com conseqüente soerguimento epirogenético, onde os cursos entalharam seus talvegues em grau diferenciado pela alternância litológica.

Deve-se considerar ainda que a provável existência de falha perpendicular ao eixo do anticlinal teria ocasionado um desvio angular do Rio Bagaginha, no início da superimposição, rompendo o flanco da anticlinal quartzítica e originando uma *cluse* (passagem de um rio através de um *mont*). O Rio Bagaginha, após organizar-se ao longo do eixo da sinclinal meridional (sentido E-W), muda abruptamente de direção (S-N), devido ao falhamento transversal, razão do rompimento do quartzito, dando origem à referida *cluse*. Quando penetra na anticlinal arrasada, recebe o ribeirão Conceição, passando novamente a assumir a direção E-W, até desaguar no Rio do Peixe (Fig. 2.43).

Após o entalhamento da drenagem, associado a esforços epirogenéticos positivos, com grau diferenciado de erosão dada a variação litoestratigráfica, a área foi submetida à morfogênese mecânica (clima seco), levando à abertura de vales. Com o retorno do clima úmido, a drenagem foi reorganizada, dando prosseguimento à individualização da inversão do relevo (Fig. 2.43).

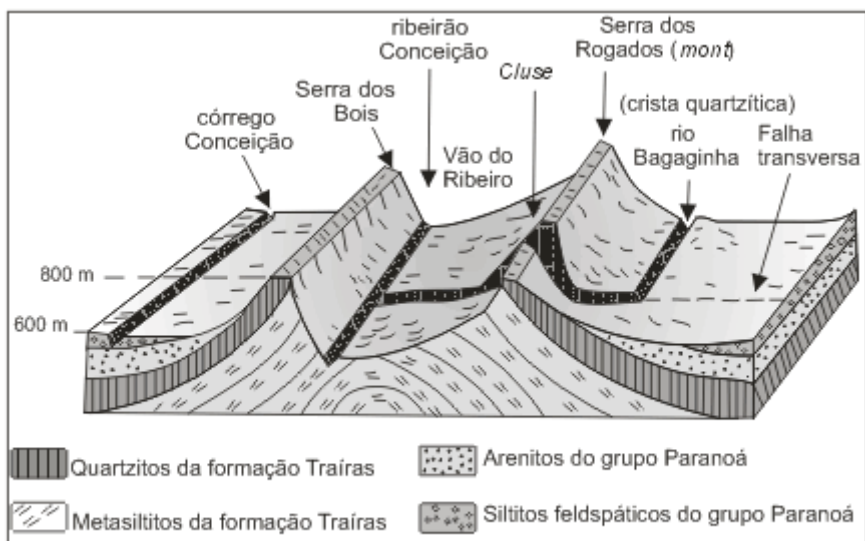


Fig. 2.43 - Relevo do tipo jurássico em Niquelândia, Goiás.

A anticlinal “esvaziada”, representada pelas cotas dos 500 metros, corresponde ao Vão do Ribeiro, caracterizado pelos metassiltitos da Formação Traíras, deprimido entre restos de flancos da anticlinal (*cret*), caracterizados pelas serras dos Bois (700 metros) e dos Rogados (800 metros) ou Larga (cristas quartzíticas), evidenciando-se, na última, a presença de *cluse* escavada por superimposição do rio Bagaginha. Nas sinclinais suspensas (600 metros), são encontrados restos das seqüências sedimentares (siltitos e arenitos) do Grupo Paranoá.

e) Relevo do Tipo Apalacheano

Enquanto o relevo do tipo jurássico é entendido como o resultado de inversão do relevo a partir de uma sucessão regular de dobras, o apalacheano se caracteriza pelo paralelismo de cristas e vales, originados a partir de total aplainamento de estrutura dobrada.

Para compreender a evolução do relevo apalacheano devem ser consideradas as seguintes premissas:

a) O material dobrado e aplainado deve ser heterogêneo, para expor seqüências paralelas, representadas por camadas duras e tenras ou friáveis;

b) Organização de drenagem, associada a efeito epirogenético positivo, responsável pela retomada erosiva.

No presente caso podem existir também sinclinais suspensas ao lado de anticlinais arrasadas, normalmente isoladas ou integrando um conjunto caracterizado por sucessão de cristas. As cristas são constituídas por rochas resistentes enquanto os vales identificados por rochas tenras. A morfologia resultante, a exemplo das sinclinais alçadas da Chapada dos Veadeiros, não se enquadra no conceito genético de relevo do tipo jurássico.

Para se compreender o processo evolutivo do relevo apalacheano, que praticamente obedece aos mecanismos descritos no relevo jurássico, admite-se que:

a) Após processo de pediplanação, que gerou extensa superfície de erosão, houve um período de umedecimento climático, no qual organizou-se o sistema hidrográfico, comandado por curso cataclinal que se superimpôs e entalhou progressivamente seus talvegues, cortando camadas de diferentes resistências (Fig. 2.44).

b) À medida que o curso cataclinal definiu o seu leito, rompendo camadas de resistências diferentes, começaram a aparecer tributários ortoclinais, orientados pelas camadas de menor resistência, paralelos à

direção das dobras. Formou-se, portanto, uma drenagem do tipo retangular, com confluências ortogonais, e possibilidade de ocorrência de "baionetas"¹⁵.

Uma fase agressiva intermediária deve ter ocorrido para favorecer o alargamento de vales, com elaboração de níveis de embutimento pediplanados.

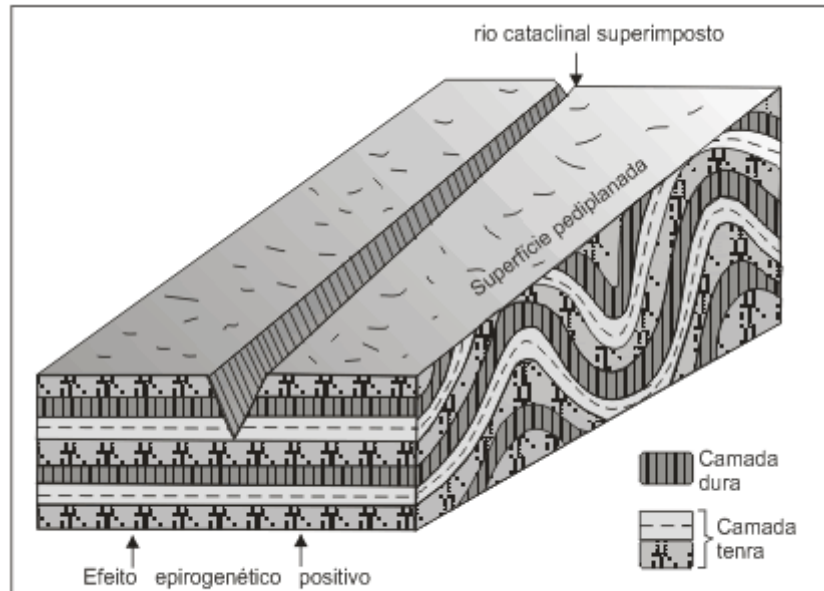


Fig. 2.44 - Processo de superimposição de um curso cataclinal, a partir de uma superfície pediplanada.

A continuidade da evolução da morfologia, comandada pelo sistema hidrográfico, proporciona a caracterização tipológica do relevo apalachiano, o que define com precisão a sucessão de cristas e vales paralelos, com as respectivas denominações (Fig. 2.45) .

Cristas monoclinais, anticlinais ou sinclinais são mantidas por camadas resistentes, e vales anaclinais, cataclinais e sinclinais, por camadas tenras, com possibilidade de inversão de relevo.

Como exemplo de relevo do tipo apalachiano, pode-se considerar a sucessão de cristas e vales paralelos evidenciados no município de Alvorada, Estado do Tocantins, à margem esquerda do rio Tocantins, nas proximidades da confluência com o Rio Paraná. A imagem de radar permite a nítida observação do aspecto morfológico considerado, cuja seção periclinal¹⁶ da dobra (fechamento da dobra) é denominada regionalmente de Serra Grande.

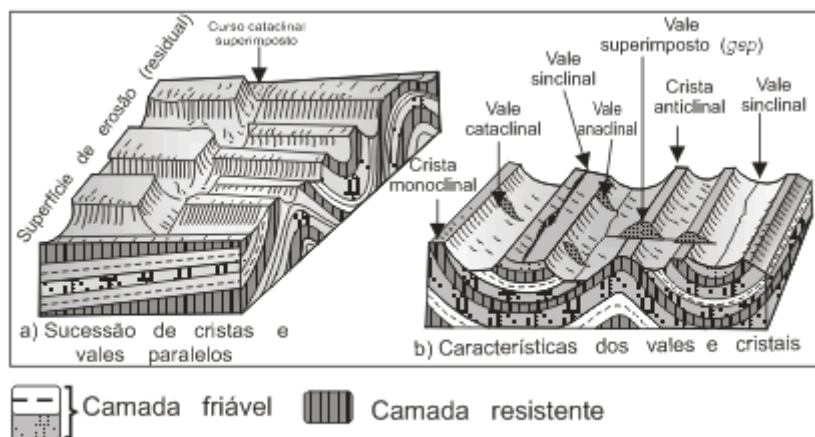


Fig. 2.45 - Aspectos gerais do relevo tipo apalachiano.

O relevo em foco encontra-se esculpido em estrutura dobrada no Proterozóico, representada pelo Grupo Araxá. Localmente apresenta-se individualizado por seqüências estratigráficas diferenciadas (metassedimentos), caracterizadas pelos quartzitos (cristas) e micaxistos (vales).

Os testemunhos da pediplanação que seccionou restos de cristas aos 900 metros de altura, se constituem no estágio referencial para o entendimento do processo evolutivo desse relevo.

Assim, torna-se possível entender esse processo com a organização de um sistema hidrográfico ortoclinal, em superfície aplainada, onde efeitos epirogênicos positivos, ao mesmo tempo em que proporcionavam entalhamento dos talwegues, permitiam a acomodação dos referidos cursos nas seqüências menos resistentes, no caso específico representadas pelos micaxistos.

Apesar da ausência de subsídio para maior esclarecimento, admite-se que os vales tenham sido relativamente alargados pela morfogênese mecânica, sob condição de clima seco. Uma nova fase de clima úmido teria restabelecido a drenagem e permitido o desenvolvimento de tributários anaclinais e cataclinais, tendo os primeiros, contribuído para o recuo paralelo de cristas monoclinais (Fig. 2.46).

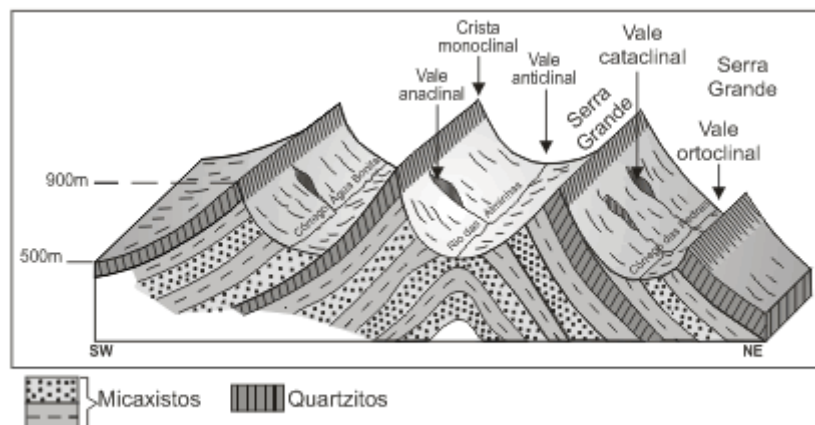


Fig. 2.46 - Relevo do tipo apalacheano em Alvorada, TO.

A presença de algumas falhas transversais favoreceu o desenvolvimento de cursos que foram superimpostos, como o córrego Porteira, formando *gaps* (localizadas mais ao norte, não evidenciadas no esquema), sem qualquer característica genética comandante da referida evolução, o que levou à justificativa considerada, quanto à ausência de um curso cataclinal responsável pelo processo inicial.

Cursos ortoclinais, como os córregos das Pedras e Água Bonita, originaram vales ortoclinais nos micaxistos do Grupo Araxá, ou vale anticlinal, como no caso do rio das Alminhas. O entalhamento dos talwegues, associado aos fenômenos denudacionais subseqüentes, permitiram o destaque das cristas monoclinais ou isoclinais quartzíticas, truncadas durante o processo de pediplanação.

f) Relevo Elaborado em Estrutura Falhada

Quando as forças de compressão, associadas às atividades tectônicas, rompem o limite de resistência de determinada rocha, sobretudo aquelas incompetentes, que não resistem a esforços de dobramento, tem-se a origem de rupturas, como as caracterizadas pelas fraturas ou falhamentos. A origem da falha está no deslocamento relativo dos blocos contíguos ao longo de uma fratura, favorecido por efeitos de tensão. O plano sobre o qual se dá o deslocamento é denominado plano de falha, cuja fratura pode ser preenchida por material fragmentado, resultante do tritramento da própria rocha com o atrito, conhecido por brecha de falha ou milonito. A parte exposta, resultante do deslocamento, é denominada espelho tectônico, que submetido à erosão converte-se em escarpa de falha. O deslocamento dos blocos, muitas vezes identificados por camadas-guias, como as seqüências litoestratigráficas que se deslocaram em função do falhamento, é conhecido como rejeito (Fig. 2.47).

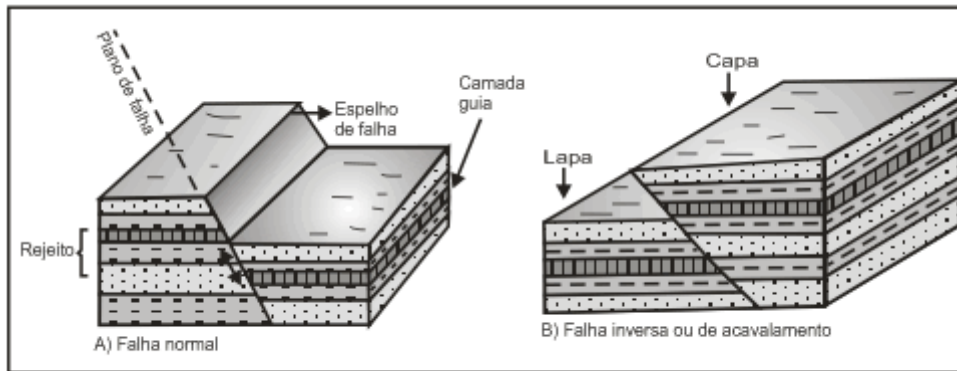


Fig. 2.47 - Elementos geométricos das falhas.

Na análise evolutiva de um relevo falhado devem ser levados em consideração os diferentes tipos de falhas, como as normais, as transcorrentes ou de deslocamento horizontal, sistemas de falhas que explicam a gênese de fossas tectônicas, dentre outros. Além do tipo de falha deve-se considerar as respectivas intensidades e grau de complexidade relacionados com os demais componentes estruturais, o que acarretará diferenciação evolutiva e caracterização da morfologia resultante.

Os relevos originados por falhamento dependem do arranjo e extensão dos deslocamentos que afetam preferencialmente regiões cristalinas, dada a rigidez das rochas e a sucessão de forças de compressão a que foram submetidas. No domínio cristalino as falhas encontram-se quase sempre relacionadas aos respectivos ciclos tectogênicos, ou foram remobilizadas por ocasião da orogenia andina, como acontece ao longo da costa oriental brasileira. A colisão de placas no Terciário repercutiu inclusive nas bacias sedimentares, como no deslocamento de blocos na borda ocidental da bacia do alto Paraná, exemplificado pelo *front* da Serra do Caiapó, e até mesmo em seqüências mais modernas como em bancadas ferruginosas do Terciário Médio, na região de Brasília.

No caso de falhamento normal, pode-se estimar evolução morfológica a partir da organização do sistema hidrográfico, que, se estiver estruturalmente conforme, poderá intensificar a erosão remontante na escarpa de falha em função do forte gradiente produzido. O entalhamento pronunciado de talwegues em gradientes relacionados a espelhos de falhas normais tenderá a elaborar, numa primeira fase, facetas trapezoidais. A abertura progressiva dos vales, decorrentes do processo de denudação, proporcionará a transformação das facetas trapezoidais em triangulares (Fig. 2.48).

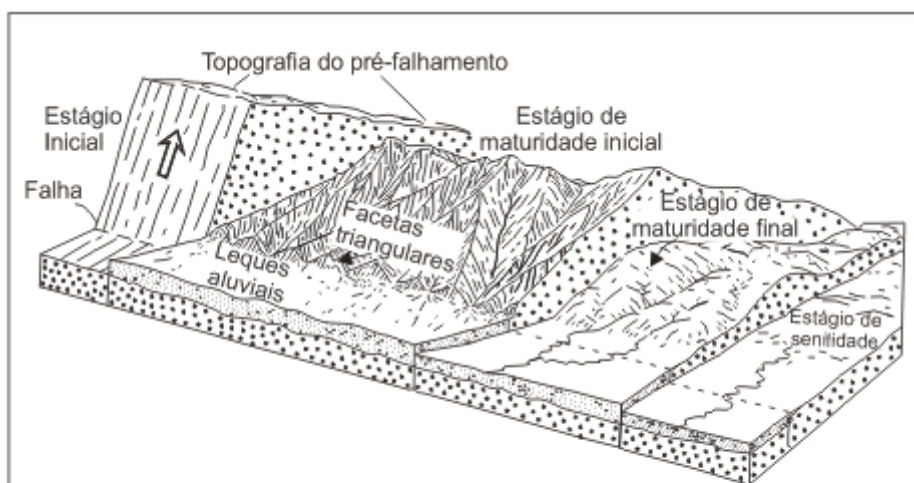


Fig. 2.48 - Evolução provável de uma escarpa de falha. A terminologia e as formas são Davisianas e a seqüência temporal é amplamente utilizada em geomorfologia (Strahler, 1971).

Uma falha elaborada em seqüências litoestratigráficas de resistências diferentes pode evoluir para a inversão topográfica do relevo. Admitindo-se que a escarpa de falha encontra-se protegida por camada resistente, sobrejacente a seqüências tenras, e seja submetida à ação remontante de cursos conformes ou cataclinais, estima-se a seguinte possibilidade evolutiva:

a) Os cursos consequentes, em decorrência do forte gradiente produzido pela falha, tendem a entalhar a escarpa, atacando inicialmente o material friável subjacente à cornija. Com a redução gradativa da seqüência friável pode-se ultrapassar o limite de sustentação proporcionado pelo centro de gravidade da rocha, resultando na aluição da camada resistente sobrejacente (Fig. 2.49a). Assim, progressivamente, a escarpa vai sendo erodida, transformando-se em "escarpa herdada de falha" (Fig. 2.49b), enquanto o bloco deprimido permanece inalterado e protegido pela seqüência resistente, que corresponde à camada sobrejacente da própria escarpa. A erosão mais ativa nos terrenos tenros que compõem a escarpa pode evoluir até fazer com que o bloco originalmente elevado fique rebaixado em relação ao terreno resistente, correspondente ao bloco oposto, outrora deprimido. A partir de então, tem-se o desenvolvimento de "escarpa de linha de falha", com inversão do relevo e, conseqüentemente, do sistema hidrográfico (Fig. 2.49c).

O processo pode ser reiniciado em situação oposta, até que a erosão diferencial ressalte novamente o plano de falha original, promovendo o rejuvenescimento da escarpa.

Além dos efeitos morfoestruturais da tectônica quebrante no relevo, observam-se também implicações no comportamento hidrográfico.

Às vezes, as discrepâncias topográficas processadas por deslocamento de blocos foram mascaradas pelos efeitos morfoclimáticos subseqüentes, podendo ser inferidas através de anomalias no próprio traçado dos cursos d'água. Um dos efeitos principais da tectônica quebrante na disposição dos rios é evidenciado pelas angularidades, como as retangulares ou dendríco-retangulares, particularizando determinado padrão de drenagem. A angularidade, conforme o próprio nome indica, refere-se a mudanças bruscas, às vezes ortogonais, na disposição de um curso d'água, evidenciando-se a gênese de "baionetas", acepção dada à sucessão de angularidades, como mostra o esquema referente ao baixo Ribeirão Anicuns, em Goiânia-GO (Fig. 2.50).

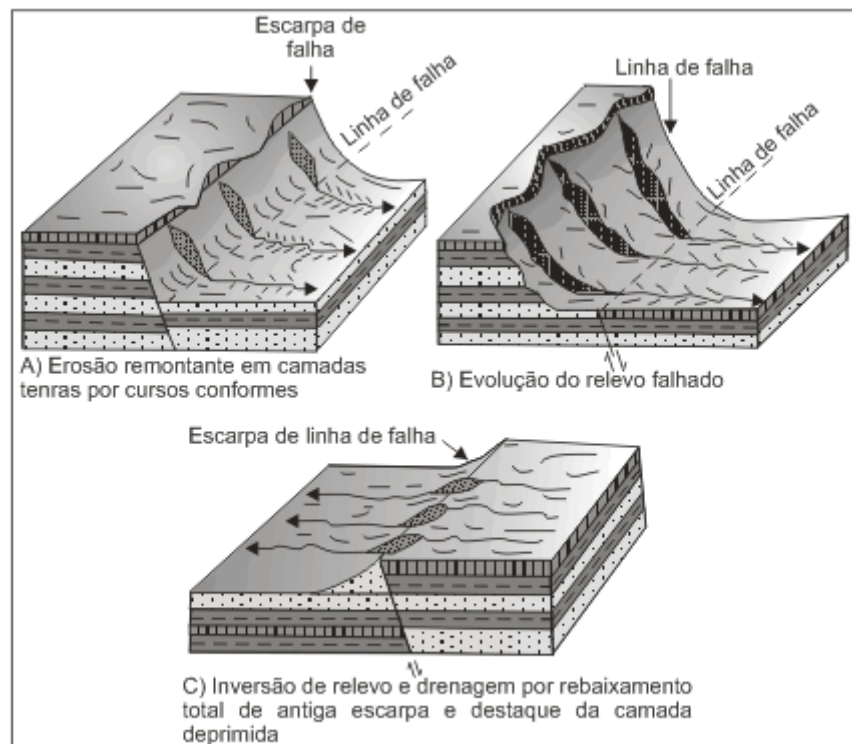


Fig. 2.49 - Estágio evolutivos de um relevo falhado.

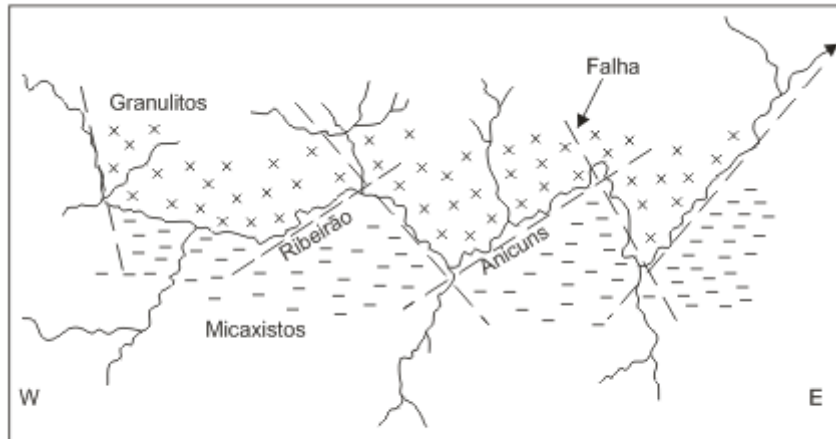


Fig. 2.50 - Angularidades associadas a falhamento no ribeirão Anicuns, em Goiânia.

Como exemplo goiano de relevo elaborado em estrutura falhada, tem-se a Serra Geral do Paranã, utilizando-se a seção esquemática localizada nas proximidades de São Gabriel de Goiás, município de Planaltina-GO.

A serra Geral do Paranã corresponde à escarpa herdada de falha inversa, cuja capa é formada por quartzitos do Grupo Paranoá (anteriormente caracterizado como formação basal do Grupo Bambuí), que cavalam os arcóseos da Formação Três Marias (formação ou seqüência de topo do referido grupo). Enquanto o pediplano de cimeira, sustentado pelos quartzitos (capa), encontra-se marcado pelas cotas de 1.200 metros, a zona deprimida (lapa) caracterizada pela Formação Três Marias, correspondente ao pediplano intermontano do Vão do Paranã, é individualizado pelas cotas médias dos 600 metros. Além do deslocamento estrutural produzido por falhamento, a erosão diferencial comandada pelo sistema hidrográfico, submetido aos efeitos epigenéticos, processou diferença topográfica da ordem de 600 metros (Fig. 2.51).

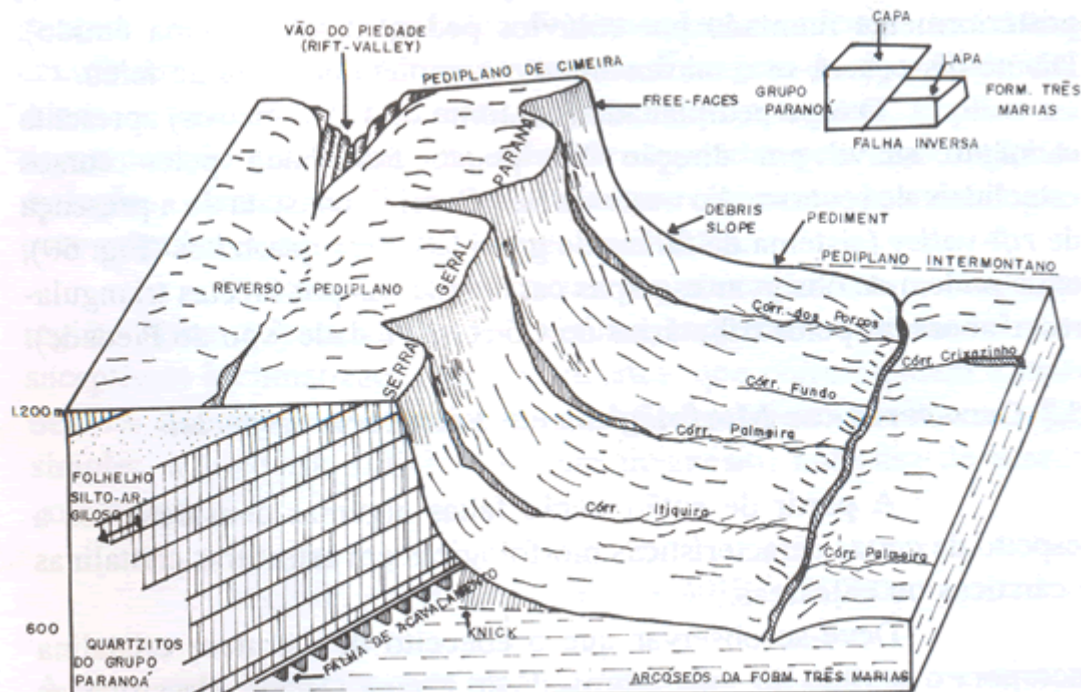


Fig. 2.51 - Escarpa herdada de falha da Serra Geral do Paranã

Admite-se que a escarpa resultante tenha sofrido recuo significativo quando da ação prolongada da morfogênese mecânica, responsável pela elaboração do pediplano intermontano. Com a organização da drenagem decorrente de uma nova fase de clima úmido, os cursos anaclinais, como os córregos Itiquira,

Palmeira e dos Porcos, contribuíram para a continuidade da evolução da escarpa, o que pode ser comprovado pela existência de uma série de recuos no *front*, associados à erosão remontante, proporcionando “festionamento” relativo. Apesar do elevado gradiente, o forte mergulho das estruturas metassedimentares atenua o ataque erosivo processado pelos cursos anaclinais. Os boqueirões resultantes da erosão remontante na escarpa encontram-se ocupados por vegetação herbáceo-arbustiva, identificando o caráter de estabilidade relativa do relevo.

Abaixo da cornija estrutural (*free-face*) inicia-se a zona de deposição de detritos (*debris slope*) que transgride em direção ao pediplano intermontano. A disposição concavizada do tálus é explicada pela existência de pedimentos detríticos que recobrem o *knick* resultante do recuo paralelo do *front* por morfogênese mecânica, posteriormente inumado por colúvios pedogenizados (clima úmido). Assim, tem-se o mascaramento completo da linha de falha.

O topo pediplanado aos 1.200 metros, com relevo suavemente dissecado em formas tabulares, apresenta caimento suave em direção W, pouco trabalhado pelos cursos cataclinais de reverso. Ao norte de São Gabriel, a presença de *rift-valley* (sistema de falhas de gravidade) em quartzitos (Fig. 2.51), gera escarpas caracterizadas por facetas triangulares, elaboradas pelos tributários do córrego Piedade. O córrego Piedade, encaixado em falha paralela ao topo da escarpa, elaborou um vale amplo e profundo, conhecido regionalmente como Vão do Piedade.

2.2.1.3. Características morfológicas em estruturas cársticas e cristalinas

Serão feitas algumas considerações a respeito das principais características morfológicas em estruturas cristalinas e cársticas ou calcáreas, procurando ressaltar o caráter evolutivo com base no jogo de forças contrárias e reações específicas.

a) Relevo em Estrutura Cristalina

A estrutura cristalina incorpora a noção de “plataforma” conceituada anteriormente, classificada em paraplatформа e ortoplatформа. A primeira constitui-se de embasamento menos consolidado que a última. As paraplatformas recobrem-se de sedimentos típicos de plataforma, de espessuras geralmente maiores que as verificadas sobre as ortoplatformas, além de freqüentemente menos maduros e extensos. As paraplatformas resultam de “aulacógenos”, que são grandes fossas tectônicas, como os *rift valleys* africanos, preenchidos de sedimentos que foram comprimidos por reativação das “ortoplatformas”.

As evidências morfológicas associadas às estruturas cristalinas não se restringem àquelas vinculadas ao processo genético das rochas ígneas, mas também às metassedimentares, submetidas aos efeitos tectônicos, sobretudo proterozóicos, aos quais deve-se incorporar manifestações de natureza ácida e ultrabásica.

As rochas cristalinas apresentam características próprias, decorrentes de condições específicas quanto a estrutura e textura. Apesar de possuírem baixo grau de permeabilidade, apresentam rede pronunciada de fraturas e diáclases, e considerável heterogeneidade de minerais, contribuindo para o processo de intemperização química. A impermeabilidade e os efeitos tectônicos contribuem para a caracterização de uma drenagem do tipo dendrítica. A rede de diáclases, muitas vezes ortogonal, acelera a decomposição esférica em ambientes úmidos, dando origem aos “matações” e às morfologias convexas.

O mecanismo essencial de alteração das rochas nas regiões intertropicais úmidas é a hidrólise, enquanto os elementos mais suscetíveis à climatização são os silicatos, que correspondem a mais de 70% dos minerais presentes na superfície terrestre. Maiores considerações sobre o processo de hidrólise serão feitas no capítulo seguinte.

A água pura ioniza apenas ligeiramente, mas reage com os silicatos, facilmente intemperizáveis. A reação implica destruição praticamente completa da rede silicatada original, com remoção do íon magnésio ou potássio, no caso do ortoclásio.

A seqüência de Goldich (1938), apresentada no próximo capítulo, mostra a resistência dos minerais à hidrólise, considerando as rochas aluminossilicáticas. O autor estabelece a seguinte ordem quanto ao grau de estabilidade dos minerais frente à hidrólise: plagioclásio cálcico, plagioclásio sódico, feldspato potássico, muscovita e quartzo. A seqüência explica as razões de se considerar o quartzo como importante testemunho nos depósitos correlativos, com participação na maioria dos paleopavimentos, ao contrário dos ferromagnesianos e dos plagioclásios que apresentam alta suscetibilidade à intemperização química.

Trabalhos como de Strakhov (1967, apud Choley & Schumm, 1985), demonstram os efeitos do clima na intemperização das rochas (Fig. 3.2). Como exemplo, a elevada precipitação na zona intertropical se reflete na profundidade do material meteorizado. Consta-se ainda a importância da hidrólise na espessura do material sializado (ver capítulo seguinte). De maneira geral deduz-se que a intensidade e a frequência dos sistemas morfoclimáticos determinam as particularidades no grau de convexização das formas, comandadas principalmente pela densidade hidrográfica. Assim, enquanto no domínio de climas quentes e úmidos os granitos originam formas de "mares-de-morros", com dissecação de moderada a forte, nos quentes e subúmidos mantêm-se as paleoformas nos topos interfluviais, como os remanescentes de aplainamento relacionados à agressividade pretérita de clima seco. A forte incisão da drenagem no domínio dos "mares-de-morros", responsável pelas formas convexas, pode ser atribuída ao ajustamento tectônico Terciário aliado à orogenia Andina. A preservação parcial de pediplanos nas faixas intertropicais subúmidas é justificada pelo menor grau de dissecação em relação à evidenciada no clima úmido (Fig. 2.52). Ab Sáber (1966) observa que "o domínio dos 'mares-de-morros' corresponde à área de mais profunda decomposição das rochas e de máxima presença de mamelonização topográfica, em caráter regional, de todo o país. A alteração das rochas cristalinas e cristalofílicas atinge aí o seu maior desenvolvimento, tanto em profundidade quanto em extensão, chegando a ser universal para enormes setores das regiões serranas acidentadas dos planaltos cristalinos do Brasil de Sudeste".



Fig. 2.52 - Alguns aspectos morfológicos em rochas cristalinas observando implicações paleoclimáticas.

Outras vezes constata-se a presença de formas convexo-côncavas, como no domínio cristalino das regiões temperadas, determinadas pela redução da capacidade de transporte do sistema fluvial, que contribui para o acúmulo gradativo de material na base da vertente.

Além das implicações climáticas na diferenciação morfológica, a serem consideradas oportunamente, há de se considerar o significado de certas rochas, como os embrechitos, de elevada resistência, proporcionando o desenvolvimento de "pães-de-açúcar", correspondentes a maciços *inselbergs*, caracterizados por vertentes íngremes, muitas vezes superiores a 40°, que, além de dificultarem o desenvolvimento da pedogênese, são altamente suscetíveis à esfoliação.

É comum observar, principalmente nas rochas cristalinas do sudeste brasileiro, elevado grau de dissecação determinado pela tectônica quebrante, associada a efeitos epirogenéticos positivos, vinculados à orogenia andina.

Parece existir amplo consenso quanto ao entendimento de que as rochas cristalofílicas ou metamórficas integram as estruturas cristalinas. Assim, comparativamente observa-se, em condições de clima úmido, que os xistos ou micaxistos são menos resistentes que os quartzitos, os quais proporcionam o desenvolvimento de relevos monoclinais, como os *hog-backs*, individualizando as cornijas estruturais.

Os gnaisses dificilmente originam relevos monoclinais, visto que os planos de xistosidade são menos expressivos, proporcionando-lhes um comportamento morfológico mais próximo aos granitos.

Como exemplo goiano de evolução morfoestrutural cristalina, consideram-se as províncias serranas de Niquelândia, Canabrava e Serra da Mesa. A Serra da Mesa, constituída por granito do mesmo nome, é marcada por eixo de braquianticlinal em rocha ígnea intrusiva. A reativação tectônica do Proterozóico originou disposição monoclinial das rochas encaixadas, representadas por intercalações de xistos e quartzitos do Grupo Araxá.

A topografia imposta pelo arqueamento produzido pelo corpo intrusivo, após processo de pediplanação responsável pelo truncamento das rochas, foi intensamente dissecada pelo sistema de drenagem cataclinal, ajustando-se à rede de falhamento radial associada às manifestações tectônicas. Os cursos cataclinais

cortaram as seqüências araxáides de diferentes resistências (xistos e quartzitos), enquanto os cursos ortoclinais, organizados posteriormente, entalharam seus talwegues nas seqüências xistosas, ressaltando a imponência das cristas monoclinais quartzíticas (Fig . 2.53).

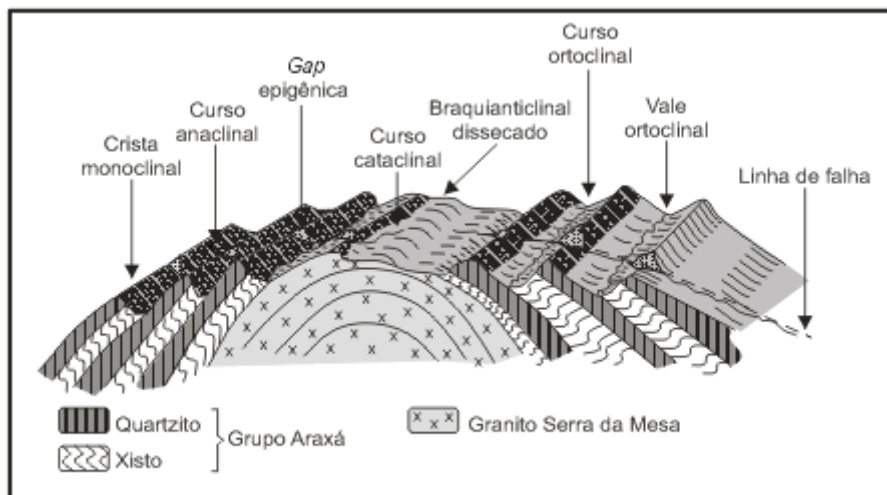


Fig. 2.53 - Braquianticlinal da Serra da Mesa - Goiás.

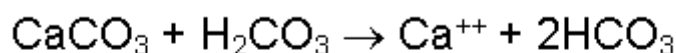
O mosaico de radar da Serra da Mesa mostra forte imposição estrutural no traçado do Rio Maranhão, que depois de submetido a forte angularidade determinada pela resistência do granito Serra da Mesa, passa a ocupar seqüências xistosas do Grupo Araxá, ladeadas por cristas quartzíticas, razão pela qual se aloja em linha de falha inversa, isolando o braquianticlinal da Serra da Mantiqueira.

Dada a complexidade morfológica relacionada às estruturas cristalinas, recomenda-se a leitura dos estudos desenvolvidos por Ab'Sáber (1966) e Bigarella et al (1994), dentre outros.

b) Relevo Cárstico

As rochas carbonatadas, quando submetidas a intemperismo químico, proporcionam o desenvolvimento de formas específicas, resultantes do processo de dissolução ou carbonatação. Rochas carbonatadas, como o calcário, que têm a calcita como principal elemento, são altamente solubilizadas na presença do ácido carbônico, formado a partir da combinação do dióxido de carbono, presente na atmosfera, com a água.

A carbonatação é a reação dos minerais carbonatados com o ácido carbônico. Sob condições naturais, a dissolução do carbonato de cálcio (carbonato mais abundante na natureza) é um pouco mais complexa, uma vez que os ácidos envolvidos são normalmente mais fracos. Por exemplo, quando o calcário se dissolve com o ácido carbônico, o processo pode ser sintetizado da seguinte forma:



Carbonato de cálcio	Ácido carbônico	Bicarbonato
------------------------	--------------------	-------------

Nota-se que dois íons HCO são provenientes de fontes diferentes: um é liberado pela ionização do H₂CO₃ e o outro formado pela reação do H⁺ do ácido com CaCO₃.

Essa reação demonstra o que acontece com o calcário exposto ao ar atmosférico, formando cavernas, ou quando o mármore é dissolvido por soluções que contêm minérios nas paredes de uma fissura. "O processo inverso representa a precipitação do carbonato de cálcio no mar, bem como cimentação de material em rochas

sedimentárias, ou quando gotas evaporam na extremidade de uma *estalactite* " (Krauskopf, 1972). Observa-se que a solubilidade do CaCO_3 diminui com o aumento da temperatura. A decomposição da matéria orgânica na presença do ar ou de água fornece CO_2 em grande quantidade, propiciando a maior solubilidade do CaCO_3 existente nas proximidades. Deve-se acrescentar que a água fria dissolve mais gás carbônico que a quente, assim como a água sob pressão. A maioria dos calcários apresenta certas impurezas insolúveis, como argila e areia, que se acumulam para formar depósitos residuais. Os minerais portadores de ferro são comumente oxidados, originando os solos residuais que se destacam na paisagem cárstica. Portanto, a partir do processo de dissolução ou carbonização referido, que também pode ocorrer em função de chuvas ácidas (ácido nítrico ou H_2S), tem-se a elaboração de formas bizarras, com a conseqüente precipitação da calcita, a exemplo dos depósitos de travertino.

As formas cársticas¹⁷ podem ser caracterizadas como endocársticas, referentes àquelas de evolução subterrânea (espeleogênese) e exocársticas, correspondentes às formas superficiais desenvolvidas na zona de absorção das águas, onde são muito características.

Para acontecer a carbonatação é imprescindível a existência de umidade, o que justifica a presença de residuais calcários preservados ou pouco alterados quando submetidos a clima seco. No caso de excesso de água, grande parte das formas originadas no clima seco podem ser intemperizadas, deixando vestígios nas seqüências estratigráficas dos depósitos correlativos ou nas cavidades existentes nas paredes das grutas, associadas a processo de evorsão.

O processo de dissolução se dá principalmente através de linhas de fraqueza da rocha, visto que os calcários, de forma geral, apresentam baixa permeabilidade. A partir de juntas ou diáclases, o ácido carbônico processa a carbonatação, passando a elaborar formas específicas.

No ciclo cárstico a evolução superficial e a subterrânea não se desenvolvem paralelamente, embora no início possam seguir etapas similares.

- Formas endocársticas

Para Bögli (1964), a espeleogênese inicial ocorre sempre abaixo do nível hidrostático, onde se dá a mistura das águas descendentes, provenientes da zona vadoza¹⁸, com as águas freáticas. A diferença de conteúdo de CO_2 e HCO_3^- - provoca deslocamento do equilíbrio químico, aumentando o poder de corrosão da solução.

Dentre as principais formas endocársticas destacam-se as cavernas. Bigarella et al (1994) apresentam tópico específico sobre origem e classificação dos espeleotemas destacando as formas de cimeira ou zenitais, que crescem verticalmente no sentido da gravidade, como as estalactites e cortinas; as formas parietais, correspondentes a deposições nas paredes das cavernas; e as formas pavimentárias, como as estalagmites, colunas, represas de travertino, dentre outras.

A caverna, uma das principais formas endocársticas, pode ser definida como um leito natural subterrâneo, com presença ou ausência de água, ocupando um espaço vazio. Para Bigarella et al (1994), seu desenvolvimento torna-se mais evidente ao longo de linhas de maior fraqueza, sendo as diáclases e os planos de estratificação determinantes da sua geometria e orientação. Para Lladó (1970), a caverna¹⁹ é referida como gruta quando possui uma ornamentação estalactítica proeminente, embora essa designação não tenha um significado preciso.

Algumas galerias podem estar associadas a tributários de drenagem criptorréica que foram desativados, ficando suspensos em relação ao nível de base atual, que ainda pode estar ocupado pelo rio principal.

Com a abertura de grutas pelo trabalho da água subterrânea, há o desenvolvimento de estalactites, a partir de fissuras existentes no teto das cavernas, cuja dissolução acarreta a precipitação da calcita (gotejamento), originando no assoalho, as estalagmites. A união das estalactites e estalagmites origina colunas, que justapostas proporcionam o desenvolvimento de "cortinas", correspondentes a um fino rastro de calcita. As cortinas podem evoluir para lâmina de calcita ondulada, branca e translúcida ou tingida pelo sesquióxido de ferro (Fig. 2.54).

Para Bloon (1970) pelo menos parte da deposição das estalactites é causada "quando a água subterrânea, movendo-se sob pressão, através da rocha acima da caverna, encontra o ar livre e perde algum CO_2 dada a queda de pressão. Com a perda do dióxido de carbono em solução, parte do bicarbonato de cálcio dissolvido

reverte para o carbonato de cálcio menos solúvel, usualmente na extremidade de uma saliência sobre a qual a água pinga e flui".

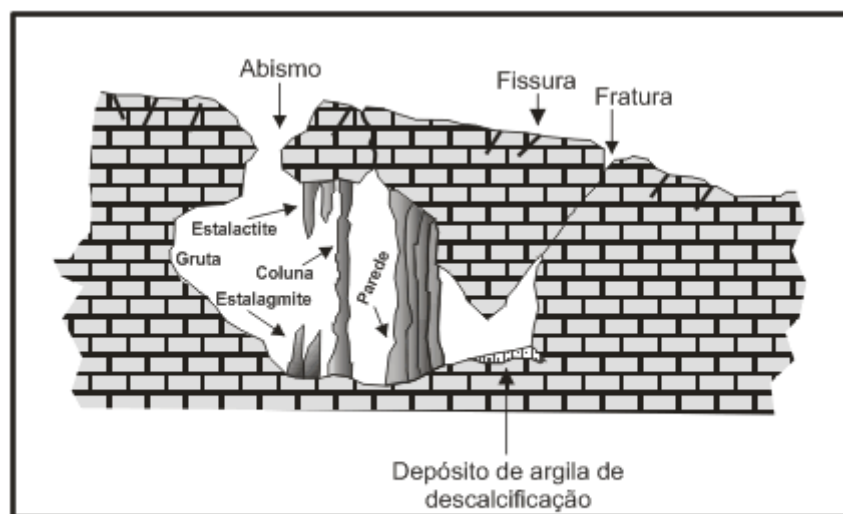


Fig. 2.54 - Participação da baixa massividade na dissolução dos carbonatos (formas especiais).

Alguns tributários subterrâneos podem confluir no interior das cavernas sob forma de fontes de ressurgência, contribuindo para a evolução da morfologia cárstica.

Numa caverna admite-se a possibilidade de existirem diferentes níveis de base, justificando a denominação de "andares". Tais níveis, em determinadas regiões, são muito variáveis. Para Derruau (1970), em massas calcárias não deve haver um nível de base único ou uniforme, pela interdependência do próprio sistema de circulação subterrânea. No Vale do Colorado (EUA), admite-se que o nível cárstico encontrava-se a centenas de metros abaixo do nível do mar, caracterizando uma situação de desembocadura fóssil, resultante de paleoclima; ou que os referidos níveis não apresentavam qualquer relação com o nível de base geral.

Formas cársticas fósseis são também encontradas em Vercors, de origem pré-glaciária, caracterizadas por dolinas recobertas de *morainas*²⁰, em processo de reelaboração.

Como exemplo de abatimento topográfico causado por dissolução considera-se a Ponte de Pedra, no município de Paraúna-GO, que evidencia ser resultante do desabamento de teto superior de paleocaverna.

- Formas Exocársticas

Correspondem às formas superficiais do carste desenvolvidas na zona de absorção das águas ou zona subaérea, onde são muito características (Bigarella et al, 1994). Bögli (1980) classifica as formas exocársticas em dois tipos: fechadas e abertas. As primeiras, também denominadas de formas cársticas erosivas superficiais, são representadas pelas *lapiás*, dolinas, uvalas, *poljé* e canhões ou *canyons*²¹. As formas abertas de absorção são definidas por sumidouros (*ponors*), abismos e demais formas residuais como muralhas e paredões, cones cársticos ou *cockpits*, dentre outras.

No domínio cárstico é comum a presença de *canyons* com paredes verticais, dispostas segundo a alternância de bancos calcáreos, como o *canyon* de Colorado. Os rios alógenos podem, a partir de determinado ponto, desaparecer (abismos), caracterizando assim uma drenagem criptorréica ou subterrânea. Os "abismos" são muito generalizados nas regiões cársticas, originados a partir de fissuras ou fraturas que se expandem por dissolução e que podem progredir por desmoronamento. Assim, tem-se a formação de verdadeiras cavernas que vão sendo ampliadas de acordo com o entalhamento do talvegue e conseqüente dissolução processada pela água subterrânea. *Canyons* só se formam quando o calcário é bastante resistente e as paredes evoluem por solapamento basal.

Nas planícies cársticas, conhecidas como *poljé*, a impermeabilização dos calcários pode contribuir para a concentração de água que promove sua dissolução, com conseqüente formação de depressões circulares ou mesmo sinuosas, denominadas dolinas. A gênese das dolinas, assim como a riqueza de detalhes cársticos, se relaciona ao grau de pureza da rocha. Como exemplo, pode-se considerar o Poço Verde, no município de

Coromandel, Minas Gerais, um lago permanente em formação cretácica, desconhecendo-se o seu ponto de ressurgência. Também podem se observar formas clássicas de dolinas na região de Padre Bernardo, Goiás, em calcários do Subgrupo Paraopeba, além das registradas no Muquém, município de Niquelândia-GO.

As dimensões das dolinas são muito variáveis, de algumas dezenas de metros até alguns quilômetros de diâmetro. A coalescência destas, associada a processo de dissolução, dá origem às "uvalas". (Fig. 2.55).

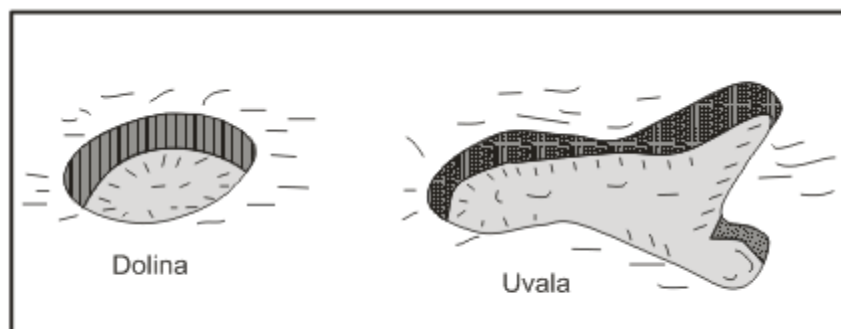


Fig. 2.55 - Características gerais das dolinas e uvalas.

Cursos d'água que se desenvolvem na *poljé* podem desaparecer em *ponors* (sumidouros) e reaparecerem quilômetros adiante sob a forma de fontes de ressurgência ou fontes do tipo " *vaclusiana* s".

Sobre a superfície das rochas calcárias aparecem sulcamentos processados por dissolução da água superficial escoada, enriquecida por ácido úmido presente no solo, denominados *lapiaz* . O desenvolvimento de *lapiaz* pode ser favorecido por linhas de fissuras ou diáclases existentes, ou ainda orientados segundo planos de estratificação.

Ainda como forma cárstica pode-se considerar a estrutura circular do Muquém, no município de Niquelândia, formada por "paleorreifes" que preservam a estratificação cruzada, produzida por ação marinha, bem como estruturas de estromatólitos²² do tipo *C ollenias* e *Conophytos* . Tais ocorrências vinculam-se às seqüências do Subgrupo Paraopeba, levando a entender, pelo caráter circular (diâmetro em torno de 10 km), estreita relação com antigo "atol".

Para maiores considerações sobre formas desenvolvidas em estruturas cársticas sugere-se a consulta das obras citadas no texto.

Notas de Rodapé

¹ A proposta apresentada por Gerasimov (1946) utiliza os conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura, que se constituem na base para o tratamento taxonômico desenvolvido por Ross (1992).

² Para Novaes Pinto (1988), aos conceitos de pedimentos e pediplanos devem ser incluídos os termos etchiplano e etchiplanação, que : "é o processo de aplainamento típico de regiões tropicais semi-úmidas, que provoca o rebaixamento topográfico pela retirada parcial ou total do regolito, dando origem a uma superfície designada etchiplano".

³ Refere-se a horizontes portadores de alta concentração de ferro por precipitação em condição biostásica, exumados pelos mecanismos morfogenéticos característicos das fases transicionais.

4 Por níveis de embutimento entende-se a retomada de escavação acentuada, após um soerguimento marcante ou sensível abaixamento do nível marinho. Os rios se encaixam de jusante para montante, onde a erosão é desencadeada através da erosão regressiva.

5 O óxido férrico precipita-se a pH3, sendo completamente estável na maioria dos ambientes de intemperismo sob condições oxidantes.

6 O composto Al_2O_3 reage prontamente com os ácidos e bases, e tem alta solubilidade em pHs menores do que 4 ou maiores do que 10, ou seja, a alumina é solúvel nos extremos.

7 A sílica, como ácido monossilícico, se ioniza apreciavelmente apenas acima do pH9.

8 Clima úmido, regionalmente ocorrido no Terciário Superior, ou seja, entre o pediplano de cimeira, provavelmente elaborado no Terciário Médio, e o pediplano intermontano, cuja origem estaria relacionada ao Pliopleistoceno.

9 Para Rizzini (1963), a gênese do cerrado é justificada pelo “escleromorfismo oligotrófico”, pobre em nutrientes nos solos.

10 Ma: milhões de anos.

11 Conforme Leinz & Leonardos (1971), Plataforma refere-se a “área rígida da crosta continental em que os movimentos tectônicos são geralmente de modesta grandeza e caráter epirogênico, em contraste com as áreas de grande mobilidade, denominadas geossinclinais”. As plataformas dividem-se em Ortoplataforma, “que apresenta alto grau de consolidação de seu embasamento, recobrem-se de espessuras modestas de sedimentos litologicamente muito evoluídos e que podem estender-se a vastas áreas” e Paraplataforma, que “apresenta espessuras de sedimentos geralmente maiores, podendo ter caráter imaturo” com possibilidade de deformações intensas.

12 Rios que se organizam independentemente da estrutura anterior e cortam camadas de diferentes resistências.

13 Cluse refere-se a vale transversal ao eixo de um anticlinal ou às direções de camadas, elaborado por um rio, muitas vezes associado a linha de falha ou de fraturamento.

14 Knick corresponde ao ângulo formado na base de uma vertente (inselbergue) em relação à topografia (pedimento), produzido pela morfogênese mecânica (recuo paralelo de vertente).

15 A denominação de “baioneta”, em tal circunstância, corresponde à sucessão de angularidades que se assemelham à baioneta calada colocada na boca do fuzil.

16 O setor periclinal da dobra é conhecido na literatura como dobra em chevron.

17 O termo karst é de origem servo-croata, significando campo de pedras calcárias.

18 Zona vadosa corresponde àquela localizada acima do nível hidrostático. O nível hidrostático é um nível variável que acompanha aproximadamente a topografia, sendo constituído pela água infiltrada no solo, sorvida pelos poros.

19 De acordo com a União Internacional de Espeleologia, para serem consideradas cavernas devem apresentar comprimento superior a 10 metros .

20 Morainas ou morenas são depósitos em forma de lombadas ou irregular, transportados e sedimentados pelo gelo, associados a geleiras do tipo alpino ou continental.

21 As lapíás são superfícies intensamente sulcadas devido à ação corrosiva das águas; dolinas são depressões em forma de funil, relacionadas a processo de dissolução ou resultantes de desmoronamento de teto de cavernas; uvalas correspondem à coalescência de dolinas; poljés é uma planície cárstica ou uma depressão muito grande, resultante da dissolução extensiva; canyons ou canhões correspondem a vales de flancos retos e íngremes, podendo estar associados a antigos rios subterrâneos que tiveram a abóbada das galerias desmoronadas.

22 Pertencentes ou relativos a certo peixe do gênero estromáteo.

Referências bibliográficas

Abreu, A.A. de. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.

Abreu, A.A. de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise crítica. Rev. IG, São Paulo, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, jan./dez., 1983.

Abreu, A.A. Significado e Propriedades do Relevo na Organização do Espaço. In: Anais do Simpósio de Geografia Física Aplicada 1, B. Geogr. Teorética, Rio Claro, v. 15, n. 29-30, 154-162, 1985.

Ab'Sáber, A.N. A geomorfologia do Estado de São Paulo. In. Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1-97, 1954.

Ab'Sáber, A.N. O domínio dos mares-de-morros no Brasil. Geomorfologia 2, IGEOG-USP, S. Paulo, 1966.

Ab'Sáber, A. N. Uma revisão do quaternário paulista: do presente para o passado. R. Janeiro. Rev. Brasil. de Geografia 31 (4):1-51 (separata), 1968.

Ab'Sáber, A.N. Um conceito de Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. Geomorf., São Paulo, v. 18, 1969.

Ab'Sáber, A.N. Formas do Relevo. São Paulo: Edart, 1975.

Ab'Sáber, A.N. & Costa Jr., M. Contribuição ao estudo do Sudoeste Goiano. B. Geogr., Rio de Janeiro, v. 9, n. 98, p. 123-138, 1951.

Almeida, F.F.M. de. Traços Gerais da Geomorfologia do Centro-Oeste Brasileiro. In: Congresso Internacional de Geografia, 18, Rio de Janeiro, 1956.

Almeida, F.F.M. de. Origem e evolução da plataforma brasileira. R. de Janeiro, DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967 (Boletim 241).

Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de. The upper precambrian of South América. Boletim do IG da USP, vol. 7, n. 45, S. Paulo, 1976.

Amaral, I. do. Aspectos da evolução da geomorfologia. Not. Geomorfológica, Campinas, v. 9, n. 18, p. 3-18, 1969.

Archambault, M.; Lhénaff, R.; Vanney, J.R. Documents et méthodes pour le commentaire des cartes (géographie et géologie). Masson & Cie., Paris, 1967.

Basenina, N.V. & Trescov, A.A. Geomorphologische Kartierung des Gebirgsteliefs im Masstab 1:200.000 auf Grund einer Morphosturanalyse. Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Berlin, v. 16, n. 2, p. 125-138, jun., 1972.

Becker, B. & Egler, C.A.G. Detalhamento da metodologia para execução do Zoneamento Ecológico-Econômico pelos estados da Amazônia Legal. MMA-SAE-PR, Brasília, 1997.

Bertrand, G. Paysage et Géographie Physique Globale: Esquisse Méthodologique. R. Géograph. Pyrénées et du Sud-Ouest, v. 39, n. 3, p. 249-272, 1968.

Bigarella, J.J. Estudos preliminares na Série Açungui. II – Rochas calcárias. Arquivos de Biol. Tecnol., Curitiba, 3:201-354, 1948.

Bigarella, J.J. & Ab'Sáber, A.N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. Zeit. Für Geomorph. , Berlin, 8(3):286-312, 1964.

Bigarella, J.J. et alii. Considerações a respeito da evolução das vertentes. B. Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 16-17, p. 85-116, 1965.

Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: Wright Jr., H.E. & Frey, D.G. International studies on the Quaternary. Geol.Soc. Amer., Spec. Papers, 84:433-451, 1965.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. International Symposium on the Quaternary. B. Paranaense Geogr. Curitiba, v. 33, p. 1-370, 1975.

Bigarella, J.J. Andrade Lima, D; Riehs, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. Acad. Bras. Ciências. Anais, Rio de Janeiro, 47 (suplemento):411-464, 1975.

Bigarella, J.J. & Becker, International Symposium on the Quaternary. Curitiba: UFPR, Bol. Paran. Geociên. 33, 370 p., 1975.

Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Santos, G.F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vols. I e II. Florianópolis:Ed.UFSC, 1994.

Birot, P. Les méthodes de la morphologie. Col. Orbis, PUF, 1955 (cap. II p. 48-123).

Birot, P. Le cycle d'érosion sous les différents climats. Rio de Janeiro: Centro de Pesquisa Geogr. do Brasil, 1960.

Bloom, A.L. Superfície da Terra. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1970.

Bögli, A. Mixed-water corrosion. Intern.Jour.Speleology. Weinheim, 1:61-70, 1964.

Bögli, A. Karst hydrology and physical speleology. Berlin:Springer Verlag, 284, 1980.

Bouchardet, J. Sêccas e irrigação. Solução científica e radical do problema nordestino brasileiro, geralmente intitulado "O problema do norte". Rio Branco (MG):Officinas Graphs. da Papelaria Império (2ª ed.) Coleção Mossoroense, Série C, v. 474, 1989.

Bryan, K. The Place of Geomorphology in the Geographic Science. An. of the Ass. Am. Geographers., v. 40, p. 196-209, 1950.

Büdel, L. J. Das system der Klimatischen Morphologie. Deutscher Geographentag, München, v. 27, n. 4, p. 65-100, 1948.

Bunge, W. Theoretical Geography. The Royal University of Lund: CWK Gleerup Publishers, 1973. (Lund. Stud. Geogr. Serie C. n. 1: General and Mathematical Geography).

Cailleux, A. Recentes Variations du Niveau des Mers et des Terres. Bull. Soc. Géologique de France, v. 2, p. 135-44, 1952.

Cailleux, A. & Tricart, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. Annales de Géographie, n. 349, LXV année, p. 162-186, 1956.

Caputo, H.P. Mecânica dos Solos e suas Aplicações. Rio de Janeiro: Livros Técnicos Científicos, 1977.

Carson, H.A. & Kirkby, M.J. Hillslope: Form and Process. Cambridge Univ. Press, 1972.

Cassetti, V. Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem da Serra Megra-MG. Dissertação de Mestrado. FFLCH-USP, S. Paulo:Cegraf, 1977.

Cholley, A. Morphologie Structurale et Morphologie Climatique. Anais de Geographie, v. 59, p. 331-335, 1950.

Chorley, R.J.; Schumm, S.A.; Sudgen, D.E. Geomorphology. Londres:Methuen & Co, 1985.

Christofolletti, A. As Teorias Geomorfológicas. Not. Geomorf., Campinas, v. 13, n. 25, p. 3-4, jun., 1973.

Christofolletti, A. Geomorfologia. São Paulo: Eggard Blucher, 1980.

Christofolletti, A. O desenvolvimento da Geomorfologia. Not. Geomorfológica, Campinas, v. 12, n. 23. p. 13-30, 1972.

Davis, W. M. The Geographical Cycle. Geogr. Journ., London, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

Demek, J. Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung. Ferdinand Hirt: Viena, 1976.

Derruau, M. Geomorfologia. Ed. Omega Barcelan, 1970.

Doles, R. B. & Stable, H. Denudation. United States Geolog. Survey, Water Supply Paper, (234):78-93, 1909.

Flaxman, E. M. & High, R. D. Sedimentation in Drainage Basins of the Pacific Coast. Portland: States Soil Conserv. Service, 1955. (mimeo.)

Gerasimov, I.P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l'URSS. Problèmes de Géographie Physique, Vol. 12, Tzd. Vo AN SSSR, Moscou, 1946.

Gilbert, G. K. The Geology of the Henri Mountains. Washington: United States Geographical and Geological Survey. 1877.

Goldich, S.S. A Study in rock-weathering. J. Geol. 46:17-58, 1938.

Gregory, K. J. & Walling, D.E. Drainage Basin: Form and Process. London: Edward

Gunn, R. Isostasy - Extended. Journ. Geology, n. 57, p. 263, 79, 1949.

Günther, S. Geografia Física. Rio de Janeiro: Ed. Atlântica, 1934.

Gutemberg, B. Changes in Sea Level, Post-Glacial Uplift and Mobility of the Earth's Interior. Bull. Geol. Society of Amer. n. 52, p. 721-71, 1941.

