

## 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.

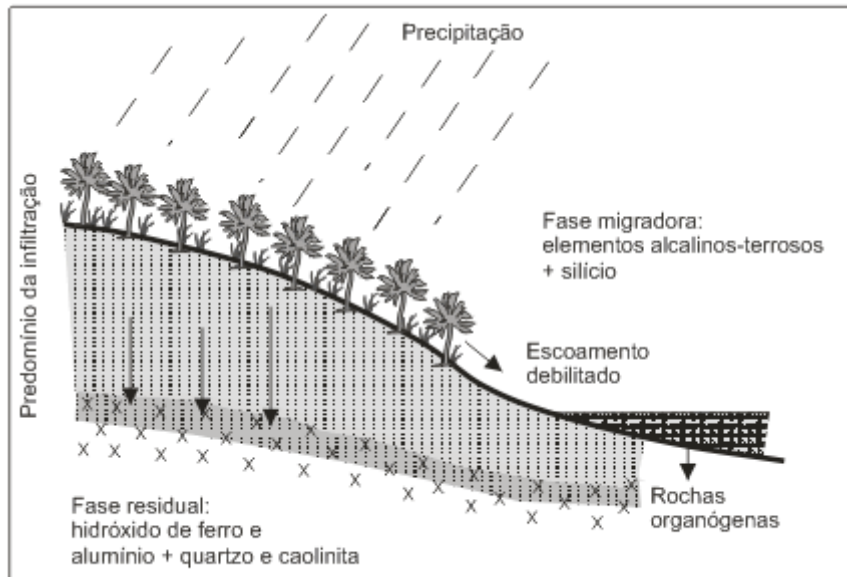


Fig. 4.1 - Predomínio do componente perpendicular (Fase biostásica).

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).

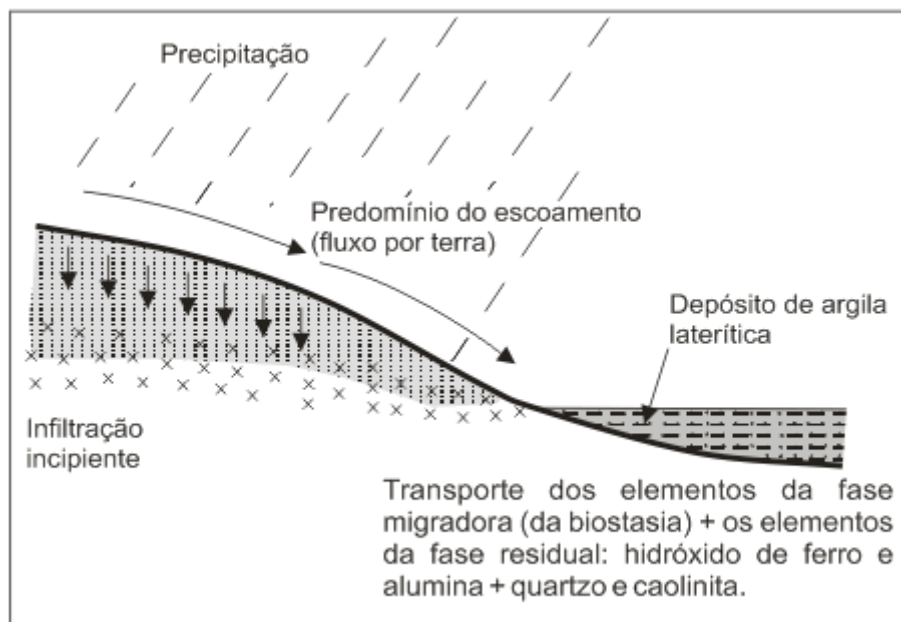


Fig. 4.2 - Predomínio do componente paralelo (fase resistásica).

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*<sup>1</sup> 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 focar 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 focar 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 talwegues, 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 ).

