

OS MECANISMOS DE COMPENSAÇÃO E O EQUILÍBRIO DE FORÇAS NA DINÂMICA DOS MATERIAIS DE VERTENTE

Antonio Carlos Colangelo*

INTRODUÇÃO

Antes de iniciar a temática específica referente a este artigo parece importante explicitar alguns dos principais parâmetros conceituais que constituem o suporte teórico mais abrangente sobre o qual ele apóia. Uma referência conceitual inicial torna-se importante principalmente agora, com o advento das chamadas *Ciências Ambientais* que incorporam uma infinidade de outros campos tradicionalmente pertencentes às *Ciências da Terra*. Como por exemplo a Geomorfologia e a Pedologia.

As Geociências constituem um vasto campo do conhecimento que abriga inúmeras disciplinas, dentre as quais a Geomorfologia e a Pedologia. Este tipo de organização do conhecimento, em áreas e sub-áreas, é própria da nossa cultura e a "natureza" não tem nada a ver com isto. Os Geomorfólogos referem-se a processos geomorfológicos e os pedólogos referem-se a processos pedológicos, fundamentalmente porque seus objetos de estudo são distintos. Enquanto os primeiros se ocupam do relevo, os últimos se ocupam dos solos, e em ambos os casos os aspectos genéticos, evolutivos e organizacionais são abordados. Entretanto, no caso específico destas ciências o suporte material de seus objetos de estudo é o mesmo, refere-se às formações superficiais, sendo que os processos que sobre estas atuam interagem, necessária e simultaneamente, tanto com a morfogênese quanto com a pedogênese. A rigor, não existem processos exclusivamente morfogênicos ou pedogênicos, estejam eles vinculados à dinâmica própria do sistema original ou àquela induzida pelo homem.

A dinâmica dos sistemas terrestres é garantida pela atuação simultânea de processos físicos, químicos, bioquímicos e biofísicos sobre os materiais superficiais, de modo que tais processos são rigorosamente morfo-pedogênicos. Para elucidar melhor esta colocação devemos salientar que o conceito de "gênese" traz implícita a idéia de que cada sistema e subsistema terrestre possui sua própria dinâmica evolutiva, cada uma diferenciada qualitativa e quantitativa-

mente, no tempo e no espaço, em função de um conjunto de processos dominantes. Relevos e solos, por exemplo, estão evoluindo a partir da atuação de um mesmo conjunto de processos, cujos efeitos sobre a morfodinâmica e a pedodinâmica são intrinsecamente distintos e dependem da natureza, intensidade, frequência e extensão de cada um dos processos componentes.

As proposições até aqui apresentadas, podem ser resumidas da seguinte maneira: 1 - existe uma permanente sucessão, no tempo geológico, de diferentes tipos de formas de relevo e solos; 2 a gênese de um novo tipo de relevo ou solo, implica na destruição de um tipo pretérito, e; 3 - as dinâmicas evolutivas das formas de relevo e dos solos, embora intrinsecamente distintas, estão submetidas ao mesmo conjunto de processos. Consideradas verdadeiras estas hipóteses, devemos necessariamente concluir que: gênese e destruição são processos simultâneos e complementares, inerentes à dinâmica dos sistemas e subsistemas terrestres, dentre eles os geomórficos e os pedológicos. Em outras palavras, se uma determinada área estiver sujeita à atuação de intensos processos erosivos superficiais de natureza mecânica, está ocorrendo intensa morfogênese e intensa pedogênese. Por que intensa pedogênese? Porque, tanto os solos das áreas de degradação quanto os das áreas de agradação estão sofrendo transformações, ou seja, a dinâmica pedológica original é interrompida e os tipos de solos a ela vinculados dão lugar a outros tipos. Não importa que estes últimos sejam menos evoluídos que os anteriores, para que se instalem deve haver pedogênese, ainda que degenerativa.

Em Geomorfologia, os processos erosivos físicos são tradicionalmente interpretados como processos morfogênicos por excelência, enquanto que os processos químicos estariam fundamentalmente vinculados à pedogênese. Sabe-se que as perdas por erosão mecânica superficial podem

(*) Professor do Departamento de Geografia da FFLCH/USP.

envolver a mobilização de grandes quantidades de material, num curto período de tempo, e também, que seus efeitos sobre a evolução do modelado terrestre são muito mais facilmente detectáveis e mensuráveis do que os vinculados à erosão química subsuperficial. Razão pela qual esta última foi por muito tempo subestimada nos estudos geomorfológicos, excetuando apenas aqueles referentes aos relevos cársticos, onde a participação dos processos geoquímicos na morfogênese é evidentemente fundamental.