Hack, J. T. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. United States Geol. 1957. Survey Profiss. Paper, (294-B)

- Hack, J.T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. Amer. Journ. Sci, New Haven, Conn. v. 258-A, p. 80-97, 1960.
- Hamelin, L. E. Géomorphologie: Géographie Globale - Géographie Totale. Cahiers de Géograp., Québec, v. 8, n. 16, p. 199-218, 1964.
- Hartshorne, R. The Nature of Geography. An. Ass. Amer. Geogr., n. 45, p. 205-244, 1939.
- Hettner, A. Die Geographie: Ihre Geoschichte ihr Wesen und ihre Methoden. Breslau: Ferdnand Hirt., 1927.
- Holmes, A. Principles of Physical Geology. London: Nelson. 1944.
- Hurst, V.J. Mapeamento de saprolito. Tradução de J.Oswaldo de Araujo Filho. (s.e), Georgia, 1975
- Hutton, J. Theory of the earth; or na investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. Roy. Soc. Edinburgh, Tr, vol. 1, pt. 1, pp. 209-304, 1788.
- IBGE – Fundação IBGE. Manual técnico de geomorfologia. Coordenadores: Nunes, B. de A; Ribeiro, M.I. de C.; Almeida, V.J. de; Natali Filho, T. Série Manuais Técnicos em Geomorfologia n. 5. Fundação IBGE, R. de Janeiro, 1995, 112 p.
- Khosle, A. N. Sieting of Reservoirs. Central Boarce of Irrigation and Power (India), 1953. (Publ. 51)
- King, L. C. Canons of Landscape Evolution. Bull. Geolog. Society of America, Washington, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- King, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr., R. de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- King, L.C. Morphology of the Earth. Edinburgh: Oliver, 1967.
- Klimaszewski, M. Problems of Geomorphological Mapping. Varsóvia: Academ. Polonesa de Ciências 1963. (Estudos Geográficos, 46)
- Krauskopf, K.B. Introduction to geochemistry. New York:McGraw-Hill Book Co., 1967, 721p.
- Kügler, H. Zur Aufgaben der Geomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilunge, v. 120, n. 2, p. 154-160, 1976.
- Laingbein, W. B. & Schumm, S. A. Yield of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation. Transc. Am. Geophys. Union n. 39, p. 1076-84, 1958.
- Leinz, V. & Leonardos, O.H. Glossário geológico. São Paulo:Ed. Nacional-Edusp, 1970, 236p.
- Leopold, L. B. & Maddock Jr., T. The Hidraulic Geometry of Stream: Channels and Some Physiographic Implications. United States Geolog. Survey Profess. Paper, 252, 1953.
- Lladó, N.L. Fundamentos de hidrogeologia carstica (introducción a la geoespeleologia). Madrid:Ed. Blume, 269p., 1970.
- Mackay, J. R. Geomorphology and the Geography Student. The Canadian Geographer, v. 5, n. 3, p. 30-34, 1961.
- Mamede, L.. Ross, J.LS.; Santos, L.M.dos; Nascimento, M.A.S.. Geomorfologia Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, 1983.
- McIntyre, D.B. James Hutton Y la filosofía de la geología. In. Filosofia de la geologia (edit. C.C. Albritton, Jr). P. 9-23. México: Compañía Editorial Continental, 1970.
- Melfi, A.J.; Pedro, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Rev. Bras. Geoc., S. Paulo, v. 7, p. 271-286, 1977.

- Morley, M. P. & Zimpfer, G. L. Explanation in Geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie., N.F. Berlin, v. 20, n. 4, p. 381-90, 1976.
- Novaes Pinto, M. Aplainamento nos trópicos – uma revisão conceitual. Geografia, Marília, SP, 13(26):119-129, 1988.
- Passarge, S. Physiogeographie und vergleichende landschaftgeographie. Mitteilungen Geograph. Gess, Hamburgo. n. 27, 1913.
- Peltier, L.C. The Geographical Cycle in Periglacial Regions as it is Related to Climatic Geomorphology. Ann. Ass. Amer. Geogr., n. 40, p. 214-36, 1950.
- Penck, A. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart: Engelhorn, 1894. 2 v.
- Penck, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.
- Penck, W. Morphological Analysis of Landforms. Londres: McMillan, 1953.
- Penteado, M.M. Fundamentos de Geomorfologia. Rio de Janeiro: Fund. IBGE, 1976.
- Petri, S. & Fulfaro, V. J. Geologia do Brasil. São Paulo: Edusp, 1983.
- Powel, J. W. Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries. Washington: Smithsonian Institution, 1875.
- Pugh, J. C. Isostatic Readjustment and the Theory of Pediplanation. Quarterly Jour. Geol. Society, n. 111, p. 361-9, 1955.
- Pugh, J. C. & KING, L. C. Outline of the Geomorphology of Nigeria - South African. Geogr. Journ, n. 34, p. 30-7, 1952.
- Rice, R. J. Fundamentals of Geomorphology. New York: Longman, 1982.
- Richthofen, F. von. Tareas y métodos de la geografía actual. Didáctica Geográfica v. 3, p. 49-62, 1978.
- Rizzini, C.T. A flora do Cerrado. In: Simpósio sobre o Cerrado, 1963, São Paulo. Anais... São Paulo:Edusp, 1963, p. 125-177.
- Ross, J. S.Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Rev. Geografia. São Paulo, IG-USP, 1992
- Ruhe, R.V. Background and preparation. In. Geomorphology – geomorphic process and surficial geology. USA, Houghton Mifflin, 1975.
- Russell, R. J. Geographical Geomorphology. Ann. Ass. Amer. Geogr., v. 39, p. 1-11, 1949.
- Schmithüsen, J. Die Aufgabenkreise der Geographischen Wissenschaft. Geographische Rundschau, v. 22, n. 11, p. 431-443, 1970.
- Schobbenhaus, C. & Campos, D. de A. A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Geologia do Brasil. MME – Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, 1984.
- Schumm, S. A. The Disparity Between Present Rates of Denudation and Orogeny. United States Geol. Survey Profess. Paper, 454-H, 13. p., 1963.
- Socava, V. B. Geographie und Oekologie. Petermanns Geographische Mitteilunge, v. 118, n. 2, p. 89-98, 1972.
- Sparks, B. W. Geomorphology. Londres: Longman, 1972.

- Strahler, A. N. Statistical Analysis in Geomorphic Research. Journ. Geol., Chicago: v. 3, 62, n. 1, p. 1-25, 1954.
- Stone, R. Geological and Engineering Significance of Changes in Elevation Revealed by Precise Levelling Los Angeles Area, California. Geol. Soc. Special Paper, v. 68, p. 57-8, 1961.
- Strakhov, N. M. Principles of Lithogenesis. Oliver and Boyd, 1967.
- Thornbury, W. D. Principles of Geomorphology. New York: Wiley, 1966.
- Thornes, J. B. & Brunsden, D. Geomorphology & Time. New York: Wiley 1977.
- Toit, A. L. Du. Our Waandering Continents. Edinburgh, 1937.
- Tricart, J. Ecodinâmica. Rio de Janeiro: Fund. IBGE, 1975.
- Tricart, J. & Cailleux, A. Introduction à la Géomorphologie Climatique. Société d'Éditions d'Enseignement Supérieur, Paris, França, 1965.
- Troll, C. Die Landschaftsguertel der Tropischen Anden. In: Inhadl 24 Dt. Geographentag zu Danzing, p. 263-70, 1932.
- Tricart, J. Ecodinâmica. Rio de Janeiro: Fund. IBGE, 1975.
- Tsuboi, C. Investigation on the Deformation of the Earth's Crust Found by Precise Geodetic Means. Japanese Journ. Astronomy and Geophisic, n. 10, p. 93-248, 1933.
- Wordridge, S. W. & Morgan, R.S. The Physical Basic of Geography (An Outline of geomorphology). Londres: Longmans, 1946.

Anexo 1.

Mosaicos de Radar Ilustrativos

MR. 1 Serra do Espírito Santo. Tabuleiros escalonados (topo com 720-770 metros, degrau intermediário com 450-500 metros e periferia com 400 metros) em sequência arenítica da Formação Urucuaia (Cretáceo). Patamares sustentados por horizontes silicificados.

Folha Ponte Alta do Norte-SC-23-Y-A
RadamBrasil, 1976 0 5 km

MR. 2. Serra do Caiapó ou das Divisões. Relevo cuestasiforme, observando-se depressão ortoclinal (500-700 metros) em sequência areno-siltosa carbonífera e reverso pediplanado (900-1.000 metros) em sedimentos terciários da Formação Cachoeirinha.

MR. 3. Serra Dourada. Hog-back sustentado por quartzitos (em torno de 1.000 metros) sotopostos por sedimentos metapsamo-pelíticos (Grupos Araxá). Depressão ortoclinal (bacia do Rio Araguaia) elaborada em granito-gnaisses (em torno de 500 metros) do Complexo Goiano.

MR. 4. Serra de Caldas. Provável aparelho vulcânico edificado em metassiltitos e metarenitos do Proterozóico. Pediplano de cimeira testificado por cobertura detrito-laterítica (em torno de 1.000 metros) e zona periférica (nivelada aos 700-750 metros) em sequência de xistos do Grupo Araxá.

Folha Morrinhoss - SE-22-X-D
RadamBrasil, 1976 0 5 km

MR. 5. Serra Grande. Relevo apalachiano representado por seqüência de cristas quartzíticas (até 1.000 metros de altura) intercaladas por depressões em xistos do Proterozóico (400-500 metros). Observa-se com nitidez o fechamento das dobras

Folha Alvorada - SD-22-X-B
Radambrasil, 1976 0 5 km

MR. 6. Falha de São Luiz. Falha normal no complexo gnáissico-mignático que transcende a seqüência arenosiltosa da Formação Aquidauana. Pediplano intermontano (seção meridional) nivelado aos 650 metros, com destaque de cristas longitudinais (em torno de 820 metros).

Folha S. Luiz Montes Belos -SE-22-X-A
Radambrasil, 1976 0 5 km

MR. 7. Serra da Mesa. Intrusão granítica em seqüência metapsamo-pelítica do subgrupo Paraopeba. Observam-se cristas quartzíticas concêntricas (em torno de 1.000 metros) e angularidades estruturais no Rio Tocantins (depressão cotada aos 500 metros). A nordeste constata-se estrutura circular da Serra Branca, relativa à intrusão de greisen e granito.

Folha Porangatu -SD-22-X-D
Radambrasil, 1976 0 5 km
Folha Jataí - SE-22-V-D
Radambrasil, 1976 0 5 km

Folha S. Luiz Montes Belos -SE-22-X-A
Radambrasil, 1976 0 5 km

Estrutura Superficial

3. Estrutura Superficial

3.1. A importância das mudanças climáticas na gênese das formações superficiais

3.1.1. Formas de intemperismo e suas relações como o clima

3.2. As variações climáticas

3.2.1. As oscilações climáticas do pleistoceno

3.2.2. Exemplos de depósitos correlativos

3.3. Depósitos tecnogênicos

O estudo da estrutura superficial

Conceito: apresentar o conceito de estrutura superficial, resgatando a noção de “depósitos correlativos” de Penck

Importância da estruturação superficial: importância considerando as mudanças climáticas e derivações processadas através dos depósitos correlativos (significado destes para a montagem do quadro evolutivo do relevo). Importância da estrutura superficial no uso e ocupação de áreas

Metodologia: considerar a sistematização apresentada por Ruhe (1976) bem como os trabalhos desenvolvidos principalmente por Bigarella e Mousinho.

A importância das oscilações climáticas pleistocênicas no reafeiçoamento do relevo.

Apresentar modelo teórico dos mecanismos responsáveis pelas alterações climáticas no pleistoceno, reflexos na distribuição da cobertura vegetal e processos morfogenéticos. Evidenciar os tipos de depósitos relacionados às diferentes fases glácio-eustáticas.

As principais características da estrutura superficial

Apresentar exemplos em diferentes compartimentos, mostrando o significado dos depósitos correlativos para a compreensão evolutiva da paisagem.

3. Estrutura superficial

O segundo nível de abordagem sistematizado por Ab'Sáber (1969), refere-se à estrutura superficial. São detritos superficiais ligados a determinadas formas de transportes, em condições morfogenéticas específicas. É também denominada de depósito de cobertura elaborado por agentes morfogenéticos sob uma determinada condição climática, presente nos diferentes compartimentos topográficos. O termo estrutura superficial refere-se à forma de jazimento dos depósitos correlativos em superfície, diferindo do conceito de estrutura geológica, cujos depósitos originários foram litificados ao longo do tempo, perturbados ou não por atividades tectônicas. A expressão de “depósitos ou formações correlativas” é devida a Penck (1924), que a utilizou no sentido de conjunto dos depósitos e entulhamentos resultantes do trabalho da erosão sobre um relevo e que testemunham, por suas características, a energia desse relevo, além dos sistemas de erosão que comandam a evolução (Archambault et al, 1967).

O termo "formação superficial", muitas vezes utilizado como sinônimo de "estrutura superficial", é conceituado por Dewolf (1965) como sendo "formações continentais, friáveis ou secundariamente consolidadas, provenientes da desagregação mecânica e da alteração química das rochas, que tenham ou não sofrido remanejamento e transporte, qualquer que seja a sua gênese e sua evolução". Para a autora, substrato é a rocha subjacente friável ou coerente, que suporta as formações superficiais, quer ela derive diretamente deste substrato ou resulte de remanejamento. Portanto, o conceito de formação superficial assume maior abrangência por incorporar materiais resultantes da alteração *in situ*, o que difere da perspectiva oferecida pela noção de estrutura superficial, que tem por princípio oferecer subsídios à reconstrução evolutiva do modelado. Outro aspecto digno de nota é que enquanto o estudo das formações superficiais tem sido tratado com objetivos distintos pelas diferentes especialidades (principalmente geologia, geomorfologia e pedologia), o que dificulta a adoção de um conceito comum, o estudo da estrutura superficial, parece ser exclusivo do geomorfólogo. Ab'Sáber (1969, p.4) ressalta que "custou muito para se compreender que as bases rochosas da paisagem respondem apenas por uma certa ossatura topográfica, e que, na realidade, são os processos morfoclimáticos sucessivos que realmente modelam e criam feições próprias no relevo". Partindo do princípio de que a estrutura superficial refere-se a toda forma de depósito relacionada a uma determinada condição climática, entende-se que desde as menores extensões, como os depósitos de vertentes ou detritos de encostas, a exemplo dos pedimentos detríticos associados a relevos residuais, até maiores, como as superfícies de aplainamento, de extensão regional, se caracterizam como tal.

O estudo da estrutura superficial, além de oferecer subsídios à compreensão evolutiva do relevo, proporciona elementos para a gestão do território. Como subsídio à evolução do relevo, utiliza-se da teoria do "atualismo" ou "uniformitarismo", atribuída a Hutton (1788)¹, que parte do princípio de que "o presente é a chave do passado". Isso significa que as relações processuais e depósitos correlativos evidenciados nas diferentes zonas climáticas do globo constituem a "chave" para o entendimento dos paleodepósitos ou paleopavimentos detríticos, encontrados sob a forma de estrutura superficial. Considerando as características dos diferentes depósitos com as respectivas relações processuais, pode-se inferir as condições ambientais como subsídio para uma cronologia relativa. Quando tais depósitos podem apresentar elementos datáveis, como carbono ou outros indicadores, passam de portadores de informações cronológicas relativas para absolutas.

Enquanto subsídio à gestão do território, a estrutura superficial contribui, por meio de processos como os deslizamentos de massas e atividades erosivas, em função de sua suscetibilidade, com o estudo da vulnerabilidade do relevo. Permite, assim, o prognóstico de impactos, considerando a relação existente entre a rocha e o material sobrejacente. Constitui-se também em componente para o estudo da potencialidade natural de determinada área, a exemplo de uma rocha básica, que quando alterada *in situ*, com certeza influenciará no depósito correlativo através de determinadas características que se assemelhem ou que resultem de suas condições físico-químicas.

O estudo da estrutura superficial só pode ser feito mediante observação de campo, utilizando-se de cortes de estrada, abrindo trincheiras ou efetuando tradagens, embora esse último procedimento implique deformação da amostra. A análise dos depósitos correlativos, feita com a maior fidelidade possível, proporciona uma boa visão de sua extensão, da intensidade dos seus processos, da energia do relevo, auxiliando a interpretação sobre a evolução morfológica. É importante ressaltar que a estrutura superficial deve ser levantada nos diferentes compartimentos que integram o estudo, para que a reconstrução paleogeográfica seja a mais fiel possível.

Para Ruhe (1975), a análise da estrutura superficial deve fundamentar-se em medidas e descrições da seção transversal de uma vertente, incluindo a identificação de elementos como: cor, textura, estrutura, consistência, reação química do material e outras observações consideradas relevantes. A cor deve ser descrita de acordo com o padrão de referência (*Munsell Soil Color*); a textura, que corresponde à dimensão das partículas em uma determinada amostra, deve fundamentar-se em análises granulométrico-texturais; a estrutura do material, que compreende o conjunto de partículas de minerais dentro dos agregados, deve ser correlacionada com os modelos pré-concebidos (laminar, prismática, em blocos e esferoidal); a consistência, correspondente ao grau, e o tipo de coesão ou resistência do material ao corte, deve ser submetida a testes de laboratório (material plástico, friável ou firme, maciço ou duro); a reação, que corresponde à resposta do material, por sua vez, deve ser submetida a testes químicos para identificação da presença de carbonatos.

A sistematização de tais informações é feita por meio de tratamento gráfico-estatístico, com vistas à caracterização cronológica dos depósitos (perspectiva histórico-geológica) nos diferentes compartimentos. Com base em tais orientações, Abreu (1982) apresenta em seu trabalho de livre-docência, um modelo de ficha de observação de campo anexo ao capítulo final.

Ainda com relação ao estudo da estrutura superficial, Archambolt et al (1967) apresentam considerações sobre elementos essenciais a serem observados durante os levantamentos: informações sobre a estratigrafia, paleogeologia, paleossolos, a natureza petrográfica, os caracteres granulométricos, e por fim, a forma dos detritos. A estratigrafia é tida como essencial por fornecer inferências cronológicas, permitindo reconhecer, nos entulhamentos, as condições morfogenéticas e, através das discordâncias, as fases de instabilidade ou alternâncias climáticas. As formações descritas podem ainda ser datadas com precisão utilizando técnicas geocronológicas.

Sobre a paleogeologia, os autores observam a presença de fósseis, como indicadores do meio em que se deu a acumulação do material: marinho, lacustre, continental, proporcionando subsídios sobre o clima contemporâneo. Os paleossolos são testemunhos diretos da ação de um sistema de erosão sobre as rochas. Podem estar associados à desagregação mecânica ou à decomposição química, possibilitando inferências quanto aos processos que concorreram para a elaboração do relevo (a presença de depósito de bauxita, por exemplo, indica gênese ligada a um clima tropical úmido, considerando o ambiente em biostasia, na concepção de Erhart, 1958).

A natureza petrográfica ajuda a compreender as condições climáticas responsáveis pela elaboração dos depósitos. Como exemplo, o sedimento resultante da erosão de um maciço granítico será rico em feldspato se a decomposição química tiver sido fraca; ao contrário, a ausência de feldspatos, convertidos em material argiloso, indica um clima quente e úmido. Os caracteres granulométricos permitem inferências sobre a energia do relevo e o meio climático contemporâneo. Assim, quanto mais vigoroso for o relevo, maior é o volume e maior a dimensão do calibre dos detritos que se acumulam em sua base, embora isso não seja uma regra absoluta. A desagregação mecânica, associada ao clima semi-árido ou árido, fornece detritos grosseiros, enquanto a decomposição química, relacionada a um clima úmido, origina detritos finos, embora um rápido decréscimo do calibre do material para jusante evoque um clima de aridez marcante. A forma dos detritos expressa o grau de transporte do material: a diminuição da angularidade do material significa maior distância de transporte, que normalmente é feito por água (escoamento superficial na época)².

A proposta para os levantamentos dos depósitos correlativos adotada por Archambault et al (1967) fundamenta-se nos princípios metodológicos dos estudos estratigráficos.

Os depósitos de cobertura relacionados aos aplainamentos mais antigos, como do Terciário Médio, constituem interesse de estudo da estrutura superficial. Contudo, maior atenção encontra-se voltada para as seqüências cronológico-deposicionais pleistocênicas, seguida dos reflexos das pequenas variações climáticas registradas no Holoceno.

Barbosa (1983), ao fazer considerações sobre as aplicações das formações superficiais à geomorfologia, ressalta a necessidade de destacar os seguintes problemas: origem do material, processos de preparação, granulometria, espessura e morfoscopia.

Nas relações cronológicas de tempo geológico relativamente curto tem-se lançado mão, não com freqüência, de datações utilizando-se isótopo de C 14, que tem apresentado bons resultados para testemunhos de no máximo 0,04-0,05 ma AP (mil anos antes do presente). Outras técnicas como a Termoluminescência (TL) também têm sido empregadas, embora com maiores restrições, sobretudo com relação à qualidade dos testemunhos para correlações. A TL, utilizada em datações quaternárias, consiste na intensidade de emissão de luz medida entre a concentração de elétrons “caçados” (*trapped*) em relação à dose de radiação natural. Alguns “efeitos” amostrais têm reduzido o grau de confiança dos resultados obtidos (Aitken, 1985).

As tentativas de emprego da *Eletron Spin Resonance* (ESR) – espectroscopia, poderão oferecer bons resultados às datações de depósitos de cobertura, considerando as vantagens em relação à TL. A ESR ou Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE) é um método físico de detecção da ressonância absorvida a partir da emissão de microondas responsáveis pelo desemparelhamento (*spin*) do elétron. Ao contrário da TL, a ESR não destrói a amostra analisada, razão pela qual a acumulação de “defeitos” não contamina a informação. A ESR ou RPE foi utilizada pela primeira vez como técnica de datação em 1975 por Ikeya (*Osaka University Toyonka*) em espeleotemas da Akiyoshi Cave, no Japão (Ikeya, 1993). Grun (1989) mostra que essa técnica tem sido empregada nos últimos anos em datações de diferentes materiais e em vários campos das ciências da Terra, como em geomorfologia e arqueologia.

Acredita-se que obtendo uma boa correlação morfopedológica pode-se explicar melhor as diferenças existentes quanto à distribuição de espécies vegetais nativas ou condições edafológicas que representam possibilidades de uso ou ocupação. Ampliando-se o número de informações cronológico-deposicionais vinculadas a correlações morfopedológicas, onde a micromorfologia tem tido importante contribuição, poderá ser oferecida uma interpretação mais consistente da evolução do relevo, contribuindo ou valorizando ainda mais a análise geomorfológica.

3.1. A importância das mudanças climáticas na gênese das estruturas superficiais

As condições climáticas, como temperatura, umidade e pressão, respondem pela intemperização das rochas, culminando com a formação dos depósitos correlativos. Constata-se, portanto, estreita relação entre clima, intemperismo e depósitos correlativos na caracterização da estrutura superficial.

Para ilustrar essas relações, apresentam-se algumas considerações sobre as formas de intemperismo e a suscetibilidade das rochas. O objetivo é proporcionar um encadeamento seqüencial na análise, chamando atenção para a necessidade de consultas suplementares a trabalhos específicos sobre o assunto.

3.1.1. Formas de intemperismo³ e relações climáticas

Os trabalhos que tratam da intemperização das rochas relatam a existência de três tipos de intemperismo: químico, mecânico ou físico, e o biológico. O intemperismo químico, também conhecido como decomposição, representa a quebra da estrutura química dos minerais originais que compõem as rochas. O intemperismo físico ou mecânico, responsável pela desintegração da rocha, envolve processos que conduzem à desagregação, sem que haja necessariamente alteração química maior dos minerais constituintes. O intemperismo biológico por sua vez refere-se a ações comandadas por espécies animais e vegetais, que se manifestam de forma mecânica e química sobre a rocha, tendo participação expressiva no processo de pedogenização.

a) Intemperismo químico

Para Bigarella et al (1994), “a decomposição de uma rocha efetua-se através de um processo muito lento, complexo e variado. Depende de muitos fatores, tais como: composição mineralógica e química da rocha, forma e estrutura de jazimento, bem como condições climáticas regionais predominantes. A temperatura influi diretamente sobre o intemperismo químico”. Demattê (1974) inclui “tamanho das partículas da rocha, permeabilidade do manto rochoso, posição do nível hidrostático, relevo, temperatura, composição e quantidade de água subterrânea, oxigênio e outros gases no sistema, macroflora e microflora e faunas presentes, superfície exposta da rocha e sua modificação pelo intemperismo mecânico, solubilidade relativa das rochas originais e dos materiais intemperizados”

Com relação à composição mineral, Goldich (1938) relata a resistência das rochas aluminossilicatadas à hidrólise, indo da olivina, através do piroxênio, anfíbólio, biotita, feldspato alcalino, ao quartzo. (Fig. 3.1).

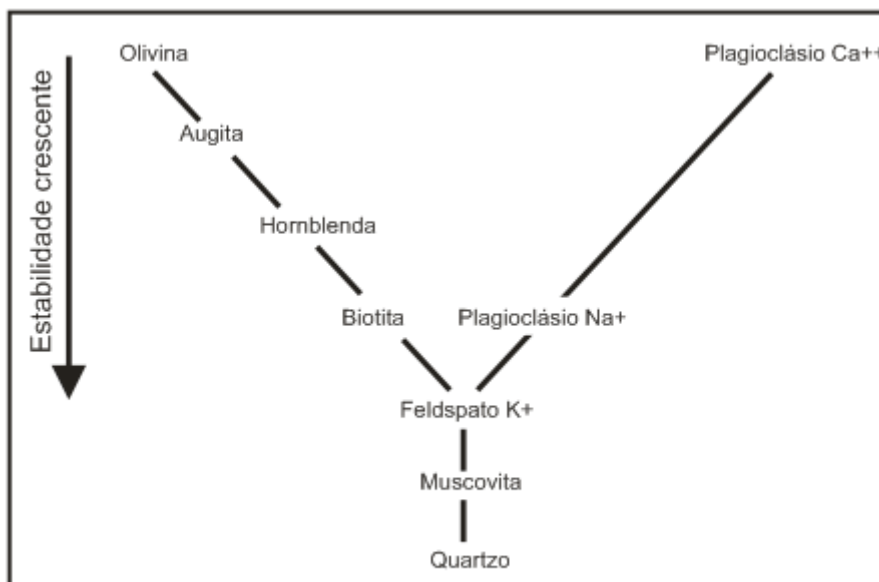


Fig. 3.1 - Sequência de alteração mineral (Goldich, 1938).

Para Melfi & Pedro (1978), no decorrer da alteração há sempre interação entre os diferentes constituintes: o quartzo, por exemplo, provoca um aumento da concentração de SiO₂ e pode fazer regredir a hidrólise dos aluminossilicatos alcalinos, modificando dessa forma a alteração.

Bigarella et al (1994), demonstram que “os minerais menos resistentes à ação da água com CO₂ dissolvido são os piroxênios e os anfibólios. Seguem-se os plagioclásios, depois o ortoclásio e finalmente as micas; destas, a muscovita é a que mais resiste. O quartzo não é inteiramente insolúvel. Entre os minerais acessórios, a apatita e a pirita são facilmente atacadas, enquanto a magnetita é relativamente resistente. Os mais resistentes são o zircão, o coríndon e a cromita, entre outros”.

Além das características dos minerais no processo de alteração, considera-se também a estrutura, como as rochas ígneas que sofrem uma ação muito lenta de intemperização, principalmente quando localizadas nas regiões temperadas ou mais frias. Nas regiões tropicais úmidas a velocidade de alteração é bem maior, o que pode ser expresso através da representação de Strakhov (1967). Sem considerar a relação estrutural, constata-se o significado da distribuição da precipitação com a espessura do material intemperizado, demonstrando o efeito da hidrólise no processo de sialitização (Fig. 3.2).

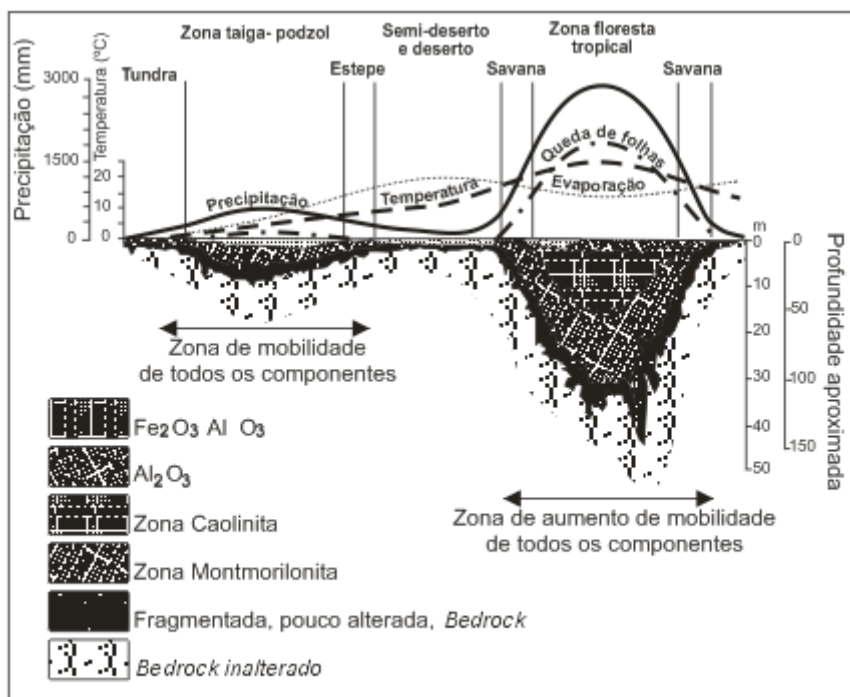


Fig. 3.2 - Esquema da disposição do manto de intemperismo em diferentes climas (Strakhov, 1967).

Quanto à estrutura de jazimento constata-se que as rochas ricas em planos de clivagem, como os xistos do Grupo Araxá, predominantes no Centro-Oeste, bem como as rochas fendilhadas ou com densa rede de diaclasamento, tendem a acelerar as reações químicas do intemperismo.

Para Demattê (1974), as rochas são intemperizadas quimicamente por uma grande diversidade de reações que podem ser classificadas por alguns modelos. Os silicatos se decompõem principalmente por hidrólise, mas alterações por troca de íons incluindo cátion não H, também são importantes. Carbonatação, hidratação, quelação, diálise, solução simples e reconstituição química são outros mecanismos ativos e importantes do intemperismo químico, os quais atacam as diversas rochas e minerais da litosfera". Para o autor essas reações são basicamente simples, visto que os processos "não desenvolvem nada mais complexo do que ionização, adição de água e gás carbônico, hidrólise e oxidação".

Dentre os tipos mais comuns de intemperismo químico serão tratados a dissolução, a hidratação, a hidrólise, a carbonatação e a oxidação. Apresentam-se a seguir algumas características de cada uma dessas modalidades.

Dissolução: refere-se à alteração química da água em função da concentração de íon H^+ , expressa como pH. Através da representação de Mason (1966), observa-se que enquanto a sílica (SiO_2) é altamente solúvel num meio básico, portanto pouco solúvel no meio ácido, a alumina (Al_2O_3) é solúvel nos extremos, tanto no meio ácido quanto no básico, apresentando baixa solubilidade em condição neutra (Fig. 3.3).

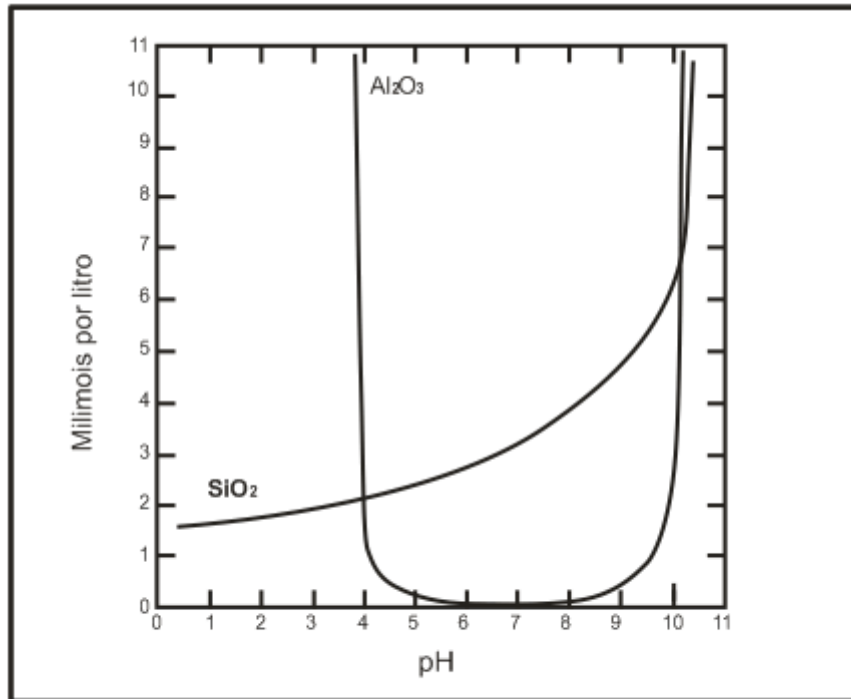
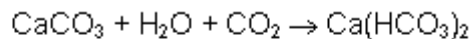


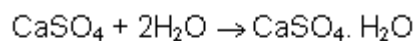
Fig. 3.3 - Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH (Mason, 1966).

A **dissolução** se caracteriza pelo primeiro estágio do processo de intemperismo químico, visto que determinados minerais ou rochas são mais facilmente dissolvidos pela água do que outros. Como exemplo, nos depósitos salinos (halita) e camadas de gipso a alteração é relativamente intensa, enquanto nas rochas carbonatadas, como o calcário e o dolomito, a ionização é mais lenta; ao contrário, na sílica, como o quartzo, forma-se uma espécie de química neutra, sem qualquer ionização apreciável na escala de pH das soluções naturais. No caso das rochas carbonatadas constata-se que a água contendo CO₂ (ácido carbônico), agindo sobre o calcário, transforma o CaCO₃ da calcita em bicarbonato solúvel, que é lixiviado⁴. A reação pode ser assim expressa:



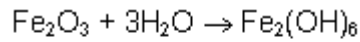
Carbonato de cálcio + ácido carbônico → bicarbonato de cálcio

Hidratação: refere-se à adição de água em um mineral e sua adsorção⁵ dentro de retículo cristalino. Trata-se portanto da adição de água em minerais para formar hidratos. Certos minerais são passíveis de receber moléculas de água em sua estrutura, transformando-se física e quimicamente, como a mudança da anidrita em gipso:



Anidrita → gesso (gipso)

ou da transformação da hematita em "limonita":



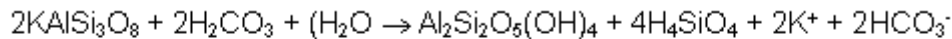
Hematita → limonita

Hurst (1975) observa que a reação e o tempo dos processos, nestas circunstâncias, “dependem da concentração de reagentes e dos seus produtos e das mobilidades dos vários constituintes”. Por exemplo, a reação em um sistema aberto pode ser inteiramente diferente da produzida em um sistema fechado, como na alteração do K-Feldspato (feldspato potássico), cujo principal produto pode tanto ser a caulinita como a illita, dependendo do sistema:

K-Feldspato + água ⇒ sistema aberto – caulinita + sílica + hidróxido de potássio

sistema fechado – illita + sílica + hidróxido de potássio

Hidrólise: consiste na reação química entre o mineral e a água, ou seja, entre íons H⁺ (hidrogênio ou íon hidrônico H³O⁺) e OH⁻ (íons hidroxilas). A reação de hidrólise pode ser demonstrada através da decomposição dos silicatos (feldspatos, micas, hornblenda, augita, dentre outros) pela água dissolvida. Como exemplo Brinkmann (1964) demonstra a seguinte reação de um feldspato alcalino (ortoclásio) em caulinita:

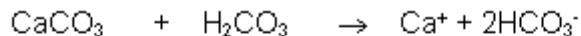


ortoclásio → caulinita

Considerando a alteração de aluminossilicatos, Pedro (1964 e 1966) observa que podem ser assinaladas duas situações quanto ao resultado da hidrólise: 1) hidrólise *total*: os três elementos que constituem um mineral primário, como um plagioclásio (Si, Al, Na ou K), são completamente liberados e aparecem no meio de alteração sob a forma de hidróxidos. Como exemplo, Si(OH)₄ e (Na + - OH⁻), solúveis, são eliminados completamente, enquanto Al(OH)₃ que é insolúvel, acumula-se *in situ* e se individualiza sob a forma de hidróxido de alumínio do tipo *gibbsita*; 2) hidrólise *parcial*: uma parte da sílica liberada do mineral primário reage com o alumínio para formar “sais básicos” insolúveis (hidroxissilicatos aluminosos – argila). Trata-se portanto do processo de sialitização, onde a dessilicificação do meio é incompleta e a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada.

Para Demattê (1974), os principais fatores que influem na hidrólise são: a) natureza da água (se a água saturada com sais não for removida e substituída por outra com concentração de sais menor, a hidrólise tende a paralisar, reduzindo o desenvolvimento do solo); b) efeito do pH sobre as solubilidades do Al₂O₃ e SiO₂ hidratado (em um pH8, a solubilidade do Al₂O₃ é reduzida a praticamente zero, mas do SiO₂ é reduzida apenas para ¼ daquela que era a pH10, conforme pode-se inferir através da Figura 3.3); c) ação das plantas (as plantas vivas fornecem íons H para a argila coloidal em contato com suas raízes, e tendem a criar condições de argila ácida, que por sua vez intemperiza as rochas e minerais presentes).

Cabonatação: o gás carbônico dissolvido na água dá origem a uma solução ácida, denominada hipoteticamente de ácido carbônico (H₂CO₃), que em reação com os minerais carbonatados, dá origem ao processo denominado carbonatação. Utiliza-se como exemplo a formação do bicarbonato de cálcio, que é bastante solúvel em água, a partir da calcita:



Carbonato de cálcio + ácido carbônico → bicarbonato de cálcio
(calcita)

Para Bigarella et al (1994), “nas regiões tropicais, a carbonatação é intensa e estimulada pela contribuição de CO₂ proveniente da vegetação exuberante. O transporte posterior do material carbonatado parece ser menor do que aquele verificado para regiões de climas mais frios. No primeiro caso, há rápida redeposição no próprio relevo cárstico”. Observam os autores que as pequenas quantidades de argilas e óxidos de ferro existentes no calcário normalmente preenchem as depressões topográficas, como as dolinas, além de ocorrerem na superfície do relevo cárstico sob a forma de “terra rossa”. Com base em pesquisas realizadas por Bigarella (1948), constata-se a formação de depósitos secundários de calcita a partir da solução dos carbonatos de magnésio e de cálcio pelas águas carregadas de CO₂.

colocam em dúvida o efeito da insolação no processo de desintegração das rochas, acreditando que o fraturamento ocorre em função das tensões térmicas associadas a processos tectônicos ou não tectônicos. Penteadó (1974) considera a expansão e contração térmica como processo pouco eficaz na desagregação mecânica, por afetar apenas a película superficial da rocha.

Congelamento-degelo: são fenômenos comumente registrados nas altas latitudes ou altitudes, onde a água gela e descongela freqüentemente, causando desintegração das rochas até mesmo em larga escala (crioclastia ou geliturbção). Como se sabe, o volume da água aumenta 9,05% quando transformada em gelo, levando ao desenvolvimento de forças de expansão em fissuras ou interstícios de rochas ou minerais em tal situação. É considerado o processo mais eficaz no fraturamento das rochas. “O afastamento das paredes rochosas com produção de lascas (cunha de congelamento) se dá pelo processo chamado gelivação (gelo e degelo)” (Penteadó, 1974).

Cristalização de sais: Bloom (1972) relata experimentos que comprovam a desintegração das rochas por processo de cristalização de sais. Um dos sais considerado atuante é o sulfato de cálcio hidratado (gipso). Embora se caracterize como um processo mecânico, é entendido como precursor do intemperismo químico, ao predispor a rocha à ação desse último.

Outros processos físicos foram descritos por vários autores como perfuração coloidal, colapso mecânico, gravitação, intemperismo por camada de água, umedecimento-dissecamento e entumescimento por umidade, todos de menor importância em relação aos descritos anteriormente, embora possam apresentar relevância em situações particulares.

c) Intemperismo Biológico

Os organismos vivos contribuem direta e, principalmente, indiretamente, para o processo de intemperização. Dentre os diferentes processos evidenciados, destacam-se os efeitos físicos e químicos associados aos animais e plantas.

Efeitos físicos e químicos induzidos por animais e plantas: referem-se à considerável redução em tamanho de minerais e rochas pela abundância da flora e fauna nos solos de áreas úmidas. Dentre os principais causadores desse processo destacam-se o atrito produzido cumulativamente pela penetração de organismos, como a passagem de partículas de solo através do trato de vermes e outros organismos, associado ao acunhamento de raízes, ou pela compactação e abrasão de grandes animais que se movem na superfície.

3.2. As variações climáticas e relações morfogenéticas

O clima sempre variou ao longo do tempo geológico, o que pode ser comprovado através de registros fósseis e palinológicos nas formações geológicas, como a partir do Proterozóico, cujas evidências ficaram registradas nas seqüências litoestratigráficas. Exemplos clássicos são os *Mesossaurus brasiliensis* nas seqüências carbonatadas da Formação Irati (Permiano), caracterizando ambiente lacustre, ou os sedimentos eólicos da Formação Botucatu (Jura-Cretáceo), associados a um ambiente desértico.

Dignas de nota, pela própria proximidade temporal, em que pese a escala de tempo geológica, são as oscilações climáticas no Pleistoceno, onde pelo menos quatro grandes fases glaciais, e outras quatro interglaciais, responderam pelo reafeiçoamento de vertentes, deixando evidências nos depósitos correlativos da região intertropical.

Salgado-Labouriau et al (1997), em estudo referente às mudanças climáticas em vereda no município de Cromínia (GO), constataram, através de correlações palinológicas, uma fase mais úmida em torno de 28.000 AP (antes do presente), um evento seco entre 13.000 e 10.000 AP e uma nova fase de acréscimo da umidade entre 6.500-5.000 AP, coincidindo com o aumento das precipitações constatadas em outras áreas do Brasil Central, como na Lagoa dos Olhos (De Oliveira, 1992) e Lagoa Santa (Parizzi, 1994). Partículas de carvão mostram, através de testes de C 14, que a queima vegetal já acontecia entre 32.400 até 3.500 anos AP (Salgado-Labouriau & Ferraz-Vicentini, 1994).

Bigarella et al (1994), apresentam evidências de alterações climáticas no Século XIX, citadas por Bouchardet (1938) para a Europa Ocidental, onde foram constatadas oscilações “em períodos médios de 30 a 35 anos, divididos em duas metades, uma fria e úmida e outra quente e seca”: três fases frias (1806 a 1820; 1836 a 1850; 1871 a 1885) com invernos excepcionalmente rigorosos, que se intercalaram a três séries de anos quentes (1821 a 1835; 1851 a 1870; 1885 a 1900). Ocorreram três épocas de chuvas abundantes (1806 a 1825; 1841 a 1855; 1871 a 1885), alternadas com outras de secas (1826 a 1840; 1856 a 1870; 1886 a 1900).

Com relação às mudanças climáticas atuais, atribuídas a derivações antropogênicas, utiliza-se dos exemplos apresentados por Bach (1986), que demonstra o acréscimo de gases do “efeito estufa” na atmosfera e suas conseqüências: o acréscimo anual de gás carbônico (CO₂) na atmosfera, medido no Mauna Loa, Hawaii, é da

ordem de 0,4%; o metano (CH₄), medido a partir de 1978 em diversas regiões do globo, inclusive no pólo sul, registra aumento que chega a 100 ppbv (partes por bilhão de volume) em apenas 4 anos; acréscimo de óxidos nitrosos (N₂O) no Oregon e Tasmânia fortalece o argumento de que os "gases do efeito estufa" têm promovido um aumento médio da temperatura global da ordem de 0,6 ° C, com tendência a atingir 1,5 ° C até 2.020.

3.2.1. As oscilações climáticas no Pleistoceno

Atendo-se um pouco mais às oscilações climáticas pleistocênicas, eleitas em função das melhores evidências para as correlações com as estruturas superficiais, apresentam-se algumas considerações quanto à possível gênese das alternâncias registradas, bem como reflexos destas nos mecanismos morfogenéticos.

Atualmente a região intertropical brasileira encontra-se sob o domínio de clima úmido, evidenciando-se no período chuvoso a existência de uma faixa de convergência formada entre a umidade proveniente da Amazônia (instabilidades de noroeste), resultante dos alísios de sudeste, e as ingressões dos fluxos extratropicais. Essa situação, denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), conta com a depressão térmica do Chaco, que atrai massas úmidas provenientes do norte, gerando extensa faixa que varre o continente brasileiro, principalmente as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste. No inverno, o deslocamento do centro anticiclônico do Atlântico Sul em direção ao continente brasileiro determina a estabilização de massas, impedindo os avanços do fluxo extratropical, gerando estiagem prolongada (de 4 a 6 meses).

Segundo Nobre et al (1998), o sistema de circulação de larga escala na baixa troposfera que atua na América do Sul durante o inverno compreende: a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, associada às atividades convectivas no noroeste da América do Sul (Colômbia, Venezuela) e América Central; os sistemas transientes frontais (FSs) associados às frentes frias na América do Sul, temperada e subtropical; e o Sistema de Alta Pressão Subtropical do Oceano Atlântico (SASH), também chamado Anticiclone do Atlântico Sul (Fig. 3.4). Durante o inverno ocorre o deslocamento para oeste do Anticiclone do Atlântico Sul (SASH), em direção ao continente, e o movimento para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), produzindo subsidência de larga escala típica sobre o Brasil Central e a Amazônia. Com isso tem-se o deslocamento da umidade e nuvens para áreas remotas, ao norte e noroeste da Amazônia. Esses fenômenos são responsáveis pela escassez de chuvas sobre o continente e pela definição da estação seca no Brasil Central (Vianello & Alves, 1991). O deslocamento do SASH em direção ao continente favorece a entrada de massas de ar provenientes do oceano, pela porção nordeste do Brasil.

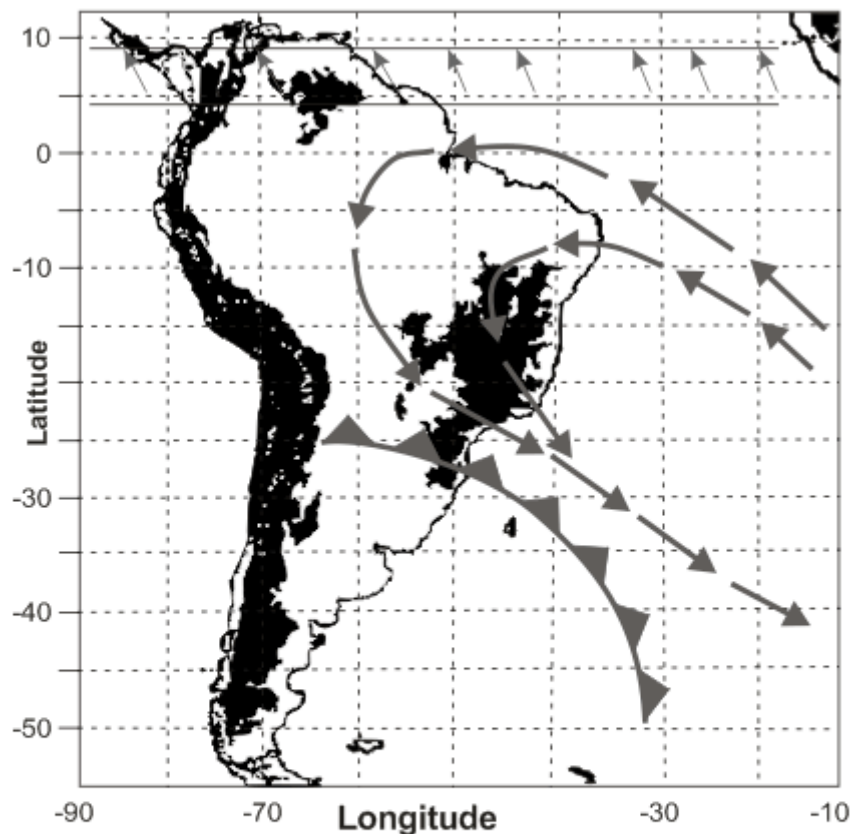


Fig. 3.4 - Principais sistemas que afetam a circulação da troposfera, no Brasil durante o inverno: 1) Anticiclone do Atlântico Sul, 2) Zona de Convergência intertropical, 3) Região de Subsidência de Larga Escala (Brasil Central), 4) Sistemas Transientes Frontais (Frentes Frias).

FONTE: Adaptada de Nobre et al. (1998)

Para Damuth & Fairbridge (1970), a dinâmica atmosférica atual é bastante parecida à constatada nas fases interglaciais do Pleistoceno, responsáveis pelas condições climáticas úmidas (Fig. 3.5). Contudo, nas fases glaciais, relacionadas a condições climáticas semi-áridas nas faixas intertropicais, registrava-se deslocamento do centro anticlinal do Atlântico Sul para menores latitudes, dominando a referida extensão continental. Nessas condições, além da restrição na dinâmica dos fluxos intertropicais, gerando situação de estabilidade, proporcionava franco domínio territorial dos fluxos extratropicais. Ao mesmo tempo, com o resfriamento decorrente dos avanços dos fluxos polares, constatava-se maior avanço das correntes marítimas frias, como as de Falkland (corrente das Malvinas) em relação à corrente do Brasil, bem como maior domínio da corrente fria de Humboldt ou do Peru, na costa do Pacífico.

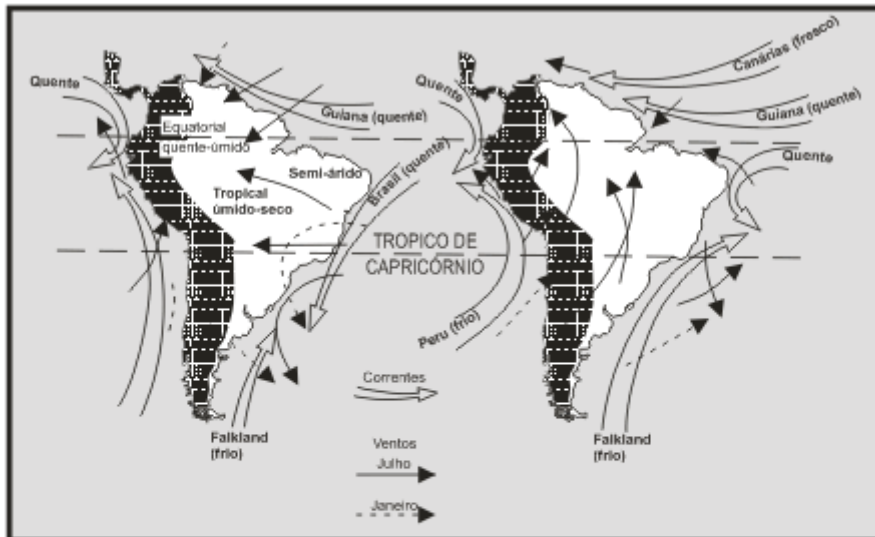


Fig. 3.5 - Modelos esquemáticos dos mecanismos climáticos e das diferenças paleoclimáticas entre a situação interglacial atual (à esquerda) e a possível situação glacial do último período seco pleistocênico (à direita) (baseado em Damuth e Fairbridge, 1970; Ab'Saber, 1977). Christofletti, 1999.

A primeira situação mostrada no mapa, refere-se à condição de circulação interglacial, como a evidenciada na atualidade, com o centro anticlinal do Atlântico Sul posicionado abaixo do Trópico de Capricórnio. As correntes quentes (do Brasil e do Golfo) apresentam grande atuação no continente, ficando a fria (de Falkland ou Malvinas) restrita à seção meridional. As massas de ar quente e úmida (tropicais marítimas do Atlântico Sul e do Atlântico Norte) são responsáveis, em parte, pelo clima úmido dominante (clima subúmido nas latitudes intertropicais).

A segunda situação (Fig. 3.5) esquematiza a fase glacial ou glácio-eustática, quando se dá o deslocamento dos centros anticlonais tropicais para faixa equatorial, gerando cinturão de subsidência nas menores latitudes. Assim, a coalescência dos centros anticlonais (Anticiclone do Atlântico Sul com o Anticiclone do Pacífico Sul) impede a ascensão de eventual umidade, restringindo a possibilidade de chuvas, caracterizando uma condição de semi-aridez em toda a faixa intertropical. O sertão nordestino, hoje semi-árido, nas fases glaciais estava individualizado pelo árido, portanto mais seco em relação ao atual. Com o deslocamento do centro anticlinal do Hemisfério Sul para menores latitudes, as massas de ar frias dominavam grande parte do continente, principalmente a seção meridional. Assim, as correntes marítimas frias, como a de Falkland e a de Humboldt (Peru), passavam a ocupar maior domínio latitudinal, restringindo a ação das correntes quentes, como a do Brasil e a do Golfo. O domínio da corrente fria respondia pelo resfriamento do ar proveniente do oceano, gerando estabilização atmosférica. Nessa circunstância, a estabilidade atmosférica decorrente do deslocamento do centro anticlinal do Atlântico Sul e o resfriamento produzido pelo domínio do fluxo extratropical originavam um clima semi-árido, "fresco", em toda região intertropical do Brasil, agravando a situação de deficiência hídrica no conhecido "Polígono das Secas".

Ab'Saber (1977) produziu quadro dos domínios naturais de paisagens da América do Sul, correspondente ao período de 13.000 a 18.000 AP, referente à última fase glacial pleistocênica (*W ürm* para os europeus, ou *W insconsin* para os americanos), com base em remanescentes da estrutura superficial. Na representação (Fig.3.6) constata-se uma clara tendência de as espécies xeromórficas se expandirem em relação às hidrófilas, ao mesmo tempo em que a vegetação relacionada a condições climáticas mesotérmicas se desloca para menores latitudes, caso da Araucária, que deixa o core do Planalto Meridional em direção às altas altitudes das serras do Mar e Mantiqueira, onde as condições termais eram inferiores em relação à situação atual.

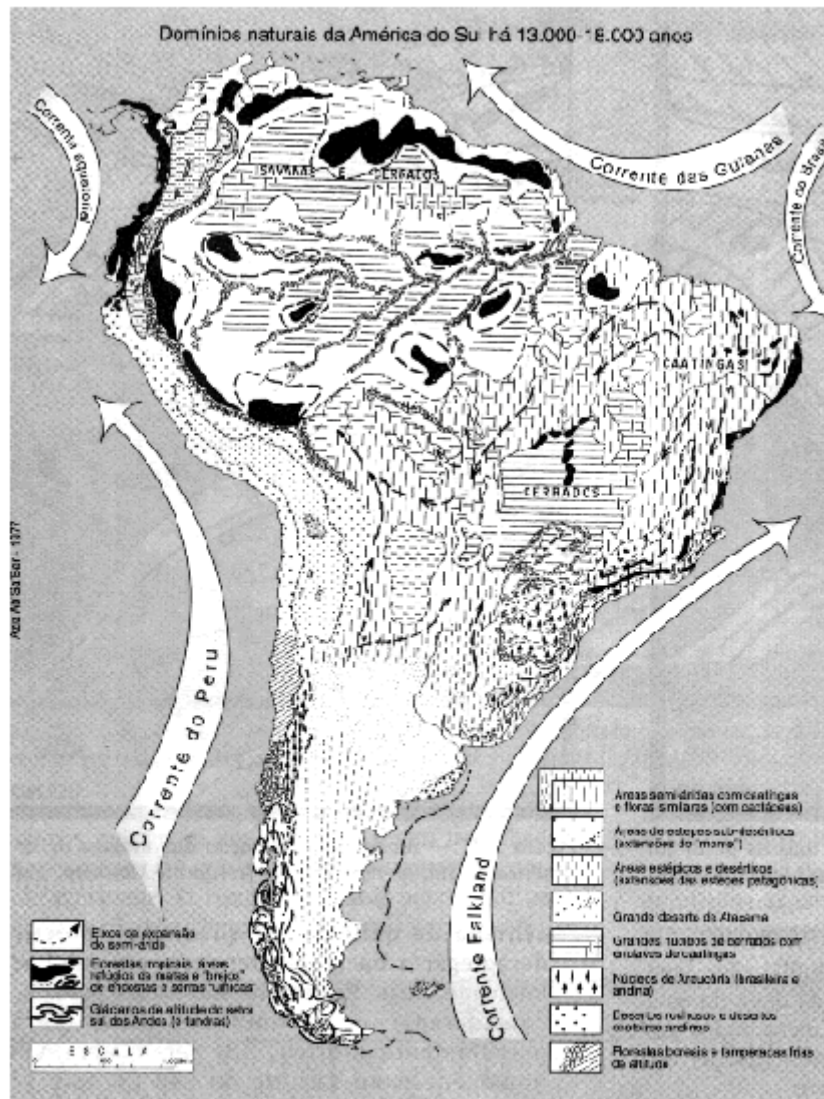


Fig.3.6 - Domínios naturais da América do Sul há 13.000 - 18.000 anos (conforme Ab'Saber, 1977)

Na faixa intertropical a deficiência hídrica glácio-eustática promovia a retração da formação florestal e a expansão da vegetação xeromórfica, com o domínio do Cerrado sobre as áreas hoje ocupadas pela Florestas Ombrófilas, ao mesmo tempo permitindo o avanço da Caatinga sobre o Cerrado. Nessa situação a bacia Amazônica estaria basicamente representada pelo Cerrado nas áreas interfluviais, com alguns enclaves de Formações Florestais (refúgios) em áreas mais úmidas (depressões relativas). O Cerrado ocupava o Planalto Central, enquanto a Caatinga estendia-se através dos grandes compartimentos topográficos depressionários, como as Depressões do São Francisco, Tocantins e Araguaia, atingindo o Pantanal Mato-grossense, onde ainda são encontradas espécies dessa natureza no mosaico representado pela complexidade vegetal. Tais áreas se individualizavam como eixos de expansão da semi-aridez, por apresentarem maior deficiência higrométrica. Na parte meridional do continente, a redução térmica determinada pelo avanço das massas de ar extratropicais e as correntes marítimas frias contribuíram para o avanço da Araucária, a partir do Planalto Meridional até o Espinhaço, o mesmo ocorrendo nos Andes meridionais. No Chaco prevalecia vegetação estépica (deserto frio), enquanto na seção meridional dos Andes os glaciais alpinos se faziam presentes, justificando a gênese dos *fjords* na região da Terra do Fogo (vales produzidos pela corrida do gelo em condição de eustatismo negativo, hoje afogados pela transgressão pós- *Würmiana*).

Com o retorno às condições úmidas pós- *Würmiana* ou holocênica, processo contrário foi observado, evidenciando-se domínio da Formação Florestal/Floresta Ombrófila sobre o Cerrado (caso da Amazônia) e do Cerrado sobre a Caatinga (Planalto Central e Oriental brasileiros), embora sejam encontrados enclaves de Cerrado em plena Amazônia (refúgios), Araucária na Serra do Mar e Mantiqueira, Caatinga no médio São Francisco, médio Araguaia e Pantanal Mato-grossense, além de outras espécies relacionadas a ambientes semi-áridos das fases glaciais.

Assim, registra-se uma estreita relação entre os diferentes domínios fitogeográficos com as alternâncias climáticas constatadas no Pleistoceno.

Num corte temporal, poder-se-ia admitir ser o Cerrado uma vegetação arcaica, o que justifica a denominação de vegetação clímax, anterior ao aparecimento da Formação Florestal⁷ atual, visto que as espécies xeromórficas podem ser correlacionadas às superfícies erosivas ou pediplanos terciário-quadernários.

Registra-se assim, estreita relação entre os diferentes domínios fitogeográficos com as alternâncias climáticas constatadas no Pleistoceno.

3.2.1.1. As fases climáticas pleistocênicas e processos morfogenéticos

Durante o Pleistoceno foram registradas pelo menos quatro fases glácio-eustáticas⁸, intercaladas a outras tantas interglaciais, conforme esquema (Fig. 3.7).

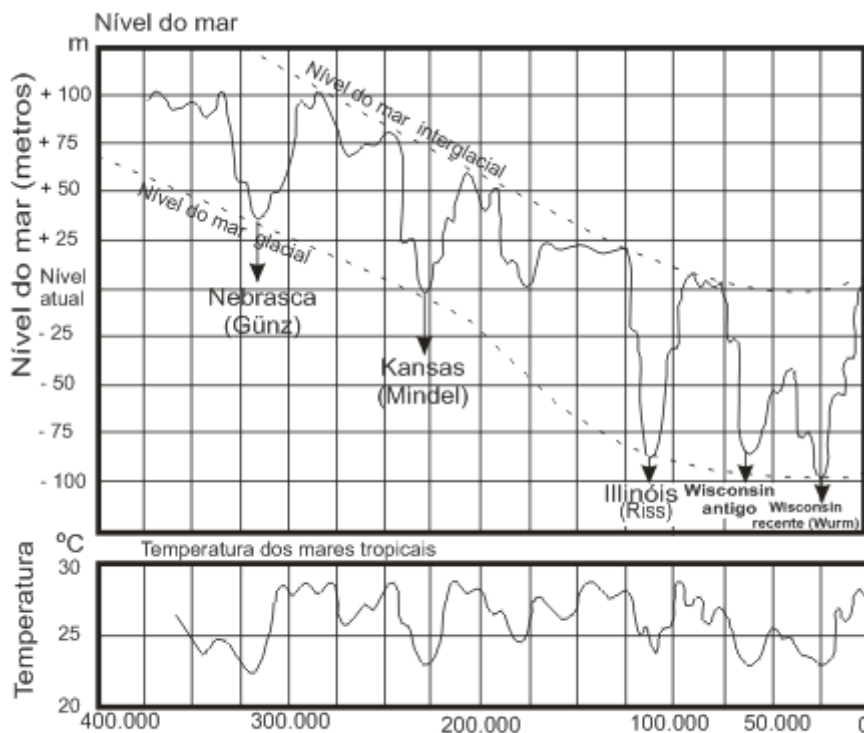


Fig. 3.7 - Oscilações climáticas pleistocênicas e implicações no nível marinho (Fairbridge, 1961).

Bigarella et al. (1975) apresentam argumentos baseados em possíveis influências astronômicas para explicar as mudanças paleoclimáticas pleistocênicas, concluindo que “essas variações são devidas a perturbações gravitacionais inerentes ao próprio sistema planetário. Entre os elementos a considerar estão: excentricidade da órbita, longitude do periélio e obliquidade da eclíptica”. Bigarella et al (1994) consideram que “as mudanças periódicas e drásticas das condições climáticas durante o Quaternário influíram na distribuição das massas de ar e no sistema dos ventos. O regime da temperatura global foi, por conseguinte, amplamente afetado pela transferência de calor através das correntes marinhas e aéreas”. Relatam que, quando a geleira avançava, os cinturões de chuvas nas regiões temperadas deslocavam-se sobre as regiões semi-áridas, e estas, por conseguinte, sobre as regiões equatoriais quentes e úmidas.