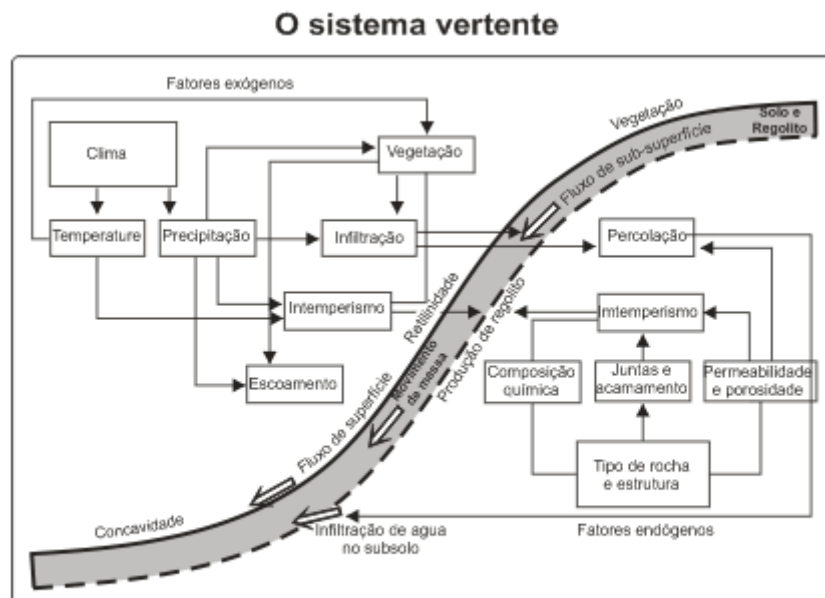


Fig. 4.3 - O sistema em uma vertente convexo-retilínea-concava (Clark & Smal, 1982).

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).

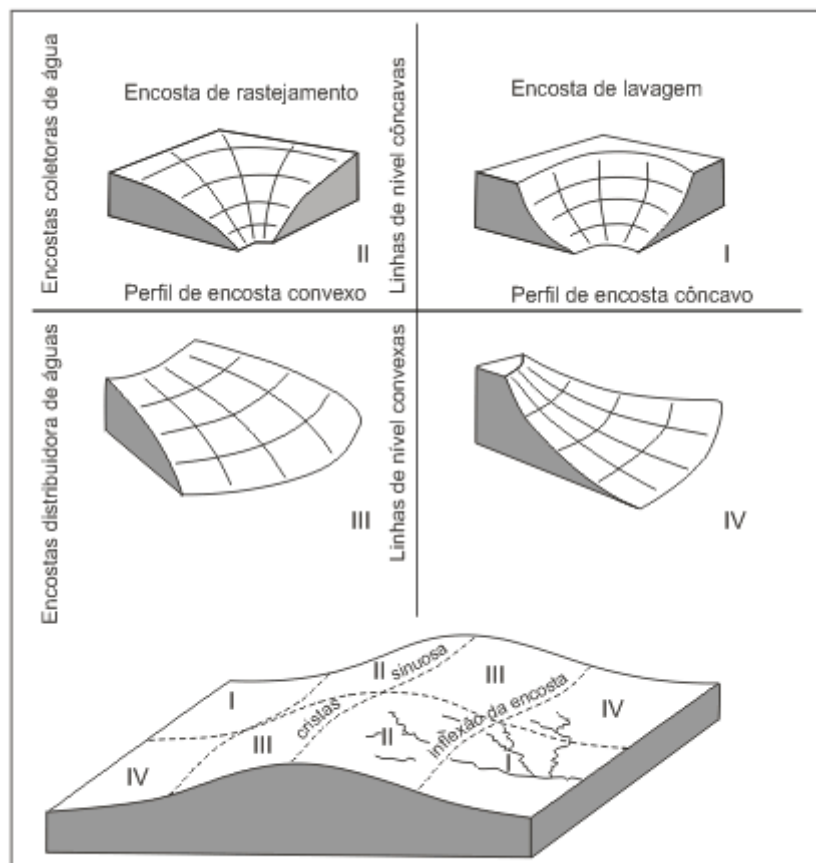


Fig. 4.4 - Classificação dos elementos de encosta de uma paisagem de acordo com a forma e os processos operantes (Troeh, 1965).

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. Penteadó (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)<sup>2</sup>, 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 produzida<sup>3</sup>. 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.