Enquanto não for possível avaliar com maior rigor a participação da erosão química, e mesmo da erosão mecânica, no conjunto dos processos denudacionais, torna-se difícil imaginar um modelo universal que dê conta dos sistemas de erosão em sua totalidade.

Os sistemas de erosão estudados em Geomorfologia de Processos correspondem a subsistemas inseridos nos sistemas de "Paisagem", mais complexos.

O JOGO DE FORÇAS NA VERTENTE

Com exceção das áreas de afloramento de núcleos rochosos mais resistentes ao intemperismo, das áreas glaciais e dos desertos, todo o restante da superfície emersa da crosta terrestre corresponde a interflúvios cujas vertentes têm por suporte materiais superficiais inconsolidados.

Tais materiais podem ser eluviais, coluviais ou aluviais, conforme tenham sua origem associada a processos exógenos vinculados, respectivamente, ao intemperismo do embasamento rochoso "in situ", ao transporte mecânico e deposição de materiais nas vertentes e à deposição de partículas transportadas em suspensão nos cursos fluviais.

Os materiais interfluviais de vertente são inconsolidados e, portanto, sustentados por forças químicas e mecânicas. Estes materiais exibem descontinuidades de natureza **textural**, **estrutural** e na concentração relativa dos seus **componentes minerais**, tanto em profundidade como lateralmente, ao longo dos perfis das vertentes. Tais descontinuidades condicionam o comportamento de outras variáveis, tais como a **porosidade** ou a **permeabilidade** dos materiais superficiais, que por sua vez regulam também os fluxos hídricos de subsuperfície.

O número de elementos e variáveis associados ao jogo de forças presentes nos materiais de vertente é bastan-

te grande. Num sistema de vertente natural, uma força de cisalhamento (T) é gerada a partir da interação entre força gravitacional (Fg), carga sobrejacente ao ponto considerado e a declividade da superfície do terreno. Seu módulo depende fundamentalmente dos dois últimos fatores, uma vez que a força de gravidade pode ser considerada constante.

Entretanto a força de resistência ao cisalhamento depende principalmente das características intrínsecas dos materiais de superfície. Nos sistemas de vertente os fatores ligados, seja à força de cisalhamento, seja à força de resistência ao cisalhamento, podem ser divididos em intrínsecos e extrínsecos, conforme correspondam a características mecânicas próprias do materiais de vertente ou ligadas a outros elementos pertencentes ao meio físico circundante. Estes dois conjuntos de fatores formam um complexo de interações dinâmicas que ora favorece a tensão cisalhante, ora a força de resistência. O equilíbrio de forças na vertente é mantido graças à atuação de uma série de processos superficiais e subsuperficiais de compensação, para os quais a hidrodinâmica desempenha um papel fundamental.

As fortes declividades dos setores convexo e retilíneo do perfil de vertente, são sustentadas por materiais que devem apresentar uma dosagem adequada de fração areia, com baixo grau de seleção, capaz de gerar força de atrito (S), passiva, necessária para equilibrar a força de cisalhamento (T), ativa. Burkalow (1945), fez experimentos de laboratório para determinação dos ângulos de repouso para diversos tipos de materiais, cujos resultados mostram como os materiais mais grosseiros e menos selecionados são os que sustentam maiores ângulos de repouso (ângulos de fricção).

Por outro lado, os elevados teores de umidade encontrados nos materiais de baixa vertente, principalmente no horizonte B de solo, seriam suficientes para instabilizá-los a ponto de, em muitos casos, fazer desencadear movimentos de massa, talvez mesmo em condições habituais de drenagem, se neles não houvesse a quantidade necessária de argilo-minerais, os quais têm a capacidade de absorver grandes quantidades de água antes de que se desagrem. Desta maneira, podemos deduzir que o aporte e acúmulo destes materiais em direção à baixa vertente, deve favorecer a condição de estabilidade, sob condições hídricas habituais.

No setor de alta vertente os materiais são sustentados em virtude de um incremento de **atrito** mecânico, vinculado a uma maior concentração relativa de areias mal sele-

cionadas, enquanto que na baixa vertente tal sustentação é devida principalmente ao aumento relativo de **coesão** química, vinculada principalmente às argilas.