O fator térmico das águas marinhas reflete as alterações climáticas, refletindo no comportamento do nível marinho; a queda da temperatura está associada ao abaixamento do nível do mar e vice-versa.

As quedas térmicas registradas nas fases glácio-eustáticas passadas repercutiram principalmente no Hemisfério Norte, devido à maior proporcionalidade de terras emersas. Os efeitos das glaciações atingiram a América do

Norte (região dos Grandes Lagos) e grande parte do continente europeu. Na Europa foram observadas deposições ou formas elaboradas pelo deslocamento de geleiras, como as *morainas*, que originaram patamares ao longo de vertentes, levando ao entendimento da existência de quatro fases glaciais, denominadas, da mais antiga para a mais recente, de *Günz*, *Mindell*, *Riss* e *Würm*, intercaladas por fases interglaciais. Se na fase glacial se dava um decréscimo da temperatura das águas marinhas, tendo como referência os mares tropicais, na interglacial a temperatura se eleva, acarretando o aumento do nível marinho (eustatismo positivo) pela fusão dos glaciais.

Considerando as diferenças climáticas entre as fases glaciais e interglaciais pleistocênicas constata-se que enquanto nas primeiras prevalecia a morfogênese mecânica nas latitudes intertropicais, relacionadas ao clima semi-árido, nas segundas registrava-se a morfogênese química, associadas ao clima úmido, situação próxima ao Holoceno. Assim, sob diferentes condições climáticas tem-se diferentes tipos de intemperismos, com depósitos correlativos diferenciados.

Como grande parte da umidade responsável pela precipitação é proveniente dos oceanos (aproximadamente 4/5 resultam de evaporação dos mares), a quantidade evaporada nas fases glaciais não retornava aos mares, já que as precipitações nas latitudes altas e médias, em forma de neve, eram acumuladas, contribuindo para a expansão da calota polar dos hemisférios (*inlands*) e para a origem de banquisas (gelos flutuantes em altas latitudes). A ausência do retorno cíclico da água é responsável pelo decréscimo do nível marinho (eustatismo negativo ou regressão marinha), razão por que os processos morfogenéticos agressivos trabalharam em função de um novo nível de base geral.

Na fase interglacial, os *inlands* entravam em processo de fusão dada a elevação da temperatura, com o conseqüente retorno das águas aos oceanos, elevando o nível marinho (eustatismo positivo ou transgressão marinha), e afogando áreas retrabalhadas nas fases glácio-eustáticas anteriores.

Deve-se considerar que as glaciações pleistocênicas ocasionaram atividades isostáticas: quando a concentração de gelo se dava no centro da calota (como na região da Escandinávia), a subsidência processada refletia na crosta interna, provocando deslocamento de massa, com elevação das áreas periféricas. Na fase interglacial, como a holocênica atual, o alívio de carga no centro da calota, em decorrência da fusão do gelo (*inlands*), produziu soerguimento da crosta interna, com conseqüente abaixamento da periferia por compensação. A superfície periférica dos *inlands*, além de abaixar, por compensação isostática, como no pós-*würmiano*, sofreu afogamento acarretado pela fusão do gelo, conhecida por transgressão *flandriana*. Esse fato pode ser exemplificado na Holanda, Países Baixos, onde a cada século se verifica um abaixamento da crosta de 30 cm, enquanto em Estocolmo ocorreu um levantamento de 19 cm em 50 anos. Evidências atuais de transgressão marinha podem ser percebidas na costa oriental brasileira, a exemplo das "rias" dos rios Doce e Paraguaçu (afogamento da foz por provável fenômeno epirogenético ou eustático) ou o próprio preenchimento da baía da Guanabara.

No extremo sul da América do Sul, durante a fase glacial, ocorreu o desenvolvimento de glaciais alpinos (gelos nas partes elevadas), os quais desciam as encostas criando vales em "U", decorrentes da erosão por friccionamento ou atrito. Nesse período, a extensão de áreas emersas era maior, uma vez que prevalecia o eustatismo negativo. Na fase interglacial, o derretimento do gelo eleva o nível marinho provocando o afogamento dos vales (*fjords*), criando, em conseqüência, uma sucessão de pequenas ilhas, como na Terra do Fogo (sul da América do Sul).

Além das alternâncias nos domínios fitogeográficos decorrentes das mudanças nos sistemas de circulação aérea e marítima, as oscilações climáticas pleistocênicas foram responsáveis pelas variações morfogenéticas associadas aos contrastes nas formas de intemperismo (físico ou mecânico e químico), com reflexos direto na tipologia dos depósitos correlativos. Desse modo, nas fases glaciais registrou-se morfogênese mecânica, devido à condição semi-árida nas latitudes intertropicais, com pronunciada ou discreta pedimentação, enquanto na interglacial, registrou-se intemperismo químico, com entalhamento da drenagem, e processo de coluvionamento.

Os detritos resultantes da desagregação mecânica apresentam uma disposição hierarquizada a partir da fonte de origem: próximos ao sopé da vertente são grosseiros, reduzindo gradativamente à medida que dele se afastam. Essa disposição caracteriza o pedimento. A torrencialidade pluviométrica associada às condições climáticas semi-áridas tem importante participação no transporte e hierarquização dos detritos.

Na fase interglacial ou pluvial, a drenagem é reorganizada e o intemperismo químico é responsável pela decomposição das rochas, procurando inumar os detritos produzidos em condições anteriores, através do processo denominado de coluvionamento, podendo preservar ou destruir as paleoformas ou paleodepósitos ainda existentes.

O contraste morfogenético gera diferenças de composição dos depósitos correlativos, caracterizados como indicadores para a restituição paleoclimática da área.

Como exemplo, apresenta-se perfil de vertente comum nas latitudes intertropicais, onde são observadas as diferentes seqüências cronodepositivas (Fig. 3.8). Os pedimentos detríticos ou cascalheiras encontram-se recobrendo material alterado *in situ* e sotopostos por colúvio pedogenizado. Os detritos ou paleopavimentos encontram-se associados à morfogênese mecânica, correspondente a uma fase glácio-eustática pleistocênica, enquanto o colúvio superficial vincula-se à morfogênese química ou fase interglacial, como o holoceno atual. Esse material convertido em solo, depois de ter sido colonizado por microorganismos, recebe o nome de colúvio pedogenizado.

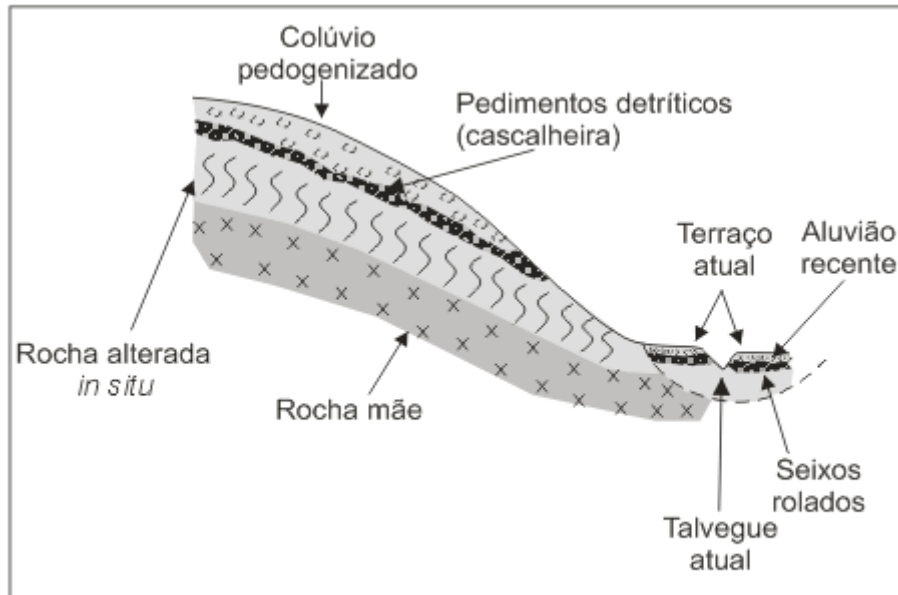


Fig. 3.8 - Relações cronodepositivas em uma vertente.

Na planície aluvial, compartimento topográfico de embutimento elaborado pelo sistema fluvial, associado à meandração, as seqüências deposicionais são resultantes do trabalho do próprio rio. Trata-se de cascalheiras inumadas ou suspensas, evidenciando alternâncias climáticas distintas. São materiais diferentes dos pedimentos, principalmente quanto à forma: naquelas são angulosos e apresentam baixo grau de transporte, enquanto nestes são arredondados ou ovalados, mostrando nítido processo de transporte fluvial, por rolamento ou saltitação, responsáveis pelo desarestamento.

Para se entender os depósitos de terraços ou "baixos terraços", deve-se considerar um clima semi-árido, responsável pelo abandono ou redeposição de seixos rolados, elaborados pelo transporte fluvial no clima úmido antecedente, posicionados ao longo de talvegue remanescente. Numa fase seguinte, determinada pelo retorno ao clima úmido, evidencia-se o reentalhamento da drenagem no antigo leito abandonado, ou próximo deste; os seixos rolados, abandonados na fase agressiva anterior, depois de exumados pela incisão da drenagem, se posicionam acima do talvegue atual, muitas vezes sotopostos ou recobertos por sedimentos resultantes do transbordamento do rio, como os depósitos aluviais, ou provenientes de montantes (depósitos colúviais). Para que tal incisão (epigenia) aconteça, é necessário gradiente suficiente para ativação da erosão remontante, ou então efeito de natureza tectônica (epirogênese positiva), como Moraes Rego (1933) admite ter acontecido entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno.

a) Relações processuais e depósitos correlativos

Além de alterações fitogeográficas, mudanças no sistema de circulação atmosférica e marítima, as oscilações climáticas pleistocênicas foram responsáveis por outros processos morfogenéticos, respondendo por depósitos correlativos distintos, comumente encontrados em cortes de talude ou "desbarrancados", associados a atividades erosivas, oferecendo importante subsídio à compreensão dos fenômenos ligados à evolução das vertentes.

Embora se registre com freqüência perfis de intemperismo relacionados exclusivamente às condições climáticas atuais, com variações determinadas pela declividade (Figs.3.9 e 3.10), muitos são os depósitos correlativos que preservam paleopavimentos associados às condições climáticas agressivas (Fig.3.11).

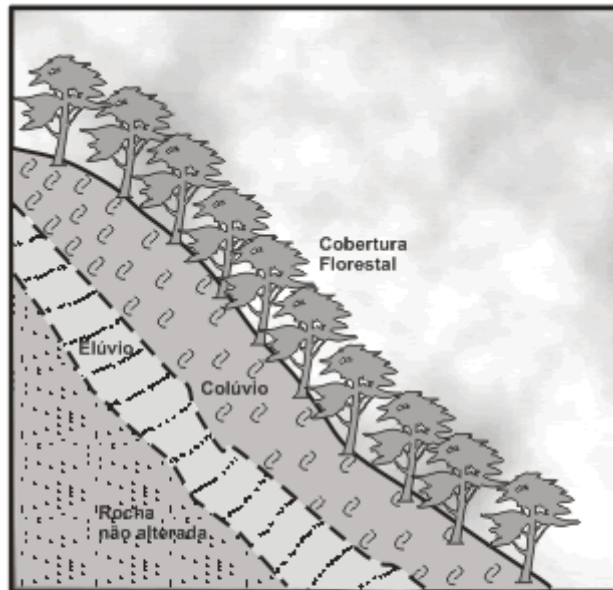


Fig. 3.9 - Perfil típico do manto de intemperismo. Sobre a rocha não alterada segue-se em transição o elúvio e sobre este o colúvio. Nas regiões de condições climáticas úmidas o conjunto é recoberto por vegetação densa do tipo florestal (Bigarella, 1994).

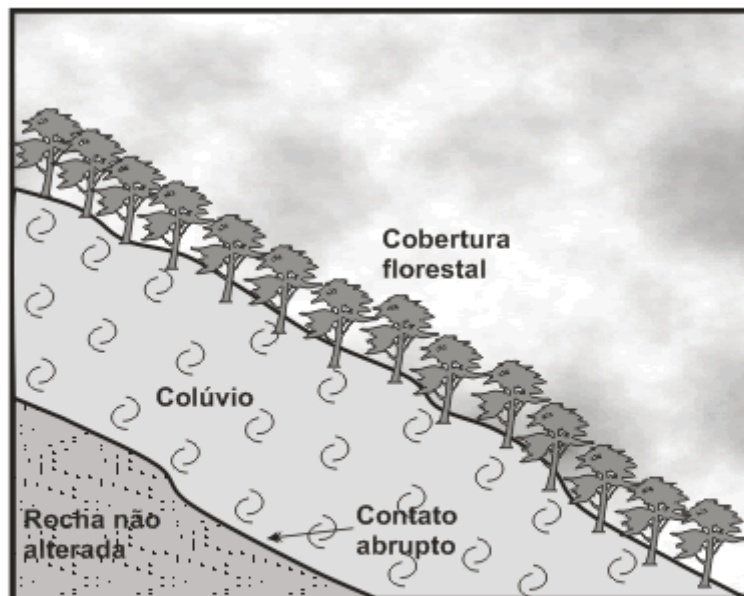


Fig. 3.10 - Em muitos lugares das regiões montanhosas úmidas o colúvio jaz diretamente sobre a rocha fresca. Neste caso o elúvio foi removido durante uma crise climática anterior. O contato abrupto entre a rocha sã e o colúvio desempenha um papel importante na instabilidade das vertentes (Bigarella, 1994).

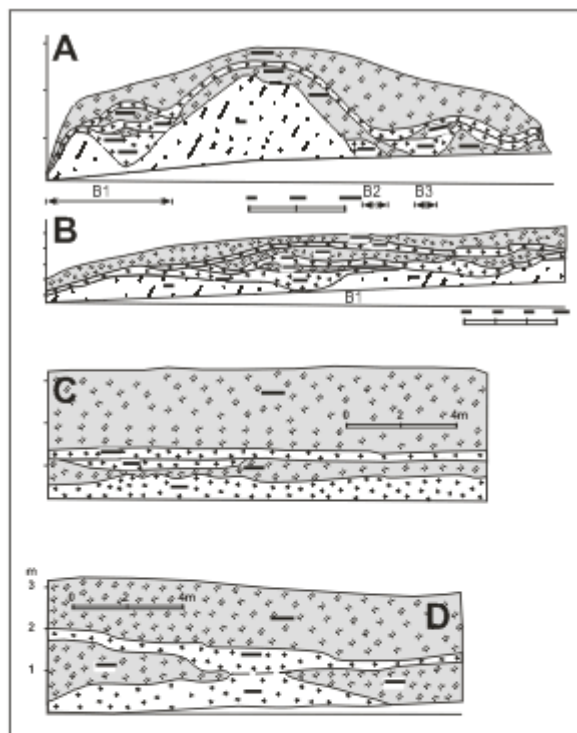


Fig. 3.11 - Cortes realizados no Km 6 na rodovia Botucatu - Brusque, SC. As camadas de colúvio e as linhas de pedra jazem em inconformidade erosiva (II) sobre xistos alterados *in situ*. As linhas de pedras (III) e (V) são constituídas de seixos, blocos e pequenos matacões eventuais. A linha de pedras de espessura e dimensões menores possui fenoclastos de quartzo subarredondados com dimensões máximas de 15x10cm. Nas linhas de pedras também são encontrados fragmentos de xisto alterado. Nas camadas de colúvio (IV, VI e VIII) ocorrem seixos esparsos de quartzo e de xisto alterado. Os diferentes horizontes de linhas de pedras juntam-se em determinados locais em subsuperfície devido a processos erosivos que atuaram sobre a camada coluvial. Nas linhas de pedras encontram-se bolsões lenticulares que afinam lateralmente. Os bolsões de fenoclastos são devidos, em parte, à ação do escoamento pluvial concentrado com remoção do material fino. A continuidade espacial das linhas de pedras foi interrompida pela dissecação vertical do terreno (Bigarella, 1994).

Por elúvio entende-se o material alterado por intemperização química que permanece *in situ*, formando normalmente contato gradacional com a rocha subjacente. Muitas vezes o elúvio se constitui num manto bastante decomposto quimicamente, podendo encontrar-se preservada a estrutura original da rocha.

Colúvio refere-se ao material detrítico proveniente de locais topograficamente mais elevados, depositado em situação morfológica apropriada, como seções embaciadas, associado a processo de transporte. Tais depósitos podem corresponder ao resultado da movimentação do elúvio. Trata-se, portanto, de material que foi produzido a montante, transportado por processos comandados pela ação da gravidade. Geneticamente, colúvio é definido como sendo material transportado em conjunto pelo escoamento superficial ou pela ação da gravidade, ao longo da vertente, até o seu sopé, onde normalmente assume maiores proporções, quando não é trabalhado ou retirado por outros processos, como o fluvial. No sentido descritivo, corresponderia aos materiais que descem a encosta. Os colúvios são pouco estratificados ou não apresentam estratificação, sendo facilmente diferenciados dos solos originais (alterados *in situ*), algumas vezes facilmente identificados pela existência de paleopavimentos que os separam dos materiais subjacentes.

O emprego do termo paleopavimento tem por objetivo diferenciar o material elaborado e depositado em condições pretéritas, em relação aos depósitos ou alterações relacionadas ao intemperismo atual. Bigarella & Ab'Sáber (1964) conceituam paleopavimento "como um horizonte guia, de extensão apreciável em todo Brasil, separando os eventos pré-pavimentação daqueles pós-pavimentação, além de documentar a última fase seca, que teve lugar de forma ampla em quase todo o país". Bigarella et al, 1994, alegam estar o paleopavimento soterrado por material originado num clima úmido posterior, subatual e atual, "sobre o qual desenvolveram-se as pujantes florestas tropicais e subtropicais do Brasil leste e meridional".

No exemplo acima (Fig. 3.11) a rocha alterada *in situ* é recoberta por cascalho ou colúvio, representando um nível de erosão antigo, que por sua vez é inumado por material proveniente de montante, com superposição de nova linha de pedras em *bolsons* laterais. A colonização por microorganismos do depósito de cobertura recebe o nome de colúvio pedogenizado, dando sustentação ao desenvolvimento de vegetação.

A planície aluvial, elaborada por ação fluvial (processo de meandração em condição interglacial, com possibilidade de alargamento do leito por recuo paralelo de vertentes em condição glácio-eustática), pode encontrar-se preenchida por depósitos aluviais atuais inumando cascalheiras associadas à morfogênese mecânica. Trata-se de materiais diferentes dos pedimentos ou paleopavimentos localizados nas vertentes, por terem normalmente sido trabalhados pelo próprio sistema fluvial. Enquanto os paleopavimentos de vertente apresentam características angulosas, por terem sido elaborados em condição climática seca (resultante da desagregação mecânica) e geralmente pouco transportados, os inumados pelos sedimentos aluviais holocênicos normalmente encontram-se arredondados ou subarredondados, em consequência do transporte fluvial (rolamento ou saltação). Ambas as formas significam que os detritos foram depositados em condições climáticas agressivas, e com o retorno ao clima úmido, foram inumados, fossilizados, constituindo testemunhos das alternâncias climáticas na área.

Bigarella & Andrade (1965), ao tratarem das condições climáticas que deram origem aos paleopavimentos pleistocênicos consideram não terem sido tão severas ou tão extensas como aquelas que originaram os pediplanos ou pedimentos. Atentam para a possibilidade de ter existido mais de uma fase de formação de paleopavimentos, salientando ser o aspecto atual evidência do resultado de retrabalhamentos sucessivos dos seixos em várias fases secas. Bigarella et al (1994) apresentam esquema sobre a origem dos paleopavimentos múltiplos (Fig.3.12), observando que após a formação do segundo nível segue-se nova deposição de colúvio, o que é indicado pelo limite abrupto entre os colúvios inferior e superior. Quando o colúvio é pobre em material detrítico mais grosseiro, como o quartzo, a separação torna-se pouco clara, dada a ausência de um bom indicador.

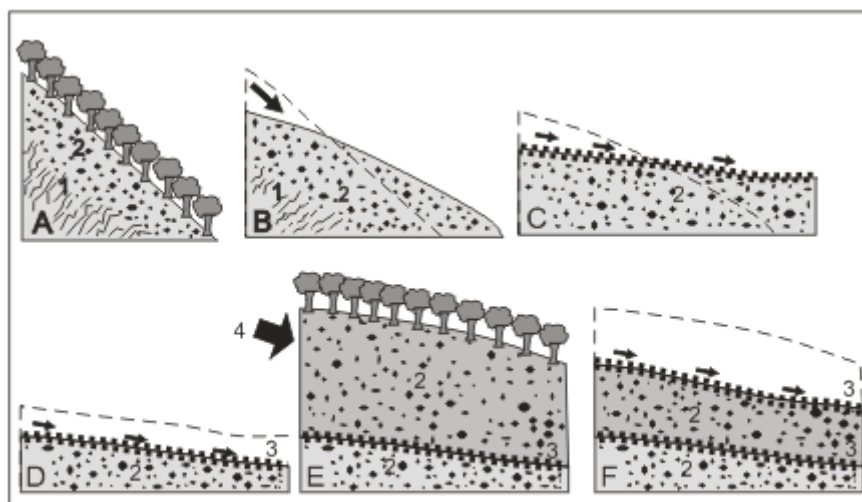


Fig. 3.12 - Origem dos paleopavimentos. **A**- Vertente coberta de vegetação florestal (condições climáticas úmidas); o manto de intemperismo abrange o elúvio "2". **B** - Transição climática para o seco ou para o semi-árido; rarefação ou eliminação da cobertura florestal expõe o solo à erosão, principalmente pelo escoamento superficial laminar, eliminando o material fino e deixando um depósito residual grosseiro, geralmente rudáceo (diagrama **C**). **D** - O processo continua removendo os finos e aumentando a espessura dos grosseiros. Subseqüentemente, pode ocorrer uma mudança climática para o úmido com o retorno do intemperismo químico das rochas e desenvolvimento de novo manto de alteração. **E** - A linha de pedras "3" foi recoberta por um novo colúvio resultante de um movimento de massa procedente de montante, isto é, de áreas mais elevadas da topografia "4". **F** - Transição climática para o seco; repetição do processo de remoção dos finos e concentração de cascalho residual (Bigarella, 1994).

Na representação correspondente à origem dos paleopavimentos (Fig. 3.12) constata-se a seguinte evolução descrita pelos autores:

A – vertente coberta de vegetação florestal (condição climática úmida) onde o manto de intemperismo abrange o elúvio " 2" ;

B – transição climática para o seco ou semi-árido, com rarefação ou eliminação da cobertura florestal expõe o solo à erosão, principalmente pelo escoamento superficial laminar, retirando o material fino;

C – com eliminação do material fino, em condição seca ou semi-árida, destaca-se a presença de um depósito residual grosseiro, geralmente rudáceo;

D – o processo de escoamento superficial continua removendo os finos e aumentando a espessura dos grosseiros, podendo, subseqüentemente, ocorrer mudança climática para o úmido, com retorno ao intemperismo químico das rochas e desenvolvimento de novo manto de alteração;

E – a linha de pedra " 3" foi recoberta por um novo colúvio resultante de movimento de massa procedente de montante (área topograficamente mais elevada " 4");

F – transição climática para o seco, com repetição do processo de remoção dos finos e concentração de cascalho residual.

Ab'Sáber (1968), na tentativa de classificação das feições geomórficas e depósitos quaternários no Estado de São Paulo, denomina os paleopavimentos mais recentes de *stone-lines*, como depósitos inumados por colúvios holocênicos, entendidos como depósitos de cobertura, o mesmo evidenciado nas planícies alveolares de formações recentes (planícies aluviais). Os "baixos terraços", o reafeiçoamento de vertentes, os diferentes níveis de pedimentação e os grandes alvéolos pedimentados são classificados como pleistocênicos. Bigarella & Andrade (1965) admitem uma idade maior para os paleopavimentos, sendo os mais antigos correspondentes à primeira fase glácio-eustática pleistocênica referentes a depósitos associados às fases secas, com sucessivo retrabalhamento do material, "não distinguível estratigraficamente".

Bigarella et al (1994) apresentam farto material sobre depósitos correlativos, com importante contribuição ao entendimento genético e características texturais. Para uma melhor compreensão do estudo da estrutura superficial, serão apresentados alguns conceitos consagrados na literatura geomorfológica:

Depósitos de cobertura: são formações detríticas, de origem coluvial ou elúvio-coluvial, presentes nas regiões tropicais úmidas, "que acompanham todas as irregularidades principais da topografia das vertentes e dos interflúvios mais baixos ou rebaixados, atingindo todos os níveis e patamares de relevo mais recentes do território (...) incluindo-se até mesmo o dorso dos baixos terraços fluviais que ladeiam descontinuamente as atuais planícies de inundação" (Ab'Sáber, 1968). Observa o autor que os depósitos de cobertura mais recentes são tipicamente formações designadas de "edafo-pedogênicas" nos códigos estratigráficos.

Planície de inundação meândrica: refere-se a depósitos aluviais, holocênicos ou subatuais, relacionados tanto à elaboração das superfícies alveolares a partir de processo de meandração, como a transbordamento fluvial em relação ao leito maior, por ocasião dos fenômenos de enchentes. Para Ab'Sáber (1968), existem diferenças ponderáveis "entre a sedimentação flúvio-aluvial da base das planícies de inundação (...) quando cotejados com os sedimentos aluviais finos, da área superior de aluviação em processo", denominados de *back swamps*. A "caixa", correspondente à planície de inundação, também conhecida como planície de conformação alveolar, resulta tanto do trabalho evorsivo identificado nas margens côncavas dos meandros, como por alagamento local dos vales, associado ao recuo paralelo de vertentes por ocasião das fases glácio-eustáticas. Em tais circunstâncias podem existir "baixos terraços" (veja adiante) embutidos descontinuamente em flancos dos alvéolos, tornando-se possível a identificação cronodeposicional.

S tone lines ou paleopavimentos: referem-se à forma de ocorrência de depósitos subsuperficiais rudáceos transportados em condições torrenciais dos climas secos, como aqueles relacionados à última fase glacial pleistocênica, podendo estar associados a sucessivos retrabalhamentos do material (Bigarella & Andrade, 1965). Ab'Sáber (1968) descreve as *stone-lines* como depósitos de vertentes associados à morfogênese mecânica, constituindo sempre "o saldo detrítico mais grosso e pesado que estava em trânsito para os talwegues, e que foram interrompidos em sua marcha, vertente abaixo, pelo retorno das condições climáticas morfogenéticas ou pedológicas relacionadas a uma morfogênese química e biogênica. Nesse sentido, aquilo que estava se deslocando lentamente, por gravidade e ação das enxurradas, devia ser um tipo de 'chão pedregoso' intertropical ou subtropical, reportando-nos apenas ao que conhecemos do caso brasileiro". Considera como principais fontes de fornecimento das *stone-lines* os fragmentos de "cabeças" de diques de quartzo, fragmentos de quartzo intercalados em xistos, como evidenciados no Grupo Araxá, em Goiás, seixos provenientes do retrabalhamento de cascalheiras de terraços fluviais, seixos de velhas gerações, intraformacionais, fragmentos de calhaus de crostas ou horizontes de limonita, fragmentos de geodos ou pseudo-seixos de pequenos geodos de sílica, ágata ou calcedônia, além de fragmentos de antigas cornijas ou outros tipos de afloramentos rochosos.

Baixos terraços: referem-se a depósitos normalmente associados a fundos de vale, "de origem climática, inteiramente relacionados às condições hidrodinâmicas e morfogenéticas suficientes para criar calhaus e fragmentos, trabalháveis pelos rios, a curto e médio espaço de transporte. Variando de subarredondados a subangulosos, os seixos de tais depósitos estão relacionados quase sempre a um transporte relativamente curto, predominando distâncias que vão de 15 a 50 km ..." (Ab'Sáber, 1968).

Pedimentos detríticos: referem-se a detritos resultantes do processo de pedimentação, ou seja, recuo paralelo de vertentes em condição climática agressiva (clima seco), cuja duração e extensão são responsáveis pelo desenvolvimento de níveis erosivos, concordantes ou não, aos depósitos subjacentes. Referem-se, portanto, a eventuais depósitos associados ao recuo paralelo das vertentes determinado pela morfogênese mecânica. A desagregação mecânica ao longo do tempo geológico responde pela formação de uma superfície erosiva que, se estiver discordante do material subjacente, com presença de detrito, e recoberta por seqüência coluvial subsequente, pode ser visualizada e individualizada nas suas sucessividades. Guerra (1993) atribui a gênese dos pedimentos a paleocanais que "fazem lençol à semelhança de um grande leque, logo na saída da montanha. Todavia esta zona de lençol de detritos será aplainada e constituirá o chamado *glacis d'érosion*. Esse material será assim transportado mais para baixo, dando origem a uma planície de aluviões chamada de *bajada* ou de *glacis de sédimentation*. Nessas planícies de *bajadas* podem se encontrar depressões, onde se acumulam água de caráter permanente ou temporário, denominadas de *playas*".

Superfícies de aplainamento ou de erosão: corresponde a "uma topografia mais ou menos plana, resultando de um trabalho prolongado da erosão, em condições tectônicas e climáticas estáveis" (Archambault et al, 1967).

Os avanços com relação aos estudos de aplainamento demonstram possibilidade de reajustamento isostático em uma mesma fase de elaboração climática, proporcionando a diferenciação de níveis, dependendo da ação tectônica (veja sistema de referência de King no capítulo 1). Encontram-se associadas a processo de pediplanação, em fase climática seca. Os autores concluem que “uma superfície de aplainamento constitui uma etapa importante na história do relevo. Ela marca o fim de uma longa evolução e pode constituir o ponto de partida de uma nova etapa do aparecimento de formas após o desencadeamento de uma nova onda de erosão”. Além do comportamento topográfico, outros argumentos contribuem para a caracterização de uma superfície de aplainamento, como: independência da topografia em relação à estrutura, seja ela friável ou resistente; testemunhos de uma cobertura discordante sobre a rocha subjacente; e testemunhos de uma evolução exposta sob forma de paleossolos.

Como exemplo, apresentam-se perfis esquemáticos da evolução das formações superficiais no município de Atibaia (Fig. 3.13), produzidos por Carvalho & Rota (1974). Os autores alertam para o fato de que o esboço esquemático mostra apenas uma seqüência de eventos, sem nenhuma conotação de idade.

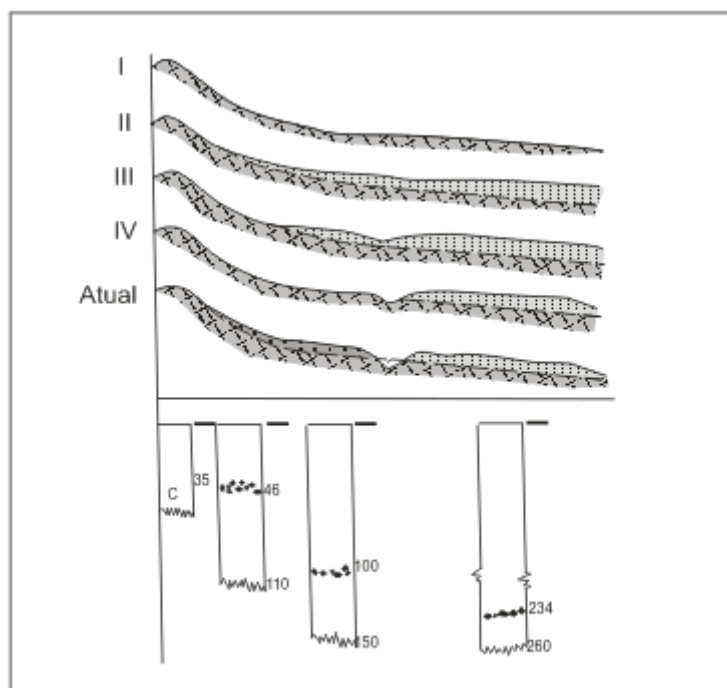


Fig. 3.13 - Esboço esquemático da evolução da topografia e das formações superficiais, aparecendo ainda os perfis esquemáticos das várias formações (Carvalho & Rota, 1974).

Numa fase inicial a elaboração da superfície pedimentar (nível 1, fase I), ocorrendo a seguir a deposição de material detrítico de cobertura (nível 2, fase II), que poderia ou não ser depósito correlativo da superfície inicial. Trata-se de esquema típico proposto por Ruhe (1960), a partir do qual teriam se desenvolvido as superfícies do município. A fase seguinte encontra-se caracterizada pelo retrabalhamento das superfícies anteriores e remoção progressiva do material detrítico nas partes mais íngremes do relevo (Fase III). A fase IV corresponde ao final do entalhe com elaboração do nível 1, que poderia ser resultante de exumação. O nível 2, na seção mais suave, teria sido preservado, pelo menos em parte, provavelmente em função de sua maior espessura e posição topográfica. Na fase final (atual), teriam ocorrido depósitos por processos de transporte por coluvionamento de vertentes, com conseqüente elaboração do nível 5.

b) Evolução das vertentes no Pleistoceno

Para se ter uma idéia do processo evolutivo relacionado às oscilações climáticas registradas no Pleistoceno, apresenta-se a seguir, esquema (Fig. 3.14) idealizado por Bigarella & Becker (1975) para a Formação Itaipava (vale do Itajaí-Mirim, SC):

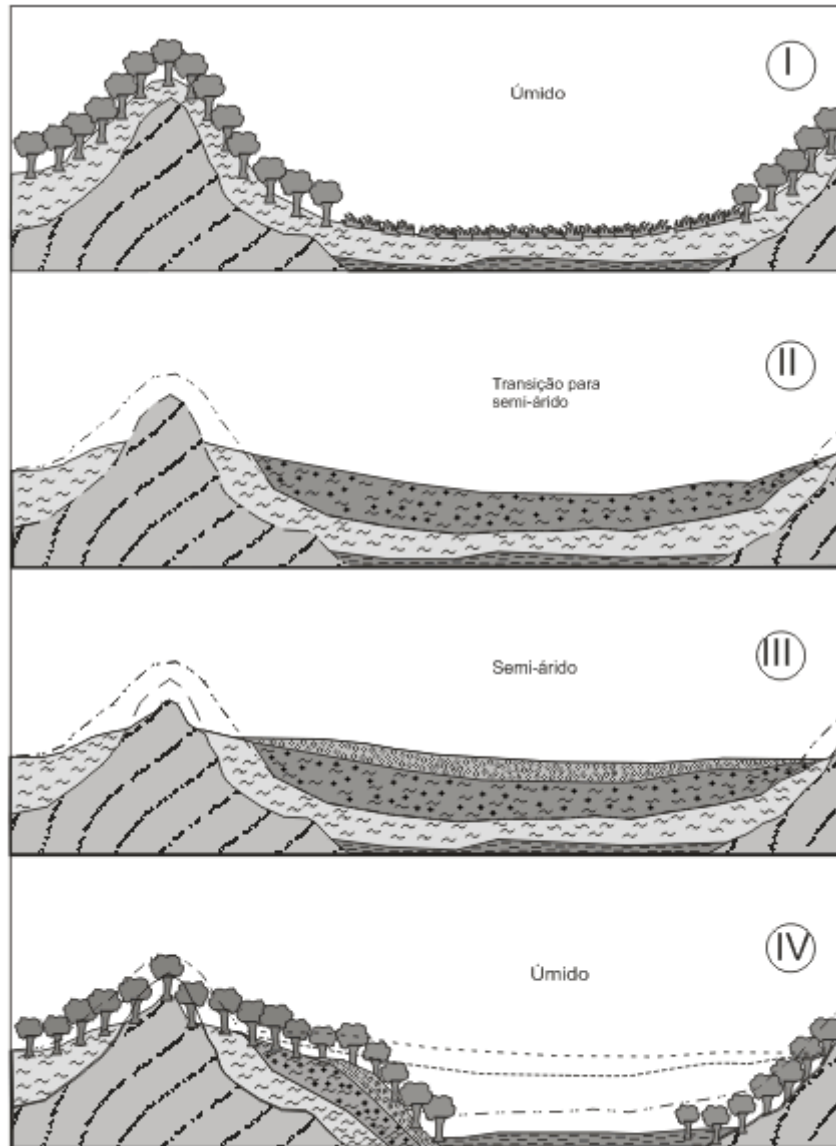


Fig. 3.14 - Evolução de uma seção morfológica proposta por Bigarella & Becker (1975), evidenciando as diferentes seqüências cronodepositivas.

I - Na fase climática úmida tem-se o espessamento dos depósitos de cobertura e aluviamento do fundo do vale. Prevalcem formas convexas recobertas pela vegetação:

II - Na transição do clima úmido para semi-árido verifica-se o desaparecimento da cobertura vegetal, com a retirada do material decomposto das partes mais elevadas pelas atividades torrenciais, com conseqüente colúvionamento do fundo do vale (material elaborado na fase climática úmida anterior). O colúvio em questão sotopõe os depósitos de cobertura da fase anterior;

III - Na semi-aridez, a desagregação mecânica provoca o recuo paralelo da vertente estrutural e a pedimentação da superfície, inumando os colúvios antecedentes. Aqui os pedimentos detriticos recobrem os colúvios da fase antecedente;

IV - Em nova fase úmida, a incisão da drenagem promove a retirada dos depósitos correlativos em função da reelaboração do vale, parcialmente testificado na vertente. As novas condições climáticas proporcionam desenvolvimento da pedogênese com a reinstalação da cobertura vegetal.

Durante o Pleistoceno, as oscilações climáticas determinaram as diferenças dos depósitos correlativos, onde se alternam materiais decompostos e materiais detriticos, como as cascalheiras que caracterizam os pedimentos, *stone-lines* ou ainda "baixos terraços", bem como suas derivações, considerados paleopavimentos. Esses depósitos geralmente se encontram colúvionados ou aluviados por materiais relacionados ao clima úmido,

podendo encontrar-se em processo de reentalhamento da drenagem, responsável por suas exumações, ou a processos associados a atividades antropogênicas (ação do homem), como o desmatamento, que pode ocasionar escoamento laminar ou concentrado, com conseqüente mobilização de cascalhos que se encontravam fossilizados.

No Holoceno, com o retorno ao clima úmido, assim como nas condições interglaciais, o predomínio do intemperismo químico responderá pela atividade de decomposição das rochas ou formação de depósitos que poderão chegar a futuras formas residuais. Desse modo, tem-se o entalhamento da drenagem com respectivo coluvionamento, resultante do processo de decomposição nas fases úmidas, e o predomínio da morfogênese mecânica com a elaboração de cascalheiras, nas fases semi-áridas ou secas. O grau de aridez assim como sua duração, são responsáveis pela intensidade da morfogênese mecânica, que pode variar de simples reafeiçoamento de vertentes, com pedimentação, até extensos pediplanos, como os relacionados às superfícies erosivas de cimeira do ciclo Sul Americano de King (1956).

Para ilustrar esse mecanismo, foram utilizados esquemas apresentados por Bigarella et al (1965), dando ênfase à evolução dos vales fluviais, considerando a sucessão das fases climáticas pleistocênicas (Fig. 3.15).

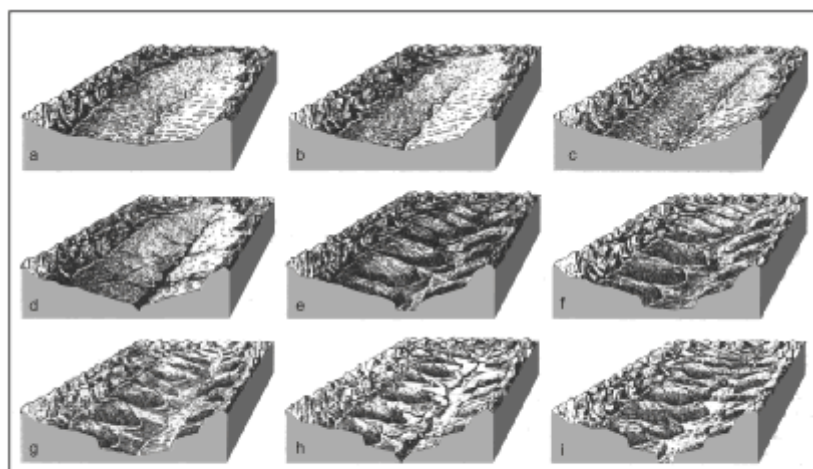


Fig. 3.15 - Modelo evolutivo dos vales fluviais considerando a sucessão de fases de climas úmidos e secos ao longo do Quaternário (Bigarella et al, 1965).

a) Formação de extenso aplainamento intermontano por processo de pediplanação, sob condição climática semi-árida;

b/c) Reafeiçoamento da superfície aplainada por ligeiro abaixamento do nível de base da erosão local, decorrente de curtas flutuações climáticas (passagem do clima seco ao úmido);

d) Dissecação generalizada da paleotopografia, em condições climáticas úmidas;

e) Alargamento, aluvionamento e coluvionamento dos vales, acelerados por flutuações climáticas (na direção do clima seco dentro do clima úmido);

f) Desagregação lateral e formação de superfície pedimentar dentro do clima semi-árido;

g) Reafeiçoamento da superfície do pedimento por ligeiro rebaixamento do nível de base local do escoamento, decorrente de pequenas flutuações climáticas (para o clima úmido dentro do clima semi-árido);

h) Dissecação generalizada da topografia em função do domínio úmido;

i) Alargamento e entulhamento dos vales dentro da época úmida, devido essencialmente a flutuações episódicas para condições mais secas.

O clima árido ou semi-árido contribui para a evolução “horizontal” da paisagem, por meio do recuo paralelo das vertentes, alargando vales, como as calhas aluviais atuais, ou processando a destruição de formas elaboradas nos climas úmidos, chegando à condição de aplainamento extensivo, quando prevalece o clima seco por um longo tempo geológico. O clima úmido é responsável pela evolução “vertical” do relevo, promovendo o entalhamento da drenagem, que apresentará variação em relação à intensidade dos esforços tectônicos

(compensações isostáticas, fenômenos epirogênicos ou orogênicos) ou da própria erosão remontante em função do gradiente do canal.

As alternâncias climáticas, mecanismos morfogenéticos e depósitos correlativos regionais associados ao Terciário e Quaternário foram apresentados anteriormente (Tab. 2.2), observando que, enquanto a morfogênese mecânica normalmente implicava discreta pedimentação, a morfogênese química respondia por processo de incisão da drenagem e coluvionamento de soleiras locais. No Terciário, a maior duração da morfogênese mecânica proporcionou o desenvolvimento de superfícies erosivas (processo de pediplanação).

Levando-se em consideração a intensidade e freqüência de uma ação morfogenética definida, admite-se uma tendência gradativa ao estabelecimento de um equilíbrio, denominado "morfoclimático". Esse equilíbrio refere-se à elaboração de formas comandadas por processos morfogenéticos específicos.

Pela observação de um conjunto de formas com respectivos depósitos correlativos, associados a determinado clima, tem-se o equilíbrio morfoclimático atingido. Para que esse equilíbrio ocorra, há necessidade de um tempo de ação prolongada sob determinado processo morfogenético, que apresentará variação em função da freqüência dos componentes climáticos. Assim, quanto maior a intensidade de determinada forma de intemperismo, ligada aos demais componentes processuais, maior a evolução ou ajustamento das formas a tais efeitos. Como exemplo, num clima úmido, a densidade de drenagem reflete no grau de dissecação das vertentes, tendendo a elaboração de formas convexas. Já num clima sub-úmido, considerando a mesma situação tectônica, o ajustamento das formas dependerá de um tempo maior.

Alterando as condições climáticas, num tempo relativamente mais curto que aquele gasto para se obter o equilíbrio morfoclimático, ocorrerão transformações começando com as fitogeográficas. Assim, no domínio do clima úmido, a vegetação identificada basicamente por Formações Florestais, gradativamente vai sendo substituída por espécies xeromórficas, como a do tipo Cerrado, à medida que o clima vai se tornando mais seco. O ajustamento da fisionomia vegetal à condição climática é justificado pelo conceito de "clímax". Sob clima úmido, a evolução morfológica tende ao processo de convexização das vertentes, enquanto o intemperismo químico resultante, bem como a colonização de micro organismos, responderão pela prévia elaboração pedogênica, com conseqüente revestimento florestal, que em condições estáveis caracteriza o "equilíbrio geocológico".

3.2.2. Exemplos de depósitos correlativos

Alguns exemplos de depósitos correlativos no Estado de Goiás serão apresentados. Foram escolhidos em função das características específicas, sendo um referente ao processo de pediplanação (exemplo "c") e os demais (exemplos "a" e "b") concernentes a processos de vertente (paleopavimentos) associados aos sistemas fluviais, relacionados às últimas fases glácio-eustáticas.

a) Perfil de estrutura superficial na GO-020 – Goiânia-Bela Vista-GO

O primeiro exemplo de depósito correlativo refere-se às formas mais comuns de depósitos quaternários evidenciados na região. Os depósitos colúvio-aluviais regionais caracterizam-se por apresentarem, de baixo para cima, uma base conglomerática, uma zona intermediária concrecionária e uma zona superior laterizada, ou seja, uma cobertura coluvial pedogenizada (Latossolo). Geralmente encontram-se localizadas em áreas de declives suaves, próximas ao topo dos interflúvios, e constituem as acumulações popularmente conhecidas como "cascalheiras". Ianhez et al (1983) consideram o exemplo apresentado como uma das melhores exposições destes depósitos ao longo da rodovia GO-020 (trecho Goiânia-Bela Vista de Goiás). Localizada à margem direita do rio Caldas, com mais de 200 m de extensão, tem-se a presença de formação superficial recoberto discordantemente micaxistos do Grupo Araxá, em processo de intemperização. "A base da formação é um conglomerado lenticular, com espessura máxima da ordem de 2 m, constituído por seixos, blocos e matações de arredondados a angulosos, de vários tipos de rocha, dispersos em matriz argilo-arenosa, localmente com cimento ferruginoso. A fração rudácea é composta principalmente por fragmentos de quartzo, quartzito puro, quartzito ferruginoso e rocha cataclástica, além de algumas concreções limoníticas, as quais são mais freqüentes em direção ao topo. A zona intermediária, também com espessura variável (até 0,5 m), é representada por uma concentração de concreções limoníticas do tipo pisolito, de dimensões centimétricas. Estas concreções tornam-se escassas no sentido do topo, onde domina fração argilo-arenosa, constituindo um solo de coloração castanho-avermelhada, ferruginoso. Este solo corresponde à zona superior do depósito e tem nos cortes uma espessura variável de 1 a 5 m, aproximadamente".

O perfil esquemático local (Fig 3.16) apresenta duas seqüências de paleopavimentos distintos: uma primeira, assentada diretamente sobre a rocha alterada *in situ* (micaxisto), representada por seixos, blocos e matações, de arredondados a angulosos, envolvidos por matriz argilo-arenosa, com nítida relação fluvial, e uma segunda, denominada de fração rudácea, composta de fragmentos ou nódulos de quartzo e quartzito puro ou ferruginizado, com presença de concreções limoníticas. As concreções limoníticas recobrem parcialmente uma seqüência argilítica que se encontra assentada sobre os seixos (conglomerado lenticular). Por último prevalecem os colúvios pedogenizados. Os conglomerados subovalados e subarredondados caracterizam-se

principalmente por ortoquartzitos, com espessura inicial de aproximadamente 1 m , chegando a poucas dezenas de centímetros em direção ao topo do perfil, com diâmetro variando de 2 a 10 cm . O pavimento detrítico que recobre parcialmente, tanto a seqüência dos seixos como o depósito argilítico, caracteriza-se por nódulos de quartzo e quartzito, angulosos ou subangulosos, ferruginizados, com espessura que chega a 0,50 m , e diâmetro dos agregados entre 0,5 a 2,0 cm . O material coluvial, que por longa extensão representa os Latossolos Vermelho-Amarelo distróficos, localmente apresenta textura argilo-arenosa, laterizada, com espessura inicial de aproximadamente 4 m , estreitando-se gradativamente à medida que a camada conglomerática se dirige ao topo do perfil. O micaxisto alterado *in situ* apresenta evidências de dobras, com planos de xistosidade em torno de 45 ° NW, e veios de quartzo leitoso concordantes ou subconcordantes aos referidos planos. No ponto observado o micaxisto chega a aparecer na superfície, em decorrência de processo erosivo superficial, com ocorrência de solo autóctone. Para se entender a gênese desse depósito correlativo torna-se necessário estimar pelo menos quatro momentos climáticos diferenciados:

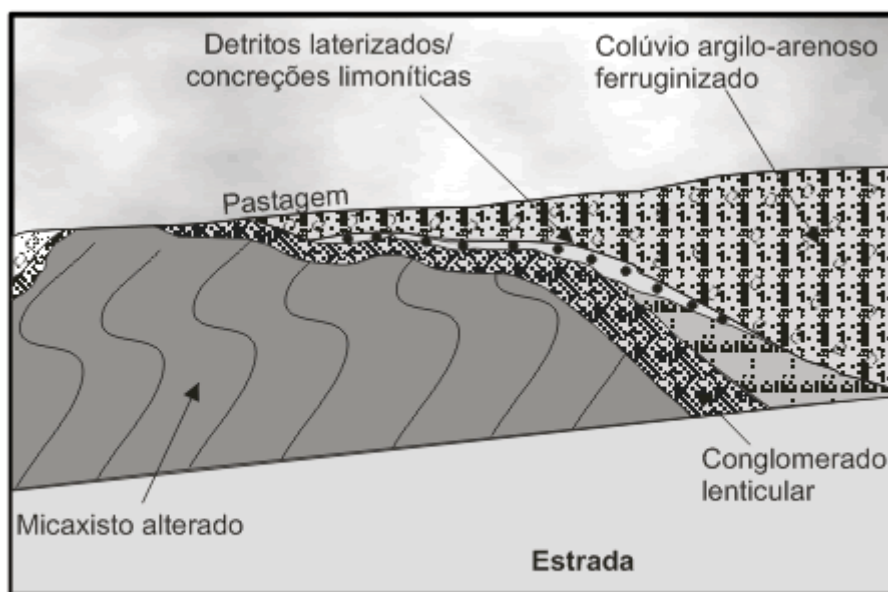


Fig. 3.16 - Estrutura superficial GO 020 (Goiânia/Bela Vista, margem direita do ribeirão Caldas).

I – passagem de um clima úmido (interglacial *Mindel-Riss*) para o seco (glacial *Riss*), quando os seixos transportados e trabalhados pelo sistema fluvial na fase úmida ficaram abandonados no leito remanescente. A presença de matriz argilo-arenosa envolvendo o conglomerado encontra-se relacionada ao material intemperizado por ocasião do clima úmido antecedente, transportado na fase transitória pelas típicas torrencialidades pluviométricas. Observa-se que não são registradas, localmente, evidências de depósitos relacionados à fase glacial *Riss* , o que pode ser atribuído tanto a uma eventual incipiência morfogênica como à ação erosiva subsequente, responsável pela retirada local de algum testemunho;

II – retorno à fase climática úmida (*Riss-Würm*) com ambiente flúvio-lacustre, o que explica a presença de depósito argilítico recobrindo os seixos dispostos na fase anterior. A seqüência pelítica, além de caracterizar fornecimento contínuo de sedimento durante a fase de deposição, mostra ainda certa aquiescência das águas, que pode ser interpretada como fase transitória para um clima mais seco ou tendendo a seco. Atualmente esse depósito encontra-se parcialmente mosqueado, com precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, sobretudo ao longo das gretas de contração. O depósito encontra-se associado ao possível estágio final do clima úmido, onde a aquiescência das águas, determinada pela redução gradativa do nível lacustre, permitia o acamamento de material pelítico (transição do clima úmido *Riss-Würm* para o seco *Würm*);

III – fase climática seca (*Würm*), onde a desagregação mecânica já se fazia presente, com deposição da fração rudácea correspondente a fragmentos de quartzo e concreções limoníticas. O material associado ao recuo paralelo de vertentes é proveniente da desagregação de micaxisto, localizado a montante, importante fonte de quartzo (filonamentos ou veios existentes na rocha) e mesmo quartzito (afloramento evidenciado mais acima – em torno de 2.700 m do ponto analisado, intercalado aos xistos). A presença de concreções limoníticas encontra-se associada a bancadas ferruginosas (testemunhos de pediplanação) existentes a montante da área de contribuição, desagregadas pela ação do intemperismo. Ainda hoje é possível constatar a existência de concreções ferralíticas no topo interfluvial, localizado na margem direita do rio Caldas, na própria GO- 020, a aproximadamente 3 km do depósito em análise. Esse material pode ser evidenciado ainda na extensa vertente rampeada que tem como nível de base o rio Caldas (em torno de 1.400 m acima do perfil em questão), atualmente também inumado por colúvio pedogenizado. Moraes Rego (1933) constata que “ao longo dos cursos d’água mais importantes observam-se depósitos elevados sobre o nível atual das águas, mesmo nas maiores enchentes. São terraços fluviais”. Esses depósitos “consistem em areias e argilas e, por vezes, cascalho grosso.

A consistência é pequena. As cores quase sempre pálidas: parda, amarela ou vermelho esbatido” (Moraes Rego, 1937-41);

IV – retorno ao clima úmido (Holoceno), constatando-se a existência de nódulos, principalmente de quartzo, presentes em colúvio de clima transicional (*Würm* -Holoceno), demonstrando efeito de torrencialidades características da fase de consolidação climática, para em seguida, em direção ao topo, apresentar domínio de material essencialmente intemperizado (argilo-arenoso, caracterizando processo de intemperização química). Essas massas colúvias foram denominadas de “rampas de colúvio” por Bigarella & Mousinho (1965).

A posição do depósito em relação ao talvegue atual (em torno de 500 m de distância e acima de 3 m de altura) é justificada pelo possível ajustamento tectônico que Moraes Rego (1937-41) admite ter acontecido entre o *Würm* e o Holoceno, o que além de ter acentuado a elevação do depósito em relação ao nível de base atual, teria respondido por uma reorganização de drenagem em posição diferente da situação anterior. Além do soerguimento da margem direita do rio Caldas em relação à margem esquerda, criando dissimetria de vale, o ajustamento tectônico provocou aceleração da incisão da drenagem, em busca do próprio perfil de equilíbrio, e conseqüente deslocamento do curso atual.

b) Perfil de estrutura superficial na GO-222 – Nerópolis-Anápolis (Goialândia-GO)

O segundo exemplo de depósito correlativo refere-se ao corte de estrada na GO-222 (Nerópolis-Anápolis), nas proximidades de Goialândia, margem direita do ribeirão João Leite. Trata-se de um perfil típico de estrutura superficial, considerando que, na região, os depósitos colúvio-aluviais apresentam algumas características peculiares por incluírem estratos de sedimentos arenosos, siltosos e argilosos com intercalações conglomeráticas. Nesta região, conforme descreveram Cunha & Potiguar (1981), tais depósitos apresentam “distribuição descontínua, confinada a depressões ‘intermontanas’ e exibem variações faciológicas nos sentidos horizontal e vertical”. Assim é que, recobrimo discordantemente diferentes litologias do Complexo Goiano, encontram-se depósitos, ora conglomeráticos, ora sedimentares arenosos ou siltosos ou ainda argilosos. Os conglomerados e os demais sedimentos apresentam espessuras variáveis e mostram contatos bruscos ou gradacionais entre si. Nos afloramentos mais espessos, como os verificados nos cortes da rodovia em questão (Fig.3.17.), próximo a Goialândia (entre Nerópolis e Anápolis) os depósitos atingem em torno de 10 m de espessura. Trata-se de conglomerados dos tipos petromíticos e ortoquartzíticos, conforme a classificação de Suguio (1980). Os conglomerados petromíticos são compostos por seixos, blocos e matações (até 30 cm foram observados), angulosos e subarredondados, constituídos principalmente por quartzo e subordinadamente por quartzito, gnaisses, metabasito, dispersos em matriz microconglomerática, argilosa. “Os ortoquartzíticos contêm essencialmente fragmentos de quartzo envoltos por matriz argilo-arenosa. Os sedimentos arenosos, siltosos e argilosos apresentam colorações avermelhadas e amareladas, às vezes mosqueadas devido a concentrações de óxidos e hidróxidos de ferro. Muitas vezes estas concentrações formam lâminas onduladas sugerindo dobramentos não tectônicos. Mostram-se maciços ou estratificados, sendo que os pelíticos muitas vezes apresentam laminação plano-paralela. Em vários afloramentos com sedimentos argilosos maciços verificou-se a existência de grãos e grânulos de quartzo dispersos e fraturas conchoidais. Além dos afloramentos em cortes da rodovia GO-222, esses depósitos foram vistos também ao longo das estradas Anápolis-Ouro Verde-Petrolina de Goiás, Inhumas-Nova Veneza e Nova Veneza-Goiânia, entre outras” (lanhez et al, 1983).

O esquema representado (Fig.3.17) oferece uma idéia da disposição relatada, oferecendo subsídios para a compreensão da evolução do depósito. Os gnaisses alterados *in situ* encontram-se diretamente recobertos por conglomerados petromíticos e ortoquartzíticos subarredondados e subangulosos, com espessura em torno dos 0,50 m , associados a processo de transporte fluvial. Tais seqüências encontram-se inumadas por sedimentos arenosos, portadoras de grãos esferoidais, avermelhados, que chegam a quase 2 m de espessura, embora dispostos de forma irregular. De forma gradacional registra-se a presença dos depósitos siltosos, de cor amarelada, com mosqueamentos associados à concentração de óxidos e hidróxidos de ferro, com bandejamento característico de dobramentos atectônicos. Os depósitos siltosos apresentam gradação faciológica horizontal, em seção descontínua. Recobrimo as seqüências siltosas ou arenosas, geralmente subjacentes, também de forma gradacional, verificam-se sedimentos argilosos, de cor amarelada e avermelhada, com as seguintes características: a) uma deposição de aproximadamente 2,80 m de argilito com estrutura poliédrica, com presença de gretas de dessecação, e b) depósito argiloso plaqueado, de estrutura laminar, evidenciando deposição plano-paralela, com espessura aproximada de 1,40 m e coloração amarelada (processo de mosqueamento). Recobrimo os argilitos tem-se a presença de um pacote de aproximadamente 0,80 m de sedimentos silto-argilosos laterizados, de cor avermelhada, sotopostos por seixos subangulosos de quartzo e ortoquartzitos (angulosos), com diâmetro entre 3 a 10 cm de eixo. Inumando os seixos constata-se a presença de concreções limoníticas caracterizadas por nódulos de quartzo subanguloso a subarredondado, com diâmetro da ordem de 0,5 a 2,0 cm . Por fim, registra-se a presença de colúvio ferruginizado, com espessura aproximada de 0,50 m , de textura argilosa. O material colúvio apresenta seixos, fragmentos e grânulos polilitológicos, fracamente empacotados por material argiloso.

Com base nas seqüências observadas, infere-se a seguinte evolução para a área:

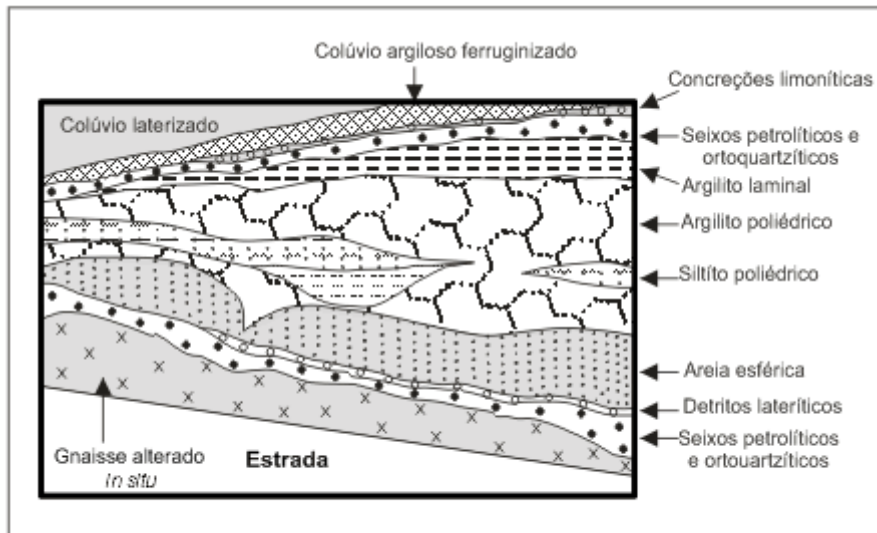


Fig. 3.17 - Estrutura superficial GO 222 (Nerópolis-Anápolis, município de Goialândia, margem direita do ribeirão João Leite).

I – transição do clima úmido (interglacial *Mindel-Riss*) para o clima seco (*Riss*), em que os seixos conglomeráticos, desarestados durante o clima úmido antecedente, por transporte fluvial, ficaram depositados ao longo do paleocurso. A presença de seixos arredondados e subangulosos evidencia processo de rolamento e saltitação durante a fase climática úmida, cuja constituição litológica pode ser justificada pelos materiais existentes na região (gnaisses e metabasitos relacionados ao Complexo Goiano). A presença de matriz argilo-arenosa na interseção conglomerática encontra-se associada ao processo de dessolagem evidenciado na fase transicional pelas torrencialidades pluviométricas;

II – fase climática úmida (interglacial *Riss-Würm*) caracterizada por ambiente flúvio-lacustre, responsável pelas deposições subseqüentes: arenosa, siltosa e argilosa. Entre as fases I e II (transição de clima úmido para o seco e para clima úmido) não foram registrados depósitos vinculados ao clima seco (*Riss*). A seqüência textural dos depósitos pode ser explicada por ambiente lacustre marginal, ou seja, conectado a processo de transbordamento do sistema fluvial, caracterizando ritmo referente ao conjunto de siltitos, argilitos e arenitos intercalados, admitindo-se a seguinte explicação para as diferenças deposicionais: a) fase de maior torrencialidade fluvial (intensificação da energia das correntes deposicionais), o que justificaria, inicialmente, a deposição dos materiais arenosos, mais pesados em relação aos sedimentos pelíticos; b) fase de aquiescência transicional, ou seja, com águas mais calmas em relação à fase anterior, o que permitiria a deposição das seqüências siltosas, e por fim; c) fase de aquiescência, caminhando para um clima mais seco, o que teria permitido deposição da seqüência pelítica, onde a disposição plano-paralela se faz presente. Recobrendo os depósitos argilosos, novas seqüências argilo-siltosas evidenciam maior turbulência das águas relacionadas às oscilações climático-processuais naturais do sistema transicional;

III – nova transição do clima úmido (interglacial *Riss-Würm*) para o clima seco (*Würm*), onde os seixos ou conglomerados subangulosos de quartzo e ortoquartzitos, trabalhados pelo sistema fluvial, clima úmido antecedente (*Riss-Würm*) ou retrabalhamento de antigas cascalheiras, foram abandonados por incompetência de transporte (redução da vazão fluvial);

IV – condição climática seca (*Würm*) quando a desagregação mecânica e o transporte torrencial contribuíram para a deposição de detritos petromífticos mais angulosos, sotopondo os seixos subangulosos subjacentes, e compondo o pacote conglomerático. A dimensão e angularidade das concreções justificam uma gênese associada ao intemperismo mecânico, com baixo deslocamento do material em relação à área fonte. A presença da limonita tanto no material depositado como no colúvio subseqüente, encontra-se associada às rochas gnaissicas ou granulíticas que integram o Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu;

V - clima úmido sub-atual e atual, responsável pelo processo de coluvionamento de material argiloso. O grau de ferruginização encontra-se determinado pela elevada concentração da limonita resultante da intemperização das rochas, sobretudo granulíticas, que compõem o quadro geológico regional.