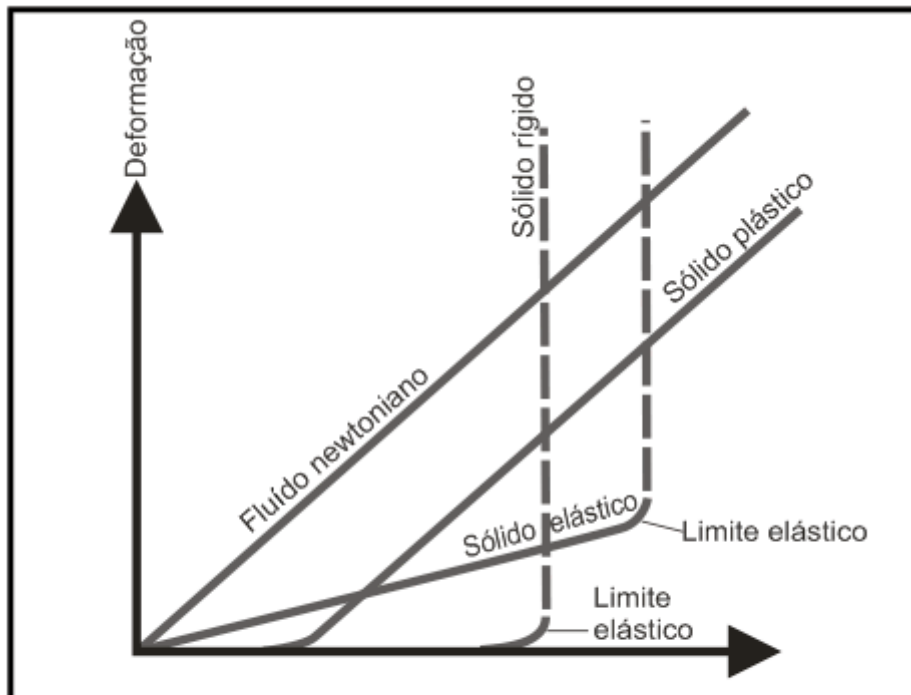


Fig. 4.6 - Relações entre esforço-deformação em quatro materiais ideais. Na prática muitos materiais sólidos apresentam propriedades que são complexas combinações das quatro formas apresentadas (Rice, 1983).

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).

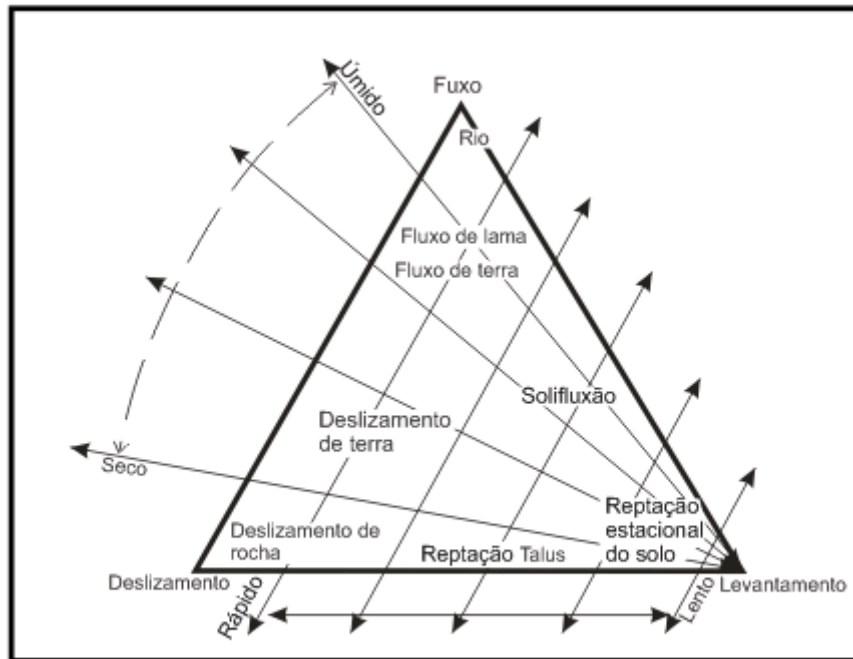


Fig. 4.7 - Classificação dos processos de movimento de massa (Carson & Kirkby, 1972).

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.