Da mesma maneira que ao longo do perfil das vertentes, nos perfis de solo os materiais apresentam também variações e descontinuidades quanto ao que se refere às características **texturais, estruturais e mineralógicas** dos seus agregados. Os resultados das análises granulométricas que fizemos na área do Planalto do Paraitinga, apontam para uma forte descontinuidade textural entre os horizontes B e C dos solos (Tab.1), o que repercute sobre os ângulos de fricção interna destes materiais. Considerando estas fortes discrepâncias texturais, vinculadas principalmente às proporções de silte e argila, quando os materiais estão submetidos a elevados teores de umidade do solo, como os que se verificam durante os episódios de chuva intensos e prolongados do fim do verão, podem ser gerados colapsos coesivos na transição dos horizontes B de solo para os materiais de alteração de rocha (Horiz.C). Este seria o principal mecanismo, responsável pelo desenvolvimento de superfícies de ruptura e conseqüente desencadeamento de processos erosivos de movimentos de massa na área de estudo, como já havia sido apontado por Cruz (1974).

Os resultados dos ensaios sobre limites de Atterberg, resistência ao cisalhamento e granulometria, nos tem indicado a existência de uma forte descontinuidade entre os materiais de horizontes B e C dos solos. Enquanto os materiais de horizontes B apresentam-se texturalmente mais argilosos, os de horizonte C apresentam-se geralmente mais siltosos (Tab.1). Conseqüentemente são estes últimos menos coesivos. Por outro lado, a menor concentração de argilas é compensada pelos elevados índices de atividade apresentados pelos seus tipos mineralógicos, o que lhes confere maior capacidade de transmissão do comportamento argiloso à massa do material como um todo. Com isto, os ângulos de fricção interna de horizontes B e C dos solos tornam-se menos discrepantes, como podemos observar nos materiais analisados neste trabalho (Fig.1). Tais índices de atividade mais elevados devem garantir aos materiais de alteração de rocha, a manutenção de teores de umidade mais elevados, o que favorece a condição de estabilidade.

Desta forma é possível entender, do ponto de vista mecânico, como uma descontinuidade textural tão acentuada quanto a que comumente se observa entre horizontes B e C de solo, pode garantir a sustentação de seus materi-

ais em declives acentuados, não raro acima dos 25 graus. O menor grau de alteração nas profundidades relativas aos níveis de alteração de rocha é indicada pela maior concentração de micas e seus produtos de "transformação". Nas pesquisas que estamos desenvolvendo, seriam principalmente as ilitas e vermiculitas (2:1). Moniz (1972) apresenta alguns dados que reforçam as afirmações acima. As elevadas superfícies específicas, capacidade de troca catiônica e expansividade destes tipos minerais devem ser responsáveis pelos altos índices de atividade que neles encontramos. Bowles (1979, p167) nos fornece alguns dados que reforçam estas idéias.

Portanto, quanto às características mecânicas dos materiais, a manutenção da estabilidade das vertentes nos sistemas naturais tropicais deve estar associada, em grande parte, a um mecanismo onde a referida descontinuidade textural é compensada por outra de natureza mineralógico-estrutural. Anderson et alli (1987) referindo-se aos processos de instabilidade das vertentes e seus modelos de análise, salientam a necessidade de que sejam tratados separadamente aqueles processos ligados à mecânica do solo e os de natureza hidrológica. Devemos acrescentar também que os dois conjuntos de processos interagem tão diretamente que torna-se difícil separá-los.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O SISTEMA HIDROLÓGICO DE VERTENTE

Seguindo a mesma linha de raciocínio, deve haver também um mecanismo de compensação vinculado aos processos hidrológicos. Por exemplo, o fenômeno de dessecação do solo deve ser diferenciado em cada setor do perfil de vertente. No setor convexo do perfil, os fluxos hídricos de superfície são dispersores, os teores de umidade relativamente mais baixos e as tensões hídricas subsuperficiais mais negativas, relativamente aos outros setores. Assim, o gradiente de pressão existente entre a superfície do solo e os níveis mais profundos, produzidos pela evaporação e evapotranspiração, podem reduzir o teor de umidade nos horizontes superficiais do solo até níveis próximos ao limite de contração (LC) do material, aumentando em muito a sua coesão. Podemos dizer que, no setor convexo de alta vertente o fenômeno do dessecação do solo pode produzir um aumento maior da coesão do que nos setores retilíneo e côncavo basais, mais úmidos. Esta afirmação está baseada no fato da relação entre o teor de umi-

dade e a coesão do solo não ser regida por uma função linear e sim por uma função exponencial. Moeyersons (1989) apresenta um grupo de curvas exibindo esta relação para formações superficiais no Sul de Ruanda, sob clima quente-úmido (Fig.2).