As alternâncias climáticas pleisto-holocênicas, resgatadas através dos depósitos correlativos, testemunham que a referida vertente passou por várias formas ou ambientes até adquirir a conformação atual, a qual, com certeza, sofrerá novas alterações em função de modificações climáticas. A disposição convexa atual encontra-se vinculada à forte incisão da drenagem, provavelmente estimulada por reajustamento tectônico, com anfractuosidade mascarada pelo material proveniente de montante (colúvio pedogenizado). As derivações antropogênicas atuais (desmatamento e implantação de pastagem) contribuem para a aceleração dos

processos erosivos, podendo inclusive antecipar ações morfogenéticas específicas de ambientes transicionais (clima úmido para seco), visto que a cobertura vegetal foi retirada e o solo exposto a eventuais torrencialidades pluviométricas. Os depósitos considerados encontram-se localizados na subunidade geomorfológica denominada de "Planalto Rebaixado de Goiânia" (Mamede et al, 1983), e contribuem para a reconstrução histórica do processo evolutivo do modelado.

c) Perfil de superfície de erosão na GO-184 – Jataí-Serranópolis - GO

As coberturas detrito-lateríticas que coroam os topos relacionados principalmente aos pediplanos de cimeira regionais em Goiás, recobrimo indiscriminadamente diversas unidades litoestratigráficas, são entendidas como relacionadas ao Terciário Médio, associadas a aplainamentos (processo de pediplanação) e/ou fases erosivo-deposicionais como as denominadas formações geológicas terciárias. Sabe-se que para compreendê-las, quanto à gênese, tornam-se necessários conhecimentos específicos, como em paleoclimatologia, paleogeografia, paleopedologia, dentre outros, no âmbito geomorfológico.

Exemplo de tais ocorrências pode ser constatado na região de Anápolis ou Leopoldo de Bulhões, correspondentes a superfícies erosivas, seccionadas aos 1.000 a 1.100 m. Na região sudoeste tais níveis encontram-se topograficamente aos 900 a 1.000 m de altura, correspondentes à periferia da Bacia Sedimentar do Alto Paraná, como a região do Parque das Emas, reverso da *cuesta* do Caiapó, caindo gradativamente em direção ao centro da bacia, (acompanhando a grosso modo o mergulho das camadas).

Para lanhez et al (1983), as formações superficiais terciárias configuram dois tipos principais de acumulação: um geralmente caracterizado por depósito eluvial e o outro por depósito colúvio-aluvial. O primeiro refere-se a "concreções ferruginosas espessas, resistentes, que ocorrem como blocos, matacões e lajedos, constituindo crostas, que podem estar ou não inumadas por solos"; o segundo compreende fragmentos rochosos e concreções ferruginosas, de dimensões variadas, que podem estar dispersos em matriz areno-argilosa, às vezes com cimento limonítico ou silicoso e recobertos por manto coluvial, ou ainda dispostos caoticamente na superfície.

Os concrecionamentos registrados nos topos pediplanados de Anápolis referem-se ao primeiro tipo. As crostas ferruginosas encontram-se constituídas por concreções limoníticas, concrecionárias, onde se distingue material areno-argiloso associado à rocha original alterada. As concreções, na maioria arredondadas, têm dimensões centimétricas e decimétricas e quase sempre constituem agregados do tipo "canga". Apresentam espessura média da ordem de 2 a 5 m e se formam por processo de laterização. Para Penteadó (1976), tais depósitos representam "paleo-horizonte B concrecionado", desenvolvidos em condições tropicais. A autora denominou-os de "bancadas ferruginosas concrecionadas autóctones, pedogenéticas", por acreditar estarem correlacionadas a horizonte B exumado, ressecado pelo clima seco e posteriormente coluvionadas.

O exemplo esquematizado (Fig.3.18) refere-se às coberturas colúvio-aluviais, encontrada na estrada (GO-184), Jataí-Serranópolis, próximo a Serranópolis, a 860 m de altura. Trata-se de nível conglomerático ondulado, correspondente a laterita concrecionada (material ferruginoso agregado por cimento limonítico-geotítico) com espessura que chega a 2,5 m, assentado sobre arenitos da Formação Botucatu, alterado *in situ*. O conglomerado encontra-se sotoposto por fragmentos limoníticos, grãos, grânulos e fragmentos de laterita e quartzo, agregados por massa areno-argilosa, também dispostos de forma irregular, com espessamento variável (em torno de 1 m). Por fim, recobrimo estes paleopavimentos registra-se a presença de cobertura detrito-laterítica, que no ponto observado apresenta mais de 6 m de espessura, aumentando progressivamente em direção ao centro da deposição. A cobertura detrito-laterítica refere-se a sedimentos argilosos na porção superior e areno-argilosos na inferior, com tonalidade avermelhada e presença de grânulos limoníticos. A seção superior do depósito encontra-se parcialmente proeminente dada a presença de matéria orgânica, caracterizando o horizonte A do Latossolo Vermelho-Amarelo. A grande espessura e extensão das coberturas detrito-lateríticas foram mapeadas na região como Formação Cachoeirinha, de idade Terciária.

Esse exemplo de estrutura superficial corresponde a uma forma de deposição mais antiga que as evidenciadas anteriormente, admitindo-se uma gênese associada à condição climática que marca a transição de clima úmido para seco, com posterior deposição relacionada a ambiente flúvio-lacustre, culminando com processo de pediplanação no Terciário Médio ou Superior. Entende-se a seguinte evolução para a área (Fig. 3.18):

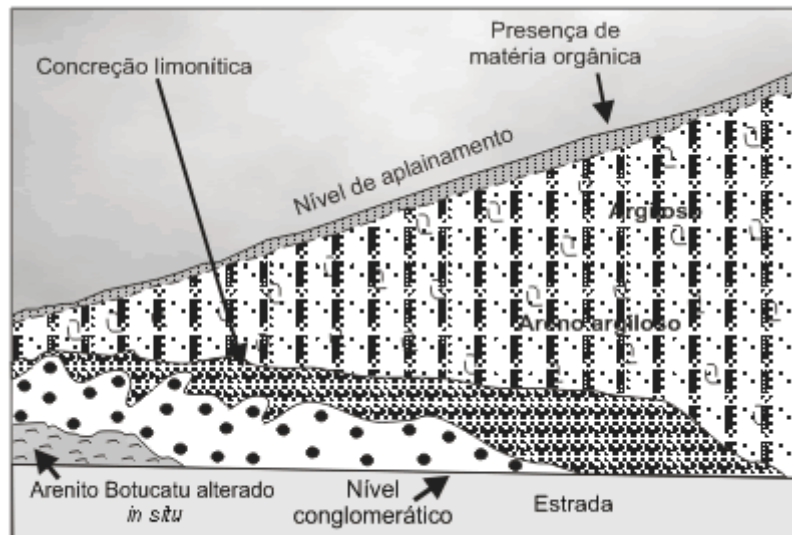


Fig. 3.18 - Superfície de erosão GO - 184 (Jataí/ Serranópolis)

I – transição de clima úmido para seco (provavelmente no Terciário Inferior) com deposição dos níveis conglomeráticos sobre os arenitos da Formação Botucatu, marcados por superfície de erosão diferencial;

II – clima seco (Terciário Médio) responsável pela gênese dos fragmentos limoníticos angulosos que inuma os conglomerados subarredondados e subangulosos;

III – clima úmido subsequente, com transição gradual, o que poderia justificar a diferença textural da cobertura detrito-laterítica, associada a ambiente flúvio-lacustre;

IV – clima seco (Oligoceno-Mioceno) responsável pelo processo de aplainamento, com truncamento altimétrico local de aproximadamente 860 m .

As alterações climáticas subsequentes, pleistocênicas, não chegaram a deixar marcas ou evidências significativas, visto que após processo de pediplanação a área teria sido epirogeneticamente soerguida, respondendo por uma condição dispersora. A preservação do testemunho de aplainamento encontra-se associada à resistência das concreções ferralíticas aos intemperismos subsequentes.

O perfil descrito encontra-se localizado na subunidade geomorfológica denominada de “Planalto Setentrional da Bacia do Paraná” (Mamede et al, 1983), que embora dissecada pelos tributários da bacia do rio Verde, mantém topos interfluviais preservados, com remanescentes de superfícies pediplanadas. Superfícies erosivas de cimeira como a exemplificada oferecem subsídios para se montar a história geomorfológica regional, que remonta pelo menos ao Terciário Médio. Depósitos correlativos pleistocênicos, provavelmente encontrados em condições altimétricas inferiores, como em seções de embutimento, complementaríamos o panorama evolutivo regional.

3.3. Depósitos Tecnogênicos

Depósitos tecnogênicos são aqueles correlativos aos processos antropogênicos atuais ou subatuais, ou seja, produzidos pela ação do homem, quando da apropriação do relevo. Por estarem associados às transformações na escala do tempo histórico, principalmente em função do crescimento demográfico e da expansão de fronteiras territoriais, os depósitos tecnogênicos referem-se ao período que já se cogita denominar de Quinário. Para Oliveira (1995), o período Tecnógeno ou Quinário refere-se às novas coberturas pedológicas e às novas “fácies geológicas” que se encontram em processo de formação, fortemente influenciadas pela ação humana. Para o autor, a expressão antropógeno vem sendo usada por alguns estudiosos, sobretudo soviéticos, a exemplo de Gerasimov & Velitchko (1984), como uma nova fase, posterior ao Quaternário, para indicar o período geológico mais recente, marcado pela evolução e intervenção do homem. Advogam o significado do termo Tecnogênico como mais apropriado, por representar as derivações produzidas pelo ser humano, sobretudo com o advento de tecnologias capazes de impor transformações ou modificações de maiores proporções. “Quinário ou Tecnógeno, seria então, o período em que a atividade humana passa a ser qualitativamente diferenciada da atividade biofísica na modelagem da Biosfera, desencadeando processos (tecnogênicos) cujas intensidades superam em muito os processos naturais” (Oliveira, 1990). Com base em Fanning & Fanning (1989), depósitos tecnogênicos referem-se a “solos altamente influenciados pelo homem”. Apresentam uma classificação que utiliza quatro categorias principais para a diferenciação dos depósitos tecnogênicos urbanos: 1) materiais “úrbicos” (do inglês urbic) que se referem a detritos urbanos, materiais terrosos que contêm artefatos manufaturados pelo homem moderno, freqüentemente em fragmentos,

como tijolo, vidro, concreto, asfalto, prego, plástico, metais diversos, dentre outros; 2) materiais “garbicos” (do inglês garbage) que são materiais detríticos como lixo orgânico, de origem humana, e que, apesar de conterem artefatos em quantidades muito menores que a dos materiais úrbicos, são suficientemente ricos em matéria orgânica para gerar metano em condições anaeróbicas; 3) materiais “espólicos” (do inglês spoil), que correspondem a materiais terrosos escavados e redepositados por operações de terraplenagem em minas a céu aberto, rodovias ou outras obras civis. Incluem-se os depósitos de assoreamento induzidos pela erosão acelerada; e 4) materiais “dragados”, provenientes de dragagem de cursos d’água e comumente depositados em diques, topograficamente alçados em relação à planície aluvial.

De modo geral pode-se classificar os depósitos tecnogênicos em construídos e induzidos: construídos, diretos ou imediatos, são aqueles que resultam diretamente da ação antropogênica, ou seja, representam os “botaforas”, as barragens diversas, os cortes e aterros, os depósitos de resíduos sólidos, dentre outros; os induzidos, indiretos ou mediatos, somente são atribuídos à efetuação humana, resultando de atividades ligadas ao uso do solo, atividades agrossilvopastoris, atividades industriais, com alterações na cobertura vegetal, estimulando os processos erosivos, cujo resultado final é a produção de sedimentos. Um exemplo seria o assoreamento em seções de baixo gradiente, resultante da elevada carga de material em suspensão, transportada pelo fluxo pluvial para o sistema fluvial.

A título de exemplo, apresenta-se corte transversal do córrego Botafogo, em Goiânia (Fig. 3.19), elaborado por Cunha (2.000), onde se pode constatar a presença de depósitos tecnogênicos, tanto construído como induzido, inumando aluviões holocênicos.

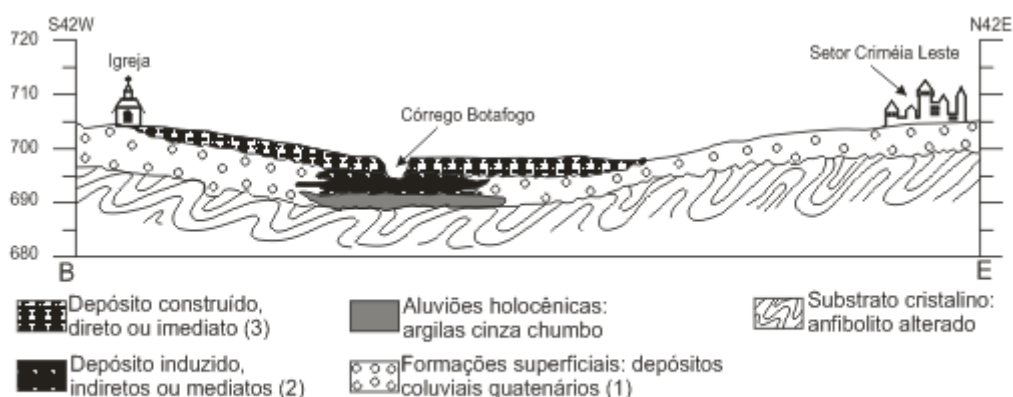


Fig. 3.19 - Corte Transversal ao córrego Botafogo, mostrando depósito tecnógeno (2 e 3) com os colúvios (1). Cunha, 2000.

Com base em levantamentos realizados pelo autor (Cunha, 2.000) na bacia do ribeirão Anicuns, imediações da Vila Roriz, foram depositados 2,9 milhões de m³ de sedimentos induzidos e 2,48 milhões de m³ de sedimentos construídos, o que demonstra a potencialidade “morfogenética” do ser humano em poucas décadas, equivalente a alguns milhares de anos de processos naturais, em condições de oscilações climáticas, como constatadas no Pleistoceno.

Por meio dos exemplos apresentados pode-se ter uma idéia do significado da estrutura superficial para a compreensão do processo evolutivo do relevo. Dos níveis de aplainamento, passando pelos depósitos correlativos pleistocênicos, até as formações atuais, como as planícies aluviais holocênicas ou depósitos tecnogênicos, pode-se compreender o processo evolutivo do modelado. Incorpora-se à análise, tanto os mecanismos morfogenéticos naturais, relacionados à escala geológica, como os morfodinâmicos associados às derivações antropogênicas na escala histórica.

Notas de Rodapé

1 McIntyre (1970), ao evidenciar o significado da doutrina do “uniformitarismo” para a Geologia, reconhece em Sir Archibald Geikie a paternidade desse “aforismo memorável”: ‘o presente é a chave do passado’, sem contudo deixar a importância de Hutton como “sintetizador científico”.

2 A caracterização quanto a forma, dimensão, angularidade e outros parâmetros métricos dos sedimentos é feita através da análise morfológica

3 O termo “intemperismo” é aplicado indistintamente tanto às alterações físicas quanto às químicas, a que estão sujeitas as rochas.

4 O processo de dissolução em rochas carbonatadas é também denominada de carbonatação.

5 Adsorção: concentração, na superfície de um líquido ou de um sólido, de moléculas de gás, líquido ou substâncias dissolvidas, as quais são mantidas em seus lugares pelas forças Van der Waals (Levorsen). Nos solos a adsorção de soluções nas superfícies e interfaces de grãos de argila permite a troca iônica – princípio da adubação química (Leinz & Leonardos, 1970).

6 Saproilitização refere-se à intemperização das rochas *in situ*, onde a maioria dos minerais primários e produtos secundários do intemperismo, formados a partir deles, permanecem juntos, essencialmente no mesmo lugar de origem (Hurst, 1975).

7 Essa discussão é polêmica. Basta considerar a posição de Erhart (1958), que infere a partir da existência de depósitos organógenos associados a condições biotásicas, a existência de formações florestais desde o Pré-Cambriano.

8 O conceito glácio-eustático refere-se às implicações das glaciações no nível do mar, ou seja, com o resfriamento global, a umidade proveniente dos oceanos, precipitada sob forma sólida nas altas latitudes, implicou redução do nível marinho (eustatismo negativo). Na fase interglacial, com o aquecimento generalizado, registrava-se a fusão dos inlandsis, com elevação do nível marinho (eustatismo positivo).

Referências bibliográficas

Abreu, A.A. de. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.

Abreu, A.A. de; Significado e propriedades do relevo na organização do espaço. Anais I Simpósio de Geografia Física Aplicada. B. Geogr. Teorética, Rio Claro, 15 (29-30):154-162, 1985.

Ab'Sáber, A. N. Uma revisão do quaternário paulista: do presente para o passado. R. Janeiro. Rev. Brasil. de Geografia 31 (4):1-51 (separata), 1968.

Ab'Sáber, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Geomorfologia. n. 18, IG-USP, S. Paulo, 1969.

Ab'Sáber, A.N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. USP. Inst. Geogr., Paleoclimas, 3:1-19, 1977.

Archambault, M.; Lhénaff, R.; Vanney, J.R. Documents et méthodes pour le commentaire des cartes (géographie et géologie). Paris:Masson & Cie, 1967.

Aitken, M.J. Thermoluminescence Dating. London: Academic Press, 1985.

Bach, W. Trace gases and their influence on climate. Federal Republic of Germany, Natural Resources and Development, (24): 90-124, 1986.

Barbosa, G. V. Formações superficiais e geomorfologia. Síntese do Relator – Tema II. Colóquio Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e suas aplicações em regiões Tropicais. S. Paulo, vol. 1, p. 151-158, 1978 (1983).

Bigarella, J.J. Estudos preliminares na Série Açungui. II – Rochas calcárias. Arquivos de Biol. Tecnol., Curitiba, 3:201-354, 1948.

Bigarella, J.J. & Ab'Sáber, A. N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. SEIT. Für Geomorph., Berlin, 8 (3):286-312, 1964.

Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: Wright Jr., H.E. & Frey, D.G. International studies on the Quaternary. Geol.Soc. Amer., Spec. Papers, 84:433-451, 1965.

Bigarella, J.J. Andrade Lima, D.; Riehs, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais no Brasil. Acad. Bras. Ciências. Anais, Rio de Janeiro, 47 (suplemento):411-464, 1975.

Bigarella, J.J. & Becker, International Symposium on the Quaternary. Curitiba: UFPR, Bol. Paran. Geociên. 33, 370 p., 1975.

Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Santos, G.F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. V. I e II. Editora da UFSC, Florianópolis, 1996.

Bigarella, J. J.; Becker, R.D.; Santos, G.F. dos. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vs. 1 e 2. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

Bigarella, J.J.; Mousinho, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 16 e 17, p. 153-198, julho de 1965.

Biot, P. Les méthodes de la morphologie. Col. Orbis, Paris:PUF, 1955 (cap. II p. 48-123).

Blackwelder, E. The insolation hypothesis of rock weathering. Amer.Jour.Sci., 26:97-113, 1933.

Bouchardet, J. Sêccas e irrigação. Solução científica e radical do problema nordestino brasileiro, geralmente intitulado "O problema do norte". Rio Branco (MG):Officinas Graphs. da Papelaria Império (2ª ed.) Coleção Mopssoroense, Série C, v. 474, 1989.

Brinkmann, R. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Stuttgart: Ferdinand Enke Veriag, 1964. Band I. 520 p.

Carvalho, A. & Rotta, C.L. Estudos das formações superficiais do município de Atibaia, SP. Boletim Paulista de Geografia, S. Paulo, (49):5-22, junho de 1974.

Cunha, B.C.C. da. Impactos sócioambientais decorrentes da ocupação da planície de inundação do ribeirão Anicuns: o caso da Vila Roriz. Dissertação de Mestrado. IESA-UFG, Goiânia, 2.000.

Cunha, B.C.C. da & Poriguar, L.A.T. Geologia do polígono Goiânia-Itaberaí-Alexânia (Folhas SE-22-XB e SE-22-XA). Relatório de viagem, operação 4073/81. Goiânia. Projeto Radambrasil, 1981. 43 p. (Relatório Interno Radambrasil, 576-G).

Damuth, J.E.; Fairbridge, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-Age aridity in tropical South America. Geol. Soc.Amer. Bull., 81(1):189-206, 1970.

Demattê. J.L.I. Processos exógenos de elaboração do relevo: intemperismo químico. In. Fundamentos de Geomorfologia, p. 63-71. Rio de Janeiro:Fund. IBGE, 1974.

De Oliveira, P.E. A palynological record of late quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil. Thesis. Ohio State Univ., 242 pp (unpublished), 1992.

Dewolf, V. Interêt et principes d'une cartographie des formations superficielles. Association des Publications de la Fac. Lettres et Sci. Hum. Univ. Caen, 181, 1965.

Erhart, H. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique:biostasie et rhexistasie. Paris:Masson et Cie, 1958.

Fanning, D.J. & Fanning, M.C.B. Solil: morphology, genesis and classification. New York:John Wiley & Sons, 1989.

Fairbridge, R.W. Eustatic changes in sea level. In:Physics and chemistry of the earth. Vol. 4, p. 99-185, 1961.

Gerasimov, I.P. & Velichko, A.A. Complex paleogeographical atlasesmonographs for the Anthropogene, and their prognostic value. In International Geological Congress, 27, Moscow. Proceedings Utrecht, VNU Science Press, v.3, p. 129-154, 1984.

Goldich, S.S. A study in rock-weathering. J.Geol. 46:17-58, 1938.

Griggs, D.T. The factor of fatigue in rock esfoliation. Jour. Geol., 44:781-796, 1936.

Grun, R. Present status of ESR-dating. Appl. Radiat. Isol. 40 (10-12):1045-1055, 1989.

Guerra, A.T. Dicionário Geológico Geomorfológico. Rio de Janeiro:Fundação IBGE, 1993, 446p.

Hurst, V.J. Mapeamento de saprolito. Tradução de J.Oswaldo de Araujo Filho. (s.e), Georgia, 1975

Hutton, J. Theory of the earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. Roy. Soc. Edinburgh, Tr, vol. 1, pt. 1, pp. 209-304, 1788.

Ianhez, A.C.; Pitthan, J.H.L.; Simões, M.A.; Del'Arco, J.O.; Trindade, C.A.H.; Luz, D.S. da; Fernandes, C.A.C.; Tassinari, C.C.G. Geologia. Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil, Ministério das Minas e Energia. Rio de Janeiro, 1983.

Ikeya, M. New applications of Electron Spin Resonance. New Jersey: World Scientific, 1993.

King, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasileira de Geografia, R. de Janeiro, 18(2):3-121, abr./jun., 1956.

Leinz, V. & Leonardos, O.H. Glossário geológico. S. Paulo:Cia. Ed. Nacional-Edusp, 1970.

Mamede, L.; Ross, J.L.S.; Santos, L.M.dos; Nascimento, M.A.S.. Geomorfologia Folha SE.22 Goiânia. Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, 1983.

Mason, B. Principles of geochemistry. 3. Ed. New York:Wiley, 1966.

Melfi, A.J.; Pedro, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Revista Brasileira de Geoquímica, S. Paulo, v. 7, p. 271-286, 1977.

Moraes Rego, L.F.de M.. As formações cenozóicas de São Paulo. Anuário da Escola Politécnica de São Paulo, p. 231-267, S. Paulo, 1933.

Moraes Rego, L.F.de M. A geologia do Estado de São Paulo. Boletim do DER (1937-1941). S. Paulo.

Nobre, C.A.; Matto,s L.F.; Dereczynski, C.P.; Tarasova, T.A.; Trosnikov, I. Overview of atmospheric conditions during the smoke, clouds and radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment. Journal of Geophysical Research, V. 103, n. D15, p. 19015-19033, Aug., 1998.

Oliveira, A.M.S. Depósitos tecnogênicos associados à erosão atual. In. Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 6, Salvador, 1990, ABGE, p. 411-415.

Oliveira, A.M.S. A abordagem geotecnogênica: Geologia de Engenharia no Quinário. In. Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente. DIGEO-IPT. S. Paulo, 1995, p. 231-241.

Parizzi, M.G. A gênese e a dinâmica da Lagoa Santa com base em estudos palinológicos, geomorfológicos e geológicos de sua bacia. Thesis. Univ.Minas Gerais (UFMG), 55 pp. (unpublished), 1994.

Pedro, G. Principes géochimiques de la pédogenèse; incidences minéralogiques. Trans. 8 Cong.Int.Soil Sc., Bucarest III, 1087-1094, 1964.

Pedro, G. Essai sur la caractérisation géochimique dos différents processus zonaux résultat de l'altération superficielle. C.R.Ac. Sc. Paris, (262 D), 1828-1831, 1966.

Penck, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.

Penteado, M.M. Fundamentos de geomorfologia. Rio de Janeiro:Fund. IBGE, 1974, 158p.

Penteado, M.M. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos do planalto de Brasília. Notícia Geomorfológica, Campinas, 16(32):39-53, dez, 1976.

Ross, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, FFLCH-USP,n. 6. São Paulo, 1992.

Ruhe, R.V. Elements of the soil landscape. In: International Congress of Soil Science, 7th, Madison, Wis., 1960, v.4, p. 165-170.

Ruhe, R.V. Background and preparation. In. Geomorphology – geomorphic process and surficial geology. USA, Houghton Mifflin, 1975.

Salgado-Laboriau, M.L.; Casseti, V.; Ferraz-Vicentini, K.R.; Martin, L. Soubiès, F.; Suguio, K.; Turcq, B. Late quaternary vegetation and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Australia, Elsevier Sci. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128: 215-226, 1997.

Salgado-Laboriau, M.L.; Ferraz-Vicentini, K.R. Fire in the cerrado 32.000 years ago. *Curr.Res.Pleistocene*, 11:85-87, 1994.

Straknov, N.M. *Principles of lithogenesis*. Oliver and Boyd, 1967.

Suguio, K. *Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica*. São Paulo: E. Blücher/Edusp, 1980, 500p.

Vianelo, R.L.; Alves, A.R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Imprensa Universitária (UFV), 1991, 449 p.

Fisiologia da Paisagem

4. A Fisiologia da Paisagem

4.1. A vertente como categoria para o estudo da fisiologia da paisagem

4.1.1. Movimentos de Massa

4.1.2. Efeito *splash* (*rainsplash transport*)

4.1.3. Erosão associada ao fluxo superficial

4.1.3.1. Principais feições morfológicas associadas ao fluxo por terra

4.2. Relação Vertente-Sistema Hidrográfico

4.3. Exemplo de alterações processuais por intervenção antrópica na vertente

4.3.1. Problemas relacionados aos fundos de vale

Conceito: Apresentar conceito de fisiologia da paisagem, resgatando a noção proposta por Passarge.

Importância da fisiologia da paisagem: a fisiologia da paisagem como condição atual do relevo, considerando os processos morfodinâmicos, as transformações produzidas pelo homem e as derivações resultantes (processos erosionais, assoreamento...). A teoria bio-resistásica de Erhart (1955) e a perspectiva apresentada pela noção de georelevo (Kügler, 1976), considerando-o como conjugação das propriedades geocológicas e sócio-reprodutoras

Metodologia: apresentar metodologias de estudo, ressaltando o significado do controle de campo em tais análises, além do instrumental necessário (acompanhamento das intensidades de chuva, comportamento dos fatores intrínsecos das vertentes, formas de apropriação e derivações produzidas pelo homem, bem como avaliação de processos resultantes)

A vertente como categoria do relevo:

Apresentar os componentes da vertente a partir dos conceitos estabelecidos pela Comissão da UGI. O trabalho do Tricart (1957) é importante para evidenciar o processo evolutivo (umbral de parada e de destacamento, dentre outros). Evidenciar o significado dos processos pluvioerosivos na evolução das vertentes intertropicais.

A apropriação do relevo e os principais impactos ambientais:

Mostrar a apropriação espontaneista das vertentes e os principais impactos decorrentes das mudanças no jogo das componentes (perpendicular e paralela). Processos de erosão acelerada e assoreamento.

4. A Fisiologia da Paisagem

A fisiologia da paisagem corresponde ao terceiro nível de abordagem do relevo na sistematização da pesquisa geomorfológica adotado por Ab'Sáber (1969). Tem por objetivo "entender os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais". Refere-se, portanto, ao estudo da situação do relevo atual, fruto das relações morfodinâmicas resultantes da consonância entre os fatores intrínsecos, ou seja, inerentes ao próprio relevo, e os fatores extrínsecos, dando ênfase ao uso e ocupação do modelado enquanto interface das forças antagonicas. Partindo do princípio de que praticamente toda superfície tenha sido apropriada de alguma forma pelo homem, o referido nível necessariamente incorpora as transformações produzidas e conseqüentes intervenções nos mecanismos morfodinâmicos, como a alteração na intensidade do fluxo por terra, refletindo diretamente no comportamento do relevo.

Embora a fisiologia da paisagem centre atenção no momento histórico atual, não deixa de levar em consideração os resultados dos mecanismos associados ao tempo geológico, responsável pela evolução do relevo, expresso na compartimentação topográfica e nos depósitos correlativos à estrutura superficial. Assim, o desenvolvimento do terceiro nível de abordagem do relevo pressupõe conhecimento dos dois níveis antecedentes.

O estudo do estágio atual dos processos erosivos deve levar em consideração a evolução histórico-geomorfológica do relevo. Para entender o significado das abordagens precedentes é necessário admitir que a conformação atual do relevo, ou da vertente enquanto categoria deste, resulta das relações processuais ao longo do tempo, considerando uma determinada situação topomorfológica e suas características estruturais. Insere na abordagem da fisiologia da paisagem informações sobre os depósitos correlativos, os quais encontram-se associados aos mecanismos morfogenéticos pretéritos e atuais. Estes, além de oferecerem subsídios cronológicos à reconstituição da evolução do relevo, se constituem em importantes elementos das formações superficiais e das relações morfopedogênicas vigentes. É natural que a apropriação do relevo pelo homem, como recurso ou suporte, implique transformações substanciais, tanto na “anulação” dos processos morfodinâmicos, a exemplo da impermeabilização de superfícies, como na aceleração destes, considerando o próprio desmatamento, produzindo modificações em curto espaço de tempo.

O estudo da fisiologia da paisagem reveste-se de grande importância na análise do relevo por incorporar conhecimentos envolvendo fatos de interesses diversos e atuais. Por inserir o homem na análise dos processos, assume relevância enquanto temática de interesse geográfico. A apropriação do relevo pelo homem, como recurso ou suporte, é responsável por alterações substanciais do seu estado natural, como a implementação de cultivos que ocasionam desmatamento, modificando radicalmente as relações processuais: do predomínio da infiltração para o domínio do fluxo por terra; o desenvolvimento da morfogênese em detrimento da pedogênese; as atividades erosivas em relação ao comportamento biotástico relativo ao estágio precedente; as perdas de recursos para adoção de medidas corretivas em detrimento de investimentos que poderiam ser destinados a benefícios sociais.

No capítulo inicial mencionou-se que à medida que se caminha pelos níveis de abordagem de estudo do relevo, propostos por Ab'Sáber (1969), intensifica-se necessariamente o controle de campo, obrigando ao tratamento do problema numa escala cada vez maior. É natural que ao se compartimentar a morfologia de uma determinada área, a correlação de níveis altimétricos numa escala regional se constitui num dos parâmetros metodológicos, o que pode ser feito através de cartas-base, tornando-se dispensável um controle de campo tão sistemático como o exigido nos níveis subseqüentes. No segundo nível de abordagem, o da estrutura superficial, maior controle de campo é necessário para as observações dos depósitos correlativos (perfis), para o tratamento de amostras e correlações. A área de levantamento ou observação torna-se mais restrita, correspondendo a pontos ou trechos no interior de cada compartimento, considerando a expressividade das seqüências disponíveis. Já no estudo da fisiologia da paisagem é imprescindível um rígido controle de campo, como o emprego de miras graduadas para o controle de erosão, associadas a observações pluvioerosivas que podem ser relacionadas com a duração de intensidade das chuvas. É preciso, ainda um bom conhecimento dos fatores intrínsecos, como a disposição (forma) e constituição (conteúdo) da vertente, e dos fatores extrínsecos, como a forma de uso e ocupação do relevo, dentre outros aspectos considerados importantes. Assim, essa análise exige uma restrição maior quanto à dimensão espacial, havendo necessidade de se selecionar “alvos” no interior de cada compartimento em função do controle previsto. Dependendo da análise pretendida, o experimento pode necessitar até mesmo de observações horárias ou diárias dos processos morfodinâmicos vigentes.

Por processo morfodinâmico entende-se as transformações evidenciadas no relevo, considerando a intensidade e freqüência dos mecanismos morfogenéticos no momento atual ou subatual, associadas ou não às derivações antropogênicas. Enquanto a abordagem “morfoclimática” leva à compreensão das relações processuais numa escala de tempo geológico, a “morfodinâmica” reporta às relações processuais numa perspectiva histórica em que o homem se constitui no principal agente das alterações. As derivações antropogênicas provocam alterações rápidas com respostas muitas vezes diversas em relação àquelas evidenciadas em condições naturais, como numa situação de biostasia. Salienta-se que processos “morfodinâmicos” não deixam de ser também “morfogenéticos”, visto que englobam transformações associadas ao processo de dissecação na elaboração do modelado, embora tratados como excepcionalidade em função da intervenção antropogênica.

Para se compreender melhor as relações morfodinâmicas utiliza-se do conceito “bio-resistástico” proposto por Erhart (1956), que consiste em estágios morfopedogênicos diferenciados, associados a condições climáticas distintas. Assim, na biostasia, a vertente encontra-se revestida de cobertura vegetal (propriedade geoecológica), em meio ácido, como nas regiões intertropicais, onde a infiltração promove alteração dos silicatos de alumina (feldspatos), originando a caolinita, que, juntamente com o quartzo existente na maioria das rochas, integra a estrutura física dos solos. Os hidróxidos de ferro e alumina, solubilizados nesse ambiente, ficam retidos e são incorporados ao solo (fase residual), enquanto os elementos alcalinos ou alcalino-terrosos (potássio, sódio, cálcio e magnésio), bem como o silício, são transportados pela água escoada (fase migradora), originando os depósitos de rochas organógenas (Fig 4.1). Na biostasia a atividade geomorfogenética é fraca ou nula, existindo um equilíbrio climático entre potencial ecológico e exploração biológica. O domínio da pedogênese sobre a morfogênese gera um balanço morfogenético negativo.

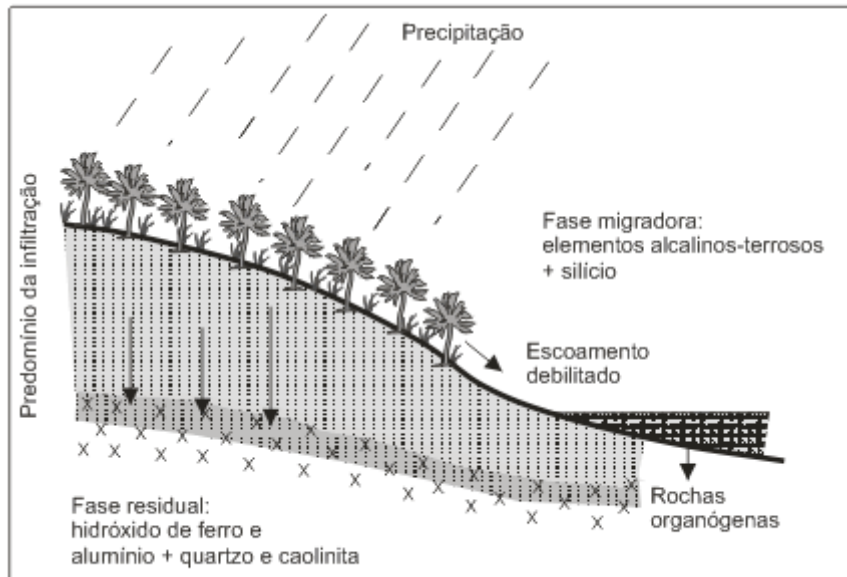


Fig. 4.1 - Predomínio do componente perpendicular (Fase biostásica).

A resistasia é identificada pela retirada dos elementos que na biostasia integravam a fase residual (elementos minerais + hidróxidos de ferro e alumina), o que determina a turbidez das águas de superfície (cursos d'água), que têm como principal indicador o ferro. Essa fase passa a ser individualizada a partir do momento em que a cobertura vegetal desaparece, o que pode resultar de alterações climáticas, na escala de tempo geológico, ou por derivações processadas pelo homem, na escala de tempo histórica. Assim, na resistasia, a morfogênese domina a dinâmica da paisagem, com repercussão no potencial geocológico (desequilíbrio climático). Como resultado tem-se um balanço morfogenético positivo, com a retirada do material intemperizado, reduzindo gradativamente a camada pedogenizada, com conseqüente assoreamento de vales. Ainda registra-se a substituição dos depósitos organógenos da fase biostásica (ou "fitostásica" na concepção de Tricart, 1977), por depósitos argilo-lateríticos (Fig. 4.2).

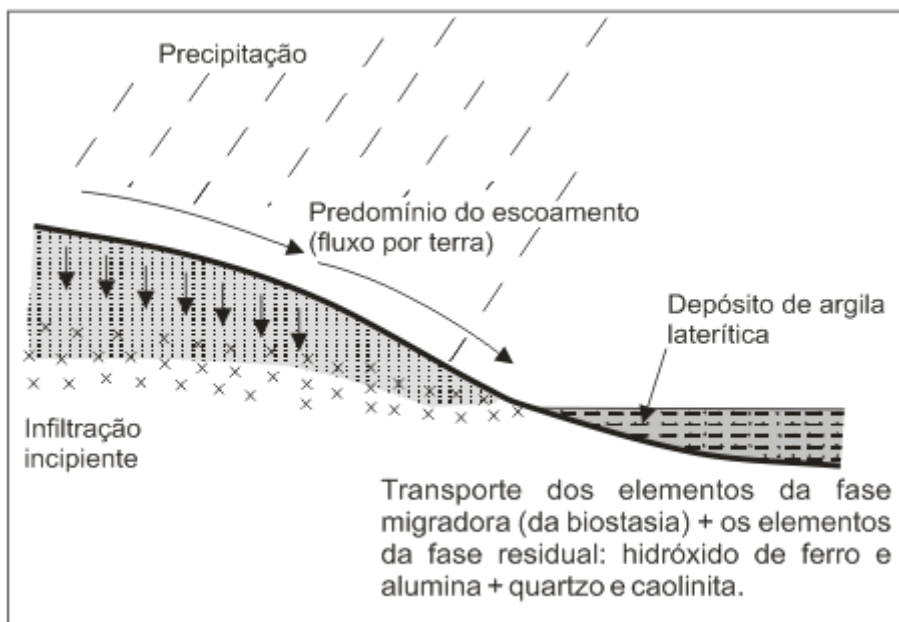


Fig. 4.2 - Predomínio do componente paralelo (fase resistásica).

O conceito biorresistásico, fundamentado na relação morfogênese-pedogênese, apresenta estreita relação com o "balanço de denudação" proposto por Jahn (1968), onde os processos em uma vertente se reduzem a dois componentes: o primeiro, denominado perpendicular, caracterizado pela infiltração, responsável pela intemperização que permite o desenvolvimento da pedogenização, proporcionando a formação de material para eventual transporte; e o segundo, denominado paralelo – paralelo à vertente ou à superfície - refere-se ao processo denudacional (morfogênese) responsável pela retirada, transporte e acumulação do material pré-

elaborado. Dylík (1968) considera Jahn (1968) o primeiro a utilizar o conceito de processo morfodinâmico para tornar decisiva a noção de vertente.

Tricart (1957) substituiu o conceito de “balanço denudacional” por “balanço morfogenético”, considerado de maior abrangência terminológica, visto que incorpora abrasão e acumulação. O autor refere-se à relação entre as componentes perpendicular e paralela: enquanto a perpendicular demonstra a ação da infiltração, o que pode ser favorecido pela cobertura vegetal, a paralela se caracteriza pelos efeitos erosivos, o que leva a admitir a retirada da cobertura vegetal, favorecendo a ação direta dos elementos do clima.

Destaca-se a contribuição de Kügler (1976, apud Abreu, 1982) no estudo da fisiologia da paisagem, ao tratar o relevo numa perspectiva ambiental: “Nessa ótica, emerge o conceito de *georrelevo* como superfície de limite externo da geoderme, produzida pela dinâmica dos integrantes sistêmicos da *Landschaftschülle*¹ e constituída pela superfície limite em si – que caracteriza uma descontinuidade neste contexto – e seu conteúdo plástico, em postura que soma à concentração tradicional da geomorfologia alemã uma perspectiva de análise dialética da natureza desenvolvida em mais alto grau”.

A metodologia de estudo da fisiologia da paisagem pressupõe uma preocupação com uma série de componentes, como a intensidade e frequência das chuvas em uma vertente, além das abordagens relacionadas aos níveis considerados anteriormente – compartimentação topográfica e estrutura superficial. No estudo da fisiologia da paisagem necessário se faz dar ênfase aos componentes que integram a morfodinâmica do relevo, como os processos morfogenéticos comandados pelos elementos do clima, considerando o significado da *interface* representada pela cobertura vegetal, a forma de uso e ocupação da vertente, dentre outros parâmetros.

O estudo da fisiologia da paisagem pressupõe um bom entendimento da compartimentação topográfica e da estrutura superficial. Mas para se entender melhor os processos, é fundamental enfocar ainda, os principais elementos do clima (suas intensidades e frequências), a situação da cobertura vegetal e a modalidade de uso do solo. Portanto, além dos requisitos atinentes aos aspectos morfométricos e morfográficos do relevo, considerados na compartimentação topográfica, ou ainda os fatores cronodeposicionais, evidenciados pela estrutura superficial, torna-se prioridade enfocar os principais elementos do clima, considerando intensidade e frequência, bem como a situação da cobertura vegetal ou modalidade de uso do solo, para se entender os processos na sua integridade. Como exemplo destacam-se os efeitos pluvioerosivos nas regiões intertropicais, a densidade da cobertura vegetal em função dos domínios fitogeográficos, ou ainda as diferentes modalidades de uso e ocupação das vertentes com implicações nas relações processuais: os efeitos pluvioerosivos nas regiões intertropicais têm como característica principal a ação das duas estações (seca e chuvosa), sobre pediplanos recobertos por latossolos, o que, aliado ao desmatamento para a agropecuária, gera profundas erosões.

Para se exercer um controle sobre essas componentes é necessário proceder a seleção dos indicadores temporais e espaciais, como a extensão a ser considerada, uma bacia hidrográfica, por exemplo, o tempo de análise, como uma série meteorológica, dentre outros aspectos relevantes. Assim serão definidas as formas de controle dos parâmetros eleitos como instrumental ou equipamento necessário para a análise (quantificação de processos oferecendo maior consistência ao conhecimento produzido).

Apresentam-se, a seguir, considerações sobre o estudo da fisiologia da paisagem, tomando como referência o conceito de vertente em geomorfologia.

4.1. A vertente como categoria para o estudo da fisiologia da paisagem

O conceito de vertente foi consagrado por Dylík (1968), sendo genericamente entendida como “toda superfície terrestre inclinada, muito extensa ou distintamente limitada, subordinada às leis gerais da gravidade”.

A vertente se caracteriza como a mais básica de todas as formas de relevo, razão pela qual assume importância fundamental para os geógrafos físicos. Essa importância pode ser justificada sob dois ângulos de abordagem: um, por permitir o entendimento do processo evolutivo do relevo em diferentes circunstâncias, o que leva à possibilidade de reconstituição do modelado como um todo (conceito de geomorfologia “integral” de Hamelím, 1964), e outro por sintetizar as diferentes formas do relevo tratadas pela geomorfologia, encontrando-se diretamente alterada pelo homem e suas atividades (conceito de geomorfologia “funcional” do referido autor).

Uma vertente contém subsídios importantes para a compreensão dos mecanismos morfogenéticos responsáveis pela elaboração do relevo na escala de tempo geológico (propriedades geoecológicas), permitindo entender as mudanças processuais recentes (processos morfodinâmicos), na escala de tempo histórico, se individualizando como palco de transformações sócio-reprodutoras.

O conceito de vertente é essencialmente dinâmico, uma vez que permite delimitar um espaço de relações processuais de natureza geomorfológica, incorporando os mais diferentes tipos de variáveis. Cruz (1982)

observa que “o estudo geomorfológico da evolução atual das vertentes é extremamente importante quanto ao entendimento espaço-temporal dos mecanismos morfodinâmicos atuais e passados. Os estudos morfodinâmicos mais atuais levam ao cerne do estudo geomorfológico por excelência, ajudando o entendimento das paisagens geográficas”. Ressalta ainda que “são eles que mostram os mecanismos dessa evolução e levam ao melhor entendimento dos estudos morfogenéticos de épocas passadas”.

O estudo da vertente, enquanto categoria do relevo, assume importância acadêmico-institucional a partir da década de 50 do século passado, com o trabalho de Tricart (1957), quando afirma ser a vertente “o elemento dominante do relevo na maior parte das regiões, apresentando-se portanto, como forma de relevo mais importante para o homem. Tanto a agricultura quanto os demais trabalhos de construções estão interessados na evolução das vertentes que acabam comandando, por exemplo, a perenidade – direta e indireta – dos cursos d’água, pela ação geomorfológica”.

Dylik (1968) observa que as vertentes ocupam um dos mais importantes lugares da geomorfologia atual. Destaca, nesse sentido, dois importantes eventos a respeito. Primeiro, o simpósio sobre a contribuição de W. Penck (1924), organizado pela Associação dos Geógrafos Americanos (1940) e depois, a criação da Comissão para o Estudo das Vertentes da União Geográfica Internacional, no transcorrer do Congresso Internacional de Geografia realizado em Washington (1952). Ele considera a vertente como um dos problemas-chave da moderna geomorfologia, compreendendo todos os aspectos da Geografia Física e incluindo um certo número de questões relativas à Geografia Humana. Fundamentando-se nas idéias de Gilbert (1877), a vertente, num sentido geral (*lato sensu*), seria um todo dinamicamente ligado aos processos fluviais; num sentido restrito (*stricto sensu*), seria caracterizada por processos denudacionais, intrínsecos à própria vertente. A vertente *lato sensu* incorpora o curso d’água, nível de base responsável pelo grau de participação dos elementos areolares da vertente *stricto sensu*. Assim, regula a intensidade dos fenômenos areolares tendo como referência o nível de base local caracterizado pelo talvegue. Já a vertente *stricto sensu* encontra-se limitada pelas relações morfodinâmicas areolares, definida pela extensão delimitada pelo umbral de “destacamento” (onde as atividades processuais têm início), até o umbral de “parada” (onde as atividades processuais denudacionais são substituídas pelas fluviais).

De acordo com o modelo de Penck (1924), o ajustamento tectônico de um curso d’água condiciona o arranjo dos processos areolares e conseqüente evolução da vertente. Da mesma forma, qualquer alteração climática influi no limiar ou no umbral de processos de uma vertente *stricto sensu* e, por conseguinte, na evolução do modelado como um todo (vertente *lato sensu*).

A noção de “umbral” aparece nos trabalhos de A.N. Strahler (1952), sendo definido por Tricart (1957) como o limite referente ao início e fim dos processos específicos de uma vertente *stricto sensu*, em substituição a outros incorporados no conceito de vertente *lato sensu*, como o fluxo fluvial. Para o autor, “em condições dadas de litologia, de clima e de vegetação, cada processo de abrasão e transporte pode afetar as vertentes que possuem um declive mínimo. É o declive mínimo que constitui o ‘umbral de funcionamento’ dos processos em questão”. Tricart (1957) considera ainda que “os processos simples e elementares dos detritos de gravidade, colocam em destaque a existência de dois umbrais: um umbral de ‘destacamento’, de colocação em movimento e um umbral de ‘parada’, de estabilização”.

Dylik (1968), ao tratar dos elementos da definição de uma vertente, observa que são os processos morfogenéticos que determinam a natureza da vertente, e que estes diferem dos demais. “A vertente, no sentido morfogenético, corresponde à parte das formas do terreno que são modeladas pelos processos de denudação *stricto sensu*, ou seja, pelos movimentos de massa e pelo escoamento, tanto no presente como no passado” (Dylik, 1968). Como exemplo, nas regiões intertropicais, os processos morfogenéticos evidenciados em uma vertente *stricto sensu* encontram-se caracterizados principalmente pelas diferentes formas de fluxo, de superfície e subsuperfície, bem como pelos movimentos de massa, diferindo, portanto, dos processos fluviais que integram o conceito de vertente *lato sensu*.

O limite superior de uma vertente é mais difícil de se traçar ou de ser definido em relação ao inferior, não correspondendo sempre à linha de divisão de águas. Nem mesmo os métodos morfográficos são suficientes para definir o limite, restando a possibilidade de fundamentar-se nos critérios dinâmicos. “O limite superior de uma vertente indica o entendimento de uma superfície mais alongada e mais alta, de onde provém o material sólido transportado para a base da erosão” (Dylik, 1968). O limite em questão se orienta, genericamente, de forma paralela ao talvegue, embora existam freqüentes desvios da linha reta. A base da erosão é estritamente ligada à noção de vertente. Corresponde à faixa onde os processos de vertente *stricto sensu* se extinguem, dando lugar a outros agentes ou formas de transporte, como as águas correntes, os glaciais, ou mesmo níveis de base correspondentes à abrasão marinha ou lacustre.

Partindo do princípio de que os processos de vertente se diferenciam em função do clima ou de efeitos de natureza tectônica, tem-se que o limite do umbral de funcionamento de uma vertente acaba sofrendo alterações, sobretudo na escala de tempo geológico, suscetível a eventuais mudanças. Para Tricart (1957), o limite superior das vertentes na região temperada, por ocasião das fases glaciais pleistocênicas, acontecia em declive próximo a 2°, comandado pelo processo de solifluxão, associado à fusão de geleiras. Com o recuo dos glaciais no Holoceno, os processos de vertente atuais passam a ser observados em condições de declividade mais

elevada. Assim, a vertente deve ser analisada numa perspectiva de quatro dimensões, onde o fator temporal assume relevância para a compreensão do processo evolutivo.

As relações processuais em uma vertente dependem de fatores como declive, litologia e condições climáticas. O movimento de massa, por exemplo, tem possibilidade de ocorrer em declive moderado, desde que a presença de água e de argila seja suficiente para reduzir o atrito do material intemperizado em relação à estrutura subjacente. Assim, tanto o umbral de destacamento quanto o de parada, para uma vertente *stricto sensu*, variam em função das condições climáticas, do material proveniente (ou não) da rocha subjacente, e da própria declividade.

A noção de frequência processual “permite colocar em destaque o jogo dos fatores que comandam o afeiçoamento das vertentes: intensidade da dissecação, estrutura e clima” (Tricart, 1957). A intensidade de dissecação normalmente encontra-se associada à evolução dos talvegues, que se constituem em nível de base do afeiçoamento das vertentes, o que pode estar relacionado tanto a mudanças climáticas, como às oscilações glácioestáticas pleistocênicas, como os efeitos de natureza tectônica. Assim, um ajustamento tectônico como o epirogenético positivo, gera ajustamento do talvegue, com aumento da declividade da vertente, determinando o aumento da intensidade dos processos erosivos. Os fatores morfoclimáticos “intervêm através das modalidades de meteorização e pedogênese e da natureza dos processos de afeiçoamento das vertentes”. Já as influências litológicas intervêm de várias maneiras: na forma do perfil da vertente, na sua declividade média, na velocidade do recuo, dentre outras.

Clark & Small (1982) apresentam esquema procurando mostrar as relações processuais em uma vertente, considerando sua forma (Fig 4.3).

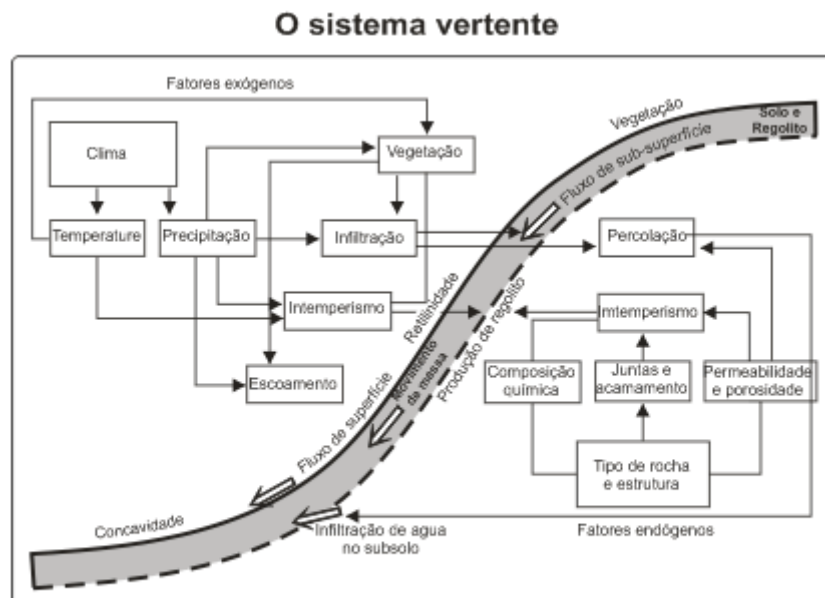


Fig. 4.3 - O sistema em uma vertente convexo-retilínea-concava (Clark & Smal, 1982).

Os processos em uma vertente se individualizam pelos fatores exógenos e endógenos. Os exógenos são comandados pelo clima, os endógenos pela estrutura geológica e tectônica. Como agentes de intemperização destacam-se a temperatura e a precipitação, que em função do comportamento da *interface*, como a vegetação, proporcionam maior escoamento (fluxo de subsuperfície, movimento de massa e fluxo por terra) ou infiltração, com conseqüentes efeitos no comportamento da vertente. A ação processual também depende dos fatores endógenos, que reagem em função da composição química, do grau de permeabilidade, e conseqüente intemperização, com produção do regolito.

Tricart (1957) demonstra que o balanço morfogenético de uma vertente é comandado principalmente pelo valor do declive, pela natureza da rocha e pelo clima:

a) valor do declive : de forma geral quanto maior o declive da vertente, maior a intensificação da componente paralela, reduzindo a ação da componente perpendicular. Assim, com o escoamento mais intenso, tem-se o acréscimo do transporte de detritos, adelgaçando o solo ou o material intemperizado. Da mesma forma que a resistência litológica podem provocar aumento do declive, a estreita correspondência com a intensidade dos processos pode provocar uma condição de “equilíbrio dinâmico”, desde que a relação energia

(processos incidentes) e matéria (substrato da vertente) esteja balanceada, independentemente das condições topográficas.

Além do fator declive como elemento de indução morfogenética, inclui-se ainda o comprimento e a forma geométrica da vertente . Pesquisas realizadas no Instituto Agronômico de Campinas (Bertoni et al, 1972) mostram que, quadruplicando o comprimento da vertente, quase são triplicadas as perdas de terra por erosão, diminuindo em mais da metade as perdas de água (redução do escoamento por aumento da superfície de infiltração).

Bloom (1970), utilizando-se dos modelos geométricos de vertente de Troeh (1965), divide os quatro principais tipos de encostas em dois grupos (Fig.4.4): a) “coletoras de água”, com contornos côncavos (quadrantes I e II); e b) “distribuidoras de água”, com contornos convexos (quadrantes II e IV). O eixo vertical do diagrama separa as encostas com perfis convexos, que facilitam o desenvolvimento do rastejamento (quadrantes II e III), das encostas com perfis côncavos, que favorecem a lavagem pela água das chuvas (quadrantes I e IV).

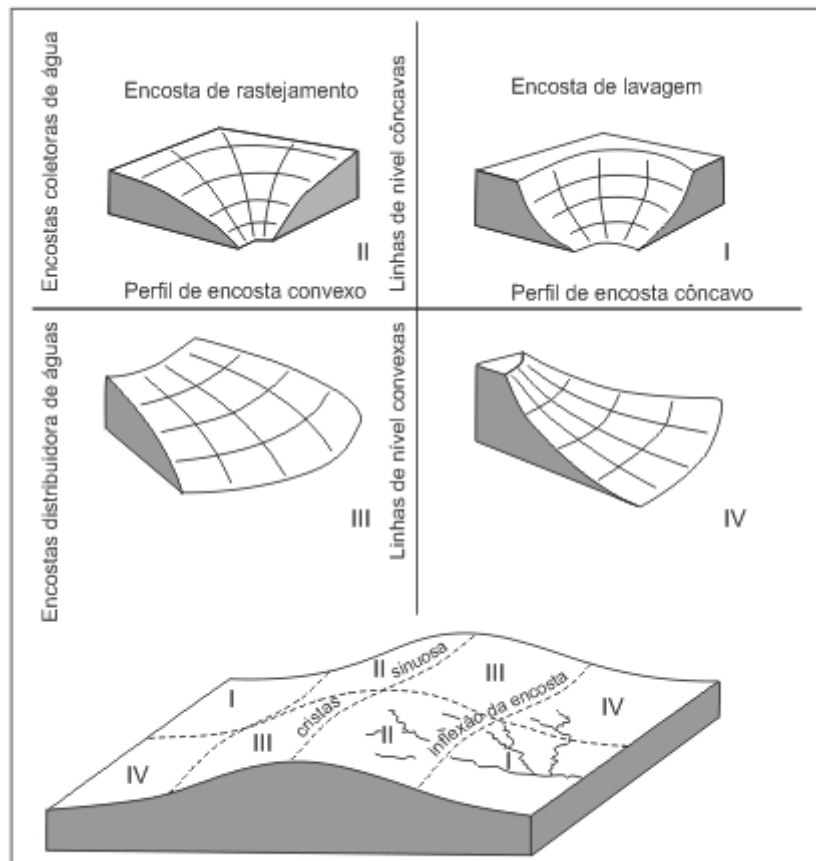


Fig. 4.4 - Classificação dos elementos de encosta de uma paisagem de acordo com a forma e os processos operantes (Troeh, 1965).

Na base da representação (Fig. 4.4) o bloco-diagrama mostra como as encostas podem ser subdivididas com relação aos seus elementos componentes.

b) natureza da rocha : as rochas coerentes exigem primeiramente uma intervenção da componente perpendicular antes da ação da componente paralela, ou seja, antes que os detritos sejam carregados é necessário que sejam formados. Portanto, a natureza da rocha, além de responder pelo comportamento da formação superficial, intervém no perfil da vertente, no seu declive médio e na velocidade de seu recuo ou evolução. Pentead (1974, p. 23) mostra que “o comportamento de uma estrutura em relação à erosão depende da natureza das rochas (propriedades físicas e químicas) sob ação de diferentes meios morfoclimáticos”. Dentre as propriedades básicas de uma rocha a autora destaca o grau de coesão, grau de permeabilidade e grau de plasticidade, que influem no modo de escoamento superficial. Além dessas existem outras propriedades que influem na desagregação mecânica como o grau de macividade e tamanho dos grãos. Outras ainda facilitam a decomposição química, como grau de solubilidade e grau de heterogeneidade. As rochas cristalinas, especialmente os granitos, são coerentes, impermeáveis, não plásticas mas possuem planos de descontinuidade e são heterogêneas. Os arenitos apresentam além de planos de diaclasamento, planos de estratificação, sendo relativamente homogêneos. Os calcários são coerentes, pouco plásticos e homogêneos,

distinguindo-se pela permeabilidade dada ao fissuramento e solubilidade. As argilas e xistos possuem fraca resistência à erosão por escoamento superficial e têm grande plasticidade.

A formação superficial, denominação que envolve o material decomposto ou pedogenizado que recobre a rocha, engloba a noção de solo e subsolo, cuja característica textural, definida pelos minerais resultantes, responde pela especificidade de determinados processos morfogenéticos. A presença da argila, por exemplo, favorece a solifluxão, o *creeping* ou reptação e ainda o deslizamento de massas. Como enfatizou Tricart (1957), “a argila solifluiu, a areia não solifluiu”.

Além desses aspectos, a participação de determinados elementos texturais na formação superficial afeta o grau de resistência mecânica dos agregados, tanto na ação morfogenética da gota de chuva (efeito *splash*), quanto na intensidade erosiva comandada pelo fluxo por terra (escoamento difuso, laminar ou concentrado).

Pesquisas realizadas por Bertoni et al (1972) demonstram a relação entre perdas de terra e água e a média pluviométrica anual (Tab. 4.1), segundo diferentes tipos de solos.

Tab. 4.1 . Perdas de terra e água em diferentes tipos de solos

Tipo de solo	Perdas	
	Terra (ton/ha/ano)	Água (% da chuva)
Arenoso	21,1	5,7
Argiloso	16,6	9,6
Terra Roxa	9,5	3,3

Nota: média com base em 1.300 mm de chuva e declives entre 8,5 e 12,8%

A Terra Roxa registrou menor perda de terra, enquanto, por unidade de volume de enxurrada escoada, foi o solo argiloso. Isto significa que o solo argiloso, proporciona maior escoamento, o que é justificado pela impermeabilização determinada pela expansão mineral em condição de hidratação, respondendo pelo aumento da resistência mecânica dos agregados do solo, o que atenua os processos erosivos. Queiróz Neto (1976) demonstra que os solos B texturais (Bt), descontínuos, como os Podzólicos, apresentam comportamento ligado aos processos de erosão em lençol, além de movimentos coletivos, enquanto os B latossólicos (Bw), homogêneos e profundos, são mais susceptíveis ao escoamento concentrado, responsável pelo desenvolvimento de ravinas e boçorocamentos.