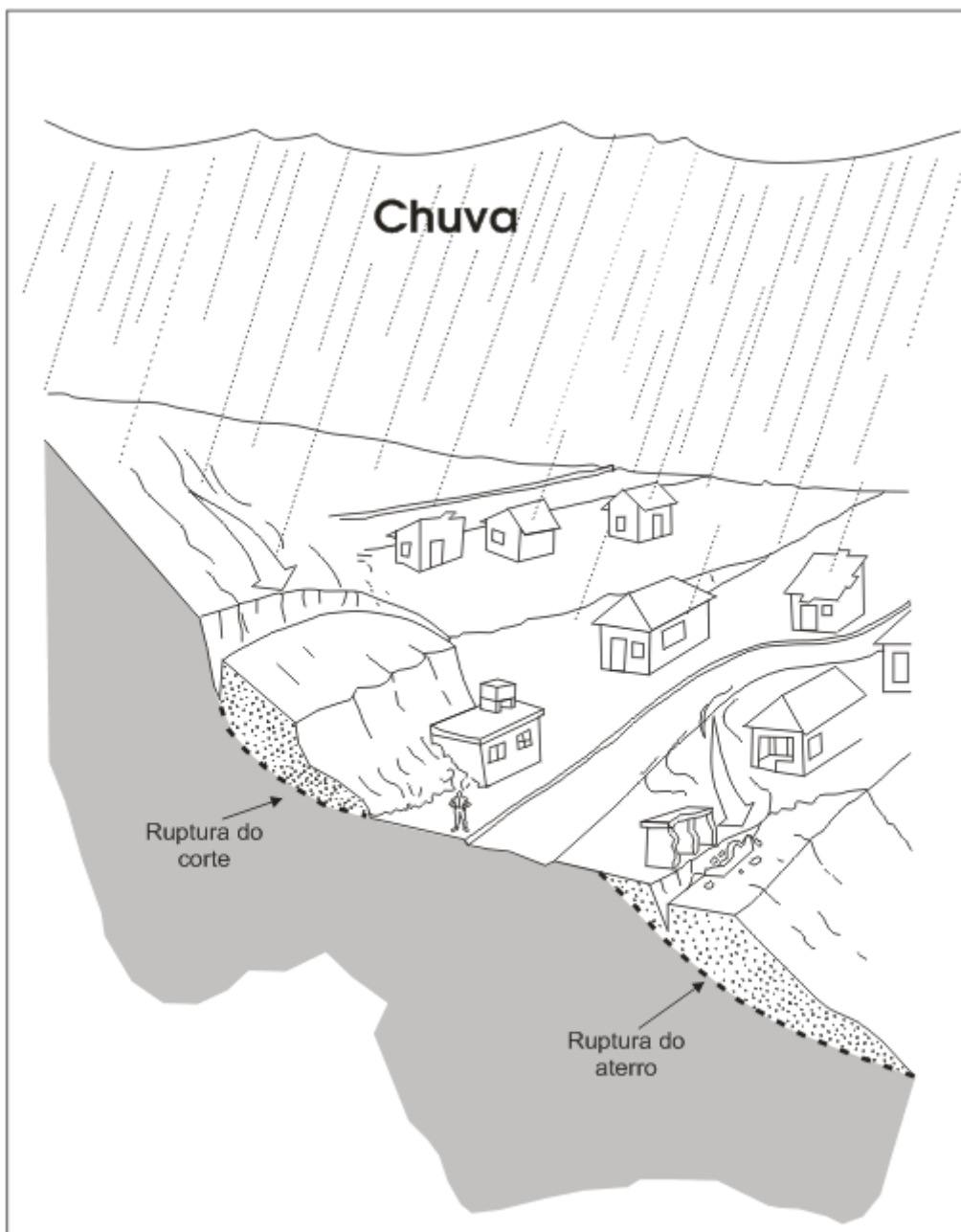
Assim, quanto maior o declive e maior a plasticidade do material (presença de argila), maior a propensão ao deslocamento, podendo assumir formas de movimentos mais rápidos. A velocidade do rastejamento é de poucos centímetros por ano, sendo perceptível em postes, muros e árvores. Não apresenta superfície 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” (Christofolletti, 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” (Christofolletti, 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).