Como os níveis de umidade do solo no setor convexo de vertente são mais baixos que nos demais. Se nos fixarmos nas curvas apresentadas por Moeyersons, uma mesma variação de umidade nos diferentes setores de vertente (convexo, retilíneo e côncavo) produz um maior gradiente de coesão no setor convexo. Assim, o dessecação do solo compensaria em parte o “deficit” coesivo apresentado pelos materiais de alta vertente, relativamente mais pobres em argila. Esse mecanismo é particularmente intensificado e ganha destaque quando a mata é eliminada e o solo atingido diretamente pela radiação solar. O papel de regulação hídrica e térmica desempenhado pela cobertura florestal é fundamental para manter o dessecação e o conseqüente endurecimento dos horizontes superficiais do solo em níveis aceitáveis. Em Paraibuna por exemplo, onde a pastagem predomina, temos observado que os horizontes A2 e B1 encontram-se generalizadamente ressecados e endurecidos em função das fortes pressões negativas, presentes desde que o manto florestal foi eliminado.

FORMA, MATERIAL E PROCESSO

O mais interessante é observar que, sob condições habituais, os diversos mecanismos do sistema de vertente atuam no sentido de ajustar formas, material e processo em cada setor, de tal modo que um equilíbrio relativo seja favorecido. Por exemplo, no setor convexo de alta vertente, relativamente mais arenoso, a permeabilidade do solo deve ser mais elevada que no setor côncavo basal, mais argiloso. Ao mesmo tempo, maior permeabilidade significa maior taxa de infiltração, melhor abastecimento do lençol freático e diminuição do escoamento superficial (“runnoff”) nos setores convexos de alta vertente.

Em tais setores, principalmente os policonvexos em frentes de interflúvio, o aumento progressivo da área de escoamento em direção a jusante (convexidade em planta) condiciona a divergência das linhas de fluxo o que compensa o aporte progressivo de água pelo aumento da área de captação. Prosseguindo nesta linha de raciocínio, não podemos esquecer que a convexidade do perfil de vertente

vinculada a estes setores favorece, num primeiro momento, o aumento do escoamento pluvial superficial, pelo aumento progressivo da declividade e conseqüente aumento da energia cinética transferida ao fluxo. Num segundo momento, este mesmo aumento da declividade implementa a componente lateral dos fluxos hídricos subsuperficiais, favorecendo a partida de materiais coloidais e, conseqüentemente produzindo um aumento na concentração relativa de materiais grosseiros nos horizontes superficiais do solo, o que indiretamente vem favorecer novamente a infiltração da água no solo.

Tal mecanismo de compensação ajusta-se também às condições locais de maior erodibilidade do solo, de tal forma que, regulando o volume do escoamento pluvial, diminui o risco de desenvolvimento de erosão acelerada. Este setor pode, de uma certa maneira, ser assimilado ao conceito de “belt of no erosion” de Horton (1945).

Ao contrário, em direção à baixa vertente, a erodibilidade do solo decresce em função dos crescentes teores de argila, permitindo assim que os efeitos potencialmente danosos de um escoamento superficial, progressivamente acelerado e avolumado pelas contribuições de montante, sejam reduzidos em virtude de um aumento na coesão e estabilidade dos agregados do solo. O acréscimo nos teores de argila registrados nos setores côncavos basais das vertentes, principalmente os que apresentam “policoncavidade”, se deve às adições por iluviação.

Neste sentido, os sistemas de vertente podem ser vistos como dipolos, onde o antagonismo entre os setores convexo de alta vertente e côncavo basal é resolvido por mecanismos complementares de compensação, ativados por processos físico-químicos. O polo positivo deste dipolo, corresponde à rede interfluvial que compõe o domínio de dispersão hídrica eluvial. Se o que acabamos de expor é correto, este “Domínio de Dispersão Hídrica Eluvial” seria na verdade o principal abastecedor dos aquíferos, em áreas de embasamento cristalino sob clima tropical úmido (Fig.3).

Entre tais polos existe um setor de transição retilíneo, representado por um sub-sistema com características intermediárias às dos dois anteriores. Na verdade, intermediário enquanto setor de conexão entre sub-sistemas antagonísticos, apresenta uma gama de características, desde as mais próximas às do setor convexo de alta vertente, até as mais próximas do setor côncavo basal (Fig.4).

Por esta peculiaridade e a partir de levantamentos realizados em Paraibuna e São Luís do Paraitinga, suspeitamos que, sob condições pluviométricas extremas este setor de inflexão (retilíneo) do perfil de vertente seja particularmente vulnerável à ocorrência de processos de movimentos de massa. Por tal razão, acreditamos que em vertentes sobre embasamento cristalino, em áreas de clima tropical-úmido e que não correspondam a escarpamentos estruturais, este setor de transição do domínio de dispersão para o domínio de concentração dos fluxos hídricos pode ser considerado potencialmente o mais susceptível à ocorrência de escorregamentos. Por outro lado, para escorregamentos ocorridos em vertentes naturais escarpadas, provocados por episódios de chuva de alta intensidade e duração, o setor côncavo-basal é apontado como o mais vulnerável à ocorrência deste tipo de processo (de Ploey & Cruz, 1979 e Iida, 1983).