A litologia também intervém na forma do perfil da vertente, como no domínio dos quartzitos da região intertropical, onde normalmente são responsáveis por declives acentuados, dado o grau de macividade elevado, originando cornijas estruturais (*free faces*), que muitas vezes protegem as rochas tenras subjacentes.

c) Clima : o clima se caracteriza como elemento morfogenético da maior importância, intervindo direta ou indiretamente na vertente. Nas regiões desérticas ou glaciais ele age diretamente, e onde a cobertura vegetal e o solo se fazem presentes, atua indiretamente na vertente, promovendo o desenvolvimento tanto da componente perpendicular como da paralela. Nos climas tropicais úmidos, sob floresta densa, a componente perpendicular é intensa, produzindo forte e rápida alteração das rochas, por meio do processo de pedogenização, o que explica o crescente espessamento dos solos. Ao contrário, nas zonas semi-áridas, a baixa precipitação restringe o desenvolvimento de solos, e as eventuais torrencialidades pluviométricas respondem pelo transporte de detritos resultantes da morfogênese mecânica; a exposição da rocha se torna uma constante, permitindo a ação direta dos elementos do clima.

Assim, o clima se constitui no grande responsável pela dinâmica processual, desde a elaboração pedogenética (componente perpendicular), comandada principalmente pelos intemperismos químicos, até a ação erosiva (componente paralela), representada pelos agentes da meteorização (movimentos do regolito e demais processos morfogenéticos, como os pluvioerosivos nas regiões intertropicais).

A importância do fator morfoclimático é portanto traduzida pela existência de verdadeiras famílias de formas:

- nas zonas tropicais úmidas, há o domínio das florestas, com predominância da convexidade geral do perfil, com declives médios elevados; o modelado é comandado pela alteração química com processos mecânicos subordinados (reptação, escorregamento).

- nas zonas tropicais secas, como no domínio dos cerrados, as formas são menos convexas e tendem a um perfil geral retilíneo, registrando-se topos interfluviais pediplanados ainda preservados; a desagregação mecânica é fraca e a alteração química é atenuada pela estação seca prolongada.

Fatores climáticos pretéritos (paleoclimas) também devem ser considerados na elaboração das vertentes, podendo ser identificados, tanto pelas formas específicas, como por meio dos depósitos correlativos. Exemplos como níveis de pediplanação ou presença de paleopavimentos detríticos, normalmente sotopostos por colúvios pedogenizados, são freqüentes nas regiões intertropicais.

Para se entender a relação pedogênese-morfogênese em uma vertente é necessário considerar os componentes do processo geomorfológico. Nesse sentido, Carson & Kirkby (1972) apresentam tais relações numa perspectiva antagônica denominada de “força” e “resistência”. Considerando que as forças requerem energia e que toda energia em um sistema geomórfico deriva da gravidade e do clima, as vertentes sintetizam os principais fenômenos evidenciados em tais circunstâncias: o efeito da gravidade no deslocamento da partícula ou da massa (força paralela à superfície do terreno), e em função das particularidades intrínsecas ao próprio material (força perpendicular à superfície).

Quanto aos fenômenos relacionados ao clima os autores evidenciam os efeitos da temperatura e da água disponíveis, considerando os demais processos controlados pelos parâmetros meteorológicos, como expansão e contração termal, e a influência indireta dos efeitos biológicos. Destacam as forças de tensão da água e pressão, fluxo da água na superfície (*overland flow*) e subsuperfície (*throughflow*), impactos pela gota de chuva (*splash*), além da expansão de forças (descontração).

Com relação à resistência, Carson & Kirkby (1972) evidenciam a participação da transmissibilidade (capacidade de infiltração), umidade do solo e cobertura vegetal como forças de mitigação de impactos morfogenéticos, ao mesmo tempo em que consideram o significado da força de atrito (*shear strenght*), destacando a importância do ângulo da vertente no plano de fricção, o coeficiente do plano de fricção, a tensão normal efetiva (força interpartícula por unidade de área em relação à superfície cortada)², e a coesão da rocha e dos sedimentos. Com relação às mudanças de resistência da rocha em função do intemperismo os autores destacam o modo de desintegração da rocha e a dimensão da partícula dada pelo intemperismo em diferentes rochas.

Ainda com relação à resistência mecânica do material, Rice (1983) observa que uma vertente encontra-se sujeita a muitos esforços, que surgem de diferentes maneiras, e que sua resposta ante os mesmos determina o modelo do movimento e da forma da própria vertente. De forma geral, o comportamento do material é expresso em função do esforço aplicado e da deformação produzida³. A deformação pode ser produzida de diferentes maneiras, segundo a natureza do material. No caso dos sólidos, a deformação se dá pelo desprendimento elástico. “Estes distintos comportamentos ante ao esforço são os que constituem as bases que nos permitem distinguir entre fluídos e sólidos. Um fluído é uma substância que não pode suportar forças de cisalhamento e a deformação é diretamente proporcional ao esforço aplicado. Um sólido é uma substância que possui resistência para suportar um pequeno esforço aplicado e elasticidade para recuperar sua forma original ao cessar o esforço deformante”. O autor apresenta um gráfico (Fig. 4.6) onde se distinguem três tipos de sólidos: um sólido rígido, onde os esforços pequenos produzem uma deformação incipiente, até alcançar um valor crítico, conhecido como limite de elasticidade, depois do qual se produz uma brusca ruptura; um sólido elástico, onde, pelo contrário, existe uma considerável deformação antes que se alcance o ponto de fratura; e um sólido plástico, em que a deformação encontra-se além do limite de elasticidade, não produzindo um fraturamento rápido, senão um aumento da deformação proporcional ao incremento de esforço.

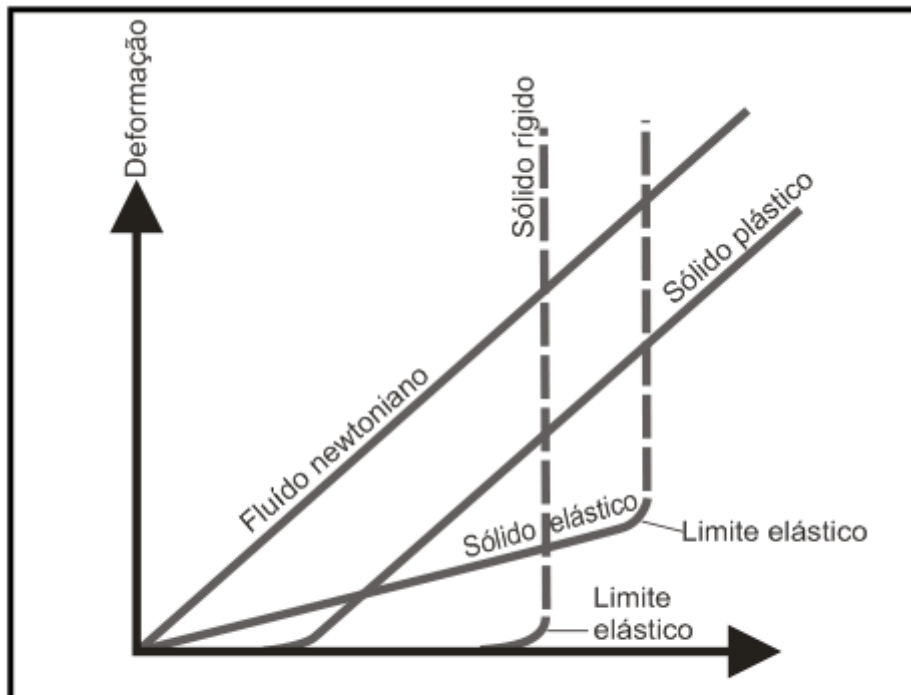


Fig. 4.6 - Relações entre esforço-deformação em quatro materiais ideais. Na prática muitos materiais sólidos apresentam propriedades que são complexas combinações das quatro formas apresentadas (Rice, 1983).

A duração do esforço pode ter importantes conseqüências, podendo originar deformações elásticas, quando aplicada em um curto período de tempo, ou provocar uma "reptação" ou *creep*, se relacionada a um período mais longo. A análise desse comportamento constitui o campo da mecânica dos solos, que tem utilizado uma série de técnicas para medir a resistência do solo ao cisalhamento, como os instrumentos de compressão triaxial.

Após considerações sobre a interação entre força e resistência, Carson & Kirkby (1972) apresentam os principais tipos de processos geomórficos em uma vertente: movimento de massas, fluxo por terra e fluxo de subsuperfície.

4.1.1. Movimentos de Massa

Carson & Kirkby (1972) classificam os processos relacionados ao movimento de massas (Fig. 4.7) quanto à velocidade do movimento (de rápido a lento) e condições de umidade do material (de seco a úmido). O resultado é sintetizado por três tipos de movimentos de massa: o escorregamento, o fluxo e a expansão (térmica ou por alívio de carga).

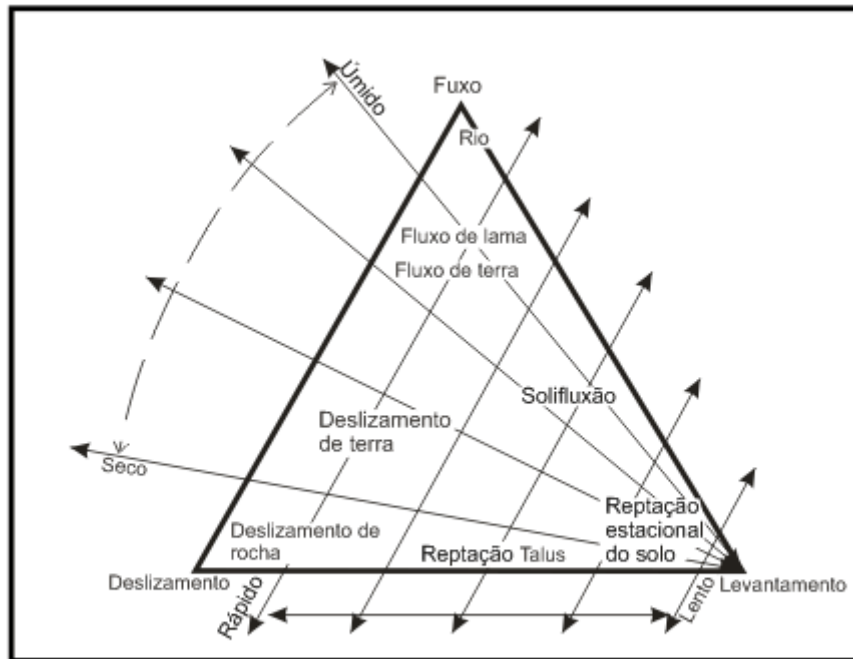


Fig. 4.7 - Classificação dos processos de movimento de massa (Carson & Kirkby, 1972).

As formas de escorregamentos (Fig. 4.7), representadas principalmente pelos deslizamentos de rochas e de solos, encontram-se caracterizadas por movimentos rápidos associados a ambientes secos; as formas de fluxo, identificadas pelo fluxo de terra, fluxo de lama e fluxo fluvial, também se referem a movimentos rápidos, contudo associados a ambiente úmido; por último as formas de expansão, individualizadas pelo *creep* de solo sazonal, refere-se a movimento lento em condição ambiental indistinta. Em condição transicional destacam-se o *talus-creep* , relacionado a um clima seco, e a solifluxão, correspondente a um clima mais úmido.

Com relação aos movimentos de massa ou do regolito, Christofolletti (1980) apresenta considerações sobre os diferentes processos geomórficos. Na oportunidade chama-se atenção para o esquema simplificado (Fig. 4.8) por Sharpe (1938, apud Bloom, 1970).

Natureza e velocidade do movimento		Com progressivo aumento do conteúdo de gelo ← rocha ou solo →		Com progressivo aumento do conteúdo de água
Fluxo	Imperceptível	Solifluxão	Rastejamento (rocha ou solo)	Solifluxão
	Lenta ou rápida	Avalanche de detritos		Fluxo de terra Fluxo de lama Avalanche de detritos
Deslizamentos	Lenta ou rápida		Desmoronamentos Deslizamentos de detritos Queda de detritos Deslizamentos de rochas Queda de rochas	
		Transporte glacial		Transporte fluvial

Fig. 4.8 - Classificação dos movimentos do regolito (Sharpe, 1938).

a) Rastejamento (*creep* ou reptação): corresponde ao deslocamento das partículas, de forma lenta e imperceptível, dos vários horizontes do solo. Estudos demonstram que esse movimento é maior na superfície, diminuindo gradualmente com a profundidade, chegando a ser nulo. O *creep* é um fenômeno que pode ocorrer naturalmente, em condições de biostasia, e sua frequência se relaciona ao declive e à característica do material.

Assim, quanto maior o declive e maior a plasticidade do material (presença de argila), maior a propensão ao deslocamento, podendo assumir formas de movimentos mais rápidos. A velocidade do rastejamento é de poucos centímetros por ano, sendo perceptível em postes, muros e árvores. Não apresenta superfície de ruptura bem definida (plano de movimentação); os limites entre o material em movimento e o terreno estável são transitórios. Como indutores do *creep* pode-se considerar o pisoteio do gado, o crescimento de raízes e a escavação de buracos por animais. Dentre os principais fatores associados à gênese do *creep* ou rastejamento destacam-se a expansão e retração produzida pelo gelo nas regiões periglaciais, embora possam ser também evidenciadas em ambientes úmidos, como nas regiões intertropicais. “As evidências de ocorrência deste tipo de movimento são as trincas verificadas em toda extensão do terreno natural, que evoluem vagarosamente, bem como as árvores, que apresentam inclinações variadas. Esta movimentação pode comprometer desde pequenas obras (casas, sistema de drenagens) até grandes (pontes, viadutos)” (IPT, 1991).

b) Solifluxão: “corresponde aos movimentos coletivos do regolito quando este se encontra saturado de água, podendo-se deslocar alguns centímetros ou poucos decímetros por hora ou por dia” (Christofoletti, 1980, p.28). Geralmente acontece após o rompimento do limiar de fricção determinado pela presença de água entre o material impermeabilizado e a rocha subjacente. O rompimento do limite de fluidez muitas vezes é favorecido pela presença de argila no contato com a camada rochosa do embasamento, evidenciado com frequência maior nas regiões periglaciais pela gelifluxão (fusão do gelo na primavera). Para Bloom (1970), “a solifluxão não é um processo restrito ao solo congelado. É uma forma de movimento do regolito, comum a qualquer zona onde a água não pode escapar de uma camada saturada de regolito. Uma camada de argila no solo ou uma camada rochosa do embasamento impermeável poderá provocar solifluxão de modo tão eficiente quanto o substrato congelado”. Retomam-se as observações de Tricart (1957) quanto ao fato de que “uma argila soliflue, uma areia não soliflue”.

c) Fluxos de terra ou de lama: são movimentos do regolito muito similares à solifluxão, diferindo destas por serem rápidos e atingirem maiores dimensões. Geralmente registra-se o rompimento das tênues ligações entre as partículas argilosas e a água, momento em que a massa líquidifica-se espontaneamente. Embora comuns nas regiões periglaciais, algumas vezes afetados por abalos sísmicos, esses fenômenos, segundo Carson & Kirkby (1972), ocorrem com certa frequência nas regiões intertropicais, em morfologia movimentada, como registrado na Serra do Mar, associados ao período chuvoso. “Fluxos de terra e de lama contém água suficiente para se moverem em fluxo turbulento e sabe-se que são capazes de erodir canais à medida que fluem. Se mais água é envolvida, o movimento é considerado como de transporte por fluxo de água, em lugar de movimento do regolito” (Bloom, 1970).

d) Avalancha: é o fluxo coletivo do regolito mais rápido que se conhece, movimentando enormes volumes de materiais. Trata-se de processos envolvendo gelo e neve, além de fragmentos rochosos, que começam com uma queda livre de massa (Bloom, 1970).

e) Deslizamentos e desmoronamentos: correspondem ao deslocamento de massa do regolito sobre o embasamento saturado de água. “A função de nível de deslizamento pode ser dada por uma rocha sã ou por um horizonte do regolito possuidor de maior quantidade de elementos finos, de siltes ou argilas, favorecendo atingir de modo mais rápido o limite de plasticidade e o de fluidez” (Christofoletti, 1980, p.29). Setembrino Petri, prefaciando o trabalho de Bloom (1970), exemplifica o fenômeno de desmoronamento através dos episódios registrados na Serra do Mar, região de Santos, como os de 1928 e 1956, e o episódio registrado em Caraguatatuba, em 1967. Para Bloom (1970) a superfície de ruptura de um bloco desmoronado, possui forma de colher, estando o bloco desmoronado frequentemente adernado para trás em função da rotação que sofre, à medida que a parte inferior move-se para baixo ou para fora. Tais processos também são denominados de escorregamentos. “A geometria destes movimentos pode ser circular, planar ou em cunha, em função da existência ou não de estruturas ou planos de fraqueza dos materiais movimentados, que condicionem a formação de superfícies de ruptura” (IPT, 1991, p.19). O tipo de escorregamento comum em encostas ocupadas é o induzido, ou seja, potencializado pela ação antrópica, muitas vezes mobilizando materiais produzidos pela própria ocupação (depósitos tecnogênicos representados por aterro, entulho, lixo, dentre outros). “Os desmoronamentos poderão ser causados por rios ou ondas cortando a base de uma encosta. São comumente, também, resultados de projetos de engenharia falhos, cortando aterros”. (Bloom, 1970). A representação que se segue (Fig.4.9) procura esquematizar o fenômeno.

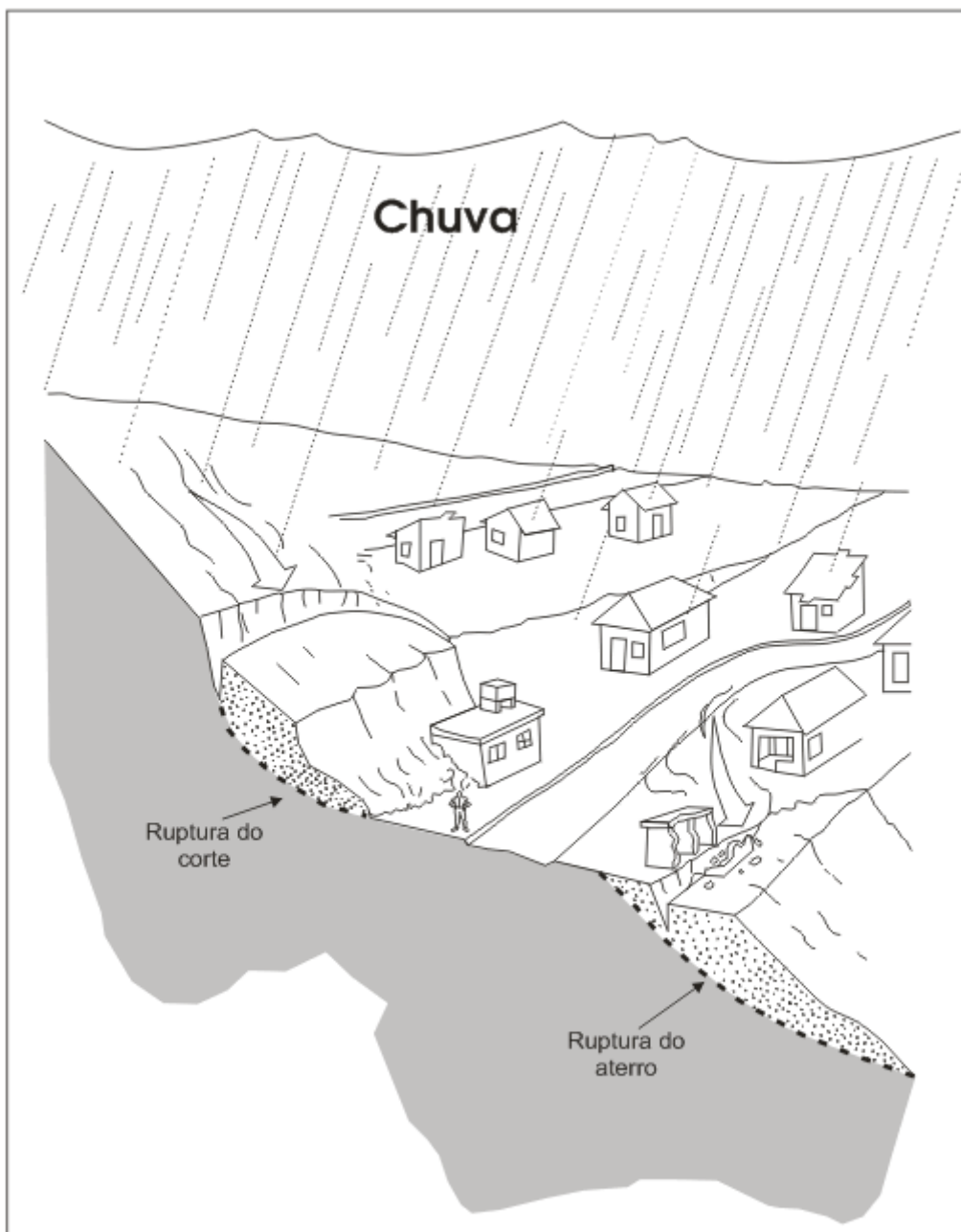


Fig. 4.9. Processos erosivos decorrentes de ocupação de encostas- IPT, 1991

A água se caracteriza, principalmente nas regiões intertropicais, como principal agente detonador dos movimentos gravitacionais de massa. “Assim, por exemplo, sua ação pode se dar através da elevação do grau de saturação nos solos, diminuindo a resistência destes, especialmente as parcelas de resistência relacionadas às tensões capilares (e às ligações por cimentos solúveis ou sensíveis à saturação). O aumento do peso específico do solo devido à retenção de parte da água infiltrada é outro condicionante de instabilização que incide nos taludes” (IPT, 1991, p.25).

4.1.2. Efeito *splash* (*rainsplash transport*)

De acordo com Guerra (1999), “a ação do *splash*, também conhecido por erosão por salpicamento (Guerra & Guerra, 1997), em português, é o estágio mais inicial do processo erosivo, pois prepara as partículas que compõem o solo, para serem transportadas pelo escoamento superficial”. Trabalhos experimentais têm demonstrado o significado da ação morfogênica do pingo da chuva, responsável pela desagregação do material, sobretudo quando a superfície da vertente encontra-se desprotegida. Carson & Kirkby (1972) citam deslocamento de partículas desde curtas distâncias, da ordem de alguns milímetros, até maiores distâncias, podendo atingir o raio de 10 centímetros em relação ao ponto de impacto. Da mesma forma, o *splash* move

diretamente detritos em torno de 10 mm de diâmetro, e indiretamente pode deslocar fragmentos de maiores dimensões.

Guerra (1999) chama atenção ainda para a formação de crostas superficiais que provocam a selagem dos solos: “o papel do *splash* varia não só com a resistência do solo ao impacto das gotas de água, mas também com a própria energia cinética das gotas de chuva. Dependendo da energia impactada sobre o solo, vai ocorrer, com maior ou com menor facilidade, a ruptura dos agregados, formando as crostas que provocam a selagem dos solos”. A compactação resultante do impacto de gotas de chuva cria uma crosta superficial de 0,1 a 3,0 mm de espessura (Farres, 1978), que pode implicar redução da capacidade de infiltração superior a 50%, dependendo das características do solo (Morin et al, 1981).

4.1.3. Erosão associada ao fluxo superficial

Para se ter uma idéia das diferentes formas de escoamento da água em uma vertente, apresenta-se esquema utilizado por Carson & Kirkby (1972), denominado de balanço hidrológico próximo à superfície (Fig. 4.10).

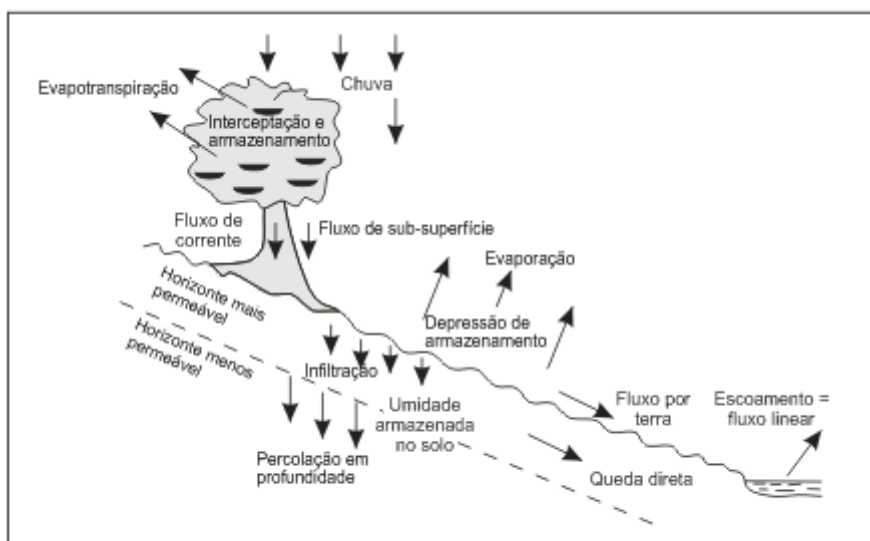


Fig. 4.10 - Componentes esquemáticos do balanço hidrológico na superfície de evapotranspiração (Carson & Kirkby, 1972).

Como se vê, a água precipitada sobre uma vertente apresenta vários caminhos. Parte é evapotranspirada e outra é armazenada ou ainda interceptada pelo dossel, momento em que se registra o fluxo pelo tronco. A partir de então se tem o processo de infiltração na zona de maior permeabilidade, podendo chegar a maiores profundidades, com armazenamento da umidade no solo e fluxo de subsuperfície (*throughflow*). O excedente, ou o que não foi infiltrado, fica armazenado em depressões superficiais, onde parte é evaporada e outra escoada na superfície (*overland flow*), podendo integrar o fluxo fluvial.

Observa-se que a interceptação constitui-se em importante componente na ciclagem da água de uma vertente, devendo, a exemplo de outros fatores, ser levada em consideração quanto às decisões sobre o manejo das áreas ocupadas por florestas.

A morfodinâmica pluvial mantém uma estreita relação com a disposição do substrato, representada pelo declive e forma da vertente, e pela *interfície* vegetação-pedogênese. Há, nessa condição, estreita relação entre o índice de erosão físico-química e o estado hidrológico do solo: comumente registra-se ausência ou insignificância de perdas quando o solo se apresenta em condição de desidratação por mais de três dias (capacidade de campo) e ao mesmo tempo, uma progressão geométrica das perdas em caso de precipitações contínuas, quando o solo encontra-se com sua capacidade de campo máxima. Os efeitos erosivos não deixam de apresentar, contudo, uma grande relação de dependência com a intensidade e duração das chuvas.

A queda e o escoamento da água precipitada exercem importante papel quanto aos detritos de vertente. Diferentes combinações entre força e resistência produzem um número significativo de processos que dão origem à erosão do solo, entre os quais se incluem o movimento de partículas desagregadas pelo impacto da gota de chuva (efeito *splash* ou *raindrop impact*) e o fluxo por terra ou escoamento superficial, caracterizado pela ação difusa, laminar, podendo passar a ação concentrada.

O fluxo por terra ou processo de escoamento superficial acontece sempre que parte, ou até mesmo o total da água precipitada, deixa de infiltrar. As principais razões do escoamento superficial são a baixa densidade ou ausência da cobertura vegetal; a declividade, quando permite o desenvolvimento da componente paralela; o comportamento do material de superfície; a "capacidade de campo" 4; a intensidade e duração das chuvas, dentre outras variáveis.

Com base em Robertson & Rouse (1941), o fluxo de água ocorre em um dos dois tipos: tranqüilo ou torrencial. O ponto de mudança de tais características depende da relação entre a força inercial e gravitacional, o que pode ser expresso através da representação que se segue (Fig. 4.11).

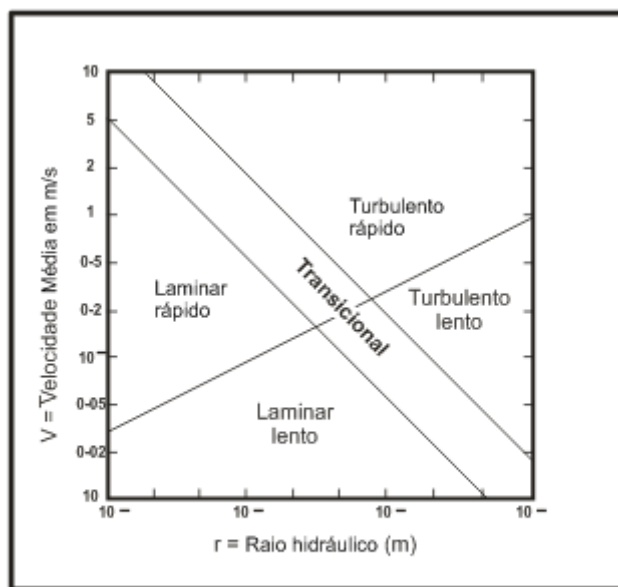


Fig. 4.11 - Tipos de Fluxos de água (Robertson & Rouse, 1941 apud Carson & Kirkby, 1972)

Dependendo dos fatores intrínsecos, como declividade e geometria da vertente, uso e ocupação do solo, e dos fatores extrínsecos, como intensidade e duração das chuvas, tem-se as diferentes formas de escoamento, convencionalmente denominadas de difusa, laminar e concentrada.

a) O fluxo difuso quase sempre encontra-se associado à rugosidade do terreno que gera resistência de atrito ao escoamento superficial pela presença da cobertura vegetal. Para Selby (1994), os valores registrados de velocidade do escoamento superficial variam de 0,0015 a 0,3 m .s⁻¹ , o que é suficiente para transportar silte e areia fina. "Esse mecanismo depende, entre outros fatores, da geração de fluxos de chuva, e sua escala temporal de atuação depende da duração e da intensidade dos eventos chuvosos" (Oliveira, 1999).

b) O fluxo laminar é a forma mais lenta e insidiosa de erosão, pois, ao contrário da erosão em sulcos ou da erosão que origina boçorocas, esse tipo não é perceptível a curto e médio prazo e ocasiona prejuízos incalculáveis ao agricultor.

c) O fluxo concentrado resulta da convergência do escoamento superficial em função de microdepressões no terreno, ou ainda da própria geometria da vertente, como aquelas correspondentes a radiais côncavas e contornos côncavos na classificação de Troeh (1965). Em tais circunstâncias tem-se, via de regra, o processo de corrosão ou alargamento do canal, que resulta do efeito do impacto de partículas sobre o material estático do fundo e das bordas do canal. Esse tipo de escoamento pode levar à formação de sulcos ou ravinas, onde a velocidade de escoamento é da ordem de 0,3 m .s⁻¹ .

Oliveira (1999) enumera outras formas de escoamento superficial que originam processos erosivos:

a) por queda d'água, correspondente à água de escoamento superficial, que desemboca no interior de incisões erosivas, tipo cascata, onde a evorsão promove a escavação de depressão na seção imediata ou no nível de base local (formas conhecidas por "marmitas" ou "caldeirões", também observadas ao longo de corredeiras fluviais);

b) solapamento da base de taludes, correspondente a filetes subverticais de escoamento superficial (Oliveira et al, 1995);

c) liquefação de materiais de solo, quando os materiais inconsolidados se comportam como fluido, estando presentes dois mecanismos que se integram: a fluidização e a liquefação.

4.1.3.1. Principais feições morfológicas associadas ao fluxo por terra

a) Fluxo difuso

O fluxo difuso relaciona-se ao escoamento em superfícies rugosas, onde obstáculos, como a presença de cobertura morta ou serapilheira, vegetação de sub-bosque ou gramíneas, dificultam o fluxo por terra, mesmo que se registre um certo *superavit* da água escoada em relação à água infiltrada. Geralmente não deixa marcas ou feições significativas no modelado. Esse fato leva a deduzir que, embora momentaneamente haja um excedente de água escoada decorrente do limite de infiltração, os efeitos dos dissipadores naturais induzem uma percolação retardada, principalmente quando as condições topográficas, como bacias de decantação, favorecem o represamento da água proveniente do fluxo difuso.

b) Fluxo laminar

O fluxo laminar é responsável por uma erosão oculta, podendo ocorrer de forma relativamente continuada, sem contudo deixar marcas empiricamente observáveis na vertente. Cassetti (1983), trabalhando com parcelas experimentais no Planalto de Goiânia, obteve resultados significativos de perdas de solo em áreas de cultivo (Tab. 4.2) relacionadas ao fluxo laminar.

Tab. 4.2 . Perda de solo na bacia do ribeirão João Leite – Goiânia-GO

Modalidade de uso/Cobertura vegetal	Perda de solo (t/ha/ano)	Perda de água (% da chuva)
Mata tropical	0,021	0,53
Pastagem	0,131	2,50
Cultivo (plântio de arroz)	41,650	11,81

Constata-se estreita relação entre as perdas de solo e a modalidade de uso ou presença de cobertura vegetal, bastando observar que enquanto em parcelas representadas por mata tropical a perda anual foi de 21 gramas de sedimentos por hectare (10.000 m²) por ano, nas parcelas de cultivo foi de 41,65 quilos para a mesma unidade de área/ano.

As observações realizadas durante uma série meteorológica demonstram, com relação às diferentes parcelas, uma maior saída de material no primeiro semestre da série (agosto/janeiro), justificada pelo comportamento físico do solo (maior intensidade das chuvas) e efeitos do manejo (preparação da terra para o plantio na parcela referente ao cultivo): enquanto a pluviometria correspondeu a 59,38% da precipitação total na série, a perda de solo foi de 73,30%, e a perda de água, por escoamento, foi de 63,94% em relação ao total pluviométrico anual. Assim, ao mesmo tempo em que o manejo do solo contribui para maior arraste de material, determinado pela desagregação mecânica, como no processo de aração, também favorece o aumento da infiltração, por romper eventuais formações de crostas e selagem do solo, normalmente associadas a processos antecedentes.

Outro aspecto importante obtido nas experimentações foi a forte correlação existente entre a perda de solo e o total pluviométrico (Fig. 4.12), registrando-se crescimento exponencial da perda de material em áreas de cultivo.

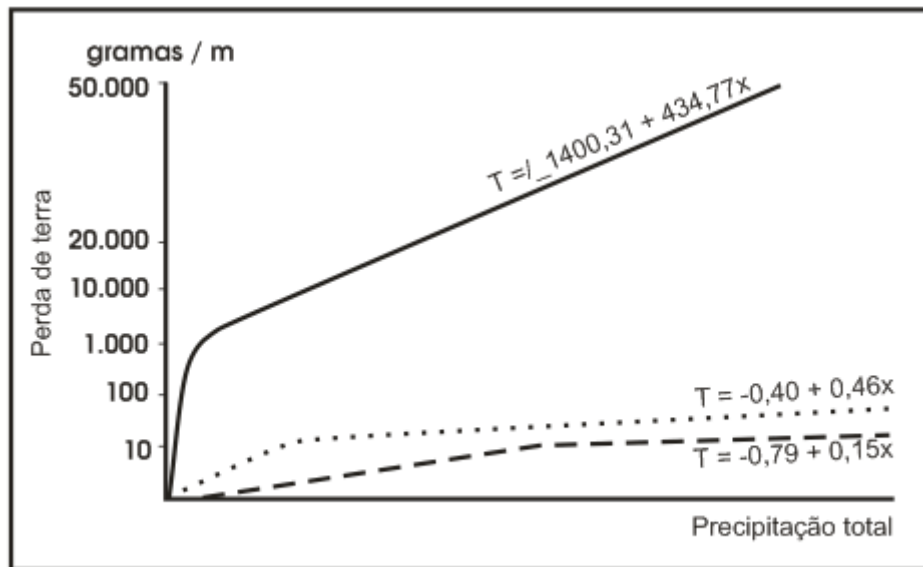


Fig. 4.12 - Relação precipitação total/perda de terra (Casseti, 1983)

Quanto à disposição da vertente, Casseti (1983) observa que apesar de geralmente se atribuir grande importância ao declive, a forma geométrica da vertente apresenta relevância no resultado de perdas de terra, apesar de uma relação de relevo significativamente elevada em determinadas parcelas. O modelo de vertente representado por comprimento e largura côncavos apresentou menor erodibilidade, considerando ser esta forma caracterizada por uma tendência decrescente do perfil de equilíbrio (redução da declividade em direção a jusante) no seu estágio evolutivo.

Com relação à perda de água, ou ao volume de água escoada por parcela (Tab. 4.2), registra-se também estreita correspondência com a modalidade de uso ou cobertura vegetal nas respectivas áreas. Além do volume de água escoada, foi avaliada a quantidade de macronutrientes transportada através do fluxo por terra, associada a processo de solubilização. Constatou-se que o teor de macronutrientes solubilizados encontra-se numa relação inversa às perdas registradas, visto que nas matas é que se encontra a maior perda de macronutrientes, representados pelo cálcio, magnésio, potássio e fósforo. Casseti (1983) estima que o provável aumento do percentual de bases trocáveis e a mineralização da serapilheira se constituam nos principais elementos responsáveis pelo acréscimo dos macronutrientes nas perdas de água em mata, condicionando, apesar do fraco escoamento verificado, uma saída considerável por solubilização.

Com base em levantamentos realizados, o IPT (1989) constatou que a perda de solos por erosão laminar acelerada, desencadeada pela ocupação humana, depende de fatores naturais que podem ser agrupados em três conjuntos:

- a) ligados à natureza do solo, envolvendo principalmente as suas características físicas e morfológicas, tais como: textura, estrutura, permeabilidade, dentre outras;
- b) ligadas à morfologia do terreno, envolvendo a conformação da encosta, no que se refere principalmente à declividade e comprimento da encosta; e
- c) ligados ao clima, envolvendo essencialmente a quantidade de água que atinge a superfície do terreno, causando remoção do solo através de chuvas.

A EUPS (Equação Universal de Perda de Solos) de Wischmeier & Smith, (1978) tem sido uma das mais importantes referências para o cálculo de perda de solo associado à erosão laminar. A equação é expressa pela seguinte relação:

$$A=R.K.LS.C.P$$

onde:

A = perda de solo - (t.ha.ano)

R = erosividade (poder erosivo das chuvas) - (Mj.mm/ha.h.ano)

K = erodibilidade do solo (suscetibilidade dos solos à erosão) - (t.h. /Mj.mm)

LS = fator topográfico - declividade e comprimento da vertente (adimensional)

C = fator uso/cobertura vegetal e manejo (adimensional)

P = fator práticas conservacionistas (adimensional)

Para Salomão et al. (1990), a perda de solos por erosão laminar acelerada, desencadeada pela ocupação humana (erosão antrópica), depende de fatores naturais que podem ser agrupados em três conjuntos:

- ligados à natureza do solo, envolvendo principalmente as suas características físicas e morfológicas, tais como: textura, estrutura, permeabilidade, etc. (a erodibilidade - K);
- ligados à morfologia do terreno, envolvendo a conformação da encosta, no que se refere principalmente à declividade e comprimento da encosta (o fator topográfico - LS);
- ligados ao clima, envolvendo essencialmente a quantidade de água que atinge a superfície do terreno, causando remoção do solo através de chuvas (a erosividade - R).

Primeiramente serão explicitados os fatores que compõem esses três conjuntos naturais. Em seguida, os fatores C (uso/cobertura vegetal e manejo) e P (práticas conservacionistas que constituem os fatores antrópicos).

- Erosividade (R)

O fator erosividade (R) é um índice numérico que expressa a capacidade da chuva em causar erosão em uma área sem proteção (Bertoni & Lombardi Neto, 1990). É a influência da chuva sobre as perdas de solo, desde que todas as outras variáveis permaneçam constantes, ou seja, a erosividade é a capacidade potencial da chuva em causar erosão ao solo (Stein et al., 1987).

Os valores de erosividade foram obtidos pela fórmula sugerida por Lombardi Neto (1977), cujos índices foram propostos pelo próprio autor, com base nos dados disponíveis sobre precipitações pluviométricas e adaptados para a região de Goiás (Nascimento, 1998):

$$EI = 89,823 (p^2 / P) 0,759$$

onde,

EI = índice médio de erosividade por um período anual

p = precipitação média mensal

P = precipitação média anual

Bertoni & Lombardi Neto (1990) demonstraram que os valores obtidos em EI traduzem com razoável precisão os valores de EI 30, utilizando-se apenas totais de precipitação em milímetros.

- Erodibilidade (K)

A erodibilidade refere-se às propriedades inerentes ao solo (textura, estrutura, porosidade e profundidade) e reflete a sua suscetibilidade à erosão. Uma descrição diagramática do processo erosivo está ilustrada na representação adiante (Fig 4.13) .

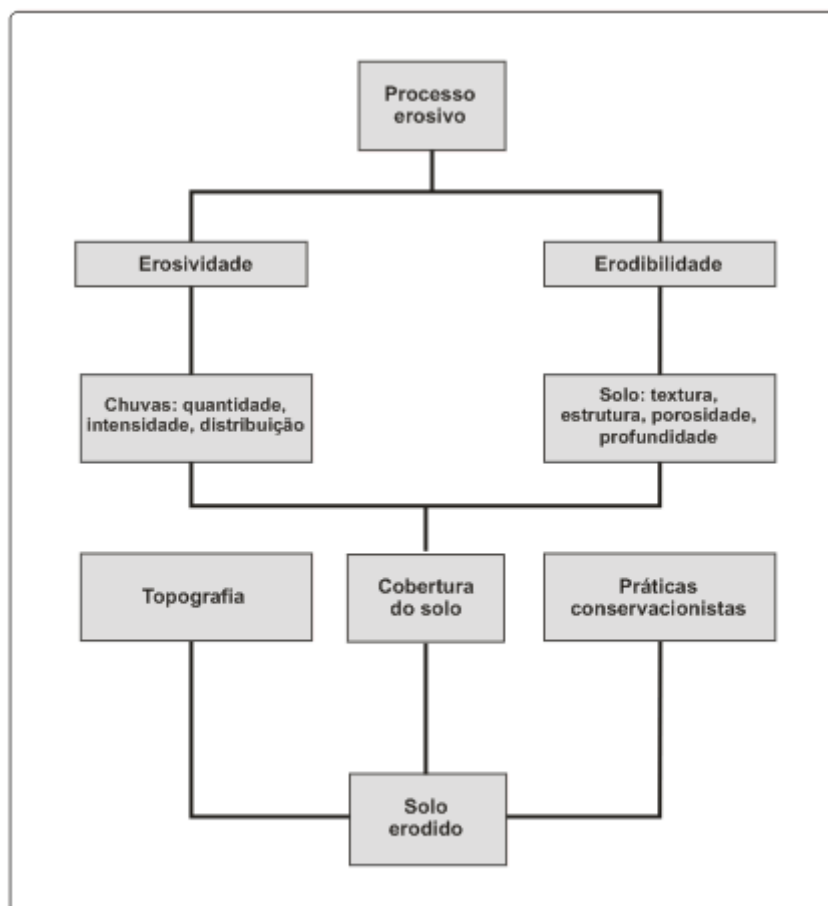


Fig. 4.13 - Descrição diagramática do processo erosivo, segundo Ramos (1982, apud Prochnow, 1990).

Bertoni & Lombardi Neto (1990) destacam, dentre as propriedades do solo que influenciam na erosão, aquelas que controlam a velocidade de infiltração da água, a permeabilidade e a capacidade de absorção, e aquelas ligadas à coesão, que resistem à dispersão, ao salpicamento, à abrasão e às forças de transporte da chuva e enxurrada.

- Fator Topográfico (LS)

O relevo é um dos fatores mais importantes no condicionamento da erosão, pois o modelado terrestre é constituído, em sua maior parte, por vertentes.

O cálculo do fator topográfico é um dos mais complexos na equação de perda de solos. Várias metodologias foram elaboradas, por diversos autores, na tentativa de uma melhor representação dessa variável. Continua-se ainda procurando a melhor forma de se efetuar esse cálculo. Uma limitação a todas as tentativas é o fato de se considerar a uniformidade da paisagem, não se levando em consideração o perfil da vertente, seja côncavo, convexo ou retilíneo, o que pode subestimar ou superestimar as perdas de solos.

O comprimento da vertente é entendido como a distância entre dois pontos extremos (um mais elevado, outro mais baixo) de igual declividade, visto que havendo mudança no ângulo do declive há mudança de processos erosivos que afetam a perda de solo. Utilizando-se o conceito tradicional de vertente em geomorfologia, consideram-se aqui os segmentos de vertentes e não a vertente toda, do interflúvio ao vale.

A interação dessas duas variáveis, declividade e extensão das vertentes, no condicionamento de perdas de solo, levaram Bertoni & Lombardi Neto (1990) a considerarem, mediante formulação específica, maior influência da declividade (S) em relação ao comprimento da vertente (L). Na equação $LS = 0,00984.L^{0,63} .S^{1,18}$, L é o comprimento da vertente em metros e S a declividade em porcentagem.

- Fator Uso/Manejo e Práticas Conservacionistas (CP)

O fator Uso e Manejo do solo (C) é definido como a relação esperada entre as perdas de solo de um terreno cultivado em dadas condições (tipo de cobertura vegetal, seqüência de culturas e práticas de manejo) e as perdas correspondentes de um terreno mantido continuamente descoberto e cultivado (Wischmeier & Smith, 1965).

Bueno (1994) esclarece que o uso e o manejo são considerados individualmente quando se buscam formas mais adequadas de produção agrícola em harmonia com o meio físico; entretanto, ao focar perdas de solo por erosão, essas variáveis estão intrinsecamente relacionadas, não se podendo analisá-las separadamente. O uso de uma gleba de terreno pode ser estabelecido sob diferentes manejos, tanto quanto um mesmo manejo pode ser aplicado a vários usos. Cada combinação refletirá uma determinada perda de solos.

O fator P da equação é definido por Bertoni & Lombardi Neto (1990) como sendo a relação entre a intensidade esperada de perdas em culturas adotando determinada prática conservacionista e as perdas que acontecem quando a cultura está plantada no sentido do declive (morro abaixo), ou seja, desprovida de qualquer preocupação conservacionista.

Os autores relacionam como práticas conservacionistas mais comuns o plantio em contorno, o plantio em faixas de contorno, o terraceamento e a alternância de capinas. A cada tipo de prática atribuem um valor numérico.

Oliveira (1999) destaca como principais exemplos de feições erosivas relacionadas ao fluxo por terra os pedestais (*demoiselles*), os sulcos e ravinas, e por fim as boçorocas, as quais passam a ser analisadas a seguir.

Os pedestais (*demoiselles*) indicam a ocorrência de salpicamento (*splash*) intercalado com remoção das partículas pelo escoamento superficial. “Em geral, essas feições são formas residuais esculpidas abaixo de um objeto cuja densidade não permitiu a sua remoção (grânulos e seixos de minerais variados). São muito comuns no interior de incisões erosivas ou em vertentes desprovidas de vegetação e fornecem, de imediato, um parâmetro para estimar a taxa de ablação pluvial da superfície nas quais são esculpidas” (Oliveira, 1999).

c) fluxo concentrado

Os sulcos e ravinas referem-se a feições relacionadas ao fluxo concentrado. Encontram-se relacionados ao fluxo por terra, que se concentra em função das condições topográficas (caminhos preferenciais), entendidos como rotas de organização do escoamento superficial. O fenômeno encontra-se associado às características dos componentes intrínsecos, como declividade e resistência mecânica dos agregados que compõem o material intemperizado, favorecendo o grau de incisão vertical da erosão, comandada pela ação remontante. Diante disso, além da gênese de sulcos ou ravinaamentos, observam-se outras formas associadas ao processo como as alcovas de regressão, feições erosivas na forma de filetes subverticais, dutos de convergência, dentre outras. Oliveira (1999) ressalta a existência de dutos de convergência e caneluras, comuns em incisões de pequeno porte e entre sulcos ou ravinas descontínuas, “marmitas” ou “panelas” (*plunging-pool*) associadas a processos evorsivos por quedas d'água na base de taludes ou degraus no interior de boçorocas, bem como quedas de areia, vinculadas à liquefação espontânea de materiais inconsolidados e não-coesivos e quedas de torrões, correspondentes a movimentos de massa associados ao solapamento da base de taludes.

As boçorocas (designação mais apropriada, considerando a derivação do tupi-guarani – *ib-çoroc* : terra rasgada, rasgão no solo), desenvolvem-se por processos análogos aos dos vales: aprofundam-se por erosão vertical, alongam-se por erosão regressiva e alargam-se por degradação das encostas (Leuzinger, 1948). “As erosões por boçorocas constituem o estágio mais avançado da erosão, sendo caracterizadas pelo avanço em profundidade das ravinas até atingirem o lençol freático ou o nível d'água do terreno. A intersecção da superfície do terreno com o nível d'água propicia a erosão interna ou 'piping', que além de promover a remoção de material do fundo e das paredes da boçoroca, pode avançar para o interior do terreno, carreando material em profundidade e formando vazios no interior do solo. Estes vazios têm a forma de tubos (*piping* ou entubamento) que, ao atingirem proporções significativas, dão origem a colapsos ou desabamentos que alargam ou criam novos ramos na boçoroca” (IPT, 1991). Estudos realizados por Casseti (1987/88) nos “desbarrancados” de Palmelo-GO, considerou a participação das seguintes variáveis no processo erosivo (Fig.4.14): a) precipitação (intensidade e freqüência), b) topomorfologia (gradiente, comprimento de rampa e forma geométrica) e c) formação superficial (estrutura e textura). Como variáveis extrínsecas foram consideradas as derivações antropogênicas

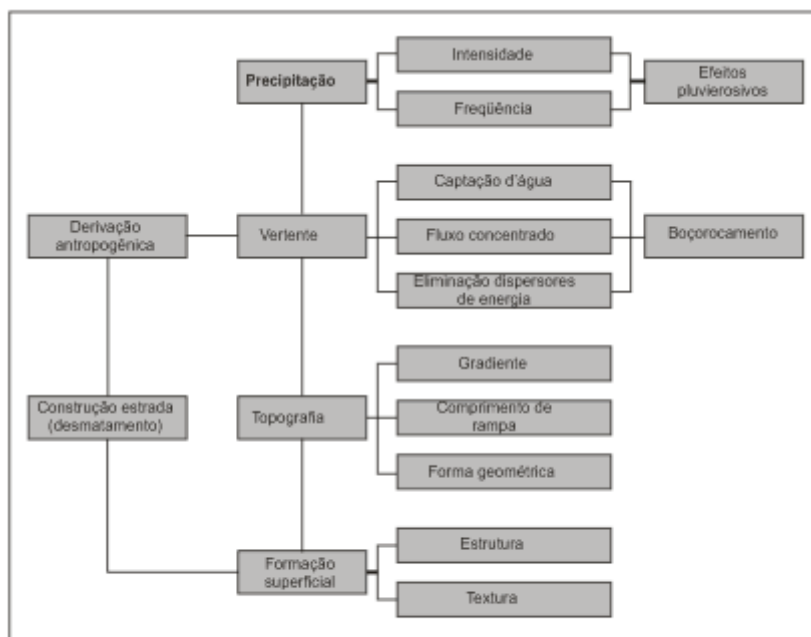


Fig. 4.14 - Esquema das variáveis responsáveis pelos efeitos erosivos (Cassetti, 1987/88).

Para o IPT (1989), três características mostraram-se fundamentais para o desenvolvimento da erosão por ravinas e boçorocas: a textura, evidenciando-se forte susceptibilidade exclusivamente em solos com textura arenosa e média; a estrutura, registrando-se maior incidência de ravinas e boçorocas em solos de estrutura prismática; e a profundidade do solo, pois não se constata ocorrência de boçoroca de grande porte em solos rasos. Quanto ao relevo, registra-se como fator de vulnerabilidade as rupturas de declives, geralmente situadas em cabeceiras de drenagens. Quanto ao substrato rochoso, observa-se maior vulnerabilidade nos solos relacionados a formações areníticas ou rochas cristalinas quartzosas, bem como sedimentos de origem alúvio-coluvionar de meia encosta. A ação antrópica tem uma participação muito grande na elaboração de ravinas e boçorocas, tanto relacionada ao processo de ocupação quanto a obras de engenharia sem adoção de medidas mitigadoras.

O IPT agrupa as boçorocas em dois grandes tipos quanto à gênese: a) causadas por alterações hidrológicas das bacias de contribuição das drenagens, associadas a desmatamentos; e b) originadas por concentração das águas superficiais. O primeiro grupo encontra-se relacionado a desequilíbrio hidrológico, gerando alterações no regime de vazões, e criando condições para o surgimento do *piping* com conseqüente erosão remontante, fenômeno conhecido como retomada de erosão de cabeceiras. O segundo grupo encontra-se vinculado ao lançamento concentrado de águas pluviais e servidas em drenagens, como nas seções periurbanas, ao longo de estradas, áreas de manejo agrícola inadequado, trilhas de gado, entre outras.

A intensificação do fluxo por terra (escoamento) é proporcional ao declive, ao comprimento de rampa e ao grau de convexidade da vertente, demonstrando tendência à susceptibilidade erosiva, sobretudo quando outras variáveis são ativadas, como a suscetibilidade erosiva da formação superficial e intervenções antropogênicas. Enquanto o gradiente e o comprimento da vertente implicam aumento da energia cinética do escoamento pluvial, a disposição geométrica responde por processos mais complexos. No esquema proposto por Ruhe (1975), por exemplo, a forma convexa proporcionaria o predomínio do fluxo laminar, com velocidade crescente em função do gradiente, ao contrário da forma côncava que tenderia à redução dessa velocidade. As formações superficiais, juntamente com as derivações antropogênicas (abertura de estrada "morro abaixo", por exemplo), respondem por compactação e impermeabilização da superfície, implicam redução da infiltração, resistência à penetração do sistema radicular e conseqüente aumento do escoamento intensificando o potencial erosivo. Quanto maior a vulnerabilidade do material, como os arenosos, maior a propensão à erosão, a exemplo das formações superficiais associadas à intemperização dos arenitos mesozóicos de fácies eólica.

A complexidade dos processos erosivos responsáveis pela gênese de boçorocas tem sido mencionada em diversos trabalhos, destacando Guidicini & Nieble (1976), Bigarella & Mazuchowski (1985), Cavaguti (1994), dentre outros. Selby (1994) observa que as boçorocas se formam quando pelo menos três fatores se fazem presentes: aumento local da declividade, concentração de fluxos de água e remoção de cobertura vegetal.

Oliveira (1999) apresenta modelo evolutivo de boçorocas, modificado de Oliveira & Meis (1985) e Oliveira (1989). São três os principais modelos apresentados: boçoroca conectada à rede hidrográfica, boçoroca desconectada da rede hidrográfica e integração entre os dois tipos (Fig. 4.15).

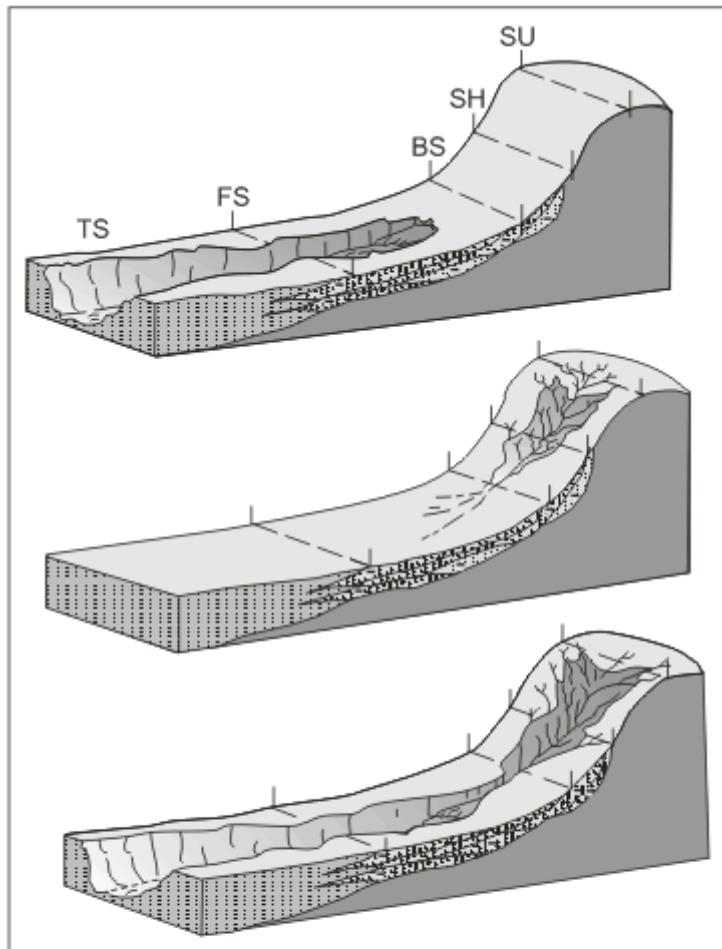


FIG. 4.15 - Modelo de evolução de boçorocas. I: boçoroca conectada à rede hidrográfica; II: boçoroca desconectada da rede hidrográfica; III: integração entre os dois tipos anteriores. A seta na figura III aponta para degraus formado no momento da integração. Na figura I a encosta é subdividida em elementos geométricos, tal como proposto por Ruhe (1974), sendo TS - *toeslope*; FS - *footslope*; BS - *backslope*; SH - *shouder*; SU - *summit*. Modificado de Oliveira e Meis (1985) e Oliveira (1989).

O autor relata que “as taxas de erosão foram mais importantes no sistema conectado ($2.504,29 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) do que no desconectado ($48,15 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) e se relacionam com chuvas concentradas durante os meses que caracterizam o verão úmido da área de estudo, período no qual a sinergia entre mecanismos individuais pode atingir mais eficiência na remoção do material (...). Durante o período de monitoramento (12 anos), as incisões desconectadas expandiram-se para montante e construíram um cone de dejeção a jusante; já a incisão conectada à rede de drenagem expandiu-se para montante, linearmente, ao longo de $83,15 \text{ m}$ ” (Oliveira, 1999). O autor apresenta esquema das principais rotas de fluxo no momento da integração entre boçoroca conectada e desconectada (Fig. 4.16).

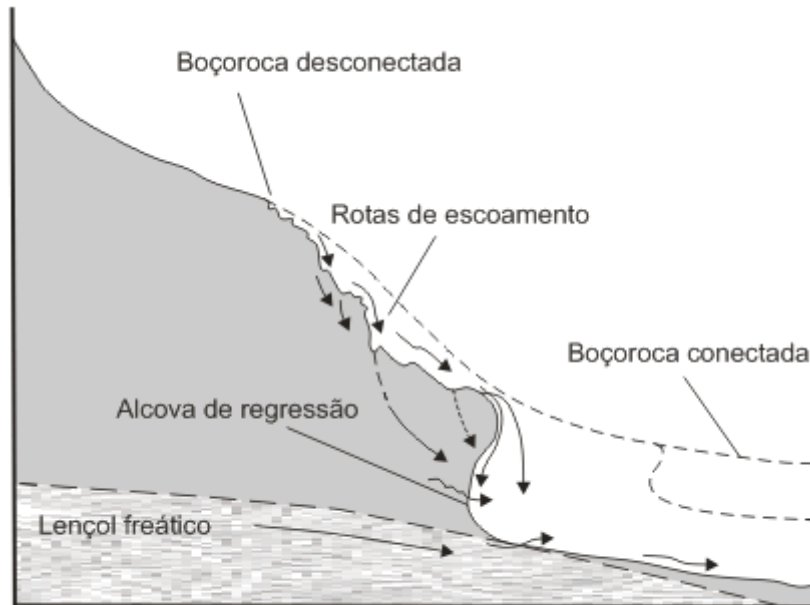


Fig. 4.16 - Principais rotas de fluxo no momento da integração entre boçorocas conectadas e desconectadas. (Oliveira, 1992).

Em síntese, “à extensão regressiva da incisão conectada estaria associada a dissecação linear da incisão desconectada” (Oliveira, 1999).

Cadastramento de erosão realizado na área urbana e periurbana de Goiânia-GO, por Nascimento (1994), evidencia os principais fatores responsáveis por boçorocamentos, entre os quais destaca-se o crescimento desordenado da cidade, sobretudo nos dez últimos anos, com lançamento de esgoto e águas servidas através de galerias pluviais à meia-encosta, e o subdimensionamento dessas obras.

- Erosão associada ao escoamento de subsuperfície

O escoamento de subsuperfície pode carrear quantidade variável de grãos de solo, partículas de argila e outros colóides, além de material em solução iônica. Algumas mudanças de estado se dão durante o transporte, tornando-se impraticável a distinção rígida entre dissolução e transporte em suspensão.

Dentre os fatores que geram fluxo de subsuperfície podem se considerar as discontinuidades de horizontes pedogênicos e os contatos litoestratigráficos diferenciados por fatores texturais. No primeiro caso destacam-se os solos com horizonte B textural (Bt), como os Podzólicos, Brunizéns, dentre outros, que em função da elevada concentração da argila no horizonte iluvial, proporciona fluxo de subsuperfície paralelo à camada menos permeável. Nos contatos litoestratigráficos, como das estruturas sedimentares portadoras de texturas diferenciadas, a exemplo dos patamares da serra da Portaria (Paraúna-GO), entre camadas arenosas e silto-argilosas, o confinamento da água percolada implica gênese de fontes de camada e aluição de material associado ao *piping*. O fenômeno pode se dar também nos casos de litologia subjacente impermeável, como dos basaltos portadores de maior macividade, responsáveis pelo armazenamento da água percolada, implicando fluxo de subsuperfície. Nos exemplos apresentados registram-se forças de ação de natureza física e química no material intemperizado. As forças físicas se manifestam através da viscosidade ao longo das margens do fluxo, cuja magnitude encontra-se relacionada à porosidade da seção. Forças eletroquímicas assumem maior importância sob pequenas partículas, partículas coloidais e partículas moleculares.

Dentre os processos que aparecem em tais circunstâncias evidencia-se o *piping*, comumente relacionado às diferenças texturais de seqüências litoestratigráficas ou de horizontes pedológicos estruturais que respondem por escoamento de subsuperfície, podendo ser acompanhado pela solução química de certos componentes minerais. O processo evolutivo de formas associadas ao *piping* responde pela origem de sistema de cavernas ou dutos. Na área de saída do fluxo confinado pode-se ter a presença de alvéolos nas paredes, também denominados de “alcovas de regressão”, por encontrarem-se associadas à erosão remontante.

A ação coloidal se constitui na principal forma de erosão associada à água de subsuperfície. Para Hurst (1975). “os sistemas coloidais importantes para o intemperismo são notadamente as suspensões nas quais a fase dispersa é matéria orgânica ou mineral e o meio dispersante é água ou solução aquosa”. As partículas do tamanho de colóide podem naturalmente resultar de precipitação, dissolução, degeneração bacteriológica ou trituração física (pulverização). Como exemplo de mobilidade dos elementos coloidais tem-se os silicatos, que

se quebram em solução variada e reações de troca iônica; os íons que estão dissolvidos ou fixos aos colóides dispersos podem ser transportados pela água subterrânea para longe do seu ponto de origem. Produtos de decomposição menos solúveis ou adsorvidos⁶ por géis⁷ tendem a permanecer onde se originaram, concentrando-se como produtos residuais do intemperismo.