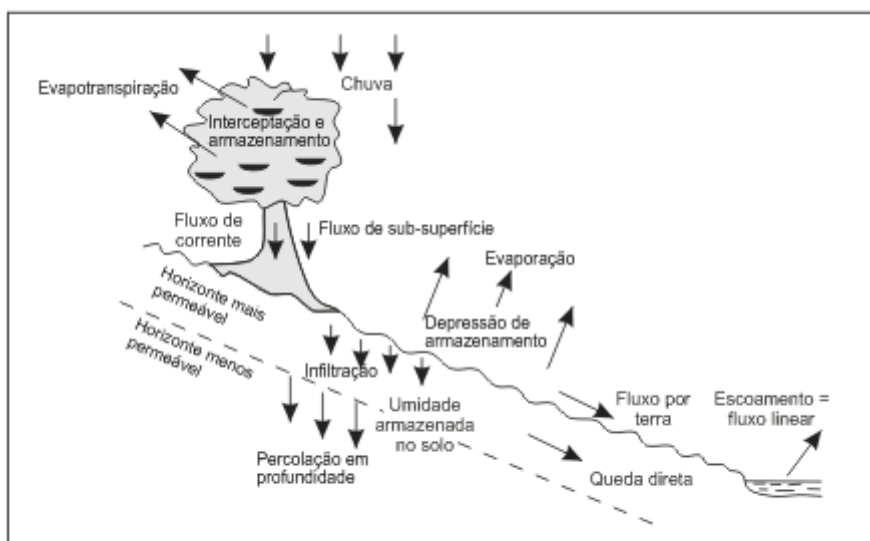


Fig. 4.10 - Componentes esquemáticos do balanço hidrológico na superfície de evapotranspiração (Carson & Kirkby, 1972).

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.

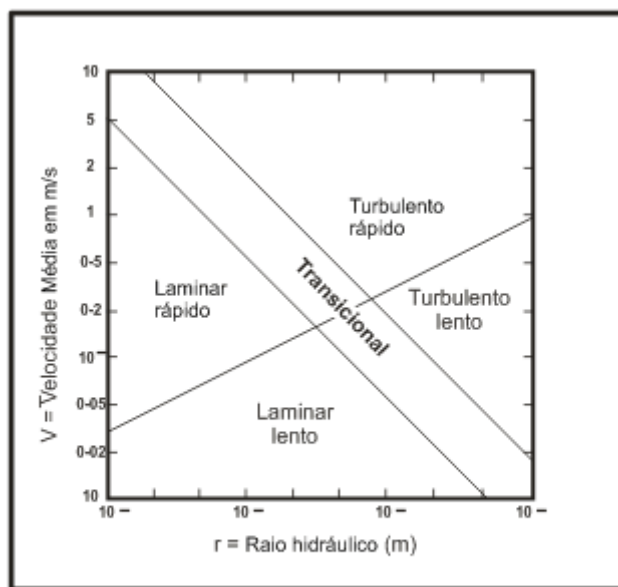
Observa-se que a interceptação constitui-se em importante componente na ciclagem da água de uma vertente, devendo, a exemplo de outros fatores, ser levada em consideração quanto às decisões sobre o manejo das áreas ocupadas por florestas.

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<sup>-1</sup>, 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<sup>-1</sup>.

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 m<sup>2</sup> ) 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.



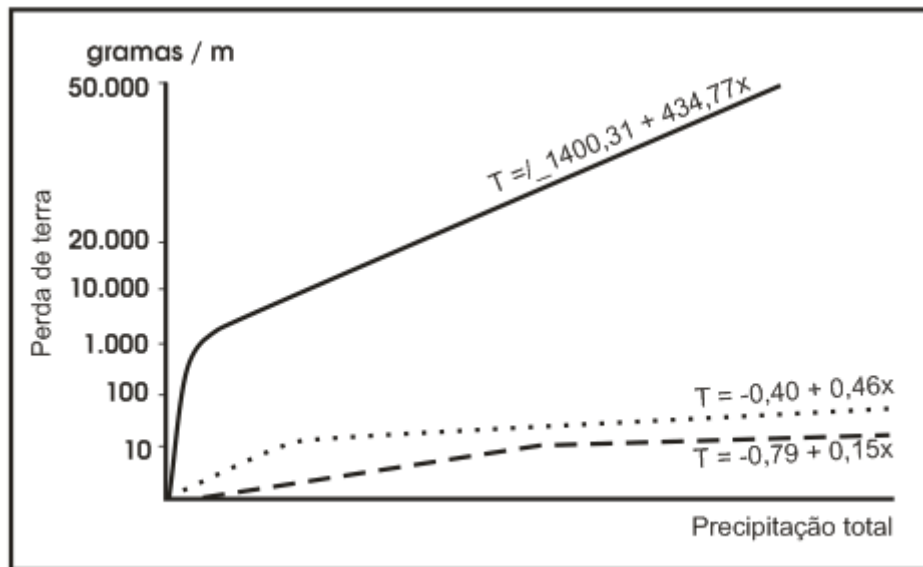


Fig. 4.12 - Relação precipitação total/perda de terra (Casseti, 1983)

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<sup>5</sup> 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) .