Quanto ao que se refere aos parâmetros, os “ângulos de fricção interna efetivos”, obtidos dos ensaios com o aparelho “Shergraph”, expressam a variação da tensão de cisalhamento em função da variação da tensão cisalhante. Neste sentido exibem um comportamento do material que corresponde à sua maior ou menor capacidade de resistir à tensão cisalhante sem se romper. Segundo Burkalow (1945), quando a força normal é nula, a resistência apresentada pelo material depende unicamente da coesão do material, ou seja, das forças eletroquímicas, mais efetivas nos colóides, como no caso das argilas. Agora, se um dado volume de partículas é tensionado por uma força qualquer (T) cisalhante, uma força normal a ela (N) será capaz de evitar a ruptura do material, se assumir um valor tal que: a soma das forças de coesão e de atrito do material, esta última ampliada pela ação da força normal, superar a tensão cisalhante. A força normal favorece a resistência ao cisalhamento pela adição de fricção à coesão química original dos agregados. Por sua vez, a força de fricção é diretamente proporcional à força normal sendo que tal proporcionalidade é dada pela tangente do ângulo de fricção interna efetivo do material (Fig.5). Este último é, em grande parte, função de certas características intrínsecas do material como, por exemplo: diâmetro médio e grau de seleção, densidade, esfericidade, arredondamento e rugosidade dos grãos (Burkalow, 1945). No caso específico da fração argila (<2micras), a própria estrutura molecular, associada ao tipo de argilo-mineral interfere sobre a fricção interna e seu comportamento frente à atuação de forças externas (Fig.6).

O teor de umidade do material, por exemplo, é outro fator a interferir sobre a fricção. A água intersticial, ocupan-

do os vazios do solo, atua como um lubrificante, produzindo pressões neutras contra a fricção, tanto maiores quanto maior for o teor de umidade presente (Fig.7).

No nosso caso, é importante interpretar o significado destes parâmetros geotécnicos para os sistemas de vertente. A “força normal” (N), sempre ortogonal à “força de cisalhamento” (T), aumenta a resistência ao cisalhamento do material. Nos sistemas de vertente, a massa de material superficial inconsolidado, de alteração de rocha e coluvial, é sustentada por forças coesivas e de fricção interna resistentes à ação da força de cisalhamento associada à força gravitacional.

A força gravitacional desempenha um duplo papel. Excluindo as superfícies do terreno sub-horizontais ou sub-verticais, todas as superfícies inclinadas formam sempre um ângulo agudo com a vertical, que corresponde à direção da força gravitacional. Sendo assim, nestes casos a decomposição vetorial desta força gera sempre duas componentes: a primeira projetada sobre uma reta paralela à superfície inclinada do terreno, atua no sentido de desprender as partículas do solo, possuindo assim um caráter cisalhante; a segunda, projetada sobre a reta normal à superfície, favorece a força de fricção e, portanto, a resistência ao cisalhamento. O módulo, ou valor da força de natureza gravitacional que atua sobre uma partícula qualquer de solo é função direta da carga associada à massa do material sobrejacente a tal partícula. Portanto, a carga sustentada por uma partícula de solo é diretamente proporcional à profundidade no perfil vertical. Entretanto, teoricamente variações na carga sobrejacente não devem repercutir sobre o ângulo de fricção interna, havendo apenas, nestes casos, variação proporcional em todas as forças envolvidas.

Deste modo as partículas constituintes dos materiais superficiais inconsolidados nos sistemas de vertente sofrem a ação de forças mecânicas antagônicas do solo, que é composta por coesão e fricção. A coesão efetiva (C) é função das forças eletroquímicas de atração entre as partículas de argila, a fricção interna (S) é diretamente proporcional à força normal (N), e a razão entre elas (S/N), chamada coeficiente de fricção (cf), depende das propriedades mecânicas intrínsecas do material. Como tais forças são ortogonais, o coeficiente de fricção é igual à tangente do ângulo formado entre a força resultante e a normal, chamado ângulo de fricção interna efetivo (i).