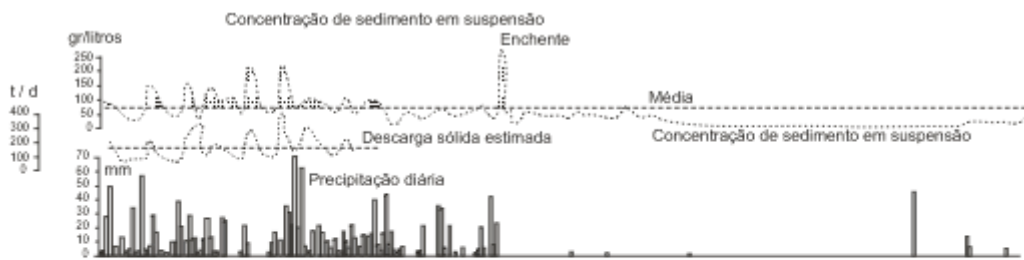
4.2. Relação Vertente-Sistema Hidrográfico

O conceito de vertente *lato sensu* trata das relações entre os processos inerentes à vertente *stricto sensu* e suas relações com o sistema hidrográfico, correspondente ao nível de base local. Assim, ao mesmo tempo em que qualquer alteração no nível de base produz modificações nos processos erosivos sobre a vertente *stricto sensu*, também estes podem gerar conseqüências no nível de base ou até mesmo no sistema hidrográfico. No primeiro caso, os ajustamentos tectônicos e as alterações climáticas geram alterações processuais, a exemplo do provável soerguimento ocorrido entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno, responsável pelo alçamento de terraços fluviais, que por sua vez ativaram os processos erosivos locais. As oscilações climáticas pleistocênicas ora responderam pelo entulhamento de talvegues, em função do recuo paralelo de vertentes em condições de semi-aridez, ora intensificaram a retirada do material depositado dada a reorganização do sistema hidrográfico com o retorno do clima úmido. O entulhamento mencionado produzia alterações morfogenéticas (aceleração denudacional) alterando as relações processuais na vertente *stricto sensu* (redução denudacional). No segundo caso há de se considerar as derivações antropogênicas nas vertentes, que após desmatamento sofre aceleração das atividades erosivas, com perdas de solo, levando ao assoreamento de canais (elevação do nível de base).

Essa relação pode ser evidenciada no sistema de referência de Penck (1924), quando afirma que a vertente evolui em função da disposição do talvegue, correspondente ao nível de base para o comportamento dos processos morfogenéticos. Também pode ser considerada na teoria biorresistásica de Erhart (1956), tanto na condição de biostasia quanto na de resistasia. Na condição de biostasia, a cobertura vegetal é responsável pelo domínio da componente perpendicular, responsável pela pedogenização. Essa, por sua vez, permite o armazenamento de grande potencial hídrico, que por efluência abastecerá o curso d'água que deverá ser perene. Na condição de resistasia, associada à ocupação humana da vertente, os processos se alteram. O aumento da erosão laminar e da concentração promove o assoreamento do sistema de drenagem, podendo colocar em risco a vida útil de barragens e açudes e provocar problemas em todo o sistema fluvial. Além disso, a deficiência hídrica do solo apresenta reflexos na perenidade dos cursos d'água. Os agentes do intemperismo, representados principalmente pelo escoamento superficial (erosão laminar e concentrada), além de responder por assoreamento do sistema de drenagem, promovem deficiência hídrica no solo, com reflexos na intermitência ou efemeridade dos canais fluviais.

Em condições de agravamento de impactos gerando desequilíbrio biostásico, tem se registrado a implementação de medidas lineares ou pontuais, quando o problema é de natureza areolar ou zonal. Como exemplo, o assoreamento nas áreas urbanas tem sido combatido com a dragagem de canais, uma interferência exclusiva no sistema linear (no próprio leito do rio) quando as causas correspondem a uma dimensão areolar (a vertente como um todo). Uma das mais sérias conseqüências provocadas pelo assoreamento dos cursos d'água e de reservatórios é a disritmia quanto à recorrência de enchentes e a perda de capacidade de armazenamento d'água, gerando problemas de abastecimento e de produção de energia.

Levantamento sedimentométrico realizado por Casseti (1989) no baixo ribeirão João Leite, município de Goiânia-GO, demonstra as conseqüências ambientais decorrentes do processo de ocupação e transformação das vertentes marginais. A perda de solo estimada através da concentração de sedimentos em suspensão identifica estreita correlação com o total pluviométrico, embora com certo retardo (Fig. 4.17). A título de exemplo, o máximo de concentração constatado na série (1987/88), de 309,2 mg/l. (janeiro de 1988), não foi determinado pela intensidade ou duração pluviométrica imediata (pluviofase), que correspondeu a menos de 40 mm/dia, mas pelo comportamento anterior que evidenciava estado de saturação hídrica da superfície (capacidade de campo).



Fonte:

Precipitação: FAB - Aeroporto Santa Genoveva

Cotas 8.º DNAEE

Concentração de sedimentos em suspensão

Fig. 4.17 - Relação precipitação - concentração de sedimentos em suspensão no baixo rio João Leite - Goiânia (Cassetti, 1987/88).

Os dados obtidos na série hidrológica de um ano de observação permitiram inferir a existência de um transporte médio de sedimento em suspensão, da ordem de 111,71 t/dia, registrando-se máxima de 771,10 t/dia, associada à ocorrência de enchente (abril de 1988). Considerando um transporte anual de 40.774,15 t de sedimentos em suspensão, estimou-se para a bacia uma perda de solo aproximada de 0,529 toneladas/hectare/ano (t/ha/a), o que pode ser atribuído ao processo de ocupação. Tais valores encontram-se muito além dos obtidos através de levantamentos em parcelas experimentais (Cassetti, 1983) associadas à mata (perda de 0,21 t/ha/a) ou pastagens (0,130 t/ha/a), porém bem aquém das áreas de cultivo, como do arroz (41,650 t/ha/a).

4.3. Exemplo de alterações processuais por intervenção antrópica na vertente

Dentre os principais problemas relacionados ao processo de ocupação de vertentes destacam-se as atividades erosivas, geralmente determinadas pelas seguintes causas (IPT, 1991):

- Remoção da vegetação
- Concentração de águas pluviais
- Exposição de terras susceptíveis à erosão
- Execução inadequada de aterros

O efeito *splash* se constitui na etapa inicial da erosão, seguido pelo escoamento da água sobre a vertente, responsável pela retirada e transporte do material desagregado. Tais efeitos resultam, via de regra, da remoção da cobertura vegetal quando da ocupação da vertente, agravando-se com a remoção de parte dos depósitos de cobertura, capa protetora natural contra a erosão. A concentração da água pluvial proporciona o aumento da energia cinética que, em contato com a superfície exposta, desencadeia o processo de erosão.

Também os diferentes tipos de material que compõem o depósito de cobertura reagem aos efeitos erosivos em função do comportamento destes, com destaque para a origem e a textura. A exposição do terreno, decorrente do decapeamento da vertente por atividades mecânicas (movimento de terra), é um fator indutor de processos erosivos pela ação da água. Se não forem tomadas medidas mitigadoras imediatas, há o risco de comprometer irremediavelmente toda a área.

Outro aspecto causador das atividades erosivas é a construção inadequada de aterro, como o simples lançamento de material sobre a superfície natural, sem a devida compactação tornando a área suscetível à erosão, e comprometendo rapidamente a obra.

As causas relatadas implicam intensificação dos processos erosivos, considerando a tendência de agravamento determinado pelas derivações antropogênicas. O rastejo ou *creeping* pode ser incrementado com a execução de cortes na extremidade média inferior da vertente, interferindo na precária estabilidade de uma vertente de inclinação moderada a forte.

Dentre as principais causas associadas à intervenção humana na indução de escorregamentos destacam-se (IPT, 1991):

- Lançamento e concentração de águas pluviais

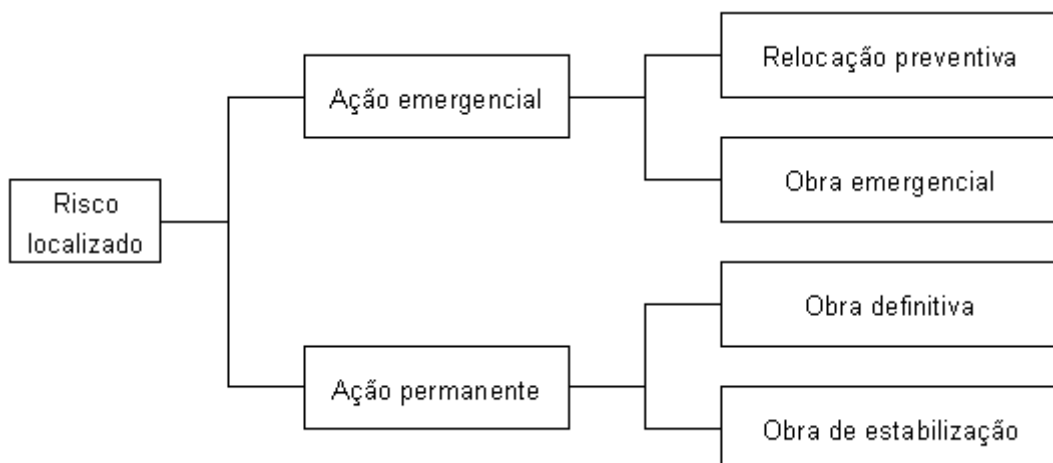
- Lançamento de águas servidas
- Vazamentos na rede de abastecimento de água
- Fossa sanitária
- Declividade e altura excessivas de cortes
- Execução inadequada de aterros
- Deposição de lixo
- Remoção indiscriminada da cobertura vegetal

O IPT (1991) propõe, como principais medidas para o gerenciamento de encostas ocupadas, a análise ou o diagnóstico de risco e o quadro legal, correspondente à legislação concernente ao uso do solo.

a) Análise de risco

“Entende-se por risco a possibilidade de perigo, perda ou dano, do ponto de vista social e econômico, a que a população esteja submetida caso ocorram escorregamentos e processos correlatos” (IPT, 1991, p.73). Para prevenir ou atenuar a possibilidade de riscos tornam-se necessárias observações e registros de indicadores de instabilidade, tanto naturais quanto produzidos pelas derivações antropogênicas, prognosticados sob a ótica das possíveis conseqüências erosivas. Propõe metodologia que pode ser assim caracterizada (Tab.4.3):

Tab. 4.3 . Metodologia de ação para diagnóstico de risco



b) Quadro Legal

“A caracterização do meio físico deve ser complementada com informações referentes ao quadro legal, isto é, deve-se verificar as relações legais à ocupação do solo que existem em nível federal e estadual e, se houver, em nível municipal. Importa ressaltar que a competência dos Municípios, nesta matéria, é ampla” (IPT, 1991, p.74). Apresentam-se algumas observações quanto à legislação existente, importantes no planejamento da ocupação de áreas de risco.

- A Constituição Federal de 1988, com o objetivo de promover melhor ordenamento do uso e ocupação do solo urbano, estabelece em seu Artigo 182, a exigência de Planos Diretores para cidades com mais de 20 mil habitantes;

- A Constituição do Estado de Goiás, promulgada em 1989, ratifica em seu Art. 85 a exigência de Planos Diretores para localidades com mais de 20 mil habitantes, observando a necessidade de “serem consideradas as condições de riscos geológicos, bem como a localização das jazidas supridoras de materiais de construção e a distribuição, volume e qualidade de águas superficiais e subterrâneas na área urbana e sua respectiva área de influência” (parágrafo 3º do Art. 85);
- A Constituição do Município de Goiânia, além de fazer referência às condições de riscos geológicos e qualidade das águas superficiais e subterrâneas quando da elaboração do Plano Diretor (parágrafo 5º do Art. 157), expressa proibições quanto à ocupação ou uso de áreas que implique impacto ambiental negativo, como as planícies de inundação ou fundos de vale, incluindo as nascentes e as vertentes com declive superior a 40% (Art. 202). No Art. 203 proíbe o desmatamento “de toda e qualquer área sem prévia autorização, bem como qualquer forma de uso do solo em compartimentos topográficos de risco, definidos no Plano Diretor, como fundos de vale, planícies de inundação ou declives superiores a quarenta por cento”.

O IPT (1991), apresenta capítulo específico voltado ao planejamento da ocupação de encostas, partindo do necessário reconhecimento dos graus de risco ou vulnerabilidade do meio físico. Esse diagnóstico utiliza elementos como cartas de declividade do terreno, comportamento do material (formações superficiais e características litológico-estruturais), intensidades pluviométricas, dentre outros. A produção de cartas temáticas culmina na elaboração de Carta Geotécnica, responsável pela espacialização de áreas permissíveis ou restritivas ao uso e ocupação dos compartimentos. A carta-síntese, que tem por princípio subsidiar a gestão do território, permite a identificação de áreas produtivas e críticas, bem como das áreas institucionais, que levam em consideração as restrições legais. O manual do IPT (1991) chama atenção para as principais leis aplicáveis aos municípios, onde se deve considerar:

- parcelamento urbano apenas em regiões que integrem efetivamente o perímetro urbano do município;
- setorização da cidade em zonas de uso (industrial, comercial, residência, etc.);
- exame, pela Prefeitura, do projeto de ocupação, assegurando a conexão adequada ao sistema viário circundante;
- enquadramento às posturas municipais referentes a loteamentos, arruamentos, córregos, drenagens, etc.;

Em nível estadual e federal, as principais leis estão relacionadas a:

- faixas não edificáveis ao longo de ferrovias, rodovias, dutos, linhas de transmissão, córregos, etc.;
- preservação ambiental de áreas específicas constantes do Código Florestal, dentre outras;
- características a serem adotadas nos loteamentos (Lei 6.766/79) e leis estaduais correspondentes).

São feitas considerações quanto à definição do traçado mais favorável do arruamento, tendo por princípio acompanhar as condições naturais do terreno, evitando-se ao máximo, os movimentos de terra, interferências do traçado do sistema viário sobre os lotes e drenagem, além de estabelecerem-se critérios para a concepção de loteamentos

(definição de formas e áreas de lotes mais favoráveis, definição de quadras mais favoráveis, drenagens e esgotamento sanitários em grupos de lotes), concepção das habitações (tipologia básica de projetos de habitações específicas para encostas e projetos de reurbanização).

4.3.1. Problemas relacionados aos fundos de vale

Considerando os compartimentos morfológicos em Goiânia (GO), com exceção dos Planaltos Residuais e alguns pontos isolados do município, a declividade não é tão significativa a ponto de merecer maior preocupação no que se refere aos movimentos de massas. Por outro lado, a ocupação dos fundos de vales e planícies de inundação tem se constituído em motivo de maior atenção, dado o volume de impactos assistidos. No exemplo referente ao quadro legal, observou-se que a legislação municipal restringe o uso e ocupação de fundos de vale e planícies de inundação; contudo, a apropriação clandestina de tais compartimentos de risco tem contribuído para o desencadeamento de uma série de problemas de natureza sócio-ambientais.

Cunha (2.000), ao diagnosticar os impactos socioambientais decorrentes da ocupação da Vila Roriz, localizada na coalescência das planícies de inundação do rio Meia Ponte e do ribeirão Anicuns, em Goiânia-GO, evidenciou os reflexos hidrodinâmicos dos depósitos tecnogênicos construídos pelo poder público (Fig. 3.19).

No perfil apresentado pelo autor, constata-se a existência de um conjunto clástico com mais de 4 m de espessura, assentado sobre depósitos aluvionares holocênicos. O aterro é composto por entulhos domésticos, material areno-argiloso, cascalhos e restos de material de construção. Inuma sedimentos silto-arenosos mal estratificados, com artefatos tecnogênicos (material de construção). Logo abaixo tem-se argila avemelhada mal estratificada, contendo grãos e fragmentos de laterita e quartzo, e um horizonte de laterita concrecionada, associado a ações tecnogênicas induzidas, ou seja, decorrentes das derivações antropogênicas. Por fim aparecem as paleoaluviões sobre o substrato cristalino.

Cálculos baseados em estimativas comparativas apresentadas por Cunha (2.000), na planície de inundação do ribeirão Anicuns, entre a Vila Roriz e o Setor Gentil Meireles, levam a admitir que foram produzidos 2.906.000 m³ de sedimentos pela ação indireta do homem, associada ao uso e ocupação da bacia, e 2.480.000 m³ de material pela ação direta, como os aterros e “bota-foras” construídos. “Considerando-se os depósitos indiretos e os diretos tem-se uma coluna tecnogênica com espessura média em torno de 7 m . O cotejamento desses dados com aqueles obtidos por Casseti (1983) em área de cultura, mostra, que na área em estudo, a produção de sedimentos resultantes da ação indireta do homem é 3.362% maior” (Cunha, 2.000). Quando o autor leva em consideração todos os depósitos tecnogênicos (diretos e indiretos), este percentual é exponencializado para 6.872%, mostrando a grande diferença existente entre a produção de sedimentos nas duas situações. “Isto quer dizer que a ação ou efetuação humana sobre a natureza difere da efetuação ou auto-organização natural. São vetores distintos, não colineares. A efetuação humana é considerada, pois, como uma força metamorfoseadora que a face da Terra jamais experimentou” (Cunha, 2.000).

Com o objetivo de se promover atualização cadastral das erosões levantadas por Nascimento (1994) no município de Goiânia, Nascimento & Sales (2003) apresentaram

importantes subsídios ao processo de ordenamento urbano. Com base na metodologia desenvolvida por Salomão & Rocha (1989), diagnosticaram as erosões considerando os componentes geoambientais, identificaram os principais fatores responsáveis pelos impactos erosivos, e fizeram observações quanto ao grau de risco e propostas de medidas mitigadoras.

Com relação aos componentes da paisagem observa-se que 57,1% das erosões ocorrem sobre terrenos resultantes da intemperização de xistos e quartzitos do Grupo Araxá, e os 42,9% restantes, em estruturas granulíticas do Complexo Goiano. Quanto aos solos registra-se que 81,1% das ocorrências de erosão encontram-se associadas àqueles portadores de horizonte B latossólico (Bw), sendo 38,2% em Latossolo Vermelho-Escuro distrófico (LEd), 28,6% em Latossolo Roxo distrófico (LRd) e 14,3% em Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (LVd). Apenas 7,8% das erosões encontram-se associadas a solos portadores de horizonte B incipiente (B), como os Cambissolos, ou Solos Litólicos (Rd). Esse fato demonstra que a gênese dos processos erosivos não apresenta uma relação direta com o grau de vulnerabilidade da natureza, visto que os solos, além de portadores de alto desenvolvimento físico, normalmente encontram-se representados por textura argilosa ou muito argilosa, o que normalmente determina maior resistência dos agregados.

O volume de material erodido e transportado segundo as bacias hidrográficas, encontra-se relacionado a seguir (Tab.4.4).

Tabela 4.4 . Volume de terra transportada segundo bacias hidrográficas urbanas

Bacia Hidrográfica	Volume de terra (toneladas)
Ribeirão Anicuns	76.134
Córrego Botafogo	21.942
Córrego Caveirinha	83.012
Córrego Cascavel	6.480
Outros cursos d'água (afluentes do rio Meia Ponte)	1.499.750
Rio Meia Ponte (diretamente no rio Meia Ponte)	785.010
Total	2.472.328

Fonte: Nascimento & Sales, 2003

Dentre os fatores responsáveis pela gênese dos impactos erosivos destacam-se (Tab.4.5) os problemas relacionados às galerias pluviais, motivados pelo subdimensionamento de tubulações, lançamento de água pluvial em cabeceira de drenagem ou lançamento de água pluvial a meia encosta. Além de não se ter o cuidado adequado quanto ao lançamento da água coletada (ausência de dissipadores de energia, por exemplo), não se levam em consideração as intensidades pluviométricas do período de chuvas, quando da construção de receptores ou condutores da água.

Tabela 4.5 . Origem das erosões

Tipo	Quantidade de erosões	%
Galerias pluviais	36	57,1
Escoamento concentrado (geralmente onde não há asfalto)	23	36,5
Outros	4	6,3
Total	63	100,0

Fonte: Nascimento & Sales, 2003

Os impactos erosivos associados ao escoamento concentrado encontram-se vinculados à construção de ruas sem pavimentação ou de coletores de água pluvial, geralmente despejadas “morro abaixo”, acompanhando a declividade da vertente.

Dentre os principais danos infra-estruturais levantados destacam-se os riscos em residências e vias públicas, em decorrência dos processos erosivos. Após diagnosticarem (Nascimento & Sales, op cit) as medidas de combate adotadas pela Prefeitura Municipal, apresentam sugestões para ações preventivas e corretivas, chamando atenção para o necessário ordenamento territorial que leve à preservação de fundos de vale e a relocação de habitantes de áreas inadequadas.

A principal forma de combate às erosões adotadas pela Prefeitura Municipal de Goiânia encontra-se relacionada a aterramento de ravinas e boçorocas, sem maiores preocupações com a compactação desse material, com o assoreamento provocado por um provável deslocamento do material, e com o seu barramento a jusante. O procedimento leva em consideração a necessidade de descarte da grande quantidade de entulho gerado pela construção civil juntamente com lixo doméstico e restos de podas de árvores.

Como medidas preventivas ou corretivas os autores apresentam sugestões de acordo com as especificidades do problema (Tab.4.6).

Tabela 4.6 . Medidas de combate sugeridas

Medidas	Número de Erosões	%
Construção de galeria pluvial	22	34.9
Recuperação da galeria pluvial	18	28.5
Pavimentação	16	25,3
Reflorestamento	12	19
Revestimento vegetal dos taludes	10	15.8
Construção de meio-fio	7	11.1
Rede de esgoto	5	7.9
Construção de dissipadores de energia	5	7.9
Construção de curvas de nível	4	6.3
Construção de paliçadas	4	6.3
Canalização da nascente	3	4.7
Suavização dos taludes	3	4.7
Outras	6	9,2

Fonte: Nascimento & Sales, 2003

Para a maior parte das erosões foi sugerida a construção de galerias pluviais. Isso se justifica por detectar que a maior causa das erosões é a própria galeria pluvial (57,1% dos casos). Elas são construídas em regiões instáveis, como cabeceiras de drenagem ou margens de cursos d'água, e essa instabilidade natural em ambientes fluviais provoca seu desmantelamento. O lançamento das águas pluviais e servidas a meia encosta também é um fator gerador de erosões.

Outra causa de erosão é o escoamento concentrado, gerado pela ausência da galeria pluvial (36,5 % dos casos). A água pluvial escoando acompanhando a declividade do terreno, e nesse trajeto, abre sulcos, que rapidamente se transformam em ravinas, que podem passar a boçorocas. A construção de galerias pluviais nessas áreas é prioritária, para disciplinar o caminho das águas” (Nascimento & Sales, 2003).

O solapamento associado à erosão remontante, observado com frequência na base das galerias pluviais, leva à destruição de obras e queda de tubulões no fundo da erosão.

A pavimentação asfáltica é outra forma de prevenir as erosões nas áreas urbanas e de melhorar a qualidade de vida das populações, mas deve ser antecedida por redes de água e de esgoto e meio-fio, e não simplesmente

colocada a massa asfáltica sem essa infra-estrutura. A pavimentação sem a infra-estrutura apropriada, como sarjetas e galerias pluviais, promove a concentração das águas nas laterais das ruas e avenidas, acelerando o processo erosivo.

O reflorestamento é indicado na maioria das áreas marginais aos cursos d'água, como forma de recuperação da mata ciliar e contenção do processo erosivo. A vegetação promove maior infiltração das águas da chuva e protege a camada superficial do solo da erosão associada ao escoamento concentrado. Também em áreas de solo degradado pela retirada de material para pavimentação, ou para outro tipo de material de construção (áreas de empréstimo), deve ser feita a recomposição morfológica e revegetação, como forma de prevenção da instalação dos processos erosivos.

Outras medidas, como suavização dos taludes, construção de meio-fio ou guias e sarjetas, têm por objetivo captar a água de escoamento superficial. De acordo com o manual de Ocupação de Encostas (IPT, 1991), em vias não pavimentadas recomenda-se proteger a faixa ao longo das sarjetas com solo argiloso e brita, solo melhorado com cimento ou grama, visando evitar o surgimento de erosões. Para os casos de declives abruptos sugere-se a construção de escadas d'água ou dissipadores de energia, como forma de se minimizar a velocidade do escoamento e movimento de terra.

Nas áreas rurais ou periurbanas, a construção de curvas de nível é imprescindível como forma de se evitar o fluxo da água superficial para o interior da erosão.

“A canalização de nascentes de cursos d'água é uma medida necessária, principalmente em casos de *piping*, quando a água verte do talude e promove a formação de verdadeiras tubulações que insidiosamente provocam abatimentos no terreno. De acordo com Salomão & Rocha (1989) tratar as águas superficiais, provenientes do lençol freático ou do lençol suspenso é um dos maiores desafios existentes na execução de obras em boçorocas, estando pouco desenvolvidas por não haver técnicas totalmente eficazes. A ação das águas subterrâneas é apontada como uma das causas do desenvolvimento lateral das boçorocas. Quando a boçoroca atinge o lençol freático, os mecanismos de erosão são intensificados, em função do surgimento de um gradiente piezométrico que, ao emergir no pé do talude, apresenta suficiente força para deslocar partículas sólidas, podendo estabelecer o processo de erosão tubular regressiva (entubamento ou *piping*). Ocorre também a liquefação do material arenoso pela lenta percolação de água junto à parede da boçoroca, ocorrendo uma diminuição da coesão do solo e conseqüente solapamento do talude. O tratamento convencional é feito com a aplicação de drenos enterrados, visando à drenagem das águas subsuperficiais de maneira a impedir o arraste do solo pelo *piping*” (Nascimento & Sales, 2003).

Ao mesmo tempo em que o homem ultrapassa limitações de uso ou ocupação de áreas naturalmente restritivas, como relevo íngreme ou faixas de inundação, a apropriação desordenada de áreas, mesmo daquelas consideradas de baixa vulnerabilidade natural, pode gerar impactos de elevado custo socioeconômico ambiental, a exemplo de Goiânia, onde mais de 80% das erosões ocorrem em Latossolos, considerados de baixa suscetibilidade erosiva. A melhor alternativa em tais circunstâncias seria a de se promover a preservação de áreas portadoras de vulnerabilidade erosiva, com a relocação das já ocupadas e ao mesmo tempo, adotar práticas restritivas a eventuais impactos erosivos em áreas de baixa vulnerabilidade, como o adequado dimensionamento de galerias pluviais nas áreas urbanas e destinação adequada das águas superficiais, dentre outras.

Notas de Rodapé

- 1 O conceito de *Landschaftshülle* resulta da composição da *die Landschaft* + *die Hülle*, ou seja, da paisagem + o invólucro ou a epiderme.
- 2 Corresponde ao “cizalhamento” ou deslocamento do material em relação ao suporte, após ultrapassar o limite de resistência determinado pelo atrito.
- 3 O esforço é uma magnitude vetorial determinada pela força por unidade de área. A deformação é o término técnico que denota a alteração de um material e se expressa com a mudança das dimensões originais de um corpo (Rice, 1983).
- 4 Com base nos trabalhos de Horton (1945) e Dunne (1980), duas são as principais origens para a formação do escoamento: o fluxo superficial hortoniano e o fluxo subsuperficial de saturação (Coelho Netto, 1998). O segundo caso encontra-se condicionado ao grau de armazenamento de água (capacidade de campo) na subsuperfície.
- 5 Por “relação de relevo” entende-se a relação existente entre a diferença de altura de uma vertente (início dos processos em relação ao nível de base local) e o comprimento, considerando sua extensão horizontal.

6 Adsorção refere-se à fixação de moléculas de uma substância (o *adsorvato*) na superfície de outra substância (o *adsorvente*).

7 Gel: Sistema coloidal constituído por uma fase dispersora líquida e uma fase dispersora sólida, e que apresenta propriedades macroscópicas (elasticidade, manutenção de forma, etc.), parecidas às dos sólidos.

Referências Bibliográficas

Abreu, A.A. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre-Docência – FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.

Ab'Sáber, A.A. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. Geomorfologia, S. Paulo, Igeog-USP (18), 1969.

Anderson, M.G. & Burt, T.P. Experimental investigations concerning the topographic control of soil water movement on hillslopes. Z. Geomorph, N.F., Berlin, (29):52-63, sept., 1978.

Bertoni, J.; Lombardi Neto, F. Conservação do solo. 1. Ed. Piracicaba: Livrocere, 1990, 392p.

Bertoni, J. et al. Conclusões gerais das pesquisas sobre conservação do solo no Instituto Agronômico. Circ. 10, Campinas, Seção Conserv. Solo, 55 p, 1972.

Betson, R.P. & Ardis Jr., C.V. Implications for modelling surface water hydrology. In. Hillslope Hydrology, N. York: John Willey & Sons, 1978, p. 295-323.

Bigarella, J.J.; Mazuchowski, J.Z. Visão integrada da problemática da erosão. III Simpósio Nacional de Controle da Erosão. Livro-Guia. Curitiba. ADEA/ABGE, 332 p, 1985.

Biscaia, R.C.M. Influência da intensidade de movimentação do solo no processo erosivo, com uso de simulador de chuva em latossolo vermelho-escuro dos Campos Gerais, no Paraná. Anais do II Encontro Nacional de Pesquisa de Conservação do Solo. Passo Fundo, p. 271-80, Embrapa, 1978.

Bloom, A. Superfície da Terra. S. Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda., 1970.

Bueno, C.R.P. Zoneamento da susceptibilidade à erosão dos solos da alta e média bacia do rio Jacaré-Pepira-SP com vistas ao planejamento ambiental. Rio Claro: Unesp, 1994, 137 p. Tese (doutorado).

Carson, H.A. & Kirkby, M.J. Hillslope form and process. Cambridge, Univ. Press, 1972.

Cassetti, V. Estudo dos efeitos morfodinâmicos pluviais no Planalto de Goiânia. Tese de Doutorado. USP, S. Paulo, 1983.

Cassetti, V. Concentração de sedimentos em suspensão no baixo ribeirão João Leite-Goiânia-GO. Boletim Goiano de Geografia v. 9 e 10 (1-2):71-97, jan./dez., 1989/90.

Cassetti, V. Os desbarrancados de Palmelo-GO. Boletim Goiano de Geografia v.7 e 8 (1-2), jan./dez., 1987/88.

Cavaguti, N. Erosões lineares e solos urbanos – estudos, caracterização e análise do meio físico de Bauru, São Paulo. Tese de livre-docência. Faculdade de Engenharia e Tecnologia, UNESP, Bauru, 548 p, 1994.

Cazalis, P. Geomorphologie et processus expérimental. Cah. Géogr. 50 (9):33-50, Oct., 1960, mai, 1961.

Christofolletti, A. Geomorfologia. S. Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda, 1980.

Chorley, R.J. The hillslope hydrological cycle. In. Hillslope Hydrology. N. York: John Willey & Sons, 1978.

Clark, M. & Small, J. Slopes and weathering. New York: Cambridge University Press, 1982, 110p.

Coelho Neto, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In. Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 93-148, 1998.

Cogo, N.P. Uma contribuição à metodologia de estudo das perdas por erosão em condições de chuva natural. Anais do II Enc. Nac. Pesq. Cons.Solo. Passo Fundo, p. 75-97, Embrapa, 1978.

Cruz, O. Estudo dos processos geomorfológicos do escoamento pluvial na área de Caraguatatuba – S. Paulo. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP, S. Paulo, 1982.

Cunha, B.C.C.da. Impactos socioambientais decorrentes da ocupação da planície de inundação do ribeirão Anicuns: o caso da Vila Roriz. Dissertação de Mestrado. IESA, UFG, Goiânia, 2.000.

Dedecek, R.A. Capacidade erosiva das chuvas de Brasília-DF. Anais II Enc.Nac.Pesq.Cons.Solo. Passo Fundo, p. 157-166, 1978.

De Ploey, J. Étude de l'érosion pluviale de sols sablonneux du Congo Occidental au moyen d'un traceur radioactif (II). In. Rap. Recherche. Rép. Dém. Congo, Trico 14, 1967.

De Ploey, J. & Moeyersoon, J. Runoff creep of coarses debris: experimental data and some field observations. Catena, Giesen, v. 2:275-89, 1975.

De Ploey, J. & Savat, J. Contribution a l'étude de l'érosion par le splash. Z. Geomorph. N.F., Berlin, 12 (2):174-93, 1968.

De Ploey, J. & Savat, J. Utilisation d'un traceur radioactif pour l'étude de l'érosion pluviale es sols sablonneux du Congo Occidental. Peaceful Uses of Atomic Energy in Africa. Internation. Atomic Energy Agency. Vienna, p. 195-200, 1970.

De Ploey, J. & Savat, J. The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. Earth surface processes. V. 1:151-61, 1976.

Dunne, T. Formation and control of channel network. Progress in Physical Geography, v. 4 (2):211-238, 1980.

Dylik, J. Notion du versant en geomorphologie. Bull. Acad.Pol. Sci. Série des Sc.Geor.Geogr., 16(2);125-132, 1968.

Ellison, W.D. Studies of raindrop erosion. Agr. Engr. 25:131-181, 1944.

Erhart, H. La theorie bio-rexistesique et les problemews biogeographiques et paleobiologiques. Soc. Biogeogr., France, CNR (288):43-53, 1956.

Farres, P. The role of time and aggregate size in the crusting processes. Earth Surface Processes, (3): 243-254, 1978.

Giese, L.D. Soil survey and land use planning with the tropical soils of Hawaii. Anais Congr. Pan-Amer. Cons. Solo, S. Paulo, Secr. Est. S. Paulo, p. 277-88, 1966.

Gilbert, G.K. The geology of the Henry Mountains. Washington, United States Geographical and Geological Survey, 1877.

Guerra, A.J.T. O início do processo erosivo in Erosão e conservação dos solos, p. 17-55. R. Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

Guerra, A.T. & Guerra, A.J.T. Novo dicionário geológico-geomorfológico. R. Janeiro: Bertrand Brasil, 648 p., 1997.

Guidicini, G. & Iwasa, O.W. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. Simp. Landslides and other mass movements. IAEG-IPT, S. Paulo, Publ. 1080, 1976.

Guidicini, G.; Nieble, C.M. Estabilidade de taludes naturais e de escavação. S. Paulo:Edgard Blücher Ltda, 170 p, 1976.

- Hamelim, L.E. Géomorphologie. Géographie globale-géographie totale. Cahiers de Géographie de Québec, 8 (16):199-218, 1964.
- Hidalgo-Granados, A. Uso de pequenas bacias hidrológicas em estudos de conservação do solo e da água. Anais li Enc. Nac.Pesq.Cons.Solo, Passo Fundo, p. 109-13, Embrapa, 1978.
- Horton, R.E. Na approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Proc.Soil Sci.Am., (5):399-417, 1941.
- 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, n. 1, p. 275-370, 1945.
- Hurst, V.J. Mapeamento de saprolito. Tradução de J.Oswaldo de Araujo Filho. (s.e), Georgia, 1975.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. Ocupação de encostas. Coord. Cunha, M.A. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1991. – (Publicação IPT n.1831).
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A.. Controle de erosão. DAEE-IPT, S. Paulo, 1989.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A.. Ocupação de encostas. Marcio Angeliieri Cunha (coordendor). Publ. IPT 1831. IPT, S. Paulo, 1991.
- Jahn, A. Denudational balance of slope. Geogr. Polonica, 1968.
- Kügler, H. Zur Aufgaben der bgeomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen, v. 120, n. 1, p. 65-78, 1976.
- Lal, R. Soil erosion on alfisols in western Nigéria, III. Effects of rainfall characteristics. Geoderma, Amsterdam (16):389-401, 1976.
- Leopold, L. et al. Hillslope – characteristics and processes. In. Fluvial processes in geomorphology. S. Francisco:W.H.Freeman and Co., 1964, p. 333-86.
- Leuzinger, V.R. Controvérsias geomorfológicas. Jornal do Com. Rodrigues e Cia, R. de Janeiro, 1948, 207 p.
- Lewis, L.A. Soil movement in the tropics: a general model. Z. Geomorph. N.F., Berlin, Supl Bd (25):132-44, 1976.
- Lombardi Neto, F. Rainfall erosivity: its distribution and relationship with soil loss at Campinas, Brazil. 53 p. (Tese Purdue University), 1977.
- Margolis, E. Efeitos de práticas conservacionistas sobre as perdas por erosão no podzólico vermelho amarelo de Glória de Goitá. Anais li Enc. Nac.Pes.Cons.Solo, Passo Fundo, p. 323-4, Embrapa, 1978.
- Marques, J.Q. de A. Determinação de perdas por erosão. Apart. Achivo Fitotécnico Uruguay, Montevideu, 1(4):505-56, 1951.
- Morin, J.; Benyamini, Y.; Michaeli, A. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement on the profile. Journal of Hidrology (52):321-336, 1981.
- Moyersons, M. L' erosion pluviale sur des sols caillouteux du nord-est du Nigeria et sur les sols sablo-limoneux du site archeologique de La Kmoa au Zaire. In. Geomorphologie Dynamique dans les regions intertropicales. Presses Univ. du Zaire, 1976, p. 67-80.
- Moyersons, M. & De Ploey, J. Quantitative data on splash erosion simulated on unvergetated slopes. Z. Geomorph. N.F. Berlin (25):120-31, sept., 1975.
- Nascimento, M.A.L.S. do. Erosões urbanas em Goiânia. Boletim Goiano de Geografia, Goiânia, 14(1):77-101, jan./dez. 1994.

Nascimento, M.A.L. S. do. Bacia do rio João Leite: influência das condições ambientais naturais e antrópicas na perda de terra por erosão lamina. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 1998.

Nascimento, M.A.L.S. do & Sales, M.M. Diagnóstico das erosões urbanas no município de Goiânia. Convênio DERMU-UFG. Relatório Final. Goiânia, 2003.

Oliveira, M.C.T. de. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In. Erosão e Conservação dos Solos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 57-99, 1999.

Oliveira, M.A.T. Erosion disconformities and gully morphology: a threedimensional approach. *Catena*, V. 16 (4/5):413-423, 1989.

Oliveira, M.A.T.; Meis, M.R.M. Relações entre geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada (Bananal, SP). *Geociências*, S. Paulo (4):87,99, 1985.

Oliveira, M.A.T.; Sbruzzi, G.J.; Paulino, L.A. Taxas de erosão por voçorocas no médio vale do rio Paraíba do Sul. VI Simpósio de Geografia Física Aplicada. Goiânia:Cegraf, 1995, p. 647-651.

Palmer, L.C. The influence of a thin water layer on waterdrop impact forces. *Intern. Assoc.Sci. Hydrol.*, (65):141-48, 1963.

Penck, W. *Geomorphologische Analyse*. Stuttgart, 1924.

Penteado, M.M. *Fundamentos de geomorfologia*. Rio de Janeiro:Fundação IBGE, 1974.

Queiróz Neto, J.P. de. Les problèmes de l'érosion accélérée dans l'Etat de São Paulo, Brésil. In. Alexandr, J. *Geomorphologie Dinamic in Tropical Regions*. Press. Univ. du Zaire, 1977.

Rice, R.J. *Fundamentos de Geomorfologia*. Madrid:Paraninfo, 1983.

Robertson, J.M.; Rouse, H. On the four regimes of open channel flow. *Civil Engineering* (11):167-71, 1941.

Rougerie, G. Méthode d'étude expérimentale des phénomènes d'érosion em milieu naturel. *R. Géom. Dyn.*, France, p. 220-27, 1954.

Ruellan, F. Le rôle des nappes d'eau pluviel ruisselante dans le modelé du Brésil. Paris, Ephe, 1952, 46 p.

Ruhe, R.V. *Geomorphology-geomorphic process and surficial geology*. USA:Houghton Mifflin, 1975.

Salomão, M.M., Rocha, G.A. (coordenadores). Controle de erosão: bases conceituais e técnicas; diretrizes para o planejamento urbano e regional; orientações para o controle de boçorocas urbanas. São Paulo, DAEE/IPT, 1989.

Salomão, F.X. de T. et al. Controle de erosão: bases conceituais e técnicas. S. Paulo. Departamento de Águas e Energia Elétrica, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1990.

Schick, P.A. Gerlach troughs-overland flow trapas. Study of slope and fluvial processes. *Congrès New-Dehli*, p. 170-2, 1968.

Selby, M.J. Hillslope sediment transport and deposition. In. *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell Scientific Publications, 61-87, 1994.

Sharpe, C.F.S. *Landslides and related phenomen (Reprint)*: Paterson, N.J., Pageant Books Inc., 137 p., 1938.

Stein, D.P. et al. Potencial de erosão laminar, natural e antrópico na Bacia do Peixe-Parapanema. In. *Anais do 4º Simpósio Nacional de Controle de Erosão*. Marília, 1987, p. 105-135.

Strahler, A. N. Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Of America* nO. 63, p. 923-938.

Tricart, J. Qu'est-ce la géomorphologie?. *R. Gén.Sci*, T. 57, p. 189-93, 1950.

Tricart, J. Mise em point: l'évolution des versants. L'information géographique, (21):108-15, 1957.

Tricart, J. Ecodinâmica. Recursos Naturais do Meio Ambiente. R. Janeiro: IBGE, 1977.

Troeh, F. R. Landform equations fitted to contour maps. American Journal of Sciences (263):616-627, 1965.

Wischmeier, W.H. Punch cards record runoff and soil. Agr. Engr., 36, 6664-6, 1955

Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland East of the Rocky Mountains. Washington: USDA, 1965, 47 p. (Handbook, 282).

Wishcmeier, W.H.; Smith, D.D. Predicting rainfall-erosion losses: a guide to conservation planning. US Department of Agriculture, Washington: USDA, 1978, 48p (Handbook, 537).

Cartografia geomorfológica

5. Cartografia Geomorfológica

5.1. Parte de legenda (dados estruturais) proposta por Tricart (1965)

5.2. Exemplos de mapeamentos geomorfológicos em diferentes escalas

Dar ênfase aos níveis de abordagem da representação geomorfológica: morfométrico, morfográfico, morfogenético e morfocronológico.

Considerar a representação geomorfológica segundo escalas taxonômicas, chamando atenção para aspectos ligados à geomorfologia funcional.

5. Cartografia Geomorfológica

A Cartografia Geomorfológica se constitui em importante instrumento na espacialização dos fatos geomorfológicos, permitindo representar a gênese das formas do relevo e suas relações com a estrutura e processos, bem como com a própria dinâmica dos processos, considerando suas particularidades. Para Tricart (1965), o mapa geomorfológico refere-se à base da pesquisa e não à concretização gráfica da pesquisa realizada, o que demonstra seu significado para melhor compreensão das relações espaciais, sintetizadas através dos compartimentos, permitindo abordagens de interesse geográfico como a vulnerabilidade e a potencialidade dos recursos do relevo. Ao se elaborar uma carta geomorfológica devem-se fornecer elementos de descrição do relevo, identificar a natureza geomorfológica de todos os elementos do terreno e datar as formas (Ross, 1996).

Muitas são as propostas existentes para a representação do relevo. A maior unanimidade entre elas refere-se à questão do conteúdo geral dos mapas, independentemente da maneira de representação gráfica, que geralmente provoca divergência entre as diversas tendências. Portanto, “o que parece mais problemático é a questão relativa à padronização ou uniformização da representação cartográfica, pois ao contrário de outros tipos de mapas temáticos, não se conseguiu chegar a um modelo de representação que satisfaça os diferentes interesses dos estudos geomorfológicos” (Ross, 1990).

Abreu (1982) procura destacar o problema da classificação dos fatos geomorfológicos, “na medida que isto é um dado fundamental para o processo de análise”. Para tal, o autor considera procedente “deslocar o eixo de abordagem do problema da escala para o problema da essência dos fenômenos que interessa ao estudo do georrelevo”. Destaca a “forma” como síntese metodológica, “procurando obter dela as informações necessárias para a compreensão da essência de sua dinâmica e das propriedades adquiridas (...)”. Defende assim uma geomorfologia mais funcionalista, na medida que oferece subsídios de interesse geográfico. Ressalta, contudo, que o problema da escala apresenta significância “principalmente na definição do encaminhamento metodológico, na escolha dos instrumentos de investigação e no nível de resolução gráfica do tratamento cartográfico (...)”. A forma passa a se caracterizar, então, como expressão da dinâmica ou do movimento dos materiais responsáveis pela morfogênese na crosta terrestre.

Com base nessa premissa, Abreu (1982) recorre aos trabalhos soviéticos, desenvolvidos principalmente após a Segunda Guerra Mundial, voltados à análise de grandes e médios espaços, utilizando fundamentalmente o método cartográfico. Para o autor, a denominada “análise morfoestrutural”, que “deveria ser chamada simplesmente de geomorfológica, tem suas raízes firmemente plantadas na obra de Penck (1924) e teve como pioneiro Gerasimov, que propôs, em 1946, os conceitos de geotextura¹, morfoestrutura e morfoescultura” (Gerasimov & Mescherikov, 1968), os quais se equivalem aos conceitos de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura empregados por Meserjakov (1968). O conceito de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura fundamentam-se na premissa penckiana do jogo de forças, internas e externas, que através de um conjunto de processos responde pela gênese do modelado do relevo terrestre.

A identificação e a classificação das formas do relevo, necessariamente implicam considerar a gênese, a idade ou ainda os processos morfogenéticos atuantes (Ross, 1990). A questão da escala de tratamento ou de representação se constitui na premissa básica para o grau de detalhamento ou de generalização da informação.

Demek (1976, apud Avansi, 1982) propõe o seguinte encadeamento de operações para o mapeamento de morfoestruturas:

- a) análise das cartas geológicas e tectônicas de áreas em estudo (em escalas pequenas e grandes), com a transferência dos principais falhamentos para uma determinada base;
- b) análise de cartas topográficas, em iguais escalas, com o objetivo de se elaborar uma carta das rupturas tectônicas e das formas de relevo lineares, e uma carta dos elementos do relevo segundo seus atributos morfográficos e morfométricos;
- c) elaboração de perfis geológico-geomorfológicos, com a intenção de se definirem níveis regionais e elaboração de uma estratigrafia das formas;
- d) interpretação de fotografias aéreas procurando especificar a gênese dos elementos do relevo;
- e) levantamento de campo para teste e correção das interpretações, valorizando-se itinerários previamente definidos e utilizando-se, eventualmente, de sobrevôos no caso de áreas de difícil acesso. Nesta fase pode-se incluir coleta de materiais para posterior análise laboratorial;
- f) integração da informação obtida em campo. A carta das formas de relevo resultante, considerando seus aspectos morfográficos e morfométricos, é revista, assumindo um caráter genético, dada a existência de elementos importantes para explicar a origem das formas e esculturação do modelado.

Tricart (1965), ao tratar da concepção e princípios de realização da Carta Geomorfológica ressalta as diferentes categorias de fenômenos representados segundo a escala adotada. Como exemplo, as cartas em pequena escala, como 1:1.000.000, 1:500.000, se orientam essencialmente para os fenômenos morfoestruturais, mostrando as anticlinais resultantes de dobramentos, seus *monts* ou *combes*, ou ainda os *horsts* e os *grabens* de um processo de falhamento, feições correspondentes à quarta (10 2 km 2

) ou quinta (10 km²) ordem de grandeza na concepção de A.Cailleux e J. Tricart (1956). Já as cartas em grande escala, como 1:5.000, 1:10.000, 1:25.000, são capazes de registrar fenômenos ou formas com algumas dezenas de metros de comprimento, correspondentes à sexta (10⁻² km²) grandeza na concepção taxonômica proposta pelos autores mencionados. Nesta última, com os símbolos convencionais, é possível representar lóbulos de solifluxão, campos de *lapies*, boçorocas, dentre outras formas específicas. Portanto, a escala da representação é que permitirá definir o grau de complexidade do fenômeno observado.

Com base nas recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da UGI (União Geográfica Internacional), a carta geomorfológica de detalhe, em escala grande, deve comportar quatro tipos de dados: morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos (Tricart, 1965).

a) *Morfométricos* : correspondem às informações métricas importantes, apoiadas em cartas topográficas ou outras formas de levantamento. Geralmente as informações métricas são intrínsecas aos sinais ou símbolos para a representação das formas do relevo, a exemplo de extensão de terraços ou escarpas erosivas, declividade de vertentes, dentre outras. Para se evitar a sobrecarga de informações na carta geomorfológica, dificultando sua leitura, os dados morfométricos, como a declividade das vertentes, a hierarquização da rede hidrográfica, dentre outros, podem ser apresentados à parte, em uma representação cartográfica específica;

b) *Morfográficos* : correspondem a formas de relevo resultantes do processo evolutivo, sendo sintetizadas como formas de agradação e de degradação. Como formas de degradação destacam-se as formas de erosão diferencial, as escarpas de falha ou erosivas, ravinas e boçorocas. Como formas de agradação destacam-se depósitos aluviais em planícies de inundação, concentração de colúvios pedogenizados ou pedimentos detríticos inumados. Os aspectos morfográficos encontram-se estreitamente ligados aos morfogenéticos, ou seja, as formas geralmente expressam as respectivas gêneses. Quanto às formas de relevo, o Projeto Radambrasil utiliza formas estruturais, formas erosivas e formas de acumulação, tendo sido a segunda desmembrada em formas de dissecação e formas de dissolução na Folha SD 23 Brasília. Klimaszewski (1963, apud Fairbridge, 1968) sugere maiores especificidades para representações morfográficas em escala grande, como formas tectônicas e estruturais, formas influenciadas pela litologia e estrutura, formas de agradação e degradação, dentre outras;

c) *Morfogenéticos* : referem-se aos processos responsáveis pela elaboração das formas representadas. Assim, na representação cartográfica do relevo, as diversas formas devem figurar de tal maneira que sua origem ou sua gênese sejam diretamente inteligíveis. Como exemplo, as superfícies erosivas associadas a processo de aplainamento devem conter referências ao processo de pediplanação, identificando a gênese ligada ao recuo paralelo de vertentes em condição climática seca, podendo incorporar referenciais de natureza cronológica, associados ao período de formação, adicionando termos como “de cimeira” (mais antigo) ou “intermontanas” (mais recente).;

d) *Cronológicos* : correspondem ao período de formação ou elaboração de formas ou feições. A representação cronológica pode ser expressa através de cores, que mesmo

que adotadas com outro sentido, podem oferecer subsídios dessa natureza. Exemplo são os mapas geomorfológicos ao milionésimo do Projeto RadamBrasil, onde a cor representa os relevos conservados e as tonalidades os relevos dissecados. Partindo desse princípio, as formas estruturais e as formas erosivas, associadas a “relevos conservados”, encontram-se relacionadas a processos morfogenéticos ou morfoclimáticos bem mais antigo em relação aos modelados pós-pleistocênicos referentes aos “relevos dissecados”. As tonalidades adotadas para deposições de materiais, como os terraços e planícies, que podem ocorrer tanto nos relevos conservados como nos dissecados, mantêm relações genético-processuais pleisto-holocênicas. Muitas vezes as informações morfocronológicas são incorporadas na própria legenda, a exemplo das superfícies de aplainamento terciárias, planície de várzeas holocênicas, pedimentos pleistocênicos coluvionados, dentre outros. Nas representações geológicas as cores convencionadas expressam relações cronológicas das estruturas litoestratigráficas, dispostas inclusive de forma cronológica na legenda.

Quanto aos princípios da representação da carta geomorfológica, Tricart (1965) considera, como primeiro passo, a necessidade de uma base cartográfica. A adição de curvas de nível nos mapas geomorfológicos, extraídas das cartas topográficas, pode se constituir em alternativa para suprir a ausência de informações morfométricas, desde que não sobrecarreguem os limites da lisibilidade. A base topográfica pode proporcionar ainda a adição de outras informações morfométricas, como a adoção de duas ou três classes de declividade na representação. Outro aspecto para o qual o autor chama atenção refere-se à importância dos dados estruturais na representação geomorfológica, o que não representa uma opinião unânime entre os especialistas. “Os ingleses, por exemplo, limitam a geomorfologia a uma cronologia da dissecação, sem se ocuparem da estrutura dos processos. Os poloneses negligenciam praticamente a geomorfologia estrutural em suas cartas, figurando, sobretudo a ‘cronologia denudativa’ e os processos associados às formas”. São, portanto dois pontos de vistas incompatíveis, “que negligenciam as relações dialéticas entre a estrutura e o jogo das forças externas” (Tricart, 1965).

No método C.G.A2.-Tricart, são figurados sistematicamente os dados estruturais influenciando a geomorfologia: a litologia aparece em tons pastéis, sob a forma de um fundo de carta. As rochas coerentes são representadas por pontos. As rochas móveis por trama. A disposição das camadas figura através de símbolos, como *fron* t de crista monoclinial, superfície estrutural, dentre outras formas. Apresenta-se, a título de exemplo, parte de legenda de cartas geomorfológicas detalhadas referente ao sistema CGA-Tricart (Fig. 5.1), constante de anexo em sua obra (Tricart, 1965). Deve-se chamar a atenção para o fato de que a metodologia em questão adequa-se mais às representações de grande escala (maiores que 1:50.000).

5.1. Parte de legenda (dados estruturais) proposta por Tricart (1965)

Demek (1967) propõe a utilização de três unidades taxonômicas básicas nas cartas geomorfológicas, representadas pelas superfícies geneticamente homogêneas, formas do relevo e tipos de relevo³. Portanto, nas superfícies geneticamente homogêneas, como no domínio dos chapadões tropicais interiores com Cerrados e Floresta de Galeria (Ab'Sáber, 1965), tem-se a presença de formas de relevo representadas por processo de pediplanação (plainos e cimeira e plainos intermontanos, pedimentos escalonados, onde se constatam tipos de relevo caracterizados por vertentes com discreta convexização,

cabeceira de drenagem em *dales* (veredas), vales simétricos, dentre outras formas. Para o autor, “a menor unidade taxonômica é a superfície geneticamente homogênea, que resulta de um determinado processo ou de um complexo de processos geomorfológicos. Essa unidade taxonômica é condicionada por processos de três origens: os endógenos, os exógenos e os antrópicos” (apud Ross, 1990).

A preocupação quanto às relações taxonômicas das unidades, feições ou formas a serem representadas, levaram Ross (1992) a apresentar os pressupostos metodológicos discutidos no capítulo 1 (Fig. 1.12), tendo como referência Demek (1967) e Mescherikov (1968):

- 1º táxon: unidades morfoestruturais que correspondem às grandes macroestruturas, como os escudos antigos, as faixas de dobramentos proterozóicos, as bacias paleomesozóicas e os dobramentos modernos. Essa unidade pode conter uma ou mais unidades morfoesculturais, associadas a diversidades litológico-estruturais, guardando evidências das intervenções climáticas na elaboração das grandes formas;
- 2º táxon: unidades morfoesculturais, que correspondem aos compartimentos gerados pela ação climática ao longo do tempo geológico, com intervenção dos processos tectogenéticos. As unidades morfoesculturais são caracterizadas pelos planaltos, planícies e depressões, que estão inseridas numa unidade morfoestrutural. Como exemplo, na unidade morfoestrutural representada pelos dobramentos antigos, como da região central do Brasil, insere-se o Planalto Central Goiano, a Depressão do Tocantins e a Planície do Araguaia. As unidades morfoesculturais, em geral, não têm relação genética com as características climáticas atuais ;
- 3º táxon: unidades morfológicas, correspondentes ao agrupamento de formas relativas aos modelados, que são distinguidas pelas diferenças da rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como pelo formato dos topos, vertentes e vales de cada padrão. Como exemplo, na Folha SE.22 Goiânia (Mamede et al, 1983), o Planalto Central Goiano (unidade morfoescultural, denominado de unidade geomorfológica na referida folha) se caracteriza pela presença de quatro unidades morfológicas (denominadas de subunidades na referida folha): Planalto do Distrito Federal, Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba, Planalto Rebaixado de Goiânia e Depressões Intermontanas. Uma unidade morfoescultural pode conter várias unidades de padrão de formas semelhantes;
- 4º táxon: corresponde à unidade de padrão de formas semelhantes. Estas formas podem ser: a) de agradação (acumulação), como as planícies fluviais ou marinhas, terraços; b) de degradação como colinas, morros e cristas. Na metodologia adotada pelo Projeto Radambrasil (IBGE, 1995) no segundo conjunto de símbolos, denominado de Formas de Relevo, estas encontram-se subdivididas em três partes: Formas Estruturais, Formas Erosivas e Formas de Acumulação. As formas estruturais são representadas pela letra S, seguida por outras letras e respectivas traduções. O mesmo procedimento é adotado para as formas erosivas e para as formas de acumulação. Nos Tipos de Dissecação encontram-se três letras básicas: a, c e t, ou seja, formas aguçadas, formas convexas e formas tabulares. Os Índices de Dissecação encontram-se sintetizados adiante (Tab. 5.1), onde são combinadas cinco classes medidas na imagem de radar, correspondentes à dimensão interfluvial, e à intensidade de aprofundamento dos talwegues, avaliada qualitativamente, também representada por cinco classes;

- 5 ° táxon: corresponde aos tipos de vertentes ou setores das vertentes de cada uma das formas do relevo. Cada tipologia de forma de uma vertente é geneticamente distinta; cada um dos setores dessa vertente pode apresentar características geométricas, genéticas e dinâmicas também distintas. Ross (1992) observa que as representações desse táxon são possíveis em escalas maiores, como 1:25.000. Dentre as principais características geométricas das formas das vertentes destacam-se: vertente escarpada, convexa, côncava, retilínea, dentre outras;
- 6 ° táxon: refere-se às formas menores resultantes da ação dos processos erosivos atuais ou dos depósitos atuais. Exemplo, as formas associadas às intervenções antropogênicas como as boçorocas, ravinhas, cortes de taludes, escavações, depósitos tecnogênicos como assoreamentos, aterros, “bota-foras”, ou as consideradas naturais, como cicatrizes de escorregamentos, bancos de deposição fluvial, dentre outros.

Existem grandes problemas a serem superados para se chegar a uma carta geomorfológica de padrão internacional. Uma das questões básicas refere-se às recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da UGI quanto à incorporação dos quatro componentes de análise (morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos) na representação geomorfológica de detalhe ou semidetalhe. Ao mesmo tempo em que tais componentes geralmente deixam de ser observados nos mapeamentos em escala grande, são adicionalmente registrados nos mapeamentos em escala pequena, a exemplo da escola russa, adotada por Basenina et al (1976) ao enfocarem a questão morfoestrutural, o que pode prejudicar o limite de legibilidade da representação.

5.2. Exemplos de mapeamentos geomorfológicos em diferentes escalas

Procurando evidenciar os níveis de informação usualmente contidos nas diferentes escalas de representação cartográfica do relevo, foram selecionados três exemplos para análise. O primeiro refere-se a uma representação em pequena escala (1:1.000.000), aprimorada ao longo do tempo pelo Projeto Radambrasil; os outros dois últimos referem-se a representações em escalas média a grande (escalas 1:50.000, produzidas por Tricart, 1978 e 1:40.000, elaboradas por Nascimento et al, 1991), procurando evidenciar as diferenças de níveis de informações geomorfológicas, considerando as respectivas aplicações.

- Representação geomorfológica em escala pequena

Como exemplo de representação geomorfológica em escala pequena utiliza-se de parte da Folha SE-22, Goiânia, produzida por Mamede et al (1983), ao milionésimo. A área eleita corresponde à seção sudoeste do Estado de Goiás, região de Mineiros, localizada entre os paralelos 16 ° 00' a 18 ° 00'S e 52 ° 00' a 53 ° 00'W (Fig. 5.2).