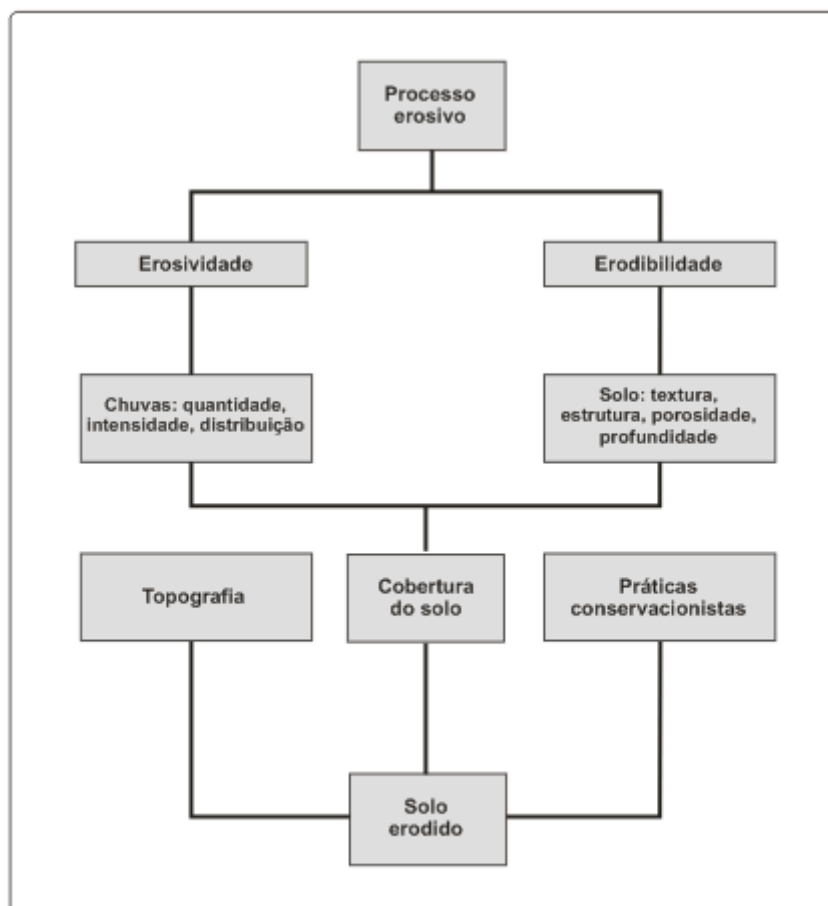


Fig. 4.13 - Descrição diagramática do processo erosivo, segundo Ramos (1982, apud Prochnow, 1990).