Sobre os parâmetros de resistência ao cisalhamento, acima descritos, Coulomb apresentou a seguinte equação:

$$T = C + N \cdot \tan i$$

onde: T = força de cisalhamento

C = coesão

G $\tan i$ = fricção, sendo G = força normal

i = ângulo de fricção interna

Entretanto, a equação de Coulomb em sua forma clássica não considera as influências do teor de umidade do solo (u) sobre a coesão, e o ângulo de fricção interna (Caputo, 1980). Já os ensaios rápidos de campo que realizamos como o aparelho Sheargraph nos fornecem dados sobre a coesão efetiva ($C = c - u$) e o ângulo de fricção interna efetivo (i). A coesão aparente, ou efetiva, de um certo material resulta não só das forças de atração eletroquímicas das partículas de argila, mas também da pressão capilar da água contida no solo (Hvorsley apud Caputo, op.cit.). Assim, a equação de Coulomb deve ser escrita da seguinte forma:

$$T = (C - u) + (N - u) \cdot \tan i$$

onde: T = força de cisalhamento

C = coesão aparente

i = ângulo de fricção interna aparente ou efetivo

u = pressão neutra da água

N = força normal

Ao longo de um perfil de vertente hipotético, cujos materiais superficiais estejam sob equilíbrio plástico relativo, podemos fazer uma análise teórica do comportamento dos parâmetros da resistência ao cisalhamento e estabelecer relações com as características texturais dos materiais e o tipo de hidrodinâmica, para cada setor da vertente. A vertente esquemática que iremos analisar compõe-se de três setores, a saber: convexo no topo, retilíneo na média vertente e côncavo na base. A forma destes setores elementares condiciona um grande número de fatores, sendo que os mais importantes referem-se ao comportamento da declividade e da hidrodinâmica de superfície e sub-superfície (Fig.4).

O jogo de forças criado a partir da decomposição vetorial da carga do material sobrejacente (massa X aceleração da gravidade) a uma partícula de solo será controlado, em grande parte, pela declividade da superfície do terreno.

Sobre um ponto material a uma profundidade constante, no setor convexo do perfil de vertente o aumento progressivo da declividade (d) para jusante produz um aumento da "tensão de cisalhamento" (T) e uma diminuição da

"tensão normal" (N). Para que o equilíbrio seja mantido nesta nova situação, a força de fricção interna (S) deve igualar-se à força de cisalhamento (T), o que ocorrerá somente se o ângulo de fricção interna (i) aumentar até um valor igual ao ângulo formado entre a força de gravidade e a força normal. Só assim, a diminuição da força normal será compensada e a força de cisalhamento anulada (Fig.4).

Uma vez que o ângulo de fricção interna é uma característica fundamentalmente controlada por fatores intrínsecos ao material, sendo diretamente proporcional à textura e inversamente proporcional ao grau de seleção (vide Burkalow, 1945), no setor convexo de alta vertente deve haver a quantidade necessária de material grosseiro e de baixo grau de seleção para que a manutenção do referido equilíbrio seja mantida. Isto deve ocorrer durante a evolução dos sistemas de vertentes através da ação mobilizadora da componente lateral dos fluxos hídricos de sub-superfície, cuja intensidade é diretamente proporcional à declividade do terreno. Do trabalho realizado por estes fluxos, resulta uma concentração relativa de materiais mais grosseiros nos perfis de solo de alta vertente pela partida de colóides, transportados (em solução ou suspensão), em direção à base da vertente.

A atuação da componente vertical dos fluxos sub-superficiais desempenha o mesmo papel, só que em direção à base perfil do solo. Cumpre lembrar também que, segundo Bunting (1971), materiais mais arenosos possuem menor capacidade de retenção de água e o caráter dispersor dos fluxos no setor convexo de alta vertente favorece a manutenção de teores de umidade do solo mais baixos, relativamente aos setores médio e basal. Estes dois fatores favorecem um relativo aumento, tanto na coesão aparente do solo, pela interferência de pressões capilares mais negativas, quanto no ângulo de fricção interna, pela concentração relativa de areia, o que tende a compensar as altas tensões de cisalhamento aí presentes.

No setor retilíneo do perfil de vertente, onde a declividade se mantém relativamente constante, consideradas as condições de equilíbrio dinâmico, a força de cisalhamento, a força normal e o ângulo de fricção interna também não devem sofrer alteração apreciável em toda a sua extensão, para materiais a profundidades equivalentes. Assim, o valor do módulo das forças a que nos referimos será principalmente função da declividade local e da profundidade considerada.

Já o setor côncavo de baixa vertente apresenta características inversas às do setor convexo. Considerando sua extensão, em direção ao contato com o sistema fluvial, observa-se diminuição progressiva da declividade, aumento progressivo de umidade e acúmulo de argila e precipitados minerais trazidos de níveis topográficos mais elevados pelos fluxos de subsuperfície e superfície. O acúmulo de colóides neste setor basal de vertente ocorre em consequência do caráter convergente dos fluxos hídricos e da elevação do nível do lençol freático.

Com a diminuição progressiva da declividade, ocorre diminuição da força de cisalhamento e aumento da força normal. Conseqüentemente, neste setor, mesmo com a diminuição do ângulo de fricção interna dos materiais (maiores quantidades de argila), a condição de equilíbrio pode ser mantida.

Resultados de ensaios, realizados por De Ploey e Cruz (1979), em materiais de encostas na área de Caraguatatuba-SP, mostram que o valor do ângulo de fricção interna é inversamente proporcional ao teor de finos (silte + argila + óxidos de ferro). É importante observar como a tipologia dos processos e os padrões de fluxos hidrodinâmicos, regulados em grande parte pelas formas do relevo, se ajustam às condições locais para que o equilíbrio das forças mecânicas atuantes nas vertentes seja mantido em cada setor considerado (Fig.4).

Os processos de vertente estão intimamente associados à hidrodinâmica de superfície e subsuperfície. O escoamento pluvial, concentrado ou difuso, carrega em suspensão ou arrastamento, as partículas mais superficiais do solo e seu poder erosivo depende do volume, da energia e do padrão destes fluxos. O volume de escoamento hídrico superficial é função da quantidade de chuva, a energia cinética a ele vinculada depende do comportamento da declividade, enquanto o padrão do fluxo está associado à geometria do terreno. De acordo com De Ploey (1982) o impacto direto das gotas de chuva (splash) sobre o solo nu desestrutura os seus agregados mais superficiais, diminuindo assim a lume do escoamento superficial, capaz de desencadear "erosão acelerada". Enquanto o escoamento concentrado pode levar ao desenvolvimento de sulcos (rills), ravinas (gullies) ou voçorocas, o escoamento difuso desenvolve erosão laminar, podendo apresentar um padrão em rede anastomosada ou em lençol, como um película indiferenciada. Nestes casos, a maior ou menor resistência do solo à ação dos flu-

xos pluviais (erodibilidade da chuva) vai depender mais diretamente da coesão de seus agregados superficiais e, portanto, do teor de argila neles presente (vide Bouyoucos, 1935). Estes padrões de fluxo são controlados também pelo tipo de cobertura vegetal.

Já os processos de movimentos coletivos de solo ou "movimentos de massa" estão principalmente associados ao escoamento subsuperficial. As condições de drenagem, combinadas às características mecânicas dos materiais de alteração de rocha e coluviais, são fatores determinantes na ocorrência desses processos e os limiares envolvidos referem-se à força de resistência ao cisalhamento.

CONCLUSÕES: OS PROCESSOS DE MOVIMENTOS DE MASSA

Uma vez que a força de resistência ao cisalhamento apresenta duas componentes - uma de natureza química ligada à coesão dos agregados, outra de natureza mecânica ligada ao atrito interno dos grãos - os limiares ligados à estabilidade plástica dos sistemas de vertente podem ser atingidos a partir de colapsos, sejam eles referentes à coesão ou à fricção entre as partículas de solo. Em ambos os casos, o desequilíbrio entre as forças de cisalhamento e de resistência ocorre a partir de um desajuste entre as condições de drenagem subsuperficiais e as características intrínsecas do material envolvido.

A variedade tipológica exibida pelos movimentos de massa decorre da multiplicidade de situações em que forma do terreno, drenagem e material podem ser encontrados no meio físico terrestre. Quando o limiar de resistência é atingido por causa de um colapso coesivo generalizado, todo o material escoar como um fluido viscoso, gerando um fluxo de lama (mudflow); quando há apenas uma queda relativa da coesão na extensão de uma superfície de ruptura o atrito entre as partículas do solo não é suficiente para anular a ação da força cisalhante, o material escorrega (land slide) ainda no estado plástico, ou mesmo semi-sólido. Entre estes dois extremos, existe toda uma variedade de tipos intermediários.

Fatores externos, como as interferências do homem, são também condicionantes no que se refere à tipologia, extensão e frequência de ocorrência destes fenômenos. Não raro, grandes movimentos de massa podem ser tipologica-

mente complexos, apresentando, nestes casos, diferenciações significativas ao longo de sua extensão. As avalanches de detritos, por exemplo, podem ser ativadas por um fluxo de lama basal que, descalçando o material subjacente, provoca uma reação em cadeia à montante, onde podem ser observados escorregamentos rotacionais (slumps), planares (planar slides) e queda de blocos. Em todos estes casos, o fator de instabilização é comandado pela drenagem subsuperficial. Cruz (1974) já havia indicado ser a expansão do lençol aquífero, durante os prolongados períodos chuvosos do fim do verão, o principal fator de instabilização dos materiais nas vertentes escarpadas da Serra do Mar em Caraguatatuba, responsável, em grande parte, pelos eventos catastróficos ocorridos em 1967 naquela área.

Os processos de movimentos de massa fazem parte da dinâmica atual dos sistemas de vertente nas áreas serra-

nas do Planalto Atlântico Paulista. Para exemplificar, através de fotointerpretação cartografamos em São Luís do Paraitinga cerca de 750 depósitos correlativos a escorregamentos do tipo "slump" (rotacional) sub-atuais, para uma área mapeada de 150,6 Km². Com uma área média estimada de 0,005 Km² por unidade mapeada, estes depósitos cobrem cerca de 3,8 Km², o que representa 2,4 % do total da área mapeada (Fig.8). Estes valores são especialmente elevados porque referem-se unicamente a um tipo de processo. Parte destes processos devem ter sido desencadeados sob ambiente florestal, embora seja bastante difícil separar aqueles induzidos por intervenções antrópicas. O que interessa ressaltar neste caso é o fato de tratar-se de um sistema morfogenético originalmente muito dinâmico, envolvendo sistemas de erosão cuja elevada frequência de movimentos de massa, constitui um forte indicador da precariedade do equilíbrio das forças mecânicas vinculadas aos materiais de vertente.

ABSTRACT

In tropical areas where slope gradients are very strong, the balance in antagonistic forces (stress/strength) play a important role in maintaining slope stability. In this paper we discuss the behavior of these forces along slope profile according to kind of feature (convex, straight and concave), material and dominant processes.

The rheological theory provided the basis for the results of the stability analysis discussed here. The shear strength parameters (*in situ* values of effective angle of internal friction and effective cohesion) are measured by sheargraph device.

BIBLIOGRAFIA

- BOUYOUCOS, G.J. - 1935 - The Clay Ratio as a Criterion of Susceptibility of Soils to Erosion. *J. Am. Soc. Agron.*, n° 27, 738-741.
- BOWLES, J.E. - 1979 - Physical and Geotechnical Properties of Soils. Tóquio, MacGraw-Hill, 478p.
- BURKALOW, A. - 1945 - Angle of Repose and Angle of Sliding Friction: an Experimental Study. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, n° 56, 669-708.
- BUNTING, B. T. - 1971 - "Geografia do Solo", Rio de Janeiro, Zahar, 259p.
- CAPUTO, H. P. - 1980 - Mecânica dos Solos, Rio de Janeiro, L.T.C., v.1, 219p.
- COLANGELO, A. C. - 1989 - "Carta de Feições Mínicas", Anais do XIV Congresso Brasileiro de Cartografia, Gramado-RS, vol.2, pp375-380.
- COLANGELO, A. C. - 1990 - "Movimentos de Massa e Evolução Geomorfológica das Vertentes Marginais no Lago de Barragem do Paraibuna - SP", Dissertação de Mestrado - F.F.L.C.H.- USP, 92p.
- COLANGELO, A. C. - 1992 - "Geomorfologia Experimental Aplicada ao Estudo de Estabilidade de Vertentes", Anais do IV Simpósio de Geografia Física Aplicada, Porto Alegre-RS, pp267-274.
- CRUZ, O. - 1974 - A Serra do Mar e o Litoral na área de Caraguatatuba-SP, *Teses e Monografias*, São Paulo, IG-USP, n° 11, 181p.
- DE PLOEY, J., CRUZ, O. e MODENESI, M.C. - 1978 - Resistences au cisaillement et conditions de glissements de terrain à Caraguatatuba et à Campos de Jordão. *Col. Est. e Cart. de Form. Sup.*, São Paulo, vol.1, 393-402.
- HORTON, R.E. - 1945 - Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol.56, 275-370.
- IIDA, T. - 1983 - Development of hillslopes due to landslides. *Z. fur Geom.*, sup.46, 67-77.
- MOEYERSONS, J. - 1989 - A Possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, Southen Rwanda. *Earth Sur. Proc. Land*, n° 14, 597-614.
- MONIZ, A. C. - 1972 - Elementos de Pedologia, São Paulo, Polígono-Edusp, 459p.
- VARGAS, M. - 1977 - Introdução à Mecânica dos Solos. São Paulo, EDUSP, 509p.