LEGENDA

Planalto Setentrional da Bacia do Parana

- Nível mais Elevado
- Nível mais baixo

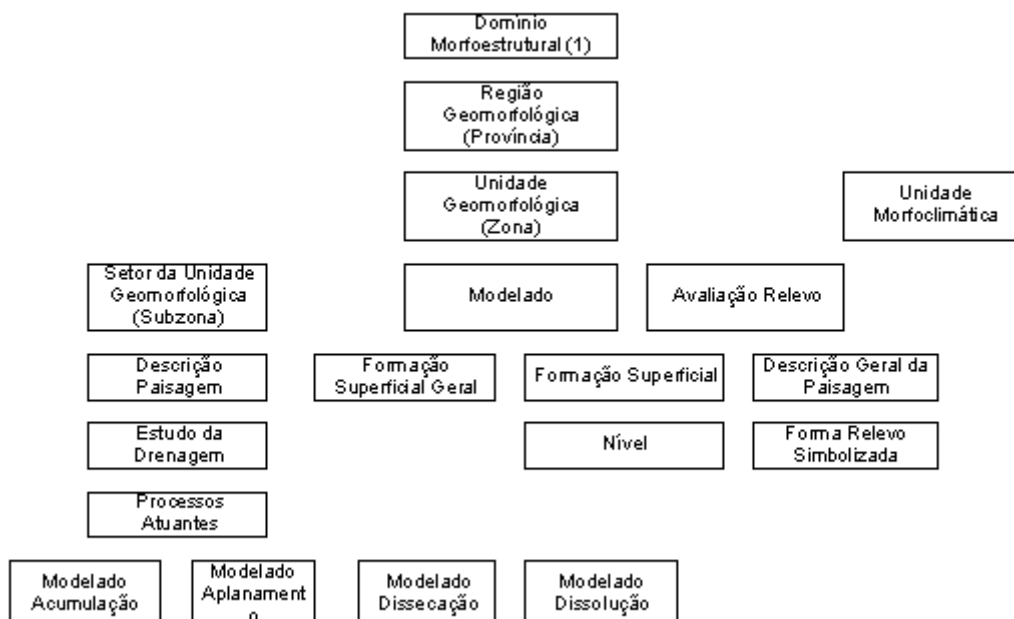
Planalto dos Guimarães Alcantilados

- Nível mais Elevado
- Nível mais baixo
- Depressão do Araguaia
- Ep: Superfície Pediplanada
- Et: Superfície Erosiva Tabular
- Frente de Cuesta (Acima de 150m)

Fig. 5.2. Geomorfologia de parte da Folha SE 22, Goiânia

Considerando a escala da representação, o mapeamento geomorfológico considerou os quatro primeiros táxons adotados pelo Projeto RadamBrasil (IBGE, 1995), conforme esquema apresentado (Esq. 5.1):

Esquema 5.1. Estrutura da Geomorfologia adotada pelo RadamBrasil (IBGE,1995)



- Os “Domínios Morfoestruturais”, também denominados de “Unidades Morfoestruturais” na classificação de Ross (1992), correspondem aos três grandes conjuntos estruturais do globo. “Os Domínios Morfoestruturais apresentam características geológicas prevalecentes, tais como direções estruturais que se refletem no direcionamento geral do relevo ou no controle da drenagem principal” (IBGE, 1995). Na área eleita, os dois domínios morfoestruturais apresentam certa relação com as unidades geomorfológicas: os Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná são associados aos sedimentos paleomesozóicos da referida bacia, representados pela cor verde (relevos conservados) e respectivas tonalidades (relevo dissecado). Já a Depressão do Araguaia, associada às estruturas cristalinas do Complexo Goiano, encontra-se representada na tonalidade rosa, correspondendo a relevo dissecado;
- As Regiões geomorfológicas referem-se ao segundo táxon da metodologia adotada pelo Radambrasil (IBGE, 1995) na elaboração da Folha SD-23 Brasília, correspondentes às Unidades Morfoesculturais discutidas por Ross (1992). Trata-se de “grupamentos de unidades geomorfológicas que apresentam semelhanças resultantes da convergência de fatores de sua evolução” (Barbosa et al, 1984). “Estas se caracterizam por uma compartimentação reconhecida regionalmente e apresentam não mais um controle causal relacionado às condições geológicas, mas estão ligadas, essencialmente, a fatores climáticos atuais ou passados” (IBGE, 1995). Portanto, não são as condições estruturais ou litológicas que lhes dão as características comuns e aspectos semelhantes. O clima é um fator interveniente ou integrante desse conceito. Na área eleita (Fig 5.2) as referidas unidades, embora não tratadas numa relação taxonômica e nem mesmo mencionada a condição de “região geomorfológica”, podem ser entendidas como os denominados Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, Planalto Central Goiano e pela Depressão do Araguaia;
- O terceiro táxon refere-se às Unidades Geomorfológicas (ou Sistemas de Relevo), denominadas simplesmente de “Unidades Morfológicas” por Ross (1992). Correspondem a “formas fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelado; a similitude resulta de uma determinada geomorfogênese, inserida em um processo sincrônico mais amplo. (...). Cada Unidade Geomorfológica mostra tipos de modelado, processos originários e formações superficiais diferenciadas de outras” (Barbosa et al, 1984). “O comportamento da drenagem, seus padrões e anomalias são tomados como referencial na medida que revelam as relações entre os ambientes climáticos atuais ou passados e as condicionantes litológicas ou tectônicas” (IBGE, 1995). Na Folha SE.22, Goiânia, Mamede et al (1983) tratam os Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná e o Planalto Central Goiano como unidades geomorfológicas, encontrando-se a primeira constituída das subunidades Planalto Setentrional da Bacia do Paraná e Planalto Maracaju-Campo Grande. O Planalto dos Guimarães (Alcantilados), que aparece ao norte, foi tratado separadamente, preservando suas características regionais. A área correspondente ao Planalto Setentrional da Bacia do Paraná e ao Planalto dos Guimarães recebeu duas cores verdes, correspondentes aos relevos conservados. como as formas estruturais identificadas pelas superfícies estruturais tabulares (St) e os patamares estruturais (Spt), e as formas erosivas individualizadas por superfícies pediplanadas (Ep) e superfícies erosivas tabulares (Et). As tonalidades foram atribuídas às áreas dissecadas, sendo as mais fortes referentes às áreas mais elevadas topograficamente (reverso dissecado da *cuesta* do Caiapó) e as mais fracas aos níveis

topográficos rebaixados (depressões anaclinais das *cuestas* desdobradas, correspondentes às serras do Caiapó e Negra). Enquanto as superfícies pediplanadas, localizadas no início do reverso da *cueta* do Caiapó testemunham marcas do aplainamento de cimeira regional (nivelado aos 1.000 metros). Já, as formas erosivas, estão presentes nos topos residuais da depressão anaclinal da *cueta* do Caiapó, correspondentes aos alcantis. Observa-se que a serra do Caiapó se constitui no divisor entre a bacia hidrográfica do Paraná, representada localmente pelos rios Claro e Verde (Planalto Setentrional da Bacia do Paraná), e a bacia do Araguaia, caracterizada pelo rio do Peixe (Planalto dos Guimarães – Alcantilados). O limite entre o teto orográfico regional (reverso da *cueta* do Caiapó) e os patamares rebaixados (depressões anaclinais das *cuestas* do Caiapó e Serra Negra) é marcada por *fronts* de *cuestas* desdobradas. O patamar rebaixado (correspondente à depressão anaclinal da *cueta* do Caiapó (500 a 700m) é caracterizado por formas dissecadas convexas, com presença de superfícies erosivas tabulares associadas aos residuais de arenito do Grupo Arquidauana, correspondentes a formas bizarras, ou relevo de “alcantis” na definição de Almeida (1959). O patamar rebaixado da depressão anaclinal da Serra Negra (400 a 500m), posicionado topograficamente abaixo do anterior, encontra-se representado cartograficamente pela mesma tonalidade, estando individualizado pelo domínio de formas tabulares. O sucessivo escalonamento topográfico determinado por efeitos tectônicos, responsáveis pelo desdobramento de *cuestas*, culmina com a coalescência entre o último patamar e a Depressão do Araguaia.

- Os Tipos de Modelados, correspondentes ao quarto táxon na classificação utilizada pelo Projeto Radambrasil (IBGE, 1995), estão contidos os grupamentos de “formas de relevo que apresentam similitudes de definição geométrica em função de uma gênese comum e da generalização dos processos morfogenéticos atuantes, resultando na recorrência dos materiais correlativos superficiais”. Os grupamentos referem-se aos modelados nas diferentes formas (estruturais, erosivas, de dissecação e de acumulação). Nas formas ligadas à dissecação evidenciam-se os modelados tabulares, convexas e aguçados, com respectivos índices que identificam a dimensão interfluvial e o aprofundamento da drenagem. No recorte utilizado (Fig. 5.2), a dissecação é representada por formas tabulares (t) no reverso da *cueta* do Caiapó, formas convexas (c) no nível rebaixado da depressão anaclinal (depressão da serra do Caiapó), e formas tabulares (t) no nível rebaixado desdobrado (depressão da Serra Negra). São observados remanescentes de aplainamento (superfície pediplanada - Ep) e superfície estrutural tabular (St) no divisor entre as bacias do Paraná e Araguaia, bem como superfícies erosivas tabulares (Et) no Planalto dos Guimarães ou depressão anaclinal da *cueta* do Caiapó. Quanto ao grau de dissecação do relevo, tem-se a presença de manchas de formas muito dissecadas (Tab. 5.1), como nas nascentes do rio Matrinxã (a24, formas aguçadas, com dimensão interfluvial > 250m. e = 750m e aprofundamento forte da drenagem), bem como de baixo grau de dissecação, a exemplo do reverso da *cueta* do Caiapó (t51, formas tabulares, com dimensão interfluvial > 3.750 m e = 12.750m e aprofundamento da drenagem muito fraco).

Tab.5.1. Ordem de grandeza das formas de dissecação

Intensidade de aprofundamento da drenagem	Dimensão interfluvial (metros)				
	≤ 250	> 250 ≤ 750	> 750 ≤ 1.750	> 1.750 ≤ 3.750	> 3.750 ≤ 12.750
Muito fraca	11	21	31	41	51
Fraca	12	22	32	42	52
Mediana	13	23	33	43	53
Forte	14	24	34	44	54
Muito Forte	15	25	35	45	55

Com relação aos componentes da representação geomorfológica recomendados pela União Geográfica Internacional entende-se que o exemplo escolhido possui uma boa correspondência, apesar das naturais limitações da escala (1:1.000.000). Alguns parâmetros encontram-se contidos de forma direta ou indireta na representação, como:

- a) morfométrico: que pode ser inferido pela tonalidade, como no caso do Planalto Setentrional da Bacia do Paraná, onde a mais forte corresponde às superfícies mais elevadas (relevo conservado como o reverso da *cuesta*) e o mais claro às mais baixas (como o relevo dissecado correspondente ao nível rebaixado e desdobrado), dando assim a sensação hipsométrica à representação. Também algumas simbologias lineares expressam unidades métricas, como *front de cuesta*, que no exemplo (Fig. 5.2) encontra-se como portadora de desnível acima dos 150 metros ;
- b) morfográfico: marcado por “manchas” de modelados de relevo específicos, como os tabulares, os convexos ou os aguçados nas formas de dissecção;
- c) morfogenético: que embora implícito na morfologia representada, pode ser inferido através de formas específicas, como as planícies fluviais, superfícies pediplanadas, ou mesmo as diferentes formas de dissecção vinculadas aos processos lineares e areolares;
- d) cronológico: que também pode ser inferido através de formas específicas, como a presença de terraços fluviais, sempre ligados a processos climáticos ou paleoclimáticos, sobretudo pleistocênicos, ou planícies fluviais, associadas às superfícies alveolares holocênicas.

- Representações geomofológicas em escalas média a grande

Os dois exemplos de mapeamentos geomorfológicos selecionados, correspondentes às escalas de 1:50.000 e 1:40.000, têm por objetivo evidenciar a diferenciação de parâmetros empregados, considerando as respectivas especificidades.

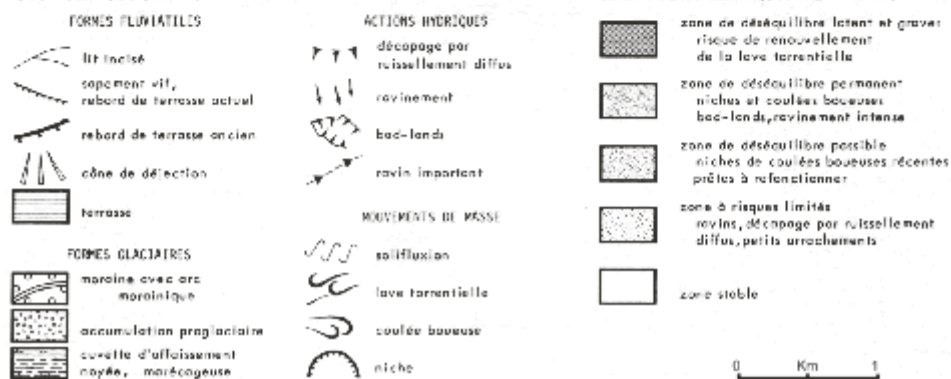
a) Geomorfologia de Huaraz - Peru

Como exemplo de mapeamento geomorfológico de escala média a grande (1:50.000), utilizou-se da carta de Huaraz, no Peru (Fig. 5.3), elaborada por Tricart (1978), com o objetivo de mostrar a vulnerabilidade do relevo em função de manifestações magmáticas e frente à ocupação urbana. Podem ser constatados os quatro componentes de análise geomorfológica da representação cartográfica, o que é natural por se tratar de uma escala de semidetalhe.

Fig. 5.3. Geomorfologia de Huaraz (J. Tricart, 1978)



GÉOMORPHOLOGIE (Fig. 5.4)



1 As informações morfométricas foram representadas através de curvas de nível, que variam entre 3.100 a 3.400 metros, demonstrando que a cidade de Huaraz encontra-se numa posição de vale, onde são individualizados fluxos torrenciais de lavas vulcânicas;

2 Morfograficamente a área encontra-se individualizada por formas fluviais, formas glaciais, formas associadas a ações hídricas e movimentos de massa. Por corresponder a uma área andina, em posição altimétrica elevada, os efeitos dos glaciais se fazem presentes. O elevado gradiente, ligado à tectônica moderna, além de favorecer a erosão acelerada comandada pelos fatores hídricos, como escoamentos concentrados e as formas resultantes (ravinamentos, *bad-lands*), contribuem para os movimentos de massa do tipo solifluxão e fluxos de lava;

3 Os elementos morfogenéticos encontram-se representados através das formas de escoamento (fluxo concentrado, difuso) ou manifestação dos diferentes processos, como os glaciais (morainas), ligados aos fatores climáticos;

4 O componente cronológico pode ser inferido através das formas representadas, com alguma informação complementar, quanto ao período de ocorrência, como rebordos de terraços antigos e atuais, que permitem correlações temporais.

A representação procura incorporar ainda informações de interesse direto, assumindo a carta geomorfológica importância como subsídio aos eventuais riscos associados ao uso e ocupação do relevo. No presente caso, Tricart (1978), fundamentado no conceito de “ecodinâmica”, incorpora informações baseadas nas limitações físicas, imprescindíveis ao ordenamento territorial. Com base na espacialização dos fenômenos, observa-se que o vale de Huaraz, no Peru, encontra-se caracterizado como zona de desequilíbrio latente e grave, susceptível aos riscos de remobilização de lavas torrenciais. As faixas imediatas são apresentadas como portadoras de desequilíbrios permanentes, correlacionadas aos processos responsáveis pela gênese de ravinas e *bad-lands*. A zona estável corresponde ao topo interfluvial; a oeste do vale, prevalecem morainas e arcos morânicos.



b) Geomorfologia do município de Goiânia-GO

Também com a perspectiva de subsidiar os estudos de risco urbano, Nascimento & Caseti (1991) produziram carta geomorfológica do município de Goiânia-GO (Fig.5.4), na escala 1:40.000, chegando ao nível de detalhamento correspondente ao quinto táxon na classificação de Ross (1992).





UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS



1. PLANALTO DISSECADO DE GOIÂNIA

-  Superfície de Formas Aguçadas
-  Superfície de Formas Convexas

2. "CHAPADAS" DE GOIÂNIA

-  Superfície Aplainada
-  Superfície Rampeada

3. PLANALTO EMBUTIDO DE GOIÂNIA

-  Superfície de Formas Convexas
-  Superfície de Formas Tabulares

4. TERRAÇOS E PLANÍCIES DA BACIA DO RIO MEIA PONTE




-  Terrapós Fluviais
-  Planícies Fluviais

5. FUNDOS DE VALES



SIMBOLOGIA

1 FORMAS DE VERTENTES

-  Vertentes Retilíneas
-  Vertentes Convexas
-  Vertentes Côncavas

2. FORMAS DE AGRADAÇÃO E DE GRADAÇÃO

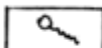



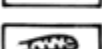
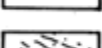
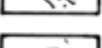
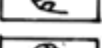
-  Escoamento Laminar
-  Escoamento Difuso
-  Escoamento Concentrado
-  Ravinas
-  Boçorocas
-  Pedimentos Coluvionados
-  "Dales"
-  Cabeceira de Drenagem

Fig. 5.4. Geomorfologia do município de Goiânia (Nascimento & Cassetil, 1991)

A representação geomorfológica do município de Goiânia, elaborada com base em levantamento aerofotogramétrico na escala de 1:40.000, partiu do terceiro táxon de Ross (1992) correspondente às unidades geomorfológicas, que foram definidas em função da similitude de formas de relevo e suas relações estruturais, incorporando a posição altimétrica. Numa relação azonal foram mapeados os terraços e as planícies da bacia do rio Meia Ponte, bem como os fundos de vale que os abrigam. O padrão de formas semelhantes, correspondentes ao quarto táxon de Ross (1992), foi apresentado com base no grau de dissecação do relevo, comandado pela drenagem (dimensão interfluvial e grau de aprofundamento dos talwegues). O quinto táxon foi individualizado pelos segmentos de formas das vertentes, como a sua geometria, além das formas associadas a agradação e degradação do modelado, com destaque para as influenciadas pela litologia e estrutura, que foram representadas através de simbologias pontuais e lineares.

As unidades geomorfológicas foram representadas por cores, na representação original, enquanto as informações relacionadas aos padrões de formas semelhantes foram classificadas segundo processos de agradação e de degradação. Foram incorporados dados morfométricos referentes à declividade das vertentes e adoção de simbologia correspondente. As unidades geomorfológicas foram individualizadas por três compartimentos. Há apenas uma exceção, representada por terraços e planícies, bem como pelos fundos de vales, que ocorrem indistintamente nos diferentes compartimentos (azonais).

- Planalto Dissecado de Goiânia (920 a 950 metros de altitude), constituído pelo domínio “formas aguçadas” com declives superiores a 30%, correspondentes a cristas monoclinais quartzíticas, e formas convexas, com declives inferiores a 20%, representando o teto orográfico do município, associadas aos granulitos félsicos;
- Chapadões de Goiânia (860 a 900 metros), constituído por superfícies aplainadas, sustentadas por quartzitos, e superfícies rampeadas (pedimentos detríticos que coalescem com os níveis de aplainamento);
- Planalto Embutido de Goiânia (750 a 800 metros de altitude), constituído pelo domínio de formas convexas, com declividade de até 20%, e de formas tabulares, correspondentes a remanescentes do pediplano embutido abrigando *dales* ;
- Terraços e Planícies da Bacia do rio Meia Ponte (700 a 720 metros de altitude), individualizados em terraços fluviais suspensos, associados às influências paleoclimáticas pleistocênicas, e planícies fluviais de inundação, correspondentes aos depósitos holocênicos atuais e subatuais;
- Fundos de Vales, correspondentes a uma faixa irregular, paralela ao sistema fluvial, com declividade que pode chegar a 40%. Sua individualização deu-se em função de mudanças nas relações processuais, sobretudo entre os fluxos difusos e laminares em relação aos lineares.

A definição das unidades e respectivas características morfológicas permitiram a identificação de riscos, que foram agrupados em três grandes compartimentos (Cassetti & Nascimento, 1991):

a) áreas de forte risco, definidas em função da morfologia e da vulnerabilidade à erosão/assoreamento, frente às intervenções antropogênicas (planície de inundação atual, terraços fluviais, fundos de vales, domínio de formas aguçadas e convexas no Planalto Dissecado de Goiânia, e *dales* ou veredas);

b) áreas de risco moderado, como no domínio das vertentes medianamente convexas do Planalto Embutido de Goiânia; e

c) áreas de baixo risco, localizadas nas seções intermediárias às anteriormente mencionadas, como no domínio de formas tabulares e suavemente convexas do Planalto Embutido de Goiânia, superfícies aplainadas ou rampeadas dos Chapadões de Goiânia.

Na representação proposta registram-se preocupações quanto aos fatores morfográficos e morfogenéticos, com algumas referências de natureza cronológica, considerando principalmente formas associadas a processos morfogenéticos pleistocênicos, como os terraços suspensos ou níveis de pedimentação. O parâmetro morfométrico foi expresso pelas classes de declividades, incorporadas às formas de dissecção: 1) predomínio de declive de 0 a 5%; 2) de 5 a 10%; 3) de 10 a 20%; 4) de 20 a 40% e 5) superior a 40%.

Muito ainda precisa ser feito para se chegar a uma linguagem comum quanto a forma e conteúdo da representação geomorfológica. Existem certos avanços no que se refere à seleção de indicadores temporais e espaciais na cartografia do relevo, sem contudo haver um maior equilíbrio entre os fatores que integram uma representação funcional (parâmetros morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e morfocronológicos), o que necessariamente passa pela questão da escala. Se a representação dos fatos geomorfológicos ainda gera polêmica, maiores são os desencontros no que se refere aos componentes da representação cartográfica e aos componentes do relevo de interesse geográfico. Necessário se faz rever a discussão fomentada por Hamelin (1964) quanto à subordinação da Geomorfologia Funcional à Geografia Global. Abreu (1982, p. 54) lembra “a importância das influências diretas da esculturação e o desenvolvimento subsequente dos processos morfogenéticos que se projetam claramente sobre as formas de uso do solo e se refletem na intensidade da produção e em seus custos sociais”, o que foi registrado por Kügler (1976). Diga-se de passagem que não é apenas no nível da cartografia dos fatos geomorfológicos que o homem se encontra ausente.

Klimaszewski (1963) considera o avanço na cartografia geomorfológica maior no campo conceitual que no metodológico. Basenina & Trescov (1972) insistem na necessidade de uma crítica permanente objetivando a melhoria do método e refinamento dos conceitos mobilizados. Abreu (1982) chama a atenção para a ausência de informações ou fatos que interessam ao povoamento regional nas cartas apresentadas por Basenina & Trescov (1972), considerando a necessidade de incorporação da noção extremamente humanista de georrelevo proposta por Kügler (1976), estimando que “a geomorfologia ganhará, no âmbito da geografia, uma postura coerente com sua teoria e com os objetivos daquela. Evidentemente isto dependerá de um esforço pessoal dos geógrafos interessados em compreender a ordenação da Terra pelo Homem, através de mecanismos de análise que incorporam também as relações deste com seu ambiente, valorizando uma ótica que tradicionalmente tem pertencido à geografia e que hoje tem conquistado adeptos também em cientistas oriundos de outras disciplinas”.

Notas de Rodapé

¹ “Geotextura” corresponde às grandes feições da crosta, associadas às manifestações de processos a elas associados.

² Centre de Géographie Appliquée.

³ Para Demek (1967) “Superfícies geneticamente homogêneas” são áreas de geometria relativamente planas, sem apresentar quebras de relevo. Resultam de curtos estágios na evolução do relevo decorrentes de um ou mais processos agindo em uma certa direção (variam entre algumas dezenas de metros/alguns quilômetros quadrados); “Formas de relevo” são constituídas pela junção de superfícies geneticamente homogêneas, resultantes de um mesmo processo, mas correspondendo a estágios mais longos no desenvolvimento do relevo (alcançam algumas centenas m² / km²); “Tipos de relevo” correspondem a complexo de formas, em uma área limitada de forma relativamente distinta, com a mesma altitude, mesma gênese dependendo da morfoestrutura, originada dos mesmos processos morfogenéticos numa mesma história evolutiva.

Referências Bibliográficas

Abreu, A.A. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Tese de Livre-Docência – FFLCH-USP. S. Paulo, 1982.

Ab’Sáber, A.N. Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro. Tese de Livre-Docência. FFLCH-USP, S. Paulo, 1965.

Almeida, F.F.M. de. Traços gerais da geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In; Almeida F.F.M. de & Lima, M.A. de. Planalto Centro-ocidental e pantanal mato-grossense: guia de excursão n. 1, realizada por ocasião do 180. Congresso Internacional de Geografia. Rio de Janeiro. CNG, 1959, 170p., p.7-65.

Barbosa, G.V.; Silva, T.C.da; Natali Filho, T; Del’Arco, D.M.; Costa, R.C.R. da. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RadamBrasil. Boletim Técnico, Série Geomorfologia. Salvador n. 1, p. 187, out. 1984.

Basenina, N.V.; Trescov, A.A. Geomorphologische Kartierung des Gebirgsreliefs im Masstab 1:200000 auf Grund einer Morphostrukturanalyses. Zeithscrift für Geomorphologie, Band 16, Heft 2, p. 125-138, 1972.

Basenina, N.V.; Aristarchova, L.B; Lukasov, A.A. Methopden zur Analyse der Morphostrukturen auf Grund vorliegender Karten und Luftbildaufnahmen. In. Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung. Dirigido por J. Demek, pl. 131-151. Ferdinand Hirt, Wien, 1976.

Cailleux, A. & Tricart, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. Annales de Géographie. N. 3490, LXXV, année, p. 162-185, 1956.

- Casseti, V. & Nascimento, M.A.L.S. A importância da geomorfologia nos estudos de risco urbano: o caso de Goiânia. Anais do IV Simpósio de Geografia Física Aplicada, Porto Alegre, p. 374-81, 1991.
- Demek, J. Generalization of geomorphological maps. In Progress Made in Geomorphological Mapping. Brno, 35-66, 1967.
- Demek, J. (Editor). Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Ferdinand Hirt. Wien, 1976.
- Fairbridge, R.W. The encyclopedia of geomorphology. New York: Reinhold Book, 1968, v.2,
- Gerasimov, I.P. & Mescherikov, J.A. Morphostructure. In The encyclopedia of geomorphology. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York: Reinhold Book Co., 1968
- IBGE, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual Técnico de Geomorfologia (Coord. Bernardo de Almeida Nunes et al). Série Manuais Técnicos em Geociências. Número 5, R. de Janeiro, 1995.
- Klimazewski, M. (Editor). Problems of geomorphological mapping. Data of the International Conference of the Subcommittee on Geomorphological Mapping. Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences. Warsaw, 1963.
- Kügler, H. Zur Aufgaben der geomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen, V. 120, n. 2, p. 154-160, 1976.
- Mamede, L.; Ross, J.L.S.; Santos, L.M. dos; Nascimento, M.A.L.S. do. Geomorfologia. Folha SE.22, Goiânia. Projeto Radambrasil, MME, R. de Janeiro, 1983.
- Mescerjakov, J.P. Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. Annales de Geographie, 77, n. 423, p. 538-552, Paris, 1968.
- Nascimento, M.A.L.S. do & Casseti, V. Carta geomorfológica do município de Goiânia. In: Carta de Risco do Município de Goiânia. IPLAN/IBGE/UFG, Goiânia, 1991.
- Penck, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. Stuttgart: J.Engelhorn's Nachf, 1924
- Ross, J. Geomorfologia ambiente e planejamento. S. Paulo: Contexto, 1990, 85p.
- Ross, J. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Rev. Geografia. São Paulo, IG-USP, 1992
- Tominaga, L.K. Análise morfodinâmica das vertentes da Serra do Juqueriquerê em São Sebastião-SP. Dissertação de Mestrado – FFLCH-USP, S. Paulo, 2000.
- Tricart, J. Principes et méthodes de la geomorphologie. Paris: Masson Ed., 1965, 201p.

Tricart, J. Géomorphologie applicable. Paris:Masson, 1978, 204 p.

Geomorfologia e paisagem

6. Geomorfologia e o estudo da paisagem

6.1. Subsídios geomorfológicos ao estudo da paisagem

6.1.1. Exemplo de compartimentação do relevo no processo de estruturação da paisagem

Resgatar o conceito de paisagem em geografia física e seu significado metodológico ao estudo integrado.

6. Geomorfologia e o estudo da paisagem

O conceito científico de paisagem “abrange uma realidade que reflete as profundas relações, freqüentemente não visíveis, entre seus elementos” (Tricart, 1978), diferindo da noção de paisagem no senso comum, que permanece puramente descritiva e vaga, referindo-se a conteúdo emotivo, estético, intrinsecamente subjetivo ao próprio fato. O conceito proposto por Deffontaine (1973) reforça essa abrangência, ultrapassando o suposto limite da aparência, assim definindo: “a paisagem é uma porção do espaço perceptível a um observador onde se inscreve uma combinação de fatos visíveis e de ações das quais, num dado momento, só percebemos o resultado global”. Para este autor, o estudo da paisagem, fisionômica e qualitativa, é o ponto de partida para a análise dos fatos numa perspectiva sistêmica, assimilando-a a uma “unidade territorial”. Troll (1950) sintetiza a paisagem como uma combinação dinâmica dos elementos físicos e humanos, conferindo ao território uma fisionomia própria, com habitual repetição de determinados traços.

Enquanto na língua inglesa o termo paisagem (*Landscape*) não tem significado científico particular, em alemão, ao contrário, *Landschaft* é um termo erudito utilizado principalmente pelos geógrafos (Tricart, 1978).

O conceito de paisagem (*Landschaft*) surge na segunda metade do Século XIX com os geógrafos físicos alemães, na mesma época em que W.M .Davis publicava os principais elementos de sua teoria. A partir do século XX o termo passa a ser utilizado de forma corriqueira entre os geógrafos alemães para designar aspectos concretos da realidade geográfica.

Dentre os precursores dos estudos integrados da paisagem destacam-se Passarge (1912, 1922), que utilizou pela primeira vez o conceito de “fisiologia da paisagem”; Tüxen (1931, 1932), que se apropriou de uma abordagem geossistêmica no estudo de paisagem, até então não incorporada a essa noção; Büdell (1948, 1963), que através das relações climatogenéticas consolidou os estudos de geoecologia e ordenação ambiental do espaço; Kalesnik (1958), que propôs metodologia para o estudo integrado da *Landschaft*- esfera (integridade da *Landschaft*- esfera, processos circulares da matéria, transformações rítmicas, zonalidade e continuidade da evolução), além de outros.

A discussão entre paisagem e ecologia estimulada por Tricart (1979) resgata o trabalho de Deffontaine (1973) que se manifesta numa abordagem sistêmica. Para o autor, paisagem e ecossistema, tratam de “naturezas” diferentes¹ : “paisagem é originalmente um ser lógico espacial, concreto; apenas tardiamente ela adquiriu a dimensão lógica de um sistema”. Ao contrário, o ecossistema é, desde seu nascimento, um componente lógico, caracterizado por uma estrutura de sistema, que por não ter dimensão e não ser espacializado, não é concretamente materializável.

A “ecologia da paisagem” surge com Neef (1967) na Sociedade Geográfica da República Democrática Alemã, dando ênfase aos estudos biogeográficos. “O estudo prossegue segundo uma pesquisa de caráter ecológico, que é ao mesmo tempo um estudo de dinâmica das paisagens, no sentido em que visa determinar o funcionamento do ecossistema, como fazem tradicionalmente os ecologistas, mas localizando cuidadosamente sobre o transeto, portanto sobre o espaço, todos os fluxos encontrados e a localização dos estoques de elementos estudados” (Tricart, 1979). Nessa linhagem destaca-se o trabalho de G. Bertrand (1975), apoiado na teoria biorresistásica de H. Erhart (1956). Bertrand (1968, p. 249) entende que “o conceito de ‘paisagem’ ficou quase estranho à geografia física moderna e não tem suscitado nenhum estudo adequado”. Alia-se às relações entre o potencial ecológico, exploração biológica e a ação humana na caracterização da paisagem global. Como referenciais básicos destacam-se os trabalhos de Erhart (1956), representados pela teoria biorresistásica e suas derivações, a exemplo do balanço denudacional de Jahn (1954), ampliado por Tricart (1957), incorporando o conceito de “balanço morfogenético” que culmina no estabelecimento dos diferentes “meios”, considerando a dinâmica da paisagem, como sistema de classificação (Tricart, 1977).

O estudo da paisagem numa abordagem biofísica foi desenvolvido por Huggett (1995), retomando alguns conceitos desenvolvidos por Mattson (1938), expresso através de interessante esquema referente à

interpenetração das esferas terrestres (Fig. 6. 1), utilizando-se de uma perspectiva sistêmica. O autor preocupa-se com a sistematização das relações processuais que culminam no conceito de “geoecologia”.

Introdução ao Geoecossistema

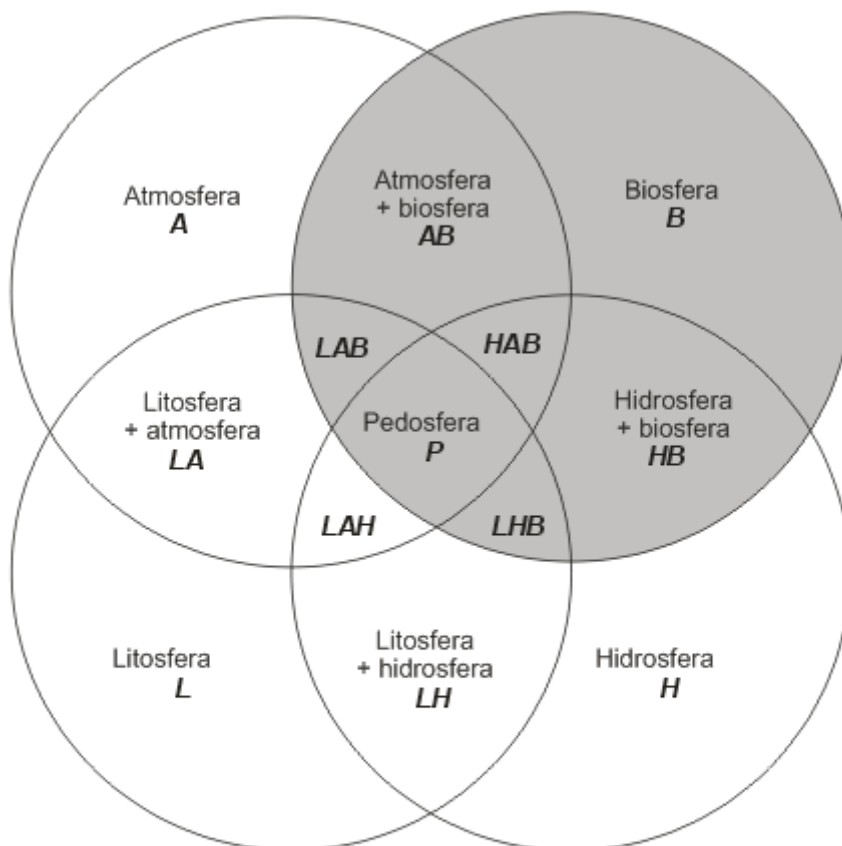


Fig. 6.1 - Esfera Terrestre e suas interações na visão de Sante Mattson (1938). LA, deserto; AB, espaço aereo entre plantas, Hb, represa, lago; LH, areia ou argila em condições estereis; LAB, depósitos; HAB, solos organicos e liteira florestal; LHB, solos e lagos profundos; LAH, solos salinos. Huggett. 1995.

Desde os tempos em que os geógrafos conseguiram explicar a gênese da paisagem, fizeram dela um domínio especializado (Juillard, 1965). Contudo, os avanços epistemológicos fundamentados numa perspectiva crítica valorizaram o conceito de “espaço” em detrimento ao de “paisagem”, partindo do princípio de que “paisagem é o conjunto de formas que, num dado momento, exprimem as heranças que representam as sucessivas relações localizadas entre homem e natureza. Santos (1996, p. 83), ao evidenciar a abrangência do significado de espaço como objeto de estudo da geografia, em detrimento da noção de paisagem, enfatiza que “a paisagem é apenas a porção da configuração territorial que é possível abarcar com a visão”, sendo portanto “um sistema material e, nessa condição, relativamente imutável; o espaço é um sistema de valores, que se transforma permanentemente (...) o espaço são essas formas mais a vida que as anima”.

Avalia-se que os avanços metodológicos proporcionados pelo conceito de paisagem, registrados ao longo do tempo, possibilitaram a análise integrada dos componentes biofísicos e socioeconômicos, denominada de “estruturação da paisagem”, importante instrumental no processo da compartimentação. O resgate conceitual inserido na noção de estruturação da paisagem, surgido nos últimos anos, parte do interesse direto da Geografia Física na busca de alternativas metodológicas. Dentre os estudos referentes à estruturação da paisagem no Brasil, destacam-se os de Mattos (1959), para a região da Baixa Mogiana; de Monteiro (1962), para o Baixo São Francisco; de Abreu (1973), para o Médio Vale do Jaguari-Mirim, dentre outros, que procuram oferecer subsídios à compartimentação, baseados nas teses oferecidas pela geomorfologia ou pela climatologia.

Os avanços, embora incipientes, dos estudos de paisagem, enfrentam a pecha “mecanicista” atribuída pelos epistemologistas críticos. Bertrand (1968, p. 250), ao refutar as críticas, procura encerrar a discussão

conceituando paisagem como “determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, bióticos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da mesma um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução”.

A preocupação com as variáveis que integram a natureza, bem como com os resultados da apropriação desta pelo homem, tem cada vez mais merecido atenção dos estudiosos, partindo do princípio de que o ambiente deve ser entendido na sua integridade. A visão holística da natureza tem sido uma preocupação histórica, sobretudo entre os biogeógrafos.

Importante iniciativa, como a registrada no Simpósio de *Landschaftssynthese*, organizado por H. Richter & G. Schönfelder, em 1985, na Universität Halle-Wittenberg, República Democrática Alemã, merece destaque por contribuir para a retomada do conceito de paisagem. A *Landscape Synthesis* tem proporcionado novas discussões, voltadas principalmente às questões de natureza ambiental. Trabalhos como o de Lopez & Lopez (1986) sugerem o estudo da *functional-morphological*² como fator de compartimentação da paisagem geográfica. Após apresentarem, de forma rápida, a histórica separação entre processo e forma, enquanto critério de demarcação da paisagem, consideram a variável “relevo” como importante subsídio para o estudo da paisagem. Para a individualização da paisagem ressaltam aspectos da estrutura e composição (energia, matéria, vida, espaço e tempo), e do funcionamento (leis físico-químicas, atividades das plantas no meio abiótico, atividades instintivas dos animais e formas de apropriação pelo homem). Destacam ainda as características intrínsecas dos elementos da paisagem como componentes da análise: natureza da rocha, clima, poder orogênico, vida das plantas, dos animais e dos homens, evidenciando os efeitos antropogênicos nas transformações da natureza, na perspectiva de tempo histórico. Também Tricart (1979) trata o relevo como um elemento importante da paisagem. Observa que na América do Sul normalmente os tipos de meio natural encontram-se associados à noção de relevo e vegetação, e em torno desses dois elementos nodais, uma série de implicações são dirigidas ao clima, aos solos e à inserção do homem no meio ambiente.

O conceito de paisagem, como fator de integração de parâmetros físicos, bióticos e socioeconômicos, tem sido utilizado em estudos de impactos ambientais em diferentes empreendimentos, com importantes resultados, o que leva necessariamente ao reconhecimento da vulnerabilidade e potencialidade da natureza, segundo os diferentes táxons. Busca-se portanto, a compreensão integrada dos componentes da análise. O conceito de “vulnerabilidade” volta-se aos fatores de natureza física e biótica, considerando a suscetibilidade dos referidos parâmetros em função do uso e ocupação, enquanto o de “potencialidade”, na perspectiva de Becker & Egler (1997), refere-se às condições de desenvolvimento humano em suas diferentes dimensões (potencial natural, potencial humano, potencial produtivo e potencial institucional).

Com base no tratamento dado por diversos autores para o problema, a partir da integração das informações produzidas, procura-se apresentar uma síntese da estruturação da paisagem, utilizando-se do conceito de Dollfus (1972), sintetizando o número de arranjo entre as variáveis naturais (físicas e bióticas) e as alterações humanas. Com o objetivo de se promover a integração prevista, subsidiada pelos compartimentos geomorfológicos, busca-se a compreensão da paisagem em sua integridade.

Como forma de se ressaltar o significado do relevo na abordagem do estudo da paisagem serão analisadas as variáveis que refletem diretamente nas relações socioeconômicas, considerando a vulnerabilidade dos componentes temáticos, físico e biótico, para em seguida integrá-los na perspectiva de Schmithüsen (1970), segundo a qual “se quisermos compreender a ação do homem, não devemos separar a sociedade do meio ambiente que o rodeia”.

6.1. Subsídios geomorfológicos ao estudo da paisagem

Por resultar da combinação de diferentes componentes da natureza, o relevo é um importante recurso para a delimitação das paisagens, ao mesmo tempo em que quase sempre condiciona a forma de uso e ocupação do solo. Não se desconsidera aqui a apropriação tecnológica como componente de superação de eventuais obstáculos.

Considerando pelo menos três situações particulares, o significado do relevo na delimitação da paisagem pode ser justificado da seguinte forma:

- Relações de forças contrárias. O relevo, decorrente do jogo de forças internas e externas, leva à interpenetração de formas. Assim sendo, considerando as escalas temporais e espaciais, ora o relevo pode expressar mais as influências estruturais, ora os efeitos morfoclimáticos, ou ainda ambos, simultaneamente. A Chapada dos Veadeiros, em Goiás, se constitui num bom exemplo dessas combinações: enquanto os topos pediplanados, tanto da cimeira regional (1.300 m) quanto intermontano (1.000 a 1.100 m), representam efeitos associados a processos morfogenéticos secos, registrados provavelmente no Terciário³, a extensa zona dissecada por processos morfogenéticos úmidos, correspondentes a períodos intermediários, reflete os efeitos da resistência litológica e das implicações estruturais, aliadas à tectônica proterozóica. Ao mesmo tempo em que se registram extensões consideráveis de superfícies erosivas conservadas (pediplanos) que cortam resistências litológicas variadas, em posições topográficas distintas, tem-se também sinclinais alçadas, cornijas

estruturais, além de uma rede hidrográfica vinculada a processo de fraturamento, com direção geral NE e NW. Há, portanto, importante combinação de formas aliadas a fatores diferenciados, que ainda preservam a história geológica e climática, sobretudo pós-cretácica, ou mais especificamente, pós-oligocênica. O relevo acaba se constituindo no resultado dessas forças contrárias, razão pela qual se reveste de importância enquanto subsídio para a demarcação de diferenças morfológicas, com diferenças pedológicas e conseqüentemente relativas ao uso e ocupação do solo, numa perspectiva "possibilista";

- Relações morfopedológicas. Muitos trabalhos têm demonstrado estreita relação entre a disposição do relevo e os solos resultantes, o que tem cada vez mais consolidado a morfopedologia enquanto disciplina, a exemplo do trabalho desenvolvido por Gerrard (1992). Enquanto nas áreas planas predominam os latossolos, portadores de alto desenvolvimento físico, nas áreas movimentadas prevalecem solos caracterizados por horizonte B incipiente ou simplesmente Solos Litólicos (Neossolos). O caráter edáfico, sobretudo nos solos autóctones, pode estar relacionado à estrutura subjacente, a exemplo dos Latossolos Vermelho-Escuros ou Roxos, geralmente associados a rochas básicas ou ultrabásicas, enquanto os Latossolos Vermelho-Amarelos quase sempre se associam às rochas ácidas (menor teor de ferro). Essa relação chega a exercer uma certa correspondência quanto à troca de bases: solos eutróficos, com troca de bases superior a 50%, considerados de fertilidade natural, e solos distróficos, com troca de bases inferior a 50%. Da morfologia representada por superfícies aplainadas, ou mesmo tabulares, para o domínio de formas aguçadas, registra-se a seguinte situação quanto ao desenvolvimento físico dos solos: Latossolos (Bw), Podzólicos ou Brunizéns (Bt), Cambissolos (B incipiente) e Solos Litólicos. Essa relação encontra-se, via de regra, determinada pelo balanço entre morfogênese e pedogênese, pois, enquanto em áreas tabulares prevalece a componente perpendicular (infiltração), nas fortemente dissecadas predomina a paralela (escoamento), numa estreita relação de tendência crescente com a declividade. Tais parâmetros oferecem sustentação ao processo de apropriação do relevo, insistindo na perspectiva possibilista;

- Relações antropomorfológicas. O processo de apropriação do relevo seja como suporte ou como recurso, vincula-se ao comportamento da morfologia e às condições pedológicas. Exemplo disso são as superfícies pediplanadas, superfícies erosivas tabulares e superfícies estruturais tabulares do sudoeste goiano, onde se registram manchas expressivas de Latossolos Roxos ou Latossolos Vermelho-Escuros, associadas ao desenvolvimento de cultivos. A tendência de uma apropriação induzida de espaços portadores de potencialidades naturais⁴ ocorre principalmente em áreas de expansão de fronteira, como na região de Alta Floresta, norte do Estado do Mato Grosso, onde se constata significativa ocupação, principalmente voltada à pecuária. O compartimento ou unidade geomorfológica regional acha-se individualizado pela Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional (Melo & Franco, 1980), caracterizado por processo de pediplanação intermontana, representado pelos Podzólicos Vermelho-Amarelos distróficos, com domínio de pastagens. Já, nas áreas fortemente dissecadas, como aquelas associadas às bordas do *graben* do Cachimbo, caracterizadas por extensa zona de cisalhamento (ortoarenitos do Grupo Beneficente), a ocupação é restrita, prevalecendo o domínio da Floresta Ombrófila. Tal relação não se dá de forma determinística, partindo do princípio de que a disponibilidade tecnológica, aliada à força do capital, seja capaz de superar eventuais obstáculos morfológicos. Como exemplo pode-se ressaltar a ocupação de antigos mangues em litorais mais adensados populacionalmente, ou mesmo de antigas planícies aluviais, como a Vila Roriz em Goiânia (Cunha, 2.000), hoje topograficamente alçada por depósitos tecnogênicos, responsáveis pelo alto custo socioambiental.

Não serão consideradas aqui relações entre famílias de formas e implicações estruturais, embora reconhecendo a existência de reflexos tectônicos e paleoclimáticos na morfologia atual. Com o intuito de reforçar o argumento do significado do relevo na delimitação da paisagem, apresenta-se, a título de exemplo de relação abiótica, correspondência entre a disposição morfológica e as características pedogênicas, independentemente do comportamento estrutural (Fig. 6.2) .

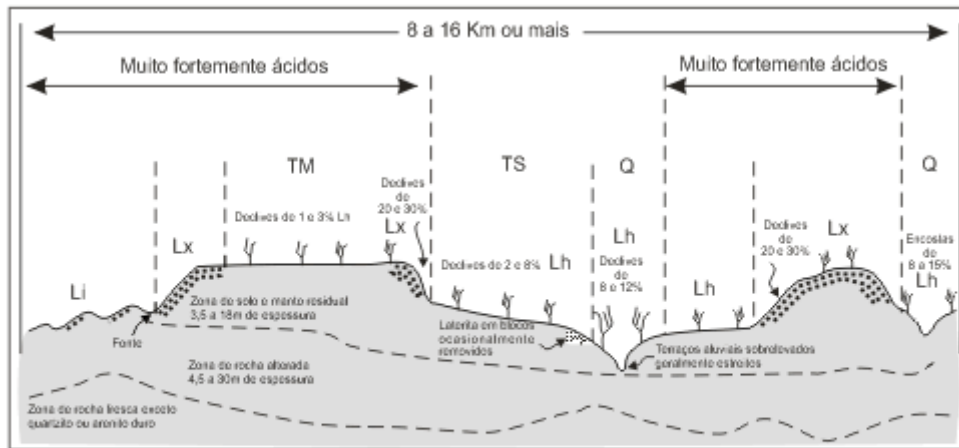


Fig. 6.2 - Seção transversal hipotética da região de cerrados no Planalto de Brasília, mostrando a distribuição dos solos pela superfície de erosão (adaptado de Belcher et al, 1956): TM: Terciário médio; TS: Terciário superior; Q: Quaternário; Li: Litossolos com cascalho de concreções ferruginosas; Lx: Lixossolos concrecionários com laterita nas bordas; Lh: Latossolos húmicos.

Fonte: J. P. Queiroz Neto (1982).

Enquanto nas superfícies pediplanadas ou superfícies erosivas tabulares, associadas aos processos relacionados ao Terciário Médio, prevalecem os Latossolos “húmicos” (Fig. 6.2), nas rupturas de declive, periféricas ao pediplano, ou recobrando as colinas convexas, registra-se a presença dos “Lixossolos” concrecionários com laterita, os quais dão sustentação ou preservam as formas que foram elaboradas em condições morfogenéticas secas. Nos compartimentos embutidos, relacionados a processo de pediplanação intermontana do Terciário Superior, reaparecem os latossolos húmicos, enquanto nas áreas mais dissecadas, como na porção inicial do perfil, predominam os litossolos. Assim, pode-se estabelecer uma estreita correspondência entre a disposição do relevo e o desenvolvimento físico dos solos relacionados ao jogo das componentes perpendicular e paralela. Enquanto nas formas tabulares predomina a componente perpendicular, que representa infiltração, aumento de intemperização e espessamento dos horizontes pedogênicos (balanço morfogenético negativo), nas formas aguçadas, em seções de forte dissecação, tem-se o desenvolvimento da componente paralela, com balanço morfogenético positivo, respondendo pelo adelgaçamento do horizonte pedogênico.

Gerrard (1992) mostra, através de modelo hipotético de nove unidades de uma vertente, adaptado de Dalrymple et al (1968), as relações morfopedológicas (Fig. 6.3).

Duas dimensões dos sistemas solo-paisagem

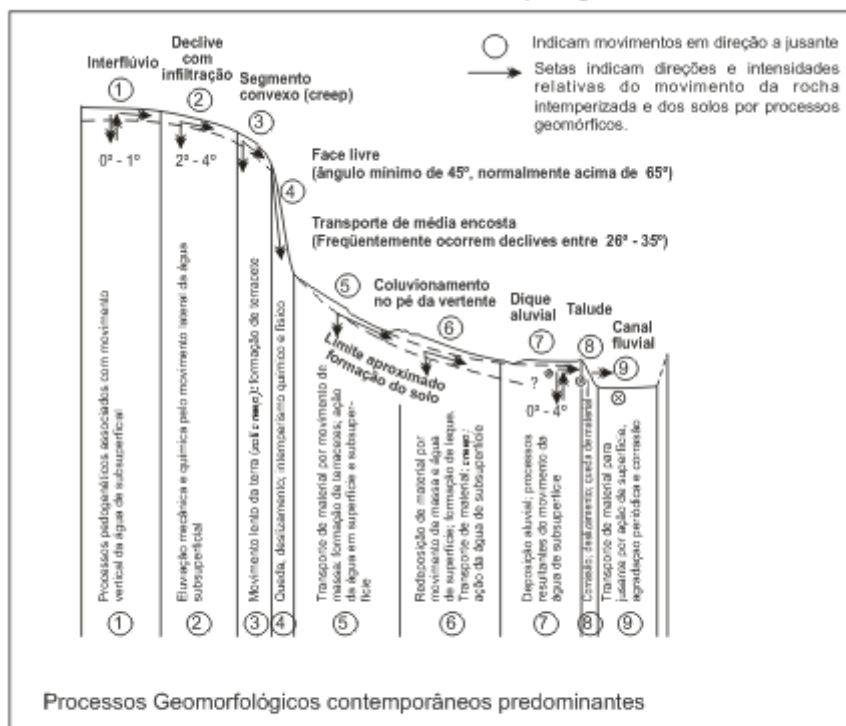


Fig. 6.3 - Nove seções hipotéticas em um modelo de vertente (Dalrymple et al, 1968) associadas a processos geomorfológicos dominantes.

Fonte: Gerrard, 1992.

O exemplo contribui para a justificativa do significado do relevo como subsídio à demarcação das unidades territoriais que caracterizam as paisagens diferenciadas, ressaltando a necessidade de se levar em consideração os parâmetros lembrados por Lopes & Lopez (1986): estrutura e composição (energia, matéria, vida, espaço e tempo) e funcionamento (leis físico-químicas, atividade das plantas, dos animais e principalmente a ação do homem).

Apresenta-se a seguir, exemplo de compartimentação realizada em dois níveis taxonômicos, com vistas à integração dos componentes da paisagem, em estudo de impacto ambiental em área de aproveitamento hidrelétrico, tendo o relevo como subsídio demarcatório da superposição de componentes abióticos e bióticos, possibilitando o uso diferencial dos recursos. Retoma-se aqui o conceito de "georrelevo" proposto por Kügler (1976), tomando-o como referencial tanto das relações geológicas quanto sociorreprodutoras.

6.1.1. Exemplo de compartimentação do relevo no processo de estruturação da paisagem

Apresenta-se a seguir, exemplo prático de trabalho em que foram utilizados os compartimentos geomorfológicos para a estruturação da paisagem, na bacia do rio Carinhanha (divisa MG/BA).

Com relação à caracterização da bacia hidrográfica do rio Carinhanha (divisa entre os Estados de Minas Gerais e Bahia), entendida como área de influência indireta para três aproveitamentos hidrelétricos, foram considerados dois grandes compartimentos, correspondentes ao quarto táxon:

- Chapadas do Carinhanha: extensões elevadas representadas por topos pediplanados (superfícies pediplanadas e superfícies erosivas tabulares), contínuos (800 a 810 m), e por estruturas ou formas residuais;
- Vão do Carinhanha: área rebaixada, dissecada em amplos topos interfluviais, ainda preservando marcas da pediplanação intermontana (650 a 700 m) e com grande quantidade de veredas (Tab. 6.4).

O compartimento "Chapadas do Carinhanha" é constituído pelas feições geomorfológicas correspondentes a topos de cimeira e escarpas estruturais, enquanto o Vão do Carinhanha apresenta três feições características: rampas pedimentadas, topos interfluviais e fundo de vale.

As feições do compartimento geomorfológico das Chapadas do Carinhanha foram assim caracterizadas:

- Topos de Cimeira: representados por superfície pediplanada com coberturas detrito-lateríticas terciárias e superfícies erosivas tabulares sobre seqüências areníticas concordantes da Formação Urucuia. Prevaecem Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos e concreções ferralíticas. Os parâmetros climáticos foram generalizados para a região, dada a inexistência de estações meteorológicas nos compartimentos distintos. Contudo, as condições fitofisionômicas evidenciam diferenças paramétricas em função das particularidades hidropedológicas. A fauna, embora não se restrinja exclusivamente a um determinado compartimento, tem frequência de espécies diferenciadas nos diferentes *habitats*: Mocó (*Kerodon rupestris*), guará (*Chrysocyon brachyurus*), veado-catingueiro (*Ozotocercus bezoarticus*) dentre outras nos topos pediplanados e espécies da família *Ardeidae* (garça-branca) e caititu (*Tayassu tajacu*) no “Vão do Carinhanha” (Tab. 6.1). A flora, no pediplano de cimeira é representada por espécies do Cerrado típico com pelo menos dois estratos. Na mesma unidade territorial o uso de solo encontra-se associado à pecuária e a cultivos cíclicos, como na Chapada dos Gaúchos (Fig 6.4).

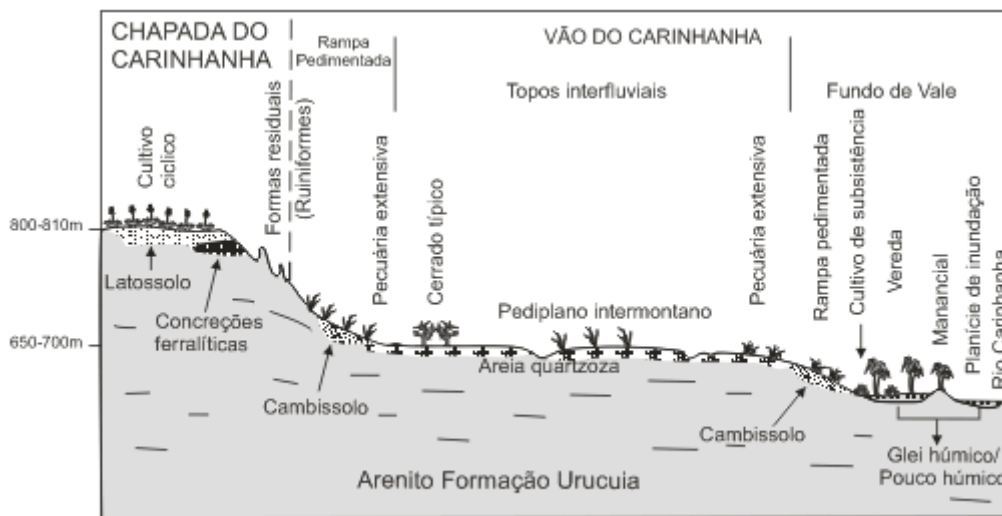


Fig.6.4 - Compartimentação sub-regional da Paisagem - Rio Carinhanha-MG-BA.

- As escarpas estruturais, mantidas por arenitos da Formação Urucuia, apresentam-se dotadas de cornijas estruturais, com ou sem coroamento concrecionário, além de estruturas ruiformes. Os solos acham-se individualizados pelos Solos Litólicos e Cambissolos álicos, ambos distróficos. Quanto à cobertura vegetal registra-se a presença do Cerrado ralo que, embora pouco ocupado, prevalecem as pastagens.

No segundo compartimento, denominado “Vão do Carinhanha”, as feições foram assim caracterizadas com vistas à estruturação da paisagem:

- Morfologia associada aos pedimentos detríticos, identificada por vertentes suavemente côncavas (*debris slope*), correspondentes à faixa de interseção entre as escarpas estruturais e os topos interfluviais do vão. As vertentes encontram-se caracterizadas por colúvios pedogenizados com fragmentos de rochas desagregadas, inumando paleopavimentos detríticos, associados a recuo paralelo das vertentes por ocasião dos climas secos pleistocênicos. Os pedimentos recobrem arenitos da Formação Urucuia. Quanto aos solos, predominam as Areias Quartzosas distróficas e álicas, com ocorrências secundárias dos Cambissolos álicos. Trata-se de áreas apropriadas à pecuária extensiva, representadas por pastagens naturais;
- Os topos interfluviais são caracterizados por remanescentes de superfícies de aplainamento intermontano e vertentes dissecadas, suavemente convexas, ligadas aos processos denudacionais pleisto-holocênicos, comandados pela drenagem. Mais uma vez prevalece as Areias Quartzosas álicas e distróficas, com presença de concreções ferralíticas provenientes da desagregação de couraças que preservam o testemunho de cimeira. A flora é representada por cerrado típico, com domínio de pastagens naturais ocupadas pela pecuária extensiva.
- Nos fundos de vales as seqüências silto-argilosas da Formação Urucuia resultam de processo de acumulação alúvio-coluvial, tanto ao longo das superfícies alveolares das planícies fluviais quanto na sucessão de veredas. Predominam solos hidromórficos, do tipo Glei Húmico e pouco Húmico e localmente solos turfosos (Organossolos). A presença de água condiciona a individualização das feições morfológicas em termos de uso e ocupação, refletindo nas particularidades bióticas. A frequência de espécies faunísticas foi considerada anteriormente. O uso é caracterizado pela pecuária extensiva e cultivos de subsistência, principalmente nas veredas.

Tabela 6.1 . Estruturação da paisagem – Bacia do rio Carinhonha-MG/BA

Estruturação da Paisagem - Bacia do rio Carinhonha-MG/BA												
Compartimentação Geomorfológica	Geologia	Geomorfologia (feições)	Pedologia	Clima	Fauna	Flora	Uso do solo					
Chapadas do Carinhonha	Pediplano de cimeira	Superfície de aplainamento	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico. Presença de concreções ferruginosas	Clima subtúmido, precipitação anual 900-1.000mm, evapotranspiração potencial 1.240mm, excedente hídrico 50mm, deficiência hídrica 360mm. Período seco 5 meses (maio/setembro)	Mocó (<i>Kemodon rupestris</i>), guará (<i>Chrysocyon brachyurus</i>), veado-catingueiro (<i>Ozotoceros bezoardus</i>), saiaú (<i>Prochimys longicaudatus</i>), tamanduá-bandeira (<i>Myecophilaga tridactyla</i>), além do domínio da avifauna representada pela família dos <i>Psittacidae</i> .	Cerrado típico, com estrutura superior representada pelo pequizeiro, faveira, coriola. Estrato inferior pelo pau d'óleo-do-cerrado, mandioca-brava. Inferior: gramíneas do gênero <i>Melinis</i> , <i>Paspalum</i> , <i>Aristida Cyperes</i> , dentre outras	Pecuária e cultivos cíclicos, como na Chapada dos Gaúchos					
			Cambissolo alíco e Solos litólicos distróicos subordinados									
Vão do Carinhonha	Escarpas estruturais	Comija estrutural, estrutura ruíniforme	Clima subtúmido, precipitação anual 900-1.000mm, evapotranspiração potencial 1.240mm, excedente hídrico 50mm, deficiência hídrica 360mm. Período seco 5 meses (maio/setembro)	Mocó (<i>Kemodon rupestris</i>), guará (<i>Chrysocyon brachyurus</i>), veado-catingueiro (<i>Ozotoceros bezoardus</i>), saiaú (<i>Prochimys longicaudatus</i>), tamanduá-bandeira (<i>Myecophilaga tridactyla</i>), além do domínio da avifauna representada pela família dos <i>Psittacidae</i> .	Família <i>Ardeidae</i> (garça-branca), <i>Psittacidae</i> (<i>Caninde, maracanã</i>) e <i>caitu</i> (<i>Tayassu tajacu</i>)	Cerrado típico, com estrutura superior representada pelo pequizeiro, faveira, coriola. Estrato inferior pelo pau d'óleo-do-cerrado, mandioca-brava. Inferior: gramíneas do gênero <i>Melinis</i> , <i>Paspalum</i> , <i>Aristida Cyperes</i> , dentre outras	Pecuária extensiva (pastos naturais)					
								Pedimentos detritos	Arenitas da Formação Unucua	Processo de pediplano intermontano e processo de dissecação comandado pelo sistema hidrográfico	Alicia Quartzosa com presença restrita de concreções ferráticas	Pecuária extensiva (pastos naturais), presença do povoado do Gibão
Fundos de Vale	Seqüência siltó-argilosa da Formação Unucua	Processo de acumulação sedimentar (aluvio-coluvial) em condição de hidromorfismo (planícies de inundação e "veredas")	Solos hidromórficos do tipo Glei Húmico e pouco Húmico, com ocorrência de solos turfosos									

Numa escala maior, correspondente ao quinto táxon geomorfológico, a área diretamente afetada pelo empreendimento é individualizada pelas feições que integram os fundos de vales (Tab. 6.2), avaliadas em função dos padrões de formas dominantes (tipos de vertentes): rampas pedimentadas, veredas conectadas e desconectadas da planície de inundação.

- As rampas pedimentadas são formadas por colúvios provenientes do retrabalhamento de escarpas, hoje pedogenizados, sotopondo paleopavimentos detriticos associados à última fase climática seca do Pleistoceno (

Würm). Representam as baixas vertentes onde as Areias Quartzosas álicas e distróficas, e os Cambissolos distróficos favorecem a pecuária extensiva (Fig. 6.5) .

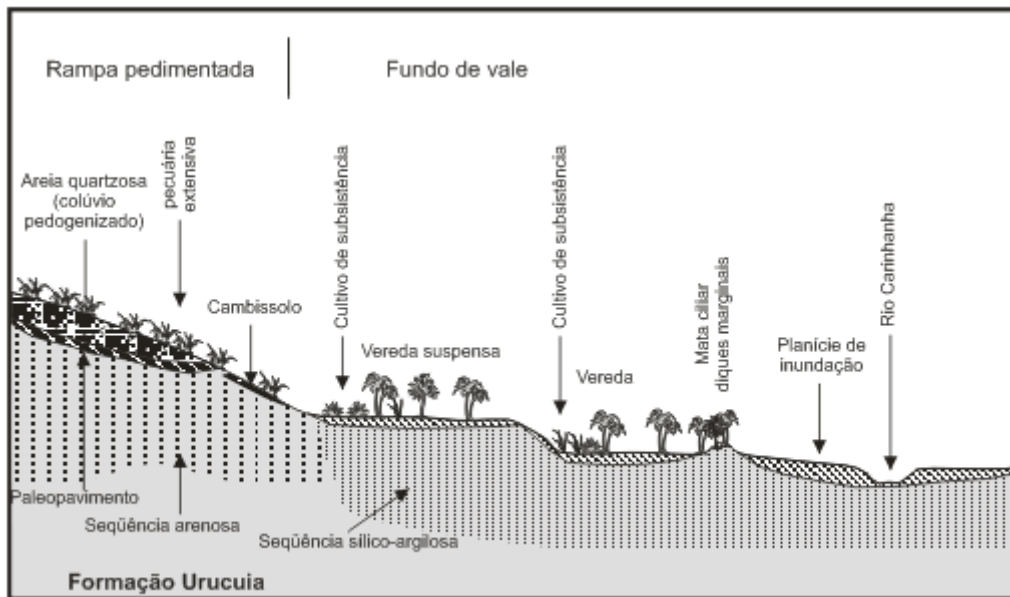


Fig. 6.5 - Compartimentação local da paisagem - Rio Carinhanha - MG-BA.

- As veredas desconectadas das planícies aluviais atuais comportam-se como depressões relativas, em posição mais elevada em relação às veredas conectadas que vinculam-se diretamente ao nível de base local. Essa pequena diferença parece estar relacionada a um possível ajustamento tectônico que teria acontecido entre a última fase climática úmida do Pleistoceno (*Riss-Würm*) e a atual (Holoceno). As veredas denominadas de desconectadas encontram-se instaladas em sedimentos silto-argilosos da Formação Urucuia, internamente inundadas por depósitos alúvio-colúviais, pedologicamente caracterizadas pelo Glei Húmico ou pouco Húmico, com ocorrência mais restrita de solos Turfosos (Organossolos). A vegetação encontra-se ligada ao ambiente hidromórfico, marcada por buritizais; a ocupação é marcada pela pecuária extensiva e cultivos de subsistência (Tab. 6.2).
- As veredas conectadas às planícies de inundação atuais, consideradas holocênicas, apresentam praticamente as mesmas características em relação às veredas desconectadas.