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

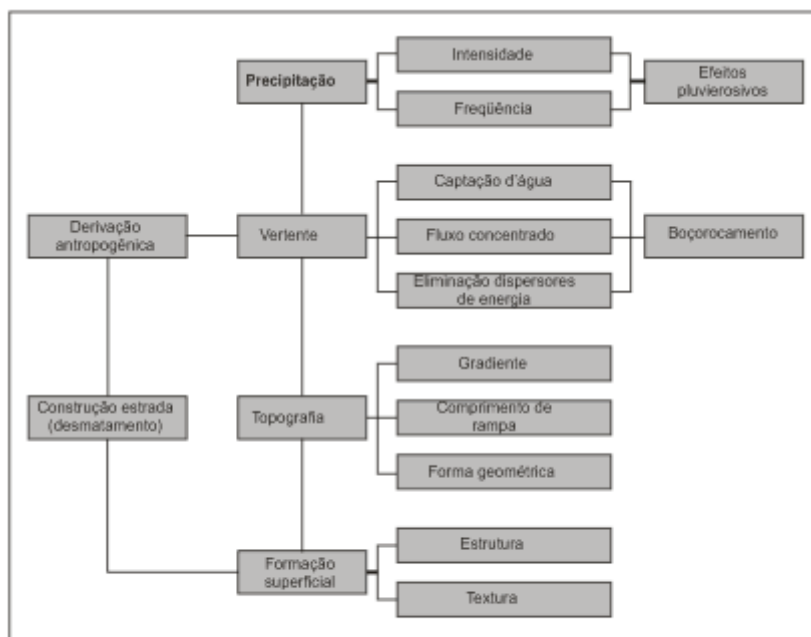


Fig. 4.14 - Esquema das variáveis responsáveis pelos efeitos erosionais (Cassetti, 1987/88).

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).

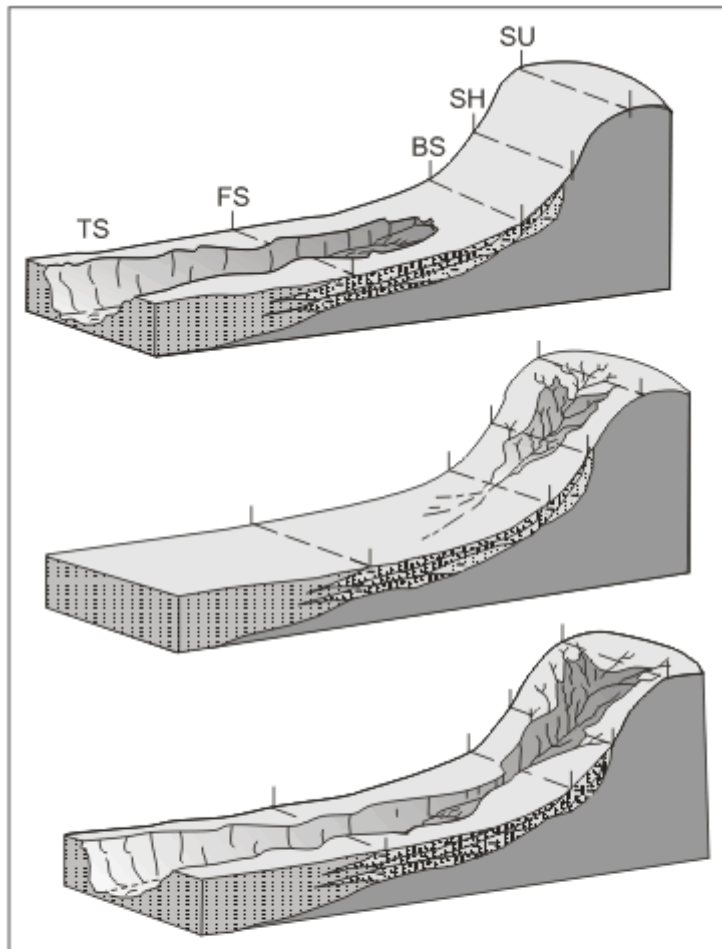


FIG. 4.15 - Modelo de evolução de boçorocas. I: boçoroca conectada à rede hidrográfica; II: boçoroca desconectada da rede hidrográfica; III: integração entre os dois tipos anteriores. A seta na figura III aponta para degraus formado no momento da integração. Na figura I a encosta é subdividida em elementos 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 ).

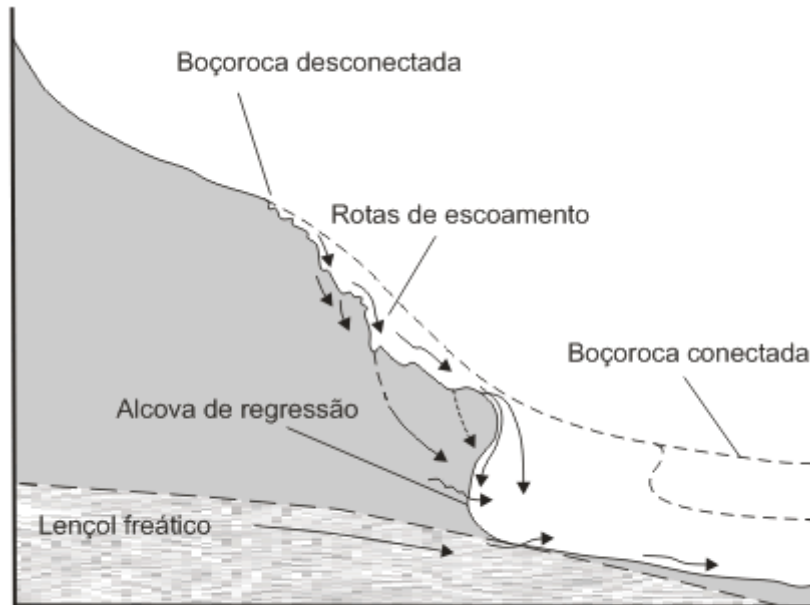


Fig. 4.16 - Principais rotas de fluxo no momento da integração entre boçorocas conectadas e desconectadas. (Oliveira, 1992).

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 adsorvidos<sup>6</sup> por géis<sup>7</sup> tendem a permanecer onde se originaram, concentrando-se como produtos residuais do intemperismo.

#### 4.2. Relação Vertente-Sistema Hidrográfico

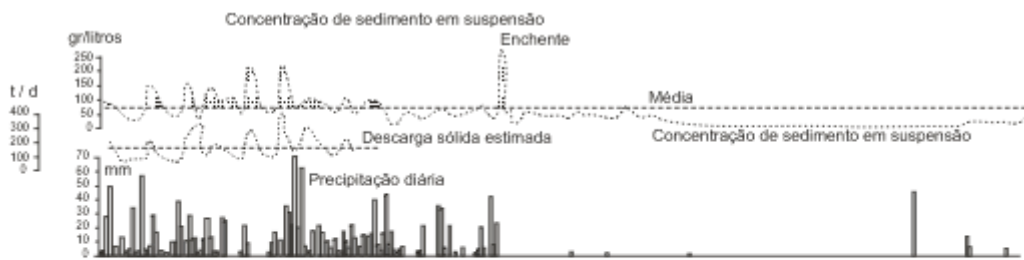
O conceito de vertente *lato sensu* trata das relações entre os processos inerentes à vertente *stricto sensu* e suas relações com o sistema hidrográfico, correspondente ao nível de base local. Assim, ao mesmo tempo em que qualquer alteração no nível de base produz modificações nos processos erosivos 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

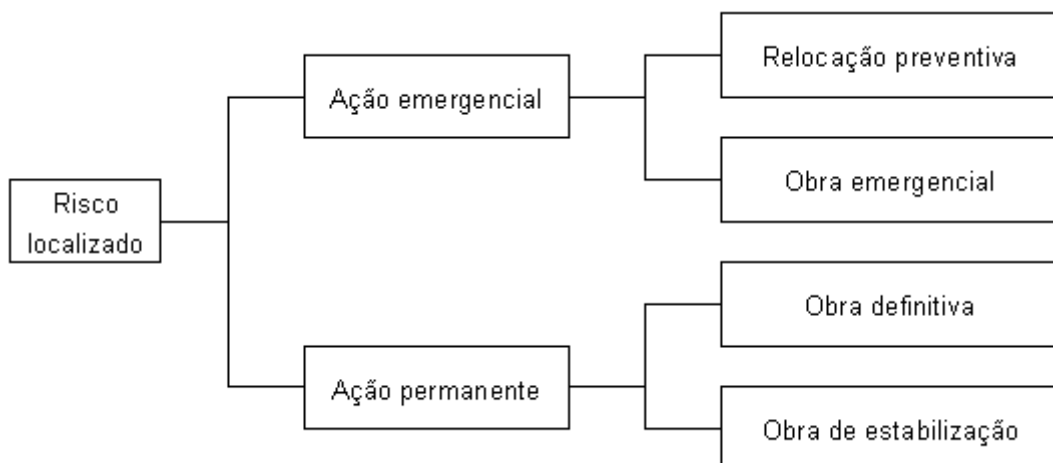
- Lançamento de águas servidas
- Vazamentos na rede de abastecimento de água
- Fossa sanitária
- Declividade e altura excessivas de cortes
- Execução inadequada de aterros
- Deposição de lixo
- Remoção indiscriminada da cobertura vegetal

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 m<sup>3</sup> de sedimentos pela ação indireta do homem, associada ao uso e ocupação da bacia, e 2.480.000 m<sup>3</sup> 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 Angeli 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 podzóico 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. Archivo 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 problêmes 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).