Com base em tais considerações, é nítida a correlação entre os componentes do meio físico, tendo como base os compartimentos definidos a partir de uma base geomorfológica.

Tabela 6.2 . Estruturação da paisagem no fundo de vale do rio Carinhanha – MG/BA

Compartimento geomorfológico	Geologia	Geomorfologia (feições)	Pedologia	Clima	Fauna	Flora	Uso do Solo
Fundo de vale	Rampa pedimentada	Arenito Urucua	Areia Quartzosa álico-distrófica e Cambissolos distróficos	Clima subúmido, precipitação anual 900-1.000 mm, evapotranspiração potencial 1.240 mm, excedente hídrico 50 mm, deficiência hídrica 360 mm. Período seco 5 meses (maio/setembro)	Avifauna famílias <i>Tyrannidae</i> (perdiç, codorna) e <i>Columbidae</i> (juriti-pupu). Em áreas antropizadas rolinha-caldo-de-feijão. <i>Tyrannidae</i> (guaravaca-de-barriga-amarela, ferreirinho-relógio. Ofídeos: <i>Liopis reginae</i> , <i>Psorophis tolet</i> . Peçonhentas: cascavel e jararaca. <i>Lacertílios</i> como teiú, lagartixa-preta e calango	Ao longo do Carinhonha: sambaíba, pau-terra, cajueiro, pequizeiro e sucupira-branca.	Pecuária extensiva
	Veredas desconectadas	Sedimentos silto-argilosos da Formação Urucua	Glei Húmico e pouco Húmico, com ocorrência restrita de solos Turfosos	Deposição aluvio-coluvial	Avifauna: <i>Aeréviidae</i> (garça-branca, socó) <i>Psittacidae</i> (canindé, maracanã-nobre, periquito-estrela). Peixes como dourado e curimba	Mata ciliar destacam-se sessenta-galha (<i>Hirtella</i> sp), Ingá-liso (<i>Inga</i> sp) e Cariperana (<i>Lecnia</i> sp). Veredas com buriti (<i>Mauritia flexuosa</i>), buritana, coqueiro-cabeçudo (<i>Butia</i> sp) Gramíneas como <i>Aristida</i> <i>Cyperes</i> , <i>Rhynchospora</i> , <i>Paspalum</i> , além de arbustos como <i>Melastomaceae</i> , <i>Lavoisiera</i> . Plantas anfibias como cruz-de-malta (<i>Ludwigia spp</i>), chapéu-de-couro e cebolinha (<i>Eriochanis spp</i>)	Pecuária extensiva, cultivos de subsistência (troças de milho, arroz, feijão e cana). Processo de dragagem em determinados locais
Veredas conectadas e planície de inundação		Deposição aluvial predominante					

É natural que a abordagem apresentada restrinja-se às correlações entre os parâmetros biofísicos e o uso e ocupação do solo, tendo como referência os compartimentos do relevo. Nesse primeiro nível da estruturação da paisagem obtém-se a sistematização ou estruturação dos componentes da análise, a partir do qual deverão ser apresentadas considerações relacionadas à dinâmica dos processos que permitem a classificação dos diferentes meios. Tais subsídios oferecem suporte ou indícios para a busca de explicações às formas de apropriação da natureza, das relações de produção e das forças produtivas, da inserção do lugar no contexto das redes globais, dentre outras temáticas de interesse geográfico. Portanto, a presente essa abordagem permite não só a compreensão da essência dos fenômenos como também do significado do lugar, oferecendo subsídios à proposta de alternativas de desenvolvimento fundamentadas em práticas sustentáveis.

Notas de Rodapé

“Ecosistema, termo proposto por Tansley (1934), é um conjunto constituído por um grupo de seres vivos de diversas espécies, e por seu meio natural, conjunto que é estruturado pelas interações que esses seres vivos exercem uns sobre os outros e que existem entre eles e seu meio”. Para Tricart (1979), “enquanto os geógrafos se preocupam com o ambiente ecológico, os ecologistas estudavam sobretudo as estruturas das biocenoses e a fisiologia da adaptação dos seres vivos a seu ambiente”.

“Nós definimos a paisagem individual como uma entidade morfológica-funcional, com uma célula somente ou com muitas células, feitas de elementos, fatores e fenômenos. Ela é formada basicamente por um determinado poder, um espaço definido e um certo tempo de vida” (Lopez & Lopez, 1986, p. 108).

Referem-se, respectivamente, às superfícies Pós-Gondwânica e Sul-Americana propostas por King (1956) para o Brasil Oriental, e adaptadas para o Centro-Oeste por Braun (1971).

Por espaços portadores de potencialidades naturais entende-se aqueles de baixa restrição morfológica (topografia apropriada principalmente ao emprego de mecanização) ou caracterizado por fertilidade natural, empiricamente indicado pela tipologia da cobertura vegetal.

Referências bibliográficas

Abreu, A.A.. Estruturação de paisagens geográficas no Médio Vale do Jaguari-Mirim. Geomorfologia. S. Paulo, IGEOG-USP, (36):1-23, (37):1-66, (38):1-80, (39):1-24, 1973

Becker, B.; Egler, C.A.G. Detalhamento da metodologia para execução do zoneamento ecológico-econômico pelos estados da Amazônia Legal. MMARH-SAE-PR, Brasília, 1997.

Bertrand, G. Paysage et géographie physique globale: esquisse méthodologique. Rev.Géograph. Pyrénées et du Sud-Ouest, 39(3):249-272, Toulouse, 1968.

Bertrand, G. Ecologie d'un espace géographique. Lês géosystèmes du Valle de Prioro (Espagne du Nord-Ouest). L'Espace Géogr. N. 2, p. 113-128, 1972.

Braun, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil central. Rev.Bras.Geografia, R. de Janeiro, 33 (4):3-34, out./dez., 1971.

Büdel, J. Das system der klimatischen morphologie. Deutscher geographentag, Munique, 27(4):65-100, 1948.

----- Klima-genetische geomorphologie. Geographische Rundschau, Braunschweig, 15(7):269-285, 1963.

Casseti, V. Estrutura e gênese da compartimentação da paisagem de Serra Negra-MG. Coleção Teses Universitárias (11). Editora UFG, Goiânia, 1981.

Cunha, B.C.C. da. Impactos socioambientais decorrentes da ocupação da planície de inundação do ribeirão Anicuns: o caso da Vila Roriz. Dissertação de Mestrado. IESA-UFG, Goiânia, 2.000.

Dalrymple, J.B.; Blong, R.J.; Conacher, A.J. A hypothetical nine unit landsurface model. Zeitschrift für Geomorphologie, 12, 60-76, 1968.

Defontaine, J.P. Analyse du paysage et etude régionale des systèmes de production agricole. Economie Rurale n. 98, p. 3-13, 1973.

Dollfus, O. O espaço geográfico. São Paulo: Difusão Européia do Livro, 1972.

Erhart, H. La theorie bio-rexistasiqque et les problèmes biogéographiques et paleobiologiques. Soc.Biogeogr. França, CNRS (288):43-53, 1956.

- Gerrard, J. Soil geomorphology – na integration of pedology and geomorphology. London:Chapman & Hall, 1992, 269 p.
- Huggett, R.J. Geoecology. London: Routledge, 1995, 320 p.
- Janh, A. Denudational balance of slope. Geogr. Polonica, 1968.
- Juillard, E. A região: tentativa de definição. B. Geográfico. R. de Janeiro, 24(185):224-236, jan./fev., 1965
- Kalesnick, S.V. La géographie physique comme science et les lois geographiques générales de la terre. Na. Géographie. Paris, 67(363):385-403, sept/oct, 1958.
- King, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. Rev.Bras.Geogr., R. de Janeiro, 18 (2):3-121, abr./jun., 1956.
- Kügler, H. Zur Aufgabe der geomorphologischer Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geogr. Mitt, CXX, pp. 154-160.
- Lopez, S. & Lopes, M.L. The functional-morphological entity of the geographical landscape. In. Landscape Synthesis – Part I – Geoecological Foundations. International Symposiums d. Arbeitagr. Landschaftssynthese. Demokrat. Rep., Dessau. Hans Richter and Günther Schönfelder, 1985, p. 105-114.
- Mattos, D.L. Região da baixa Mogiana. Contribuição do estudo de geografia agrária do ponto de vista do uso da terra. Tese de doutorado. FFCEA da USP. S. Paulo, 1959.
- Melo, D.P. de & Franco, M. do S.M. Geomorfologia. Folha SC.21 Juruena. Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, 1980
- Monteiro, C.A. de F. Aspectos geográficos do baixo São Francisco. AGB, S. Paulo. Bol. Avulso n. 5, 1962.
- Neef, E. Entwicklung und Stand der landschaftsökogischen Forschung in der DDR. Probleme der landschaftsökologischen Erkundung. Geogr. Ges. DDR, Leipzig, p. 22-34, 1967.
- Neef, E. Geographie und Umweltwissenschaft. Petermanns Geographische Mitteilungen, p. 81-88, 116, Jahrgang, 2 Quartals heft, Leipzig, 1972.
- Passarge, S. Physiologische morphologie. Hamburgo, Friederichsen, 1912.
- Die landschaftsguertel der Erde. Breslau, Ferdinand Hirt, 1922.
- Richter, H.; Schönfelder, G. Landscape syntesis – foundations, classification and management. Martin-Luther-Universitat/Halle-Wittenberg. Wissenschaftliche Beiträge, Halle, 1986.
- Ross, J.L.S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia, FFLCH-USP,n. 6. São Paulo, 1992.
- Santos, M. A natureza do espaço – Técnica e tempo. Razão e emoção. São Paulo:Hucitec, 1996, 308p.
- Schmithüsen, J. Die aufgabenkreise der geographischen Wissenschaft. Geographische Rundschau, 22(11):431-443, 1970.
- Socava, V.B. Geographie und Okologie. Petermanns Geographische Mitteilungen, p. 89-98, 116 jahrgang, 2. Quartalsheft, Leipzig, 1972.
- Tricart, J. Mise au point – L'évolution des versants. L'information géographique, 1957.
- Tricart, J. Ecodinâmica. Supen. R. de Janeiro. Fund. IBGE, 1977
- Tricart, J. Paysage et ecologie. Paris, Rev. Geomorph. Dynam, XXVIII (1):81-95, 1979.
- Troll, C. Die geographische landschaft und ihre erforschung – Studium generale III, p. 163-181, 1950.

------. Geo-ecology of the mountainous regions of the tropical Americas. Proceeding of the Unesco. Mexico
Symposium, 1963.

Tüxen, R. Die Pflanzensoziologie in ihren Beziehungen zu den Nachbarwissenschaften. *Der Biologe* 8:180-187.
1931/ 1932.

A pesquisa em geomorfologia

7. A Pesquisa em geomorfologia

7.1 A teoria

7.1.1 A teoria geomorfológica

7.2 O método

7.2.1. Os níveis da abordagem geomorfológica

7.3 A práxis

Mostrar a relação triológica da pesquisa: a teoria, o método e a práxis, no estudo do relevo. Retoma-se aqui a questão teórica da geomorfologia, a importância do método e a definição do problema como objeto da pesquisa.

7. A Pesquisa em geomorfologia¹

Ao se tratar a questão da pesquisa geomorfológica, pretende-se acima de tudo, fomentar uma maior discussão sobre tais procedimentos. A experiência acadêmica tem permitido a verificação da inconsistência quanto aos procedimentos da pesquisa, tanto na geografia quanto na geomorfologia. É comum o pesquisador iniciante propor sua investigação a partir da escolha da área de estudo, sem ter muitas vezes sequer idéia do problema. Também é comum desconhecer o edifício teórico ou estágio do desenvolvimento epistemológico que trata o objeto em questão, o que afeta diretamente a capacidade metodológica para o desenvolvimento da investigação, sem falar do necessário discernimento entre método e metodologia, que têm sido tratados como vocábulos comuns.

A pretensão é a de se chamar atenção para uma lógica no procedimento da pesquisa, como forma de sustentação científica, pois sem a existência de um problema e sem o domínio teórico de determinado assunto, torna-se impossível a apresentação de hipótese. Conseqüentemente, sem hipótese não se definem ações metodológicas apropriadas. Enfim, sem resultado consubstanciado num aporte epistemológico não se concebe a produção sistemática de conhecimento, que tem por objetivo não apenas oferecer subsídios à solução de problemas (papel social da ciência), mas também o de contribuir para o próprio desenvolvimento da ciência

A apresentação dos mais variados temas geográficos nas atividades relacionadas ao desenvolvimento da pesquisa tem levado a algumas reflexões que parecem necessárias para a estruturação do conteúdo, o que tem engendrado discussões nem sempre compatíveis com os princípios da lógica². Por essa razão é que se procura utilizar os componentes básicos da pesquisa para tratar do encadeamento entendido como apropriado ao desenvolvimento do conteúdo geomorfológico.

Ao apresentar o que se denomina de princípios básicos da pesquisa, evidencia-se que toda proposta de estudo tem por objetivo responder alguma questão suscitada a partir de um determinado problema. Assim, o *problema* se constitui o ponto de interesse inicial para o desenvolvimento de todo e qualquer projeto de pesquisa. A partir do momento em que o problema começa a ser formulado, define-se seu *objeto* de estudo, que passa a ser pensado numa perspectiva teórica, procurando responder cientificamente uma determinada *hipótese*, que por sua vez encontra-se fundamentada no conhecimento teórico ou conhecimento científico.

A formulação de uma hipótese se dá a partir de conhecimento prévio, acumulado durante a vida acadêmica, ou até mesmo fundamentada num argumento empírico (senso comum), que vai exigir a implementação de determinados passos para sua comprovação ou refutação, chegando-se no final a determinado *resultado*. Lembra-se aqui da proposta popperiana³ considerada importante à evolução do conhecimento, pautada no falseamento de hipóteses. À medida que é falseada ou refutada uma hipótese, tem-se a incorporação de novos conhecimentos, enquanto que sua comprovação implica consolidação, mesmo que temporariamente, de certas "verdades" científicas. Parte-se do princípio de que o mundo não deve ser considerado um complexo de coisas acabadas; a ciência moderna tem revelado um universo em estado de gestação permanente (Reeves, 1986).

O que se entende como processo da pesquisa fundamenta-se nos princípios básicos registrados acima, aqui destacados pela *teoria*, pelo *método* e pela *práxis*, os quais constituem a estrutura da presente abordagem.

Para se elaborar uma hipótese, torna-se necessária a fundamentação teórica do problema formulado, ou mais especificamente, do conhecimento prévio sobre o objeto da pesquisa. Sem o desenvolvimento de uma teoria que explique o objeto, torna-se frágil qualquer enunciado ou hipótese que deverá se constituir em elemento-guia ao desenvolvimento da pesquisa. Para Bunge (1973) as hipóteses científicas estão incorporadas nas teorias, e as teorias estão relacionadas entre si, constituindo a totalidade da cultura intelectual.

Com a formulação da hipótese, uma nova etapa aparece no desenvolvimento da pesquisa, que se refere ao modo como tais enunciados serão comprovados ou refutados, o que leva ao segundo princípio relativo ao método. Portanto, o método tem por objetivo demonstrar a forma como as etapas de falseamento das hipóteses serão desenvolvidas, sem perder de vista a fundamentação teórica do problema apresentado.

Superadas as etapas do desenvolvimento teórico e metodológico da pesquisa, inicia-se a aplicação desses princípios em função de um objeto de estudo, aqui incorporado à noção de práxis, que envolve uma ação prática em determinado lugar, situação espaço-temporal ou campo experimental para o “falseamento” de uma hipótese. O objetivo é de se chamar atenção para a importância da prática como forma de sistematização do conhecimento, resgatando o “caminho revolucionário” apresentado por Mao Tse-tung (Oliveira, 1985): a prática condiciona o pensamento que elabora o conhecimento; o conhecimento informa o pensamento e dirige a prática. Portanto, o conhecimento é um processo de assimilação do movimento da matéria e não de transposição, levando à conclusão de que a prática humana sensível é a base do processo cognitivo. Esse fato refuta a concepção da existência de conhecimento fundamentada em uma base idealista.

Antes de se falar da trilogia teoria, método e práxis, é importante evidenciar a epistemologia como estudo crítico e reflexivo dos princípios ou pressupostos da estrutura da ciência. Não se trata de enaltecer suposta superioridade da epistemologia em relação às ciências cognitivas, mas sim de demonstrar sua importância como parte da filosofia científica, no sentido de promover um estudo crítico e reflexivo dos métodos e técnicas de aquisição do conhecimento.

Morin (1986) admite uma interdependência entre Filosofia e Ciência, observando a necessidade de assumir completamente os dois pontos de vista antagônicos, “isto é, de considerar ao mesmo tempo as ciências cognitivas como objeto da epistemologia, e a epistemologia como objeto de ciência cognitiva”. O autor, após definir a filosofia e a ciência em função de dois pólos opostos do pensamento (a reflexão e a especulação para a filosofia, a observação e a experiência para a ciência), afirma que “seria uma loucura crer que não há reflexão nem especulação na atividade científica, ou que a filosofia desdenha por princípio a observação e a experimentação”.

Com relação à filosofia e à ciência, Bunge (1973) considera a epistemologia como forma de superação das “preposições” utilizadas, partindo do princípio de que etimologicamente é entendida como teoria da ciência, razão pela qual tem a vantagem de não reduzir o âmbito da disciplina em questão a um capítulo da teoria do conhecimento, permitindo abarcar todos os aspectos que podem estar presentes no exame da ciência: o lógico, o gnosiológico, e eventualmente o ontológico.

Rorty (1995)⁴, apresenta considerações sobre epistemologia e hermenêutica, contestando o conceito psicofísico de Descartes que tem a epistemologia como responsável pela parte séria e “cognitiva” da cultura, fundamentada na racionalidade, e a hermenêutica encarregada “de tudo o mais”, ou ainda, a hermenêutica como estudo do discurso “anormal” em oposição à “ciência normal” de Kuhn⁵.

Fundamentando-se numa perspectiva epistemológica, os pressupostos da estrutura da ciência passam, necessariamente, pelas etapas da teoria, do método e da práxis, que serão abordadas a partir de então.

7.1 A teoria

A teoria corresponde à sistematização de princípios resultantes do acúmulo de conhecimento produzido ao longo do desenvolvimento histórico. Refere-se ao processo cognitivo advindo da própria prática, que dada a sistemática comprovação do fato ou fenômeno que integram a realidade objetiva, se legitima pela cientificidade. Portanto, a teoria refere-se a uma verdade científica, mesmo que transitória, cujo conjunto de conhecimentos pode representar o núcleo epistemológico de determinada ciência ou disciplina científica.

7.1.1 A teoria geomorfológica

Para se compreender a teoria geomorfológica numa perspectiva integrativa entre natureza e sociedade, portanto, numa perspectiva geográfica, necessário se faz apresentar breves pressupostos históricos que nortearam a análise em questão.

Primeiramente torna-se necessário conhecer as controvérsias epistemológicas que marcaram o estágio de sistematização dos conhecimentos geomorfológicos, ressaltando os trabalhos de Günther (1934), Leuzinger (1948) e Abreu (1982 e 1983). Os diferentes sistemas de referência aqui utilizados foram tratados por Carson &

Kirkby (1972). Tais controvérsias, a princípio consideradas pessoais, entre Davis e Penck, aos poucos refletiram diferenças de correntes fundamentadas em paradigmas específicos, representando duas grandes linhagens epistemológicas, denominadas de escola americana e escola alemã por Leuzinger (1948), ou escola anglo-americana e escola germânica por Abreu (1982). O último justifica essa denominação considerando a importante participação da produção de línguas inglesa e francesa na linhagem de raiz norte-americana, pelo menos até a II Guerra Mundial, ressaltando também a incorporação da produção em russo e polonês na linhagem alemã. “A evolução dessas duas linhas conceituais é bastante diferenciada e apresenta, inclusive, interferências mútuas: enquanto a primeira, de raízes norte-americanas, sofreu muito claramente nos últimos anos os impactos das ‘revoluções científicas’, com tentativas de ruptura e definição de novos paradigmas, a segunda, de raízes germânicas, parece evoluir de maneira mais contínua, o que se reflete em um enriquecimento progressivo do paradigma, que ganha complexidade metodológica e operacional, conservando sempre um núcleo comum desde sua origem” (Abreu, 1982).

Através de sua principal obra, Penck (1924) se manifesta contra o paradigma davisiano (Davis 1899) que entendia a evolução do relevo a partir de estágios demarcados, aparentemente estáveis, vistos por Carson & Kirkby (1972) como importante sistema de referência.

Leuzinger (1948), ao comentar as principais diferenças de natureza teórico-metodológicas da investigação geomorfológica, ressalta que Davis caracterizou-se por construir “um sistema geomorfológico simples e de fácil apreensão, mas de base pouco sólida”. Censura o uso excessivo do método dedutivo de pesquisa (definição das formas que se devem derivar das forças que atuam na superfície da terra, correlacionando-as com as existentes): o método de exposição fica restrito às teorias davisianas e particularmente à concepção de ciclo geomorfológico. Com relação ao ciclo evolutivo do relevo, além das críticas de Hettner (1927), Leuzinger (1948) refuta os rápidos movimentos ascensionais e posterior repouso tectônico, até o final do “ciclo”⁶.

Dentre as críticas produzidas por Penck (1924) ao modelo davisiano destaca-se a relação entre levantamento e degradação. Penck insurge contra a hipótese do repouso tectônico durante a degradação. Ao considerar a evolução do relevo, Davis praticamente elimina a ação das forças endógenas (movimentos tectônicos), admitindo sistematicamente um levantamento relativamente rápido, não dando tempo para que se realize apreciável erosão (Leuzinger, 1948).

Com relação ao ciclo geomórfico do relevo, Davis entende que a incisão dos talwegues acontece de uma forma rápida, na juventude, interrompendo tal atividade ao atingir o perfil de equilíbrio, considerado estágio de maturidade, quando a degradação entra em cena, promovendo o rebaixamento das vertentes, de cima para baixo (*down wearing*). Na velhice as encostas evoluem de forma suave, evidenciando o franco domínio da degradação, já que a erosão linear praticamente terá cessado. Leuzinger lembra que o perfil longitudinal não evolui sempre uniformemente, dependendo de fatores como: a) relevo primitivo (a erosão remontante reage de acordo com a inclinação do relevo imposta pela tectônica); b) diferença de nível, entre o nível de base e a cumiada; c) descarga do rio associada ao clima; e d) resistência das rochas ao longo do leito do rio. Por fim, Leuzinger (1948) apresenta considerações sobre o conceito de “peneplano” para diferentes autores, refutando o tratamento apresentado por Davis.

Em oposição à noção de peneplano, Penck (1924) apresenta a teoria dos “plainos de erosão normal”, diferenciada da de Davis: levantamento suficientemente lento para que a degradação ocorra de forma concomitante. Um “plaino” como tal origem foi denominado, por Penck, de “torso primário”, cujo comportamento morfológico da vertente encontra-se associado à intensidade ou à velocidade dos movimentos crustais.

Ao refutar as idéias de ações geomórficas distintas (tectônica e degradação), os conceitos de perfil de equilíbrio, ciclicidade antropomórfica do relevo e estágio de peneplanação, a escola germânica assume relevância, sobretudo após a publicação póstuma de *Morphological Analysis of Land Forms* de Walther Penck na língua inglesa (1953).

Embora registrando-se uma verdadeira ruptura epistemológica na escola anglo-americana a partir da II Guerra Mundial, quando as concepções davisianas passam a ser questionadas pelos próprios seguidores, ainda constata-se diferenças conceituais entre ambas, conforme observou Abreu (1982) em citação anterior.

Como argumento de endosso à afirmação de Abreu (1982) ressalta-se a incorporação do relevo nos estudos de perspectiva geocológica, como o conceito de “paisagem” abordado por Passarge (1912, 1922), com vistas ao processo de ordenação ambiental do espaço, com nítida tendência holística no tratamento dos componentes físicos da paisagem, oferecendo uma perspectiva geográfica.

Na mesma linha de Passarge destacam-se os trabalhos de Troll (1939, 1959) ou de Büdell (1948, 1957) que propõem uma geomorfologia climatogenética, integrando os componentes epirogenéticos, climáticos, petrográficos e fitogeográficos.

Destaque deve ser dado ainda à participação da Polônia, Tchecoslováquia e URSS na escola germânica, sobretudo a partir da II Guerra Mundial, por meio da cartografia geomorfológica. Desse momento em diante,

desperta-se o interesse pelos estudos taxonômicos em geomorfologia e pela representação do relevo. Como precursores de uma cartografia geomorfológica sistemática destacam-se Klimaszevski (1963), Demek (1976) e Basenina e Trescov (1972).

7.2 O método

O conceito de método aqui utilizado não significa propriamente metodologia. “As metodologias são guias, *a priori*, que programam as investigações, ao passo que o método é um auxiliar da estratégia” (Morin, 1986). Portanto, a estratégia se caracteriza como segmento programado, “metodológico”, comportando necessariamente descoberta e inovação. O objetivo do método para Morin (1986), é “ajudar a pensar por si mesmo para responder ao desafio da complexidade dos problemas”.

Leuzinger (1948), ao insistir na necessidade de um método quantitativo para a geomorfologia, como forma de superação dos problemas atuais, parece desconsiderar a questão semântica ao tratar do conceito de método, embora fazendo importante observação: “Acreditamos que reside na sua natureza qualitativa a deficiência dos métodos atuais de pesquisa geomorfológica (...). As teorias baseadas em hipóteses incertas ficam sujeitas a críticas e valem tão pouco quanto essas hipóteses. E o que é mais grave, essas teorias não resolvem o problema: sendo várias as hipóteses possíveis de predominância de ações, serão várias também as teorias e tão boas umas como as outras”. Com base em tais pressupostos, Leuzinger (1948) defende a importância do processo experimental na geomorfologia, utilizando-se como referência os avanços assistidos na Física dos Solos.

A expectativa aqui é de se utilizar o método como procedimento auxiliar da estratégia, consagrando-lhe atenção privilegiada por resistir “à prova da verificação @ refutação, fornecendo assim dados relativamente seguros para o conhecimento do conhecimento” (Morin, 1986).

Para Bunge (1973) “a investigação é uma empresa multilateral que requer o mais intenso exercício de cada uma das faculdades psíquicas, e que exige um concurso de circunstâncias sociais favoráveis; por este motivo, todo testemunho pessoal, pertencente a qualquer período, por parcial que seja, pode deixar alguma luz sobre algum aspecto da investigação”.

Deve-se esclarecer que o método científico incorpora tanto os passos que subsidiam as atividades da investigação, como o instrumental responsável pela materialização das idéias formuladas, denominadas de técnicas.

7.2.1. Os níveis da abordagem geomorfológica

Torna-se relativamente fácil compreender a diferença entre método e metodologia utilizando-se o argumento geomorfológico. Como exemplo, os níveis de abordagem sistematizados por Ab'Sáber (1969) se caracterizam como estratégia auxiliar para o desenvolvimento da pesquisa geomorfológica, portanto, referem-se propriamente ao método, ao passo que as formas e instrumentais utilizados para o estudo de cada um dos referidos níveis correspondem à metodologia.

Conforme se relatou em capítulos anteriores, os níveis metodológicos em geomorfologia, apresentados por Ab'Sáber (1969), fundamentam-se na concepção desenvolvida pela escola germânica. Lembra Abreu (1982), que a proposta de Ab'Sáber constitui um verdadeiro avanço, proporcionando uma ótica muito mais próxima da postulada por Kùgler (1976), quando formaliza suas idéias sobre o georrelevo, enquadrando-o no âmbito de interesse da geografia. “Parece-nos aliás, que não é por acaso que Ab'Sáber retoma o conceito de *fisiologia da paisagem*, já explorado no início do século por Siegfried Passarge no contexto de sua morfologia fisiológica, indo de encontro à postura que nos estudos de geografia física global acabou produzindo, no âmbito da Europa Oriental, os estudos de Sothava”. Como se sabe, Ab'Saber (1969) apresenta proposta que visa a abordar o relevo em três instantes interpenetráveis, apresentadas no capítulo introdutório:

a) A compartimentação topográfica adota passos que envolvem indicadores espaciais e indicadores temporais, o que se constituirá em referência para a análise dos níveis subseqüentes. Apresentam-se a seguir, algumas metodologias adotadas pelo nível de abordagem em questão.

As relações taxonômicas do relevo, como sistematizadas pelo IBGE (1995) e adaptadas por Ross (1992) e a classificação dos fatos geomorfológicos como a proposta por Birot (1955), Cailleux & Tricart (1956) e Tricart (1965), se constituem em alguns dos parâmetros significativos para a discussão do problema. Os estudos de Birot (1955), associados à classificação antropomórfica davisiana clássica, são superados por Cailleux & Tricart (1956) que estabelecem critérios a serem seguidos na classificação dos fatos geomorfológicos: princípios dinâmicos e princípios dimensionais das formas de relevo. Tais critérios são ampliados por Tricart (1965)⁷. Também os conceitos desenvolvidos por Gerasimov & Mescherikov (1968) e Mescerjakov (1968), têm se constituído em importante subsídio à classificação dos fatos geomorfológicos. Os conceitos de morfotectura, morfoestrutura e morfoescultura de Mescerjakov (1968) ou geotectura, morfoestrutura e morfoescultura de

Gerasimov e Mescherikov (1968) “repousam sobre a premissa de Penck (1924), de interação contraditória entre forças internas e externas” (Abreu, 1982), evidenciando uma ordenação têmico-espacial. O esquema de Mescherikov permite uma comparação direta com a proposta de Tricart (1965), embora o primeiro considere uma maior flexibilidade taxonômica, ou seja menos rigoroso quanto às dimensões dos fatos.

A classificação de Mescherikov (1968), embora com imperfeições⁸, é entendida por Abreu (1982) como mais avançada, tendo sido muito empregada na então URSS, o que pode ser exemplificado através dos trabalhos de Basenina & Trescov (1972) e Basenina, Anutarshova & Lukasov (1976). Em linhas gerais, Abreu (1982), apresenta o roteiro metodológico resumido, seguido pelos autores (ver capítulo sobre Cartografia Geomorfológica). A classificação mencionada tem se constituído em referencia para o desenvolvimento de estudos no Brasil, conforme pode ser constatado através dos autores mencionados, fundamentados nas relações taxonômicas, bem como nos índices morfométricos para a caracterização do relevo quanto à vulnerabilidade, tendo por princípio os conceitos de “meios” apresentados por Tricart (1957): meios estáveis, instáveis e *intergrade*.

As relações taxonômicas em geomorfologia deixam de ser apresentadas aqui por terem sido contempladas em dois momentos anteriores (capítulos referentes à Compartimentação Topográfica e à Cartografia Geomorfológica).

A sintetização de parâmetros relacionados à dimensão interfluvial, aprofundamento da drenagem e declividade do terreno deriva da metodologia criada pelo Radambrasil (IBGE, 1995) bem como de trabalhos clássicos da cartografia geomorfológica, tendo por objetivo estabelecer o grau de vulnerabilidade do relevo. Portanto, utilizando-se de valoração das variáveis dimensão interfluvial, entalhamento do talvegue e declive da vertente, são estabelecidas médias aritméticas ou ponderadas, visando à caracterização do grau de vulnerabilidade do relevo: a vulnerabilidade à erosão aumenta progressivamente, considerando a ordem crescente dos valores atribuídos.

b) Com relação à metodologia em estrutura superficial destaca-se o trabalho de Ruhe (1975). Ao oferecer subsídios ao estudo da paisagem e “depósitos superficiais”, recupera a importância da base quantitativa para todas as observações e medidas, tanto na visão horizontal (na superfície) como na vertical (em perfil ou corte do terreno), também chamada de seção transversal. Na oportunidade sugere perfurações para retirada de amostras (como sondagens e tradagens) do depósito de cobertura, apresentando diferentes formas operacionais. Em seguida, para tratar da análise da estrutura superficial, fundamentada em medidas e descrições responsáveis pela definição da seção vertical em um dado ponto, inclui os aspectos cor, textura, estrutura, consistência, reação química do material e observações específicas verificadas. A cor deve ser descrita de acordo com o padrão de referência (Tabela de Cores de Munsell); a textura que corresponde à dimensão das partículas de uma determinada amostra, tem por objetivo definir a classe textural (areia, silte, argila); a estrutura do material que compreende o conjunto de partículas de minerais dentro dos agregados (laminar, prismática, blocular e esferoidal); a consistência corresponde ao grau e o tipo de coesão ou resistência do material ao corte, podendo ser viscoso ou maleável (plástico), friável ou firme, maciço ou duro; a reação é a resposta do material a testes químicos (como o pH, presença de carbonatos). O autor recomenda o tratamento gráfico-estatístico no processo de sistematização das informações, culminando com a caracterização cronológica dos depósitos correlativos (perspectiva histórica). A importância dessas informações transcende a interpretação cronológica, podendo assumir destaque como componente da vulnerabilidade do relevo, considerando o grau de friabilidade do material submetido aos processos morfogenéticos ou morfodinâmicos.

Abreu (1982) apresenta em seu trabalho de Livre-Docência, ficha de observação de campo (modelo anexo), produzida no Laboratório de Geomorfologia da USP, com o intuito de auxiliar nos levantamentos da estrutura superficial. Além das informações relativas ao comportamento dos depósitos correlativos, são considerados aspectos de natureza estrutural e relativos aos processos morfodinâmicos vigentes, procurando diagnosticar as formas de apropriação e uso do solo bem como o comportamento da cobertura vegetal.

c) O estudo da fisiologia da paisagem se caracteriza como de maior aplicabilidade e interesse geográfico, na medida que busca compreender as relações funcionais dos processos morfodinâmicos, onde a apropriação do relevo como suporte ou recurso antropogênico responde por impactos diretos e indiretos, muitas vezes representando derivações com reflexos ambientais, sociais ou mesmo econômicos.

Muitas são as perspectivas de estudo oferecidas no nível da fisiologia da paisagem. Dos procedimentos metodológicos e técnicas utilizadas no controle de parâmetros de interesse da fisiologia da paisagem destacam-se os processos experimentais. A necessidade de se entender a experimentação em geomorfologia como importante elemento metodológico levou Cazalis (1961) a fazer considerações sobre os caminhos da experimentação e da observação em geomorfologia. O autor trata da relação entre ciências exatas e ciências conjeturais, evidenciando a necessidade das duas para o esperado avanço epistemológico.

Com relação ao significado da energia cinética da chuva enquanto processo erosivo destacam-se os trabalhos de Elison nos anos de 1944 e 1947, bem como estudos posteriores de Palmer (1963) e De Ploey (1967), o último utilizando-se de diagrama de erosão para estabelecer correlações entre o potencial de erodibilidade pluvial nos trópicos e nas médias latitudes. A EUPS (Equação Universal de Perda de Solos) de Wischmeier &

Smith, (1978) tem sido uma das mais importantes referências para o cálculo de perda de solo associado à erosão laminar. Dentre alguns dos trabalhos relacionados a perdas de terra por erosão destaca-se a presença tanto dos geomorfólogos como de agrônomos interessados nas questões de conservação do solo, a exemplo de Marques (1966) e Bertoni et al (1972), ambos do Instituto Agrônomo de Campinas, que vêm, desde 1943, medindo as perdas por erosão no Estado de São Paulo. Queiróz Neto (1977) avalia o grau de erosão acelerada no Estado de São Paulo, demonstrando seus efeitos através da somatória de problemas associados ao processo de ocupação. Uma infinidade de trabalhos experimentais já foi produzida, dentre os quais, destacam-se os de Moeyersons (1976), que recorre a modelo de equação para demonstrar o significado da intensidade da chuva no transporte de materiais; de Stocking (1978) que se utiliza de equação de regressão para avaliar o efeito da intensidade das chuvas no processo erosivo; de De Ploey & Savat (1976) que utilizam simuladores de chuvas para correlacionar as perdas de solo em função do escoamento, com resultados que divergem das experiências de Horton (1941), bem como do modelo proposto por Kirkby & Chorley (1967). De Ploey & Savat (1968 e 1970) também apresentam contribuição ao estudo do efeito *splash* (gota de chuva), no primeiro artigo, referente ao fator de erosão, evidenciando-se de simulador de chuvas com a formulação da equação do balanço das massas, e no segundo, evidenciando a dimensão de deslocamento das partículas em função da dimensão e da velocidade do pinga da chuva. Ruellan (1952), em seu trabalho clássico sobre erosão, relata o papel das enxurradas no modelado brasileiro. Destacam-se ainda os trabalhos de Giese (1966) sobre a vulnerabilidade quanto ao uso dos solos com vistas ao planejamento, e Margolis (1978) sobre os efeitos de práticas conservacionistas sobre as perdas por erosão.

Enquanto Rougerie (1954) apresenta método de estudo experimental dos fenômenos erosivos no meio natural, Hidalgo-Granados (1978) ocupa-se com a instrumentação para estações de controle em pequenas bacias hidrográficas, relacionada aos efeitos erosivos: rede pluviométrica, rede liminométrica, medição de erosão e outras formas de controle associadas ao balanço hídrico. Schick (1968) observa o significado da calha Gerlach no controle do fluxo por terra. Cruz (1982) utiliza-se de calhas Gerlach em experimentos na Serra do Mar. Estudos experimentais relacionados a movimento de massas podem ser encontrados em Lewis (1976) e Guidicini & Iwasa (1976), ambos no domínio tropical, além de De Ploey & Moeyerson (1976) para os fenômenos de *creeping* nas latitudes temperadas.

Estudos genéricos relacionados aos componentes processuais nas vertentes podem ser vistos através de Ruhe (1975), Leopold et al (1964), Carson & Kirkby (1972), dentre outros. A abordagem hidrológica de vertentes é considerada por Anderson & Burt (1978), Betson & Ardis (1978), Chorley (1978), além de outros. Atualmente tem-se observado uma tendência muito forte de estudos relacionados aos processos de erosão acelerada, como referentes ao boçorocamento, bem como aos fenômenos tecnogenéticos, todos associados a fortes impactos socioambientais.

Como se vê, muitos são os trabalhos relacionados aos aspectos intrínsecos ou extrínsecos das vertentes, na perspectiva da fisiologia da paisagem. Torna-se praticamente impossível citar aqui todos os trabalhos que merecem destaque no referido nível de abordagem, sendo mais válida a sugestão de permanente consulta a periódicos científicos nacionais e estrangeiros como a Revista Brasileira de Geomorfologia, *Catena*, *Earth Surface Processes and Landforms*, *Geoderma*, *Geomorphology*, *Journal of Soil Science*, *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, *Quaternary Research*, *Soil Science* e *Zeitschrift für Geomorphologie*.

7.3 A práxis

A práxis, no presente contexto, refere-se à ação, à atividade prática sensível, base do processo cognitivo, dirigida pelo pensamento. Portanto, assume relevância ao se utilizar a teoria para buscar respostas para a hipótese formulada. A instauração da práxis como elemento mediador da pesquisa se caracteriza como atividade transformadora que nega a clássica dicotomia entre teoria e prática. A materialização do desenvolvimento teórico se dá através do método e de seus instrumentais. Não deixa contudo, de corresponder ao conceito de práxis, atribuído por Marx, segundo o qual é a "atividade livre, universal, criativa e autocrativa, por meio da qual o homem cria (faz, produz), e transforma (conforma) seu mundo humano e histórico e a si mesmo; atividade específica ao homem, que o torna basicamente diferente de todos os outros seres" (Petrovic, 1983).

Nesse momento é imprescindível aproveitar os fundamentos teóricos e metodológicos da abordagem proposta, considerando as premissas e critérios adotados na análise geomorfológica. Nesse sentido, é importante evidenciar a ótica adotada por Kügler (1976), tomando como princípio o conceito de georrelevo, em que se considera o papel do relevo em face à ação humana, "tanto no que se refere às potencialidades e limitações, como concernente ao modo concreto de uso, com vistas voltadas para a efetividade e os custos sociais de produção" (Abreu, 1982).

Ao avançar no problema da classificação do relevo, Abreu (1982) observa que não se pode deixar de lado os aspectos relacionados às formas e ao movimento da matéria, resgatando os quatro caracteres básicos registrados por Ignatov (1968) como princípio de classificação: a *forma que* pressupõe a existência de um *veículo material*, na base do qual observa-se uma *intenção específica*, que funciona como força motriz de sua gênese, tendo ainda uma *condição básica de existência*, definida segundo formas de movimentos específicos. Com base no esquema geral de classificação do relevo, como o apresentado por Mescerjakov (ordenação

estrutural, unidade climática e mecanismos genéticos), apoiado na postura penckiana, compreende-se as relações processuais em sua essência, considerando o mérito de poderem ser incorporadas a estudos integrados da paisagem. O método adotado pelo autor não se limita à questão da escala, deslocando a análise do domínio morfoestrutural para o morfoescultural. "O produto final desta cartografia é que definirá, em função da escala de abordagem, uma ordenação que se prenda mais ao nível estrutural ou escultural da explicação geomorfológica" (Abreu, 1982).

Se de um lado a classificação dos fatos atém-se aos interesses geomorfológicos, por outro deixa a desejar quanto às relações sociais, no que tange à apropriação do relevo, partindo do princípio de que a morfodinâmica, em muitos casos, encontra-se associada às ações produzidas pelo próprio homem. Contudo, na medida que se incorpora a esse sistema conceitual de classificação a noção humanista de georrelevo, proposta por Kügler (1976), "a geomorfologia ganhará, no âmbito da geografia, uma postura coerente com sua teoria e com os objetivos daquela" (Abreu, 1982). Isso dependerá de um esforço pessoal dos geógrafos interessados em compreender a ordenação territorial, valorizando uma ótica que tradicionalmente tem pertencido à geografia. Daí o significado de se compreender o grau de vulnerabilidade do relevo e como se dá sua apropriação. Ao mesmo tempo é necessário constatar que eventuais limitações de uso implicam concepções diferenciadas, de acordo com o poder aquisitivo do "apropriador". Como se sabe, a tecnologia pode superar limites de uso impostos pela vulnerabilidade do relevo, o que caracteriza processo de artificialização do espaço (Rosset, 1989), ao mesmo tempo em que a "ausência" da técnica e a conseqüente necessidade de ocupação de áreas de risco transformam o relevo em componente do "azar", uma vez que o "apropriador" fica suscetível às "anomalias da natureza". Deve-se, contudo ressaltar que:

a) o emprego de técnicas para superar as restrições morfológicas leva a exceder a capacidade de suporte (de *input* de energia a gastos sociais desnecessários ou até mesmo à inviabilidade financeira);

b) a artificialização do relevo pelo domínio tecnológico agrava o estado de externalização da natureza, legitimando a tendência teleológica de "dominação", o que representa ampliação da crise existencial e do próprio antagonismo de classes sociais.

Embora o objetivo do estudo geomorfológico seja o de buscar a essência do relevo, produzido pela contradição entre os processos internos e externos, o que permite a compreensão dos graus de vulnerabilidade e potencialidade atual, é importante perceber as transformações produzidas pelo homem sobre a morfoescultura em seus diferentes aspectos, gerando aceleração dos processos morfodinâmicos da paisagem. Cabe assim, a incorporação do conceito de capacidade de suporte do georrelevo, como forma de subsidiar a apropriação antropogênica, se constituindo em referencial quanto à intensidade e freqüência de modos de uso e ocupação, bem como da efetividade dos custos sociais de produção.

Com relação ao encadeamento das operações, utilizando-se da seqüência metodológica de Boesch (1970) e de Libault (1971), Abreu (1982) apresenta as etapas de investigação adotadas em seu trabalho, ressaltando a importância da teoria de apoio à hipótese como forma de se prover o grau de coerência do resultado a que se quer chegar. Abreu (1982) conserva a terminologia dos quatro níveis operacionais propostos por Boesch (1970) – obtenção dos dados, registro e armazenamento, processamento e resultado final - que corresponderiam, respectivamente, aos níveis compilatório, correlatório, semântico e normativo de Libault (1971).

Lembra-se aqui a pauta da investigação científica proposta por Bunge (1973), como grandes linhas para o desenvolvimento da pesquisa, contemplando os níveis operacionais apresentados acima:

1. Existência do problema, caracterizado pelo reconhecimento dos eixos, descobrimento e formulação do mesmo;
2. Construção de um modelo teórico, que consiste na seleção dos fatores pertinentes, investigação das hipóteses centrais e das superposições auxiliares, bem como traduções matemáticas quando possíveis ou necessárias;
3. Dedução de conseqüências particulares, individualizada pela busca de suportes racionais e busca de suportes empíricos;
4. Prova das hipóteses, representada pelo desenho da prova, execução da prova, elaboração dos dados e inferência das conclusões;
5. Introdução das conclusões na teoria: comparação das conclusões com as predições, reajuste do modelo e sugestão acerca do trabalho ulterior.

Finalizando, evidencia-se a importância da práxis como forma de se produzir conhecimento, retomando a postura apresentada por Mao Tse-tung (Oliveira, 1985), onde a prática condiciona o pensamento e elabora o conhecimento. É através do acúmulo do conhecimento sistematizado ao longo do tempo que se promove o

necessário avanço epistemológico. O novo conhecimento responderá pela implementação de uma nova prática, uma nova teoria fundamentada em novos paradigmas, como a tendência “ecológica profunda”, comentada por Capra (1996), que trata da lógica interpenetração natureza e sociedade, reconhecendo o valor intrínseco de todos os seres vivos. Esperam-se novas concepções, longe da patologia idealista ou mecanicista, ou ainda da tendência teleológica de um mundo comandado pelo imperativo da competitividade que impõe uma racionalidade que perdeu o sentido.

1 Divulgado originalmente nos Anais do VI Encontro Regional de Geografia. Espaço em Revista. Ano 2, n. 2, p. 8-22, Catalão, 1999. Foram feitas modificações e correções. O resgate de conteúdo do primeiro capítulo no presente tópico é proposital, tendo por objetivo reforçar os princípios do processo da pesquisa.

2 Conforme A.V. Pinto (1985, p.63), “a ciência, sendo a forma superior do processo do conhecimento, não pode ser devidamente entendida fora da teoria geral desse mesmo processo. Por isso todas as proposições que se emitem a seu propósito estão vinculadas a uma concepção filosófica”.

3 Popper, K. A lógica da pesquisa científica. S. Paulo: Cultrix/Edusp, 1972

4 Para Rorty (1995), “a hermenêutica encara as relações entre discursos variados como as relações entre partes integrantes de uma conversa possível, uma conversa que não pressupõe nenhuma matriz disciplinar que una os interlocutores, mas onde a esperança de concordância nunca é perdida enquanto dure a conversa (...). A epistemologia vê a esperança de concordância como um sinal da existência de um terreno comum que, talvez desconhecido para os interlocutores, os une numa racionalidade comum”.

5 Para Kuhn, “ciência normal é a prática de resolver problemas em contrapartida ao fundo de um consenso sobre o que conta como uma boa explicação dos fenômenos e sobre o que seria necessário para que o problema fosse resolvido”.

6 O termo “ciclo” é contestado pelos autores pela idéia de “linearidade” proporcionada (no sentido de retorno ao mesmo ponto), desconsiderando os fenômenos ou processos que são acíclicos.

7 Tricart (1965) demonstra que a essência do objeto de estudo da disciplina se altera com a escala, levando à necessidade de se adaptar o método à escala de abordagem.

8 Uma das imperfeições da proposta de Mesceriakov (1968) é a de desconsiderar a variável temporal.

Referências Bibliográficas

Abreu, A. A. de. Quantificação e sensoriamento remoto na investigação geográfica. Bol. Paulista de Geografia, S. Paulo, n. 51, p. 89-93, 1976, p. 91.

Abreu, A.A. de. Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação. Tese de Livre Docência-FFLCH-USP, S. Paulo, 1982.

Abreu, A.A. de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise crítica. Rev. IG, São Paulo, v. 4, n. 1-2, p. 5-23, jan./dez., 1983.

Abreu, A.A. de. Ação antrópica e propriedades morfodinâmicas do relevo. Na área metropolitana de São Paulo. Orientação, S. Paulo, IG-USP, n. 7, p. 35-38, 1986.

Ab'Sáber, A.A. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. Geomorfologia, S. Paulo, Igeog-USP (18), 1969.

Baccaro, C.A.D. Estudos dos processos geomorfológicos de escoamento pluvial em área dae Cerrado: Uberlândia-MG. FFLCH – Universidade de São Paulo. S. Paulo, 2000.

Basenina, N.V. e Trescov, A.A. Geomorphologische kartierung des Gebirgsreliefs im Mastab 1:200.000 auf Grund einer Morphostrukturanalyse. Zeitschrift für Geomorphologie, Band 16, Heft 2, p. 125-138, 1972.

Basenina, N.V., Aristarchova, L.B. e Lukasov, A. A. Methoden zur Analyse der Morphostrukturen auf Grund vorliegender Karten und Luftbildaufnahgmen. In. Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung. Dir. J. demek, p. 131-151, Ferdinand Hirt, Wien, 1976.

Bertoni, J. et al. Conclusões gerais das pesquisas sobre conservação do solo no Instituto Agronômico. Circ. 10, Campinas, Seção Conserv. Solo, 55 p, 1972.

Betson, R.P. & Ardis Jr., C.V. Implications for modelling surface water hydrology. In. Hillslope Hydrology, N. York: John Willey & Sons, 1978, p. 295-323.

Bigarella, J.J. e Mousinho, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Bol. Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 16-17, p. 117-153, 1965.

Biot, P. Les méthodes de la morphologie. Presses Universitaires de France. Paris, 1955.

Biscaia, R.C.M. Influência da intensidade de movimentação do solo no processo erosivo, com uso de simulador de chuva em latossolo vermelho-escuro dos Campos Gerais, no Paraná. Anais do II Encontro Nacional de Pesquisa de Conservação do Solo. Passo Fundo, p. 271-80, Embrapa, 1978.

Boesch, H. Ein Schema geographischer Arbeitsmethoden. Geogr. Helvetica, Jahrgang 25, n. 3, p. 105-108, 1970.

Branco, J.M. de F. Dialética, ciência e natureza. Lisboa: Caminho, 1989.

Büdel, J. Das System der klimatischen Geomorphologie. Wiss. Verhandlungen deutscher Geographentag. Amt für Landeskunde. München, 1948.

-----Die "Doppelten Einebnungsf lächen" in den feuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie, Band 1, Heft 2. Berlin, 1957.

Bunge, M. La ciencia su metodo y su filosofia. Buenos Aires, Ed. Siglo Veinte, 1973, p. 82.

Carson, M.A. e Kirkby, M.J. Hillslope: form and process. Cambridge University Press. London, 1972.

Capra, F. A teia da vida. São Paulo: Cultrix Ltda, 1996. 256p.

Casseti, V. Estudo dos efeitos morfodinâmicos pluviais no Planalto de Goiânia. Tese de Doutorado. USP, S. Paulo, 1983.

Cazalis, P. Geomorphologie et processus expérimental. Cah. Géogr. 50 (9):33-50, Oct., 1960, mai, 1961.

Chorley, R.J. The hillslope hydrological cycle. In. Hillslope Hydrology. N. York: John Willey & Sons, 1978.

Cogo, N.P. Uma contribuição à metodologia de estudo das perdas por erosão em condições de chuva natural. Anais do II Enc. Nac. Pesq. Cons. Solo. Passo Fundo, p. 75-97, Embrapa, 1978.

Crepani, E. et al. Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico, INPE, S. José dos Campos, 1998.

Cruz, O. Estudo dos processos geomorfológicos do escoamento pluvial na área de Caraguatatuba – S. Paulo. Tese de Livre Docência. FFLCH-USP, S. Paulo, 1982.

Davis, W.M. Le pénéplaine. Annales de Géographie. V. VIII, p. 289-303 e 385-404, 1899.

Dedecek, R.A. Capacidade erosiva das chuvas de Brasília-DF. Anais Enc. Nac. Pesq. Cons. Solo. Passo Fundo, p. 157-166, 1978.

Demek, J. (Edit). Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Ferdinand Hirt. Wien, 1976.

De Ploey, J. Étude de l'érosion pluviale de sols sablonneux du Congo Occidental au moyen d'un traceur radioactif (II). In. Rap. Recherche. Rép. Dém. Congo, Trico 14, 1967.

De Ploey, J. & Savat, J. Contribution a l'étude de l'érosion par le splash. Z. Geomorph. N.F., Berlin, 12 (2):174-93, 1968.

- De Ploey, J. & Savat, J. Utilisation d'un traceur radioactif pour l'étude de l'érosion pluviale es sols sablonneux du Congo Occidental. Peaceful Uses Of Atomic Energy in Africa. Internation. Atomic Energy Agency. Vienna, p. 195-200, 1970.
- De Ploey, J. & Moeyersoon, J. Runnoff creep of coarses debris: experimental data and some field observations. Catena, Giesen, v. 2:275-89, 1976.
- Ellison, W.D. Studies of raindrop erosion. Agr. Engr. 25:131-181, 1944.
- Engels, F. A dialética da natureza. R. Janeiro: Paz e Terra, 1979, Trad. J.B.S. Hildane.
- Erhart, H. La genèse des sols en tant que phénomène geologique. Esquisse d'une théorie geologique et geochemique: biostasie et rhexistasie. Masson et Cie. Editeurs. Paris, 1958.
- Gerasimov, I.P. e Mescherikov, J.A. Morphostructure. In The encyclopedia of geomorphology. Ed. R.W. Fairbridge, p. 731-732. Reinhold Book Co. New York, 1968.
- Giese, L.D. Soil survey and land use planning with the tropical soils of Hawaii. Anais Congr. Pan-Amer. Cons. Solo, S. Paulo, Secr. Est. S. Paulo, p. 277-88, 1966.
- Guidicini, G. & Iwasa, O.W. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. Simp. Landslides and other mass movements. IAEG-IPT, S. Paulo, Publ. 1080, 1976.
- Gunther, S. Geografia Física. Trad. Lyon Davidovich. Cap. XI, p. 149-184. Atlântica Editora, R. Janeiro, 1934. Hettner, 1927
- Hidalgo-Granados, A. Uso de pequenas bacias hidrológicas em estudos de conservação do solo e da água. Anais II Enc. Nac. Pesq. cons. Solo, Passo Fundo, p. 109-13, Embrapa, 1978.
- Horton, R.E. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Proc. Soil Sci. Am., (5):399-417, 1941.
- IBGE – Fund. IBGE, Manual técnico de geomorfologia. Depto. De Recursos Naturais. R. de Janeiro, 1995.
- Ignatov, A.I. Some questions of the classification of the forms of motion of matter and the definition of the subject-matter of the corresponding sciences. In. "The interaction of sciences in tyhe study of the earth" , p.148-155. Progress Publishers. Moscow, 1968, p. 149.
- Klimaszewski, M. Problems of geomorphological mapping. Data of the International Conference of the Subcommission on Geomorphological Mapping. Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences. Warsovia, 1963.
- Kügler, H. Zur Aufgaben der bgeomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR. Petermanns Geographische Mitteilungen, v. 120, n. 1, p. 65-78, 1976.
- Lal, R. Soil erosion on alfisols in western Nigéria, III. Effects of rainfall characteristics. Geoderma, Amsterdan (16):389-401, 1976.
- Leopold, L. et al. Hillslope – characteristics and processes. In. Fluvial processes in geomorphology. S. Francisco:W.H.Freeman and Co., 1964, p. 333-86.
- Leuzinger, V.R. Controvérsias geomorfológicas. Jornal do Comércio-Rodrigues e C. R. de Janeiro, 1948.
- Lewis, L.A. Soil movement in the tropics: a general model. Z. Geomorph. N.F., Berlin, Supl Bd (25):132-44, 1976.
- Libault, A. Os quatro níveis da pesquisa geográfica. Métodos em Questão n. 1. IG-USP, S. Paulo, 1971.
- Margois, E. Efeitos de práticas conservacionistas sobre as perdas por erosão no podzólico vermelho amarelo de Glória de Goitá. Anais II Enc. Nac. Pesq. Cons. Solo, Passo Fundo, p. 323-324, Embrapa, 1978.

- Marques, J.Q. de A. Conservação do solo no Brasil. Anais Congr. Panameri. Cons. Solo, S. Paulo, Secr. Agr. Est. S. Paulo, p. 777-782, 1966.
- Mescerjakov, J.P. Les concepts de morphostructure et de morphosculture: un nouvel instrument de l'analyse geomorphologique. Ann. Geographie, 77. N. 423, p. 538-552, Paris, 1968.
- Morin, E. O Método III. O conhecimento do conhecimento. Portugal. Publicações Europa-América, 1986.
- Moyersons, M. L'erosion pluviale sur des sols caillouteux du nord-est du Nigeria et sur les sols sablo-limoneux du site archeologique de La Kmoa au Zaire. In. Geomorphologie Dynamique dans les regions intertropicales. Presses Univ. du Zaire, 1976, p. 67-80.
- Moyersons, M. & De Ploey, J. Quantitative data on splash erosion simulated on unvegetated slopes. Z. Geomorph. N.F. Berlin (25):120-31, sept., 1975.
- Nascimento, M.A.L. S. do. Bacia do rio João Leite: influência das condições ambientais naturais e antrópicas na perda de terra por erosão laminar. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 1998.
- Oliveira, A.M.S. Depósitos tecnogênicos associados à erosão natural. 6º Congr. Brasil. De Geologia de Engenharia. ABGE, Salvador, p. 411-415, 1990.
- Oliveira, A.U. Na prática a teoria é outra. Seleção de Textos: Teoria e Método n. 11, AGB, S. Paulo, ago, 1985.
- Palmer, L.C. The influence of a thin water layer on water drop impact forces. Intern. Assoc.Sci. Hydrol., (65):141-48, 1963.
- Passarge, S. Physiologische Morphologie. Friedericksen. Hamburg, 1912.
- Die Landschaft tsguertel der Erde. Hirt. Breslau, 1922.
- Penck, W. Die Morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.
- Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology. Trad. Hella Czech e Katherine C.Boswell. Macmillan and Co. Ltd. London, 1953.
- Petrovic, G. in Dicionário do pensamento marxista. Rio de Janeiro:Jorge Zahar Ed., 1983.
- Popper, K. A lógica da pesquisa científica. S. Paulo: Cultrix/Edusp, 1972.
- Queiróz Neto, J.P. de. Les problèmes de l'érosion accélérée dans l'Etat de São Paulo, Brésil. In. Alexandr, J. Geomorphologie Dinamic in Tropical Regions. Press. Univ. du Zaire, 1977.
- Reeves, H. Um pouco mais de azul. S. Paulo: Martins Fontes, 1986, 282p.
- Rorty, Richard. A filosofia e o espelho da natureza. R. de Janeiro: Relume Dumará, 1995. Trad. Antônio Trânsito.
- Ross, J. S.Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Ver. Geografia. São Paulo, IG-USP, 1992.
- Rosset, C. A antinatureza: elementos para uma filosofia trágica. Rio de Janeiro:Espaço e Tempo, 1989, 324p.
- Rougerie, G. Méthode d'étude expérimentale des phénomènes d'érosion em milieu naturel. R. Géom. Dyn., France, p. 220-27, 1954.
- Ruellan, F. Le rôle des nappes d'eau pluviel ruisselante dans le modelé du Brésil. Paris, Ephe, 1952, 46 p.
- Ruhe, R.V. Background and preparation. In. Geomorphology – geomorphic process and surficial geology. USA, Houghton Mifflin, 1975.

Schik, P.A. Gerlach troughs-overland flow trapas. Study of slope and fluvial processes. Congrès New-Dehli, p. 170-172, 1968.

Stocking, M.A. The measurement, use and relevance of rainfall energy in investigations into erosion. Z. Geomorph., N.F. Berlin (29):141-150, 1978.

Tricart, J. Qu'est-ce la géomorphologie?. R. Gén.Sci, T. 57, p. 189-93, 1950.

Tricart, J. Mise em point: l'évolution des versants. L'information géographique, (21):108-15, 1957.

Tricart, J. Géomorphologie applicable. Paris, Masson, 1978.

----- Le modelé des regions chaudes, forets et savanes. SEDES, Paris, 1965.

Troll, K. Luftbildplan und ökologische Bodenforschung. Zeitschrift der Geographentag zu Danzing, p. 263-270. Breslau, 1932.

-----Die tropischen Gebirge. Bonner Geographische Abhandlungen. Ferdinand Duemmlers Verlag. Bonn, 1959.

Wischmeier, W.H. Punch cards record runoff and soil. Agr. Engr., 36, 6664-6, 1955

Anexo 2. Modelo de ficha para observações de campo

1. IDENTIFICAÇÃO DO PONTO

Número de Ponto:

Altitude:

Dia/horário da observação:

Localização:

Foto:

2. ESTRUTURA SUPERFICIAL DA PAISAGEM

Substrato rochoso

Tipo de rocha:

Direção/mergulho:

Grau de alteração:

Material de Cobertura

Espessura:

Cor:

Textura e composição predominante:

Origem

Rocha alterada "in situ":

Pedogenizada ou não:

Paleossolo:

Linhas de pedra/paleopavimento:

Características (espessura, tipo de material, grau de arredondamento, dimensão):

Amostras:

3. FORMAS DE RELEVO E PROCESSOS ATUANTES

Grau de dissecação pela drenagem

Alto/médio/baixo/inexistente:

Forma das vertentes

(convexas, retilíneas, côncavas...)

Grau de convexização:

Grau de desenvolvimento das várzeas

Alto/médio/baixo/inexistente:

Descrição do leito inundável:

Largura, material em transporte, textura, paleopavimentos:

Terraços fluviais

Caracterização do terraço (erosivo, deposicional, estratificação dos depósitos):

Dinâmica das Vertentes

Tipo de erosão predominante (linear, laminar...):

Grau de desenvolvimento das formas erosivas (alto, médio, baixo..):

Grau de equilíbrio das vertentes (alto, médio, baixo...):

4. USO DO SOLO E REFLEXOS NAS FORMAS E NA ESTRUTURA SUPERFICIAL

Culturas (permanente, temporária..):

Pastagens (natural, cultivada...):

Técnicas de cultivo e manejo:

Extração mineral (localização morfológica):

Conseqüências na dinâmica da paisagem (em relação aos processos erosivos, formas pré-existentes, gênese de novas formas...)

Outros fatores que contribuem para acelerar ou retardar as formas erosivas:

5. COBERTURA VEGETAL (NATURAL)

Tipo (florestal, cerrado, campo, mata galeria...)

Descrição:

Grau de alteração (alto, médio, baixo...)

Motivo:

6. PERFIS, ESQUEMAS DE CAMPO E OBSERVAÇÕES COMPLEMENTARES: