



FUNDAMENTOS DE GEOMORFOLOGIA

MARGARIDA M. PENTEADO

3624/80



2.^a Tiragem

IBGE

Presidente: Jessé Montello

Diretor-Técnico:

Amaro da Costa Monteiro (Respondendo)

Diretor de Geodésia e Cartografia:

Mauro Pereira de Mello

Diretor de Administração:

Aluizio B. de A. Mello

Diretor de Formação e Aperfeiçoamento de Pessoal:

Elias Paladino

Diretor de Informática:

Renato Galvão Flôres Júnior

SECRETARIA DE PLANEJAMENTO DA PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA
FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA — IBGE

fundamentos de geomorfologia

3.^a edição — 2.^a Tiragem

MARGARIDA MARIA PENTEADO

Professora Adjunta no
Departamento de Geografia e
História, Instituto de
Ciências Humanas — UnB

RIO DE JANEIRO — 1983

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA — IBGE
Av. Franklin Roosevelt, 166
20.021 — Rio de Janeiro, RJ — Brasil

ISBN 85-240-0130-5

51-4
1194 3 ed
DE

Penteado, Margarida Maria

Fundamentos de geomorfologia / Margarida Maria Penteado . —
3. ed., 2. tiragem . — Rio de Janeiro : IBGE, 1983.

186 p. : il.

Inclui bibliografia e índice
ISBN 85-240-0130-5

1. Geomorfologia. I. IBGE. II. Título.

IBGE. Biblioteca Central
RJ-IBGE/83-02

CDU 551.4

**FUNDAMENTOS
DE
GEOMORFOLOGIA**

PREFÁCIO DA 1.º EDIÇÃO

Este livro surgiu da necessidade de apresentar, a estudantes brasileiros, a oportunidade de se iniciarem nos conhecimentos fundamentais da Geomorfologia, sem ser preciso recorrer a manuais e textos de língua estrangeira, cada vez mais de difícil acesso, pela dificuldade do idioma e pelo custo quase proibitivo dos livros importados.

Esta obra não tem a pretensão de ser excepcional, pois ela é o resultado de consultas a outras fontes, aliadas à experiência adquirida no ensino universitário, na pesquisa e nas nossas viagens pelo Brasil.

Nela foram incorporados conceitos de base de outras disciplinas da Natureza, às quais a Geomorfologia está vinculada formando um contexto único — o das geociências. Por essa razão foi pedida a colaboração de um especialista em pedologia — o Eng.º Agr.º José Luiz Ioriatti Demattê, para o capítulo de intemperismo químico.

Destinado a estudantes de Agronomia da ESALQ, uma das unidades universitárias pioneiras em colocar a Geomorfologia como pré-requisito para as disciplinas de Edafologia, o presente livro se dedica, também, a alunos de Licenciatura em geografia, geologia e disciplinas afins como ecologia, ou outras ciências da Terra.

Procuramos, na medida do possível, esclarecer as questões com exemplos brasileiros e, mais especificamente, do Brasil de Sudeste, área onde temos desenvolvido grande parte de nossas atividades de pesquisa.

Pedimos aos leitores um julgamento benevolente para as omissões e erros que porventura surgirem, decorrentes de simplificação de interpretações e para que vejam neste trabalho, antes de mais nada, um esforço de contribuição para o ensino das ciências da Terra no nosso País.

Desejamos agradecer a colaboração do colega José Luiz Ioriatti Demattê, que desenvolveu, com todo o rigor científico, o capítulo de intemperismo químico, assunto de sua especialidade.

Agradecemos também ao Prof. Dr. Guido Ranzani, chefe do Departamento de Solos e Geologia e diretor do Centro de Estudos de Solos da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, de Piracicaba, que proporcionou condições materiais de pessoal e equipamento para que este livro se concretizasse.

A Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, instituição à qual pertencemos e que colocou os meios essenciais para este trabalho.

Ao Prof. Dr. Josué Camargo Mendes, diretor do Instituto de Geociências da USP, o nosso reconhecimento pelas valiosas sugestões apresentadas.

Agradecemos a Tibor Jablonski, autor de grande número das fotografias usadas neste livro e ao IBGE a gentileza de colocá-las a nossa disposição.

Fazemos questão de agradecer, ainda, a ajuda de pessoas que colaboraram para que o presente livro pudesse vir a lume: Fernando Sérgio Benevenuto, desenhista, e Liliana Cappelletti na datilografia, correção e na organização técnica dos originais.

Congratulamo-nos com a Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística — IBGE, pelo pioneirismo no lançamento de um livro de Geomorfologia em português, contribuindo com o ensino superior das geociências no País.

Rio Claro, 10 de abril de 1973

MARGARIDA MARIA PENTEADO

Preocupação primordial do geógrafo, a análise e explicação da paisagem terrestre e a compreensão de sua organização necessitam, como um dos primeiros passos, do estudo das formas de relevo.

O livro que a Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística edita nesta oportunidade — *Fundamentos de Geomorfologia* — visa permitir, especialmente aos estudantes das Geociências, de nível superior, que adquiram as noções básicas e indispensáveis sobre a gênese e evolução do relevo terrestre.

Embora sejam numerosas as publicações estrangeiras no gênero, principalmente alemãs, francesas e norte-americanas, no Brasil constitui-se esta iniciativa como de caráter pioneiro, se considerarmos que se trata de obra dedicada especialmente aos estudantes universitários.

A Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, ao acolher em sua área editorial a contribuição da Professora Margarida Maria Penteadó, está consciente de contribuir não só para o melhor conhecimento desta importante ciência de síntese que é a Geomorfologia, como também está possibilitando aos futuros pesquisadores maior capacitação profissional, fator este importantíssimo para o desenvolvimento nacional.

PREFÁCIO DA 3.ª EDIÇÃO

Esta 3.ª Edição de “Fundamentos de Geomorfologia” é novamente ampliada com o intuito de oferecer aos leitores e estudiosos da Geomorfologia, dentro das limitações que nos são impostas, a oportunidade de acompanhar a evolução dos conhecimentos e da metodologia no âmbito da disciplina.

Nesse sentido foi atualizada a bibliografia específica de cada tema abordado e incluiu-se um novo capítulo, no qual se busca fazer uma síntese do que existe de mais atual no campo metodológico da Geomorfologia — o tratamento dos seus fenômenos, à luz de análise sistêmica. Com esse objetivo apresentamos o capítulo final sobre “Noções de Geossistemas”.

Reiteramos nossos agradecimentos ao IBGE pela reedição da obra, uma vez mais, ampliada e atualizada.

Brasília, 08 de julho de 1980.

MARGARIDA MARIA PENTEADO

PREFÁCIO DA 2.^a EDIÇÃO

O propósito deste livro, como o título indica, é fornecer as bases e conceitos fundamentais da Geomorfologia, indispensáveis aos interessados em estudos das Ciências da Terra e acessíveis a quaisquer pesquisadores de outras áreas do conhecimento científico. Por essa razão nas definições e conceitos procuramos ser objetivos e o mais eclético possível nos assuntos sujeitos a controvérsias.

Por se tratar de fundamentos de uma ciência devotamos interesse especial à bibliografia que acompanha cada capítulo e, nesta 2.^a Edição, as referências bibliográficas foram aumentadas para abranger conhecimentos e metodologia mais modernos, que vêm surgindo dentro de cada tema abordado. O leitor, ao final de cada capítulo, pode dispor de indicações bibliográficas atualizadas para aprofundar-se nas pesquisas de seu interesse.

Além de ampliações gerais em vários capítulos, procuramos trazer uma nova contribuição, acrescentando ao capítulo 2, às noções sobre Deriva Continental, as idéias emergentes sobre Tectônica de Placas e Falhas de Transformação na explicação do deslocamento dos continentes.

Nesta edição também foi acrescentado um capítulo final sobre um tema palpitante e de grande interesse para quantos estejam voltados para a luta de preservação dos recursos naturais perecíveis e para o combate à deteriorização do meio ambiente. Aliás, a Geomorfologia, como uma ciência da terra, afeta aos problemas de clima, solo, hidrografia, relevo etc. está, ao lado das ciências ambientais, em condições de colaborar e oferecer soluções para salvaguardar o equilíbrio ecológico do espaço ocupado ou em vias de ocupação. Foi esta a nossa intenção ao elaborarmos o capítulo final sobre Geomorfologia e Meio Ambiente.

Renovamos nossos agradecimentos e aplausos ao IBGE pela reedição desta obra, agora ampliada e melhorada, uma das poucas em língua portuguesa nesse ramo e, por isso, efetiva contribuição ao Ensino Superior das Ciências da Terra no País.

Brasília, 1.^o de agosto de 1977.

MARGARIDA MARIA PENTEADO

SUMÁRIO

1 — INTRODUÇÃO	1
1.1 — Natureza da Geomorfologia	1
1.2 — Objeto específico	2
1.3 — Métodos e técnicas	3
1.4 — Relações da Geomorfologia com as Geociências	6
1.5 — Escalas de grandeza espacial no estudo geomorfológico	8
2 — RELEVO TERRESTRE — Processos endógenos de elaboração	11
2.1 — Relevo terrestre	11
2.2 — Constituição do globo terrestre	12
2.3 — Dinâmica da Crosta: Isostasia	14
2.4 — Formas iniciais e seqüenciais	16
3 — RELEVO TERRESTRE — Materiais constituintes	19
3.1 — Composição da crosta	19
3.2 — Rochas	20
3.3 — Estrutura e minerais constituintes das rochas	23
3.4 — Propriedades geomorfológicas das rochas	25
3.5 — Influência das rochas no relevo: a importância do clima	27
4 — EVOLUÇÃO E TIPOS DE ESTRUTURA E RELEVOS DERIVADOS	33
4.1 — As grandes unidades estruturais do globo	33
4.2 — Estrutura das Bacias Sedimentares	33
4.3 — Tipos de relevos	35
4.4 — Relevo em estrutura dobrada	44
4.5 — Relevo em estrutura de domos	50
4.6 — Relevo em estrutura falhada	52
5 — EVOLUÇÃO E TIPOS DE ESTRUTURA E RELEVOS DERIVADOS — Estrutura e Relevo dos Maciços Antigos	59
5.1 — Características gerais dos maciços antigos	59
5.2 — As rochas componentes dos maciços antigos	60
5.3 — O relevo das rochas cristalinas, cristalofílicas e vulcânicas	62
6 — PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO: INTEMPERISMO QUÍMICO	65
6.1 — Introdução	65
6.2 — Definições de intemperismo	65
6.3 — Intemperismo e diagênese	65
6.4 — Intensidade e participantes na reação do intemperismo	66
6.5 — Mudanças na composição das rochas	67
6.6 — Processos e agentes do intemperismo químico	68
6.7 — Seqüência de intemperismo de minerais da fração argila	70

7 — PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO: INTEMPERISMO MECÂNICO. PEDOGÊNESE	75
7.1 — Intemperismo mecânico	75
7.2 — Pedogênese	77
7.3 — Relação entre pedogênese e morfogênese	79
8 — PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO — EROÇÃO PELAS ÁGUAS CORRENTES	83
8.1 — Processos lineares	83
8.2 — O perfil de equilíbrio de um rio	86
8.3 — Erosão regressiva	89
8.4 — O traçado dos rios: meandros e capturas	90
8.5 — O “ciclo” de erosão	94
8.6 — Terraços aluviais	96
9 — PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO	99
9.1 — O modelado das vertentes	99
9.2 — Processos de esculturação	99
9.3 — Forma e evolução das vertentes	103
10 — IMPORTÂNCIA DO CLIMA NO RELEVO CONTINENTAL	111
10.1 — Introdução	111
10.2 — Fatores estruturais e fatores climáticos	111
10.3 — Os processos morfoclimáticos	112
10.4 — Influência do clima	113
10.5 — Equilíbrio morfoclimático	114
10.6 — Os grandes conjuntos morfoclimáticos do globo	115
10.7 — As zonas secas das latitudes médias e subtropicais	116
10.8 — O modelado das regiões intertropicais: florestas e savanas	122
10.9 — Os domínios morfoclimáticos brasileiros	128
11 — IMPORTÂNCIA DO ESTUDO DO QUATERNÁRIO NA ANÁLISE DAS FORMAS DO RELEVO	133
11.1 — Influências paleoclimáticas nas paisagens	133
11.2 — Paleoclimas e formações superficiais	133
11.3 — Oscilações climáticas do Quaternário	135
11.4 — Cronologia das Glaciações	138
11.5 — Repercussões das Variações Climáticas do Quaternário no Brasil de sudeste	140
12 — GEOMORFOLOGIA E MEIO-AMBIENTE	149
12.1 — Geomorfologia ambiental	149
12.2 — Considerações finais sobre uma política educacional voltada para o meio-ambiente	152
13 — NOÇÕES DE GEOSSISTEMAS	155
13.1 — Conceito	155
13.2 — O ambiente dos sistemas	156
13.3 — Escalas de análise dos sistemas	156
13.4 — Avaliação dos sistemas	156
13.5 — Energia e matéria nos geossistemas	156
13.6 — Classificação de sistemas aplicada aos geossistemas	157
13.7 — Os geossistemas como hierarquias funcionais	159
13.7.1 — Unidades espaciais dos geossistemas	160
13.7.2 — O princípio bilateral de classificação de geossistema	160
13.7.3 — Critérios dinâmicos na classificação dos geossistemas	162
INDICE ANALÍTICO	181

A meu esposo Hugo Enrique Orellana.

Natureza da Geomorfologia. Objeto específico. Métodos e técnicas. Relações da Geomorfologia com as geociências. Escalas de grandeza no estudo geomorfológico.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Natureza da Geomorfologia

Etimologicamente, a Geomorfologia é a ciência que se ocupa das formas da Terra.

Deriva de disciplinas que descreviam a Terra (orografia, corografia, fisiografia). Quando se passou da descrição para a explicação, a Geomorfologia apareceu, no final do século XIX. Entretanto, vamos encontrar os seus fundamentos, já no final do século XVIII, entre trabalhos de geólogos. HUTTON (1726-1797), químico, médico e estudioso da gênese dos solos e geologia, deu as bases sobre as quais a Geomorfologia seria construída. Analisava a natureza de maneira sistemática, coerente e racional. Na sua ordenação da natureza, a destruição levava à construção. Deu os fundamentos do UNIFORMITARISMO, desenvolvido mais tarde por PLAYFAIR (1802) e LYELL (1830): "O presente é a chave do passado". Os processos que atuam hoje já atuaram no passado, na superfície da Terra.

Como disciplina autônoma, ligada à Geografia Física, aparece na Europa e nos Estados Unidos com William Morris Davis, no final do século XIX e início deste século, tomando corpo como ciência. Davis definiu, analisou e explicou as formas do relevo, usando para isso uma terminologia genética e método científico:

Observação e ordenação das características das formas.

Enunciação de hipóteses para explicar os antecedentes das características.

Dedução de conseqüências esperadas a partir das hipóteses.

Teste das conseqüências contra novas observações. Davis introduziu o método da análise cíclica das paisagens, com base evolutiva, quando desenvolveu o seu "ciclo de erosão normal".

Estabeleceu a diferença de pontos de vista entre o geólogo e o geomorfólogo: "O geólogo examina o presente para compreender e explicar o passado. O geomorfólogo só estuda o passado naquilo que possa explicar o presente."

A mudança de atitude intelectual levou à mudança de vocabulário. Passou-se para uma terminologia especializada, apoiada na noção de classificação — tipos.

As realidades observáveis são tratadas cientificamente em função de seu grau de conformidade em relação a um *tipo*. Exemplo: Uma combe é identificada pela coincidência entre o fato topográfico (depressão), um fato tectônico (anticlinal), um fato estrutural (superposição de camadas duras a camadas tenras) e um fato escultural (erosão diferencial).

A nomenclatura não só é descritiva mas é genética.

Foi exatamente a partir do momento em que tais mecanismos mentais se tornaram a base do conhecimento, que a Geomorfologia apareceu como disciplina científica.

A moderna Geomorfologia Dinâmica surgiu após 1920 na França e na Alemanha com a noção de Geomorfologia Climática fundada aos conceitos de Geomorfologia Estrutural. Nos Estados Unidos, com a Escola Processual e Quântica de Strahlen, Leopold e colaboradores, Schumm, Horton, Morisawa e outros, a partir de 1950.

O interesse pelo estudo dos *processos* que atuam na superfície da Terra e a necessidade de uma análise mais acurada das formas e dos processos, conduziu a uma nova metodologia quantitativa e análise teórica. A análise dos processos e depósitos correlativos obriga à expansão dos conhecimentos e à utilização de dados de outras disciplinas como a física, a química, a matemática, a botânica, a pedologia, a sedimentologia, a climatologia, a hidráulica.

A Geomorfologia é pois uma ciência da Terra, semelhante às outras geociências. Tem seus princípios básicos, leis gerais e objeto próprios. Usa métodos e técnicas específicas.

Princípios fundamentais: *causalidade* (explicação), *extensão* (correlação) e *localização*. Tais princípios conduzem a atitudes: descrever, classificar, explicar.

A possibilidade de se arranjam as paisagens em seqüências tem base teórica nos princípios termodinâmicos.

Os fatos, objeto de seu estudo, são determinados por leis gerais. Exemplo:

— nenhum rio pode escavar abaixo do nível do mar porque a energia potencial da queda-d'água, aí, chega a zero, logo, nenhuma conversão ulterior de energia potencial para trabalho de corrente é possível.

(O nível do mar é o nível de base final da erosão)

— lei do número dos rios (Horton, 1945): "Numa bacia determinada, a soma dos números dos canais de cada ordem forma uma série geométrica inversa, cujo primeiro termo é a unidade de primeira ordem e a razão é a relação da bifurcação".

A Geomorfologia é claramente definida pelo seu objeto próprio.

1.2. Objeto específico

A Geomorfologia procura entender a forma da Terra e elucidar os processos que operam na sua superfície. Essa meta, por si só, nos dá idéia da complexidade dos processos e fenômenos envolvidos.

O campo de estudo geomorfológico é, pois, uma *superfície de contacto*, que une a parte sólida do globo: a litosfera, com os seus envólucros: líquido e gasoso. Como todas as superfícies de contacto, a superfície da litosfera é o reflexo de um equilíbrio móvel entre forças de natureza diferente. Essas forças têm sua origem no interior da Terra: processos endógenos, e no exterior, processos exógenos, referentes à atmosfera-hidrosfera e biosfera. Esse campo é dinâmico porque as forças agem e reagem, gerando um sistema de interferências.

A análise e o estudo dos fenômenos gerados dessa complexidade de ações deve ser feita sob dois aspectos básicos: o *estático* e o *dinâmico*,

para que possa atender ao duplo objetivo da Geomorfologia:

1.º. Fornecer descrição explicativa e um inventário detalhado das formas.

2.º. Analisar os processos que operam na superfície terrestre.

No primeiro caso a Geomorfologia se preocupa com o aspecto estático da paisagem (anatomia da paisagem).

No segundo, com o aspecto dinâmico (fisiologia da paisagem).

Esses dois aspectos, descritivo e genético, são interligados e um exige dados do outro.

Para o estudo dos fatos geomorfológicos assim colocados, a moderna Geomorfologia deve descrever, classificar e explicar racionalmente, com o auxílio de uma metodologia e técnicas, cada vez mais aprimoradas, por vezes tomadas de empréstimo de outras ciências naturais conexas.

A descrição deve fornecer um inventário completo da geometria das formas e da rede de drenagem, e as informações devem ser quantificadas a fim de permitir correlações para o estabelecimento de índices e de cálculos para elaboração de teorias e generalizações.

A moderna Geomorfologia não aceita mais descrições qualitativas. Não se pode caracterizar uma vertente com simples adjetivos e advérbios: suavemente inclinada, fortemente inclinada. Existe um instrumental especializado para medidas de declives, altitudes, distâncias, direções e métodos próprios para os levantamentos e para cálculo de índices e fórmulas de relações. Podem ser numericamente definidos as curvaturas, o grau de dissecação do relevo, a intensidade de drenagem, os tipos de vales etc. Por exemplo:

Ruellan aplica em seus trabalhos alguns índices como:

— Índice de dissecação do relevo: a relação entre a superfície dissecada e a conservada. Quanto maior for o índice mais dissecado será o relevo

$$ID = \frac{Sd}{Sc}$$

— Índice de encaixamento dos vales: a relação entre a altura da vertente (diferença entre o fundo do talvegue e o planalto dissecado pelo rio) e a largura superior do vale

$$IE = \frac{h}{Ls}$$

Outros índices descrevem quantitativamente as formas: de assimetria dos vales, de abertura de um vale, de declividade de um rio etc.

Os estudos de Horton (1945) marcaram o ponto de partida de uma nova fase na análise

geomorfológica com a morfometria da rede de drenagem, permitindo o desenvolvimento posterior de outros trabalhos com a metodologia nova, não só restritos às bacias hidrográficas, mas também às vertentes e aos interflúvios.

Dentre esses destacam-se os manuais metodológicos como o trabalho de Leopold Luna e colaboradores *Fluvial Process in Geomorphology* e de Jean Tricart *Principes et Méthodes de la Geomorphologie*, e o de Cuclaine King, *Techniques in Geomorphology*.

A descrição pormenorizada das formas deve ser acompanhada dos aspectos estruturais e esculturais. Existe nomenclatura adequada para descrever geneticamente os elementos ou as unidades-tipos do relevo: front de cuestas, domos, pães-de-açúcar, monadnocks, inselbergs, pedimentos, pediplanos, colinas, platôs (tabuliformes), escarpas tectônicas, morainas, eskers, umbilis, ferrolhos, combes, ruz, mont, gaps ou relevos aplainados, bacia sedimentar, coastal plain, relevo cárstico, mar de morros etc.

1.3. Métodos e técnicas

Como a pedologia e outras geociências, a Geomorfologia, além de outras, usa técnicas cartográficas e estatísticas, auxiliares na explicação e interpretação das formas do relevo e como documentos de base, mapas e dados dos sensores remotos. As cartas topográficas são a base das análises morfométricas e a fotointerpretação é técnica auxiliar no levantamento e reconhecimento dos fatos e base para elaboração de mapas geomorfológicos.

Dentre os métodos mais usados destacam-se:

1.3.1. Abordagem teórica de um problema

A abordagem teórica significa a análise dos fatores envolvidos na sua solução.

Tais fatores podem ser medidos no campo e trabalhados em fórmulas matemáticas. Exemplo: o trabalho de Nye sobre o regime de um glaciar. Nye supõe que o gelo tem o comportamento de uma substância plástica perfeita e determina, matematicamente, o movimento esperado do glaciar em termos de muitas variáveis passíveis de tratamento: declive do leito, declive da superfície do gelo, curvatura do leito, quantidade de erosão e acumulação na superfície do glaciar.

Nye calculou a resposta esperada do gelo a uma variedade de circunstâncias diferentes e valores dos fatores, dos quais o movimento dependia.

Um trabalho teórico desse tipo pode ser usado para predizer o resultado de certo conjunto de variáveis agindo sobre o glaciar. Observações de campo são feitas para testar os resultados teóricos.

A maioria dos trabalhos teóricos em Geomorfologia depende do concurso de especialistas em outros campos, como físicos e matemáticos.

1.3.2. Observação no campo

As observações podem ser feitas de vários modos e para atender a várias finalidades de trabalho:

— para testar resultados de trabalhos teóricos. Desvios entre os valores calculados e os medidos podem ser usados para a modificação da teoria.

— observação qualitativa — tipo do trabalho de Davis. Embora ainda seja de valor, o trabalho não satisfaz. A Geomorfologia moderna requer maior precisão nas informações baseadas em observações e levantamentos de campo.

— observação com medidas — são observações mais elaboradas. Os elementos da estrutura, do relevo e da rede de drenagem são medidos com instrumental apropriado. Os dados não devem se limitar a perfis, mas deve ser anotada a variação areal. Esse método conta com uma infinidade de outros auxiliares de base morfométrica sobre rede de drenagem e geometria das vertentes, indicados na bibliografia.

1.3.3. Experimentos

Os experimentos podem ser levados a efeito no campo ou no laboratório (escala reduzida).

O experimento em escala reduzida só terá valor se for relacionado a condições naturais e apenas para resolver problemas específicos. Há porém dificuldades porque nem todos os fenômenos geomorfológicos podem ser reproduzidos em menor escala; além disso, os fenômenos geomorfológicos operam geralmente em escala de tempo muito longa. É difícil simular a ação de um processo sob longo período de tempo.

Um exemplo desse tipo de trabalho é o experimento da meteorização das rochas sob diferentes condições, como mudanças de temperatura. Há outros trabalhos dessa ordem nos estudos da dinâmica fluvial e do mar.

Uma das vantagens do modelo é que muitas variáveis das quais depende o fenômeno estudado podem ser controladas.

Os modelos podem ser usados para dois fins: testar resultados teóricos e simular condições naturais.

No caso de modelos reduzidos, para o estudo de movimento de sedimentos resultante do transporte em massa da água sob ação das vagas, próximo da praia, existe a vantagem de que os diferentes tipos de ondas podem ser estudados isoladamente, sob controle, o que não é possível na natureza.

Os experimentos em escala normal são relativos à operação dos processos sob condições naturais.

Exemplo: o trabalho de Rougerie na Costa do Marfim, medindo a velocidade do transporte sobre a própria vertente por meio de estacas e controle de observação direta e fotografias, durante 4 anos.

Nas regiões periglaciares alguns solos poligonais foram destruídos para se observar até que ponto as condições atuais de frio os reformariam.

1.3.4. Método empírico quantitativo

Esse método é auxiliar da observação. É usado para considerar problemas onde o número e a complexidade das variáveis é tão grande que não é possível uma conclusão sem o estabelecimento das relações entre elas. Exemplo: medida e análise dos fatores de crescimento das vagas no oceano.

Um campo no qual o método empírico quantitativo tem sido dominante é no de leis morfométricas para bacias de drenagem e vertentes, a exemplo da metodologia apresentada por Horton (1945) e seus seguidores. (Strahler, Wolman, Shumm, Leopold e outros).

As relações empíricas podem ser de grande valor mas constituem um meio e não um fim. A finalidade é a compreensão da operação dos processos envolvidos na formação de qualquer paisagem particular.

A operação dos processos sendo atendida, a forma pode ser plenamente explicada.

1.3.5. Métodos de correlação geomorfológica e interpretação paleogeográfica

As tentativas de correlação aparecem na geomorfologia clássica. Atualmente existem muitos sistemas de correlação; os mais antigos se fundamentam em análises geométricas, os mais recentes no emprego de métodos sedimentológicos e pedológicos.

1.3.5.1. Métodos geométricos

São essencialmente gráficos e baseiam-se no estabelecimento de perfis, levantamentos altimétricos, e mapeamento de níveis. Apoiam-se no princípio básico de que os cursos d'água realizam o seu perfil de equilíbrio em altitudes relativas constantes e os terraços eustáticos são decorrentes de níveis marinhos interglaciais (Baulig). O sistema de terraços sendo equidistante, eles devem ser medidos com barômetro. São correlações muito simplistas que podem incorrer em erros.

Modernamente, para confirmação dos níveis, se usam outros dados convergentes fundamentados em estudos sedimentológicos

e pedológicos, como análise dos depósitos correlativos dos terraços e níveis (aluvião, solo, paleossolos, linhas de pedra etc.).

O método geométrico de estudo dos aplainamentos baseia-se no levantamento de perfis longitudinais e transversais de uma série de vales tomados como base, feitos sobre mapas ou no campo. O método parte do princípio de que os níveis não foram deformados por tectonismo e essa hipótese torna os resultados duvidosos.

Para fugir a perigos de interpretação duvidosa é aconselhado o emprego de métodos sedimentológicos.

1.3.5.2. Métodos sedimentológicos

Fornecem evidências indiretas que permitem correlações dinâmicas e genéticas. Permitem reconstituir os meios morfoclimáticos sob os quais o material se originou e os processos envolvidos, com a possibilidade de datação (uso de outros métodos: carbono 14, dendrocronologia, análise polínica, tefrocronologia e métodos arqueológicos).

Dentre os métodos mais usados destacam-se: análise da fração argila, areia, do material rudáceo e dos minerais pesados (morfometria, morfoscopia e análise petrográfica).

Os métodos sedimentológicos permitem, ainda, a caracterização das alterações associadas às formas de acumulação e ablação, o que possibilita a correlação de umas com outras. Permitem também diferenciar as etapas sucessivas da morfogênese e estabelecer a cronologia relativa. No uso desses métodos de correlação não se deve limitar a análise. Eles só atenderão à finalidade precípua se forem usados para a síntese, ou seja, para a reconstituição paleogeográfica global. Para isso são necessárias datações de depósitos: geocronologia.

1.3.5.3. Geocronologia

Os métodos de geocronologia são aplicados para datação de eventos relativos à vida e evolução da terra. A geocronologia pode ser relativa e absoluta.

1.3.5.3.1. Geocronologia relativa

A geocronologia relativa permite conhecer uma sucessão de acontecimentos sem, contudo, precisar as durações sucessivas.

A raridade de casos nos quais se pode aplicar a cronologia absoluta conduz o estudo da evolução geomorfológica para as datações relativas. As fases de evolução das formas se apóiam na idade dos depósitos, obtida através de fósseis, fases de dobramentos, períodos de emissão de lavas, marcados em função das mudanças no campo magnético da terra etc.

A geocronologia relativa repousa em três tipos de métodos:

A) Método estratigráfico

É base de todas as ciências geológicas. O princípio da estratigrafia se fundamenta na associação de séries de observações como:

— relações geométricas de diversas unidades litológicas, que permitem estabelecer a sua sucessão. A sedimentação pode ser rítmica ou podem ocorrer lacunas e discordâncias.

— evolução dos seres vivos no decorrer da história do globo, que permite fazer correlações à grande distância, entre as camadas, e estabelecer divisões temporais.

Os métodos paleontológicos, entretanto, são de pouca valia para datação das formações detriticas, pobres em bons fósseis e onde a sua conservação é difícil.

B) Análise polínica

É método de datação indireta. O princípio da análise consiste em reconstituir as variações da cobertura vegetal relacionadas com as oscilações climáticas.

O desenvolvimento do método permite identificar pólen de formações cada vez mais variadas e não só de turfas. Assim, de depósitos lacustres, paleossolos etc.

C) Dados da Pré-história

Os artefatos humanos constituem boa fonte de datação.

Algumas indústrias tiveram difusão tão larga, que foram contemporâneas no globo todo. É o caso dos primeiros artefatos, seixos quebrados e trabalhados em duas ou três faces (cultura da pedra lascada). A indústria continua da África à Ásia, remonta ao Villafrañquiano terminal ou ao início da primeira glaciação Quaternária.

No paleolítico superior as divisões cronológicas tornam-se mais precisas e mais locais. Na França o começo do Wurm é caracterizado pelo Musteriano e o final pelo Magdaleniano. O Neolítico só aparece no Holoceno.

Os métodos de análise polínica e os da pré-história são os mais apropriados ao estudo do Quaternário.

1.3.5.3.2. Geocronologia absoluta

A geocronologia absoluta fornece dados precisos do tempo escoado a partir da origem dos acontecimentos geológicos. As datações absolutas são recentes. Apareceram nos últimos vinte anos com a evolução científica e descobertas no campo da radioatividade.

A) Análise das varvas pró-glaciais

Fornece medida de tempo muito limitado. É limitada também no espaço.

Chamam-se varvas os depósitos folhados de sedimentação rítmica formados em lagos de *front* de geleiras. O pacote apresenta sucessão de camadas claras, correspondentes à deposição de época de degelo-verão, e camadas escuras referentes à deposição muito lenta de clásticos finos e matéria orgânica, relativos à época de inverno. A sucessão de camadas claras e escuras permite contar o número de anos que separa a base do topo do depósito. Esse método tem sido aplicado aos depósitos de lagos secos situados no *front* do glaciário da Escandinávia, permitindo datar os estágios do recuo das geleiras.

Os resultados das datações geralmente são confrontados com medidas de carbono radioativo.

B) Método radioativo

Permite remontar até o Pré-Cambriano. Há duas séries de radiocronologia: uma fundada sobre isótopos de origem orgânica. Permite explorar idades até 50.000 anos (C 14 e O 18). Outra, que utiliza minerais radioativos de origem magmática, de rochas metamórficas e vulcânicas. Permite avaliar o passado até milhões de anos.

Princípio do método: alguns corpos naturais contêm fracas proporções de radioisótopos que, instáveis, se desintegram com o tempo. Por exemplo, o carbono que, normalmente, tem um peso molecular 12, contém, às vezes, um pouco de carbono de peso molecular 14, instável e radioativo. É o C₁₄. Acontece o mesmo com o O₁₆ que tem um isótopo radioativo O₁₈.

Esses radioisótopos são de origem orgânica e são elaborados, em fracas proporções, pelos seres vivos. Começam a se desintegrar depois que estes morrem. A desintegração tem, pois, uma origem bem conhecida no tempo.

O período dos diversos radioisótopos é conhecido, de modo que as medidas da quantidade de radioisótopo que ainda não foi desintegrada num corpo, permitem calcular, levando em conta o teor inicial do corpo em radioisótopo, a data, a partir da qual, se iniciou a desintegração.

Vemos pela relação dos métodos que, muitos são específicos de outras disciplinas. Os sedimentológicos e estratigráficos, da Sedimentologia e Pedologia. Os geocronológicos, da Geologia. Há ainda os dados fornecidos pela Pré-História e pela hidráulica.

Ao geomorfólogo compete compreendê-los e saber utilizá-los para suas interpretações a respeito dos ambientes morfoclimáticos que presidiram à operação dos processos responsáveis pela elaboração do relevo.

De todos, os mais úteis ao trabalho geomorfológico, são os da geologia estrutural, sedimentologia, pedologia e Pré-História por isso é recomendável, ao geomorfólogo, formação coadjuvante nesses campos disciplinares.

1.4. Relações da Geomorfologia com as Geociências

A Geomorfologia nasceu das exigências das ciências conexas.

Por seu objeto — conhecimento da superfície de contato entre fenômenos de natureza diferente — a Geomorfologia pertence à categoria de ciência-ponte.

Disso resulta uma consequência importante: seus conceitos de base são, às vezes, modificados fundamentalmente, em função dos progressos das disciplinas estritamente analíticas, que têm por objeto os fatos que se passam nos dois extremos da ponte.

Por ser uma ciência de ligação a Geomorfologia é analítica e sintética. A atitude sintética decorre dos contatos estreitos com outras especialidades.

1.4.1. Relação com a Sedimentologia

Os estudos de sedimentologia nos estágios iniciais se colocam sob a dependência estreita da geomorfologia. As características da rocha sedimentar são comandadas pela origem dos materiais que a compõem, pela maneira como foram acumuladas e pela transformação que sofreram (diagênese, litogênese). Se a última fase escapa à geomorfologia e entra nas perspectivas geológicas, as duas primeiras fazem parte dela.

A granulometria e a natureza petrográfica dos componentes detriticos que chegam numa bacia de sedimentação são, diretamente, função da morfogênese que regula a natureza dos materiais fornecidos pelo ataque da rocha e comanda o débito das contribuições numa bacia de sedimentação.

A maior ou menor semelhança dos sedimentos com a rocha-mãe depende de fenômenos geomorfológicos e do meio litológico sobre o qual eles se exercem. Por exemplo: o ataque a arenitos em clima de dominância de morfogênese mecânica dá areias que, uma vez cimentadas, assemelham-se à rocha inicial.

Nas regiões temperadas, os períodos frios permitiram importante transporte de calcário sob forma detritica (seixos, grava, grânulos, areias) enquanto que as condições morfoclimáticas atuais asseguram a exportação de calcário em forma dissolvida.

Os granitos sob clima frio dão seixos; sob clima quente e úmido areias essencialmente quartzosas, argilas caolinitas e ions em solução; sob clima seco, areias ricas em mica e feldspato.

A essas influências climáticas se combinam influências orográficas. As condições do relevo comandam o tempo de que dispõe a alteração para elaborar os seus produtos. Tricart e M.-Lacroix mostraram que, sob clima úmido atual, nos Andes venezuelanos, os gnaisses e granitos não dão, praticamente, a caolinita, mas essencialmente a illita. Isso porque o sistema morfogenético local caracteriza-se por

escorregamentos crônicos que retiram os aliteritos antes que eles tenham tido tempo de passar do estágio de illita ao de caolinita. Essa situação é a consequência do soerguimento plioquaternário e da violenta retomada da erosão, desde que, no final do Neógeno, climas semelhantes permitiram a formação de latossolos típicos, ricos em caolinita, em vertentes muito mais suaves.

A morfogênese regula também o transporte dos materiais fornecidos pelo ataque das regiões de ablação.

Os rios, de acordo com os sistemas morfogenéticos, efetuam uma espécie de seleção fracionada da carga, na qual se adiciona a contribuição do solapamento das margens (material mais antigo). Toda vez que o transporte é longo os materiais sofrem as modificações.

O meio geomorfológico é pois uma espécie de alambique no qual as rochas sofrem transformações variadas, e os seus produtos acumulados nas bacias de sedimentação passam por novas transformações. Fora da litogênese, a sedimentologia é parte integrante da geomorfologia porque os materiais que dão origem às rochas sedimentares fazem parte do circuito geomorfológico.

Os produtos elaborados no meio morfogenético, abandonados numa bacia, são recobertos por novas contribuições e levados a profundidades crescentes. Reincorporam-se à crosta terrestre e podem sofrer novas modificações. Essas transformações pertencem ao circuito geológico, mas a etapa inicial se coloca no campo dos fenômenos de superfície, que são o objeto específico da geomorfologia.

1.4.2. Relação com a Pedologia

A pedologia estuda um aspecto particular dos fenômenos de contato entre litosfera e atmosfera, aquele no qual os seres vivos intervêm para modificar a litosfera sobre uma espessura de alguns centímetros ou alguns metros.

Pela lógica a pedologia deveria ser integrada à geomorfologia ou vice-versa e não constituir um ramo particular.

Foi essa a evolução disciplinar na União Soviética, onde os fundadores da geomorfologia foram pedólogos.

Porém, circunstâncias históricas conduziram a uma evolução ilógica, que nós herdamos. Em virtude da deficiência da Geomorfologia do final do século XIX, os pedólogos constituíram uma disciplina autônoma.

Muito preocupados com as exigências da prática, eles se orientaram para o estudo de problemas agrônômicos de questões de fertilidade, dirigindo-se mais para a bioquímica do que para o estudo sistemático dos problemas de repartição dos solos na natureza. Como reação a essa tendência, há, atualmente, uma nova Escola dirigida para a cartografia sistemática dos solos, terminando por fazer uma

verdadeira Geografia do Solo como é o caso do Serviço da Carta de Solos da Bélgica, sob a orientação de Tavernier. É o caso do trabalho desenvolvido pelo Dept.^o de Solos da ESALQ, em Piracicaba, liderado por Guido Ranzani que imprime verdadeiro caráter de Escola Científica no trabalho de mapeamento de solos.

Os laços com a Geomorfologia são, então, reconhecidos. Acontece que, os pedólogos, reconhecendo certas evidências geomorfológicas, fazem geomorfologia intuitivamente. As ligações são cada vez mais necessárias para o bem mútuo das duas disciplinas que, infelizmente, tomaram caminhos divergentes durante mais de meio século.

As modalidades da decomposição do húmus; a formação dos complexos férricos ou ferrosos; o comportamento das argilas em presença dos ácidos húmicos, são fenômenos que escapam ao geomorfólogo. No entanto temos necessidade do resultado desses estudos, tanto quanto da geologia estrutural para entender a morfogênese.

A Geomorfologia não só está a jusante da pedologia, mas há interação entre essas disciplinas.

O relevo terrestre constitui o meio no qual se desenvolvem os solos. É um dos fatores condicionadores da pedogênese.

A pedogênese se produz num meio submetido à ações morfogenéticas. Sobre uma vertente um solo representa o balanço momentâneo de duas forças antagonicas: alteração do substrato, o que fornece os materiais e a ablação que os remove.

Nas planícies inundáveis os solos são comandados pela desigualdade entre dois ritmos: aluvionamento e pedogênese. Os horizontes húmicos, nos setores de acumulação, só se formam se as contribuições forem suficientemente espaçadas, o que se dá apenas no leito maior excepcional. Tem-se, então, perfis compostos de solos enterrados, que traduzem fases de acumulação.

O relevo, como outros atributos ecológicos, comanda a circulação da água nos solos e os efeitos da lixiviação e acumulação absoluta. Esse reconhecimento levou os pedólogos à noção de catena, diferenciação do solo segundo as condições topográficas, evoluídas sob as mesmas condições ambientais.

A noção de catena pode gerar confusões. Não há catenas nos flancos de vertentes de um vale, onde os diversos elementos da topografia não sejam contemporâneos e não tenham evoluído da mesma forma e num sistema coordenado. A insuficiência da noção é explicada por paleogeomorfológicos.

Os solos atuais não formam geralmente uma população coerente no sentido estatístico do termo. Eles constituem uma coleção heterogênea.

Em função da evolução geomorfológica, os solos situados sobre certos elementos do relevo são relíquias paleoclimáticas, que sofrem adaptação parcial nas condições atuais. Tais

são os solos dos interglaciais antigos, dos terraços, nas regiões temperadas ou os solos dos paleopedimentos das regiões tropicais quentes e úmidas. Estes últimos apresentam, no perfil, linhas de pedra e predomínio de materiais silicosos, e alto grau de intemperismo, resultante das fases anteriores de alterações, remoção, transporte e redeposição. Podem remontar a períodos anteriores ao Riss ou Mindell.

Na França os solos vermelhos dos períodos interglaciais mais quentes, dos altos terraços, são parcialmente lixiviados em superfície e suas argilas ferruginosas tornam-se mais hidratadas, o que faz com que eles apresentem uma tendência a se transformarem em solos castanhos mais ou menos gleificados ou podzolizados, segundo o caso. Ao contrário, no rebordo dos terraços resultantes do entalhe recente observam-se solos bem mais jovens, freqüentemente atuais ou desenvolvidos em corridas de solifluxão do último período frio.

Um fato semelhante se observa na articulação dos paleopedimentos com os relevos residuais no Estado de São Paulo. Para citar um exemplo concreto, na região de Ribeirão Preto, Estado de São Paulo, sobre as superfícies cimeiras do Terciário (Pd₂) e os pedimentos do Quaternário Inferior (Pd₁) desenvolvidos sobre basaltos, encontramos latossolos roxo sobre material depositado por enxurradas e escoamento difuso, nas fases de pedimentação. No ponto de articulação da superfície inferior com a superior, em forte ruptura de declive, que recua por solapamento basal, o basalto, à medida que é exposto, vai sendo intemperizado, desenvolvendo-se na rampa um solo mais jovem, autóctone, identificado como terra roxa estruturada.

Negligenciar uma tal heterogeneidade do meio e relegá-la a simples diferenças topográficas, como sugere a noção de catena, é incorrer em grave descuido.

O estudo geomorfológico detalhado deve, pois, preceder a cartografia pedológica. Ele dá o quadro temporal e espacial no qual os solos evoluíram. Fornece também a descrição e a localização das formações superficiais, a partir das quais os solos são elaborados e, às vezes, bastante diferenciados da rocha subjacente.

Os pedólogos reconheceram a influência do fator geológico, porém, muito freqüentemente, eles não se dão conta de que a maioria dos solos não derivam diretamente da rocha local, mas de formações de vertentes, de colúvios, de alúvios, de alteritas, elaboradas diretamente no quadro da evolução morfogenética e que se localizam em função dela.

A Geomorfologia deve igualmente, levar em conta dados pedológicos.

A morfogênese se exerce freqüentemente, através dos solos e não diretamente sobre a rocha. Os geomorfólogos não podem recorrer a um esquema de causalidade muito simples.

São as características dos solos que comandam a erosão. A estrutura dos solos influ

de maneira decisiva sobre o escoamento difuso. Os agregados, sendo pouco estáveis, a erosão os destrói; os poros são tapados em superfície pelos elementos finos liberados e a infiltração é entravada. A impermeabilização faz crescer o escoamento superficial e a evolução geomorfológica é profundamente modificada.

As propriedades mecânicas do solo comandam, também, a solifluxão pelicular e a reptação (rastejamento). Elas influem muito sobre a fauna do solo e, conseqüentemente, sobre a atividade geomorfológica.

Do teor em argila e da natureza das argilas, dependem os fenômenos de retração sob efeito do ressecamento, que desempenham papel na reptação e comandam a permeabilidade do solo por ocasião das primeiras tempestades da estação chuvosa. As fissuras de ressecamento profundas permitem a penetração das águas o que pode provocar escorregamentos do terreno e corridas de lama, comuns após grandes cheias provocadas por tempestades, que sucedem um verão muito seco. Caso das grandes cheias cevénolas.

Vemos a estreita relação da geomorfologia e pedologia e a possibilidade do trabalho em equipe, com a descrição quantitativa e minuciosa das características de solo e dos processos morfogenéticos que podem influir no aspecto dinâmico do relevo. Uma colaboração estreita entre as disciplinas levará a conseqüências práticas muito importantes.

1.4.3. Relação com outras disciplinas

As deformações da crosta são a origem do relevo terrestre.

Os dados referentes à estrutura e à dinâmica da crosta são elementos de base para o estudo geomorfológico. É deles que devemos partir.

A Geomorfologia trabalha a partir dos resultados da Geologia Estrutural e da Geofísica, os quais permitem analisar o motor principal da morfogênese.

— Da *Geofísica* nos interessam: medidas das deformações atuais, o conhecimento de tendências potenciais que se podem deduzir de desequilíbrios (anomalias do coeficiente de aceleração da gravidade), métodos de prospecção (gravimétricos, eletrorresistividade, sísmicos, magnéticos etc.).

— Da *Geologia Estrutural*, a Geomorfologia toma dados referentes à descrição dos elementos tectoestáticos e litológicos e à reconstrução dinâmica, para precisar o estilo tectónico e as etapas da sua evolução. Essa reconstrução é indispensável para compreender a disposição da rede hidrográfica e as condições particulares da erosão diferencial.

Em contrapartida, o geomorfólogo pode fornecer ao geólogo conhecimento sobre evidências geomorfológicas de fenômenos tectónicos.

— A *Oceanografia* fornece dados da ação dinâmica das vagas, correntes e marés, indispensáveis ao estudo da morfologia litorânea.

— A *hidrologia fluvial* é um ramo da Geografia Física que, por necessidade de desenvolvimento e aplicação, desenvolveu técnicas próprias de observação e se fundamentou como disciplina autônoma. Tem estreitas relações com a geomorfologia e ambas se complementam. Existem relações estatísticas entre dados hidrológicos e as características dos leitos fluviais, a configuração das bacias e dos depósitos.

— A *Climatologia* fornece dados para o estudo dos ambientes ecológicos e a análise dos processos morfoclimáticos. Dados médios não são suficientes, mas sim os frequentiais. A meteorologia é muito abstrata e preocupada com a dinâmica da atmosfera e o que interessa é a ação dinâmica no sentido ecológico.

— Com a *Botânica* e a *Biogeografia* as relações se fazem para o conhecimento da repartição dos seres vivos no globo, agentes essenciais da morfogênese. Essas relações não se processam num sentido único. O meio geomorfológico é um dos elementos do quadro ecológico que regula a repartição dos seres vivos.

1.5. Escalas de grandeza espacial no estudo geomorfológico

Tricart, no seu tratado metodológico de geomorfologia (*Principes e méthodes de la Geomorphologie*), faz a seguinte análise classificatória dos fatos geomorfológicos, segundo escalas de grandeza definidas por categorias especiais de fatos:

1.^o *Primeira ordem de grandeza (ou escala global)* — abrangendo grandes áreas. É mais relacionada à geofísica. Considera as formas da terra como um todo e a sua maior divisão em terras e águas. O estudo está no nível dos antagonismos: *forças internas* (divisão entre continentes e bacias oceânicas) e *externas* (divisão em zonas morfoclimáticas). Escala 10^o anos em tempo.

2.^o *Segunda ordem de grandeza* — definida pelas unidades estruturais, que caracterizam as subdivisões das grandes zonas morfoclimáticas do globo. Regiões de escudos antigos, dorsais, faixas orogênicas, bacias sedimentares. Também definidas pelas subdivisões ecológicas das zonas morfoclimáticas: meio glacial e periglacial da zona fria; meio florestal permanentemente úmido e de savanas da zona intertropical. Dimensão da ordem de milhões de quilômetros quadrados. Os problemas ainda são focalizados em conjunto e sob o aspecto tectónico-estrutural e pelo aspecto global das formas, sob diferenças morfoclimáticas.

3.^o *Terceira ordem de grandeza* — unidades menores. Dezenas de milhares de quilômetros quadrados. A paisagem é estudada do

ponto de vista de sua evolução, com ênfase nos estágios de desnudação. As pequenas unidades estruturais são focalizadas nesse tipo de abordagem: maciços antigos da Europa Herciniana, bacias sedimentares brasileiras.

4.^o *Quarta ordem de grandeza* — corresponde a unidades de centenas de quilômetros quadrados.

São ainda analisadas do ponto-de-vista estrutural. Trata-se de pequenas unidades estruturais dentro de unidades maiores, regiões de compensação isostática que se individualizam em áreas de tendência oposta. Exemplo, o maciço de Poços de Caldas no Planalto da Mantiqueira; os Pré-Alpes franceses na Cadeia Alpina, a fossa da Limagne no maciço central francês.

5.^o *Quinta ordem de grandeza* — unidades de alguns quilômetros quadrados de superfície.

São relevos que se estudam bem em mapas na escala de 1:20.000. Exemplo: escarpas de falhas; relevos de cuesta localizados; anticlinais; sinclinais, cristas apalachianas, etc. Essas unidades se manifestam pela ação da litologia e da erosão diferencial.

Enquanto as unidades superiores correspondem principalmente a forças tectônicas, essas correspondem a influência estrutural passiva. A erosão desempenha aqui o papel principal. Na mesma escala estão pequenas formas esculturais ou de acumulação: circo glacial, bacia de recepção, morainas, deltas médios.

6.^o *Sexta ordem de grandeza* — superfície de centenas de metros quadrados. Raramente

são acidentes tectostáticos. Nessa escala o modelado se individualiza, principalmente, pelos processos erosivos e por condições várias criadas pela litologia. Formas como: talus, patamares, colinas, cones de dejeção, etc. As influências tectônicas não aparecem de maneira direta

7.^o *Sétima ordem de grandeza* — são as microformas. Escala do decímetro ao metro. Relação muito estreita com os processos de esculturação ou de deposição. Formas como lapiez, taffonis, placas de descamação, matacões, etc.

8.^o *Oitava ordem de grandeza* — Formas que vão do milímetro ao microm. As observações são feitas com aparelhos. Essa escala corresponde ao limite do campo da geomorfologia. Mas o estudo dessa dimensão é indispensável para a análise dos processos e identificação dos mecanismos morfogenéticos. Trata-se, antes, de objetos da sedimentologia e pedologia, mas, cujo conhecimento e estudo se faz necessário para a Geomorfologia. Em se tratando de formas: poros de rochas, picotamento de corrosão química etc.

A aplicação dos métodos será feita de acordo com as ordens de grandeza dimensional. Exemplo: métodos de análise sedimentológica para fatos de 8.^a ordem de grandeza; a cartografia geomorfológica só é válida até escalas de 1:25.000. Os métodos geofísicos não explicariam as diferenças entre flâncos de um mesmo vale, mas se enquadrariam bem nas escalas iguais ou superiores a 4.^a ordem.

Essa classificação taxonômica e genética constitui um instrumento para esclarecer relações de causalidade entre fatos diferentes.

BIBLIOGRAFIA

- BAULIG, H. — Les méthodes de la Geomorphologie d'après M. Pierre Birot. *Annales de Géographie LXVI* — 1957.
- BETHUNE, De, P. and MAMMERICKX, J. — Études clinométriques du laboratoire géomorphologique de L'Université de Louvain (Belgique). *Annals of Geomorphology Sup. 1*. Berlin — 1960.
- BIROT, P. — Les Méthodes de la Morphologie — Presses Universitaires de France — Paris — 1955.
- — Expériences sur la désagrégation des roches em milieu acide et oxydant — *Annals of Geomorphology — Sup. 5* Berlin — 1964.
- DUMANOWSKI, B. — Problem of the development of slopes in granitoids — *Annals of Geomorphology — Sup. 5* — Berlin — 1964.
- FRANÇA, G. V. — Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicada a solos da região de Piracicaba. Tese de Doutorado — ESALQ — Piracicaba — 1968.
- FREITAS, R. O. de — Textura da drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Bol. Paulista de Geografia* n.º 11. AGB — São Paulo — 1952.
- GABERT, P. — Premiers résultats des mesures d'érosion sur des parcelles expérimentales dans la région d'Aix-en-Provence — *Annals of Geomorphology — Sup. 5* — Berlin — 1964.

- HORTON, R. E. — Erosional development of streams and their drainage basins: hydrographical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. America Bulletin*, 56: 1945.
- JAHN, A. — Slopes morphological features resulting from gravitation — *Annals of Geomorphology — Sup. 5* — Berlin — 1964.
- KING, CUCHLAINE A. M. — *Techniques in Geomorphology* — Edward Arnold Publ. Lta. — London — 1967.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. and MILLER — *Fluvial Process in Geomorphology*. W. H. Freeman and Co. S. Francisco and London — 1964.
- MACAR, P. and FOURNEAU, R. — Relations entre versants et nature du substratum en Belgique — *Annals of Geomorphology — Sup. 1* — Berlin — 1960.
- LAMBERT, J. — Relations entre pentes de couches et pentes des versants dans le Condroz (Belgique). *Annals of Geomorphology — Sup. 1* — Berlin — 1960.
- MORISAWA, M. E. — Measurement of drainage basin outline form: *Jour. Geol.*, vol. 66 — 1958.
- — Streams, their dynamics and morphology — McGraw-Hill Book Co — N. York, 1968.
- OTTMAN, L. and TRICART J. — Application de la cartographie geomorphologique détaillée a L'étude des versants. *Annals of Geomorphology — Sup. 5* — Berlin — 1964.
- PISSART, A. and PIPILET, H. — Bibliographie des ouvrages techniques de langue française intéressant l'évolution des versants *Annals of Geomorphology — Sup. 1* — Berlin — 1960.
- ROUGERIE, G. — Présentations des resultats analytiques obtenus sur versants couverts — *Annals of Geomorphology — Sup. 5* — Berlin — 1964.
- SCHUMN, S. A. — *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy*, New Jersey. Dept. of Geology, University of Columbia — 1954.
- STRAHLER, A. N. — Hypsometric analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, vol. 63 — 1952.
- — Quantitative geomorphology of erosional landscapes — C. R. du XIX Int. Cong. Geol. fasc. XV — 1954.
- — Quantitative analysis of watershed geomorphology — *Amer. Geophys. Union Trans.* vol. 3 — 1957. 8
- — Dimensional analysis applied to fluvial eroded landforms — *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, vol. 69 — 1958.
- — *Physical Geography* (2.^a ed.) John Wiley & Sons New York — 1960.
- TRICART, J. — Expériences de désagrégation de roches granitiques par la cristallisation du sel marin — *Annals of Geomorphology Sup. 1* — Berlin — 1960.
- — *Principes et Méthodes de la Geomorphologie*. Masson et Cie. Ed. — Paris — 1965.

Relevo terrestre. Constituição do globo. Dinâmica da crosta: Isostasia. Formas iniciais e sequenciais.

2. RELEVO TERRESTRE

Processos endógenos de elaboração

2.1. Relevo terrestre

As grandes unidades topográficas do globo são:

— áreas continentais onde dominam planaltos, colinas e planícies com menos de 2.000 metros de altitudes, que se prolongam, sem solução de continuidade, pela plataforma continental recoberta de mares epicontinentais como o mar da Mancha, o Báltico, o golfo da Gasconha, etc.;

— bacias oceânicas — vastas extensões compreendidas entre — 3.000 metros e — 6.000 metros. As planícies abissais formam 58,7% da superfície total do globo.

— áreas continentais limitadas, cujas altitudes ultrapassam 2.000 metros: cadeias de montanhas, sempre alongadas como os Andes, o Himalaia, as Rochosas;

— depressões limitadas em extensão, cavadas abaixo das bacias oceânicas: fossas marinhas, que ultrapassam 7.000 metros de profundidade. Como as cadeias de montanhas, elas são alongadas e arqueadas.

A divisão do relevo em bacias oceânicas e continentais cai na 1.^a ordem de escala de grandeza dos fatos geomorfológicos. Cerca de 29% do globo são constituídos de terras e 71% de oceanos.

Somente a estrutura superficial das terras é conhecida diretamente. As zonas profundas só podem ser pesquisadas por métodos indiretos da Geofísica.

O conhecimento das unidades principais do relevo submarino é necessário para a compreensão das mudanças que operam sobre os continentes, porque a origem das formas do relevo das terras emersas está calcada em processos internos que afetam tanto as bacias oceânicas como os continentes.

2.1.1. O relevo submarino

As quatro unidades principais do relevo dos oceanos são: plataforma continental, bacias oceânicas, cristas ou dorsais, fossas submarinas.

— Plataforma continental é a continuação dos continentes, mergulhando suavemente sob o mar, a partir das planícies costeiras. A largura varia de 100 a 200 km e a profundidade vai de 0 até 200 metros.

A passagem da plataforma continental para as bacias abissais se faz por forte ruptura de declive — o rebordo ou talude continental, onde se localizam os *canions* submarinos. O desnível desse talude é da ordem de 2.000 a 3.000 metros ou mais.

— Bacias oceânicas ou planícies abissais se localizam entre as plataformas continentais e as dorsais oceânicas. Apresentam 3.000 a 5.000 metros de profundidade. O seu assoalho é plano devido à sedimentação de detritos finos e plâncton.

— As cristas ou dorsais oceânicas são verdadeiras cordilheiras que apontam no meio



Fig. 1 — Alargamento do assoalho do Atlântico

dos oceanos em forma de ilhas isoladas. Exemplo: a dorsal do Atlântico que descreve um verdadeiro S desde o Atlântico Norte até o Sul, na maior parte submersa, exceto nas ilhas dos Açores e Cabo Verde, Trindade, Fernando de Noronha e outras ilhas vulcânicas, oceânicas.

Essas dorsais estão ligadas a fenômenos vulcânicos.

As cristas oceânicas são zonas de tensões e fraturas da crosta, a partir das quais os continentes foram sendo afastados uns dos outros, até chegar à posição atual (deriva continental). Esse processo se continua nos dias presentes.

O assoalho do Atlântico está sendo puxado para fora das dorsais (Fig. 1). O fato é demonstrado pelo alargamento das fossas (*rift-valleys*), que existem de cada lado das dorsais. A proporção do afastamento é da ordem de 2 cm por ano, no Atlântico Norte. A medida que o assoalho afasta, um movimento vertical compensatório empurra para cima a crista central. A separação afeta os continentes a leste e oeste e constitui o processo geológico conhecido como deriva continental. Os estudos atuais de geofísica, do assoalho submarino, comprovam a hipótese de que Amé-

rica do Norte e do Sul estiveram soldadas à massa Euro-Afro-Asiática.

— As fossas submarinas são depressões longas e estreitas que atingem de 7.000 a 10.000 metros de profundidade ou mais. Constituem zonas falhadas e dobradas em sinclinais, associadas com o movimento recente de construção de montanhas. Acompanham o arco de ilhas e cadeias montanhosas do Índico e Pacífico.

Cada arco representa uma zona de dobramento crustal ou compressão e é associada com vulcões ativos e terremotos.

2.2. Constituição do globo terrestre

A Geofísica mostra que o Globo é formado de camadas sucessivas, de densidade decrescente a partir do centro. Admite-se, atualmente, as seguintes zonas (fig. 2).

Grão — a mais de 5.000 km de profundidade. Densidade de 11 ou 12 a 18. Seria sólido e formado de ferro e níquel.

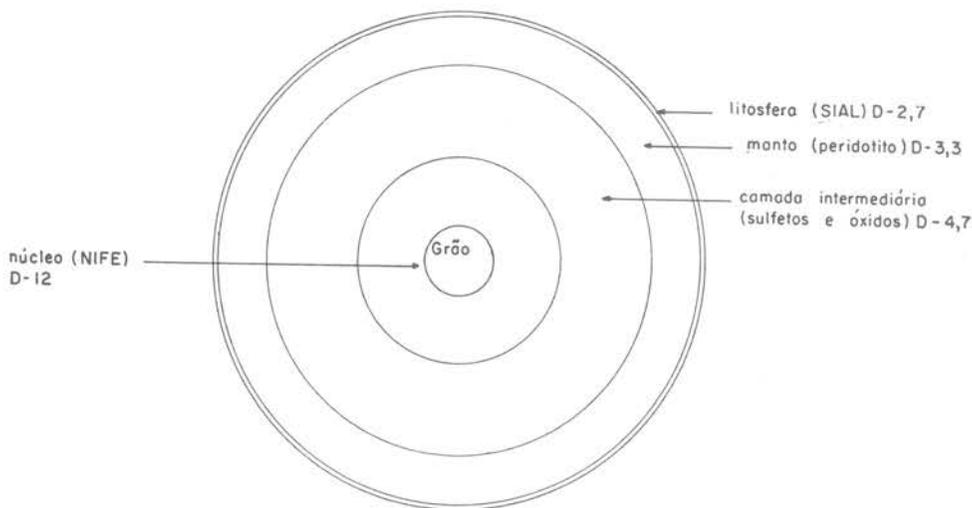


Fig. 2 — Constituição do globo terrestre

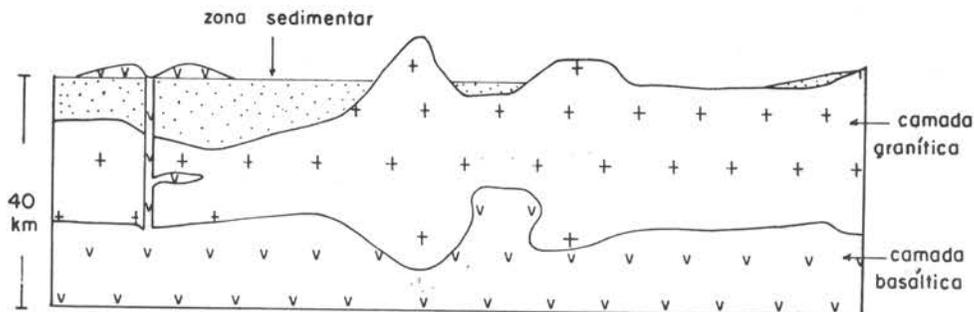


Fig. 3 — Corte esquemático mostrando a constituição da crosta

Núcleo — entre 2.900 km e 5.000 km. Densidade 9 a 10,5 ou 11,5. Seria mais fluido e também formado de ferro e níquel. O grão e o núcleo constituem o NIFE.

Manto — entre 40 a 60 km e 2.900 km. Densidade 3,3 a 6,7. Seria sólido, formado de material rico em ferro, semelhante aos peridotitos; material ultra-básico.

Crosta — da superfície até 40 a 60 km de profundidade. Divide-se em 2 zonas (fig. 3): uma mais superficial, sólida, formada essencialmente de granitos, servindo de embasamento a rochas sedimentares (crosta granítica ou sílica). Densidade 2,7; uma mais profunda, abaixo de 17 km mais ou menos igualmente sólida ou viscosa, formada de matéria básica, magmas diabásicos e gabro. Densidade 3.

A parte mais superficial constitui o SIAL, magmas ricos em silicatos de alumina.

A porção inferior o SIMA é rico em silicatos de magnésio. O SIMA abrange a parte inferior da crosta e o manto, ou seja, a camada basáltica e a ultra-básica.

Entre 38 e 40 km de profundidade há uma zona de descontinuidade sísmica. — Descon-

tinuidade de Mohorovicic (Moho). Corresponde à base da crosta sílica. É zona de centros de sísmos (zona nevrálgica do globo). É facilmente definida porque as vagas sísmicas aí mudam abruptamente de velocidade.

Apresenta disposição irregular: sob as cadeias de montanhas, desce até 40 ou 60 km, mostrando que as elevações de crosta têm raízes mergulhadas no magma mais denso. (fig. 4).

Sob as bacias oceânicas a Moho sobe à fraca profundidade e se mantém entre 5 e 7 km abaixo do seu fundo. A crosta é, pois, muito delgada sob as bacias oceânicas e se dispõe regular e horizontalmente, acompanhando o assoalho marinho abissal. Abaixo das grandes fossas submarinas a Moho desce em mergulho forte. Dos oceanos para os continentes a Moho mergulha de 10° a 45°.

A Moho seria o contacto do SIAL com o SIMA.

Essas relações entre o SIAL e o SIMA estão baseadas nas determinações da gravidade e na exploração das camadas corticais pelas ondas sísmicas.

A localização das zonas sísmicas do globo tem íntima relação com a superfície de Moho.

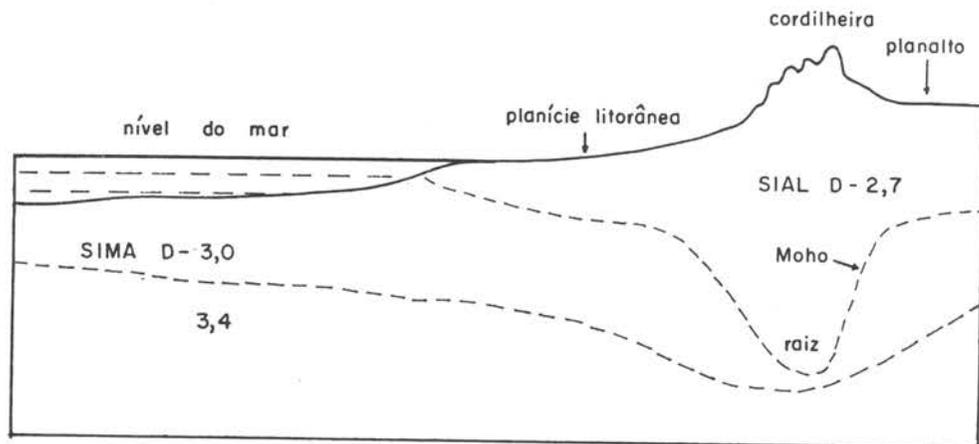


Fig. 4 — Corte esquemático da crosta terrestre mostrando as relações SIAL/SIMA

Algumas áreas ignoram os sismos, com as bacias oceânicas e as regiões de plataformas das terras emersas.

Os sismos se localizam sobretudo ao longo dos grandes sistemas montanhosos submetidos à orogênese atual mais violenta. É, portanto, nas regiões que o SIMA mergulha rapidamente sob o SIAL e que a descontinuidade de Mohorovicic desce em inclinação forte, que os sismos são constantes, devido ao jogo de tensões das correntes magmáticas.

2.3. Dinâmica da Crosta: Isostasia

A Geofísica demonstra que, de modo geral, a crosta é menos densa nas massas montanhosas do que sob as planícies e menos densa sob as planícies do que sob os oceanos. Os blocos da crosta emergem tanto mais quanto menos densos são, como flutuadores de madeira colocados numa cuba com água: quanto menos densa é a madeira mais emergem. (fig. 5). Os blocos emergem na proporção de seus pesos respectivos. Assim nasceu a noção de equilíbrio hidrostático de porções da crosta.

Na realidade, todos os blocos em equilíbrio não são da mesma espessura e o fluido sobre

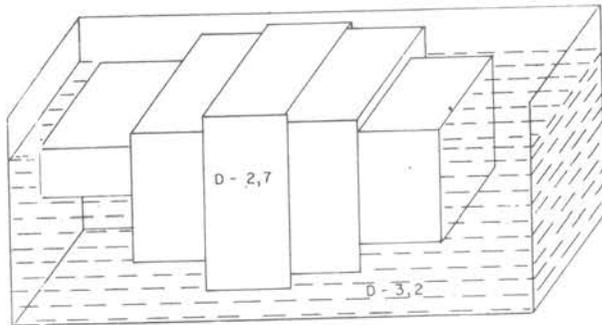


Fig. 5 — Blocos de madeira flutuando na água explicam o conceito de equilíbrio isostático.

o qual os continentes mergulham não é comparável à água, é um fluido viscoso. O equilíbrio é imperfeito e é chamado ISOSTÁTICO. As pressões exercidas pelo peso de blocos se igualam numa superfície interna, situada perto de 60 km de profundidade — *superfície de compensação isostática* — Abaixo desta superfície a repartição das massas é regular, seguindo uma disposição em zonas concêntricas.

Airy sugeriu o seguinte mecanismo na sua teoria de equilíbrio isostático: considerou a crosta constituída de blocos da mesma densidade. Quanto mais alto for o bloco de SIAL, maior será a sua raiz mergulhada no SIMA. Uma imagem semelhante fornecem os blocos

de gelo, boiando na água. Quanto mais espessos, mais emergem e também mais imergem. A diferença da densidade entre a parte superior da crosta e o material subjacente gera conseqüências geodinâmicas importantes para o relevo superficial. O afastamento da densidade sendo por volta de 1/10, o aprofundamento do SIAL no SIMA seria como o dos icebergs no mar.

A descontinuidade do Moho comprova tal hipótese.

Entre o SIAL e o SIMA ocorrem reajustamentos de tensões e movimentos.

A ablação generalizada do relevo, resultando em diminuição do peso do SIAL teria como resposta um soerguimento isostático do SIMA, ocupando a área de anomalia negativa da gravidade. Inversamente, uma sedimentação excessiva com acúmulo de peso, pode gerar abaixamento da crosta (subsidência) com afundamento do SIMA (fig. 6).

O equilíbrio isostático pode ser rompido:

— Pela formação de uma cadeia de montanhas

— Se intensa erosão alivia um bloco montanhoso por ablação de material que vai se acumular sobre outro bloco

— Se um reaquecimento climático faz fundir uma espessa calota de gelo, que recobre um bloco.

Esses reajustes (compensações isostáticas) da crosta se situam em grande escala de tempo e de espaço e ocorrem até 60 km de profundidade.

O equilíbrio se faz por movimentos verticais, o bloco *aliviado* tende a subir e o *sobrecarregado* a descer.

Os movimentos gerais da crosta são chamados de tectônicos.

Os levantamentos tectônicos são as causas da emersão de terras acima do nível do mar e um dos motores mais eficazes da erosão porque criam desníveis na crosta terrestre.

Há dois tipos de levantamentos tectônicos: movimentos *orogênicos* (criadores de montanhas) acompanhados de falhamentos, dobramentos, flexuras e adernamentos. *Epirogenéticos*, amplos movimentos de conjunto que não chegam a deformar as rochas. Levantamentos epigenéticos são mais lentos que os orogênicos. O nordeste brasileiro e a costa brasileira estiveram várias vezes acima e abaixo do nível do mar mas a amplitude total desses movimentos é difícil de ser conhecida (centenas de metros).

Alguns estudos recentes sobre a velocidade da erosão sugerem para os EUA uma taxa de 6 cm por 1.000 anos. A taxa de erosão mais rápida até agora medida se verifica no Himalaia, onde a carga em suspensão dos rios indica erosão regional de 1m/1.000 anos. Para

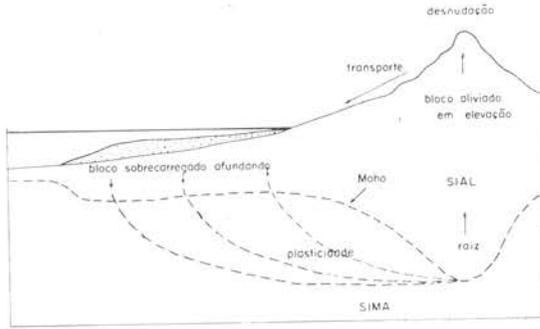


Fig. 6 — Corte esquemático mostrando o reajuste isostático resultante da reação à desnudação e sedimentação

montanhas, de modo geral, se estima 90 cm/1.000 anos. A taxa de soerguimento correspondente seria da ordem de 9m/1.000 anos nas zonas orogenéticas e 60 a 90 cm/1.000 nas zonas epirogenéticas.

Com a presente taxa de erosão dos EUA um continente médio seria reduzido ao nível do mar em 13 ou 14 milhões de anos. Na verdade esse tempo seria ampliado, porquanto a taxa de erosão decresce com o declínio de erosão potencial dos rios e esta se aproxima de zero quando a paisagem é rebaixada ao nível do mar.

Além disso, como vimos, a compensação isostática promoveria o soerguimento da região desgastada, desencadeando novamente a erosão e a seqüência evolutiva do relevo.

A teoria de Wegener — Os blocos continentais não se deslocam só no sentido vertical, mas também no horizontal (Deriva dos continentes).

Wegener admitiu que os continentes foram soldados numa única massa de SIAL na Era Primária. Essa massa foi fragmentada (zonas das dorsais e *rift-valleys* oceânicos) e os fragmentos deslocados da sua posição para ocupar a posição atual (fig. 7).

Partindo da teoria da deriva, pode-se construir a explicação das cadeias de monta-

nhas. A África indo de encontro à Europa deu origem à compressão e soerguimento de terrenos, formando-se as Cadeias Alpinas.

As fossas oceânicas resultariam do deslocamento das duas massas continentais: Américas e Europa, Ásia e África.

A deriva das Américas para oeste e a resistência encontrada, deu origem ao Sistema Montanhas Rochosas-Andes. A migração da Ásia para o norte, com o abandono de fragmentos destacados da massa, deu origem às guirlandas insulares da borda ocidental do Pacífico.

Argumentos favoráveis à teoria da deriva:

— Semelhança entre as costas da África e América do Sul.

— Semelhança de séries estratigráficas e floras antigas da América do Sul, África, Madagascar, Índia e Austrália.

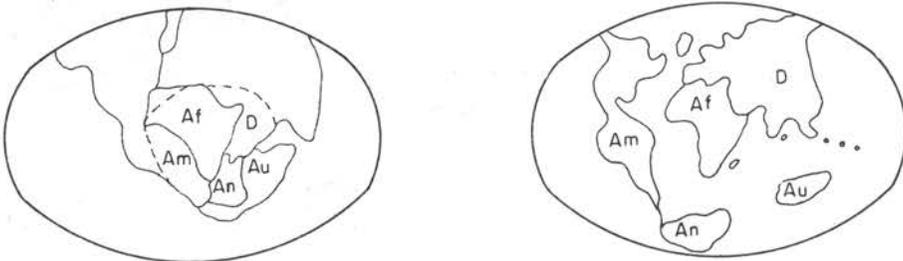
— Os dobramentos pré-cambrianos das massas cristalinas se relacionam dos dois lados do continente.

— As glaciações da Era Primária aparecem e desaparecem, no mesmo momento, nas terras do continente de Gondwana.

— Atualmente ainda existe mobilidade lateral dos continentes e das bacias oceânicas, especialmente as do Atlântico que sofrem alongamento.

A teoria de Wegener, célebre em 1912, foi muito criticada e contestada, mas modernos estudos de geofísica, geologia estrutural e astronomia, dão-lhe apoio novamente.

A Teoria da Deriva Continental postula um deslocamento da crosta por milhares de quilômetros. Embora haja numerosas evidências indiretas desse deslocamento, a única evidência direta do extenso movimento horizontal da crosta é a existência de grandes falhas em várias regiões do globo. Takcuchi, Uyeda e Kanamori (1970) explicam o fato exemplificando através de uma das mais espetaculares falhas do globo, a de St.^o André, situada na costa ocidental da América do Norte, estendendo-se de noroeste para sudeste por mais de 960 km. Conforme evidências geológicas o lado leste desta falha deslocou-se em



Pontilhado, o continente de Gondwana

Fig. 7 — Posição dos continentes na Teoria da deriva (Wegener)

relação ao lado oeste desde o Terciário cerca de 200 km na direção sudeste e o movimento continua até hoje na proporção de mais ou menos 5 cm por ano.

Cientistas do *Scripps Institution of Oceanography* da Universidade da Califórnia estudando recentemente anomalias geomagnéticas no assoalho do Pacífico Leste, as quais conformam um padrão de linhações norte-sul, verificaram que essas linhações apresentam-se separadas por dezenas de quilômetros na direção leste-oeste. Tais placas deslocadas contendo linhações, se colocadas justapostas, reproduziriam o padrão original das anomalias geomagnéticas. Observa-se que o deslocamento foi da ordem de 135 km em direção leste. Isto indica, obviamente, que, após a formação do padrão de linhações um movimento de falha ao longo de uma linha leste-oeste, a 34° N, provocou um deslocamento de 135 km naquela direção. O fato é confirmado pela existência da Fratura de Murray naquele local.

O levantamento magnético ao longo do Pacífico Leste provou a existência de outros deslocamentos na mesma direção ao longo de muitas falhas, sendo o maior deles de 1.150 km ao longo da Fratura de Mendocino, na direção leste-oeste, a 40° de latitude norte.

A existência de tais deslocamentos horizontais ao longo de falhamentos, tem importância fundamental para a Teoria da Deriva Continental. Se a crosta oceânica se move tanto assim, certamente a crosta continental pode fazer o mesmo. Todos esses fatos encontram corroboração em modernas teorias como a da "Nova Tectônica Global" ou "Tectônica de Placas" de W. J. Morgan, da Universidade de Princeton, e outros. Segundo essa Teoria a camada rígida da superfície terrestre consiste de um grande número de "placas" que deslizam umas em relação às outras ao longo de falhas de transformação. O movimento relativo de cada placa é representado por uma rotação em torno de um eixo que passa pelo centro da Terra. O fato fundamental é que esses movimentos relativos entre placas constituem a causa essencial da Tectônica do globo em geral. No sudeste do Pacífico todas as falhas de transformação são paralelas às linhas de latitude e os terremotos dessa área estão associados aos limites das "placas", zona onde ocorrem os movimentos relativos entre elas.

Assuntos como esses focalizando a Teoria da Deriva Continental são tratados com detalhe no livro de Takeuchi, Uyeda e Kanamori (1970), e em revistas especializadas tais como *A Scientific American Book: The Ocean and Continents Adrift*.

A história da Deriva Continental tem sido muito controversa. Estudos geológicos, paleontológicos e paleoclimáticos revelam evidência em favor da semelhança das orlas continentais do Oceano Atlântico, contudo ainda com objeções e muita controvérsia. Na década de 40-50 a controvérsia foi retomada, apoiada no estudo do magnetismo das rochas. Surgiu, então, uma base teórica mais firme para apoiar os argumentos da Deriva: a Teoria da Convecção do Manto.

Atualmente são os progressos nos estudos do assoalho oceânico que vão revelando evidências mais sólidas a favor da idéia da Deriva. Hoje a opinião geral parece se inclinar para a reconsideração, senão aceitação das idéias de Wegener e Holmes. O Simpósio sobre a Deriva Continental realizado em Londres em 1964, reunindo os mais eminentes especialistas do mundo que pesquisam em vários ramos da Geofísica, trouxe muita luz para a aceitação da Teoria. Na introdução do Simpósio Blakett ressaltou que a evidência dos deslocamentos crustais, tal como é vista na Falha de Santo André, sugere que modernamente a questão não é mais qualitativa, isto é, "os continentes teriam ou não migrado", porém quantitativa, ou seja: "Em que extensão e quando ocorreu a Translação Continental?"

2.4. Formas iniciais e seqüenciais

Há duas classes fundamentais de formas de relevo: iniciais e seqüenciais.

Iniciais — Formas resultantes dos soerguimentos originais da crosta por forças internas e por erupções vulcânicas.

Seqüenciais — Formas esculpidas pelos agentes de desnudação. Essas vêm em seguida às originais.

Qualquer paisagem é o resultado da ação dessas forças, logo é uma *etapa* dentro de um contexto.

Todos os estágios de evolução das paisagens podem ser observados no globo. Onde ocorrem altas montanhas é sinal de que as forças internas atuaram recentemente. Os baixos planaltos e planícies indicam que as forças desnudaçãois têm papel mais atuante. Todos os estágios intermediários podem ser encontrados.

Os agentes de esculpturação do relevo, que produzem as formas seqüenciais são: águas correntes, vagas oceânicas, gelo e vento. Esses agentes de erosão, auxiliados por processos de meteorização das rochas e movimentos de massa sobre as vertentes, atacam as massas rochosas continentais. Nenhuma região do globo é imune ao ataque. Tão logo as rochas sejam expostas ao ar ou às águas, inicia-se o processo de destruição.

O produto da desintegração é removido para o assoalho das bacias oceânicas.

Todas as formas seqüenciais modeladas por remoção progressiva da massa rochosa, são designadas por *formas erosionais*.

Os fragmentos de rocha ou solo que foram removidos são depositados em qualquer parte e constituem as *formas deposicionais*.

BIBLIOGRAFIA

- A Symposium on Continental Drift*. Londres: The Royal Society, 1965.
- DERRUAU, M. — *Précis de Geomorphologie* — Masson et Cie Ed. Paris, 1962.
- DINGEMANS, G. — *Formation et transformation des continents*. Lib. Armand Colin, Paris, 1953.
- FREEMAN, W. H. (Editor) — *A Scientific American Book: the Ocean* — San Francisco, 1969.
- — *A Scientific American Book: Continents Adrift* (com introdução de J. Tuzo Wilson). San Francisco, 1972.
- HOLMES, A. — *Geologia Física*. Ed. Omega. Barcelona, 1952.
- LEINZ, V. e AMARAL, S. E. — *Geologia Geral*, 6 Ed., revisada e atualizada. Cia Editora Nacional. São Paulo, 1975.
- TAKEUCHI/UYEDA/KANAMORI — *Debate about the Earth: Approach to Geophysics through Analysis of Continental Drift* (Revised) Freeman Cooper & Co., San Francisco, 1970. Traduzido para o português por N. R. Ruegg (A Terra, um planeta em debate). Edart. São Paulo USP, 1974.
- WEGENER, A. — *The Origin of Continents and Oceans*. Methuen, Londres, 1924.
- WILSON, J. T. — *Continental Drift* — Scientific American. April, 1963.

Composição da crosta. Rochas. Estrutura e minerais constituintes das rochas. Propriedades geomorfológicas das rochas. Influência das rochas no relevo: a importância do clima. Relevos das rochas granitoides.

3. RELEVO TERRESTRE

Materiais constituintes

3.1. Composição da crosta

As rochas influem na forma, no tamanho e na evolução do relevo.

Em alguns locais as rochas se dispõem em delgadas camadas dispostas horizontalmente, dobradas ou quebradas. Noutras áreas elas constituem massas espessas e compactas. Esse é o aspecto estrutural.

Um as rochas são resistentes, outras tenras. A maior ou menor resistência aos agentes erosivos depende da origem e constituição das rochas — aspecto litológico. Rochas tenras tendem a formar vales enquanto as resistentes mantêm as cristas, escarpas, planaltos e divisores.

Conseqüentemente as formas do relevo refletem a forma e a constituição das massas rochosas originais. Logo, um primeiro passo para o estudo geomorfológico é o conhecimento das rochas, a sua composição, as propriedades físicas e químicas, formas características de ocorrência, processos de origem e idade geológica.

O estudo das rochas é objeto da Petrografia.

Distinguem-se três grandes grupos de rochas pela sua gênese:

magmáticas ou ígneas
metamórficas
sedimentares.

As rochas ígneas e metamórficas constituem cerca de 95% do volume total da crosta,

mas ocupam apenas 25% da sua superfície. As rochas sedimentares contribuem apenas com 5% do volume mas recobrem 75% da superfície da crosta.

Apesar da existência de grande variedade de rochas ígneas, os seus principais minerais constituintes são poucos e também poucas as rochas que possuem importância na constituição geral da crosta.

Composição mineralógica média das rochas ígneas

(segundo Clark e Washington)

Feldspato	59,5%
Quartzo	12,0%
Piroxênios e anfibólios	16,8%
Mica	3,8%
Minerais acessórios	7,0%

Proporção das rochas que ocorrem na litosfera

(segundo Poldervaart)

Sedimentos	6,2%
Granodioritos	38,3%
Andesitos	0,1%
Diorito	9,5%
Basalto	45,8%

Esses dados referem-se a toda a litosfera: continentes e assoalho dos oceanos. Entretanto se considerarmos separadamente as duas grandes unidades, veremos que: 95% das rochas ígneas intrusivas pertencem à família

dos granitos e granodioritos e se localizam sobre os *continentes*, enquanto 95% das rochas efusivas são basálticas e localizam-se nas regiões *oceânicas*.

3.1.1. Composição química

Para o cálculo da composição química da crosta é necessário o conhecimento da composição e volume de diferentes rochas. Clark e Washington tiraram a média ponderada de numerosas análises de rochas e chegaram aos seguintes resultados (Quadro I).

Quadro I — Composição química da crosta terrestre segundo Clark

ELEMENTOS	% em relação ao peso	% em relação ao volume
O	46,6	91,77
S ₁	27,7	0,80
A ₁	8,1	0,76
F ₂	5,0	0,68
C ₃	3,6	1,48
N ₄	2,8	1,60
K	2,6	2,14
M ₅	2,1	0,56
Total	98,5	99,79

O cálculo de volume que cada elemento ocupa é baseado no diâmetro atômico.

Observando-se a relação entre espaço ocupado (volume) e peso, nota-se que o oxigênio ocupa mais de 90% do espaço, deixando apenas pouco mais de 8% para todos os outros elementos.

Esses oito elementos básicos constituem 98,5% do peso da crosta. A maioria dos metais úteis ao homem ocorre em quantidades mínimas.

3.2. Rochas

3.2.1. Rochas magmáticas ou ígneas

Provêm da consolidação do magma e são, por isso, de origem primária.

Uma rocha magmática expressa as condições geológicas sob as quais se formou, através da sua textura, (tamanho e disposição dos minerais constituintes) e da composição química.

Segundo as condições geológicas podemos distinguir rochas intrusivas, extrusivas e intermediárias.

O magma consolidado no interior da crosta dá origem às *rochas intrusivas, plutônicas ou abissais*. São intrusivas porque penetram corpos rochosos previamente formados.

As intrusões quando violentas podem provocar arqueamento, dobramento ou quebraimento sobre as rochas encaixantes. Quando as intrusões ocorrem em massas enormes, os corpos são chamados batolitos.

O resfriamento ocorre de forma lenta, desenvolvendo-se bem os cristais — textura equigranular. Exemplo: granito.

Quando o magma extravasa na superfície dá origem a rochas *extrusivas* ou *vulcânicas* ou *efusivas*.

A textura das extrusivas depende da maneira como ocorreu o resfriamento. Se o magma passa bruscamente do estado líquido para o sólido a *textura* será *vitrea*, pelo fato de não haver tempo suficiente para a cristalização dos minerais. Quando há início de cristalização no interior, os cristais em vias de formação são arrastados à superfície pelo magma ainda fluido. Resfriando-se então rapidamente, tem-se a *textura porfírica*: cristais bem formados (fenocristais) ou intratélúricos, nadando em massa vítrea ou de granulação fina (massa fundamental) de rápida consolidação. A massa fundamental pode ser *afanítica*, quando não se distinguem seus constituintes, ou pode ser vítrea.

A textura pode ainda ser *vesicular* ou *esponjosa*, quando se dá o desprendimento de bolhas.

Entre as rochas magmáticas abissais e as superficiais ou efusivas existe um grupo *intermediário* — as *hipabissais*. Formam-se quase à superfície (diques e sills). A textura é geralmente microcristalina ou afanítica, podendo haver fenocristais junto à massa fundamental.

A granulação das rochas ígneas é muito variada, dependendo o tamanho dos cristais da velocidade do resfriamento e da viscosidade do magma. Se o magma for muito fluido, com muitos gases voláteis, permitirá o desenvolvimento de cristais de grande porte, às vezes do tamanho de vários decímetros. Essas rochas são os *pegmatitos*.

3.2.1.1. Composição mineralógica

Geralmente são poucos os minerais que tomam parte essencial na constituição de uma rocha magmática. São os minerais essenciais e servem para caracterizar uma determinada rocha. Os demais minerais são chamados de acessórios.

Os principais *minerais essenciais* são: quartzo, feldspato, piroxênio, anfibólio, muscovita, biotita e nefelina.

Uma rocha *leucocrática* é rica em minerais claros como feldspato, quartzo ou muscovita. Uma rocha *melanocrática* é escura porque nela predominam minerais como a biotita, anfibólio, piroxênio ou olivina; *mesocrática* é uma rocha intermediária com 30 a 60% de minerais claros.

A composição química aproximada de uma rocha é expressa pelo seu teor em sílica (SiO_2) quer na forma de quartzo quer combinado, formando os silicatos. As rochas com teor de SiO_2 superior a 65% são *ácidas*. As rochas *neutras* possuem de 52 a 65% de SiO_2 e *básicas* quando o SiO_2 ocorre de 45 a 52%. Nesse caso há ausência de quartzo.

3.2.1.2. Principais rochas magmáticas

A — PLUTÔNICAS

Granito — A mais comum de todas. Ocorre juntamente com gnaisses no embasamento cristalino. Constitui a crosta siálica que forma os escudos nos continentes. No Planalto Brasileiro encontramos granitos na Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, no pediplano nordestino, etc.

Sienito — Cor cinza claro. Predomina o feldspato alcalino. Contém também: biotita, anfibólio e piroxênio. Ocorrências principais no Brasil: Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião e Itatiaia.

Gabro — Cor preta ou verde escura. Contém piroxênio e plagioclásio cálcio. Às vezes: olivina e anfibólio. Granulação maior que milimétrica.

Peridotito — Rocha escura. Contém olivina e frequentemente magnetita.

Diorito — Cinza escuro. Contém plagioclásios sódico-cálcicos e minerais escuros (anfíbólio, piroxênio ou biotita).

B — ROCHAS MAGMÁTICAS HIPABISSAIS

Granito pórfiro — sienito pórfiro — diorito pórfiro.

Diabásio — Constituído de piroxênio e plagioclásio cálcico. Cor escura. Textura fina ou porfírica.

Tinguaito — Cor verde escura; feldspato alcalinos e piroxênios. Textura porfírica.

C — ROCHAS VULCÂNICAS

As rochas vulcânicas podem possuir textura porfírica, vesicular ou vítrea.

Basalto — Textura microcristalina, vítrea ou porfírica. Cor preta ou cinza escura. Possui fenocristais de plagioclásio cálcico e de piroxênio, em matriz afanítica. Em basalto vesicular as vesículas podem ser preenchidas formando amídalas de ágata, quartzo, zeólitos, etc., resultantes de soluções fluidais que, escapando pela rocha, vão preencher os espaços vazios.

Riolito — (quartzo pórfiro). É o equivalente efusivo do granito. Cor cinza, avermelhado ou azulado. Textura porfírica.

Traquito ou fonólito — Cor cinza esverdeado. Textura porfírica (cristais prismáticos de feldspato, mais anfibólio e piroxênio).

Obsidiana — Vidro vulcânico. Às vezes a textura é vesicular com bolhas (pedra-pome).

3.2.2. Rochas sedimentares

Rochas sedimentares são formadas a partir da destruição de rochas pré-existentes (qualquer tipo). Num sentido amplo incluem-se, também, nessa categoria as rochas provenientes de atividade biológica: corais; e de reações químicas e precipitações.

Séries de argilas, areias e seixos podem ser depositados sob os mares, lagos ou nos continentes. A deposição pode ser feita por rios, ventos e geleiras.

Geralmente, se dispõem em estratos e quando compactados por pressão e cimentados por soluções carbonatadas ou silicosas tornam-se muito resistentes.

Usualmente, possuem estratos ou camadas. Esses estratos podem-se apresentar horizontalmente, inclinados ou perturbados por dobras ou falhas.

Grupos de estratos, possuindo as mesmas propriedades ou mesma idade geológica, são designados por **FORMAÇÕES**.

3.2.2.1. Rochas clásticas

Os sedimentos clásticos são principais tipos formados de partículas provenientes do ataque de rochas pré-existentes por processos de intemperismo.

Podemos distinguir os tipos, segundo o tamanho das partículas, conforme a escala de Atterberg (Quadro II).

Os sedimentos clásticos são formados de fragmentos de outras rochas: pséfritos constituídos de seixos; psamitos de grãos de areias e pelitos de elementos da granulometria das argilas e siltes.

Quadro II — Tipos de clásticos conforme a dimensão dos grãos na escala de Atterberg

TIPOS	Diâmetro (mm)
Matacão	> 200
Cascalho grosso	20 — 200
Cascalho fino	2 — 20
Grânulo	0 — 2
Areia grossa	0,2 — 2
Areia fina	0,02 — 0,2
Silte	0,002 — 0,02
Argila	< 0,002

Conglomerado — Rocha clástica de fragmentos, seixos, grânulos e cascalhos reunidos por cimento. Tamanho do material incluído, acima de 2 mm. Existe uma variedade grande de conglomerados, até à brecha.

Brecha — Rocha composta de fragmentos angulosos cimentados por material da mesma origem ou de origem diferente.

brecha sedimentar — originada de depósitos de tálus

brecha de atrito — são brechas de falha, originadas por esforços mecânicos.

Tilito — Conglomerado de origem glacial. É formado de fragmentos rochosos, de vários tamanhos, arredondados ou angulosos, cimentados por material areno-argiloso. O cimento predomina em relação aos seixos cor cinza. No Estado de São Paulo ocorre em depósitos do Grupo Tubarão. Foto 1.

Argilito, argila, folhelho — Cores variadas: rosa, cinza, esverdeado, marrom, chocolate, preto etc. Granulação muito fina (poucos microns). A argila endurecida formando estratos finos e paralelos recebe o nome de folhelho. O material principal pertence ao grupo do caulim. Foto 2.

Silito — Cores variadas: cinza, amarelado, rosa, arroxado, granulação fina, porém, menos fina que as argilas. Predomínio de quartzo entre os grãos.

Areia e arenitos — Cores variadas. Areia é formada de grãos soltos (0,2 a 2 mm). O arenito é rocha arenosa cimentada. Os grãos são geralmente de quartzo mas podem ocorrer outros minerais como: muscovita, ilmenita, monazita.

A sua gênese pode variar: marinha, eólica, fluvial. Foto 3.

O arcózio é arenito com grande quantidade de feldspato.

Silex — Quartzo fibroso ou calcadônio — Cores variadas, predominando tons acinzentados. Compacto, rijo e duro.

3.2.2.2. Rochas Químicas e Orgânicas: principais tipos

Calcário e marga — Cores: cinza, amarelada, preta. São compactos. Grãos microscópicos. Quando ocorrem cristais podem-se apresentar como pequenas esferas (calcário oolítico).

Os calcários podem apresentar impurezas de areia e argila.

Alguns são formados de resíduos de carapaças animais. Os conchíferos são conhecidos como lumaquela. As margas são calcários com 50% de argilas. Os calcários reagem com HCl frio e efervesce.

Os dolomitos são calcários compostos essencialmente de dolomita (carbonato de cálcio-magnésiano) incorporado à calcita.

O calcário no estágio puro consiste de calcita (carbonato de cálcio). O giz é calcário tenro.

Evaporitos — Formados a partir da precipitação de sais em águas rasas, nas regiões semi-áridas, sujeitas a alta evaporação. Ex.: gipso (sulfato de cálcio hidratado) e halita (cloreto de sódio).

3.2.3. Rochas metamórficas

Qualquer tipo de rocha ígnea ou sedimentar pode ser alterado sob fortes pressões e altas temperaturas, que acompanham os mo-

vimentos de formação de montanhas. O resultado é que as rochas são modificadas em aparência e composição, pois os minerais estáveis em condições pré-existentes se transformam, debaixo das novas condições de temperatura, pressão, de agentes voláteis e de atrito. As rochas assim formadas são chamadas metamórficas. A composição mineralógica pode mudar ou não, mas a textura muda obrigatoriamente.

Pode ocorrer recristalização dos minerais pré-existentes como também a formação de novos minerais.

Os minerais podem apresentar traços das deformações mecânicas sofridas pela rocha. Tais deformações auxiliam na interpretação dos processos envolvidos na gênese da rocha.

Devido às condições de pressão dirigidas num determinado sentido, a textura resultante é a *xistosa*, caracterizada pelo arranjo dos minerais segundo planos paralelos. A textura (estrutura) xistosa é tão característica das rochas metamórficas que, às vezes, elas são denominadas rochas xistosas.

No processo de recristalização pode ocorrer simples crescimento pela coalescência de minerais existentes. Ex.: o calcário que passa a mármore ou arenito a quartzito.

Nas rochas argilosas formam-se novos minerais a partir dos minerais cauliniticos, originando micas ou cloritas.

A constituição mineralógica também varia conforme o grau de metamorfismo: de micaxistos para gnaisses.

Geralmente, as rochas metamórficas são mais compactas e mais duras do que seus tipos originais, exceto quando provêm de rochas ígneas. Cada rocha sedimentar e ígnea tem uma equivalente metamórfica. O termo *metasedimento* engloba todas as rochas metamórficas originadas de estratos sedimentares.

3.2.3.1. Principais rochas metamórficas

Ardósias e folhelhos — formados a partir da transformação de argilitos.

Xistos — correspondem ao mais avançado grau de metamorfismo da argila. O xisto tem uma estrutura de foliação que consiste em planos delgados levemente curvos de separação. Variedades de xistos: micaxisto, cloritaxisto, anfibólio-xisto. Foto 4.

Os folhelhos e xistos são relativamente resistentes aos processos de desnudação e tendem a formar colinas e planaltos. Comparados com granitos, porém, são menos resistentes (fig. 8 e 9).

Quartzito — é o equivalente metamórfico dos conglomerados, arenitos e siltitos. É formado pela adição de SiO₂ até encher completamente os interstícios entre os grãos. Esse processo se dá pela percolação lenta de águas subterrâneas, depositando sílica nos arenitos. Para a produção do quartzito não é essencial a pressão que, no entanto, pode deformar os grãos de quartzo. Foto 5.

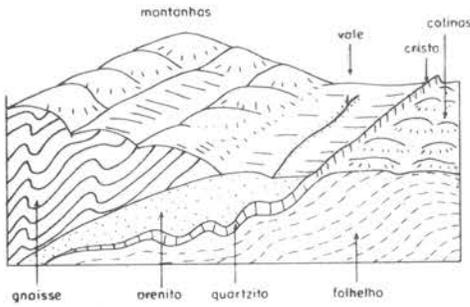


Fig. 8 — Influência das rochas metamórficas no relevo

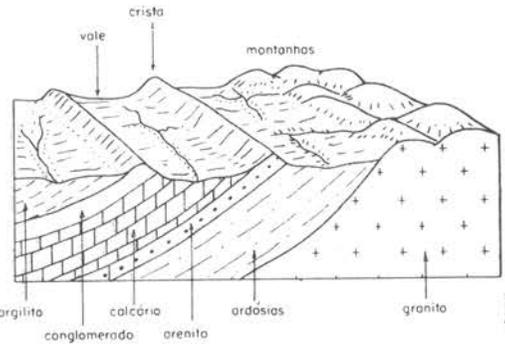


Fig. 9 — Influência das rochas ígneas e sedimentares no relevo

A fratura nos quartzitos pode quebrar os grãos. Isso distingue quartzitos de arenitos. O fraturamento dos arenitos se faz em torno de grãos, que permanecem intactos.

A variedade flexível do quartzito é chamada *itacolomito*. *Itabirito* é outra variedade rica em hematita.

A extrema dureza do quartzito, combinada com sua alta imunibilidade ao ataque químico, torna-o a mais resistente de todas as rochas.

Nas regiões de rochas metamórficas, os picos e as cristas mais elevadas são mantidos por quartzitos.

Mármore — são rochas formadas a partir do metamorfismo dos calcários. Têm textura sacaróide. Os cristais da calcita se transformam em cristais maiores e mais uniformes.

Gnaisses — as mais importantes rochas metamórficas podem-se formar a partir de rochas ígneas ou sedimentares.

Os gnaisses variam grandemente em aparência, composição mineral e estrutura.

Uma variedade comum é o granito-gnaisse. Assemelha-se ao granito na maciez, textura geral e componentes minerais, mas difere na estrutura, graças ao arranjo (lineação) que produz o paralelismo dos minerais escuros.

Os gnaisses são rochas resistentes como os granitos. Geralmente formam cadeias de montanhas e elevações (fig. 8).

3.3. Estrutura e minerais constituintes das rochas

3.3.1. Estrutura

Cada tipo de rocha possui planos naturais que caracterizam a sua estrutura. Tais planos

são medidos geometricamente. Esses planos são reconhecidos nos estratos sedimentares, nos lados de um dique, na superfície superior e inferior de um *sill*, na clivagem xistosa de um folhelho, nas juntas de um granito.

Raramente há planos verdadeiramente horizontais.

São elementos da estrutura: a direção e o mergulho das camadas (fig. 10).

Mergulho — é o ângulo formado entre um plano natural da rocha e o plano horizontal imaginário. É medido em graus (0° a 90°).

Direção da camada — é a direção de uma linha de intersecção entre o plano inclinado da camada e o plano horizontal imaginário. A direção da camada é sempre normal ao mergulho.

3.3.2. Minerais constituintes das rochas

Mineral — É um elemento ou composto químico, resultante de processos inorgânicos, de composição química geralmente definida e encontrado em estado natural na crosta terrestre. Em geral são sólidos. Usualmente exibem forma de cristal, junto com cor, dureza, brilho e clivagem. Somente a água e o mercúrio se apresentam

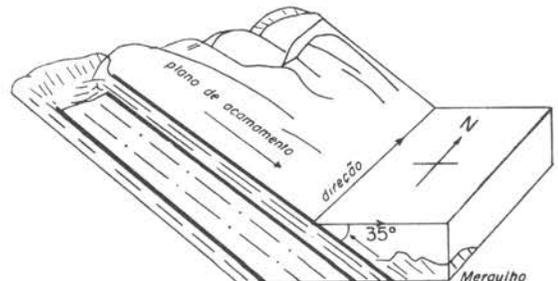


Fig. 10 — Direção e mergulho das camadas

no estado líquido, em condições normais de pressão e temperatura. Os minerais são constituintes da rocha.

Rocha — É um agregado natural formado de um ou mais minerais, e constitui parte essencial da crosta terrestre.

A mineralogia estuda os minerais e a petrografia, as rochas. Ambas são importantes ramos da geologia.

Vários milhares de minerais foram identificados, mas apenas alguns poucos fazem parte da composição essencial das rochas.

3.3.2.1. Propriedades químicas

Os minerais podem consistir de apenas um elemento químico como: ouro, diamante, enxofre, grafita, etc., ou de vários, passando a ser compostos químicos, podendo ser expressos na sua fórmula química. Esta representa a relação numérica dos elementos do mineral. Exemplo: a calcita — CaCO_3 , com 1 átomo de Ca, 1 de C e 3 de O. O *quartzo* — SiO_2 — com 1 átomo de Si e 2 de O. Existem certas relações entre a forma cristalina e a composição química: polimorfismo e isomorfismo.

Polimorfismo — é a condição na qual diferentes minerais possuem a *mesma composição química*, mas formas cristalinas diferentes. Exemplo: carbônio que pode cristalizar-se sob forma de diamante ou de grafita.

Isomorfismo — quando vários minerais possuem composição *química diferente* mas análoga, cristalizando na mesma forma.

O grupo de minerais mais comuns do globo terrestre, os feldspatos, apresentam compostos isomorfos, no caso dos plagioclásios.

Ao estudo dos minerais não será dada ênfase, primeiro porque é assunto do domínio da mineralogia e da química, depois que, do ponto de vista geomorfológico, o comportamento dos minerais só interessa naquilo que possa explicar os processos de intemperismo e ataque das rochas, na análise das formas do relevo.

3.3.2.2. Principais minerais constituintes das rochas

Grupo dos Feldspatos: potássio, sódio e cálcio. Constituem o grupo mais importante na composição das rochas. São translúcidos ou opacos. Distinguem-se os tipos:

ortoclásio — $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$. Cor branca, amarela ou rósea e brilho vítreo. Dureza 6.

plagioclásio — albita $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$, anortita $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Cor cinza, rosa, branca ou amarelada. Opaco, às vezes translúcido. Dureza 6. A albita é comum em rochas graníticas e em lavas ácidas.

Quartzo — SiO_2 — Há muita variedade no colorido. São comuns as cores branca e o incolor. Brilho vítreo, opaco ou transparente. Fratura conchoidal. Dureza 7. São os minerais mais comuns na crosta terrestre. Formam parte importante nas rochas ígneas. Alguns arenitos possuem quase 100% de quartzo e também certas rochas metamórficas como quartzitos.

Grupo das Micas — É um grupo de minerais de clivagem alta e laminar. São silicatos-minerais.

moscovita — $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — mica branca, amarelada ou esverdeada. Brilho vítreo. Abundante em granitos e pegmatitos.

biotita — silicato complexo, contendo K, Mg, Fe e Al. Mica preta. Dureza 3. É comum nos gnaisses e granitos. Abundante em alguns granitos e comum em xistos e gnaisses.

Magnetita — Fe_3O_4 — Cor preta, brilho metálico. Dureza 6. Ocorre nas rochas básicas ou em jazidas concentradas.

Hematita — Fe_2O_3 — Cinza ou preta, brilho metálico. Dureza 5,5 a 6,5.

É encontrada nos depósitos férricos no Brasil, nos itabiritos. Nos solos e nos sedimentos dá a pigmentação vermelha.

Limonita — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Castanha, brilho metálico. Dureza 5. Provém da decomposição da magnetita, hematita e outros minerais que contêm ferro. Nos sedimentos e nos solos forma o pigmento amarelo.

Pirita — FeS_2 . Cor amarela. Dureza 6. Decompõe-se em limonita. Ocorre em jazidas de minerais metálicos em rochas cristalofílicas ou sedimentares.

Calcopirita — CuFeS_2 . Minério de cobre. Cor vermelha.

Caulim — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Cor amarela ou branca. Dureza 2. Escamoso ou terroso. É o produto mais comum da decomposição dos feldspatos. Ocorre também em sedimentos ou em veios.

Gipsita — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Cor branca, brilho vítreo. Dureza 2. É fibrosa. É constituinte de rochas sedimentares e aparece em produtos de decomposição.

Dolomita — CaMg . Branca ou cinza, brilho vítreo. Dureza 3,5. Não efervesce com HCl. Ocorre em rochas metamórficas e sedimentares ou em veios. Usada para fabricação de cal.

Calcita — CaCO_3 — Branca, cinza, rósea ou amarela, brilho vítreo. Dureza 3. Boa clivagem. Efervesce com HCl. Ocorre como mineral em rochas sedimentares e metamórficas, também aparece em veios. Usada para a fabricação do cimento.

Galena — PbS . Minério de chumbo. Cor branca e brilho metálico.

Blenda ou esfalerita — ZnS , Minério de zinco. Amarelado ou castanho. Ocorrência em filões.

Grupo dos Piroxênios e anfibólios — são minerais de aparência muito semelhante.

piroxênios — composição variável. São silicatos de Mg, Ca, Fe com ou sem Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Cor preta ou verde escura e brilho vítreo. Dureza 5 ou 6. Apresentam-se em forma prismática nas rochas ígneas escuras. As variedades de piroxênio não são distintas. Elas variam quimicamente quando o ferro substitui o ferro e o magnésio. A Augita, piroxênio mais comum, é um complexo de silicatos de alumínio, magnésio, cálcio e ferro, encontrado nas rochas ígneas básicas e lavas escuras, diques e sills.

anfibólios — semelhantes aos piroxênios, mas possuem OH na composição. Cor preta ou verde escura. Dureza 5 ou 6, Apresentam-se também como prismas ou agulhas nas rochas ígneas e metamórficas. A hornblenda é dos anfibólios mais comuns. Encontrada em rochas ígneas básicas.

Granada — é um grupo de composição variada. Pode conter Mg, Ca e Mn. Almandina $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$. Dureza 6,5 a 7,5. Forma cristais perfeitos arredondados ou granulares. Ocorre em rochas metamórficas e ígneas claras.

Nefelina — $Na_4Al_3Si_3O_{14}$, contendo também potássio na sua composição. Nunca existe junto com o quartzo pelo fato de reagir quimicamente com ele, originando a albita.

Olivina — $(Mg Fe)_2 SiO_4$ (peridoto). Cor castanha a verde escura. Dureza 6 a 7. Primária ou granular. Aparece comumente nas rochas magmáticas escuras, ricas em magnésio e pobres em quartzo, como basalto e gabro e em dolomitos metamorfizados.

3.4. Propriedades geomorfológicas das rochas

A estrutura só não permite explicar todas as formas de relevo chamadas estruturais. O comportamento de uma estrutura em relação à erosão depende da natureza das rochas (propriedades físicas e químicas) sob ação de diferentes meios morfoclimáticos.

As rochas são submetidas a várias formas de erosão: pelas águas correntes (erosão linear ou incisão vertical); erosões mecânica, sob variações de temperatura; decomposição química por dissolução.

As propriedades das rochas influem no modo de escoamento superficial, na desagregação mecânica e na composição química.

As propriedades básicas de uma rocha são: grau de *coesão*, grau de *permeabilidade* e grau de *plasticidade*. Essas três propriedades influem no modo de escoamento superficial. Além dessas propriedades básicas, existem outras que influem na desagregação mecânica. São elas: grau de *maciez* e *tamanho dos grãos*. Existem ainda algumas propriedades que facilitam a decomposição

química: o grau de *solubilidade* e o grau de *heterogeneidade*.

1.º — O grau de coesão é diretamente responsável pela velocidade da incisão linear e pelo trabalho de desobstrução.

A coesão de uma rocha sedimentar varia com a cimentação e a natureza do cimento. As rochas móveis possuem elementos dissociados, sem cimento, como a areia. Outras como o calcário e o arenito têm os seus elementos ligados por cimento e resistem melhor ao escoamento superficial.

A natureza do cimento intervém de acordo com o seu grau de solubilidade: uma rocha de cimento calcário é atacada mais depressa do que outra de cimento silicoso.

Nas rochas cristalinas o grau de coesão ou compactidade depende da maior ou menor porosidade e do tamanho do grão. É o grau de coesão que explica a desigualdade do trabalho de erosão vertical e lateral. As rochas coerentes resistem mais aos processos areolares e o cavamento vertical sobrepuja: os vales apresentam-se mais encaixados e estreitos (aspecto de "juventude" de relevo). As rochas não compactas permitem a esculturação mais rápida das vertentes.

2.º — O grau de permeabilidade é importante elemento do escoamento, desde que a estrutura, pelo declive forte das camadas, não intervenha. A permeabilidade depende da comunicabilidade dos poros da rocha, da existência de juntas e fissuras e do grau de solubilidade.

Arenitos, basaltos e calcários são permeáveis graças à rede intensa de diaclasamento. O grau de solubilidade do salgema e gipso facilitam a percolação.

A permeabilidade das rochas tende a diminuir o escoamento superficial, a impermeabilidade a aumentar. A oposição fundamental entre relevo de argilas e relevo de calcário ilustra bem a influência decisiva desse fator.

3.º — O grau de plasticidade de uma rocha facilita a incisão linear rápida dos canais; dificulta a infiltração, aumentando o escoamento superficial e, portanto, a evolução rápida das vertentes sob escoamento concentrado ou difuso. As rochas plásticas são sujeitas a escorregamentos. O melhor exemplo é dado pelas argilas.

4.º — O grau de maciez de uma rocha não deve ser confundido com o grau de coesão. Exemplo: o calcário é muito coerente mas pouco macio devido à rede de diaclases. Aqui é importante não confundir *estrutura maciça* (batólitos granítico-gnáissicos) e a *macividade de uma rocha*, que se define pela ausência dos planos de descontinuidade.

Toda rocha sedimentar pode comportar três tipos de planos de descontinuidade:

— planos de sedimentação ou *estratificação*, que traduzem as etapas dos depósitos. Quando muito repetidos chamamos de xistossidade ou afolhamento.

— planos de *clivagem* — diferentes do primeiro pela gênese. Correspondem a esforços

de compressão sofridos pelas camadas sedimentares.

— planos de *diáclases* — frequentes nos calcários e arenitos. Apresentam-se às vezes como redes ortogonais, constituindo fissuras perpendiculares aos planos de sedimentação.

As diáclases são originadas sob efeito de compressão ou sob esforço de pressão.

Entretanto há calcários e arenitos em regiões de estrutura calma, mas que apresentam diáclases. O fato talvez possa ser explicado pela desidratação lenta a qual é submetido o pacote rochoso.

Nas rochas cristalinas também existem planos de clivagem e de diáclases. Os planos de clivagem dão textura folhada semelhante aos planos de xistosidade. As diáclases são comuns em granitos equigranulares e pórfiros.

Os planos de descontinuidade favorecem à desagregação mecânica, porque constituem zonas de caminhamento lento das águas. A penetração da água permite: lubrificação da superfície de contacto das folhas ou placas, provocando escorregamentos; congelamento (nas zonas frias), expansão e quebraimento segundo os planos de xistosidade e diáclases; quebraimento e destacamento de placas sob variações térmicas. Foto 6.

A erosão mecânica prepara a rocha ao ataque químico.

5.º — O tamanho dos grãos — As rochas de granulação fina resistem melhor à decomposição do que as de grãos grossos. Os granitos pórfiros resistem menos que os aplitos e se decompõem em arena granítica. O ataque mecânico não é o único que se faz nas rochas granulares, mas a erosão química também é importante.

Algumas propriedades das rochas têm ação direta sobre a decomposição química. Esta se processa sob ação da água que transporta em solução os elementos solúveis da rocha. A decomposição química supõe a existência de planos de descontinuidade que facilitem a percolação das águas. O próprio calcário, que é uma rocha solúvel, se não apresentasse uma rede de fissuramento não sofreria ação de dissolução, a não ser muito superficialmente, gerando microformas de *lapiez*.

Além do papel primordial do fissuramento, a decomposição química é função do grau de solubilidade da rocha e de seu grau de heterogeneidade.

6.º — O grau de solubilidade dos elementos componentes de uma rocha é variável, dependendo da natureza química dos minerais constituintes (grãos e cimento).

Arenitos de cimento silicoso resistem bem mais a erosão química do que xistos ou rochas carbonatadas.

7.º — O grau de heterogeneidade determina a velocidade do ataque químico. Uma rocha homogênea resiste melhor que uma heterogênea, porque esta última contém elementos de solubilidade diferente. O ataque aos mais solúveis permite a desagregação dos outros elementos, rompendo-se a coesão da rocha.

Um quartzito de composição silicosa homogênea, equigranular e cimentado com cimento silicoso é o tipo de rocha que melhor resiste ao ataque químico.

Os granitos resistem menos e entre quartzitos funcionam como rochas tenras, por causa da sua heterogeneidade. Constituem-se de cristais de quartzo de fraca solubilidade, ao lado de cristais de feldspato (silicatos de alumínio) mais solúveis e cristais micáceos (silicatos mais pesados) dos quais a biotita é mais solúvel.

Dai a facilidade do ataque aos granitos, especialmente sob certas condições de clima, constituindo-se a arena, rica em grãos de quartzo, liberados pela dissolução dos outros elementos.

Dessa análise se conclui que se pode contar sete propriedades geomorfológicas das rochas: coesão, plasticidade, maciez, tamanho dos grãos, permeabilidade, solubilidade e heterogeneidade de constituintes minerais. De acordo com o comportamento das rochas face à erosão se podem classificar os principais tipos de rochas que compõem o relevo da Terra.

As *rochas cristalinas*, especialmente os granitos, são coerentes impermeáveis, não plásticas, mas possuem planos de descontinuidade e são heterogêneas. O tamanho dos grãos, variável, explica comportamentos morfológicos diferentes.

Os *arenitos* podem se assemelhar aos granitos em certos traços, mas, como rochas sedimentares, apresentam, além dos planos de diaclasses, planos de estratificação. São relativamente homogêneos, mas, quando não silicificados em alto grau, são permeáveis.

Os *calcários*, coerentes, pouco plásticos e homogêneos, distinguem-se pela sua "permeabilidade" graças ao fissuramento e a sua solubilidade.

As *argilas* e *xistos* e as *areias* possuem em comum a fraca resistência à erosão por escoamento superficial: as argilas e os xistos têm grande plasticidade, embora nos últimos, essa erosão seja mais acentuada pelos seus característicos planos de xistosidade, porém são quase imunes à decomposição química.

A grande permeabilidade das areias e arenitos os tornam resistentes à erosão, especialmente à química. Os xistos e argilas impermeáveis são mais sujeitos à erosão mecânica.

Podemos então distinguir três categorias dentre esses quatro grupos de rochas:

— as que oferecem grande resistência, salvo certas condições climáticas, à desagregação por escoamento superficial — rochas cristalinas e arenitos.

— as que, devido à plasticidade ou à fraca coesão, são *sujeitas ao ataque pelo escoamento*: argila, xistos e areias.

— rochas que pela "permeabilidade" são imunes à erosão pelas águas superficiais, mas que dão um *modelado explicado* pela decomposição química: calcários.

Uma análise em separado das propriedades geomorfológicas das rochas não satisfaz,

pois que rochas iguais podem dar formas diferentes sob climas diferentes. Uma grande diversidade de formas se distingue no modelado granítico do Limousin, nos "pães-de-açúcar" do Brasil, nos cumes cheios de arestas dos países mediterrâneos ou no relevo granítico glaciário da Noruega.

3.5. Influência das rochas no relevo: a importância do clima

As temperaturas intervêm na velocidade da decomposição química. Esta é mais rápida em climas quentes do que em climas temperados e frios. As amplitudes térmicas, sensíveis nas regiões tropicais, favorecem à dilatação e contração das rochas e a desagregação, predispondo-as ao intemperismo químico. No caso dos granitos o processo se faz por esfoliação¹.

As temperaturas muito baixas (zero) desencadeiam o processo de gelivação, facilitando a desagregação mecânica.

A quantidade de precipitações também tem papel importante no ataque das rochas. Pluviosidade elevada, associada a temperaturas médias altas e cobertura vegetal exuberante, tem papel muito eficaz na decomposição das rochas, pelo aumento do teor em ácidos húmicos e gás carbônico.

A dissolução é mais ativa na zona intertropical.

A repartição sazonal das precipitações é elemento importante na determinação dos processos de esculturação do relevo. Regiões submetidas a longos períodos secos, apesar de elevada pluviometria na estação chuvosa, são mais sujeitas ao escoamento superficial e erosão mecânica com maior desgaste das rochas. Os processos, diferindo entre climas permanentemente úmidos e climas de estações contrastadas, levam à diferenciação das formas de relevo, pois o comportamento das rochas será função da quantidade, da intensidade e da distribuição dos elementos do clima.

3.5.1. Influência das rochas no relevo

3.5.1.1. As rochas graníticas

Mais ricas em sílica, como os dioritos, ou em micas brancas, são menos sensíveis à decomposição química. Quanto maiores forem os cristais constituídos de elementos solúveis, mais rapidamente os granitos perdem a coesão, sob alteração.

Granitos de grãos finos (aplitos) e granulitos apresentam maior resistência à erosão devido a granulação fina ou ausência da biotita (granulitos). Os relevos são menos demolidos e a arenização é menor.

Os pórfiros resistem muito à desagregação devido à matriz afanítica. São sujeitos à esfoliação (por variação de temperatura) devido à rede densa de diáclases.

Os pórfiros macrogranulares e os granitos ricos em biotita são facilmente alteráveis. Dão vales.

Os gnaisses em climas quentes e úmidos resistem menos que os granitos à erosão vertical devido à textura foliada. O aprofundamento dos vales também é mais rápido ao longo das zonas de descontinuidade. Os vales nos gnaisses são mais profundos e mais abruptos que nos granitos. Nos climas secos, pela deficiência de água, os gnaisses permanecem em ressalto, dando cristas porque os planos de metamorfismo tornam os cristais resistentes à desagregação mecânica.

3.5.1.2. Os quartzitos

São muito resistentes pela homogeneidade, natureza dos grãos, e pelo fissuramento que reduz o escoamento superficial. A sua composição silicosa torna-os rochas menos solúveis. Eles constituem, pois, as cristas e as arestas mais elevadas no meio de regiões graníticas ou calcárias. Foto 7.

3.5.1.3. Arenitos

As características mais importantes dos relevos de arenitos são:

— a nitidez das formas com contrastes entre planaltos tabulares ou subtabulares e vales fortemente encaixados de paredes íngremes.

— densidade de drenagem fraca, rios longos e retilíneos, acompanhando o padrão de diáclases e fissuras.

— formas curiosas de detalhes como peões, agulhas, pontões, cogumelos etc., enfim relevo ruíniforme.

O comportamento dos arenitos face à erosão físico-química explica essas características do relevo. O arenito é altamente permeável devido à porosidade e à rede de diáclases. Esse fato reduz o escoamento superficial. O grau desigual de cimentação dos grãos dá à rocha coesão variável. O ataque se faz através das fissuras, a partir da base dos conjuntos rochosos (solapamento basal), por erosão mecânica. À medida que a base das paredes rochosas é solapada, os flancos desmoronam, segundo planos verticais de diáclases. A vertente recua sem perder a verticalidade.

Se o arenito for silicificado, então, o seu comportamento será semelhante aos dos granitos face à erosão linear, isto é, o entalhe vertical dos vales predominará sobre a esculturação das vertentes. O desmoronamento de blocos sobre a vertente é um dos fatores de proteção contra o escoamento difuso.

¹ Grafia conforme *Vocabulário Ortográfico Brasileiro da Língua Portuguesa*, de Manuel da Cunha Pereira, *Livro Vermelho dos Telefones*. Ed. RJ. — 1954 e *Dicionário Geológico-Geomorfológico*, de A. Teixeira Guerra — IBGE — RJ, 1966.

3.5.1.4. Argilas, margas e xistos

As propriedades destas rochas explicam o seu modelado:

— composição química homogênea à base de silicatos de alumina.

— elementos pouco solúveis e talhe micrométrico dos grãos.

— alta impermeabilidade devido à incomunicabilidade dos poros.

— grande plasticidade, característica que torna a rocha pouco resistente.

Essas características tornam as rochas argilosas sensíveis à erosão mecânica e não à química e tanto à erosão lateral quanto à erosão vertical.

Devido aos seus componentes químicos pouco solúveis, e à granulometria, as argilas, margas e xistos são rebeldes à decomposição química granular.

A impermeabilidade é responsável pelo alto coeficiente de escoamento superficial. A plasticidade facilita os escorregamentos de terreno sob condições de encharcamento. Nos xistos o fenómeno é agravado pelos planos de acamamento.

A evolução do relevo é relativamente rápida e à medida que a drenagem escava os vales, as vertentes são reduzidas, dando formas suavemente onduladas. As características dessas formas e os índices representativos do grau de erosão estão em função dos tipos climáticos.

Nos climas úmidos, o escoamento superficial é intenso e a erosão vertical progride paralelamente com a erosão das vertentes. As formas resultantes são as citadas acima. O relevo se apresenta com aspecto de colinas muito pouco onduladas, de cristas convexas.

Nos climas secos a decomposição química é insuficiente. Os escorregamentos não ocorrem. Não há proteção vegetal. O escoamento após as tempestades torna-se concentrado sobre as vertentes, esculpindo fundas ravinas. A erosão linear é profunda e múltipla.

A paisagem caracteriza-se por vertentes bem inclinadas e fundamentalmente recortadas pela erosão dos canais. A esse tipo de modelado se dá o nome de *bad-lands* em Dakota (USA).

3.5.1.5. Calcários

O modelado dos calcários exige estudo em um capítulo à parte, devido à complexidade dos processos atuantes, graças a sua alta solubilidade e ao fissuramento que permitem escoamento subterrâneo e dissolução, criando as formas típicas de um relevo conhecido como relevo cárstico. Foto 8.

O aspecto mais característico do relevo cárstico é a ausência de rede de drenagem organizada e de erosão superficial; desenvolvimento de cavernas e galerias onde se salientam formas bizarras de estalactites e estalagmites; rios subterrâneos e *canyons*, no caso de rios alógenos.

Aos que se interessarem pelo assunto recomendamos os tratados de geomorfologia geral indicados, que trazem, obrigatoriamente, um capítulo sobre relevo calcário sob diferentes condições de clima.

3.5.2. Relevo das rochas granitóides

Rochas duras, heterogêneas e diaclasadas se traduzem no relevo por duas características importantes:

— predominância da erosão linear sobre a erosão das vertentes;

— decomposição em matações e elementos muito finos e ausência de elementos intermediários.

Os tipos de vales são comandados pela intensidade da erosão linear. O débito contínuo dos canais facilita o cavamento das marmitas apesar da dureza das rochas e o aprofundamento dos vales é mais rápido do que a redução das vertentes. Sobre as vertentes, o escoamento difuso é insuficiente para cavar canais na rocha dura. Os declives fortes, devido à estrutura ou à incisão dos vales, não permitem a infiltração das águas que escoam superficialmente, sendo por isso a decomposição retardada.

O relevo em terrenos cristalinos se caracteriza, pois, por vales estreitos, fortemente encaixados, vertentes abruptas, perfis convexos, pois que o escoamento difuso, gerador de vertentes côncavas é pouco eficiente. Foto 9.

O segundo traço característico dos relevos graníticos é a existência de matações e arenas. Os planos de diaclasamento ortogonais facilitam a percolação das águas e os elementos mais solúveis (feldspatos e micas) são atacados primeiro.

A decomposição se faz em torno de núcleos compactos e o resultado é o aparecimento de campos de pedras, (caos de blocos-matações) restando como produto residual as arenas quartzosas. Foto 10.

Pela falta de elementos de calibre intermediário as vertentes são convexas e o ângulo basal de contacto com os vales planos é bem marcado.

Esses aspectos gerais sofrem modificações segundo os climas.

Nas regiões temperadas o traço mais importante é a conservação dos relevos em saliência. A quase ausência do gelo reduz o efeito da erosão mecânica. A decomposição química é menor do que na zona intertropical.

A incisão dos talvegues é mais acentuada do que a evolução das vertentes.

A insuficiência do ataque químico face aos elementos mais resistentes como o quartzo, e o débito ponderado dos rios, permite acumulação de material na base das encostas. O modelado apresenta-se com cristas convexas e base côncava. A rede de drenagem é muito ramificada devido à impermeabilidade da rocha (padrão arborecente). Os vales são atulhados de areias e seixos.

Nas regiões de climas alternadamente secos e úmidos (Mediterrâneo, Semi-árido, Tropical com longa estação seca), a menor quantidade de precipitações, a existência de um período seco (redução da decomposição) e a violência das tempestades aumentam a atividade erosiva, dando maior competência à erosão mecânica.

O ataque aos granitos se faz por vários processos:

— As alternâncias de temperatura e o teor de umidade têm papel muito importante na desagregação.

Os minerais escuros, dilatando mais, provocam o desligamento dos outros, favorecendo a desagregação granular. Entretanto, experiências de laboratório mostraram que as variações térmicas não são suficientes para provocar a desintegração de uma rocha, pois esta se processa a profundidades onde as variações térmicas não atingem ou são amortecidas.

— A desagregação por mecanismo interno explica melhor as formas de lajes lascadas, comuns nos maciços graníticos das regiões com estação seca.

Admite-se a existência de pressões internas na massa dos cristais. Enquanto a erosão não atinge os limites mais profundos da rocha, os cristais permanecem comprimidos.

Quando a desnudação se aproxima de uma parede rochosa exterior (ainda de rocha fresca), o relaxamento das pressões determina um aumento de volume da carapaça exterior de um batólito granítico. Descolam-se, então, escamas em forma de lajes e o corpo maciço se desagrega por lasqueamentos. Esse processo progride segundo planos paralelos à superfície e é mais eficaz nas regiões com estação seca longa. Foto 11.

— Outro processo é a desagregação pela água. Baseia-se na hidratação desigual dos elementos do granito, que provoca o aumento de volume das micas e o desligamento dos outros cristais. De outro lado a própria ação dissolvente da água sobre os elementos mais solúveis da rocha (feldspatos) permite o aparecimento de vazios no conjunto (especialmente se os cristais solúveis são grandes) destruindo a coesão primária. Os processos de desagregação são, pois, físico-químicos: hidratação com aumento de volume e dissolução com aparecimento de vazios.

— Na estação seca, sob forte evaporação, há ainda a desidratação geral dos elementos hidratados na estação úmida e em fase de dissolução.

O ressecamento dos elementos hidratados os faz perder volume, restando, nos antigos espaços ocupados por micas e feldspatos, um produto pulverulento, facilmente dispersado pelo vento.

Os grãos de quartzo são, então, dissociados da formação, formando a arena granítica, facilmente levada pelas enxurradas. O relevo granítico se reduz, pois, com muito mais facilidade nas regiões secas do que nas úmidas, devido à combinação de processos mecânicos e químicos no ataque dos minerais constituintes.

Nos climas permanentemente úmidos predomina a ação química e o manto de decomposição desenvolvido protege a rocha subjacente contra os processos mecânicos de desagregação.

Enquanto nos climas temperados e nos tropicais quentes e permanentemente úmidos os granitos dão as saliências topográficas, nos climas semi-áridos ou com estação seca definida eles correspondem a porções deprimidas e vales (fig. 11).

Como os afloramentos de granito correspondem originalmente a saliências da crosta, do ponto de vista tectônico-estrutural, nos climas secos eles dão lugar a verdadeiras *inversões de relevo*, definidas por planícies cobertas de arenas, vales ou cristas rebaixadas, cercados de relevos altos, representados por calcários, quartzitos, arenitos ou gnaisses.

No caso dos gnaisses, por exemplo, o metamorfismo e a recristalização dos cristais em planos paralelos dão maior resistência ao conjunto, em condições de ausência ou de pouca água. O intemperismo químico sendo fraco e os processos mecânicos incompetentes para provocar a desarticulação dos cristais, os gnaisses permanecem como saliências topográficas.

As formas típicas do relevo granítico nas regiões de clima seco são: planícies arenosas; cristas rebaixadas, vertentes côncavas terminando em bacias endorréicas ou não (pedimentos); vales alargados pela grande contribuição das arenas das vertentes e pela incompetência do transporte, dado o pequeno ou irregular volume do escoamento. Ainda, vertentes recobertas de blocos, lascas, matações em caos, devido à ação de limpeza das arenas pelo escoamento difuso.

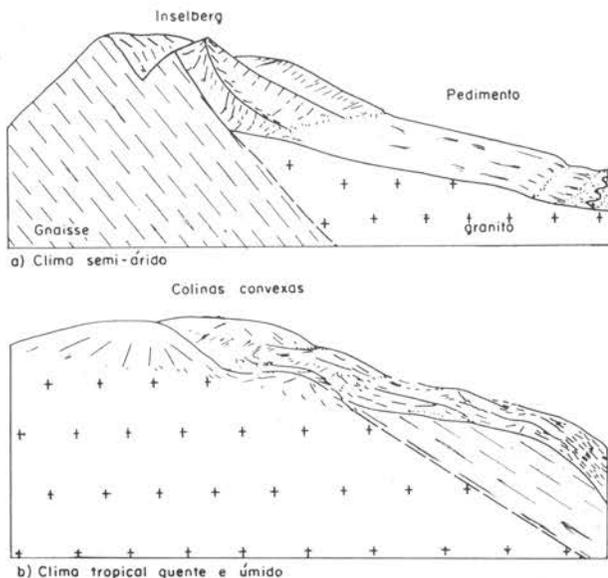


Fig. 11 — Relevos de granitos e gnaisses em climas diferentes

Nos climas quentes e úmidos dois traços dominam o modelado: 1.º) Os granitos dão os relevos salientes no meio de outras rochas; 2.º) São formas freqüentes os relevos isolados de vertentes íngremes e lisas, os "pães-de-açúcar", comuns no Maciço Atlântico Brasileiro, em Madagáscar, no Decan, no Sudão, etc.

Nos climas intertropicais, os processos de decomposição, sob fortes temperaturas e umidade elevada, são muito eficazes sobre os granitos, mas atacam mais eficazmente as rochas calcárias (solubilização) e os gnaisses e xistos pela facilidade de percolação da água, devido aos planos de xistosidade. Apenas os quartzitos são menos vulneráveis e constituem cristas mais salientes do que as graníticas.

A gênese dos "pães-de-açúcar" tem sido objeto de muita discussão, e dentre todas as explicações a mais aceita é a que os considera paleoformas de climas secos (antigos inselbergues). A conservação das formas, sob condições atuais de intemperismo, se explica pela própria estrutura dos batólitos e dos gnaisses e pelo forte declive que mantém as encostas imunes à decomposição. Foto 12.

Outras teorias vêem nos "pães-de-açúcar" os núcleos dos batólitos expostos à intensa decomposição química, mas despojados dos regolitos devido à rede de diáclases quase verticais e curvas que facilita os processos de desnudação.

A água, penetrando pela rede de diáclases ataca os granitos que debitam arena e argila caulinitica. Entre as fissuras, zonas de decomposição localizada, permanece a rocha sã em forma de enormes matações ou *boulders*.

O escoamento difuso intenso, devido à quantidade das precipitações e à forte declividade das encostas ao longo das fendas, se encarrega da ação de desnudação do regolito, restando a rocha sã. O produto da decomposição é sempre fino (areias e argilas) e há acumulação aos pés da vertente. Parte preenche os vales, dando origem a extensas planícies de acumulação, outra parte é exportada pela rede de drenagem.

A vertente topográfica dos "pães-de-açúcar" seria, pois, resultante da própria superfície de decomposição que por sua vez corresponde a das diáclases.

A partir do momento em que as vertentes rochosas fossem postas a nu, a grande bossa

granítica estaria exposta ao processo de esfoliação, sob ação de amplitudes térmicas, com destacamento de placas.

Vários elementos entram em jogo: dilatação sob o calor; expansão da crosta superficial devido à hidratação dos silicatos; retração da crosta por desidratação; ataque químico diferencial dos elementos constituintes, gerando vazios entre cristais (esse material facilmente desagregável será submetido ao escoamento difuso). Todos esses processos atuam no descolamento superficial de placas, para o que contribui, também, os planos de fissuramento dos batólitos.

A continuidade do processo reduz a massa rochosa a pontões isolados.

O relevo mais comum dos planaltos cristalinos é o "mar de morros" ou "meias-laranjas". São colinas de cristas e vertentes convexas. O contacto das encostas com o assoalho plano das várzeas se faz por ângulo basal bem marcado. Foto 13.

A ausência da concavidade basal, tão característica dos climas temperados úmidos, se explica pelo talhe fino das partículas fornecidas desde a zona de partida do material pela ação da alteração química. Esse material não é reduzido na granulometria, à medida que se afasta do cume, porque os processos de alteração já o reduzem nos pontos altos do relevo.

Nos climas frios, como nas regiões secas, prevalece a meteorização mecânica, pois as baixas temperaturas reduzem a dissolução. A ação erosiva do gelo é dominante, através do processo de gelivação, que se exerce ao longo da rede de diáclases.

A dissecação de arestas ao longo das fissuras dá origem ao modelado de agulhas rochosas de vertentes bem abruptas, subverticais. O produto do desmoronamento pela desagregação mecânica (detritos) não pode ser evacuado pela falta do escoamento difuso. Somente ao longo dos vales glaciais é que o material é arrastado pela massa da geleira. Na base das vertentes nuas formam-se tálus de detritos.

O relevo granítico nas zonas frias caracteriza-se por agulhas finas, pontões, arestas, cumes ponteagudos (*nunatack*) e cones de detritos. São formas caóticas.

BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P. — Sur les reliefs granitiques en climat sec. Bulletin A. F. G. n.º 220-221 — nov./dez. 1951.
- — *Précis de Géographie Physique Générale*. A. Colin — Paris — 1959.
- — Les domes cristallins. *Mem. et Doc. C. N. R. S.* — Paris — 1959.
- — *Contribution a l'étude de la desagregation des roches*. C. D. U. — Paris — 1962.
- CORBEL, J. — L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Rev. Géom. Dynamique* — n.º 1, 2 — jan. fev. 1957.

- DERRUAU, M. — *Précis de Géomorphologie* — Masson et Cie Ed. — Paris — 1962.
- DICTIONARY OF GEOLOGICAL TERMS (Am. Geol. Institute) — Dolphins Books, Doubleday & Co. New York, 1962.
- ERNST — *Minerais e rochas*. Ed. Edgard Blücher Ltda. — USP — São Paulo — 1971.
- GUERRA, A. T. — *Dicionário Geológico-Geomorfológico* — IBGE — CNG — Rio de Janeiro, 1966.
- KING, L. — A theory of Bornhardts — *The Geographical Journal*. Londres — 1948.
- LEINZ, V. e AMARAL, S. E. — *Geologia Geral* — 6.^a Edição — Cia. Ed. Nacional — São Paulo — 1975.
- MINGUET, M. — Un exemple de boules dans une roche cristalline du désert litoral peruvien. *Rev. Geom. Dynamique*, n.º 2 — avril/mai/jun — 1966.
- ZIM, H. S. and SCHAFFER, P. R. *Rocks and Minerals*. Golden Press, Western Publ. Co. New York, 1957.

As grandes unidades estruturais do globo. Estrutura das bacias sedimentares. Tipos de relevos: Relevos em estrutura concordante horizontal. Relevos em estrutura monoclinial e discordante: cuestras. Outras formas de relevo em estruturas inclinadas.

Relevo em estrutura dobrada. Relevo Jurásico e Apalachiano. Relevo em estrutura de domos. Relevo em estrutura falhada.

4. EVOLUÇÃO E TIPOS DE ESTRUTURA E RELEVOS DERIVADOS

4.1. As Grandes Unidades Estruturais do Globo

As grandes unidades estruturais do globo são: escudos antigos, bacias sedimentares e cadeias dobradas.

Os escudos antigos constituem a porção mais rígida da crosta, formada de rochas ígneas de consolidação intrusiva, geralmente datadas de épocas pré-cambrianas, ou do material sedimentar dobrado em épocas que remontam ao Paleozóico e anteriores, arrasado, metamorfoisado e incorporado aos escudos de antiga consolidação. São porções da crosta que sofreram arqueamentos, falhamentos e soerguimentos sucessivos, várias vezes arrasadas e rejuvenescidas. Constituem os maciços de antiga consolidação, cristalinos e cristalofílicos, sedimentares ou metamórficos. Dos primeiros temos como exemplo: o escudo Canadense, o das Guianas e o Brasileiro, os escudos Africanos, o escudo Feno-Escandinavo, o escudo ocidental Australiano e do Decan.

Os segundos: as montanhas dos Apalaches, o maciço Hercínico na Alemanha, o maciço Central Francês, os Vosges, maciço Sino-insulíndio.

O relevo dos maciços antigos é de planaltos relativamente pouco elevados (menos de 2.000 metros).

Bacias sedimentares — Porções dos escudos, deprimidas e recobertas pelo mar, atulhadas de sedimentos e posteriormente exodadas. Possuem uma espessura média de alguns milhares de metros e geralmente estrutura calma (horizontal ou suavemente inclinada).

Exemplo de bacias sedimentares: Amazônica, do Meio-Norte, do São Francisco, do

Paraná, do Pantanal, na América do Sul; as Grandes Planícies centrais nos Estados Unidos; a bacia de Paris, a Suábia; Russo-Siberiana, na Europa e Ásia; Zambezi e Congo na África.

O relevo é relativamente baixo (geralmente menos de 1.000 metros) com planaltos tabulares e *cuestras*.

As cadeias dobradas constituem a zona de terrenos sedimentares e metamórficos de geosinclinal, dobradas por orogênese recente (do Mesozóico ao Terciário) e incorporadas às bordas dos velhos continentes. Alongam-se no sentido dos meridianos nas Américas: sistema Rochosas—Andes e no sentido dos paralelos na borda mediterrânea e na Ásia: cadeia Alpina da Europa, os Atlas da África, cadeia do Cáucaso na Ásia Menor e Himalaia na Ásia Oriental.

Nesses sistemas montanhosos, os mais recentes do globo, estão as maiores altitudes (superiores a 2.000 metros). No Brasil não existem cadeias dobradas recentes. Apenas velhos escudos e bacias sedimentares. Trata-se de continente antigo, emerso na sua maior parte, desde a Era Primária. Foi submerso no Mesozóico e no Terciário em áreas restritas como na costa nordestina, na bacia Amazônica e litoral leste.

4.2. Estruturas das Bacias Sedimentares

Bacias sedimentares de estrutura calma são aquelas que, após a sua formação, não foram perturbadas por orogênese, com dobras, falhas ou fraturas, a ponto de modificar a estrutura original.

As camadas se dispõem umas sobre as outras, concordantemente ou em discordância. O resultado é um pacote de sedimentos em camadas empilhadas. Tal estrutura pode comportar relevos simples como: planícies estruturais, cuestas, depressões periféricas e planaltos tabulares. Cada um desses tipos de relevo depende do arranjo das camadas.

A sedimentação é definida como depósitos no fundo de mares ou lagos que, por dessecação e pressão ou cimentação, tornam-se rochas. A sedimentação compreende também acumulações em zonas deprimidas continentais.

4.2.1. O ciclo de sedimentação

Uma área continental, após sofrer arrasamento é sujeita a uma transgressão marinha (avanço do mar). Essa área recebe sedimentação.

Uma regressão do mar ou um soerguimento da costa faz esses sedimentos emergirem. O resultado é uma bacia sedimentar onde os estratos apresentam mergulho suave em direção à plataforma continental (fig. 12).

Numa bacia de sedimentação podemos distinguir depósitos de transgressão e de regressão.

Depósitos sob transgressão marinha em mares epicontinentais

No início da transgressão o mar avança e a linha de costa se desloca para o interior

do continente. A transgressão pode se dar por levantamento do nível do mar (eustatismo positivo) ou por abaixamento da costa.

A zona litoral comporta depósitos detriticos grosseiros, trazidos pelos rios, do continente.

A medida que a transgressão progride o mar torna-se mais profundo sobre a antiga plataforma e a granulometria dos sedimentos vai diminuindo. A seqüência da base para cima é a seguinte: conglomerados, areias, argilas e calcário, com formações intermediárias como: margas, depósitos areno-argilosos, etc. (fig. 13).

Depósitos sob regressão marinha

A ordem das formações inverte porque a deposição se faz a partir de mar profundo, que vai se tornando cada vez mais raso, à medida que se afasta do continente.

A regressão pode se dar por simples abaixamento do nível do mar ou por levantamento da costa.

4.2.2. O papel dos movimentos tectônicos na gênese das bacias sedimentares

Se a sucessão de ciclos de sedimentação se desenvolver regularmente, sem perturbações internas, a estrutura resultante, após a exondação, será a mais simples possível: estrutura concordante horizontal ou subhorizontal.

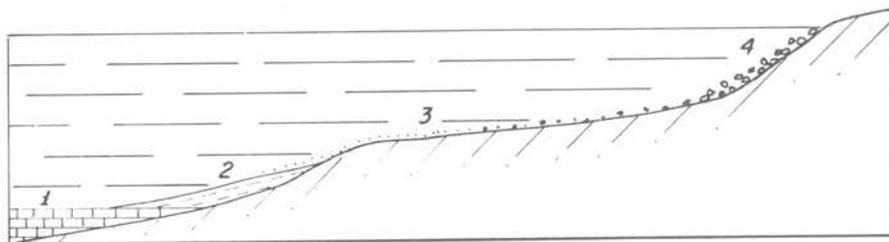


Fig. 12 — Sedimentação atual ao longo da plataforma — Mar epicontinental
1 — calcário 2 — argilas 3 — areias 4 — seixos

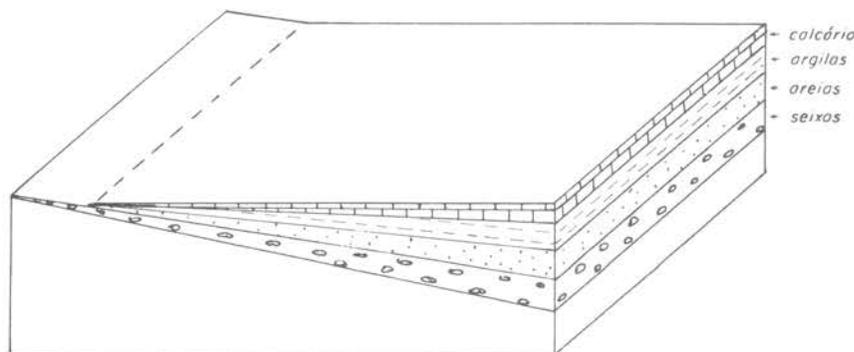


Fig. 13 — Sedimentação antiga no decurso de uma transgressão marinha

Numa verdadeira bacia de sedimentação (sentido topográfico e geológico), entram em jogo fenômenos de compensação isostática, pela sobrecarga dos sedimentos.

A evolução de uma bacia se faz, pois, da seguinte forma: (fig. 14).

1.º sedimentação rítmica no assoalho de mar endocontinental, em disposição horizontal;

2.º subsidência central por sobrecarga de sedimentos e soerguimento das bordas;

3.º o levantamento marginal ativa a erosão que contribui para alimentar a sedimentação no centro da bacia;

4.º forma-se uma superfície de erosão nas bordas da bacia em função de um nível de base central;

5.º a continuidade do processo tende a limitar cada vez mais a área central de sedimentação e os depósitos em direção ao centro são cada vez mais recentes;

6.º no final da fase o centro da bacia torna-se um lago e a sedimentação marinha é substituída por sedimentação lacustre e finalmente continental.

Esse esquema é simplista. Na realidade os fenômenos são mais complexos. Tanto a subsidência como o soerguimento das bordas não se faz regularmente, quer no tempo quer no espaço.

4.2.3. Tipos de estrutura em bacia sedimentar

De acordo com a posição das camadas numa bacia sedimentar a estrutura será concordante horizontal, inclinada ou discordante.

4.2.3.1. Estrutura concordante horizontal

É constituída de camadas horizontais ou quase horizontais empilhadas (fig. 15 — letra a). Corresponde à parte central da bacia. Na Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, essa estrutura corresponderia aos depósitos superiores do Grupo São Bento e Bauru, localizados em torno de calha do Paraná, dando relevos tabulares em forma de mesas.

4.2.3.2. Estrutura concordante inclinada, monoclinial ou homoclinial

É constituída de camadas superpostas, levemente inclinadas (2° a 10°), numa direção constante (fig. 15 — letra b). Esse tipo de disposição, geralmente, corresponde à porção que circunda a zona central plana da bacia. O mergulho, pode, entretanto, atingir valores bem superiores a 10° ou 15° . Esse caso é freqüente no contacto de bacias sedimentares com cadeias dobradas.

As estruturas monocliniais dão relevos subtabulares, dissimétricos (relevos de *cuestas*).

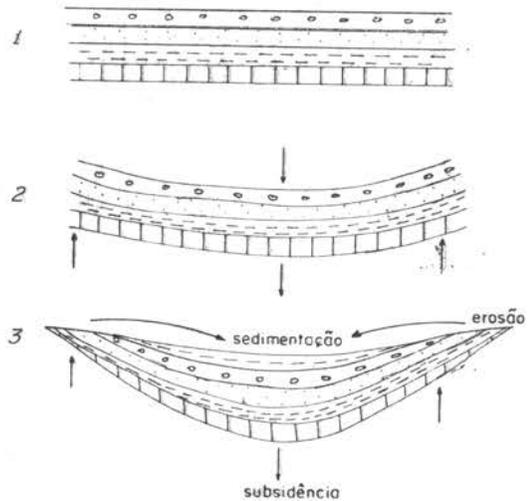


Fig. 14 — Esquema de formação de uma bacia sedimentar

Uma estrutura é considerada monoclinial num sentido geral, abrangendo grandes áreas. No detalhe pode haver variações de inclinação. Por exemplo, chama-se *flexura* uma brusca variação positiva do declive.

Uma bacia sedimentar pode comportar declives regulares de mergulhos fracos, mas também flexuras ou contra-declives.

4.2.3.3. Estrutura discordante

Chama-se discordância o contacto correspondente ao plano estratigráfico inferior da série geológica superior, cortando mais ou menos obliquamente o mergulho da série inferior (fig. 15 — letra c).

Esse tipo de contacto pode ter causa tectônica, por exemplo, deposição sobre zona falhada; ou pode ter como causa uma transgressão do mar sobre área continental previamente arrasada (fig. 16 — letras a e b).

A discordância mais comum supõe o desenvolvimento de uma superfície de erosão e, em seguida, uma transgressão. Nesse caso toda bacia sedimentar comporta uma discordância no contacto de seus depósitos basais com o escudo previamente arrasado. No Estado de São Paulo a superfície de erosão que corta o escudo cristalino, sobre a qual se assentam, em discordância, os depósitos carboníferos do Grupo Tubarão, chama-se superfície Pré-Permiana (Itaguá).

4.3. Tipos de relevos

Uma bacia sedimentar comporta, como vimos, três tipos de estruturas: concordante horizontal, concordante inclinada e discordante.

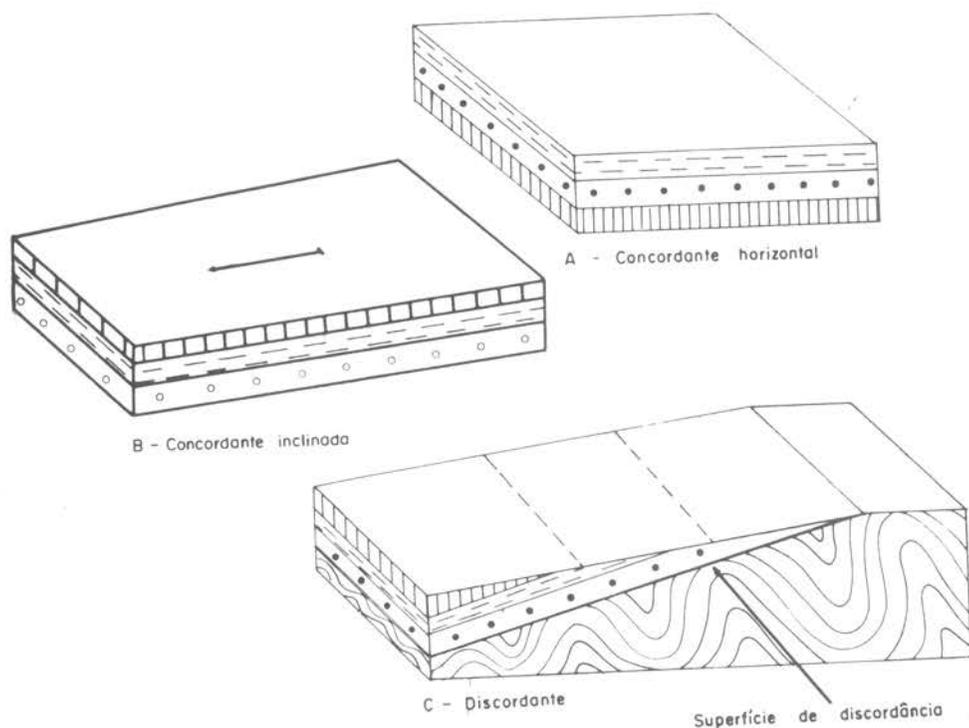


Fig. 15 — Os três tipos de estrutura em bacia sedimentar

As camadas podem ter resistência diferente, e nesse caso a erosão diferencial desenvolvida criará tipos especiais de relevos.

4.3.1. Relevo em estrutura concordante horizontal

Se as camadas são homogêneas tenras ou homogêneas duras, não aparece relevo estrutural, mas uma série de cristas e vales mais ou menos entalhados, de acordo com a resistência da rocha. Se as camadas têm resistências diferentes e a bacia é enxada, os rios iniciam o entalhe, seguindo zonas de fraqueza da rocha. O trabalho é lento nas rochas resistentes como calcários, derrames de lavas, arenitos silicificados, etc. Os rios cavam fundamente os vales, separando por gargantas as plataformas estruturais. Os vales têm forma de V nas rochas duras. O entalhe prossegue até que as rochas tenras subjacentes sejam atingidas. A erosão se processa, então, com facilidade. Os vales se alargam. Há solapamentos na base das camadas duras, com desmoronamentos da cornija. As escarpas recuam, à medida que os vales se alargam (fig. 17).

Quando o estágio erosivo está muito avançado, a ponto de demolir uma camada

tenra colocada sobre uma dura, fazendo surgir a superfície estrutural da camada dura subjacente, dizemos que a *superfície estrutural foi exumada*.

Quando as camadas duras são muito delgadas os ressaltos desaparecem, salvo nos climas semi-áridos. Nos climas úmidos o manto de decomposição mascara as estruturas.

A cornija é a escarpa mantida pela camada dura e ela recua mais ou menos rapidamente em função da espessura da camada dura, da resistência da rocha e da intensidade da erosão.

A rede de drenagem em plataformas estruturais horizontais é inseqüente no início. Não apresenta direções orientadas pela estrutura, que é horizontal. O padrão é em espinha de peixe.

As formas de relevo resultantes desse tipo de estrutura são: plataformas estruturais, mesas, morros testemunhos e vales em "manjedoura" (fig. 18). Foto 14.

As características básicas do relevo tabular são: simetria de cornijas e simetria de vertentes. O melhor exemplo de relevo tabular é o planalto do Colorado, onde o rio escavou em alguns locais perto de 1.000 metros, em *canyon*, deixando à mostra, nos flancos dos vales, os degraus correspondentes às bancadas de rochas duras.

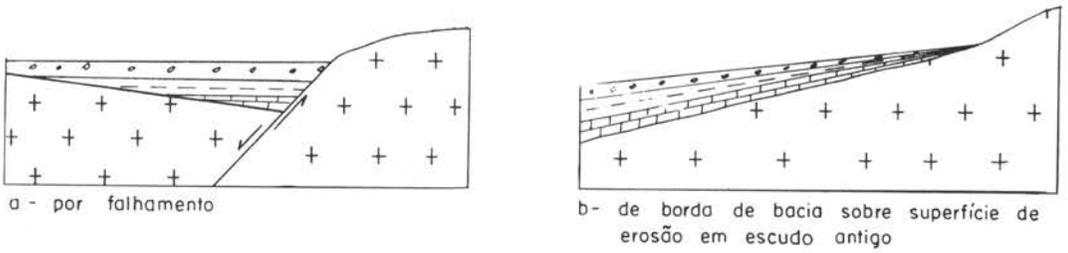
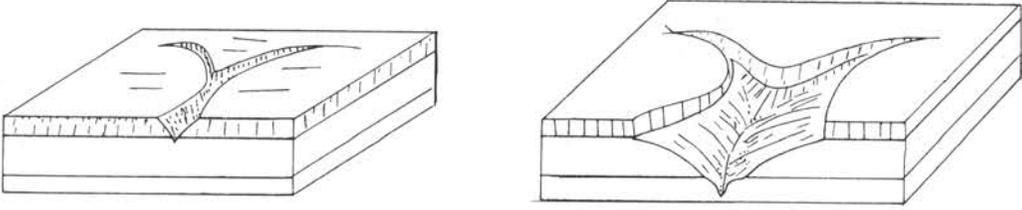
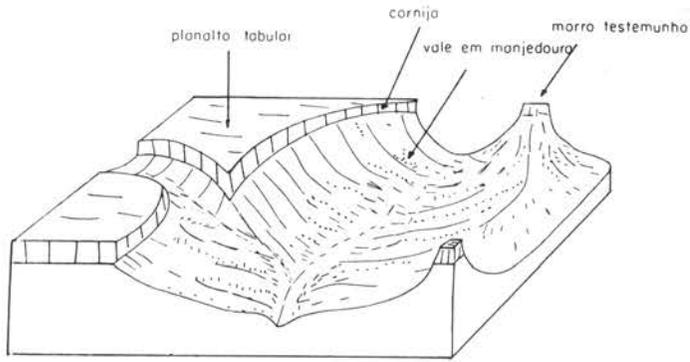


Fig. 16 — Tipos de discordância



1 - Estágio inicial



3 - Maturidade - Desenvolvimento de relevo tabular

Fig. 17 — Evolução de relevo em estrutura concordante horizontal

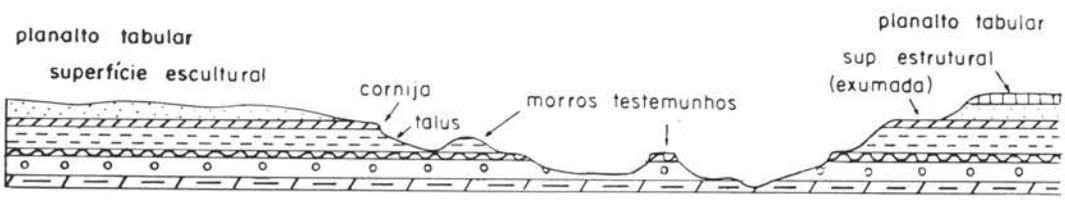


Fig. 18 — Tipos de formas em relevos de estrutura horizontal

4.3.2. Relevos em estrutura monoclinial e discordante

Os relevos derivados desse tipo de estrutura estão na dependência de dois fatores:

- camadas de resistência diferente.
- retomadas de erosão para permitir a superimposição da drenagem.

Os relevos são dissimétricos: *cuestas*, *costão*, *hog-backs*, *cristas isoclinais* (fig. 19a, b, c, d).

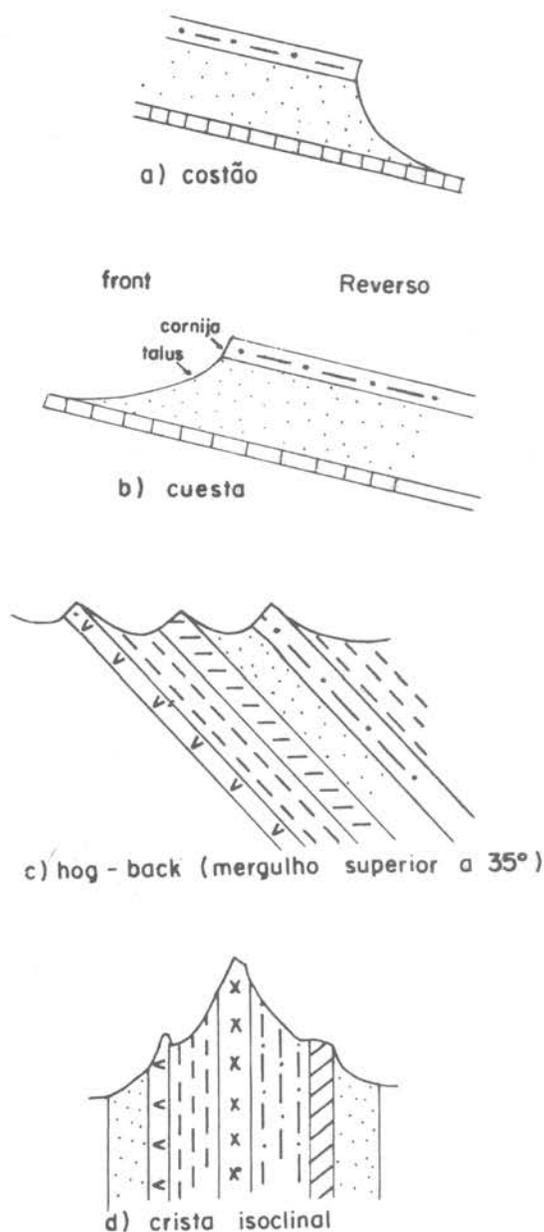


Fig. 19 — Tipos de formas relacionadas a estruturas inclinadas

4.3.2.1. Relevo de *cuestas*

É relevo dissimétrico formado por uma camada resistente, fracamente inclinada (declive $< 30^\circ$) e interrompida pela erosão, tendo na base uma camada tenra.

Ocorre em vários tipos de estrutura onde aparecem mergulhos fracos, homoclinais:

- periferia de bacias sedimentares interiores em contacto com escudos antigos. Exemplo: *cuestas* de Botucatu, Itaqueri, São Pedro, no Estado de São Paulo.
- planícies costeiras. Exemplo: a *cuesta* do Apodi, no Ceará. Foto 15.
- borda de grandes arcos de dobramentos, periferia de dobras.
- periferia de domos.

Cuesta

É uma forma de relevo dissimétrica, constituída de um lado por um perfil concavo em declive íngreme e do outro por um planalto suavemente inclinado.

Tal forma se desenvolve por erosão diferencial.

Uma *cuesta* apresenta os seguintes elementos topográficos:

- *Front*
- Depressão Ortoclinal ou subsequente
- *Reverso*

Front

O *front* é constituído dos seguintes elementos: *cornija* e *tálus* (fig. 19 — letra b). Foto 16.

O *front* se apresenta como uma franja contínua, interrompida apenas por rios cataclinais, (conseqüentes) que ocorrem conforme inclinação das camadas. Tais rios penetram no reverso por um funil ou garganta rochosa: *percée* cataclinal ou *gap* (fig. 20). No Estado de São Paulo o rio Tietê rompe a linha de *cuestas* na *percée* de Barra Bonita. As *percées* são tanto mais profundas (longas) quanto mais fraca for a inclinação das camadas. Elas são muito curtas quando as camadas são fortemente inclinadas (fig. 21).

As *percées* que se abrem por erosão regressiva no *front* das *cuestas* por rios anaclinais (obseqüentes), que correm em sentido contrário ao mergulho das camadas, são *percées*, anaclinais e dão à *cuesta* o aspecto festonado. Foto 17.

O recuo do *front* é tanto mais rápido:

1.º quanto mais espessa for a camada tenra e mais delgada a resistente;

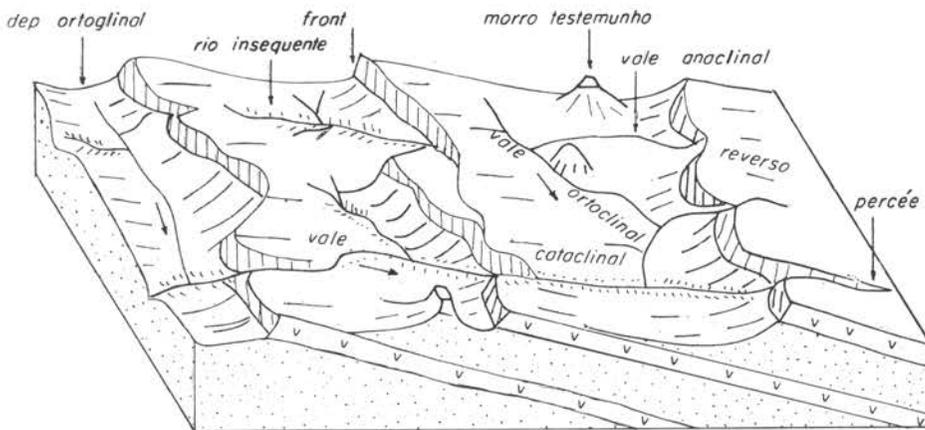


Fig. 20 — Adaptação da rede de drenagem em estrutura homoclinal (relevo de cuesta)

2.º quanto mais fraca for a inclinação das camadas (fig. 22).

Em camadas fortemente inclinadas o limite de equilíbrio dos blocos só é ultrapassado após a remoção de grande volume de terreno do tálus. Nesse caso o recuo do *front* é muito lento.

Se a inclinação das camadas é fraca, aparecem morros testemunhos adiante do *front*. Quando é forte, eles não ocorrem.

— Morros testemunhos (buttes-temoin)

Um morro testemunho é uma colina de topo plano situado adiante de uma escarpa de cuesta, mantido pela camada resistente. Representa um fragmento do reverso e é testemunho da antiga posição da *cuesta* antes do recuo do *front*. Atacados pela erosão, em todos os lados, eles tendem a perder o coroaamento da camada dura e apresentam formas de peões (*avant-buttes*), podendo desaparecer rapidamente.

A sobrevivência dos morros testemunhos pode depender de causas diversas:

— da sua posição sobre a linha de repartição de redes hidrográficas divergentes, por exemplo, no caso de rios ortoclinais correndo em direções opostas.

— do recuo rápido de uma *cuesta* muito festonada, desenvolvida em camada tenra muito espessa protegida por camada dura, fina e de mergulho suave.

Uma rede anaclinal (obsequente) muito densa e ramificada, aprofundando por erosão regressiva o *front*, põe em destaque festões longos recortados pelos pequenos tributários dos anacliniais. Surgem então os morros testemunhos efêmeros e muito próximos do *front* da *cuesta*.

Destacam-se como elementos do *front*: a cornija e o tálus.

Cornija — É a parte superior do *front* sustentada pela camada resistente. Apresenta declive geralmente forte, de convexo a retilíneo, seguido de tálus côncavo. A forma e o declive da cornija dependem da relação de espessura das rochas duras e tenras e do contraste de resistência entre ambas. Quanto mais delgada for a camada dura, menos forte será a convexidade da cornija, pelo solapamento basal.

As cornijas das *cuestas* paulistas na borda do Planalto Ocidental são mantidas por basalto e apresentam-se quase verticais.

Tálus — Inclinação abaixo da cornija, a partir da linha de contacto da camada resistente com a tenra. A forma e o declive do tálus dependem da natureza das camadas tenras, da espessura, da inclinação e da densidade da rede de drenagem anaclinal.

Depressão ortoclinal ou subsequente

Desenvolve-se abaixo do tálus. É a vertente do vale subsequente e delimita a *cuesta*. É o negativo da *cuesta*. Dissimétrica como ela. Tem uma vertente côncava de forte inclinação e uma vertente suave, (fig. 24) que pode terminar no reverso estrutural de outra *cuesta*.

O desnível topográfico existente entre o topo da cornija e o vale ortoclinal nem sempre corresponde à espessura total da camada resistente e da camada tenra, porque a camada resistente pode ter sido truncada por uma superfície de aplainamento e a camada tenra subjacente pode não ter sido totalmente erodida.

Teoricamente a rocha dura corresponde a uma convexidade no topo e a rocha tenra a

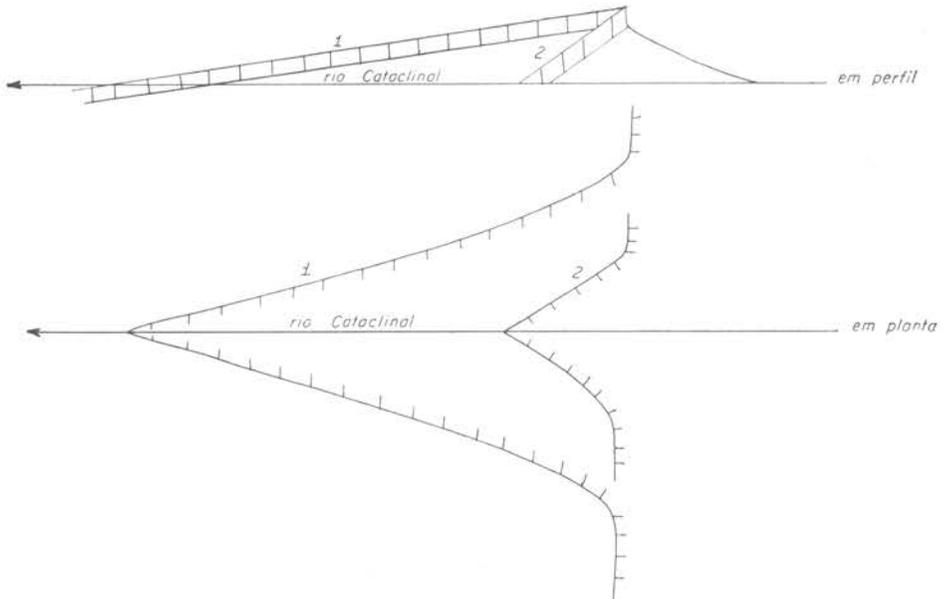


Fig. 21 — Amplitude das percées em função do mergulho das camadas

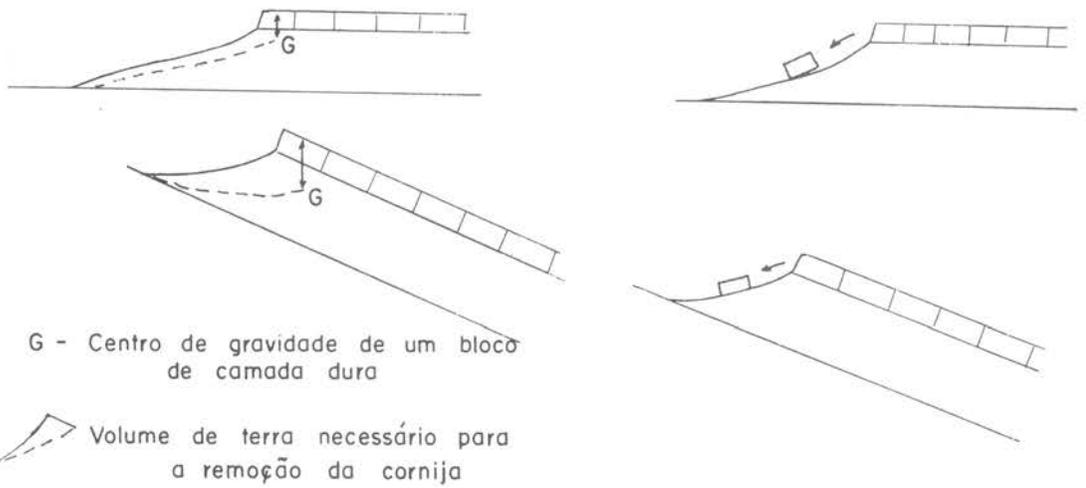


Fig. 22 — Relação de mergulho de camadas e recuo de front de cuesta

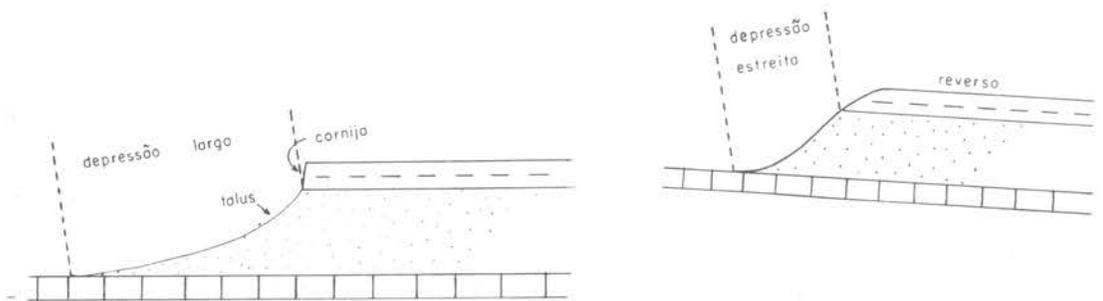


Fig. 23 — Perfis de cornija e amplitude da depressão em função do mergulho das camadas

uma concavidade basal. Quanto mais espessa for a camada dura mais marcada será a convexidade.

O mergulho das camadas em relação à forma topográfica permite distinguir *cuesta* de costão (*coteau*). Se o mergulho tem o mesmo sentido do *front* da escarpa, a forma saliente é designada por costão (fig. 19 — letra a).

O mergulho determina também a velocidade do recuo da escarpa e a amplitude da depressão. Mergulhos fracos aceleram o recuo da cornija, permitindo o desenvolvimento de uma depressão larga. Mergulhos fortes diminuem o recuo da cornija, que tende a se tornar mais convexa, enquanto a depressão desenvolvida nas rochas tenras diminui também em largura (figs. 22 e 23).

Reverso

É o topo do planalto, suavemente inclinado no sentido oposto ao *front*. A superfície do reverso pode corresponder ao mergulho das camadas. Nesse caso o reverso é diretamente derivado da estrutura. É reverso estrutural (fig. 25 — letra a).

Mais comumente, entretanto, a superfície do reverso corresponde a uma superfície de aplainamento que cortou as camadas. A inclinação topográfica nesse caso é mais fraca do que o mergulho das camadas. O reverso corresponde à superfície de aplainamento (fig. 25 — letra b).

A evolução pode ser mais complexa e o reverso corresponder, então, a uma superfície estrutural exumada, restando, apenas, em relevos culminantes residuais, restos do antigo aplainamento (fig. 25 — letra c).

Num relevo de *cuestas* a drenagem é organizada em função da estrutura. Distinguem-se os seguintes tipos de rios (fig. 20):

Cataclinais ou consequentes — os que seguem a inclinação das camadas (mergulho). Segundo Davis são os primeiros a se organizarem. Atravessam a depressão ortoclinal e cortam as camadas duras e tenras. Quando entalham as camadas resistentes abrem gargantas (*percées*).

Ortoclinais ou subsequentes — são paralelos à direção das camadas e perpendiculares ao mergulho. Desenvolvem-se após os primeiros e ao longo das camadas tenras.

Aprofundando as rochas tenras põem em ressalto as duras, as quais dão origem às *cuestas*. São, pois, adaptados à litologia. Desenvolvem as depressões ortoclinais ou subsequentes.

Anaclinais ou obsequentes — são afluentes de 2.^a ordem. Correm em sentido inverso ao mergulho das camadas. São os rios anaclinais os responsáveis pelo retalhamento do *front* da *cuesta*, dando origem às *percées* anaclinais.

Cataclinais de reverso ou ressequentes ou pe-neconsequentes — afluentes dos ortoclinais, correndo segundo o mergulho das camadas, no reverso das *cuestas*. Originam-se no reverso das *cuestas* e correm para as depressões ortoclinais. Não atravessam o *front* das *cuestas*. Entretanto, no recuo de cabeceira podem romper o *front* situado a montante e capturar um rio ortoclinal que corre no sopé da *cuesta*.

4.3.2.2. Traçado das *cuestas*

O traçado das *cuestas* varia na forma: retilíneo, festonado, em arcos, etc. O desenho, em planta, de uma *cuesta* e a sua forma topográfica dependem de uma série de fatores de ordem estrutural e escultural.

Fatores de ordem estrutural: resistência, espessura e mergulho.

Fatores de ordem escultural: sistema morfoclimático, organização da drenagem: cíclica ou policíclica, tempo (estágio de evolução).

Da interrelação desses fatores decorrem diferentes tipos de traçados:

1.^o Quanto mais espessas forem as camadas resistentes, mais difícil será o entalhe pelos rios anaclinais ou obsequentes. A *cuesta* terá *disposição retilínea*.

2.^o Quanto mais espessa for a camada tenra abaixo da cornija, mais longa será a vertente côncava e quanto mais longa for a vertente, mais intensa será a erosão regressiva, logo, maior o ataque pelos rios anaclinais e mais rápido o recuo. A *cuesta* será *festonada*.

3.^o Quanto maior for o mergulho das camadas, mais difícil será o recuo e mais retilíneas serão as *cuestas*.

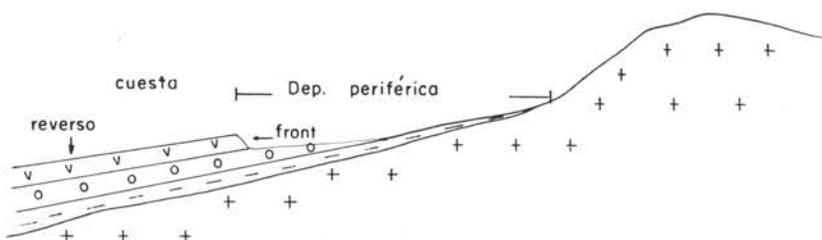


Fig. 24 — Cuestas e depressão periférica em borda de escudo antigo

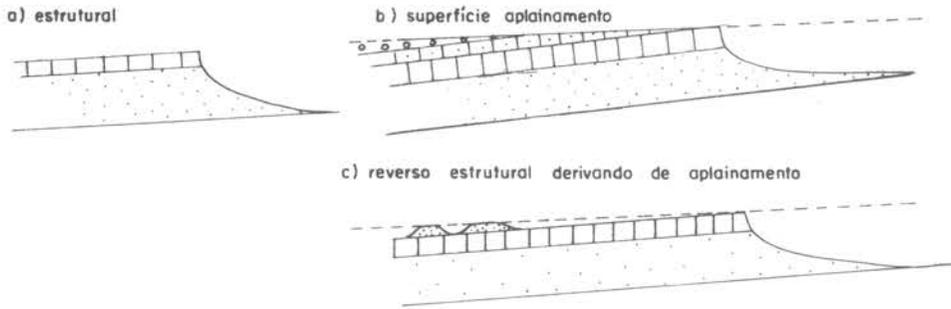


Fig. 25 — Tipos de reverso

4.º O clima é fator importante de diferenciação das formas. Por exemplo, na zona temperada úmida, geralmente as cornijas são arredondadas e pouco evidentes. O produto do intemperismo físico-químico é um material heterométrico. Há acumulação na base das cornijas, porque o escoamento é insuficiente para a exportação de todo o material detritico em movimento. Quanto mais espessos forem os depósitos de tálus, mais a cornija será atacada e se tornará convexa e menos rapidamente recuará a *front*. A suavidade do tálus côncavo se explica pelos processos de solifluxão, facilitados pela presença das argilas montmoriloníticas.

Nos climas tropicais o produto do intemperismo é um manto de detritos finos. A exportação do material é rápida devido à intensidade do escoamento. O recuo das cornijas é rápido pela insuficiência de acumulação nos tálus. Há solapamentos basais, desmoronamento da escarpa que recua, mantendo a verticalidade nos locais onde não há acumulação de tálus. Os *glacis* são de fraco declive por causa da proteção da vegetação e dos solos, mas a concavidade é bem marcada.

Nos climas semi-áridos o recuo das escarpas é muito rápido dado a eficácia dos processos mecânicos de meteorização das rochas. Os detritos são movimentados rapidamente para os *glacis* e baixadas, deixando o "tálus rochoso" exposto ao ataque pelo escoamento difuso e em lençol. A escarpa recua por erosão regressiva e desmoronamentos, mantendo a verticalidade mais acentuada do que nos climas tropicais, dado a ausência de solos e vegetação.

4.3.2.3. Evolução de relevo de *cuestas*

O relevo de *cuestas* é o resultado de evolução morfológica mais ou menos complexa. Podemos distinguir dois tipos de evolução: monogênica e poligênica.

Na evolução *monogênica* o relevo é elaborado após o soerguimento lento, por atividade tectônica, geralmente com basculamento, que exonda as camadas sedimentares.

No caso de uma planície costeira (*coastal plain*), um arqueamento crustal faz recuar o mar e põe a aflorar camadas sucessivas, inclinadas em direção à plataforma continental (fig. 26 — letra Aa). Os afloramentos serão tanto mais recentes quanto mais próximos estiverem do mar.

Após o exondamento da bacia, organiza-se a rede de drenagem, conforme a inclinação estrutural ou tectônica. A rede principal é cataclinal. O entalhe pelos rios ortoclinais põe em evidência a resistência desigual das rochas, surgindo o relevo de *cuestas* e depressões. Nesse caso o reverso das *cuestas* corresponde à primitiva superfície tectônico-estrutural. (figura 26 — letra Ab).

A evolução *poligênica* é mais complexa e o relevo de *cuestas* resulta de duas ou mais gerações de formas.

O ponto de partida da evolução é o soerguimento lento da bacia sedimentar de mar interno, acompanhado de atividade erosiva (fig. 26 — letra Ba). Desenvolve-se uma superfície de erosão truncando as camadas sedimentares de resistência diferente e a borda do estudo (figura 26 — letra Bb).

O entalhe da depressão e aparecimento das *cuestas*, nesse caso, resulta de retomada erosiva a partir da primeira superfície de aplainamento (fig. 26 — letra Bc). Nessa evolução a rede hidrográfica instala-se conforme a inclinação da superfície topográfica (superfície de erosão), que geralmente não coincide com o mergulho das camadas. Trata-se da superimposição, pois a drenagem é inadaptada à estrutura.

O cavamento rápido das rochas tenras permite o aparecimento da *cuesta*. O reverso corresponde à superfície antiga e pertence ao primeiro "ciclo" erosivo. O *front* e a depressão ortoclinal resultam da retomada erosiva, isto é, do segundo "ciclo" erosivo.

Segundo De Martone a evolução de relevo de *cuestas* só se dá nessas condições citadas. Essa é a explicação genética dada pelo autor para a escavação da Depressão Periférica e o aparecimento das *cuestas* arenítico-basálticas que delimitam a borda do Planalto Ocidental no Estado de São Paulo. Foto 16.

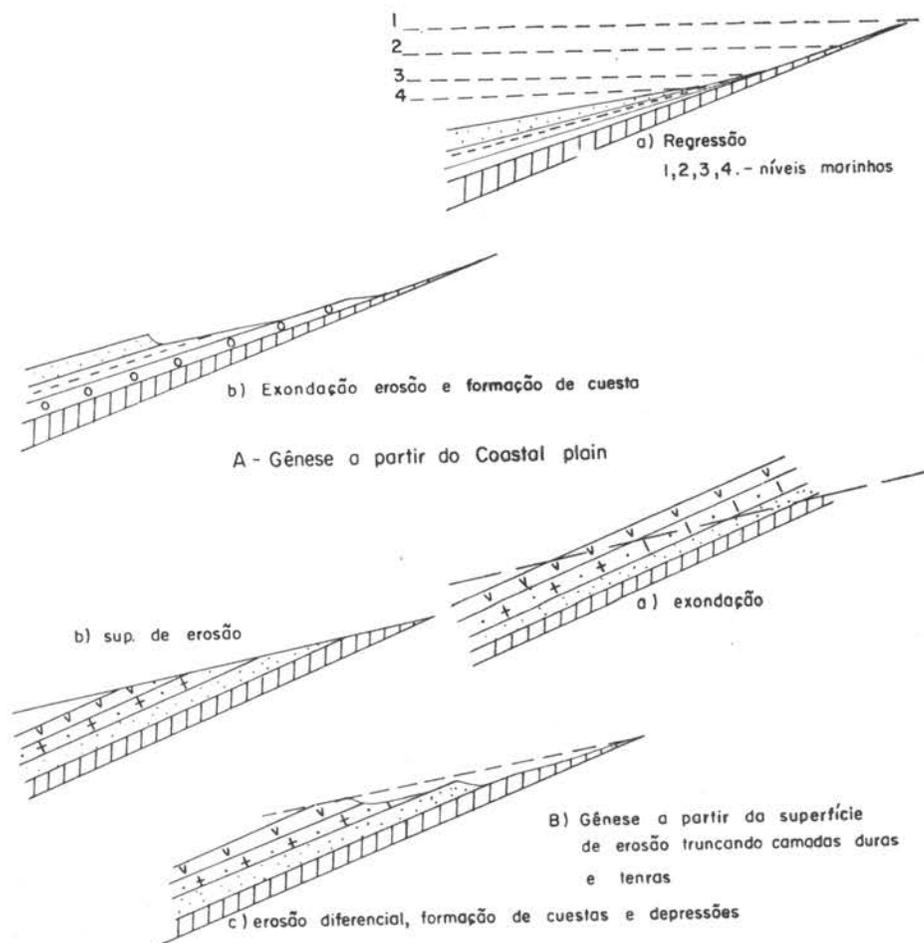


Fig. 26 — Gênese de relevo de cuesta

Entretanto, o relevo de *cuestas* e depressões periféricas da Bacia do Paraná resulta de fenômenos mais complexos do que os fenômenos típicos de circundesnudação.

Uma análise da estrutura e evolução paleogeográfica da Bacia do Paraná mostra que aí se realizaram todas as condições indispensáveis ao desenvolvimento do relevo de *cuestas*:

1.º existência de camadas inclinadas (estrutura monoclinal);

2.º alternância de camadas de resistência diferente;

3.º ataque por erosão, à medida que se processava epirogênese positiva das bordas da bacia.

A ação de processos erosivos em tal estrutura é comprovada através de escarpas de arco concêntrico com o *front* voltado para o exterior, dominando regiões de desnudação

periférica e das *percées* abertas por superimposição da drenagem cataclinal às estruturas rígidas basálticas.

Por outro lado, estudos da tectônica levados a efeito na Depressão Periférica paulista e borda do Planalto Ocidental têm comprovado um verdadeiro sistema de falhamentos poligonais que, indubitavelmente, deverá exercer influência nos processos erosivos e na elaboração das formas do relevo. Foto 18.

Esses falhamentos com desnivelamentos de blocos em escadaria, criaram, por vezes, escarpamentos, zonas rebaixadas e linhas de fraqueza que facilitaram o trabalho erosivo.

Assim, a circundesnudação da bacia do Paraná com elaboração do relevo de *cuestas*, não foi, exclusivamente, guiada por camadas tenras, porém a escavação foi também resultante de erosão diferencial desenvolvida por uma drenagem póscedente a falhamentos

pós-cretácicos. O desenho retangular das escarpas de *cuesta* bem como o padrão retangular da drenagem deve ser atribuído às atividades tectônicas. Foto 16.

Se os fenômenos tectônicos observados na Depressão Periférica paulista se estendem a toda zona concêntrica de escarpas da bacia do Paraná, como é de se supor, complicando a sua morfogênese, será preferível considerá-las como relevo de *cuestas* de origem complexa, deixando a questão aberta, até que estudos mais aprofundados de tectônica, cronogeologia e geomorfologia das zonas de contacto depressão-escarpa possam trazer mais luzes para resolver, efetivamente, o problema.

4.3.3. Outras formas de relevo em estruturas inclinadas

4.3.3.1. "Hog-backs"

Se as camadas de resistência diferente apresentam mergulhos fortes, superiores a 30° a forma resultante será um *hog-back*, relevo disimétrico com cornija e reverso mais curto e mais inclinado do que nas *cuestas*. Tais formas são comuns na periferia de domos ou de estruturas de dobras (fig. 19 — letra c e 35). Foto 19.

4.3.3.2. Crista isoclinal

Desenvolve-se em estruturas de camadas quase verticais. As cristas apresentam simetria de flancos (fig. 19 — letra c). Tais estruturas, entretanto, escapam às bacias de sedimentação de estrutura calma, pois a perturbação das camadas está implicitamente relacionada a processos tectônicos.

4.4. Relevo em estrutura dobrada

Estrutura dobrada é caracterizada por deformações do material rochoso plástico terminando em plissamento ou pregueamento das camadas geológicas, sendo o elemento fundamental dessas deformações a *dobra*.

Os relevos desenvolvidos em estrutura dobrada são bastante variados. A variedade de formas resulta:

— da diversidade das condições litológicas que se oferecem à erosão diferencial.

— da complexidade das condições tectônicas, isto é, do estilo dos dobramentos.

— da ação da erosão. O dobramento não é instantâneo e, em função da velocidade rela-

tiva do dobramento e da erosão, numerosas variações no relevo podem ocorrer.

O dobramento pode ter-se produzido em várias etapas, entre as quais gerações de formas podem ser definidas.

Dentro dessa diversidade existe uma característica fundamental, comum a todos os relevos derivados de dobramentos. É a presença de cristas e vales alinhados e paralelos, testemunhando a influência das deformações das camadas sedimentares de rochas diferentes, afetadas pelos dobramentos.

A análise dos relevos em estrutura dobrada exige, entretanto, algum conhecimento sobre a gênese dos dobramentos (tectônica de dobras) e sobre os tipos de dobra (estilo).

4.4.1. Gênese dos dobramentos

A gênese dos dobramentos se prende a movimentos de compressão lateral exercida em superfície e em profundidade. A formação de uma cadeia dobrada depende, antes de mais nada, da natureza do material rochoso, que será afetado nas zonas de sedimentação. O estilo das dobras dependerá não só dos esforços de compressão lateral mas também da heterogeneidade do material, da sucessão rápida de camadas de dureza diferente, do grau de cimentação e plasticidade, da espessura das camadas.

O material da maioria das cadeias dobradas do Globo, especialmente das que comportam dobras de fundo, é formado em geossinclinais.

O *geossinclinal* é uma bacia oceânica diferente da bacia sedimentar normal, incluindo depósitos de profundidade (pelágicos) formados muito lentamente.

Durante todo o período da formação de um geossinclinal não há emersão. Ao contrário, à medida que a sedimentação prossegue, o assoalho da bacia sofre aprofundamento. A emersão só ocorre no final da sedimentação, com a formação de cordilheiras. O geossinclinal corresponde à zona de subsidência da crosta terrestre.

O estudo da gênese das cadeias de montanhas ainda está no terreno das hipóteses discutíveis, porque é muito difícil observar, numa cadeia atual, o ponto de partida do pregueamento e analisar as causas que atuaram na época da sua formação (do Jurássico ao Terciário). Entre as teorias podemos citar:

A *teoria da serrage* (de E. Argand). Baseia-se na teoria da Deriva Continental. Os continentes rígidos, aproximando-se dos sedimentos acumulados numa grande fossa (geossinclinal), exerceriam sobre esses terre-

nos compressões, resultando em enrugamentos com escorregamento em planos quase horizontais (*charriages*), fig. 27.

A teoria da fossa tectogênica — Segundo essa teoria, as grandes fossas (sulcos profundos) que acompanham as guirlandas de ilhas indonésias, cuja profundidade ultrapassa 10.000 metros, apresentam continuidade para o interior da crosta, segundo um plano de cisalhamento oblíquo (declive 55°) que se aprofunda até cerca de 700 km. Tal plano foi identificado pela localização dos hipocentros de sismos.

As fossas, em geral, são zonas de anomalia negativa da gravidade. A insuficiência da gravidade se explica por um acúmulo excepcional de materiais leves, provenientes da crosta granítica.

A compensação isostática em atividade provaria o soerguimento do SIAL acumulado na fossa.

A compressão lateral (tangencial) explicaria parte do enrugamento e a obliquidade do plano de cisalhamento.

No caso da tectogênese, entretanto, a fossa corresponderia a material mais leve (SIAL) acumulado entre blocos de material mais pesado (SIMA) e as forças de compensação resultantes seriam: primeiro, no sentido vertical (soerguimento do bloco mais leve) depois no sentido lateral, pelas correntes de convecção descendentes nos blocos de SIMA, mais elevados, situados de cada lado da fossa tectônica (fig. 28).

Teoria de Griggs — o motor de sucção — O dobramento do SIMA em argolas ou anéis se explica por ações internas provocadas por correntes de convecção ou reações químicas.

As correntes de convecção são correntes relacionadas a diferenças de densidade provenientes de diferenças de temperatura no interior do manto. Essas correntes podem gerar um efeito de sucção no SIAL, carregando-o para baixo (zona de sucção).

Quando os movimentos diminuem de intensidade, o SIAL, que havia sido aspirado, remonta para retomar o equilíbrio isostático e dar uma crista (geotumor). Se duas células de magma são animadas de movimentos em sentido diferente e de velocidade diferente, a estrutura gerada sobre o SIAL situado no limite das duas células, se apresentará em forma de cadeias dissimétricas.

Foi o que Griggs procurou provar fazendo girar cilindros numa pasta viscosa (fig. 29 — letras a e b).

As reações químicas podem também pôr em ação forças enormes por aumento de volume. É a teoria do "metamorfismo gerador de dobramentos". Assim a combinação do quartzo com o alumínio e o potássio para dar a ortose, é acompanhada de um aumento de volume de cerca de 55%; isso pode dar origem a um "geotumor".

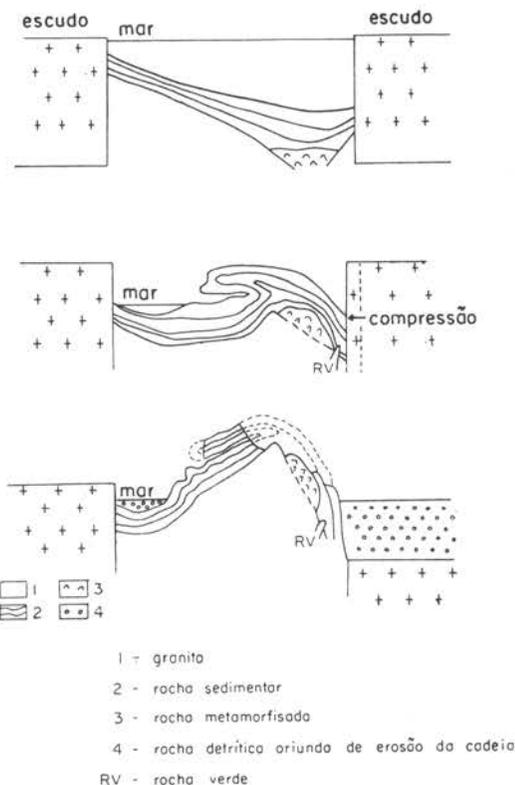


Fig. 27 — Gênese de uma cadeia alpina. Segundo a hipótese de compressão tangencial (Derruau)

Existem muitas outras teorias semelhantes para explicar a gênese das cadeias dobradas. Os esquemas analisados, da maneira simples como exposta acima, frequentemente são complicados pela intervenção de uma série de fatores devidos à migração de tectogêneses durante a formação da cadeia ou à multiplicidade das fases de formação.

Convém ressaltar ainda que a orogênese não começa, necessariamente, num fundo marinho. Excetuando-se a fossa do Aconcágua, que é pouco profunda, a sedimentação nos Andes do Sul e Central foi, sobretudo, continental. Uma cadeia pode se formar sem ter sido, pois, precedida por uma fossa. Devem-se assim distinguir tipos diferentes de origem entre as cadeias dobradas.

4.4.2. Elementos de uma dobra

Os elementos de uma dobra são:

anticlinais — ondulações convexas para o céu. (número 4 da figura 30). Foto 20.

sinclinais — ondulações côncavas para o céu. (número 5 da figura 30).

charneiras — os setores fortemente encurvados do anticlinal e do sinclinal (pontos mais altos e mais baixos, estruturalmente). (números 4 e 5 da figura 30).

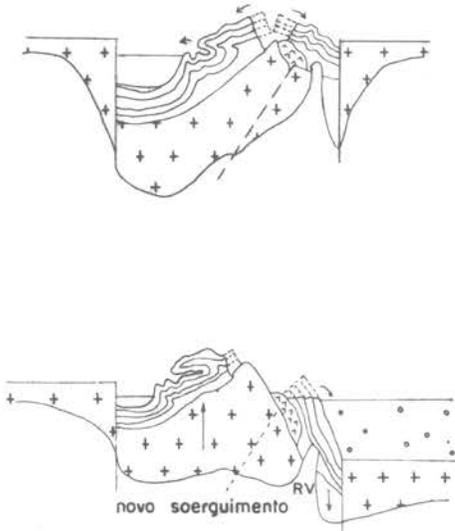
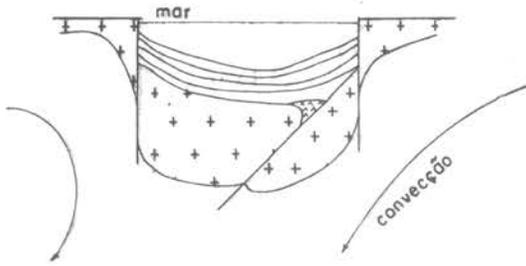


Fig. 28 — Gênese de uma cadeia alpina. Segundo a hipótese de fossa tectogênica (Derruau)

plano axial — a superfície ideal passando por charneiras sucessivas. O eixo da dobra é a intersecção do plano axial e de uma superfície horizontal tomada como base. (números 2 e 6 da figura 30).

flanco da dobra — são as superfícies onduladas que ligam uma charneira anticlinal a uma charneira sinclinal. São afetados por um determinado mergulho. (número 3 da figura 30).

elevação estrutural da dobra — é a medida de uma vertical, perpendicular aos dois planos horizontais que tangenciam a charneira anticlinal e a sinclinal. Não deve ser confundida com altitude atual da dobra nem com a diferença atual entre o pico do relevo anticlinal e o fundo do sinclinal. (número 1 da figura 30).

Há duas grandes categorias de dobras: harmônicas e desarmônicas:

— dobras harmônicas são aquelas onde os afloramentos se ordenam regularmente de um lado e de outro do anticlinal.

— desarmônicas não apresentam ordenamento dos afloramentos de um lado e de outro do anticlinal. Os flancos exibem contactos anormais, em forma de *charriages*.

4.4.3. Tipos de dobras

Segundo a inclinação do plano axial (figura 31);

a) plano axial *vertical* — dobra direta (normal).

b) plano axial *inclinado* — sendo a inclinação do plano axial com a vertical menor que 45° — dobra arqueada ou inclinada. Os flancos apresentam declives diferentes.

c) plano axial *muito inclinado* (igual ou superior a 45°) — dobra reversa. Os afloramentos são dissimétricos.

d) plano axial *horizontal* — dobra deitada. Os afloramentos são paralelos às curvas de nível. O flanco superior é o *normal* e o inferior é *inverso*. Caracteriza-se pela superposição de camadas no sentido inverso da estratigrafia. Exemplo: dobras por acavalamento. (Superposição direta do flanco do anticlinal sobre o flanco sinclinal).

4.4.3.1. Tipos de dobras segundo os flancos

Simétricas — o melhor exemplo é a dobra direita. Se os flancos convergem para o pico, a dobra é *normal*. Se convergem para baixo a dobra é um *avental* (f).

Dissimétricas — é o caso da dobra arqueada ou inclinada. Os flancos são dissimétricos em relação ao plano axial. Exemplo: a dobra em *joelho*, caracterizada por um flanco horizontal e um vertical.

Freqüentemente os esforços tectônicos provocam um adelgaçamento das camadas do flanco inverso.

O adelgaçamento pode provocar a interrupção da camada. Tem-se, então, a *dobra-falha* (e), onde o flanco inverso é falhado na ocasião do dobramento. Se a ruptura afeta o flanco inverso, o normal vem recobri-lo; é o *acavalamento*. Foto 21.

Quando o acavalamento tem grande amplitude, podendo atingir várias dezenas de quilômetros, tem-se *charriages* (lençóis de arrastamentos) (g).

Dá-se esse nome, também, a dobras deitadas, cujo eixo percorreu grande distância.

No interior de um lençol de escorregamento (*nappe de charriage*) a erosão pode fazer reaparecer o substrato. Trata-se de uma *janela*.

4.4.3.2. Características geométricas dos dobramentos (organização espacial do dobramento)

Um dobramento caracteriza-se pelo seu estilo (tipo das dobras) e pela disposição no plano longitudinal (direções dos dobramentos). Exemplo: direções dominantes NS, nos Alpes ocidentais; direções EW nos Pirineus; direção preferencial dos antigos dobramentos proterozóicos do Planalto Brasileiro: NE-SW.

4.4.4. Evolução de relevo dobrado: Relevo Jurássico e Apalachiano

4.4.4.1. Relevo Jurássico

É o tipo mais simples de relevo dobrado (fig. 32). É uma sucessão regular de dobras simples, pouco atacadas pela erosão. As formas de relevo se conservam bem semelhantes à estrutura. A caracterização de tal relevo e a nomenclatura veio do Jura, região dobrada na França, entretanto poucas formas do Jura ainda se relacionam com a estrutura. O relevo está num estágio bem avançado de evolução pela ação erosiva.

4.4.4.1.1. Nomenclatura

Combe — depressão cavada no topo de um anticlinal. O termo vem do latim *cymba* (barca).

Crêt — escarpas de camada dura do flanco do anticlinal, voltadas para o interior da combe.

Cruz — pequeno vale cataclinal, entalhando o flanco do anticlinal.

Cluse — passagem de um rio através de um monte.

4.4.4.1.2. Evolução do Relevo Jurássico

1.º O ataque se inicia geralmente a partir dos *ruz* que, por erosão regressiva, acabam por abrir *canyons* nos flancos do anticlinal (fig. 32 — número 1).

2.º A erosão prosseguindo abre uma *cluse* e há captura da ravina menor pela maior e mais alimentada (fig. 32 — número 2).

3.º O trabalho de alargamento da *cluse* é facilitado pela camada tenra situada abaixo da resistente, no anticlinal.

4.º Surgem ravinas afluentes da *cluse*, ao longo do dorso do anticlinal que, devido ao maior desnível, tem o trabalho de erosão acelerado. Abre-se uma *combe* ao longo do anticlinal (fig. 32 — número 3).

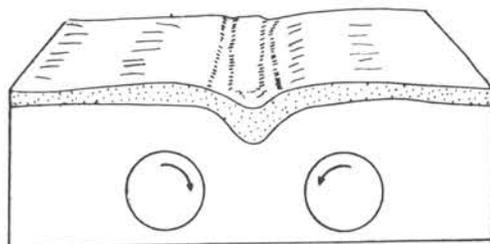
5.º A evolução nas camadas tenras do anticlinal (*combe*) é mais rápida do que o

cavamento dos vales situados sobre as camadas duras no fundo dos sinclinais. (fig. 32 — número 4).

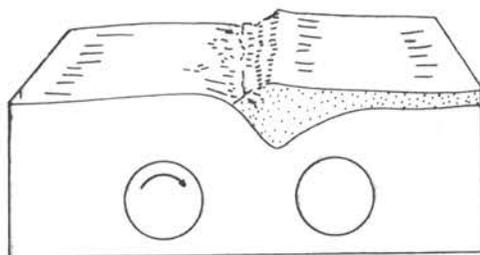
6.º Os rios, cavando mais na combe, aprofundam o seu nível de base, abaixo dos rios situados nos sinclinais.

Chega-se à verdadeira *inversão do relevo*, porque os anticlinalis, por alargamento das combes, são escavados abaixo dos sinclinalis (fig. 32 — número 4). Neste estágio há capturas, novamente, dos rios que corriam nos sinclinalis, pela drenagem que se aprofundou nas camadas tenras dos anticlinalis.

Os sinclinalis passam a dominar na paisagem devido à proteção da camada dura: são os *sinclinalis alçados*. Trata-se, aqui, também, de inversão de relevo. O fundo do vale passa a constituir topo de planalto. Foto 22.



a) correntes de sucção provocada pelo movimento contrário de dois cilindros



b) dissimetria obtida imobilizando um cilindro

Fig. 29 — Experiências de Griggs mostrando como podem agir correntes de convecção sob a crosta

Essa evolução é sempre comandada pela erosão diferencial. Uma vez retirada toda a camada tenra pode aflorar novamente uma camada resistente mais profunda, do anticlinal; surge novo *mont* (fig. 32 — número 5).

O termo final dessa evolução é o arrasamento total da região, até o nível de base:

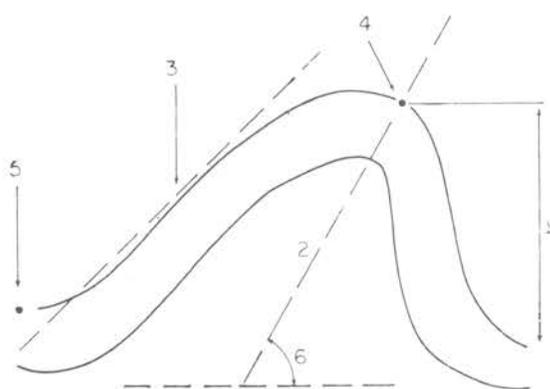


Fig. 30 — Os elementos descritivos de uma dobra

planação ou aplainamento.

O arrasamento de camadas duras e tenras pressupõe, entretanto, uma fase seca de pediplanação.

Se a região aplainada sofre um soerguimento e umidificação do clima, a erosão retoma o seu caráter seletivo. A drenagem se encaixa nas rochas tenras, pondo em ressaltado as resistentes. Tem-se, então, o início da evolução do relevo apalachiano.

4.4.4.2. Relevo Apalachiano

Relevo desenvolvido em estrutura dobrada, mas após o arrasamento total das cristas e nivelamento da região por uma superfície de erosão (fig. 33 — letra a). As condições de desenvolvimento do relevo são as seguintes:

1.º) O material dobrado e arrasado deve ser heterogêneo para expor afloramentos paralelos (conforme as direções estruturais) de camadas duras e tenras.

2.º) Fenômeno tectônico de soerguimento para desencadear a retomada erosiva.

4.4.4.2.1. Características de Relevo Apalachiano

a) Paralelismo das cristas, correspondentes às rochas duras e dos vales correspondentes às tenras. Foto 23.

b) As cristas correspondem a camadas duras e não, obrigatoriamente, a anticlinais. Pode-se, portanto, distinguir diferentes tipos de cristas: anticlinais, sinclinais, isoclinais e monoclinais ou ortoclinais.

c) Os vales também podem se instalar em terrenos tenros correspondentes a anticlinais, sinclinais ou depressões ortoclinais (homoclinais ou monoclinais).

d) As cristas e vales, *cluses* (*gaps*) e outras formas resultam de rejuvenescimento do relevo a partir de uma superfície de erosão.

e) O reentalhe erosivo termina com o desenvolvimento de uma rede de vales paralelos às dobras: vales sinclinais, anticlinais e monoclinais. A rede de drenagem mestre é inadaptada ou *superimposta*. As *cluses* ou *gaps* (boqueirões) são superimpostas e abertas pelos vales cataclinais, isto é, conseqüentes à inclinação da superfície de arrasamento (fig. 33 — letra b). Foto 24.

4.4.4.2.2. Organização da rede de drenagem

Numa estrutura apalachiana distinguem-se os seguintes tipos de rios (fig. 34):

Rios sinclinais — que acompanham a direção das camadas, alojando-se no fundo dos sinclinais.

Rios anticlinais — que evoluem em combes no dorso do anticlinal, escavando uma camada tenra, abaixo de cristas mantidas por rochas resistentes.

Rios ortoclinais ou monoclinais ou homoclinais — (subseqüentes na nomenclatura de Davis). São rios que se alojam aos pés de uma camada dura, (crista monoclinal) ou de um *mont*, em camada tenra de mergulho homoclinal. Acompanham a direção das camadas.

Rios cataclinais — escoam nos flancos dos anticlinais ou de cristas monoclinais, seguindo o *mergulho* das camadas.

Rios anaclinais — fluem nos flancos exteriores dos sinclinais alçados ou nos flancos internos de anticlinais (interior das combes), como afluentes dos rios anticlinais, contrários ao *mergulho* das camadas.

Também estão nessa categoria os afluentes dos rios ortoclinais, que se originam no front de cristas monoclinais.

Rios superimpostos — ortogonais ou oblíquos aos eixos das dobras (direção das cristas) cavando boqueirões *cluses* ou *gaps*, ao atravessar as camadas duras que sustentam as cristas.

A superimposição se faz sobre uma *superfície de erosão* ou uma *cobertura sedimentar*, discordantes sobre dobras, previamente arrasadas (fig. 33 — letra a).

Após o arrasamento e a organização da drenagem mestre, um soerguimento crustal de conjunto (bombeamento) permite a retomada erosiva, o entalhamento dos vales e a abertura das *cluses* (fig. 33 — letra b). Tais rios são *conseqüentes à superfície topográfica e indiferentes à estrutura*.

Deve-se distinguir superimposição de antecedência.

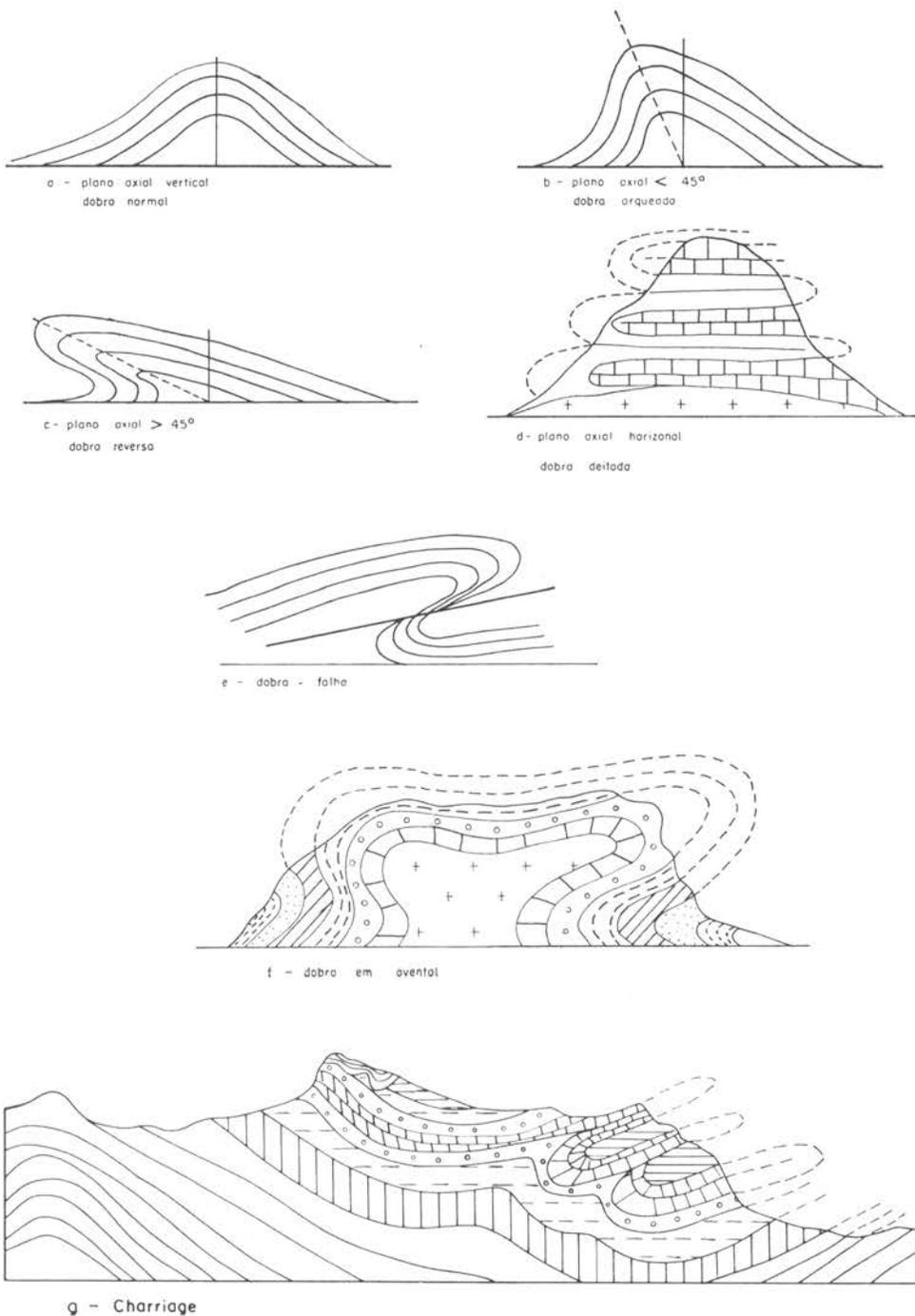


Fig. 31 — Tipos de dobras segundo a inclinação do plano axial

Rios antecedentes se instalam conforme a inclinação topográfica (superfície quase plana) e o tectonismo com enrugamento é posterior à organização da drenagem. À medida que o pacote rochoso se enrug, os rios vão

cortando as cristas. Exemplo: a cluse do Fier, na França.

A drenagem característica dos relevos Apalachianos é em *baioneta* ou em disposição paralela e ortogonal aos eixos das dobras. Os

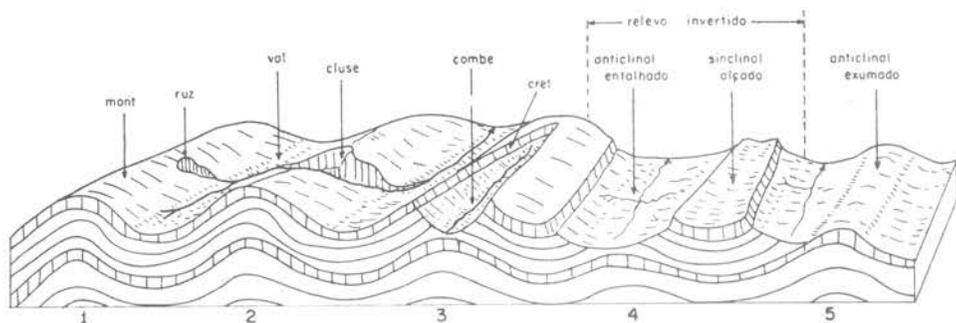


Fig. 32 — Evolução de Relevo Jurássico

rios principais têm traçado adaptado às secções longitudinais. Os secundários são ortogonais.

Os primitivos (drenagem mestre) são transversais.

4.5. Relevo em estrutura de domos

4.5.1. Estrutura

A estrutura domática é resultante de arqueamento convexo de estratos sedimentares dando origem a zonas circulares ou ovais, podendo atingir de 100 a 300 km de diâmetro.

4.5.1.1. Gênese

Podemos distinguir os seguintes tipos de estrutura nessa classe de formas.

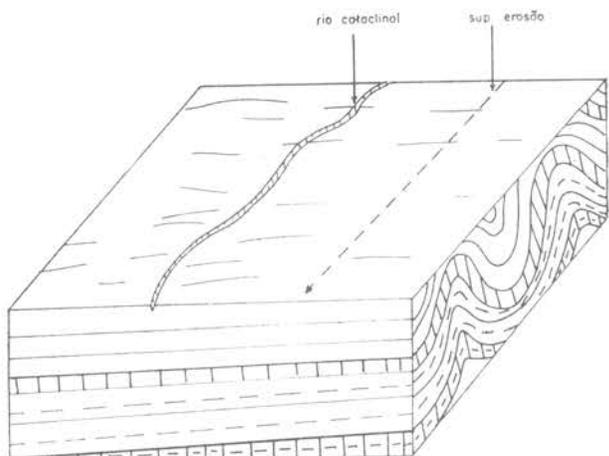
1.º) *Domos batolíticos* — formados por intrusão de material ígneo provocando o arqueamento convexo das camadas sedimentares de cobertura.

O arqueamento pode ser concomitante com a intrusão ou posterior.

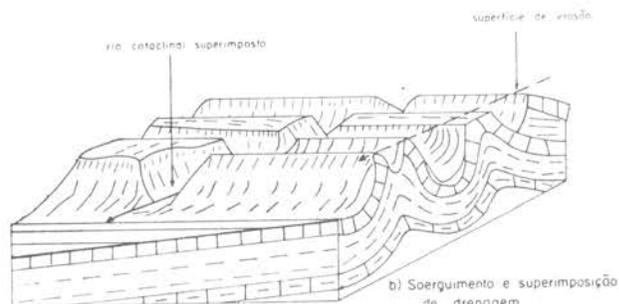
2.º) *Domos lacolíticos* — produzidos por intrusão de rochas ígneas entre os planos de acamamento dos estratos sedimentares, formando uma massa lenticular convexa para cima. Existe uma gradação de lacólitos até os *sills* ou camadas horizontais intrusivas. A maioria dos domos lacolíticos é de proporções pequenas, bem menores que os batolíticos.

3.º) *Domos salinos* — pequenas estruturas salientes produzidas pela intrusão de sal no interior de estratos rochosos. Tem significado econômico. Nas planícies costeiras do Golfo do México, no sul dos Estados Unidos, existem mais de 400 domos salinos. O núcleo de tais domos é salino podendo possuir uma capa de anidrito, gipso, calcário ou dolomito. Variam na forma: circular, alongada, triangular; e no tamanho 1 a 5 km de diâmetro.

4.º) *Domo resultante de arqueamento* — é uma forma intermediária entre dobra e domo. Geneticamente não se assemelha ao domo por não possuir o *core* intrusivo. Estruturalmente e topograficamente tem todas as características do domo, alongado ou circular de estratos sedimentares, originado sob tectonismo de dobramento.



a) rio cataclinal sobre uma superfície de erosão, cortando dobras



b) Soerguimento e superimposição de drenagem

Fig. 33 — Evolução de Relevo Apalachiano

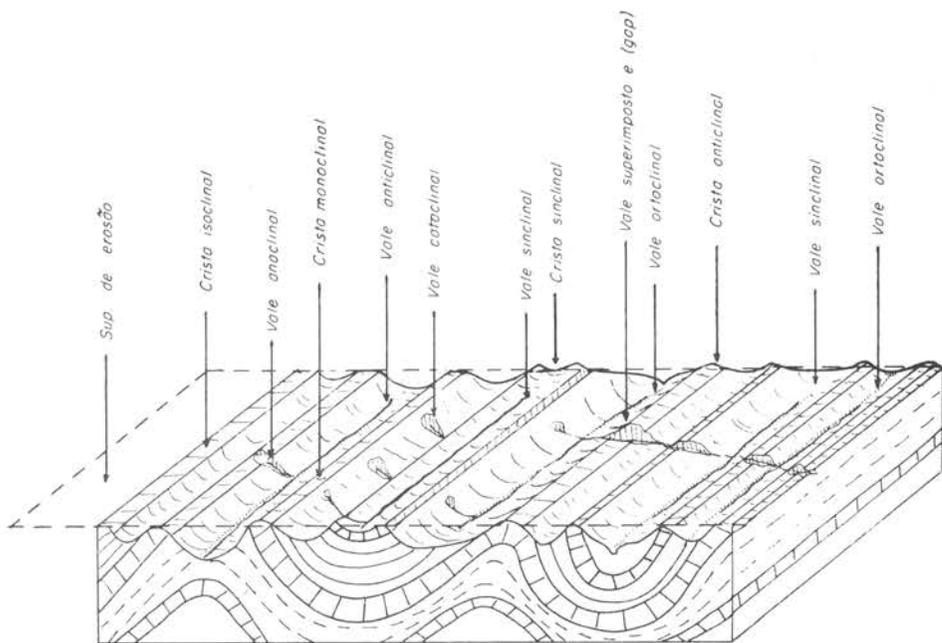


Fig. 34 — Organização da drenagem em Relevo Apalachiano

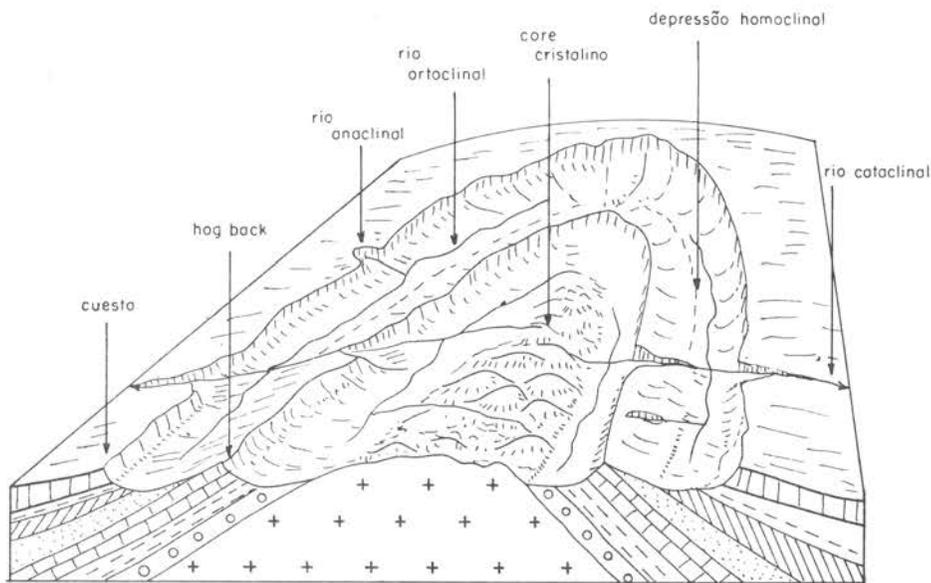


Fig. 35 — Domo maduro com drenagem radial e anelar. Cuestas e hog-backs

4.5.2. Relevo

A drenagem que se organiza de início sobre um domo é radial. A erosão, sendo mais ativa na porção mais convexa da estrutura, facilita o entalhe e o rompimento das camadas resistentes.

Desse modo se explica a abertura de uma depressão circular no topo do domo. Forma-se assim um relevo de *hog backs* e *cuestas* com o front voltado para o interior da zona circular ou do core cristalino.

As camadas mais próximas do centro, apresentando inclinações mais fortes, dão ori-

gem a *hog back* e as mais afastadas, de mergulho mais suave, dão origem a cuestas (fig. 35). A evolução do relevo é semelhante àquela desenvolvida em bacia sedimentar. Os rios ortoclinais se alojam em disposição circular nas camadas tenras, pondo em ressalto as camadas resistentes. Os primitivos radiais (cataclinais) mantêm o seu traçado, superimpondo-se à estrutura e cortando as cristas em *gaps*.

No início da evolução a drenagem é radial.

Num estágio erosivo mais evoluído a drenagem é anelar ou circular.

No final do estágio a drenagem torna-se desorganizada com setores arqueados e setores retilíneos.

4.6. Relevo em estrutura falhada

A originalidade geomorfológica da estrutura falhada é a sua reprodução, no relevo, em forma de escarpas (abruptos de falha). O estilo dos falhamentos origina no relevo tipos característicos de formas. Além disso a estrutura falhada tem influência capital sobre a hidrografia. A estrutura falhada caracteriza-se por rupturas da crosta, criando compartimentos abaixados ou soerguidos.

Uma falha é uma superfície de fratura que sofreu deslocamento. Os deslocamentos podem-se dar no sentido vertical ou horizontal.

4.6.1. Gênese dos falhamentos

A falha é o produto de esforços de *compressão* e *tensão* sobre material rígido da crosta, traduzida no terreno por deslocamentos ou desnivelamentos. As compressões geralmente são no sentido horizontal. As forças de tensão não constituem uma força em si, mas uma reação às forças de compressão.

Pode-se esquematizar a existência de três forças essenciais geradoras de uma falha, segundo Goguel.

— Uma força horizontal de compressão agindo sobre um bloco. A resistência do bloco deverá ter valor igual à força de compressão. Não seria uma força antagônica mas uma reação à compressão.

— A força de compressão pode gerar novas forças horizontais de sentido oposto e direção ortogonal à força precedente.

— A força de gravidade age no sentido vertical pela sobrecarga dos terrenos.

Todo bloco submetido ao jogo dessas três forças agindo em planos diferentes é sujeito a falhar.

Além dessas causas, a compensação isostática sempre atua.

O plano de esforço de ruptura corresponde, mais ou menos, à *bissetriz do ângulo* formado pela direção da pressão mais forte e a direção da pressão mais fraca. O ângulo será pouco menor em direção da pressão mais forte e será tanto menor quanto maior for o gradiente entre as duas forças extremas.

Desse modo, as diferenças na amplitude respectiva desses três grupos de forças podem gerar três tipos de falhas (fig. 36).

a) Falha vertical com deslocamento horizontal — Nesse caso uma das forças horizontais é a mais forte. A força vertical é um freio a um grande desnível vertical.

A segunda força horizontal, sendo a menos importante, permite um esforço de extensão lateral, tendo como resultante a combinação de um plano de falha vertical com deslocamento horizontal.

O plano de cisalhamento desenvolvido forma um ângulo de 45° com a direção da pressão máxima.

b) Falha inversa — A força vertical é a mais fraca. A força horizontal menos forte se opõe à extensão lateral dos blocos. Nesse caso, a força mais forte horizontal cria um desnível vertical. O plano de falha faz, com a horizontal, um ângulo de 45°.

Quando o valor da força vertical se atenua próximo da superfície, o valor do ângulo diminui também, terminando numa falha de plano horizontal, isto é: *acavalamento*.

c) Falha normal com fossa — A pressão vertical é a mais forte. Forma-se um bloco em cunha, que se aprofunda. A extensão longitudinal do bloco aprofundado reproduz a zona na qual a força horizontal é mais fraca.

O plano de falha faz um ângulo de 45° em relação à vertical.

Além dessas forças, a *tensão*, que não é uma força no sentido verdadeiro, mas uma reação às forças de compressão, é geradora de falhas normais. A tensão tende a ampliar a superfície da crosta.

4.6.2. Elementos de uma falha

Num bloco falhado distinguimos os seguintes elementos (fig. 37).

Traçado é a orientação na superfície, em relação aos pontos cardiais. Pode ser contínuo, interrompido, retilíneo, quebrado ou sinuoso.

Plano de falha (P) é a superfície segundo a qual se dá o deslocamento. O atrito causado pelo movimento pode produzir uma superfície lisa com brilho, devido ao polimento — é o *espelho de falha*.

Espelho de falha (e) é o escarpamento inicial voltado para o compartimento rebaixado. É polido e apresenta estrias produzidas por

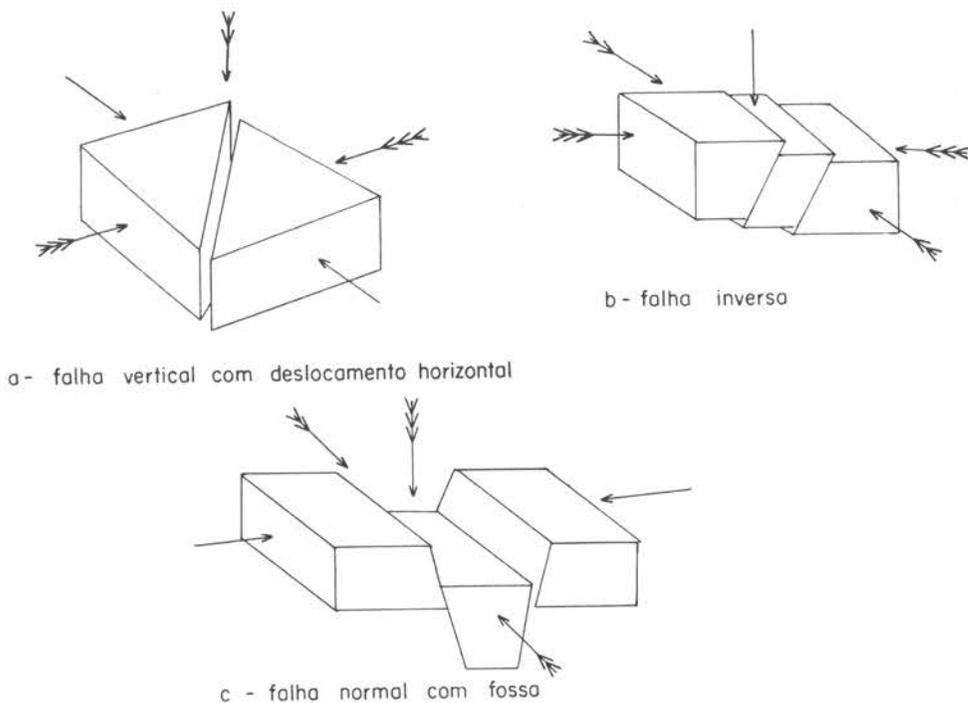


Fig. 36 — Esquema de formação de falhas segundo a intensidade dos esforços

riscos de atrito dos blocos. As estrias e a rugosidade escalonada do espelho de falha indicam o sentido do deslocamento.

A zona do plano de falha pode apresentar milonitização — tritramento do material rochoso entre os dois lábios, constituindo uma zona intensamente pulverizada. Se soluções carregadas de sílica e outros elementos percolam o material pulverizado, produzindo a cimentação, origina-se uma rocha de granulação muito fina e escura — o *milonito*.

Se o fraturamento é menos intenso, as rochas formadas são parcialmente quebradas e constituem as *brechas de atrito*.

A milonitização afeta qualquer tipo de rocha e tem a aparência de um dique.

Rejeito (R) é a medida do deslocamento linear resultante da falha. A maneira mais simples de medir um rejeito normal é através de uma camada guia.

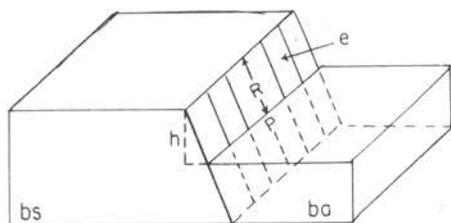


Fig. 37 — Os elementos de uma falha

Capa e lapa — termos aplicados apenas para falhas inversas, quando um bloco remonta sobre outro. O bloco de cima é a capa e o de baixo, a lapa.

4.6.3. Classificação de falhas

Segundo os planos distinguem-se os seguintes tipos de falhas (fig. 38).

a) Falha vertical — um bloco deprimido em relação a outro e o plano de falha vertical.

b) Falha normal — o bloco deprimido acompanha a direção do mergulho do plano de falha (em torno de 45°). Resultam de tensões da crosta. O plano oblíquo da falha normal pode terminar em plano vertical junto à superfície. Tem-se, então, aí, a falha vertical.

c) Falha inversa — criada por compressão, que tende a encurtar a crosta. Um bloco é empurrado sobre o outro. O plano é oblíquo.

d) Falha transcorrente ou de deslocamento horizontal. O plano de falha é vertical e o deslocamento é horizontal.

e) Falha em acavalamento — O plano de falha é oblíquo. É o caso da falha inversa, na qual um bloco sobremonta o outro.

4.6.4. As estruturas falhadas

Estrutura falhada é o modo de agrupamento das falhas e orientação dos planos (espelhos) no espaço. A estrutura falhada im-

plica num conjunto de falhamentos. Podemos distinguir vários tipos de estruturas falhadas (fig. 39).

a) Estrutura em degraus — deslocamentos de amplitude pequena, terminando por criar, no conjunto, grandes desniveis, pela soma dos rejeitos. A mais simples dessas estruturas corresponde a falhas paralelas e com o mesmo olhar (direção do espelho). Esse tipo pode se complicar com direções diferentes do olhar.

b) Estrutura em *horsts* — *Horst* é um compartimento estruturalmente elevado, delimitado lateralmente por duas falhas ou por degraus de falhas.

c) Estrutura em graben ou fossa tectônica — constitui o negativo dos *horsts*. São compartimentos da crosta afundados entre falhas ou degraus de falhas. Frequentemente a zona deprimida de uma fossa é preenchida por sedimentos. Exemplo: a fossa tectônica ocupada pelo Vale do Paraíba, preenchida de sedimentos Terciário-Quaternários.

Os sedimentos acumulados numa fossa podem ser correlativos ao falhamento, e dar indicações da época do falhamento e do meio morfoclimático atuante durante a fase de preenchimento.

Uma fossa tectônica não se acompanha necessariamente de *horsts* mas pode se localizar deprimidamente entre planaltos.

Normalmente, porém, a estrutura de *horsts* se acompanha de fossas e, vice-versa (d).

É muito difícil conhecer o movimento real que ocasionou a estrutura de *horsts* e grabens. Tanto um bloco pode ter subido e outro descido, como também, ambos podem ter subido ou descido, com diferentes deslocamentos, ou ainda, um deles pode ter permanecido estável e o outro ter descido ou subido.

4.6.5. Evolução de relevo de falhas

Devemos considerar dois casos: falhas que dão escarpas no terreno e falhas que não dão desniveis.

No caso de falhas sem escarpa, o falhamento pode pôr em contato rochas de resistência diferente e a erosão desgastar a camada tenra. Nesse caso o plano de falha será exumado e surgirá uma escarpa.

No caso de falhas com escarpamento, a evolução erosiva pode fazer o relevo passar por vários estágios conforme se pode observar na (fig. 40 letras a e b e 41 letras A, B, C, D, E).

A — A escarpa original cria o desnível e a erosão é acelerada. Surgem ravinas e a erosão dá início ao recuo da escarpa. Entre as ravinas que sulcam a escarpa subsistem restos

do antigo espelho de falha em forma de *facetas trapezoidais*, que passam a *triangulares*, quando o estágio erosivo avança (fig. 40 letras a e b). Nesse estágio a escarpa ainda corresponde ao plano de falha e chama-se: *escarpa de falha*.

B — A erosão reduz as facetas triangulares e faz recuar a escarpa bem além da antiga linha de falha. A escarpa recebe então a designação de *escarpa herdada de falha*. Foto 25.

C — A erosão pode nivelar o terreno e no bloco anteriormente deprimido pode aflorar uma camada mais resistente do que no compartimento falhado vizinho (anteriormente soerguido).

A erosão será, então, mais ativa nos terrenos tenros no lado que correspondia ao bloco originalmente elevado, fazendo ressaltar uma escarpa nos terrenos resistentes do bloco oposto, outrora rebaixado. Designa-se essa escarpa de: *escarpa de linha de falha*.

D — A erosão pode arrasar novamente o ressalto, produzindo uma nova superfície aplainada, fazendo aflorar, do lado da primitiva escarpa (original) ,outra vez, material mais resistente ou o embasamento cristalino.

E — A retomada da erosão diferencial, a partir do vale de linha de falha, porá, novamente, em ressalto o plano de falha original. Nesse caso haverá o *rejuvenescimento da escarpa de falha*.

4.6.6. A rede hidrográfica

A rede hidrográfica pode se adaptar ou não à estrutura falhada. No caso de adaptação temos:

— *vales de linha de falha* — seguem exatamente a linha do falhamento. São retilíneos e longos.

— *vales em fossas tectônicas* — é o caso mais comum de adaptação da rede de drenagem à estrutura falhada. Exemplo: o vale do Paraíba no Estado de São Paulo e Rio; o vale do Reno na Alemanha.

Em caso de inadaptação podem ocorrer dois casos:

Antecedência — O rio é anterior ao falhamento de uma fossa ou de um *horst* e corre conforme a inclinação topográfica. Se o movimento de deslocação for lento e demorado, o rio manterá o seu traçado anterior, cortando os blocos alçados em gargantas estreitas.

Superimposição — Uma fossa pode ser preenchida de sedimentos e um rio se organizar sobre a superfície de recobrimento, transversalmente à estrutura falhada inumada.

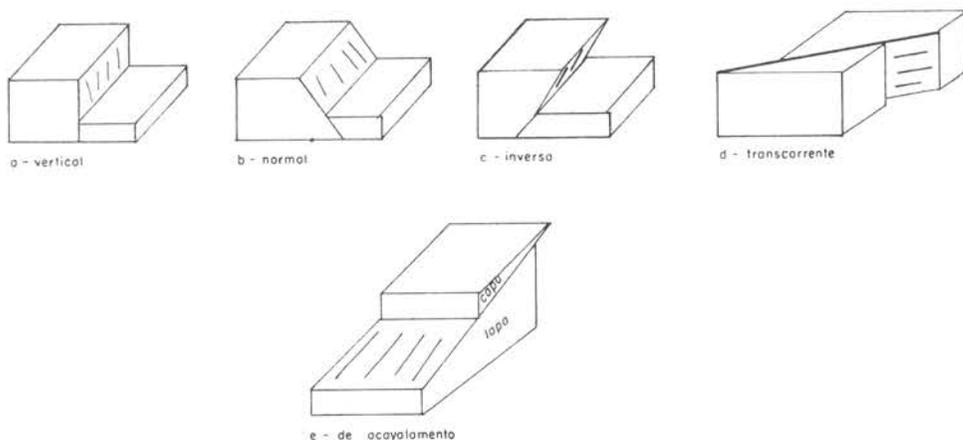


Fig. 38-Tipos de falhas

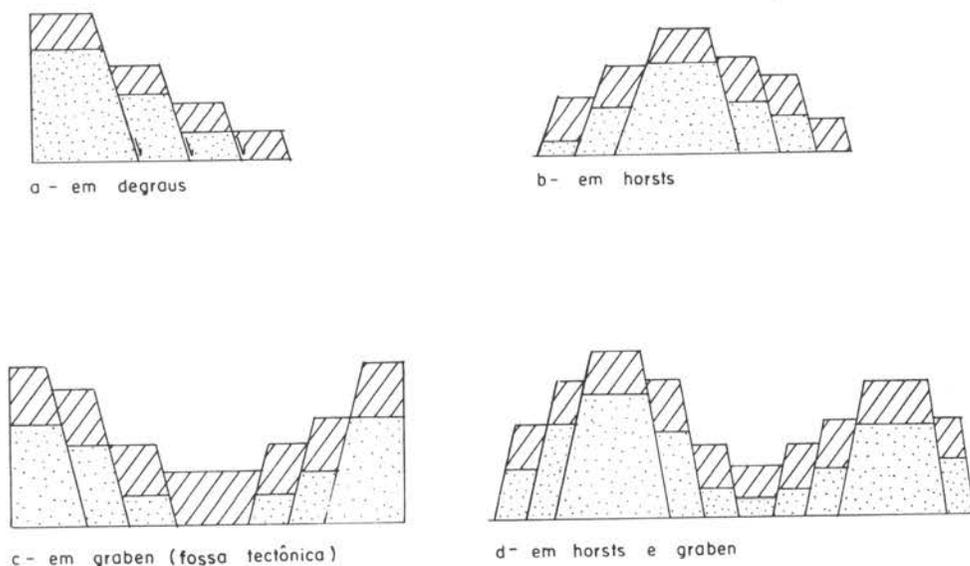


Fig. 39 — Tipos de estrutura falhada

O soergimento lento permite a retirada da cobertura e o entalhe da rede hidrográfica mestre. Esta, mantendo o seu primitivo traçado, cortará transversalmente os ressaltos topográficos, correspondentes às antigas escarpas de falha exumadas.

Na organização da rede de drenagem em estrutura falhada, devemos, ainda, considerar a relação: velocidade do tectonismo — velocidade de erosão e a relação: desnível tectônico — direção da drenagem antecedente.

1.º — Se o falhamento é conforme o escoamento da drenagem e rápido, o rio pode despencar em forma de queda de água. Se é lento, o rio terá tempo de cavar o seu perfil

longitudinal em equilíbrio, com pequenas rupturas de declive na linha de falha.

Essa linha é designada de *fall-line* (linha de queda) Exemplo: a *fall-line* na borda do Piemonte americano.

2.º — Se o falhamento é contrário ao escoamento da drenagem e rápido, o rio poderá ter o seu curso desviado (*rift valleys*) ou represado, gerando lagos.

Se o falhamento é contrário ao escoamento, mas lento, haverá entalhamento do bloco alçado, em forma de garganta (*gap*).

A originalidade do relevo falhado é dada por dois traços característicos: pelas direções

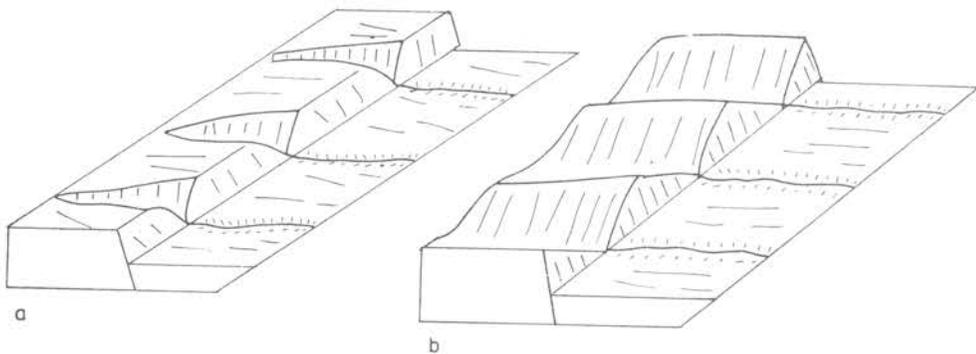


Fig. 40 — Evolução de escarpamento de falha
a — facetas trapezoidais

b — facetas triangulares

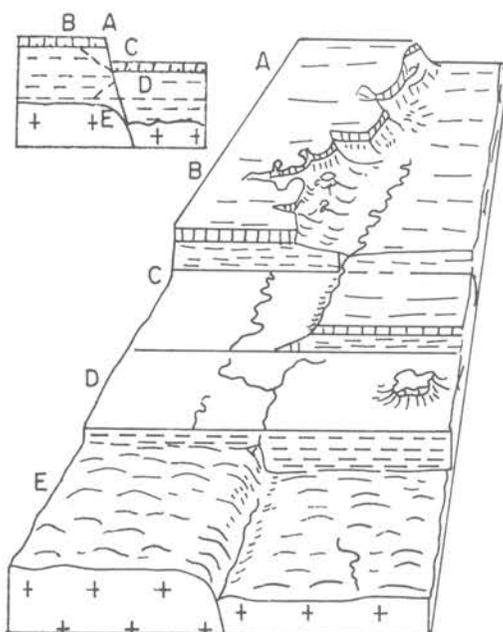


Fig. 41 — Estágios erosivos de uma linha de falha

retilíneas que refletem o padrão tectônico e pela adaptação da drenagem às linhas de falhamento e fraturas (padrão retangular).

A estrutura falhada pode criar cadeias de montanhas como os altos maciços da África Oriental, dominando as fossas tectônicas ocupadas por lagos; ou escarpas de blocos sucessivos como a escarpa da Serra do Mar e da Mantiqueira. Foto 25.

Essas últimas escarpas, submetidas à erosão, a partir de sua origem, no Terciário, foram retalhadas e recuadas, não coincidindo mais o ressalto topográfico atual com a linha de falha original. Ruellan designou tais escarpamentos de *frente dissecada de bloco falhado*.

O reconhecimento do relevo de falhas tem significância no estudo dos sedimentos e formações superficiais, materiais de origem dos solos. Uma variação muito grande nos tipos de solo ao longo de uma superfície topográfica, pode, às vezes, decorrer de falhamentos que colocaram em justaposição camadas de rochas diferentes. A erosão, nivelando os blocos e preenchendo as depressões, pode mascarar a estrutura tectônica responsável pela complexidade do material de recobrimento.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. — Regiões de circundesnudação pós-cretácica no planalto brasileiro — *Boletim Paulista de Geologia*, n.º 1, São Paulo — 1949.
- — Nem todas as escarpas basálticas brasileiras são cuestas. — *Notícia Geomorfológica*, ano II, n.º 4, Campinas — 1959.
- ALMEIDA, F. F. M. — Relevos de cuestas na bacia do Paraná. *Bol. Paulista de Geografia* n.º 3. São Paulo — 1949.
- — O planalto basáltico da bacia do Paraná — *Bol. Paulista de Geografia* n.º 24, São Paulo — 1956.
- ARCHAMBAULT, M. et alii — *Documents et Méthode pour le commentaire de cartes* (Géographie et Géologie) 2 éme fasc. Masson & Cie. Paris — 1967.

- BELOUSSOFF, V. V. — "Les divers types de plissements et leurs modes de formation" — *Rev. Géographie Physique et Géologie Dynamique* — Vol. II, Fasc. 2 — 1959.
- BIROT, P. — Quelques aspects de l'évolution des théories tectoniques — *L'Information Géographique* n.º 6 — Juin-Juillet — 1937.
- — *Morphologie Structurale* — Tome I e II — P. U. F. — Paris, 1958.
- BRUNET, P. — La structure du Jura — *L'Information Géographique* n.º 1 — jan.-fev. — 1954.
- CAILLEUX, A. — Étude quantitative de failles. *Revue de Geomorphologie Dynamique* ns. 9 e 10, sect., oct. — 1958.
- CHARDONNET, J. — *Traité de Morphologie* — Tomo I — Publications Techn. de l'Inst. Géographique National. Paris — 1955.
- CLOZIER, R. — Failles et morphologie. *L'Information Géographique* n.º 2, mars-avril — 1956.
- COTTON, C. A. — Tectonic scarps and fault valleys. *Comptes Rendus. Congres-Inter. Geog.* Lisbonne — 1949.
- DERRUAU, M. — Précis de Geomorphologie — Masson et Cie. Ed. Paris — 1965.
- DINGEMANS, G. — *Formation et transformation des continents*. Lib. Armand Colin. Paris, 1953.
- DOMINGUES, A. J. P. — "Tectônica" — *Bol. Geográfico* — Ano XVIII, n.º 152 — Set.-Out., 1959.
- GOGUEL, J. — *Traité de tectonique* — Paris — 1952.
- HOLMES, A. — *Geologia Física* — Ed. Omega. Barcelona — 1952.
- LEINZ, V e AMARAL — *Geologia Geral* — Cia Ed. Nacional. São Paulo — 1962.
- LOBECK — *Geomorphology* — McGraw Hill Book Co. Ltd. New York, 1939.
- MARTONNE, E. De — Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. *Annales de Géographie* ano 49, n.º 277, 278 e 279. A. Colin, Paris — 1940.
- OPPENHEIM, V. e MALAMPHY, M. — Sobre a tectônica da área de São Pedro-Charqueada (Est. S. Paulo) Min. Agric. DNPM. Avulso n.º 7, Rio de Janeiro — 1936.
- PENTEADO, M. M. — Implicações tectônicas na gênese das cuestas da bacia de Rio Claro. *Notícia Geomorfológica*, V. 8, n.º 15, Campinas — 1968.
- STRAHLER, A. — *Introduction to Physical Geography* (second ed.) John Wiley & Sons — N. York, 1970.
- THORNBURY, W. — *Principles of Geomorphology* (second ed.) — John Wiley & Sons — New York — 1969.
- WOOLDRIDGE, S. W. and MORGAN — *An outline of Geomorphology* — Longmans, London — 1959.

Características gerais dos maciços antigos. As rochas componentes dos maciços antigos: rochas intrusivas, metamórficas e vulcânicas. O relevo das rochas cristalinas, cristalofílicas e vulcânicas.

5. EVOLUÇÃO E TIPOS DE ESTRUTURA E RELEVOS DERIVADOS

Estrutura e Relevo dos Maciços Antigos

5.1. Características gerais dos maciços antigos

Os maciços antigos são porções da crosta correspondentes ao antigo assoalho de velhos dobramentos que foram várias vezes soerguidos e arrasados pela erosão.

Correspondem a regiões profundas das estruturas dobradas, muito metamorfisadas e expostas aos agentes externos. Constituem os conjuntos rígidos da crosta terrestre, onde predominam movimentos lentos de soerguimento ou deformações de grande raio de curvatura, acompanhadas, por vezes, de falhamentos.

As cadeias alpinas de idade terciária ainda não se transformaram em escudos, mas as cadeias do secundário como as do Japão já se consolidaram. Também já se transformaram em escudos as da Era Primária como as Huronianas da América do Norte e Hercínicas da Europa.

Os escudos mais antigos e mais rígidos datam do pré-Cambriano. São profundamente metamorfisados e constituídos, essencialmente de rochas cristalinas e cristalofílicas, como o Escudo Brasileiro e o Escudo Canadense. Assim, dentre os escudos antigos do globo, distinguimos os de velha consolidação, que são mais estáveis e os de consolidação mais recente, ainda afetadas por forças tectônicas rápidas. Dentre os escudos de antiga

consolidação destacamos: o Canadense, o da Groenlândia, o Brasileiro, o das Guianas, o Escudo Antártico, o Russo Siberiano, o Feno-Escandiano, o Africano, o do oeste Australiano e o do Decan. Dentre os de consolidação mais recente acham-se o Escudo Apalachiano da América do Norte, o Herciano da Europa de noroeste e dos Urais, o Caledoniano da Islândia e norte da Noruega.

Um escudo pode se apresentar recoberto por sedimentos, depositados sobre o continente ou sob o mar, durante um período de submersão. Essa cobertura é discordante em relação ao embasamento rígido, pois repousa sobre uma superfície que corta as antigas dobras ou as primitivas raízes das cadeias.

Se a cobertura é delgada ela não mascara os deslocamentos do escudo. Se é de grande espessura, como os depósitos da Bacia do Paraná, ela pode esconder as irregularidades do escudo, ainda que seja afetada pelos diastrofismos do embasamento.

Uma cobertura bem espessa repousando sobre um escudo pode dobrar-se como reação às falhas do assoalho. Tais movimentos podem ser observados na região dos *causes* no Maciço Central francês e em algumas áreas do Jura.

Uma porção do escudo, após ser arrasada por erosão, pode ser soerguida por falhamentos, a grandes altitudes, dando origem aos maciços, que serão "rejuvenescidos" por retomada erosiva. É o caso dos Vosges e das montanhas da Alemanha Central, a Serra do Mar

e do Espinhaço no sudeste do Brasil. Os materiais constituintes são antigos, mas os movimentos que os originaram são recentes.

5.2. As rochas componentes dos maciços antigos

Nos maciços antigos os fatores litológicos e estruturais comandam a erosão diferencial. O grau de metamorfismo é importante porque está relacionado à resistência da rocha.

A maior parte das rochas que constituem os escudos é cristalina e cristalofílica; uma menor parte são rochas sedimentares em processo de metamorfismo e vulcânicas.

O metamorfismo faz crescer a coerência das rochas e aumentar a sua resistência. A erosão diferencial não diz respeito apenas aos constituintes mineralógicos da rocha, mas também ao grau de metamorfismo.

Dentre as rochas cristalinas encontram-se os seguintes tipos de estrutura:

- intrusivas ou plutônicas;
- metamórficas ou cristalofílicas;
- efusivas ou vulcânicas.

As características gerais da composição química, mineralógica e de textura das rochas foram vistas no capítulo III. Destacamos aqui, apenas, alguns aspectos das condições de jazimento e da estrutura dos três tipos citados.

5.2.1. Rochas intrusivas

5.2.1.1. Condições de jazimento

Quanto ao jazimento podemos distinguir: rochas de maciço e rochas de filões.

5.2.1.2. Rochas de maciço

Dentre as de maciço destacam-se:

— batólitos bem delimitados, essencialmente graníticos atravessando as rochas encaixantes.

Os batólitos de granito podem ter várias idades e ser mais antigos ou mais novos do que as rochas encaixantes, sendo, geralmente, resistentes à erosão.

— maciços de bordas difusas, onde as rochas encaixantes são injetadas ou embebidas pelo magma granítico, por processos de granitização (transformação dos cristais das rochas adjacentes pela proximidade do magma granítico) — granitos de anatesia.

Essa estrutura é muito importante nos escudos antigos e, por vezes, é difícil estabelecer a passagem dos batólitos para as rochas metamórficas.

5.2.1.3. Rochas de filões

Os filões são anexos emitidos pelo batólito principais. Frequentemente são constituídos de granito (granulito ou outras variedades microgranulares), aplitos ou pegmatitos.

Os filões podem também ser constituídos de gabro ou diabásio.

5.2.1.4. Estrutura

A estrutura intrusiva pode se apresentar maciça ou falhada e é muito compacta. Porém, a compactabilidade que dá resistência à rocha é compensada pela rede de diaclasmamento ou fissuras, que pode afetar até os minerais, diminuindo a resistência da rocha ao intemperismo e à erosão.

A heterogeneidade estrutural está ligada à intensidade e à direção dos esforços tectônicos que afetaram o conjunto. As estruturas cristalinas advindas de esforços tectônicos, como os granitos de anatesia (sintectônicos) são as mais fissuradas e mais falhadas. As estruturas pós-tectônicas possuem, em geral, menos fraturas. É o caso dos batólitos superficiais.

5.2.2. Rochas metamórficas ou cristalofílicas

A estrutura metamórfica ou cristalofílica é intermediária entre a intrusiva e a sedimentar.

As rochas sedimentares quando constituem um pacote muito espesso, aprofundam-se por subsidência e passam por transformações. Sofrem metamorfismos ligados a fenômenos térmicos ou dinâmicos (pressão) com ou sem contribuição de material sob ação de agentes mineralizadores. As rochas se transformam, mas a origem sedimentar ainda é reconhecida na estrutura. O modo de jazimento é variado.

5.2.2.1. Condições de jazimento

Segundo a extensão do afloramento das rochas metamórficas, pode-se distinguir dois modos de jazimento:

— metamorfismo local ou de contacto. Esse tipo se dá quando uma rocha eruptiva penetra na estrutura. Os terrenos encaixantes são transformados à medida que se aproximam do núcleo gerador do metamorfismo.

Constituem-se auréolas em volta dos batólitos e filões, das corridas e injeções de lavas.

— metamorfismo regional ou geral. Ocorre em vastos maciços graníticos. O metamorfismo cria nas rochas adjacentes séries cristalofílicas de grandes extensões. Exemplo: zonas de migmatitos (gnaisses granitóides) onde o metamorfismo foi acompanhado de fusão parcial com acréscimos de feldspatos alcalinos.

5.2.2.2. Estrutura

A estrutura é folhada, isto é, os conjuntos mineralógicos tomam orientação em zonas. O filetamento aparece como *xistosidade*, vestígio da antiga estratificação das rochas sedimentares ou como acamamento, resultante de injeções de minerais estranhos nas camadas dos sedimentos. É o caso dos gnaisses.

O filetamento pode ser descontínuo e os minerais agrupados podem aparecer como nódulos-estrutura *oolítica* ou amigdaloidal.

5.2.3. Rochas vulcânicas

A característica dominante das rochas vulcânicas decorre da sua gênese por efusão e projeção, do que resultam tipos originais de jazimento, uma textura peculiar e tipos diferentes de estrutura ligados às construções vulcânicas.

As rochas vulcânicas não são inteiramente cristalizadas. Após um início de resfriamento em profundidade, o contacto com a superfície paralisa a cristalização. As rochas vulcânicas são, pois, rochas de dois tempos de cristalização. As rochas formadas em derrames são microlíticas, isto é, formadas de cristais microscópicos devido ao brusco resfriamento. Os cristais visíveis a olho nu (fenocristais) são raros ou ausentes. Algumas rochas vulcânicas têm a estrutura do vidro. São as escórias projetadas pelos vulcões, ou as obsidianas que formam corridas.

A composição química das rochas vulcânica é semelhante a das rochas cristalinas, o aspecto, porém é diferente. Um gabro e um basalto têm a mesma composição, mas a estrutura e a textura diferem, por isso dão relevos diferentes.

5.2.3.1. Condições de jazimento

Há dois grandes tipos de jazimento:

— Derrames, que ocorrem à superfície do solo. São emitidos pelas zonas de fraqueza da crosta a partir de pontos de emissão ou de fissuras lineares. O material emitido, não solidificado, ocupa posições mais ou menos afastadas da zona de emissão, segundo o grau de fluidez.

As rochas básicas consolidam-se lentamente e constituem as corridas. As rochas ácidas consolidam-se mais depressa, constituindo cúpulas, domos ou agulhas.

— Interestratificações. Nem sempre os materiais vulcânicos atingem a superfície. A lava fluida pode se insinuar entre os planos de estratificação das rochas sedimentares encaixantes ou zonas de diáclases e fraturas no caso de rochas cristalinas.

Massas lenticulares em forma de cogumelo ou de cúpula podem provocar o soerguimento das camadas subjacentes. São os *lacólitos*. Comumente destacam-se apófises a partir da massa principal. Tais estruturas recebem o nome de *filões*. Se esses filões se dispõem ao longo dos planos de estratificação constituem os *sills*.

5.2.3.2. Tipos de erupção

Segundo a natureza dos materiais emitidos pelos vulcões distinguem-se quatro tipos de erupção:

Tipo havaiano — caracterizado por derrames de lavas muito fluidas a partir de crateras. As corridas se espalham bastante e o vulcão tem pouca altura.

Tipo stromboliano — produz emissões frequentes de projeções e efusões de lavas fluidas a partir de cratera borbulhante. Sobre os flancos abruptos se assentam escórias e lavas.

Tipo vulcânico — de lava bastante viscosa que solidifica no orifício de emissão e explode dando grande quantidade de cinza e pedra-pome que acumulam para formar cones de forte declive. Nesse tipo as corridas são raras e curtas.

Tipo peleano — possui lava muito viscosa que forma agulhas que se projetam para fora no decurso da erupção. A erupção é precedida de nuvens ardentes, blocos, cinza e vapor d'água que formam turbilhões nos flancos do vulcão.

5.2.3.3. Repartição dos vulcões

As grandes regiões de vulcanismo terciário e quaternário grupam-se em quatro áreas:

1.º — Cinturão-de-fogo do Pacífico abrangendo as costas ocidentais das duas Américas e as costas orientais da Ásia e Insulíndia.

2.º — Zona Mediterrânea e Transasiática abrangendo os vulcões alpinos, da Ásia Menor, do Cáucaso e as ilhas de Sonda.

3.º — A dorsal do Atlântico com vulcões tipo explosivo abrangendo o Ártico, a Islândia, Escócia e Irlanda, Canárias e Açores e ilhas do Atlântico Sul.

4.º — Zona das grandes fraturas da África Oriental e Média e prolongamento para o oceano Índico; Líbano, Arábia, Etiópia e fossas Africanas.

5.3. O relevo das rochas cristalinas, cristalofilianas e vulcânicas

5.3.1. O relevo em rochas cristalinas

As rochas cristalinas apresentam alguns traços morfológicos característicos decorrentes de condições específicas de estrutura e textura. São impermeáveis, rígidas, mas fissuradas e diaclasadas e de composição mineralógica heterogênea. A impermeabilidade é responsável pela densa rede de drenagem dendrítica porque facilita o escoamento superficial. O fissuramento e os solos permeáveis permitem a infiltração e a ressurgência em fontes abundantes de débito fraco. O diaclasamento e a rede de fraturas orienta a rede de drenagem e a decomposição em matacões.

Os vales muito próximos determinam uma topografia dissecada, onde as cristas são convexas devido ao rastejamento que movimentam sobre as encostas os detritos finos, produtos da decomposição.

A heterogeneidade mineralógica reage de maneira diferente face ao intemperismo mecânico e químico, dando formas peculiares a cada zona morfoclimática específica.

As vertentes, de modo geral, evoluem em cinco tipos característicos:

a — Formas suavemente convexas-côncavas nas regiões temperadas e mar de morros ou meias-laranjas na zona tropical quente e úmida. Foto 26.

b — Longas vertentes retilíneas (de Richter) terminando em tálus.

c — Vertentes de matacões que se podem constituir em caos de blocos paralelepípedicos ou de elementos arredondados.

d — Domos lisos, rochosos, tipos pães-de-açúcar de vertentes íngremes (30º a 40º) e nuas, que assim se mantêm por serem apenas superfícies de transporte. Os domos das regiões tropicais úmidas terminam em forte ângulo basal nos vales de fundo chato. Esses traços morfológicos decorrem de processos de esfoliação onde a estrutura tem papel dominante. Além disso as influências paleoclimáticas também devem ser lembradas, pois os pães-de-açúcar conservam traços de modelado sob condições climáticas mais secas (*inselbergs*). Comumente os domos são formas de erosão diferencial, formados a partir de uma rocha resistente entre rochas friáveis adjacentes. No Rio de Janeiro os pães-de-açúcar são constituídos de embrechitos mais resistentes entre os ectinitos vizinhos. Os relevos são preparados em profundidade pela decomposição em torno de núcleos rochosos imunes.

A retirada do material decomposto das fissuras e diáclases e o aprofundamento e alargamento das fendas expõe o núcleo rochoso nu, que assim permanece imune devido ao forte declive. Foto 12.

e — Escarpamentos abruptos de paredes lisas dissecadas ou não pela erosão, criados por deslocamentos de blocos, por falhamentos. Temos como exemplo desse tipo de vertentes as escarpas da Serra do Mar no Brasil de Sudeste, fundamente dissecadas por retomada erosiva após a sua gênese no Terciário.

A resistência das rochas cristalinas varia não só localmente mas segundo os tipos de clima dando famílias de formas específicas para cada zona morfoclimática (ver capítulos III e X).

Os maciços antigos, pelo tempo que estão emersos sob ação dos agentes de desnudação subaéreos, apresentam extensas superfícies de erosão. Frequentemente essas superfícies são embutidas, mostrando fases sucessivas de aplainamento e entalhe.

A erosão tem efeitos diferentes segundo a natureza das rochas e o clima.

5.3.2. O relevo das rochas cristalofilianas ou metamórficas

A maior ou menor resistência das rochas metamórficas aos processos de meteorização e erosão dependem do grau e tipo de metamorfismo. Assim xistos e micaxistos são menos resistentes do que quartzitos, pela composição química e pela xistosidade.

Os milonitos podem ser mais ou menos resistentes. Se possuem uma zona de esmagamento são menos resistentes. Serão mais resistentes se constituídos de rochas rígidas já na origem ou se no dinamometamorfismo aparece uma estrutura maciça com cimentação nas juntas.

Os micaxistos dão relevos monoclinais devido à xistosidade, dispendo-se as vertentes segundo o mergulho das camadas. Entre rochas graníticas, os micaxistos são entalhados em vales enquanto os granitos sustentam as cristas.

Gnaisses raramente dão relevos monoclinais porque os planos de xistosidade são menos marcados. O relevo é menos original do que o dos micaxistos e mais semelhantes aos dos granitos. Os matacões são quase ausentes e, raramente, as vertentes têm convexidade regular. Os solos são mais argilosos do que arenosos. O escoamento difuso é mais forte do que nos granitos.

5.3.3. O relevo em estrutura vulcânica

O relevo em estrutura vulcânica é bem mais variado do que nas outras estruturas cristalinas porque às formas de construção

se juntam as decorrentes da erosão diferencial.

Algumas rochas vulcânicas de textura microscópica são muito coerentes e resistentes. Outras muito diaclasadas como certos tipos de basaltos oferecem menos resistência ao ataque erosivo e à esfoliação dos blocos prismáticos.

Os traquitos muito porosos são muito vulneráveis. As lavas que repousam sobre um substrato mais tenro mantêm-se em ressalto na topografia, sustentando os relevos mais elevados de cornijas abruptas. Tais são os relevos de cuevas da Bacia do Paraná, cujas escarpas são mantidas por basaltos enquanto as depressões são escavadas em rochas friáveis (arenitos, siltitos, tilitos, folhelhos, etc.).

5.3.3.1. Principais tipos de formas

Podemos classificar os relevos vulcânicos em três categorias:

a — relevos mais ou menos cônicos com crifícios de emissão;

b — campos de escórias que recobrem superfícies de extensão variável;

c — corridas de lavas que constituem os planaltos:

a — *Cones vulcânicos* são formas construídas que dependem dos materiais constituintes:

— cones de detritos e de cinzas construídos por erupções tipo vulcaniano ou stromboliano por projeções em torno de uma chaminé.

Apresentam uma cratera no topo de paredes fortemente inclinadas (35° a 40°). Têm altitudes fracas e pequenas dimensões.

— domos ou cúmulo-vulcões, correspondem a erupções tipo peleano. Dão relevos mais abruptos de pico convexo e vertentes quase verticais até a base.

— estrato-vulcões, correspondem a vulcões complexos resultantes de alternância de projeções e corridas de lavas. São constituídos de camadas alternadamente duras e tenras.

Apresentam a forma de cone e vertentes variáveis segundo a natureza das projeções.

Essas formas construídas podem ser complicadas com formas de destruição resultantes da própria atividade vulcânica. Após uma fase de repouso, uma nova atividade pode se iniciar com o rompimento do antigo cone e abertura de nova cratera, chamada caldeira. Depressões podem ser criadas a partir de um afundamento da parte central do vulcão por sobrecarga de material acumulado na superfície e *deficit* em profundidade gerado pela expulsão dos materiais. São as *depressões vulcanotectônicas*.

A formação de caldeiras pode criar cones embutidos.

A destruição dos edifícios vulcânicos pode se dar também por erosão pluvial e ravinas.

Após a retirada do material mais friável do cone, permanece a parte mais resistente do aparelho — a lava solidificada em *neck*, dando relevos de agulhas e pontas. A lava insinuada em fissuras dá muros (diques). A erosão pode também descobrir lavas inseridas em planos de estratificação — os *sills*.

b — *Os campos de escórias*. As projeções vulcânicas podem recobrir grandes extensões, muito além dos cones. As cinzas levadas pelo vento podem se movimentar por centenas de quilômetros. O material detritico e o pó tendem a encobrir as irregularidades estruturais do relevo vulcânico e adoçar as suas formas. As depressões podem ser preenchidas e o relevo tornar-se plano. O material vulcânico pode, assim, fossilizar formas. Sendo o material muito friável é facilmente entalhado pela erosão.

c — *As corridas de lavas*. As corridas podem ocorrer sobre um substrato plano ou sub-horizontal e constituir planaltos ou podem percorrer vales.

— corridas de planalto — são de basalto, lavas fluidas e abundantes que recobriram grandes extensões. Constituem planaltos de estrutura tabular ou sub-horizontal, mascarando as irregularidades do substrato. Foto 27.

Os derrames solidificados apresentam rede densa de diáclases que facilita a infiltração, reduzindo o escoamento superficial. A rede de drenagem é pouco densa.

Se os derrames recobrem camadas inclinadas ou horizontais de rochas pouco resistentes, a erosão diferencial aprofundando-se na rede de diáclases atinge o substrato friável e alarga rapidamente os vales. O capeamento resistente de lavas forma cornijas e mantém as "mesas" ou um *relevo de cuevas*. Foto 28.

— Corridas de vales — são estreitas e alongadas, apresentando convexidade no dorso e rugosidade. Preenchem vales pré-existent e regularizam as superfícies. A rede hidrográfica é impelida a escavar as rochas mais tenras e há desvios de traçados fluviais. Se os rios cavam lateralmente em relação aos vales preenchidos de lava, tem-se inversão de relevo, pois o antigo vale recoberto de lavas fica em saliência na topografia.

O vulcanismo pode, pois, desorganizar a rede de drenagem, modificando traçados e gerando capturas; criar lagos (de crateras); dar origem a uma drenagem radial divergente a partir do alto dos cones e criar fenômenos de superimposição, isto é: os rios estabelecidos sobre os derrames podem atingir o substrato por cavamento. É o caso do rio Tietê no Estado de São Paulo, que abriu uma *percée* cataclinal para atravessar o pacote resistente de lavas atingindo o substrato de rochas tenras e penetrar no planalto ocidental paulista.

BIBLIOGRAFIA

- ARCHAMBAULT, M. et alii — *Documents et Méthode pour le commentaire de cartes*. Deuxième fascicule — Les Reliefs structurales Masson & Cie. Paris, 1967.
- BIROT, P. — *Morphologie Structurale*. Tome I et II. PUF. Paris, 1958.
- CHARDONNET, J. — *Traité de Morphologie*. Tome I e II. Relief et Structure. IGN. Paris, 1955
- DERRUAU, M. — *Précis de Geomorphologie*. Masson. Paris, 1960.
- THORNBURY, W. D. — *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons. N. York, 1969.
- TRICART, J. et CAILLEUX, A. — *Cours de Geomorphologie*. Première Partie: Geomorphologie Structurale. Fasc. II-Geomorphologie des régions de plateformes-Les massifs Anciens — CDU. Paris, 1957.
- VOSKROSSENSKY, S. S. and DOUMITRACHKO, N. V. — Caractéristique comparative du relief des régions volcaniques (basaltiques) de l'URSS. *Essais de Géographie -XVIII^e Cong. Int. de Géographie* Ed. de l'Académie de Sciences de l'URSS. Moscou, 1956.

Definições; intemperismo e diagênese. Intensidade na reação. Mudanças na composição das rochas. Processos e agentes. Seqüência de intemperismo dos minerais de argila. Variações da meteorização com a profundidade do solo. Índices de intemperismo.

6. PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO: Intemperismo Químico*

6.1. Introdução

Intemperismo ou meteorização é o processo geológico mais importante e chegado à vida do homem. Todos os dias o homem necessita comer para viver, e o alimento que ele ingere se cria, ou no solo agrícola, ou nas águas de superfície da terra, ambos os quais obtêm seu conteúdo de nutrientes inorgânicos por meio do processo do intemperismo. Por isto, a vida do homem e sua energia biológica são possíveis somente por causa do intemperismo das rochas e minerais.

Mas a energia biológica que o homem obtém do alimento criado sobre os produtos do intemperismo é excessivamente pequena quando comparada a outras energias que ele também usa e que devem sua origem ao intemperismo como um estágio intermediário. Assim é o caso da produção do carvão, petróleo, gás natural, minerais radioativos, etc.

6.2. Definições de Intemperismo

O intemperismo tem sido definido de diversas maneiras, tais como: "colapso da rocha", "decomposição da rocha", "deteriorização da rocha", etc. Muito melhor que estas

definições, relativamente simples, é uma proposta por Reiche (12), em 1945, como segue:

"Intemperismo é a resposta dos materiais que estavam em equilíbrio no interior da litosfera às solicitações da atmosfera, hidrosfera e talvez ainda a biosfera."

Como pode-se perceber, o termo "intemperismo químico" não é totalmente definido e delimitado. Geralmente entende-se por intemperismo as reações de rochas e minerais com os constituintes da água e do ar, sendo que a água encontra-se na superfície da Terra ou próximo desta. Mas poderia o intemperismo incluir a alteração de minerais, colocado a dezenas ou centenas de metros, evidentemente causada por águas subterrâneas, as quais são em grande parte de origem superficial? Poderia incluir a alteração das rochas pela água do mar a grandes profundidades oceânicas? Tais questões semânticas serão aqui colocadas de lado devido à própria finalidade deste capítulo neste livro.

6.3. Intemperismo e Diagênese

Normalmente o produto do intemperismo é seguido, no processo sedimentológico, pelo transporte de material decomposto, deposição deste material e diagênese.

* Elaborado por J. L. I. Demattê — Livre Docente do Departamento de Solos e Geologia da E.S.A. Luiz de Queiroz — USP

É desejável, do ponto de vista da semântica, diferenciar intemperismo de diagênese. Ao primeiro pensamento tal diferenciação parece prática, talvez mesmo fácil, mas sobre uma pesquisa mais profunda os dois processos são vistos passar gradualmente, um para outro, essencialmente indivisíveis. Eles podem mesmo completar um ao outro.

Vejamos um exemplo onde o processo confunde-se com o outro: um clássico exemplo de intemperismo é a alteração do feldspato em caulim, o qual é pseudomorfo segundo feldspato. Nesse exemplo o intemperismo inclui tanto a decomposição do feldspato como a formação por cristalização de um mineral de argila. Por outro lado, vamos supor que o feldspato ocorra num afloramento de rocha na costa oceânica, e está sujeito à decomposição (hidrólise), dando sílica e alumina hidratadas. Este material será lançado (transporte) alguns metros para dentro do oceano, depositado, reconstituindo-se em minerais de argila (diagênese).

Qual seria a diferença entre o mineral de argila formado por intemperismo do formado por diagênese? Para Keller (7) parece não haver nenhuma diferença marcante, exceto para a diagênese, de que houve um transporte de material.

Se o intemperismo, como muitos autores admitem, não pode ser claramente diferenciado de diagênese com base nos produtos das reações (substâncias materiais) poderia ser ele diferenciado, tomando-se como base a transferência de energia? Pode o intemperismo ser identificado como um decréscimo em energia livre de uma certa parte do sistema, enquanto que a diagênese ser caracterizada por um acréscimo na energia livre? Infelizmente, até agora, nada se sabe a respeito.

Até que maiores conhecimentos venham a elucidar melhor estes processos, parece mais prático considerar que o intemperismo diz respeito tanto à demolição do material quanto à formação.

6.4. Intensidade e Participantes na Reação do Intemperismo

A intensidade do intemperismo está altamente dependente de numerosos fatores, os quais incluem tamanho das partículas da rocha, permeabilidade do manto rochoso, posição do nível hidrostático, relevo, temperatura, composição e quantidade da água subterrânea, oxigênio e outros gases no sistema, macro e micro flora e faunas presente, superfície exposta da rocha e sua modificação pelo intemperismo mecânico, solubilidade relativa das rochas originais e dos materiais intemperizados. Devido aos muitos fatores que afetam a intensidade do intemperismo químico varia largamente de lugar para lugar.

Os participantes na reação do intemperismo podem ser classificados em duas categorias principais: materiais geológicos e energia.

Isto se deve ao fato de que a reação de intemperismo é espontânea e representa uma mudança em direção à medida que há um decréscimo de energia durante a reação.

Goldich (3), em 1938, propôs uma ordem de susceptibilidade decrescente ao intemperismo, para os minerais silicatados comuns das rochas, indo da olivina, através do piroxênio, anfibólio, biotita, feldspato alcalino, ao quartzo. Esta seqüência é a mesma encontrada na ordem de cristalização de Rosenbusch e nas séries de reações de Bowen. Ela também segue a classificação dos silicatos de Strunz na qual as ligações Si-O-Si aumentam, indo de nenhuma ligação a quatro ligações ao redor de um íon de Si, como segue: nesossilicato (olivina), sorossilicato, sicossilicato (berilo), inossilicato (piroxênio de cadeia simples e anfibólio de cadeia dupla), filossilicato (biotita) e tectossilicato (feldspato e quartzo).

Parece agora que a causa básica para a ordem nessas séries de silicatos é a seqüência de formação daqueles silicatos (Keller, 8). Uma diferença nas energias de sua formação aparentemente controla a ordem de sua cristalização, e aparentemente, também, sua estabilidade e susceptibilidade termodinâmica ao intemperismo.

Huggins e Sun (4) a partir de um estado de referência dos íons gasosos calcularam as energias aproximadas de formação existentes nas ligações cátion-oxigênio em minerais silicatados. Estas energias foram expressas em kg cal/mol, em números positivos, os quais eram maiores, à medida que a ligação cátion-oxigênio tornava-se mais estável e, portanto, menos susceptível ao intemperismo. As energias de ligação dos principais elementos mais comuns são apresentadas no Quadro I.

Quadro I — Energias molares de formação dos óxidos correspondentes em silicatos vítreos e minerais

M = íon	Kg. cal.
Al ³⁺ (em aluminatos)	1,878
(em silicatos de Al)	1,793
Si ⁴⁺ em MSiO ₄	3,142
em MSi ₂ O ₇	3,137
em MSiO ₃	3,131
em MSi ₄ O ₁₁	3,127
em MSi ₂ O ₅	3,123
SiO ₂	3,110
Ca ⁺⁺	839
Mg ⁺⁺	912
Fe ⁺⁺	919
Na ⁺	322
K ⁺	299
H ⁺ (em OH)	515

De acordo com o Quadro I, pode-se notar que a energia de formação aumenta das ligações Al-O para as Si-O. Essas diferenças no valor são importantes na ordem de cristalização de uma magma e, portanto, no mecanismo do intemperismo.

Um exemplo muito interessante e ilustrativo seria o de comparar o efeito de um

número crescente de pontes Si-O (nesossilicatos ao tectossilicatos) sobre a energia de formação dos silicatos. Um meio de comparação é o de calcular a energia de formação das diferentes ligações silicatadas, conservando-se constante o número de oxigênio nas séries, digamos, por conveniência, 24 oxigênios. Isso pode ser feito para o nesossilicato, por exemplo, o qual é composto de grupos SiO_4 . Multiplicando-se a energia de formação do grupo SiO_4 (3,142 kg. cal.) por 6 (o SiO_4 corresponde a 24 oxigênios) temos 18,852 kg. cal.

A seqüência das energias de formação dos vários tipos de silicatos quando ajustados para 24 oxigênios é dada no Quadro II (Keller, 6).

De acordo com o Quadro II observa-se que a energia de formação dos grupos silicatados cresce regularmente dos nesossilicatos para os tectossilicatos, o qual é também a direção do aumento do número de íons de Si ligados através de pontes de O a outros íons de Si.

É devido a esta ordem crescente de energia de formação que a olivina (nesossilicato), tendo a mais baixa energia de formação (e estabilidade), seria mais susceptível ao intemperismo do que o piroxênio (inossilicato) e este, por sua vez, mais susceptível do que hornblenda, e assim por diante até o quartzo (tectossilicato).

Quadro II — *Seqüência de energia de formação dos nesossilicatos aos tectossilicatos (ajustado para 24 oxigênios)*

TIPO DE SILICATO	Fator	Energia de ligação (Kg. cal.)
Nesossilicato	6 . SiO_4	18,852
Sorossilicato	$\frac{24}{7}$. 2 . Si_2O_7	21,511
Inossilicato	8 . SiO_3	25,048
Isossilicato	$\frac{24}{11}$. 4 . Si_4O_{11}	27,290
Filossilicato	$\frac{24}{5}$. 2 . Si_2O_5	29,981
Tectossilicato	12 . SiO_2	37,320

É preciso ter em mente que tais conceitos são gerais e aplicáveis à maior parte das rochas e dos ambientes de alteração, mas não devem ser tomados como regras universais, pois exceções são muito comuns.

6.5. Mudanças na Composição das Rochas

Um dos objetivos no estudo do intemperismo é verificar as mudanças totais na composição da rocha fresca, através dos vários

estados de decomposição. Apenas com a finalidade ilustrativa é apresentado um exemplo de decomposição de rocha em seus diversos estágios de intemperismo.

O Quadro III apresenta a análise química de um diabásio da região de Campinas (Melfi, 10). A coluna I representa a análise química da rocha fresca e as demais representam as análises do material alterado. O grau de alteração cresce na coluna II para a IV.

Quadro III — *Análise química de diabásio de Campinas e do material alterado (Melfi, 10)*

ÓXIDOS	COMPOSIÇÃO QUÍMICA — — PORCENTAGEM EM PESO			
	Rocha Fresca I	Rocha Alterada II	Rocha Alterada III	Rocha Alterada IV
SiO_2	47,00	44,20	27,60	19,60
Al_2O_3	14,80	15,10	24,60	28,80
Fe_2O_3	1,72	13,50	21,80	24,00
FeO	13,21	5,60	3,40	2,58
MgO	5,30	4,10	2,07	1,40
CaO	10,40	7,20	2,64	0,70
Na_2O	2,24	1,40	0,14	0,10
K_2O	0,78	0,70	0,16	0,93
H_2O	0,35	4,50	11,60	17,40
Outros	4,20	3,80	6,03	4,35
Total	100,00	100,10	100,04	99,86
Densidade Aparente	3,08	2,86	1,90	1,61

De acordo com os resultados obtidos no Quadro III pode-se calcular os ganhos e as perdas de minerais durante o intemperismo. O Quadro IV apresenta tais resultados. As colunas I e III representam as composições percentuais em peso — são repetições do Quadro III —, com excessão que no Quadro III os erros analíticos foram redistribuídos para todos os óxidos. A coluna A apresenta os pesos calculados em gramas para cada óxido que permaneceu após o intemperismo de 100 gramas de rocha fresca, tomando-se o Al_2O_3 como constante. A coluna B apresenta os ganhos ou perdas dos diferentes óxidos em gramas e a coluna C os mesmos ganhos e perdas em porcentagem relativas à quantidade inicial.

Quadro IV — Cálculo de ganhos e perdas durante o intemperismo de diabásio de Campinas (Melfi, 10)

ÓXIDOS	I	III	A	B	C
SiO ₂	47,0	27,59	16,60	-30,40	-64,68
Al ₂ O ₃	14,80	24,59	14,80	0,0	0,0
Fe ₂ O ₃	1,72	21,79	13,12	+11,40	+6662,79
FeO	13,21	3,40	2,05	-11,16	-84,48
MgO	5,30	2,07	1,25	-4,05	-76,41
CaO	10,40	2,64	1,59	-8,81	-84,71
Na ₂ O	2,24	0,14	0,08	-2,16	-96,43
K ₂ O	0,78	0,16	0,09	-0,69	-33,46
H ₂ O	0,35	11,59	6,98	+6,63	+1894,29
Outros	4,20	6,03	3,63	-0,57	-9,45
Total	100,00	100,00	60,19	-39,91	

O rápido decréscimo do sódio, cálcio e magnésio, a perda lenta de potássio e silício e ainda mais lenta de alumínio e ferro, certamente refletem a susceptibilidade dos vários minerais frente à ação do intemperismo.

Quando os cátions são colocados em liberdade, o arcabouço Al—O—Si dos minerais silicáticos originais são em parte decompostos e em parte reconstruídos para arcabouços de argilo-minerais, de modo que somente uma parte do silício e muito pouco do alumínio encontram seu destino nas soluções.

6.6. Processos e Agentes do Intemperismo Químico

As rochas são intemperizadas quimicamente por uma grande diversidade de reações, as quais podem ser classificadas em poucos modelos. Os silicatos se decompõem principalmente por hidrólise, mas alterações por troca de ions, as quais incluem cátions outros que não o H, também são importantes. Carbonatação, hidratação, quelação, diálise, solução simples e reconstituição química são outros mecanismos ativos e importantes do intemperismo químico os quais atacam as diversas rochas e minerais da litosfera.

Do ponto de vista da mudança do sólido mineral, alteração para pseudomorfo, herança de estrutura reticular e reconstituição mineral podem ocorrer durante o intemperismo.

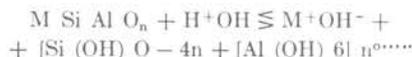
As reações químicas aqui abordadas serão consideradas individualmente, mas deve-se reconhecer que comumente duas ou mais reações operam simultaneamente, à medida que a rocha vai se intemperizando.

Tais reações são basicamente simples. Os detalhes podem aparecer mais complexos, mas na realidade o processo não desenvolve nada mais complexo do que ionização, adição de água e gás carbônico, hidrólise e oxidação. Dificuldades surgem devido à grande complexidade de composição dos minerais e misturas de minerais que sofrem a alteração, mas não das reações entre si.

6.6.1. Hidrólise

No processo do intemperismo a hidrólise se refere à reação entre os ions *H* e *OH* da água e os elementos (ou ions) de uma rocha ou mineral. A reação de hidrólise é inevitável. Um fato que é frequentemente desprezado, aparentemente porque o homem intuitivamente vê a água como um líquido neutro, brando, é a poderosa ação da água como um reagente químico. Para o feldspato e outros silicatos constituintes das rochas, a água é provavelmente o inimigo público n.º 1 (Keller, 7).

Como a maioria dos minerais primários constituintes das rochas são silicatos, vejamos um exemplo desta reação:



ou ainda:



onde *n* = proporções atômicas não especificadas

índices *o*, *t* = coordenações octaédricas e tetraédricas respectivamente

M = cátions metálicos

[Si(OH)_{n-1}]_n = grupos de sílica mais ou menos polymerizados os quais variam em hidroxilação coordenada de *O* a 4, dependendo do grau de polymerização.

Al(OH)₃ = hidróxido de alumínio em coordenação octaédrica e mais ou menos polymerizado.

(M,H) Al^o Si Al^t O_n = pode incluir: mineral de argila, zeólita e restos de silicato.

Para descrever a hidrólise de um mineral de silicato específico, usando-se a equação geral da hidrólise, a fórmula do mineral em questão é colocada no primeiro termo à esquerda na equação e feito o equilíbrio químico.

Fato interessante a ser observado é o seguinte: os ions OH⁻ juntamente com os cátions metálicos se concentram no oceano, que tem reação alcalina. Os ions H⁺, por sua vez, se combinam com silicatos, dando origem, entre outros a minerais de argila, os quais são pouco solúveis e somente se dissociam ligeiramente em ácidos fracos. Na terra, portanto, fica a reação ácida enquanto que no mar a alcalina (Keller, 7).

6.6.1.1. Fatores que influem na hidrólise

Para que o leitor tenha uma razoável noção da intensidade da formação dos solos é interessante, antes de mais nada, saber algo a respeito dos fatores que favorecem ou não a reação de hidrólise.

a. Natureza da água

Experiências têm demonstrado que uma rocha em presença de água tende a se intemperizar. Se a água saturada com sais não for removida e substituída por outra com concentração de sais menor, a hidrólise tende a paralisar. Nestas condições o solo não se desenvolve.

A remoção dos sais pode ser feita por precipitação intensa com uma grande lixiviação. Nestas condições o intemperismo tende a aumentar consideravelmente.

b. Efeito do pH sobre as solubilidades do Al_2O_3 e SiO_2 hidratados.

Quando minerais silicatados constituintes das rochas se hidrolizam, o pH de suas suspensões é comumente 7 ou acima. O quartzo pulverizado em água hidroliza-se para um pH de 6 a 7, mas os feldspatos hidrolizam-se para produzir pH 8 a 10, os piroxênios 8 a 11 e os anfibólios e feldspatos 10 a 11. Esta variação em valores de pH é muitíssimo importante devido aos seus efeitos sobre as solubilidades relativas do SiO_2 e Al_2O_3 , os quais são também produtos de reação de hidrólise.

O efeito do pH sobre a solubilidade do Al_2O_3 e SiO_2 é apresentado pela figura 42. A um pH 10 ou superior, tanto o Al_2O_3 como o SiO_2 são relativamente solúveis e portanto as pequenas quantidades deles que são liberadas durante a hidrólise são arrastadas em soluções, podendo formar depósitos de bauxita e calcedônia.

Em um pH 8 a solubilidade do Al_2O_3 é reduzida a praticamente zero, mas a do SiO_2 é reduzida apenas para 1/4 daquela que era a pH 10. Espera-se, portanto, que a um pH 8 o Al_2O_3 hidratado irá precipitar-se, provavelmente segundo gibbsita, enquanto que a maior parte da SiO_2 será removido.

Vejamos um outro exemplo: suponhamos que a rocha que está sofrendo hidrólise seja banhada em água com pH 5 a 6 (valor comum de pH para água subterrânea). A solubilidade tanto do Al_2O_3 como do SiO_2 , derivados da rocha, será então relativamente baixa, uma condição que pode conduzir à combinação deles para a formação de caulinita.

Quando a precipitação é escassa e a evaporação anual excede a precipitação, os íons de SiO_2 , Al_2O_3 e M (álcali e alcalinos terrosos) permanecem em solução, os quais se combinam para formar minerais de grande atividade, por exemplo montmorinólita.

c. Ação das plantas

As plantas vivas fornecem íons H para a argila coloidal em contacto com suas raízes, e tendem portanto a criar condições de argila ácida, a qual, por sua vez, intemperiza as rochas e minerais presentes.

Diversos autores demonstraram que as radículas das plantas conduzem cargas negativas sobre sua superfície e são rodeadas no solo por uma atmosfera iônica a qual é composta principalmente de íons H^+ . O pH das raízes das plantas, tais como milho, algodão e amendoim varia de 2,00 a 3,85 e a capacidade de troca catiônica destas raízes está em torno de 14 e.mg/100g.

6.6.2. Oxidação

É o processo de decomposição química que envolve perda de elétrons. Qualquer elemento da rocha, como o Fe, Mn, etc., ao se combinar com o oxigênio, se oxida. A pirita (FeS_2) se oxida em óxido de ferro hidratado. O ferro metálico (Fe) se oxida em sulfeto (FeS).

A oxidação dos minerais por oxigênio gasoso ocorre, provavelmente, devido à ação intermediária da água, a qual pode estar presente em quantidades, variando desde filmes de umidade à imersão completa. A água com pH 7, exposta ao ar comum tem um potencial oxidante de 0,81 volt (Mason, 9) em termos da medição-padrão dos potenciais de oxidação-redução. Esse potencial é bem acima daquele necessário para oxidar Fe^{++} para Fe^{+++} .

6.6.3. Carbonatação

Os íons carbonatados (CO_3^{--}) e bicarbonatados (HCO_3^-) se combinam com o Ca, Mg e Fe da rocha, alterando-os. Os bicarbonatados são solúveis e removem aqueles cátions. O aparecimento de íons CO_3^{--} e HCO_3^- é devido, principalmente, à dissolução do gás carbônico do ar na água.

Os carbonatos são susceptíveis de serem atacados por ácidos devido ao fato de o grupo carbonato (CO_3^{--}) ligar-se facilmente a íons de hidrogênio para formar o íon estável bicarbonatado HCO_3^- . (HCO_3^- é às vezes o anion do ácido carbônico mas também ele próprio pode ser um ácido, visto que se dissocia muito

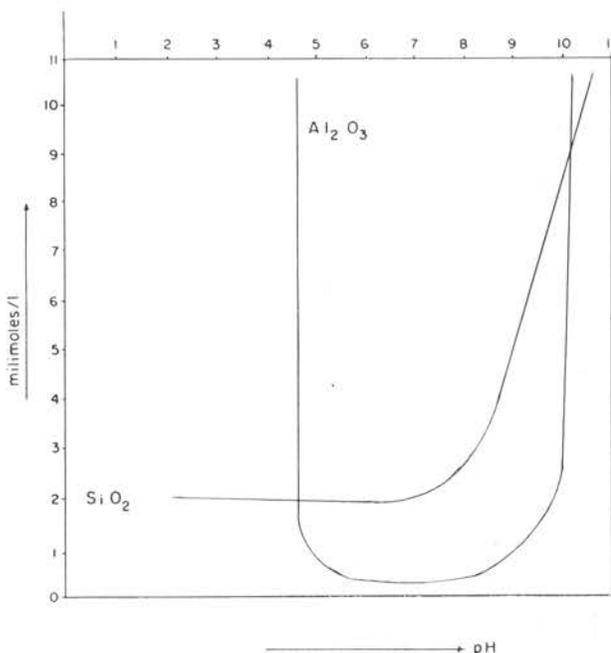


Fig. 42 — Solubilidade da sílica e alumina em função do pH

lentamente em H^+ e CO_3^{2-}). Como um ácido, HCO_3^- apresenta uma constante de dissociação de $5,0 \times 10^{-11}$; qualquer ácido mais facilmente dissociável que este é capaz de reagir com os carbonatos. O ácido carbônico com um $K = 4,5 \times 10^{-7}$ preenche este requisito e é na natureza o solvente mais comum dos carbonatos.

6.6.4. Solução e hidratação

As mais simples reações de alteração são: a dissolução de minerais solúveis e a adição de água para formar hidratos. A dissolução comumente envolve ionização, como por exemplo ocorre na alteração de depósitos salinos e camadas de gesso e na lentíssima dissolução de rochas carbonáticas. A dissolução da sílica, por outro lado, forma a espécie química neutra $SiO_2 \times H_2O$, sem qualquer ionização apreciável, dentro da escala de pH das soluções naturais.

Reações de hidratação e desidratação são ainda pouco compreendidas. Talvez a reação melhor compreendida é a da mudança de gipsita para anidrita e vice-versa.



Os campos de estabilidade dos dois minerais são razoavelmente bem conhecidos experimentalmente, e as ocorrências geológicas têm confirmado os resultados experimentais, de tal forma a indicar que tanto a hidratação como a desidratação ocorrem facilmente na natureza. O fato de ambos os minerais existirem indefinidamente como amostras de museu deve significar, certamente, que as reações são bastante lentas. Mais lentas ainda são as reações que envolvem óxido de ferro, pois tanto a hematita como a limonita podem resistir através de eras geológicas. É sabido que, logo após a sua precipitação, o óxido férrico ($Fe_2O_3 \times H_2O$), freqüentemente escrito $Fe(OH)$ é instável em relação ao óxido anidro.

A estabilidade relativa da limonita e hematita é muito menos certa. A comum ocorrência de óxidos de ferro anidro e hidratado em ambientes geológicos similares sugere que a diferença de estabilidade não é grande e que as reações para formar um ou outro são extremamente lentas. Da mesma maneira devem-se encarar as formas anidras e hidratadas de óxidos de alumínio e manganês.

6.6.5. Quelação

Consiste na retenção de íon, usualmente metálico, dentro de uma estrutura, em forma de anel de um composto químico, com propriedade quelante (ou complexante). O íon retido fica impedido de se ligar, ou combinar, com outras substâncias em solução.

As substâncias quelantes são usualmente compostos orgânicos encontrados comumente nos solos. O húmus é provavelmente o composto quelante mais freqüente nos solos.

Em regiões de clima tropical, a ação dos quelantes se faz sentir com maior intensidade nos solos mal drenados onde o ferro, depois de reduzido, é complexado e removido do perfil do solo. Em regiões de clima frio e úmido os compostos orgânicos complexam o ferro do horizonte A, translocando-se para o horizonte B, onde é depositado, a exemplo do que ocorre na formação do Pódzol (Moniz, 11).

6.7. Seqüência de Intemperismo de Minerais da Fração Argila

6.7.1. Introdução

Em 1948 Jackson *et alii* (5) introduziram, no estudo de solos e sedimentos, as bases de uma seqüência de intemperização aplicada na fração do diâmetro inferior a 2 micra.

Brewer (1) estudando as diversas seqüências de intemperismo conclui que a proposta por Jackson *et alii* (5) é a mais apropriada para o estudo do processo genético de transformação de material em solos e sedimentos.

A aplicação desta seqüência possibilita determinar:

- o que ocorre na rocha durante a sua decomposição e posterior formação do solo;
- as transformações que ocorrem no próprio solo;
- o curso de meteorização de um solo ou de um sedimento e interpretar a ordem de sucessão dos minerais durante o processo de intemperização.

No Quadro V encontra-se uma relação que contém o principal mineral de cada estágio da seqüência de meteorização e o número do estágio correspondente.

Quadro V — Relação dos estágios de intemperização e os minerais correspondentes (Jackson *et al.*, 5)

ESTÁGIO DE INTEMPERIZAÇÃO	Minerais (menor que 2μ) encontrados nos vários estágios
1	Gipsita
2	Calcita
3	Olivina e hornblenda
4	Biotita
5	Albita
6	Quartzo
7	Muscovita
8	Vermiculita
9	Montmorilonita
10	Caulinita e alofana
11	Gibbsita
12	Hematita
13	Anatásio e rutilo

A seqüência de intemperismo, apresentada no Quadro V, pode ser sumariada, segundo as seguintes generalizações fundamentais:

a. de três a cinco minerais da seqüência de intemperismo estão comumente presentes nos colóides de qualquer horizonte do solo. Há uma tendência para a composição da fração coloidal ser da forma de distribuição normal, sendo dominada (40-60%) por um ou dois minerais;

b. a percentagem dos minerais dos estágios iniciais da seqüência de meteorização decresce e a percentagem dos membros sucessivos cresce com o incremento da intensidade do intemperismo;

c. um a três estágios intermediários podem ocasionalmente estar ausentes da seqüência normal, particularmente aqueles que sucedem ao quartzo, dando, por exemplo, um sistema coloidal quartzo-montmorilonita-caulinita ou quartzo-caulinita-gibbsita;

d. um ou mais estágios podem ocorrer ocasionalmente fora da seqüência, como deposição secundária, particularmente gipsita e calcita.

Como se pode observar pelo Quadro V, os minerais mais solúveis, ou os mais facilmente meteorizáveis, aparecem nos cinco estágios iniciais. Os minerais dos estágios 1 e 2 só ocorrem em solos bem desenvolvidos, como deposição secundária. Quando presentes, contudo, regulam as propriedades químicas e físicas dos colóides do solo. Os silicatos dos estágios 3 e 4 são os que mais facilmente se decompõem.

Os minerais da fração argila mais frequentes em nossos solos aparecem nos últimos quatro estágios. A caulinita (estágio 10) vem logo após a montmorilonita (estágio 9), o que explica a ocasional presença deste mineral la-

do a lado daqueles dos últimos estágios. A gibbsita, produto de dessilicatização da caulinita e alofana, aparece no estágio 11. Hematita (estágio 12) e anatásio, um óxido de titânio (estágio 13) são os componentes dos dois últimos estágios. O anatásio deve ser mais estável do que a hematita pois não é afetado em condições redutoras.

6.7.2. Variação da Intensidade de Meteorização com a Profundidade do solo ou Sedimento

O estágio de meteorização da fração argila de um solo ou sedimento tende a ser mais avançado quanto mais se aproxima da superfície, devido a um aumento gradual da intensidade de meteorização dos minerais. Assim é que o teor de mica diminui da rocha em direção à superfície do solo, enquanto que a caulinita e gibbsita aumentam neste sentido.

Os dados mineralógicos apresentados no Quadro VI ilustram estas informações. Assim é que o teor de caulinita aumenta da rocha para a superfície do solo, enquanto que o teor de mica diminui. Em outras palavras, as camadas superficiais do solo estão em estágios de intemperismo mais avançado do que as camadas mais inferiores.

Além deste "intemperismo vertical" a seqüência de meteorização também possibilita o estudo do intemperismo dentro das frações argila de um mesmo horizonte. A fração argila de um solo pode ser dividida em diversas subfrações. As mais comuns são as frações argila grossa (2-0,2 μ) e argila fina (< 0,2 μ).

O teor de caulinita aumenta da fração argila grossa para a fina (Quadro VI); conseqüentemente o de mica diminui. Isto signi-

Quadro VI — Composição mineralógica em % de peso de um podzólico vermelho-amarelo e de um litossolo-folhelho (Dematté, 2)

HORIZONTE	ARGILA GROSSA (2-0,2 μ)*						ARGILA FINA (<0,2 μ)*					
	C	G	Mi	V	A	T	C	G	Mi	V	A	T
<i>Podzólico Vermelho Amarelo</i>												
Ap	60,0	2,0	10,0	8,1	12,1	92,2	63,0	2,5	10,6	6,9	12,4	95,4
B _{21t}	60,5	3,0	10,9	5,2	12,8	94,4	69,0	4,0	9,4	5,2	7,6	95,2
B _{22t}	49,0	0,0	25,8	9,9	12,7	97,4	60,3	0,0	15,2	7,4	14,3	97,2
C	48,0	0,0	21,6	8,2	12,4	90,2	63,4	0,0	19,4	3,8	12,0	98,6
R	45,5	0,0	26,1	8,3	10,4	90,3	61,0	0,0	17,0	7,1	10,1	95,2
<i>Litossolo-Folhelho</i>												
Ap	24,0	0,0	46,0	12,0	8,7	90,7	46,4	0,0	21,2	8,6	13,1	90,3
(B)	22,0	0,0	50,0	10,0	8,1	90,1	46,0	0,0	26,1	8,9	12,5	91,5
R	18,0	0,0	56,0	10,7	6,8	91,5	43,4	0,0	27,4	8,8	0,8	89,8

* C = Caulinita; G = Gibbsita; Mi = Mica; V = Vermiculita; A = Material Amorfo; T = Total em %.

fica que as frações mais finas da argila são mais intemperizadas. A diminuição do teor de mica e o aumento no de caulinita nestes solos sugere uma transformação mica → caulinita. Tal processo é denominado de dessilicatização e é o responsável pela formação da caulinita a partir da mica original e, também, pela decomposição da caulinita em gibbsita.

A variação da taxa de intemperismo de um solo ou de um sedimento pode ser estimada. De acordo com Jackson *et alii* (5) a taxa de intemperização pode ser definida como sendo o produto dos fatores de intensidade e de capacidade de intemperismo. São considerados como fatores de intensidade de intemperismo a temperatura (T) e sua relação com a acumulação de húmus; a taxa de movimento da água ou lixiviação proporcionada pela drenagem interna (água) a acidez da solução (H⁺) com particular referência ao suprimento de ácido carbônico e o grau de oxidação (intensidade de elétrons) e suas flutuações (oxidação — redução, Δ e). Como fatores de capacidade de intemperismo tem-se a superfície específica das partículas (S) e a natureza específica do mineral em intemperização (Km).

A intemperização na unidade do tempo (t) pode, portanto, ser expressa em termos desses fatores na forma de uma equação ou seja:

$$\begin{aligned} \text{Velocidade de} \\ \text{intemperização} &= \text{fatores de intensidade} \times \\ &\quad \text{fatores de capacidade} \\ &= f(\text{temperatura, água, pró-} \\ &\quad \text{tons, elétrons}) \times (\text{superfí-} \\ &\quad \text{cie, natureza do mineral}). \end{aligned}$$

Deste modo o estágio de intemperização da fração argila pode ser representado como sendo o somatório destes fatores, ou:

$$\text{Estágio de intemperismo} = \Sigma (T, H_2O, H^+, \Delta^e, S, Km, t).$$

Os cinco principais fatores de formação do solo (clima, vegetação, relevo, material de origem e tempo) podem ser reconhecidos como expressos em vários fatores de intensidade e de capacidade. Desta maneira, o predomínio de um fator sobre os demais pode alterar as condições de formação do mineral de argila.

6.7.3. Índices de Intemperismo

Um dos meios, no estudo de gênese de solos ou para a comparação do estágio de evolução entre os solos ou entre horizontes de um mesmo solo, é o da utilização dos índices de intemperismo.

Jackson *et alii* (5) tomando as porcentagens dos minerais da fração argila do solo e suas respectivas posições na escala de meteorização definiu uma "intemperização média",

que pode ser calculada de acordo com a expressão a seguir:

$$I.M. = \frac{\Sigma (P.S.)}{\Sigma S} \quad \text{onde I.M.} = \text{intemperização média}$$

P = estágio de intemperização do mineral (Quadro V).

S — porcentagem do mineral.

O Intemperismo Médio para o horizonte B_{2t} do Podzólico Vermelho Amarelo (Quadro VI) é de 8,9 na fração argila grossa e de 9,3 na fina. Observe-se que quanto maior for o I.M. mais evoluído será a fração ou o solo. Para o Litossolo-folhelho tais valores são bem menores ou seja, 8,2 para a fração argila grossa e 8,9 para a fina no horizonte (8). Comparando-se o I.M. do Podzólico Vermelho Amarelo (8,9) com o Litossolo-folhelho (8,1) verifica-se que o primeiro solo está mais intemperizado.

O grau de meteorização ou de evolução de um solo, rumo de sua composição mineralógica a mais estável possível, pode ser também avaliado através da relação molar SiO₂Al₂/Al₂O₃, representada pelo símbolo Ki. Quanto mais meteorizado for o solo, menor será a relação molecular de sua fração argila. Esta relação reflete a remoção de silício (dessilicatização) dos argilo-minerais, que alcança valores máximos nos latossolos. Um exemplo frisante da remoção de silício é encontrado no Havai, onde ocorre uma grande variação de precipitação, com extremos de 12.000 mm a alguns milímetros. O esquema apresentado a seguir relaciona a diminuição dos valores dos índices Ki de acordo com o aumento de precipitação.

Assim é que o Ki para o Hydrol Húmico Latossolo é menor do que 1 para uma precipitação de 12.500 mm.

Para o Latossolo Húmico o Ki é igual à unidade para uma precipitação entre 3.700 mm e 1.125 mm. Finalmente valores de Ki superiores a 2 (solos de deserto) onde a precipitação é baixíssima, inferior a 375 mm.

Esquema representando a relação entre a precipitação e índice Ki para diversos solos (Tamura *et alii*, 13).

diminuição de precipitação

12.500 3.750 1.125 375

Hydrol Húmico Latossolo	Latossolo Húmico	Latossolo Pouco Húmico	Pardos Avermelhados	Solos Desérticos
< 1	1	2	>	2

aumento do índice Ki

BIBLIOGRAFIA

1. BREWER, R. — *Fabric and mineral analysis of soils*. Wiley Sons, Inc., New York — London — Sydney, 470 p. 1964.
2. DEMATTÉ, J. L. I. — *Gênese e Classificação de Solos Originados de Sedimentos do Grupo Geológico*. Estrada Nova — Município de Piracicaba, 1970.
3. GOLDISH, S. S. — *A study in rock weathering* — *J. Geol.* 46: 17-58. 1938.
4. HUGGINS, M. L. and SUN, K. H. — *Energy additivity in oxygencontaining crystals and glasses*. — *Jour. Phy. Cham.*, vol. 50, 319-328 e 438-443, 1946.
5. JACKSON, M. C., B. A. TYLER, A. L. WILLIS, G. A. BOURBEAU, and R. P. PENNINGTON — Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: I. Fundamental generalization — *Jour of Phys. and Colloid Chemistry* 52: 1237-1260, 1948.
6. KELLER, W. D. — The bonding energy of some silicate minerals. *Amer. Mineral*, vol. 39. 1954.
7. ————— — *The principles of chemical weathering*. Lucas Brothers Publishers Columbia, Missouri, 1962.
8. ————— — Processes of origin and alteration of clay minerals — in *Soil Clay Mineralogy* — A Symposium C. I. Rich and Kunze. ed. Univ. of North Caroline Press, Chapel Hill 330 p. 1964.
9. MASON, B. — *Principles of geochemistry* — John Wiley and Sons Inc., New York, 1952.
10. MELFI, J. A. — *Intemperismo de granitos e diabásios no Município de Campinas e arredores*, no Estado de São Paulo. — Tese de Doutorado apresentada na Fac. de Filosofia, Ciências e Letras da USP. 166 pp. 1967.
11. MONIZ, A. C., et alii — *Elementos de Pedologia* — Ed. da Universidade de São Paulo — Ed. Polígono, 459 p. 1972.
12. REICHE, PARRY — Survey of weathering processes and products — Univ. of New Mex. Pub. in *Geology*, n.º 1. 1945.
13. TAMURA, T., M. L. JACKSON and G. D. SHERMAN — Mineral content of a Latosolic Brown Forest Soil and a Humic Ferruginous Latosol of Hawaii — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 19: 435-439. 1955.

Definição. Processos de intemperismo mecânico. Pedogênese. Evolução dos solos sob diferentes sistemas morfoclimáticos. Relações entre pedogênese e morfogênese: evolução de vertentes e de solos; o papel das couraças na morfologia.

7. PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO

Intemperismo mecânico. Pedogênese

7.1. Intemperismo Mecânico

Intemperismo mecânico ou meteorização mecânica é a desagregação da rocha *in situ* e desorganização da estrutura dos constituintes minerais, sem maiores mudanças químicas.

Um resultado importante do intemperismo físico é o aumento da superfície específica do material, tornando-o mais susceptível ao ataque químico.

O intemperismo físico envolve pressões na rocha pelo crescimento dos cristais do gelo, aquecimento e resfriamento, umidade e ressecamento e atividade orgânica.

Mais da metade da superfície da terra sofre a ação da temperatura do congelamento.

7.1.1. Processos de Intemperismo Mecânico

Os processos mais importantes pelos quais as rochas são quebradas mecanicamente são:

— expansão diferencial por alívio de pressão (na superfície).

— crescimento de cristais estranhos (sais ou gelo) nos poros ou nos interstícios das rochas.

— contração e expansão diferencial, durante processos de aquecimento e resfriamento.

— ação biológica.

7.1.2. Expansão diferencial por alívio de pressões internas

As pressões que ocorrem no interior das massas rochosas são bem maiores do que a pressão atmosférica à superfície da terra. As rochas sujeitas aos processos de desagregação ou decomposição química são expostas às condições de superfície. Quando a desintegração atinge as camadas mais profundas há um alívio de pressão e, conseqüentemente, expansão da parte rochosa atingida. A expansão dos blocos rochosos causada por alívio de pressão é compensada pelo movimento ao longo dos planos de fraqueza (diáclases, juntas, planos de acamamento, etc.).

Se os blocos são maciços, como certos tipos de arenito ou de granito pouco diaclasados, o relaxamento das pressões internas produz o destacamento de lascas ou chapas paralelas à superfície do bloco, formando camadas concêntricas de até alguns decímetros de espessura. Esse processo chamamos de esfoliação ou acebolamento e a sua gênese se prende tanto a processos de desagregação mecânica como química, que provocam alívio da carga interna da rocha com expansão e destacamento de lascas. Foto 29.

A quantidade de força expansiva armazenada nas rochas é muito grande. Bloom (1970) cita casos de expansão de blocos graníticos, expostos artificialmente em pedreiras, no Estado da Georgia (Estados Unidos) da ordem de 1 milésimo, ao longo do comprimento, ou seja, um bloco de 3 m de granito expande-se cerca de 3 mm ao ser cortado ou libertado por explosão. Essa força expansiva explica o arqueamento, para cima de fragmentos de rochas, quando quebrados próximos à superfície.

A esfoliação raramente atinge profundidades superiores a uma dezena de metros. O peso das rochas sobrejacentes impede a expansão em maiores profundidades.

A expansão provocada por diminuição da pressão e alívio de carga decorre de processos meteóricos atacando a integridade da rocha de fora para dentro, nesse caso o processo é efeito do intemperismo, como também é causa de um processo de desagregação mecânica — a esfoliação.

7.1.3. Crescimento de cristais estranhos à rocha

O crescimento de cristais estranhos à rocha produz expansão e enfraquecimento da estrutura. Tanto cristais de gelo como de sais podem atuar na desagregação mecânica.

7.1.3.1. Expansão decorrente de congelamento da água no interior da rocha

A expansão decorrente do congelamento da água gera grandes forças.

O congelamento da água no interior da rocha provoca um aumento de 9% do seu volume específico (volume por unidade de massa). À medida que a pressão confinante cresce, o ponto de congelamento abaixa.

A água em solos rasos ou na superfície da rocha congela a 0°C e expande livremente 9% porque não está confinada. A expansão provoca o soerguimento da camada superficial de detritos (pequenos seixos, grãos de solos, etc.).

Em fendas ou diáclases profundas o congelamento superficial da água produz o confinamento da parte que estiver abaixo. O congelamento prossegue de fora para dentro, aumentando a pressão da água profunda, remanescente, à medida que se processa o congelamento e expansão das porções superiores. Enquanto a pressão da água sobe, a temperatura do ponto de congelamento vai sendo abaixada até o ponto crítico de — 22°C. Nessa temperatura a água exerce uma pressão máxima de 2.100 quilos por centímetro quadrado.

Esse é dos processos mais eficazes do fraturamento das rochas, mesmo as mais resistentes.

Ainda que a pressão máxima de 2.100 quilos não se realize, quando a água se congela em fendas e diáclases, são geradas forças muito grandes.

O afastamento das paredes rochosas com produção de lascas (cunha de congelamento) se dá pelo processo chamado gelivação (gelo e degelo).

Esse processo é mais eficiente em climas úmidos e frios onde as variações diárias da temperatura são importantes e onde haja suprimento grande de água nos interstícios das rochas.

Nas altas montanhas a água de degelo satura as rochas durante o dia e congela durante à noite. Essa é a razão pela qual as encostas das montanhas são cobertas por fragmentos rochosos acima da linha de vegetação.

7.1.3.2. Expansão decorrente da cristalização de sais

Muitos sais podem se acumular em diáclases e nos poros das rochas após a evaporação de soluções percolantes.

Bloom descreve métodos experimentais de comprovação da desintegração das rochas por cristalização de sais, nos Estados Unidos, onde blocos de granito foram alternadamente embebidos em solução saturada de sulfato de sódio e, alternadamente, secos. Os ciclos alternados duravam 17 horas embebidos e em temperatura ambiente e 7 horas secos, a 105°C. Após 42 ciclos os cristais de sais solúveis precipitavam-se por supersaturação das soluções submetidas à evaporação. À medida que os cristais cresciam provocavam a desintegração da estrutura rochosa.

Um sal particularmente atuante é o sulfato de cálcio hidratado (gipso).

A água das chuvas, apesar de pura na fonte, pode no percurso se carregar de sais. Em locais muito poluídos por fumaça de carvão e enxofre a água da chuva impregna-se de ácido sulfúrico diluído, que corrói edifícios revestidos de calcário e de mármore. O produto da reação de corrosão é o gipso, um sal pouco solúvel que se deposita nas fendas das rochas, provocando a sua desintegração. O processo de desagregação das rochas por cristalização de sais é considerado um processo mecânico, mas é precursor do intemperismo químico, porque predispõe a rocha a este último.

7.1.4. Expansão e contração térmica, diferencial

A expansão térmica e a contração provocadas por variações diárias da temperatura, (especialmente nos climas semi-áridos) é considerado processo pouco eficaz na desagregação mecânica por afetar apenas a película superficial das rochas. Experiências de laboratório têm demonstrado o fato. Entretanto as condições naturais provam o contrário, especialmente em regiões do globo onde nenhum processo atua na desagregação das rochas a não ser as variações de temperatura, provocando o fraturamento.

Sabe-se que as rochas são pobres condutoras de calor e são constituídas de minerais de diferentes coeficientes de expansão.

Não seria, pois, apenas a ação das diferenças de aquecimento e resfriamento a causa da esfoliação em lascas. O calor penetra pouco, logo seria o conjunto dos processos agindo sobre a expansão diferencial por alívio de pressão que explicaria a esfoliação.

As variações da temperatura agem também sobre os diferentes coeficientes de dilatação dos minerais, provocando o soltamento dos grãos da estrutura original, processo conhecido como *desagregação granular*, muito comum nas rochas granitoides. O assunto foi tratado no capítulo III referente ao comportamento das rochas face à erosão diferencial.

7.1.5. Ação biológica na meteorização mecânica

A ação de cunha de raízes de plantas ao longo de fendas e fissuras é fator de desintegração das rochas. Porém o seu papel tem sido exagerado. Como agente químico a sua ação é mais eficaz.

7.2. Pedogênese

O clima controla os processos de intemperismo através das temperaturas e das precipitações e, indiretamente, através da cobertura vegetal. O resultado da atuação desses fatores é o desenvolvimento dos solos.

Os solos resultam da transformação das rochas sob ação dos agentes meteóricos e dos seres vivos.

O intemperismo (mecânico e químico) é apenas a primeira etapa da pedogênese. A ação dos seres vivos é essencial.

A decomposição do húmus e dos microorganismos libera CO₂ e outros ácidos que vão atuar no ataque dos minerais.

A natureza da camada de detritos vegetais, importante na pedogênese, decorre de condições bioclimáticas e é função de duas variáveis:

- 1.º) Velocidade de acumulação.
- 2.º) Velocidade de destruição.

A primeira depende do tipo de vegetação. Numa floresta de coníferas a acumulação de detritos vegetais é bem menor do que na floresta de folhas decíduas ou sob floresta tropical.

A velocidade de destruição depende da atividade bacteriana, que é função da umidade e do calor.

Sob climas frios essa atividade é reduzida (período de retenção nival), logo a matéria orgânica persiste e forma uma camada espessa, mesmo que a contribuição seja pequena.

Na Suécia central, em podzóis, o horizonte A₀ atinge 5 a 10 cm de húmus negro.

Nas florestas das zonas temperadas jamais atinge essa espessura.

Nas estepes, a seca e o rigor dos invernos reduzem a atividade bacteriana, os horizontes húmiferos podem atingir vários decímetros, caso dos solos "Chernozem" típicos.

O forte calor e grande umidade da floresta tropical aceleram o processo de decomposição da matéria orgânica, mas aceleram também a destruição do húmus, pois a vida bacteriana é muito intensa. Os horizontes A₀ são reduzidos em relação à enorme contribuição dos detritos vegetais (grande velocidade de acumulação).

7.2.1. Evolução dos solos sob diferentes sistemas morfoclimáticos

A intensidade da lixiviação é indiretamente função da temperatura e quantidade de água infiltrada.

7.2.1.1. Nos climas temperados

Nos climas temperados (latitudes médias) as temperaturas são pouco elevadas, podendo ocorrer um período de queda de neve com retenção de água. A atividade biológica fica reduzida no inverno. A vegetação decídua perde as folhas e a camada de húmus aumenta porque a velocidade de acumulação de detritos vegetais é maior do que a velocidade de consumo pelos microorganismos. A lixiviação é moderada e incide especialmente sobre o ferro e o calcário.

O ataque das rochas granitoides se faz especialmente sobre as micas que se dissociam para formar humatos de ferro, e sobre os feldspatos calco-sódicos. O quartzo é pouco ou nada atacado. O principal produto de alteração das rochas são limos mais ou menos argilosos.

A água da chuva ou da fusão da neve penetra através da camada de húmus coletando compostos orgânicos que quelatam e lixiviam cátions metálicos dos minerais, deixando geralmente um resíduo rico em sílica.

A atividade biológica sendo fraca, a decomposição é lenta e o húmus será ácido, por isso o ferro é mobilizado.

Os óxidos de ferro e minerais argilosos lavados da camada superficial podem acumular-se alguns decímetros abaixo do solo.

O intemperismo químico penetra alguns decímetros apenas no solo, mas o mecânico é ativo, sob o efeito da gelivação.

Como as temperaturas e as precipitações são mais reduzidas do que nos trópicos úmidos, muitos compostos dissolvidos na água subterrânea poderão recombinar-se como minerais argilosos estáveis, em vez de serem removidos em solução.

As argilas desse meio são mais estáveis e mais freqüentemente são montmorilonitas

(grade 2:1). Cada placa de gibsita se liga a duas de sílica.

Os minerais argilosos do solo impermeabilizam a superfície, e a ação dos processos de desnudação sobre as vertentes será mais intensa.

A paisagem resultante apresentará encostas suaves, convexas no topo e côncavas na base, cobertas de alguns decímetros de solo, muito sujeito a solifluxão (escorregamento úmido) e rastejamento (movimentação para baixo da película superficial de detritos, a seco).

7.2.1.2. Climas frios (glaciais e periglaciais)

Estão incluídos dentro das regiões mais secas do globo, porque as precipitações, em pequena quantidade, ficam retidas sobre a forma sólida.

A atividade biológica é muito reduzida. A lixiviação é muito pequena. A decomposição lenta do húmus dá-lhe o caráter de forte acidez.

Os solos evoluem muito lentamente e são rasos. Tipos de solos encontrados: podzólicos de tundra, solos cinzentos, solos gleys em meio anaeróbio, no qual os óxidos de ferro se transformam em sulfures (ferro reduzido).

O intemperismo mecânico, entretanto, é muito eficaz na derruição dos relevos, sendo os processos principais a gelivação (ação do gelo e degelo) e abrasão das rochas pelo lençol de gelo no leito dos vales glaciais e nos nichos de acumulação da neve.

A ausência do solo, funcionando como manto protetor, favorece a desagregação das rochas e ablação geral dos relevos.

O modelado, quando não coberto pela neve, apresenta lençóis de fragmentos rochosos, quebrados sobre as vertentes nuas expostas à desagregação.

As superfícies rochosas expõem a sua coloração natural, livres de oxidação e mantêm formas de penhascos abruptos.

7.2.1.3. Climas intertropicais quentes e úmidos

São caracterizados por exuberante vegetação, temperaturas médias anuais elevadas e muita umidade.

A lixiviação é intensa. Os minerais estáveis nas médias latitudes aqui são atacados e mobilizados. A decomposição do húmus é rápida. O meio, em geral, é menos ácido do que na zona temperada.

O quartzo é parcialmente atacado. A sílica dissolvida em solos tropicais ou é removida para o mar ou, se a drenagem é incompetente para removê-la do solo, poderá desidratar-se, formando crostas de sílica amorfa.

As argilas ricas em alumínio caracterizam a camada da zona intemperizada que pode atingir dezenas de metros. O produto comum da alteração intertropical são argilas

menos estáveis — Caulinitas (1:1). Dissociam facilmente em sílica e alumina. A sílica e outros compostos solúveis podem ser quase inteiramente removidos. A alumina mais ou menos estável e óxidos de ferro constituem o produto final da alteração. Esse produto de alteração, móvel e argiloso, é conhecido como argilas lateríticas.

Os melhores exemplos de intemperismo extremo são certos solos tropicais onde a concentração de óxido de ferro e alumina dá um produto residual facilmente desidratado quando exposto ao ar. Esse material endurecido toma a aparência de um tijolo ou de rocha e tem sido também chamado de *laterita* (*courapa laterítica*).

O termo laterização tem gerado confusões e tem sido objeto de discussões. Birot o define como descalcificação.

Derruau (1962), para evitar confusões de terminologia entre argila laterítica e courapa laterítica prefere usar dois termos: alteração ferralítica e endurecimento ferruginoso.

— *Alteração ferralítica* corresponde ao manto espesso de decomposição da zona quente e úmida. É um resíduo de ferro e alumina pela remoção da sílica. É material móvel, sujeito a endurecer.

— *Endurecimento ferruginoso* — são acouças da zona tropical com estação seca (savanas). Originam-se da alternância de processos de lixiviação em meio mais ácido (na estação úmida) e acumulação com precipitação de sais em meio mais básico (estação seca). A desidratação do horizonte de acumulação produz o concrecionamento em couraças.

As couraças não são o termo universal da pedogênese em meio tropical. Elas correspondem a estágios de equilíbrio locais e particulares.

Hoore, (1952) para designar os mesmos tipos de alteração tropical usa os termos: acumulação absoluta e acumulação relativa do ferro.

— *Acumulação relativa do ferro* — é o produto residual resultante da remoção de bases, da sílica e outros compostos solúveis.

Desenvolve-se em meio de florestas quentes e úmidas. É solo zonal. Não acaba obrigatoriamente em courapa mais fornece material susceptível de endurecer, desde que intervenham fatores de desequilíbrio.

— *Acumulação absoluta do ferro* — resulta de particularidades topográficas, paleogeográficas e geológicas. É azonal. Origina-se da deposição do ferro ao longo da zona de lençol freático, em canais de drenagem, ou da lixiviação oblíqua subsuperficial, trazendo o ferro dissolvido até a base das encostas, onde a acumulação se dá por evaporação, supersaturação e deposição irreversíveis do ferro.

Essas couraças nada têm que ver com a lateritização porque não são produto de pedogênese, mas sim o resultado de processos aluviais ou coluviais. Foto 30.

Sombroek (1966) discute os termos: *solos lateríticos* ou *latossolos* e *material laterítico*

ou *plintita*. Prefere substituir o termo laterita por *plintita*, baseando-se na classificação de solos, da VII Aproximação do *U. S. Soil Survey Staff* (1960), que inclui os termos: *oxisols* e *plintita*.

Oxisol inclui as antigas denominações de latossolos e solos lateríticos. O diagnóstico característico do oxisol é um horizonte B sub-superficial óxido.

O termo *plintita* substitui laterita — concentrações endurecidas de óxidos de ferro e alumina.

Descreve um perfil laterítico como sendo aquele que contém um horizonte concrecionário de óxidos de ferro e alumina, vermelho escuro, abaixo de um horizonte argílico lixiviado e sobreposto a outro horizonte argílico descolorido.

O autor distingue ainda: *plintita* friável e *plintita* dura. *Plintita* friável — uma camada argilosa, tenra, densa, pobre em húmus, com marchetamento vermelho ou amarelo. *Plintita* dura — camada pobre em húmus, consistindo em óxidos de ferro endurecidos, de textura pisolítica, em cubos, prismática, maciça ou vesicular; granulação muito grossa; elementos de quartzo cimentados com sesquióxidos.

Usa, ainda, para *plintita* dura os termos: concreções ferruginosas, laterita, couraça, piçarra.

Marbut distingue: — *laterita* — argila laterítica vermelha (caulinitas instáveis) em latossolos. — *laterita de água subterrânea* — solos lixiviados com uma parte mosqueada e uma parte concrecionária.

Kellog distingue: latossolos de lateritas. As últimas são materiais ferruginosos concrecionários que incluem:

— argilas tenras mosqueadas que mudam, irreversivelmente para *hard pan*.

crostas e *hard-pan* mosqueado.

— concreções.

Com base nesses conceitos podemos distinguir *argila laterítica* e *carapaça laterítica*. Definimos a argila laterítica como um produto residual, móvel, argiloso (alumina móvel) e carapaça laterítica como resíduo de ferro e alumina endurecidos por desidratação.

Sob floresta a lixiviação é intensa e há concentração da alumina. Devido à fraca amplitude térmica e umidade perene, a alumina é móvel. O deflorestamento gera o endurecimento em carapaça.

As carapaças lateríticas que existem atualmente sob florestas, parecem herdadas de uma fase de desequilíbrio bioclimático, passada, exceto as de lençol freático.

O meio básico favorece o encouraçamento. Em meio ácido não se formam. Elas são raras em solos graníticos e inexistentes em arenitos e areias pela ausência da alumina. As que ocorrem nesses terrenos não alóctones. Em solos oriundos da decomposição de basaltos e diabásicos as couraças são comuns.

Podemos distinguir ainda *carapaças lateríticas* de *carapaças ferruginosas*

Nas carapaças lateríticas o papel da alumina é essencial. Nas carapaças ferruginosas domina o ferro.

Entretanto tem-se usado o termo laterita para ambas e até para argilas lateríticas. As segundas são mais comuns nas savanas.

7.2.1.4. Zona tropical com estação seca definida (clima tipo savana e cerrado)

A vegetação é menos abundante. As temperaturas médias são elevadas e a amplitude térmica é grande. A umidade é menor do que sob florestas latifoliadas tropicais.

Na estação chuvosa o meio é mais ácido pelo desenvolvimento da cobertura de gramíneas. Parte da sílica é removida, restando como produto final, predominantemente, argilas cauliniticas. O ferro é mobilizado do horizonte superior e precipita-se no horizonte inferior mais básico.

Na estação seca a lixiviação reduz ou cessa. A subida da água capilar, submetida à evaporação, é responsável pela deposição das bases e do ferro na parte superior do horizonte B, atingindo por aeração. Ocorre a oxidação do ferro formando agregados de sesquióxidos.

Essas concentrações podem endurecer por ressecamento e aparecer à superfície após a erosão superficial.

Os horizontes de ferro e alumina iluviais são coerentes e pouco solúveis.

O mecanismo da migração do ferro não é especial da zona quente mas é aí mais intenso devido à atividade biológica, grande umidade, altas temperaturas e à cobertura de detritos vegetais.

7.2.1.5. Climas semi-áridos (precipitações entre 350 e 500 mm)

A lixiviação é quase nula. Os minerais são pouco mobilizados. As bases permanecem à superfície, por deficiência da vegetação e da água.

Os solos são castanhos ou castanho-avermelhados, rasos, pouco húmiferos, mineralizados, secos, de fraca estrutura. São, pois, muito sujeitos à erosão mecânica, mas passíveis de serem utilizados com irrigação.

7.3. Relações entre pedogênese e morfogênese

Exceto onde a cobertura vegetal é ausente, os processos morfogenéticos não se exercem diretamente sobre as rochas, porque os solos são um meio intermediário entre os agentes meteóricos e a litosfera.

A evolução morfogenética se faz em relações de causa e efeito com a evolução dos solos.

Os solos refletem um equilíbrio frágil entre relevo, clima e vegetação.

As vertentes evoluem com a evolução dos solos.

7.3.1. Evolução de vertentes e evolução dos solos

Uma situação de equilíbrio daqueles três elementos, ao longo de um perfil de encosta, resulta em uma toposequência também em equilíbrio, na qual os horizontes do solo apresentam quase a mesma relação de espessura do topo até a base da encosta, ocorrendo pequena diminuição do horizonte A no ponto de maior inflexão (zona de maior transporte) e ligeiro aumento na base (zona de chegada dos detritos).

A medida que os processos de desnudação retiram detritos da zona de partida, há fraca acumulação na base da encosta e o intemperismo atua no sentido vertical, atacando a rocha subjacente.

Essa situação de equilíbrio bioclimático (pedogenético e morfogenético) é chamado por Erhart de *biostasia* (fig. 43 — letra a).

Um desequilíbrio qualquer (climático, tectônico ou antrópico) pode acelerar os processos de desgaste (intemperismo mecânico) em relação à decomposição das rochas (intemperismo químico).

O desflorestamento é uma das causas de desequilíbrio morfogenético que acelera a evolução das vertentes. A retirada da vestimenta vegetal natural faz crescer o escoamento superficial.

O rastejamento lento do manto superficial de detritos (reptação) e o escoamento difuso são substituídos por canais torrenciais concentrados.

A película de húmus é retirada e a resistência dos agregados do solo é ultrapassada pela força do escoamento superficial e os perfis de solo ao longo da vertente se modificam.

No setor mais inclinado da encosta a erosão retira o horizonte A e, na base, a acumulação rápida dos detritos, enterra o horizonte A.

Essa situação é chamada por Erhart de *resistasia* (desequilíbrio bioclimático) (figura 43 — letra b).

Os perfis de solo tomados ao longo de uma encosta podem fornecer indicação da velocidade da desnudação em relação à velocidade do intemperismo — balanço morfogenético das encostas.

Perfis normais refletem equilíbrio entre erosão mecânica e química.

Perfis truncados e enterrados indicam maior competência dos processos mecânicos de intemperismo.

Esses fatos mostram o interesse que apresenta a análise morfológica dos perfis de solo para a geomorfologia.

Os tipos e a evolução dos perfis de solo indicam a natureza dos processos morfogenéticos atuantes, dando, ainda, informações a respeito da ação paleoclimática.

Paleossolos de perfis truncados indicam retomada erosiva com decapitação do horizonte A.

O estudo e o conhecimento dos paleossolos permite reconstituições paleomorfogenéticas em todas as zonas do globo.

7.3.2. O papel das couraças na morfologia

O horizonte iluvial compacto, quando exposto, resseca e forma crostas. Tais carapaças capeiam extensos planaltos na África Tropical e são conhecidos como *bawals* na Guiné (figura 44).

Tricart, estudando as couraças da Mauritânia, admitiu pelo menos três fases morfo-

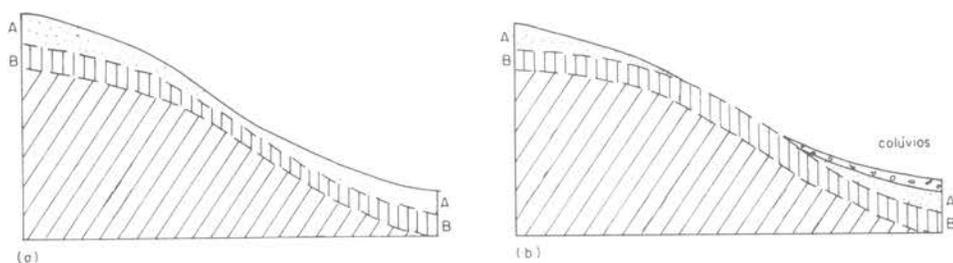


Fig. 43 — Esquema de evolução morfogenética em fase biostática (a) e resistática (b)

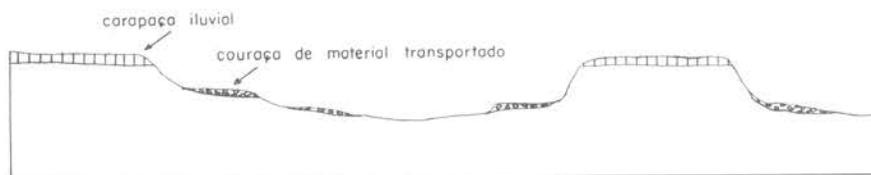


Fig. 44 — Esquema representativo do bawal da África Tropical

climáticas para explicar a sua gênese (figura 45). Numa primeira fase (a), condições tropicais teriam favorecido o desenvolvimento de solos com horizonte A argiloso e B concrecionário por deposição do ferro. Num segundo "ciclo" erosivo (b), um clima mais agressivo, favoreceu a atuação de processos de morfogênese mecânica, com decapitação dos horizontes A, desidratação e endurecimento dos horizontes B, que se transformaram em carapaças pedogenéticas.

Numa terceira fase, mais seca (c), condições de semi-aridez desencadearam processos violentos de desnudação. As carapaças, em parte erodidas, e o material desagregado transportado, foram depositados e cimentados, novamente, por soluções ferruginosas. Tornaram-se, então, as couraças alóctones.

As couraças lateríticas e ferruginosas têm papel importante no relevo e nos processos morfogenéticos da zona tropical. Esse papel morfológico resulta das seguintes características:

- espessura; algumas atingem vários metros.
- natureza química; não são solúveis, mas, resíduos dificilmente mobilizáveis: óxido de ferro, de manganês e alumina.
- textura compacta; são muito consistentes com raras fissuras.

7.3.2.1. Importância na morfogênese

As carapaças têm papel significativo no relevo porque:

a) Permitem a conservação de velhas superfícies de erosão desenvolvidas em ambientes tropicais (de savana). A resistência à erosão, do material concrecionário, é a causa da preservação das áreas protegidas pelas carapaças ferruginosas, que se mantêm em sa-

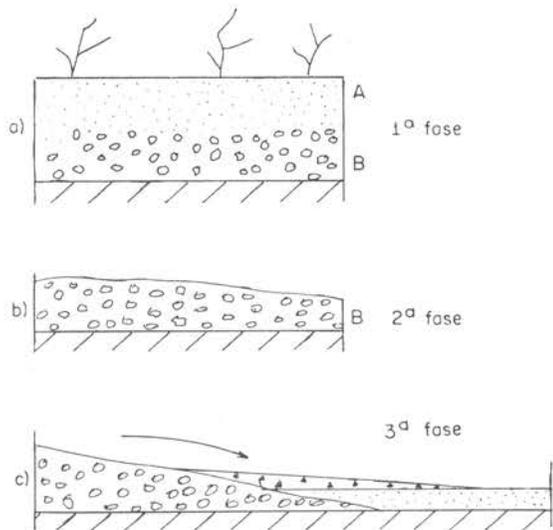


Fig. 45 — Esquema de formação de carapaças ferruginosas

liência na paisagem, comportando-se as rochas vizinhas como material mais tenro do que as carapaças em relação à erosão diferencial. Verdadeiras inversões de relevo podem ocorrer: couraças desenvolvidas nos vales podem permanecer a salvo do desgaste, em ressalto, enquanto elevações adjacentes são desgastadas e rebaixadas. Foto 31.

- b) Favorecem o escoamento superficial, impedindo a infiltração.
- c) Reduzem a erosão mecânica.
- d) Criam uma paisagem de superfícies aplainadas (correspondentes ao antigo horizonte iluvial), seguidas de vertentes côncavas.
- e) Balizam níveis de *paleossolos*.

BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDER, L. T. and CADY, J. G. — Genesis and hardening of laterite in soils *U. S. Dept. Agri. Tech. Bull.* 1282, 1962. 90 pp.
- BECKETT, P. H. T. — Soil Formation and slope development. A new look of Walther Penk's *Aufbereitung* concept. *Annals of Geomorphology*. Heft 1 Berlin, 1968.
- BIROT, P. — *Contribution à l'étude de la desagregation des roches*. C. D. U. Paris, 1962.
- BLOOM, A. — *Superfície da Terra*. Ed. Edgard Blucher Ltda. USP São Paulo, 1970.
- BUNTING, B. — *Geografia do Solo*. (col. A Terra e o Homem) Zahar Ed. Rio de Janeiro, 1971.
- BURINSH, P. — *Introduction of the study of Soils in Tropical and Subtropical regions*. Centre for Agricultural Publ. and Doc. Wageningen, 118 pp., 1968.
- DELVIGNE, J. — *Pédogênese en zone Tropicale* (La Formation des minéraux secondaires en Milieu Ferrallitique). ORSTOM, Dunod, 177 pp. Paris, 1965.

- DERRUAU, M. — *Précis de Geomorphologie*. Masson et Cie Ed. Paris, 1962.
- ERHART, H. — *La Theorie bio-erectasique et les problemes biogeographiques paleobiologiques*. C. R. Soc. Biogeogr. France, 1956.
- GUERRA, A. T. — Formação de lateritos sob floresta equatorial amazônica. *Rev. Bras. de Geografia* 14 (4), Rio de Janeiro, 1952.
- HOLMES, C. — Geomorphic development in Humid and Arid regions: A synthesis. *Am. Journal of Sciences*, vol. 253, 1955.
- HOORE, J. D. — *L'accumulation des sesquioxides libres dans le sols tropicaux*. Serie Scientifique, n.º 62 — INEAC. Congo Belga, 1954.
- JENNY, H. — *Factors of soil formation*. Mc. Graw Hill N. York, 1941.
- KELLOG, G. E. — Principal soils. *Trans 4th Intern. Congress Soil Sc. Amsterdam*, 1950.
- MOHR, E. C. J. and VAN BAREN, F. A. — *Tropical Soils* N. V. Uitgeverij W. van Hoeve. Holland, 498 p. 1954.
- RANZANI, G. — *Manual de levantamento de solos*. Ed. Edgard Blucher Ltda. USP — São Paulo, 1969.
- ROUGERIE, G. — Lateritisation et pédogenese intertropicales *L'Inf. Geographique* n.º 5 — XXIII, 1959.
- et LAMOTTE, M. — Les apports allochtones dans la genese des cuirasses ferrugineuses. *Revue de Géomorphologie Dynamique* CNRS n.º 10-11-12- Paris, 1962.
- SAMBROEK, A. N. — *Amazon Soils* — CA Publ. and Doc. Wageningen, 1966.
- THORNBURY, W. — *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons N. York, 1969.
- VOGT, J. et VINCENTI, P. L. — Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale *Bull. B. R. G. M.* 4, 1966.

Processos lineares: os fundamentos hidrodinâmicos da ação fluvial; transporte e erosão; os materiais do leito e as formas dos vales. O perfil de equilíbrio. Erosão regressiva. O traçado dos rios: meandros e capturas. O "ciclo" de erosão. Retomadas erosivas. Peneplano. Relevo poligênico e policíclico. Terraços aluviais.

8. PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO

Erosão pelas Águas Correntes

8.1. Processos lineares

São processos que se exercem em linha. São levados a efeito pelas águas correntes, concentradas e organizadas em canais.

A água no seu percurso para o mar é o agente mais efetivo de esculturação das paisagens.

A carga sólida dos rios é a ferramenta da erosão. Ela é fornecida através do intemperismo e dos processos de desnudação sobre as vertentes dos vales.

O escoamento fluvial é concentrado em canais e a forma dos canais depende de uma série de variáveis envolvidas no escoamento. A erosão exercida pelos canais de escoamento é a erosão linear.

8.1.1. Fundamentos hidrodinâmicos da ação fluvial

Uma bacia hidrográfica é complexa. Subdivide-se em canais cada vez menores de jusante para montante. Os cursos iniciais que fluem diretamente do subsolo para originar a bacia são chamados cursos de primeira ordem. Esses se juntam para formar os de segunda ordem e assim por diante até que todos os tributários se juntam num único rio principal.

À medida que a quantidade de água de um rio aumenta, o declive diminui, na direção jusante; logo, o declive é função inversa da vazão.

Em regiões úmidas, a vazão dos rios aumenta para jusante. Em regiões áridas, diminui.

Toda massa de água em movimento representa uma certa força (energia). Essa força é proporcional à massa (débito) e ao quadrado da velocidade.

O débito de um curso de água é proporcional à superfície da secção molhada e à velocidade.

Logo, a força da massa de água num dado ponto do rio é proporcional à superfície da secção molhada e ao cubo da velocidade:

$$P = SV^3$$

Quando os rios entram no mar a energia potencial da queda de água é igual a zero e nenhuma transformação de energia potencial em trabalho é possível. O nível do mar é o nível de base final da erosão.

Os níveis de base locais e temporários representados por soleiras rochosas (saltos e corredeiras) ou lagos, retardam a erosão fluvial mas nunca a detêm.

Os rios possuem vazão máxima na foz, portanto gradientes mais suaves. Eles entram no mar em ângulos quase indetermináveis.

— Vazão ou débito — é o volume de água que passa numa dada secção do rio, numa unidade de tempo. Geralmente é expressa em m³/segundo.

A vazão é obtida pela multiplicação da superfície da secção molhada, transversal, no canal, num determinado ponto, pela velocidade média da corrente, e é expressa em m³/s.

Segundo Luna B. Leopold a vazão é dada pela fórmula:

$$Q = wdv \quad \text{sendo:}$$
$$= \text{ largura}$$
$$d = \text{ profundidade}$$
$$v = \text{ velocidade}$$

A velocidade é dada pela fórmula de Chézy:

$$V = C \sqrt{RI} \quad \text{sendo:}$$

V = velocidade média do curso de água no ponto dado

C = coeficiente de regosidade do leito

R = raio hidráulico, isto é: o quociente da superfície da secção molhada pelo seu

$$= \frac{S}{P}$$

I = declividade

A largura, a velocidade e a carga em suspensão aumentam como simples funções da vazão; isto é, aumentam como pequenas funções exponenciais positivas da vazão.

$w = aQ^b$ sendo:

w = largura

a = constante numérica pouco significativa

b = constante numérica muito significativa

Q = débito

A largura do canal, a profundidade e a velocidade da corrente aumentam nos postos de medição, durante as cheias.

A medida que a vazão de um rio aumenta, a jusante, a *profundidade do canal*, a *largura* e a *velocidade da corrente* aumentam. Os rios se tornam mais largos e mais profundos à medida que o volume cresce, a jusante. A velocidade média da corrente também cresce para jusante.

A largura e a profundidade do canal aumentam rapidamente a jusante com o aumento da vazão. A largura, porém, apresenta maior índice de aumento. O aumento da velocidade é menor do que o das outras variáveis.

O aumento da profundidade permite um fluxo mais eficiente compensando a diminuição da declividade.

— *A energia da corrente*

A velocidade de uma corrente é função de uma série de variáveis: declividade do leito, rugosidade, viscosidade da água, profundidade e largura do canal e volume da corrente.

Força bruta (F.B.) é a energia representada pelo escoamento de uma corrente num segundo, num ponto dado.

Força líquida (F.L.) é a energia bruta diminuída da energia usada no atrito e no transporte dos materiais.

Se F.B. > F.L. — a Força líquida é positiva (o rio pode cavar).

Se F.B. < F.L. — a Força líquida é negativa (o rio deposita).

Se a força bruta é igual à energia absorvida pelo atrito mais a energia absorvida pelo transporte, então a F.L. = 0 (o rio não pode cavar, mas é capaz de assegurar o transporte da carga e não deposita).

Quando a força líquida é negativa, o rio deve abandonar parte da carga. Fazendo isso o leito é levantado. Imediatamente abaixo do ponto onde o leito foi soerguido, a declividade do fundo do leito aumenta, crescendo a velocidade, logo cresce a força bruta. A força bruta tende, pois, a igualar à energia absorvida, de modo que a força líquida se iguale a zero.

Assim o curso de água tende a estabelecer, no ponto considerado, por deposição ou por cavamento, uma inclinação tal que a corrente não possa mais cavar nem depositar. Tem-se assim o *perfil de equilíbrio*, isto é, o perfil que é exatamente necessário ao transporte da carga.

8.1.2. Transporte e erosão

Os rios transportam os detritos das rochas intemperizadas de três modos:

— em *suspensão*, pelo fluxo turbulento (silt e argila)

— em *rolamento ou arrastamento*, no fundo (seixos e areia)

— em *saltação*, por correntes ascendentes (areia e pequenos seixos)

As correntes ascendentes dos turbilhões, diminuindo a pressão que exercem sobre o fundo e os materiais pesados, são capazes de carregar as areias e grânulos em saltos sucessivos.

Distinguimos assim três tipos de carga:

— *carga em suspensão* (silt e argila)

— *carga do leito* do rio (areia, seixos, fragmentos)

— *carga dissolvida* (transporte em solução)

Desses três tipos, somente a carga em suspensão é bem conhecida (peso dos sedimentos por unidade de volume da amostra, multiplicado pela vazão, na secção, no momento da coleta).

Admite-se que a carga do leito seja equivalente a 10% da carga em suspensão.

A carga dissolvida é calculada a partir de análises químicas. Ela não afeta as propriedades físicas da corrente.

A geometria hidráulica dos rios envolve as seguintes variáveis:

- 1.º — carga dos sedimentos em suspensão
- 2.º — carga do leito
- 3.º — largura
- 4.º — profundidade
- 5.º — declividade
- 6.º — velocidade
- 7.º — vazão

Leopold e Maddock dão a seguinte equação, relacionando a carga dos sedimentos em suspensão com a vazão:

$$L = p Q^j \quad \text{sendo:}$$

L = carga de sedimentos em suspensão
 Q = vazão
 p e j — constantes numéricas

Aumentando a vazão, a carga em suspensão aumenta. Os valores do expoente j variam entre 2,0 e 3,0. Esses grandes valores exponenciais indicam que, se a vazão aumentar dez vezes, o material em suspensão aumentará de centenas a milhares de vezes.

A carga em suspensão numa secção cresce com o aumento da vazão *mais rapidamente* do que a largura ou a profundidade, do que se depreende que o aumento do canal pela erosão não é o único fator responsável pelo crescimento da carga. A maioria dos sedimentos em suspensão vem da bacia montante. É necessário distinguir: carga limite e competência de uma corrente.

— *carga limite* é o peso máximo que a corrente pode transportar (a partir do qual se inicia a deposição).

— *competência* da corrente, a possibilidade de transportar materiais da dimensão máxima compatível com a sua velocidade.

Diz-se que um determinado rio, num ponto dado, possui uma carga limite de n kg por m^2 de secção e uma competência para carregar materiais isolados de n' kg.

Se a energia da corrente diminui, há deposição de uma parte da carga, começando pelos mais grossos.

A carga limite é tanto maior quanto menores forem os materiais transportados.

Os rios transportam a maior parte da carga em suspensão na época de *grandes vazões*.

À medida que o nível de água se eleva, o canal é escavado no sentido horizontal (margens) e vertical (fundo).

A velocidade, crescendo, propicia o transporte da carga vinda de montante, dos acréscimos da secção e de fragmentos maiores.

Quando a velocidade diminui, a carga é novamente depositada. O material que pavimentava o leito, na secção dada, move-se para baixo e o leito é ocupado por novos sedimentos vindos de montante.

Durante a fase de vazão baixa, grande parte da carga em suspensão é depositada.

O material é chamado *aluvião*. Rios relativamente equilibrados possuem vales com aluviões, onde o canal é entalhado.

As formas do leito dependem das relações entre: vazão, carga sólida, velocidade e declividade. O grau de relacionamento dessas variáveis determina a intensidade da erosão transporte ou deposição, logo, a morfologia do leito.

A erosão fluvial se realiza através dos processos de corrosão, corrasão, evorsão e cavitação. A *corrosão* é processo químico de ataque às rochas do fundo do leito pela água, resultando na lenta decomposição das mesmas. A *corrasão* é processo mecânico de desgaste pelo atrito gerado pelo turbilhonamento da água carregada de elementos sólidos. Este desgaste abrasivo dá o polimento (brilho) à superfície rochosa do leito. A *evorsão* é um tipo especial de corrasão gerada pela pressão exercida pelo movimento turbilhonar no fundo do leito. Este processo escava depressões geralmente circulares conhecidas com o nome de "marmitas." A *cavitação* é processo de fragmentação das rochas do leito sob o impacto de elevadas e variadas pressões causadas por altas velocidades turbilhonares. Todos estes processos estão na dependência das variáveis hidráulicas, especialmente das características físicas do fluxo da água e do tipo de sua carga sólida.

8.1.3. Os materiais do leito e as formas do vale

A planície de inundação recebe e acomoda o volume acrescido de água nas enchentes. A velocidade da água fora do canal é muito fraca e entre o leito menor e o maior há seleção granulométrica do material depositado, segundo a velocidade da corrente.

Por ocasião das enchentes os seixos são arrastados no fundo do leito normal. Quando as águas transbordam as margens, a velocidade, que era suficiente para carregar areias em suspensão, diminui rapidamente. Nas bordas do canal são depositadas areias em forma de bancos, que perdem altura em direção à planície de inundação. São os *diques marginais*.

Na planície de inundação as águas se espraíam e perdem a velocidade. São depositados os materiais mais finos em suspensão: *silt* e argilas. Apesar da deposição ser predominantemente fina, a estrutura das aluviões do leito maior revela uma composição heterogênea ligada às migrações rápidas do leito aparente sobre o leito maior, por ocasião das cheias.

Cada posição momentânea do leito aparente dentro do maior corresponde a uma linha de materiais grosseiros, porque ali a profundidade é máxima no tempo de cheia. A partir das margens se deposita material de granulação decrescente. A estrutura das aluviões exibe disposição lenticular.

O fundo do leito normal pode expor a rocha ou materiais arrastados. No primeiro caso, quando ocorre o cavamento, o rio tem energia

superior à necessária para o transporte da carga; no segundo caso, quando há deposição, a energia é insuficiente para o transporte da carga.

Normalmente o leito de um rio tem setores aluviais e setores rochosos.

A carga abrasiva vem do alto curso ou é de contribuição local das vertentes. Nas bacias onde o intemperismo mecânico é dominante o abrasivo da corrente será de fragmentos maiores e a erosão fluvial mais eficiente; onde o intemperismo químico predomina, a carga sólida será de pequena granulometria, o que reduz a ação abrasiva. A carga em suspensão não tem poder abrasivo, por esse motivo os rios das regiões intertropicais de florestas, que transportam essencialmente carga em suspensão, têm fraca competência para erodir e fazer recuar as rupturas de declive do leito.

A carga sólida do rio fornece os instrumentos com os quais a água corrente desgasta a rocha. A força turbilhonar da corrente pode elevar e abaixar areias e seixos e arrastar blocos que são os abrasivos, com os quais a corrente abre buracos circulares (acompanhando o movimento turbilhonar) nos pontos onde os planos de diaclasamento se entrecortam no leito rochoso. Assim são escavadas as "marmitas". O alargamento e aprofundamento das "marmitas" termina no aprofundamento do leito rochoso em forma de gargantas ou *canyons*. Foto 32.

A forma do leito depende da granulometria da carga transportada.

Rios que transportam materiais de granulção fina, em suspensão, possuem canais mais profundos do que largos.

Rios que transportam grande quantidade de materiais grosseiros: areias e cascalhos desenvolvem canais rasos e largos com o máximo de superfície do leito. É a forma mais eficiente para o transporte dessa carga que, a todo momento, é depositada por incompetência da corrente. O material pavimenta o fundo, impedindo a erosão do leito rochoso subjacente. O excesso da energia disponível é usado no alargamento das paredes do vale no sentido lateral e os leitos se tornam rasos e abertos (no período de vazante o rio forma canais anastomosados *braided*). Essa é a característica dos vales das regiões semi-áridas. A carga do leito (material arrastado) desses vales pode exceder de 50% da carga total.

É preciso ter em mente, entretanto, que, apesar de serem os vales o resultado do trabalho dos rios, nem sempre a forma dos vales é explicada por processos atuais de erosão. Vales largos demais para o curso de água que flui através dele; vales muito profundos, em desacordo com o volume atual dos débitos; vales de vertentes interrompidas por patamares (antigos terraços) são poligenéticos e têm uma longa evolução. A sua gênese deve ser buscada na paleomorfologia regional.

Outro fato a destacar é que os rios não são os responsáveis exclusivos pela erosão de todo o volume de seus vales, pois a maior parte dos sedimentos carregados pelos rios é

fornecida pelos movimentos de regolito sobre as encostas.

A escavação linear é, pois, concomitante com os processos de evolução de vertentes e os dois fenômenos são interdependentes.

8.1.3.1. Características do leito fluvial

O espaço ocupado pelas águas de um rio chama-se leito. A definição é vaga porque um rio pode ter vários leitos (fig. 46):

M-M' — *leito maior* — leito de inundação ou planície de inundação (*várzea* — termo popular brasileiro): é toda a zona que o rio inunda e que pode recobrir de aluviões e ser recoberta de vegetação (gramíneas e herbáceas).

l.n — *leito ordinário ou normal* (ou leito aparente) é o canal bem determinado entre as margens ou por diques (d), ocupado por materiais rolados, não recoberto de vegetação. Não é sempre ocupado, mas por ocasião dos débitos normais ou de enchentes.

c — o canal de *estiagem* ocupa uma pequena parte dentro do leito aparente, sobretudo nos vales de rios de regime irregular. O canal de *estiagem* não é limitado por margens nítidas. Ele se insinua no interior do leito normal e vai de uma margem a outra. Pode se subdividir em braços.

8.2. O perfil de equilíbrio de um rio

Sabe-se que a declividade de um rio é mais fraca a jusante do que a montante.

Os rios modificam a forma de seu leito por erosão ou deposição, para estabelecer o equilíbrio entre a energia e a resistência. O declive do leito varia em função da resistência do leito e em razão inversa do débito ordinário (normal). Se em cada ponto do perfil longitudinal do rio este possui uma inclinação de equilíbrio, isto é, uma inclinação tal que não aluvione nem cave, diz-se que ele está em *perfil de equilíbrio provisório* (tem inclinação necessária para evacuar a carga).

Esse perfil não é definitivo, pois o rio continua a trazer carga, sinal de que há erosão a montante.

Mas, à medida que a bacia é erodida, a carga vai diminuindo, até chegar ao momento ideal, no qual a inclinação do leito seja exatamente suficiente para o escoamento das águas. O rio atingiu então o *perfil de equilíbrio* definitivo ou ideal, que não é real, mas teórico.

O que existe na realidade são perfis de equilíbrio provisórios, os quais não ocorrem ao longo de todo o rio, mas em determinados setores.

O perfil de equilíbrio é constituído por um conjunto de pontos interdependentes, isto

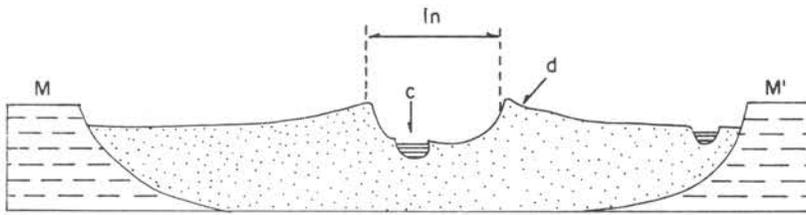


Fig. 46 — Perfil esquemático do leito maior

é, tudo o que se passa a montante e a jusante de um ponto qualquer do perfil, influi no declive de equilíbrio e sobre o nível desse ponto.

Suponhamos um abaixamento do plano de água num determinado ponto do curso. A jusante, o declive será reduzido, a corrente diminuirá a velocidade e deverá depositar parte da carga, elevando, assim, o leito. Imediatamente a montante do ponto citado, o declive aumenta, porque o nível foi abaixado. A corrente será acelerada. Isso resulta em erosão que se propagará aos poucos em direção à cabeceira — é a *erosão regressiva*, que tende a estabelecer o equilíbrio, suavizando o declive (fig. 47 e 48).

A erosão regressiva é espetacular em pontos de quedas de água e rápidos. O trabalho de erosão regressiva depende da natureza do leito rochoso e da capacidade de cavamento do rio (calibre da carga sólida). Rios equatoriais e tropicais pobres em materiais abrasivos, dificilmente recuam os desníveis nos rápidos.

Não é só a erosão que regula o perfil.

Um movimento tectônico basculando todo o leito, de maneira a modificar o declive, pode alterar todo o perfil, por deposição, se o declive diminuir; por erosão, se aumentar.

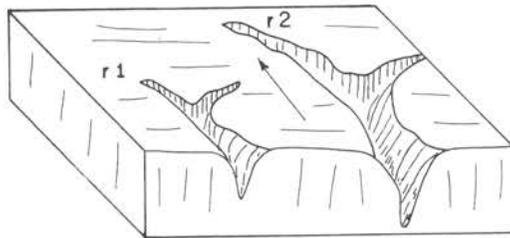


Fig. 47 — Recuo de ruptura do perfil longitudinal por erosão regressiva r1 e r2 (rupturas)

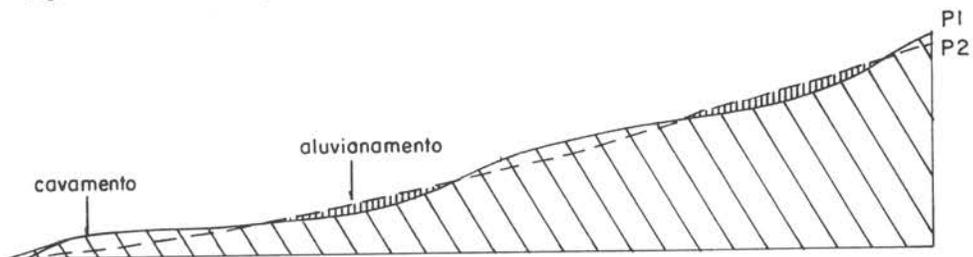


Fig. 48 — Regularização de um perfil de equilíbrio por erosão regressiva e aluvionamento
P1 — posição original P2 — posição em vias de regularização

Uma mudança climática modificando a contribuição do rio (tipo de carga) modifica a relação carga-débito, logo, a forma do perfil.

Um abaixamento do nível do mar dá lugar a retomada erosiva. Essa erosão é regressiva e se efetuará a partir da foz e de todos os pontos onde houver rupturas do perfil.

O nível do mar é variável, mas apresenta longos períodos de estabilidade relativa, para que se possa considerá-lo estável em relação à mobilidade de outros pontos do perfil.

Num mesmo rio há *níveis de base locais*, instáveis. Esses níveis locais podem evoluir a partir de soleiras, ou a montante de lagos ou barragens artificiais. Um perfil de um afluente se estabelece localmente, também, em função da confluência com o rio principal.

Por exemplo, o rio Tietê no Estado de São Paulo é nível de base local de erosão regressiva do rio Piracicaba. O salto de Piracicaba é nível de base local da erosão regressiva que se processa a montante do salto em direção à cabeceira. Cada salto que ocorrer ao longo do perfil longitudinal do rio será um nível de base local da erosão regressiva. A barragem da Barra Bonita no rio Tietê é nível de base local do Tietê, a montante da barragem.

Um rio principal pode estar em equilíbrio, enquanto os tributários de primeira ordem estão escavando fundamente.

8.2.1. Variáveis de um rio em equilíbrio

Segundo Bloom, a tendência de um rio manter o equilíbrio envolve, pelo menos, dez variáveis: dependentes, independentes e semi-independentes do estado de equilíbrio.

1.º *Variáveis independentes*: vazão, carga sedimentar, nível de base final.

O rio possui pouco controle sobre esses fatores, ao contrário, deve ajustar-se a eles.

A vazão é determinada pela precipitação, evaporação, infiltração e escoamento imediato.

A carga sólida depende do tipo de rocha e do intemperismo, que envolve condições bioclimáticas.

O nível de base final é controlado pelo mar. A energia potencial de um rio é estabelecida pela altitude acima do nível do mar.

2.º *Variáveis semi-dependentes* — agem entre si para adquirir o estado de equilíbrio.

— largura

— profundidade do canal

— aspereza do leito

— tamanho das partículas da carga sedimentar

— velocidade

— tendência para formar meandros ou anastomosar-se.

Essas variáveis são determinadas pelas independentes, mas são capazes de se auto-regularem.

O hábito dos rios meandrarem é função *largura/profundidade do canal e tamanho das partículas*.

A medida que a *carga em suspensão* cresce em proporção à *carga do leito* (arrastada), a relação *largura/profundidade* decresce e o canal se estreita e se aprofunda. As mudanças constantes da relação permitem o gasto de mais energia nas margens e menos no fundo, levando ao aumento da sinuosidade do canal e formam-se os meandros.

A velocidade é semidependente da vazão, largura do canal e profundidade. Também é influenciada pelo tamanho dos grãos.

3.º *Variável dependente de todas as outras*: declive ou gradiente do leito fluvial.

Leopold e Maddock definem perfil de equilíbrio: "Rio em equilíbrio é aquele que mantém, em um período de anos, as característi-

cas de declividade e canal, delicadamente ajustadas para prover, com vazão disponível, a exata velocidade requerida para o transporte do suprimento da carga, proveniente da bacia de drenagem. Tal rio é um *sistema em equilíbrio*.

Sua característica diagnóstica é que qualquer mudança, em qualquer dos fatores de controle, causará deslocamento do equilíbrio em uma direção tal que tenderá para a absorção do efeito da mudança".

Outra maneira de tratar o conceito de equilíbrio é considerar esta condição do ponto de vista da *termodinâmica teórica*. Em um sistema físico constante, através do qual energia e matéria se movem, há tendência para a execução do mínimo trabalho e distribuição uniforme do trabalho.

Em um sistema fluvial que deriva sua energia da água descendente, a tendência para o mínimo trabalho se opõe à tendência para a distribuição uniforme de trabalho.

O perfil teórico do mínimo trabalho é *fortemente côncavo* em contraste com o perfil teórico da distribuição uniforme do trabalho, constituído por declive aproximadamente constante.

O perfil é apenas ligeiramente côncavo para o céu, pois que, à medida que o trabalho realizado aumenta a jusante, com a vazão, a superfície do leito do rio também aumenta. A taxa de trabalho realizado por unidade de área do leito do rio é constante quando ele se alarga a jusante e diminui, gradativamente, a declividade.

8.2.2. Características do perfil de equilíbrio

Como vimos, o perfil de equilíbrio é realizado a partir do equilíbrio entre diversas variáveis. Da relação entre essas variáveis dependem as características do perfil.

1.º) O perfil de equilíbrio não é sempre uma curva côncava regular.

Se num dado setor o débito diminui de montante para jusante, por evaporação, por exemplo, sem que a carga diminua de massa e de calibre na mesma proporção, o perfil no setor em questão tenderá para convexidade, dadas as condições de equilíbrio que exigem um declive crescente para jusante.

Nos climas úmidos a descarga cresce para jusante. O perfil tenderá para hiperbólico com concavidade para o céu.

Nos climas secos a descarga decresce para jusante; o perfil evoluirá para uma forma convexa para o céu.

Entretanto, a forma geral da maior parte dos perfis fluviais em equilíbrio é côncava porque:

— o débito aumenta para jusante

— a carga diminui em calibre pelo desgaste, durante o transporte; pelo abandono seletivo dos materiais mais grossos e porque os vales recobertos de aluviões finas a jusante liberam material mais fino.

— há sobra de energia ($EB > EL$) e o rio pode escavar mais.

Todos os pontos do perfil longitudinal se relacionam entre si e todos os níveis de base locais são variáveis.

2.º) O perfil não é uma curva tangente à horizontal na embocadura.

Ele é, antes, *uma secante* em relação ao nível de base, pois todo rio que chega ao mar tem uma relação carga-débito definida, que corresponde a um certo declive.

Um perfil quase horizontal nas proximidades do nível de base pode indicar afogamento recente da costa.

Um perfil de equilíbrio não termina fatalmente, no fim de sua evolução, com um aluvionamento. Ao contrário, o declive de equilíbrio é um *declive de transporte*, que tende a diminuir por erosão, pois, à medida que o relevo abaixa por ablação e exportação de material, o suprimento da carga diminui.

Rios que apresentam planícies turfosas geralmente foram sujeitos a mudanças climáticas, alterando as relações carga/débito, ou

sofreram modificação no perfil por levantamento do nível do mar e afogamento da costa.

A extensa área flúvio-marinha alagadiça na costa do Estado do Rio de Janeiro, na zona do delta do rio Paraíba se explica pela transgressão Flandriana e, provavelmente, por subsidência regional, contínua, no Quaternário Superior. A essas causas se deve acrescentar a consequência de um episódio climático recente responsável pela diminuição do débito e o aumento da carga em suspensão decorrente do desmatamento levado a efeito na área montanhosa da bacia montante.

8.3. Erosão regressiva

O trabalho de escavação do vale, para o estabelecimento do perfil de equilíbrio, é feito a partir da foz em direção à cabeceira dos cursos de água, isto é, por erosão regressiva ou remontante.

A erosão regressiva é função da relação H/C (H — altura do leito sobre o nível de base; C — comprimento do canal). A relação entre altura e comprimento dá o gradiente do canal.

No caso de simetria de vertentes a relação H/C é equilibrada se a massa de água for igual em ambas as vertentes. O divisor coincide, então, com a linha de cumeada, que será uma crista (fig. 49 — letra a).

Em caso de dissimetria de vertentes, a *erosão remontante* não será limitada pela

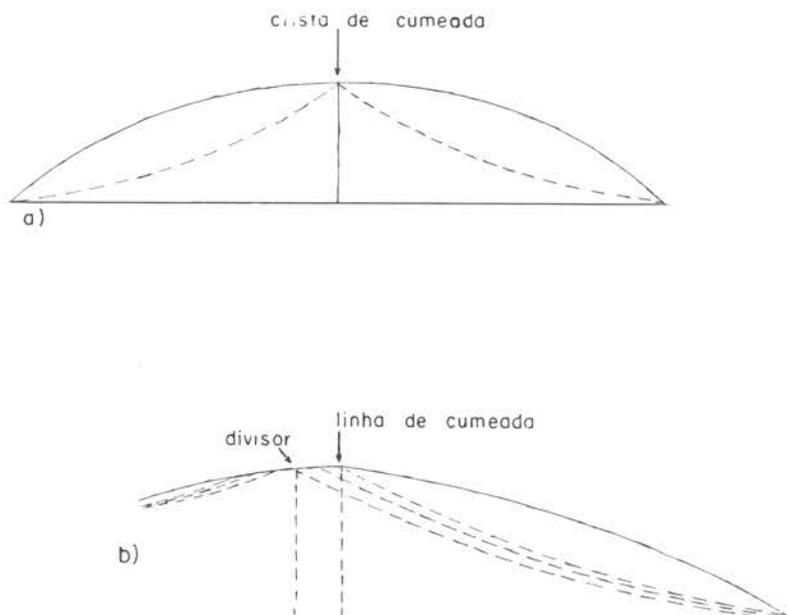


Fig. 49 — Erosão regressiva em vertentes simétricas (a) e dissimétricas (b)

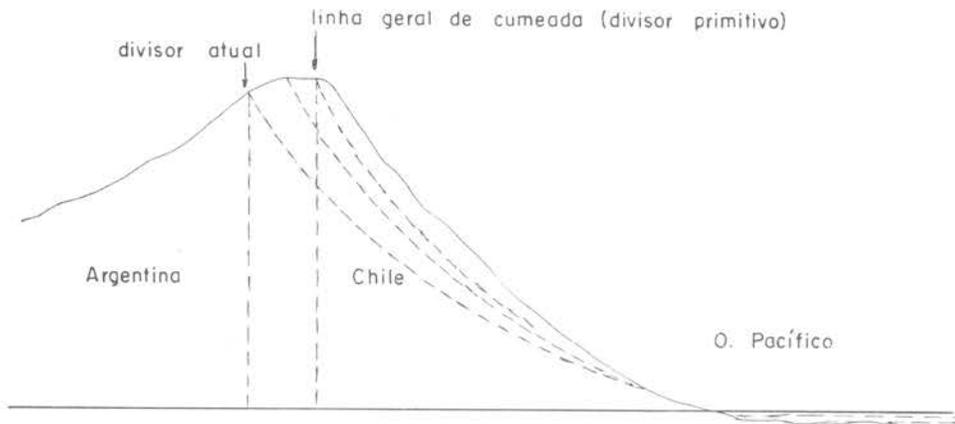


Fig. 50 — Recuo de linha divisória de drenagem por erosão regressiva na vertente ocidental dos Andes

linha de cumeada. A linha de cumeada nem sempre coincidirá com o divisor de águas (fig. 49 — letra b).

Esse é um fato geográfico importante que tem gerado questões de limites entre países. Por exemplo o limite entre Chile e a Argentina era demarcado pelo divisor de águas. Como a erosão regressiva na vertente ocidental dos Andes, em direção ao Pacífico, é muito maior, devido ao maior gradiente dos rios, o divisor recua incessantemente, levando para leste a divisa do Chile com a Argentina, com vantagens em ganho de território para o Chile (fig. 50).

A questão de limites entre os dois países foi resolvida, substituindo-se a zona limítrofe do divisor de águas para a *linha geral de cumeada*.

O recuo de cabeceira por erosão remontante é o princípio de capturas.

8.4. O Traçado dos rios: meandros e capturas

Existem tipos de canais fluviais que caracterizam os padrões de drenagem. Dentre os principais tipos, destacam-se: canais retos, meandantes, anastomosados, caóticos, dendríticos. Da combinação desses tipos e sob influências litológicas e tectônicas, resultam, ainda: padrões em treliça, retangular, radial, etc.

Os canais retos longos são raros. Mais comumente há segmentos retilíneos. Os canais de trajetória retilínea podem aparecer em superfícies homogêneas, fortemente inclinadas ou sob controle tectônico-estrutural. Considera-se segmento retilíneo o canal reto cuja extensão equivale a 10 vezes a largura do leito normal.

Os canais mistos (curvos e retos) compõem os padrões retangulares, em treliça e radial. *Padrões retangulares* refletem a disposição regional do sistema de fraturas ou diaclases, que se interceptam. *Padrões em treliça* são característicos de afluentes ortoclinais esculpados em terrenos sedimentares friáveis, em regiões de dobramentos estreitos. Padrões radiais são típicos de cones vulcânicos e outras elevações em forma de domo.

Canais mais curvos do que retos caracterizam os padrões caóticos, dendríticos e os rios anastomosados. *Padrões caóticos* são comuns às paisagens exondadas recentemente ou libertas de glaciação, com declives suaves.

Padrões dendríticos são os mais comuns para as redes de drenagem. Indicam falta de controle estrutural e por isso distribuição "ao acaso" dos cursos de água. Caracterizam os terrenos impermeáveis, especialmente os argilosos.

Canais anastomosados (braided) são formados em condições hidrológicas especiais, relacionadas com a carga sedimentar. Rios que transportam cerca de 50% da carga arrastada no leito (materiais grosseiros) não têm energia suficiente para transportá-la até a foz. O material é abandonado no próprio leito, para ser retomado no curso de cada cheia. Criam-se obstáculos naturais que obrigam a mudança de curso do talvegue ou a ramificação dos talvegues. Surgem canais secundários rasos que circundam zonas de deposição (ilhas e cordões de acumulação).

Canais meândricos são aqueles cujo traçado sinuoso leva o rio a se afastar da sua posição normal para descrever curvas pronunciadas através de processo contínuo de erosão nas margens côncavas e deposição nas convexas. O traçado dos meandros não é sem definição, mas obedece a uma padronagem de-

finida de leitos em arqueamentos harmoniosos não idênticos, mas numa mesma ordem de grandeza. Essa padronagem é imposta por condições hidrodinâmicas de relações das variáveis: largura/profundidade/tamanho das partículas.

8.4.1. Meandros

São curvas do traçado dos rios, largas, semelhantes entre si, resultantes do trabalho da corrente, de escavação na margem côncava (zona de maior velocidade da água) e de deposição na margem convexa. Foto 33.

O canal meândrico se afasta, sem razão aparente, da direção normal do escoamento para voltar à mesma, após ter descrito uma curva pronunciada.

O hábito dos rios em meandros é função da relação largura/profundidade do canal e tamanho das partículas sedimentares. A medida que a carga em suspensão cresce em proporção à carga do leito, a relação L/P diminui e o canal se estreita e se aprofunda.

Devido a esses ajustes, mais energia é despendida nas margens e menos no fundo e a sinuosidade do canal aumenta. Formam-se meandros.

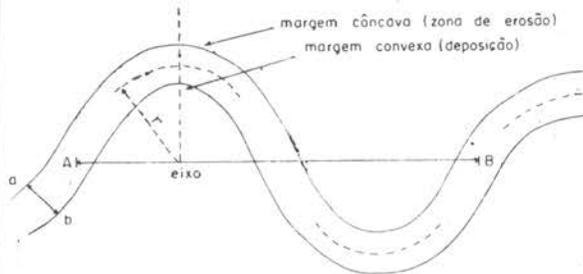


Fig. 51 — Elementos de meandros

Os meandros livres são regulares e as suas dimensões são proporcionais à largura do canal (fig. 51). O raio de curvatura de um meandro (r) é em geral equivalente a duas ou três vezes a largura do canal. O comprimento de onda (A-B) dos meandros corresponde de sete a dez vezes a largura do canal (a-b).

Os meandros aumentam o comprimento do canal entre dois pontos, contribuindo para diminuir a declividade do rio. A declividade influi na velocidade e na capacidade de transporte.

8.4.1.1. Tipos de meandros

Podemos distinguir dois tipos de meandros:

a) *meandros de vale*, também chamados meandros encaixados. Esse caso ocorre quando o vale meandra junto com o rio, na mesma escala (fig. 52 — letra a). Foto 34.

b) *meandros de planície aluvial, livres ou divagantes*, caso realizado quando as sinuosidades do rio são independentes do traçado dos vales. Nesse caso o comprimento do rio é maior do que o comprimento do vale (fig. 52 — letra b).

8.4.1.2. Evolução dos meandros

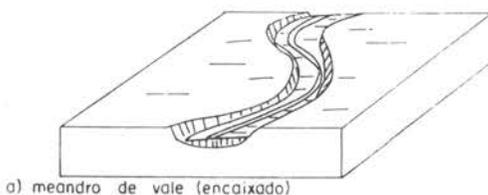
Um meandro tem tendência a se exagerar.

A corrente principal é levada em direção à margem côncava. A corrente toca, pois, sucessivamente a margem esquerda e a margem direita, descrevendo sinuosidade. O lugar de maior sinuosidade é o local de erosão máxima. A margem côncava é cavada cada vez mais (banco de solapamento), enquanto na margem convexa a corrente muito lenta para transportar a sua carga, abandona parte dela, construindo bancos arenosos ou de cascalhos (baixio) (*point-bars*). Assim, a curva se acentua cada vez mais (fig. 53). Foto 34.

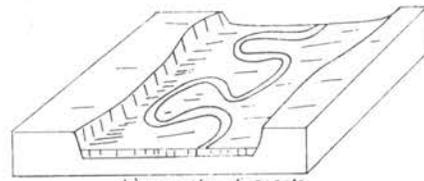
Por esse processo a margem côncava se torna abrupta, enquanto a convexa, construída, é baixa.

Acentuando-se a curvatura dos meandros, dois meandros vizinhos podem-se recortar, restando o antigo meandro com braço morto (chifre de boi) ou meia lua (fig. 54).

Ao mesmo tempo que os meandros se exageram, eles migram para jusante. A linha de deslocamento máximo se dirige sempre em direção à margem côncava e para o ponto mais baixo do vale. A migração para jusante tende a calibrar todo o vale, até às dimen-



a) meandro de vale (encaixado)



b) meandro divagante

Fig. 52 — Tipos de meandros

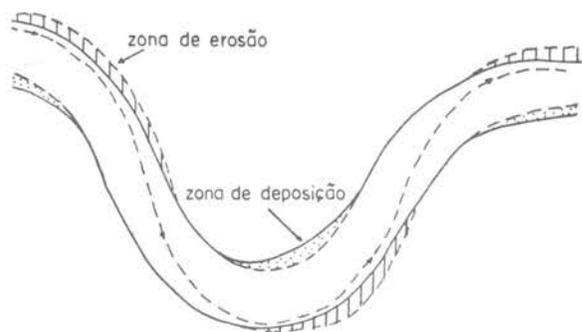


Fig. 53 — Evolução de meandro por erosão nas margens côncavas e deposição nas convexas

sões dos meandros, transformando os meandros de vale em meandros de planície aluvial (fig. 52 — letra b).

Durante a amplificação do meandro os bancos da margem convexa apresentarão um perfil transversal inclinado. Esse lóbulo pode ser recortado a vários níveis. Os degraus simularão *terraços aluviais*. De fato, eles não testemunham um antigo nível da planície aluvial. Derrual chama tais níveis de: *terraços poligênicos* (falsos terraços), correspondentes a fragmentos de lóbulos de meandros inclinados e recortados pela migração do canal (fig. 55). As letras a, b e c indicam fases sucessivas de cavamento, aluviamento e recortamento do lóbulo do meandro.

O entalhe lateral das margens pode prosseguir sem afetar o estado de equilíbrio de um rio. Apenas o entalhe vertical, no fundo do leito, afeta as condições de equilíbrio.

É necessário distinguir entre um rio anastomosado e um rio meandrante. O primeiro tem uma carga excessiva e não é capaz de transportar ou de prosseguir a erosão lateral incessantemente, como o rio meandrante. Por

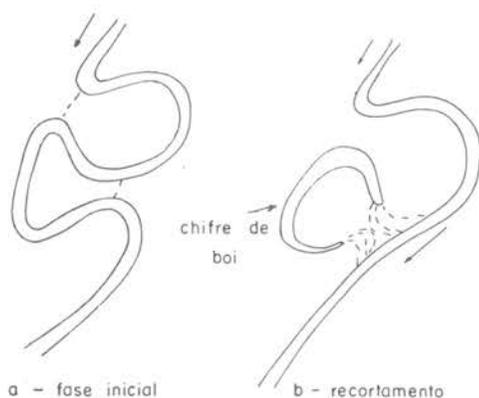


Fig. 54 — Recortamento de meandros

isso o rio anastomosado é muito bifurcado, com inúmeros canais do mesmo nível. A deposição do material grosseiro no próprio leito faz com que o rio se ramifique em numerosos canais secundários.

Rios nos quais a carga do leito excede a metade da carga total, a relação largura/profundidade do leito aumenta e o leito torna-se largo, raso e cheio de canais (anastomosado).

No rio meandrante a carga em suspensão é maior do que a carga do leito e o rio tem energia para cavar lateralmente. A formação de meandros envolve propriedades relativas ao fluxo da água, tamanho e forma do canal, resistência da rocha encaixante e proporção da carga em suspensão para a carga do leito.

É errado supor que um rio começa a meandar quando é incapaz de transportar a carga. O meandro é uma forma de cavamento e de equilíbrio e não de deposição. O rio muito carregado é o anastomosado.

Na evolução meândrica os lóbulos se alargam cada vez mais, diminuindo o declive do leito. Diminuindo o declive, a capacidade de erodir é reduzida e a tendência é para frear o processo de desenvolvimento dos meandros. Porém o processo de recortamento dos meandros, que ocorre quando as alças da corrente estão muito amplas (fig. 54 — letra b), faz diminuir o comprimento do canal e aumentar a velocidade da corrente. O processo de formação de meandros (cavamento lateral) prossegue com o aumento da velocidade e da energia.

As secções de meandros dos rios correspondem a um equilíbrio entre a força da corrente e a resistência da rocha. As condições se modificam conforme a geologia dos setores atravessados e a contribuição sólida dos afluentes. Modificações ocorrem também com mudanças climáticas, responsáveis pela alteração da relação carga/débito dos rios.

Nem sempre os meandros estão em relação direta com as características hidrodinâmicas atuais.

Na planície aluvial, às vezes destacam-se meandros abandonados com raio de curvatura muito maior do que os meandros atuais. Trata-se de rios que tiveram maior volume e maior potência e que sofreram redução na descarga.

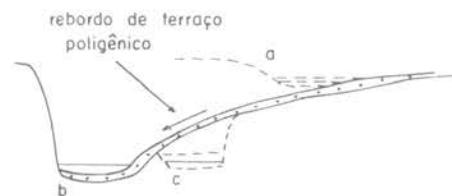


Fig. 54 — Falsos terraços em lóbulo convexo de meandro

A causa geral da redução de volumes fluviais está relacionada a oscilações climáticas. Dury (1953) comparando meandros abandonados *ox-bow* e meandros atuais, em várias regiões dos Estados Unidos, mostra que, num passado recente, os rios foram 4 a 10 vezes maiores que os atuais.

A autora deste livro e colaboradores estudaram a evolução dos meandros do rio Colorado no Texas Central através de análise quantitativa dos padrões dos meandros atuais e antigos associados com as características da carga. Chegaram à conclusão de que houve mudanças sistemáticas na largura do canal, comprimento de onda, sinuosidade, tipos de meandros e tipos de depósitos associados, através do Quaternário. Tais mudanças parecem ter sido cíclicas, variando a amplitude do ciclo. Os dados relativos aos sedimentos fluviais, a paleossolos e estudos paleobiológicos suportam a hipótese de que o clima no Texas Central alterou-se entre intervalos relativamente áridos e úmidos. (Penteado e Baker, 1975; Baker and Penteado, 1976).

Os rios meandantes do Brasil de Sudeste como o Tietê a montante da Barra Bonita, o Atibaia, o Aguapei, todos do Estado de São Paulo, pelo maior raio de curvatura dos meandros abandonados, indicam também maior atividade meandrante no passado, não significando o fato um clima mais úmido, mas provavelmente com características de tropicalidade mais acentuada e mais torrencialidade no escoamento.

8.4.2. Capturas

Os meandros são acidentes menores de traçado dos rios. Os traçados podem-se modificar em grande escala quando um rio captura outro.

Há dois tipos principais de capturas:

- 1.º) capturas de recuo de cabeceira;
- 2.º) capturas por transbordamento.

1.º) *Captura por recuo de cabeceira* (fig. 56). Quando dois rios estão muito próximos, correndo em níveis diferentes, o afluente que tiver inclinação mais forte fará recuar a sua cabeceira mais depressa, capturando o curso de menor declive.

Conforme a ilustração chamaremos:

- 1 — rio beneficiário
- 2 — rio capturado (a montante de C)
- 3 — rio conquistante ou capturador
- 4 — cotovelo de captura.

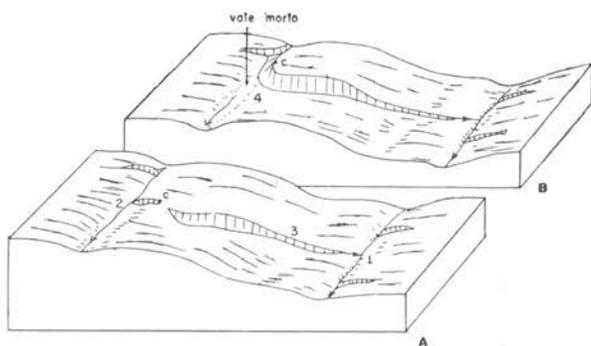


Fig. 56 — Captura fluvial por recuo de cabeceira

2.º) *Captura por transbordamento* (fig. 57). Quando um rio, correndo em nível mais alto do que outro vizinho, faz alçar o seu

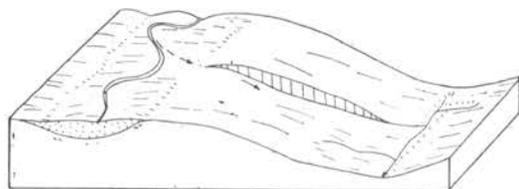


Fig. 57 — Captura por transbordamento

leito por excesso de deposição, a corrente pode vaziar por um rebaixamento e fluir para o rio mais próximo, em processo de cavamento.

Um exemplo clássico de captura é do alto Mosa pelo alto Mosela, na localidade de Toul (França) (fig. 58).

O alto Mosa, após ser capturado pelo Rio Mosela, desviou-se para leste, descrevendo um cotovelo de captura na região Toul. O fenômeno ocorreu após o recuo das geleiras da última glaciação.

No Estado de São Paulo parece ter havido uma captura do alto vale do Tietê pelo rio Paraíba.

O rio Paraíba, que desce a serra do Mar no sentido E.N.E. — W.S.W., descreve uma curva em ângulo de 180º, para continuar no

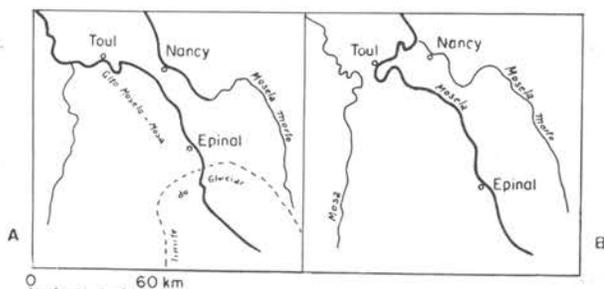


Fig. 58 — Captura do alto Mosela
A — Situação anterior à captura
B — Situação atual

sentido oposto, em direção ao Estado do Rio de Janeiro.

O ponto de inflexão do seu traçado é o chamado "cotovelo de Guararema".

O rio Paraíba teria, pois, capturado o alto Tietê. Essas conjecturas ainda não foram provadas por evidências de depósitos fluviais e vales mortos, pois o fato ocorreu no Terciário (época da formação da fossa tectônica do Paraíba) e durante o período decorrido os processos morfogenéticos atuantes teriam apagado os vestígios morfológicos da provável captura.

8.5. O "ciclo" de erosão

O ciclo de erosão segundo Davis é a evolução teórica do relevo, tendo como ponto de partida o peneplano (região aplainada por desgaste contínuo).

O ciclo compreende um longo período de erosão e um brusco soerguimento.

É um encadeamento de fases que se sucedem em ordem irreversível (comparável à evolução da vida humana, desde o nascimento até a morte), passando pelos estágios de juventude, maturidade e senilidade.

Seja uma região de relevo vigoroso. Os rios aprofundam os vales e os processos de desnudação trabalham sobre as vertentes. As saliências diminuem, as vertentes se suavizam. Diminuindo os declives, o trabalho de erosão enfraquece. Se, nesse ponto de evolução, a região é bruscamente soerguida por movimento orogenético ou epirogenético, ou se ocorre um abaixamento do nível do mar ou mudança climática, os rios terão maior energia e o cavamento será reiniciado (o relevo será rejuvenescido).

As deduções de Davis se fundamentam na distinção de períodos de movimento, durante os quais o relevo se constrói e períodos de estabilidade durante os quais o relevo é reduzido por trabalho de erosão.

Essa distinção não faz sentido, porquanto a mobilidade é mais ou menos constante e, à medida que a erosão reduz o relevo, há soerguimento e o trabalho prossegue. O que ocorre são períodos de relativa estabilidade. Na verdade, os continentes estão sempre em movimento.

O esquema Davisiano supõe as seguintes condições dentro de um sistema de erosão que o autor chamou de *erosão normal*:

1.º) *Exorreísmo* — escoamento dos rios para o mar — nível de base geral da erosão

Quando o relevo é esculpido em função de drenagem que não se dirige para o mar, mas para depressões fechadas ou lagos, está fora de condições normais. O escoamento é, nesse caso, *endorréico*. Também não é normal uma topografia sem escoamento atual (região *arréica*).

2.º) Cobertura de regolito ou solo e vegetação vegetal (regiões temperadas úmidas).

8.5.1. As três fases do ciclo

1.º) *Juventude* — a região acabou de sofrer levantamento. Os rios cavam fundamentalmente os vales. A erosão se propaga da foz para as cabeceiras (erosão regressiva). As vertentes são fortemente inclinadas. Há escorregamento de detritos. A erosão linear domina sobre a erosão nas vertentes (areolar). O relevo é vigoroso (fig. 59 — letra A).

2.º) *Maturidade* — Há equilíbrio entre erosão linear e areolar. O perfil de equilíbrio dos rios e das vertentes torna-se regularizado. Os vales começam a se alargar e a declividade das encostas diminui. Há capturas na rede de drenagem. O relevo se suaviza mas está longe do aplainamento (peneplanização) (fig. 59 — letra B).

3.º) *Senilidade* — é o último estágio erosivo. A evolução do perfil longitudinal dos rios é mais lenta do que a evolução das vertentes. Os rios deixam de escavar verticalmente. Apenas transportam ou depositam. O desgaste sobre as encostas diminui os declives. O relevo é reduzido a uma superfície sem grandes desnivelamentos. Os picos dos interflúvios se aproximam da altitude dos talvegues. É atingido o *peneplano*, restando apenas alguns relevos residuais (*monadnocks*) (fig. 59 — letra C).

A partir dessa fase, um novo soerguimento provoca a retomada da erosão e a volta à juventude. É o rejuvenescimento do relevo.

A evolução cíclica Davisiana é passível de críticas. Em primeiro lugar a noção de ciclo supõe uma volta às condições primitivas e, na realidade, *há seqüência na evolução das paisagens, sem ciclos (repetições)*. Durante essa seqüência pode haver uma fase semelhante a outra passada, nunca exatamente igual.

8.5.2. Retomadas erosivas

Durante a seqüência unidirecional da evolução das paisagens podem intervir eventos tectônicos ou climáticos que provocam o desequilíbrio e uma modificação com retomada erosiva ou deposicional. Assim, antes de se completar uma fase de evolução para a *tendência mais provável* na vida das paisagens (*os rios atingirem o estado de equilíbrio*) pode sobrevir um desequilíbrio, com desvio da tendência central.

Antes de terminar uma fase, outra é iniciada e as marcas dessas interrupções ficam no relevo em forma de rupturas de vertente, de depósitos de natureza diferente, de erosão acelerada ou de atulhamento de vales e recobrimento de encostas. Diz-se que o relevo é policíclico.

8.5.3. Peneplano (quase um plano)

O peneplano é um conjunto de talvegues e interflúvios com pequenos desnivelamentos. As vertentes com fraco declive evoluem sob

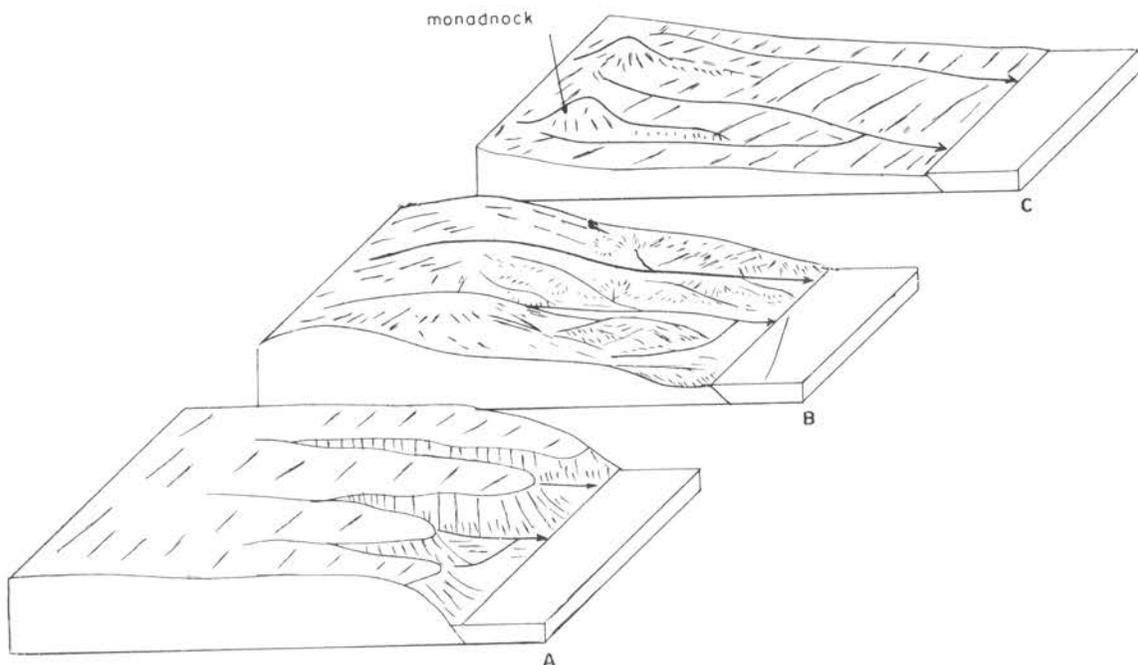


Fig. 59 — Os três estágios do “ciclo de erosão”. A — juventude B — maturidade C — senilidade

ação de dois processos principais: escoamento difuso e rastejamento (reptação ou *creep*). A evolução da erosão para o peneplano supõe o ciclo de erosão normal, portanto sob clima temperado.

Entretanto não se pode admitir a realização de um verdadeiro plano de erosão, senão sob climas tropicais ou semi-áridos, onde os processos de *erosão areolar* de desnudação das encostas são bem mais ativos do que os processos de *erosão linear* (cavamento de talvegue). O fato se deve ao aumento da relação *carga do leito/débito*. O predomínio da desnudação sobre o entalhe resulta no arrasamento de rochas de resistência diferente e na construção de superfície aplainadas. Sob tais condições climáticas e hidrológicas, os aplainamentos se chamam *pediplanos*.

Não existem, em todo o globo, peneplanos em relação ao nível de base atual. As superfícies de aplainamento recentes, quando muito, são locais.

As grandes superfícies aplanadas do globo correspondem a pediplanos arrasados em épocas passadas, sob climas tropicais ou semi-áridos. Foto 35.

A figura 60 mostra um esquema teórico de pediplanos elaborados em vários “ciclos” de aplainamento. O mais antigo Pd_2 é o mais elevado, e o mais recente, Pd_1 , é o mais baixo.

8.5.4. Relevo poligênico e “policíclico”

Uma superfície contínua (num mesmo nível) pode ter sido elaborada por processos diferentes, confirmados por depósitos de épo-

cas diferentes. Para isso é preciso supor condições de estabilidade tectônica entre épocas erosivas. Tais superfícies são chamadas *poligênicas*. São formadas de elementos de datação em continuidade topográfica mas ligadas a fases de erosão diferentes.

Um relevo é “policíclico” (conceito Davisiano) quando é formado de elementos topograficamente distintos e de épocas diferentes. O exemplo da figura 62 mostra um relevo policíclico (três níveis topográficos, correspondentes a três fases erosivas).

Geralmente os relevos policíclicos são também poligênicos.

A maior parte das topografias está incluída nos relevos policíclicos.

8.5.4.1. Causas do desenvolvimento de relevo policíclico

As causas se prendem a modificações do nível de base e retomadas erosivas de origem climática.

1.º) As modificações do nível de base podem ser causadas por:

a) elevação ou abaixamento do nível do mar (movimento eustático positivo ou negativo) em relação ao continente.

b) soerguimento ou abaixamento do continente (movimento epirogenético positivo ou negativo) em relação ao nível do mar fixo.

Tanto em *a* como em *b* a posição do continente muda em relação ao nível do mar.

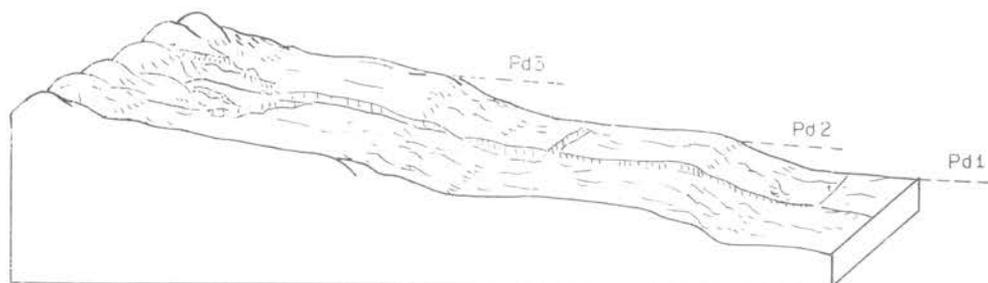


Fig. 60 — Pediplanos embutidos em vários ciclos de aplainamentos

— Se há um levantamento do nível do mar (movimento eustático positivo) ou abaixamento do continente (epirogenético negativo), ocorre submersão na zona costeira. Os baixos cursos dos rios são afogados. O nível de base é levantado e os rios devem depositar regressivamente, a partir da foz (fig. 61 — letra A). Começa um “ciclo” de recobrimento ou de sedimentação.

— Se há um abaixamento do nível do mar (movimento eustático negativo) ou soerguimento do continente (epirogenético positivo), ocorre regressão. A linha de costa se afasta em direção ao antigo mar. O nível de base geral abaixa. A inclinação dos rios, na foz, aumenta e, com o aumento do gradiente dos canais fluviais, cresce a erosão. Os rios recomeçam a escavar a partir da foz e a erosão é regressiva, caminha em direção às cabeceiras (fig. 61 — letra B). Recomeça um novo “ciclo” erosivo.

2.º) Retomadas erosivas de origem climática.

Nesse caso, a disposição dos lençóis aluviais dá indicação das alternâncias nas condições de escoamento fluvial e nas relações carga/débito, decorrentes das oscilações climáticas.

Cada fase de aluvionamento corresponde a uma situação de desequilíbrio na relação carga/débito, na qual a corrente não tem energia para transportar a sua carga e é obrigada a depositar. Cada rebordo de terraço corresponde a uma incisão do talvegue, fase de erosão (aumento do débito e diminuição do peso total da carga e da granulometria das partículas).

A sucessão dos terraços permite conhecer a morfogênese do vale. Geralmente a fase de aluviamento corresponde a um “ciclo” climático mais seco, com aumento da carga e diminuição do débito dos rios.

A fase de escavação do vale, com entalhe do antigo leito aluvial, corresponde a um “ciclo” climático mais úmido com o aumento do débito e diminuição do talhe das partículas transportadas. As fases de aluviamento e cavamento podem-se suceder sem que tenha havido modificação do nível de base.

Uma evolução com tais desequilíbrios introduzidos é marcada, ao longo do perfil longitudinal dos rios, por rupturas de declive,

porque antes de terminar uma fase antiga recomeça outra (fig. 62). Cada secção evolui, separadamente, em função do nível de base local criado.

A mesma sucessão de formas embutidas que se encontra no perfil longitudinal dos rios é também observada no perfil transversal dos vales em formas de patamares ou ombros de vertente. A forma recente é embutida na mais antiga, cada vez que o rio aprofunda o seu vale por reescavação (fig. 63).

A reconstituição da história morfogenética de uma região se apóia na restituição das antigas formas embutidas, tanto no perfil longitudinal como no perfil transversal dos vales.

O Quaternário é um período relativamente curto (1.000.000 anos mais ou menos), caracterizado por sucessão rápida de cavamento e deposição, determinadas por alternâncias climáticas. Como essas fases não tiveram extensão, pois antes de terminar um episódio já iniciava outro, fala-se em epiciclos. Os epiciclos do Quaternário deixaram marcas limitadas no relevo, em forma de degraus de terraços aluviais.

8.6. Terraços aluviais

Um movimento positivo do nível de base leva um rio a aluvionar o seu vale. Numa fase posterior, de abaixamento do nível de base, o mesmo rio é levado a escavar nas suas próprias aluviões. O aprofundamento pode ser de tal ordem que a nova incisão do vale, além de cortar os antigos depósitos, corta também o assoalho rochoso. Tem-se um terraço aluvial, testemunho do antigo leito de inundação do rio. A este tipo de terraço se chama *terraço encaixado* (fig. 64 — letra A).

Um terraço aluvial apresenta o topo plano e um rebordo abrupto. Quando as aluviões antigas estão ausentes (geralmente devido à erosão) tem-se um *terraço rochoso*.

A disposição dos lençóis aluviais que constituem os terraços varia segundo a evolução morfológica do vale.

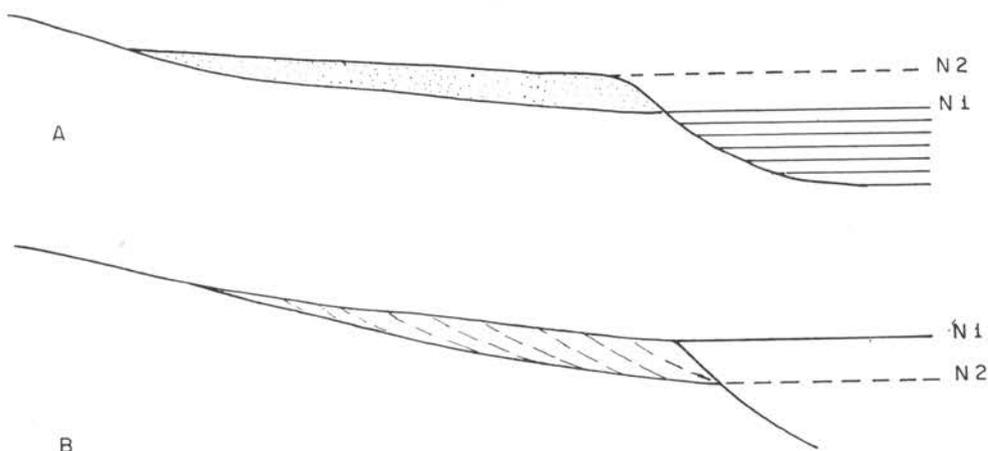


Fig. 61 — Evolução de um perfil de equilíbrio em função de variação do nível de base

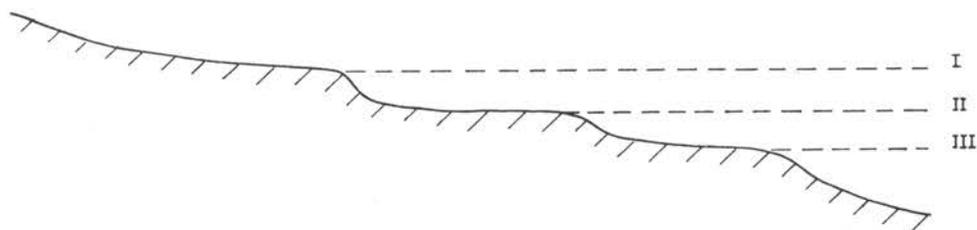


Fig. 62 — Perfil longitudinal policíclico

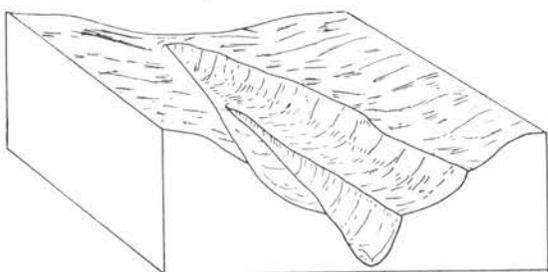


Fig. 63 — Perfil transversal policíclico

Se as aluviões antigas formam uma camada muito espessa, o novo entalhe do leito pode não atingir o embasamento rochoso e no novo vale pode ocorrer outro recobrimento. Nesse caso as aluviões recentes são embutidas nas aluviões mais antigas. Tem-se o tipo *embutido* (fig. 64 — letra B).

Cada lençol aluvionar caracteriza-se por sua estrutura (modo de estratificação), componentes litológicos, composição granulométrica, forma dos sedimentos, etc. Todas essas características dão indicação das condições hidrológicas da corrente, na época da deposição e, indiretamente, das condições bioclimáticas.

Os terraços nem sempre são oriundos de variações hidrológicas decorrentes de condições climáticas. As variações hidrológicas, causando deposição ou escavação, podem decorrer de modificações do nível de base (soerguimento ou abaixamento epirogenético ou modificações do nível do mar) ou de bruscas mudanças, provocadas por tectonismos locais.

O estudo dos terraços se relaciona, pois, com o reconhecimento das variações dos níveis de base, das retomadas "cíclicas" de origem climática e dos movimentos tectônicos. O levantamento geométrico dos terraços deve-se acompanhar da análise sedimentológica das aluviões (depósitos correlativos) e do estudo dos paleossolos desenvolvidos sobre eles.

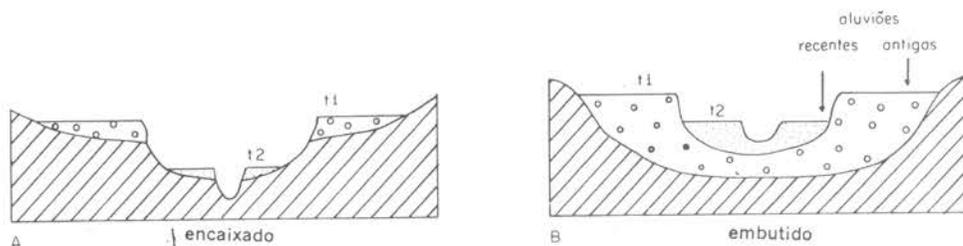


Fig. 64 — Dois tipos de evolução de terraços

BIBLIOGRAFIA

- AHNERT, F. — "The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition". *L'Evolution des versants* — Liège, 1967.
- BAKER, V. R. and PENTEADO, M. M. — Adjustment to Quaternary Climatic change by the Colorado River in Central Texas. *Journal of Geology*. 36 pp. 1976.
- BLOOM, A. — *Superfície da Terra* — Ed. Edgard Blucher Ltda. USP — São Paulo, 1970.
- CAILLEUX, A. — "Ecoulement liquide en nappe et aplainissements". *Revue de Géomorphologie Dynamique* n.º 6, 1950.
- CHRISTOFOLETTI, A. — *Geomorfologia*. Ed. Edgar Blucher Ltda. — Ed. USP, São Paulo, 1974.
- DAVIS, W. M. — "The geographical cycle". *Geog. Journ.* XIV. Boston. 1899.
- DERRUAU, M. — *Précis de Géomorphologie*. Masson et Cie Ed. Paris, 1962.
- DURY, G. H. — The shrinkage of the Warwickshire Itchen. *Coventry Nat. Hist. and Sci. Soc. Proc.* v. 2 pp. 208-214, 1953.
- , — Misfit Streams, Problems in Interpretation, Discharge and Distribution. *The Geographical Review* 50 (2). 1960.
- , — Principles of underfit streams. *U. S. Geological Survey Prof. Paper* 452A, 67 pp, 1964.
- GREGORY, K. J. and WALLING, D. E. — *Drainage Basin Form and Process* (A Geomorphological approach). John Wiley & Sons, New York, 456, pp., 1973.
- LEOPOLD, L. B. and ALLI — *Fluvial Processes in Geomorphology*, W. H. Freeman and Co. 522 pp. S. Francisco, 1964.
- MORISAWA, M. — *Streams, their dynamics and morphology*. Mc Graw Hill, Inc. New York, 175 pp., 1968.
- PENTEADO, M. M. e BAKER, V. R. — *Late Quaternary Evolution of the Colorado River, central Texas*. Congresso Internacional do Quaternário. Curitiba, 1975.
- SCHUMM, S. A. — The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 352-B, pp 17-30, 1960.
- SCHUMM, S. A. — River adjustment to altered hydrologic regimen-Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U. S. Geological Survey Prof. Paper* 598, 65 pp., 1968.
- SCHUMM, S. A. — (Editor) — *River Morphology*. Benchmark Papers in Geology. Dowden, Hutchinson & Ross Inc. Pennsylvania 421 pp., 1972.
- STERNBERG, H. O. R. — A propósito dos meandros. *Rev. Bras. de Geografia* n.º 4 ano XIX — 1957.
- STRAHLER, A. N. — *Physical Geography*. John Wiley & Sons. N. York, 1970.
- THORNBURY, W. — *Principles of Geomorphology*. John Wiley & Sons. N. York, 1969.
- WOLMAN, M. G. e LEOPOLD, L. B. "River floodplains: some observations on their formation" *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 282-C pp. 87-109, 1957.

9. PROCESSOS EXÓGENOS DE ELABORAÇÃO DO RELEVO

9.1. O modelado das vertentes

O relevo se constitui de uma grande variedade de tipos de encostas, desde superfícies retilíneas quase verticais, os penhascos, até vertentes tão suavemente inclinadas que quase se aproximam da horizontalidade.

A maior parte das vertentes, entretanto, apresenta formas convexas-côncavas com ou sem segmentos retilíneos intercalados.

A forma das vertentes e os declives são capítulos pouco estudados na geomorfologia devido à instabilidade de suas condições físicas e biológicas e ao dinamismo de sua evolução.

As encostas sofrem variações contínuas. Essas mudanças dizem respeito tanto à forma quanto aos processos modeladores.

É muito difícil descrever, geometricamente, uma vertente, porque os declives são irregulares e por isso mesmo raramente podem ser descritos por equações matemáticas.

É ainda problema aberto da geomorfologia o estudo da estabilidade das encostas e do seu estado de equilíbrio, pois não se pode determinar, exatamente, o grau de irregularidade das superfícies e de interferências externas significantes naquele estado.

Tradicionalmente o estudo das vertentes era feito através da análise de tipos de paisagens, relacionadas com o estágio erosivo. Usava-se o método dedutivo para analisar as mudanças sistemáticas da forma do declive, decorrentes da atuação dos processos subaéreos. Esse método foi aplicado por W. M. Davis. Porém, o autor teve que se basear em

suposições, na sua análise dedutiva, porque a evolução de uma paisagem é muito lenta e não se faz na escala da vida do homem. Por essa razão o método se tornou muito dogmático.

Mais recentemente os geomorfólogos têm-se preocupado com a descrição empírica dos declives, analisando as formas e os processos de sua gênese. O que tem faltado, entretanto, nesse tipo de trabalho, são teorias válidas.

A bibliografia do final deste capítulo cita uma série de trabalhos que indicam progresso nessa área de estudo, com aplicação de métodos dedutivos ou empíricos.

9.2. Processos de esculturação

Chamamos de *processos areolares* o conjunto de processos que atuam sobre as vertentes para reduzir a sua declividade e altitude e regularizar o seu perfil.

A atuação desses processos e a evolução das vertentes se faz em função da escavação do vale (erosão linear).

Num sistema morfoclimático de dominância de morfogênese bioquímica, o perfil normal de uma encosta, em vias de regularização, é convexo no topo e côncavo na base. Foto 36.

Se a erosão linear é maior do que os processos que atuam na desnudação das encostas (erosão areolar), o recuo e a suavização dos declives será lento e a convexidade do perfil da vertente tende a aumentar ou a se estender até a base.

Se o cavamento do vale é mais lento do que a evolução das encostas, isto é, se a erosão linear diminui, mas as vertentes ainda apresentam declives fortes, os processos de desnudação serão mais ativos. Os topos abaixarão mais depressa do que a base, os declives médios serão reduzidos. As vertentes apresentarão perfil, no qual a concavidade basal tende a crescer em detrimento da convexidade do topo.

Os processos areolares podem contribuir para aumentar a camada de detritos em determinados setores da encosta; reduzir a camada ou apenas atuar no transporte de material. No conjunto, todos os processos levam à movimentação de detritos e agem na regularização do perfil das vertentes.

Os processos de transporte sobre as vertentes resultam da erosão que se faz em superfície e são derivados de condições ambientais: clima, vegetação, solos, atividade biológica e das relações declive da encosta/erosão do talvegue.

Os processos de transporte podem se relacionar predominantemente à força de gravidade (movimentos de massa) ou ao escoamento superficial sob ação das águas pluviais e correntes.

A meteorização mecânica e química prepara o material para o transporte.

9.2.1. Erosão pluvial

A erosão pluvial e a erosão provocada por atividade biológica constituem fatores importantes no destacamento do material oferecido aos processos de transporte que se encarregam de movimentar os detritos para a base da encosta.

A erosão pluvial não só desloca as partículas, mas movimenta-as através da saltação, sendo, pois, coadjuvante do rastejamento do solo (*creep*).

O impacto da gota de chuva sobre o solo desagrega as partículas que saltam em todas as direções, mas vão mais longe, no sentido do declive da vertente.

A eficácia do processo depende da energia cinética da gota, função da altura da queda e do tamanho da gota, mas também da textura das partículas do solo.

Quanto menor o estado de agregação dos elementos do solo mais o impacto da gota será eficiente, comprimindo o ar que circula nos interstícios do conjunto, provocando o destacamento e o saltamento dos detritos. O estado de aglutinação das partículas depende também de situações climáticas. No final da estação seca e início das chuvas o solo oferece menor resistência. É preciso não esquecer que a natureza do solo influi. A presença do húmus e do cálcio, elementos coaguladores energéticos, é circunstância desfavorável à desagregação.

As gotas, caindo, atingem uma velocidade limite, tanto maior quanto mais grossas forem,

e a sua energia cinética cresce com o quadrado de sua velocidade, exercendo, no solo, verdadeiro bombardeamento.

Desse impacto resulta que grãos de areia e agregados são movimentados alguns decímetros para cima e à distância. Os detritos mais grossos, ao tombarem no solo, liberam novas partículas.

Esses materiais em movimento se juntam ao deslocamento das partículas por ação da gravidade, vindo participar do processo de rastejamento, responsável pela descida individual das partículas do solo. As partículas destacadas pela erosão pluvial são, ainda, oferecidas aos outros processos de transporte, especialmente ao escoamento difuso, que é subsequente à queda da chuva.

Há uma estreita colaboração entre o impacto das gotas de chuva e o escoamento difuso.

Rougerie (1960) procedeu medidas de perda de terreno, por escoamento difuso, em vertentes na Costa do Marfim, e obteve alguns dados interessantes. Por exemplo, vertentes de 0° a 4° acusaram uma perda de 2 mm de película superficial num ano; vertentes de 4° a 10° mostravam um déficit anual de 3 mm.

A cobertura vegetal interpondo-se entre as gotas de chuva e o solo, reduz o impacto das gotas e sua ação erosiva.

Sob floresta tropical, sem cobertura de relva, a chuva atinge o solo indiretamente, após o choque com os galhos e ramos. A energia cinética é diminuída com a redução da massa líquida e da velocidade, pois a gota se quebra em gotículas. A erosão pluvial sob floresta tropical é reduzida, mas não é ausente porque falta a cobertura de gramíneas.

Uma importante parte da água da chuva fica retida na ramagem e outras asperezas das copas das árvores, sendo dispersa, depois, por evaporação. A quantidade de chuva que atinge o solo é inferior às precipitações registradas, podendo esse *deficit* ser considerável.

Medidas efetuadas em campos experimentais dos Estados Unidos, no Iowa, vale do Mississipi, mostraram que as precipitações registradas ao nível do solo em um campo de milho eram de cerca de 30% inferior à registrada em campo livre.

A taxa de intercepção total das precipitações depende da cobertura vegetal, especialmente das variações sazonais da folhagem, e da intensidade das precipitações, logo a erosão pluvial é função da variação daqueles elementos.

9.2.2. Transportes relacionados à ação da gravidade: movimentos de massa

Os movimentos de massa, lentos ou rápidos, são provocados por atividade biológica ou por processos físicos resultantes de condições climáticas, mas a ação da gravidade é o fator principal.

Quando determinadas forças atuam sobre as partículas rochosas soltas, as partículas se movem (partículas colóides ou blocos).

A força de gravidade adiciona uma componente descendente aos movimentos gerados por outras forças.

A componente da força da gravidade, que atua paralelamente à encosta, é proporcional ao seno do ângulo de inclinação.

O coeficiente de fricção de deslizamento é numericamente igual à tangente do ângulo de inclinação, quando a partícula está em movimento, isto é: é igual à razão entre a componente de deslize (cd), paralela à encosta, e a componente de aderência, perpendicular à encosta (ca).

Numa encosta de 45° essa relação é igual a 1, logo o coeficiente de fricção é igual a 1. Numa encosta de 70° essa relação é maior, logo o coeficiente de fricção é superior a 1. A figura n.º 65 ilustra essas relações, onde cd = componente de deslize e ca = componente de aderência.

Como poucos materiais possuem coeficientes de fricção superior a 1, a fricção não reterá blocos em encostas com ângulos superiores a 45°. Encostas com declive em ângulos maiores do que 40° são muito raras. Superfícies cobertas de fragmentos rochosos apresentam ângulos máximos de inclinação entre 25° e 35°. Foto 37.

Genericamente, o termo movimento de massa ou do regolito tem sido usado para todos os movimentos gravitacionais. Nesse movimento a gravidade é a única força importante, não sendo envolvidos outros tipos de transporte pelo vento, água, gelo, etc., apesar de o gelo ou a água poderem auxiliar como lubrificante, reduzindo o coeficiente de fricção.

Os movimentos de massa podem ser lentos ou rápidos e sempre a gravidade é a única força importante.

9.2.2.1. Movimentos de massa rápidos

— fluxo de terra e lama ou desmoronamentos

— deslizamentos

— avalanches

Tais movimentos podem ser intermitentes, repentinos ou contínuos. Normalmente se usa o termo deslize para formas rápidas de movimentos da massa.

— Fluxo de terra e lama ou desmoronamento (éboulement)

São semelhantes à solifluxão, porém mais rápidos e fluem através de vales e encostas. As camadas argilosas quando saturadas de água podem solifluir e se situadas abaixo de camadas mais resistentes podem transportar, a longas distâncias o material sobrejacente em forma de deslizamentos.

Os desmoronamentos se constituem, pois, numa porção do terreno que se destaca, em massa, sobre um flanco abrupto, deixando na vertente uma cicatriz (nicho de arrançamento).

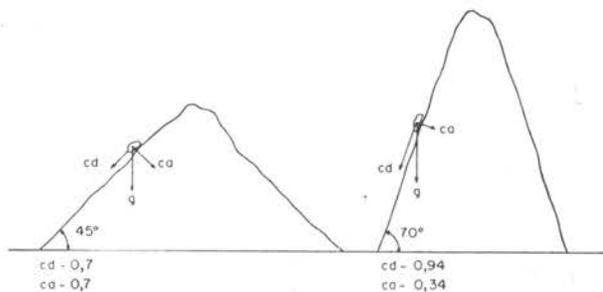


Fig. 65 — Ação da força de gravidade em encostas com declives diferentes

Costuma-se chamar de desmoronamento rotacional o deslocamento de uma parte da encosta de material inconsolidado, de tal modo que o topo se aprofunda e a base projeta-se para fora. A superfície superior do bloco desmoronado é adernada para trás porque a massa sofre rotação à medida que desliza para baixo. Tais desmoronamentos podem atingir edificações e vegetação.

As causas dos desmoronamentos podem ser naturais ou antrópicas, mas no caso de fenômenos naturais, como erosão na base de vertentes, geralmente está implicada a participação do homem rompendo o equilíbrio morfogenético e acelerando a erosão.

Os desmoronamentos podem ser controlados através de métodos que procuram restaurar a estabilidade das encostas, como por exemplo a colocação de uma carga de pedras que possa reter a massa do terreno, mas que permita a drenagem da água.

— Deslizamento de lama (glissement)

Comum em terrenos com estratos argilosos. A massa pode ser aumentada com materiais grosseiros.

Em períodos de chuva, a argila pode solifluir e todo material sobrejacente escorrega junto.

Vibrações de terrenos (terremotos, bombardeios, dinamitações) podem atuar sobre a propriedade taxotrópica das argilas e criar planos de deslizamento.

Exemplo desse tipo de fenômeno foi o deslizamento ocorrido em Anchorage, no Alasca, durante o terremoto de 1964.

A vibração do terreno provocou a movimentação horizontal de uma camada de terrenos arenosos, assentada sobre uma camada basal argilosa, que solifluiu. O deslize moveu-se quase um quilômetro até a zona litorânea.

Os fluxos de lama contêm água suficiente para exercerem movimentos turbulentos e são competentes para abrir canais.

— Avalanche

É um tipo mais rápido de fluxo de massa. Comumente se associa a desmoronamento de gelo e neve.

Normalmente a avalanche começa com queda livre de blocos de rocha ou de gelo, constituindo uma massa que caminha com grande velocidade devido à fluidez adquirida pela pressão do ar aquecido e da água retida na massa em movimento. Grandes avalanches caminham em poucos minutos dezenas de quilômetros com largura de 1 a 3 ou 4 quilômetros de 10 a 30 metros de espessura.

Deslizes do regolito e queda de rochas são formas drásticas de deslocamentos de massa. Planos de diáclases, fraturas, falhas ou superfícies de acamamento podem intervir e ampliar as conseqüências dos deslocamentos.

Deslizamentos associados a encharcamento de solo provocado por chuvas copiosas de 3 frentes frias consecutivas associados também a planos de fraturas e falhas e, possivelmente, a abalos sísmicos de curta duração e pouco perceptíveis, foram a causa dos desabamentos nos flancos da Serra do Mar, que provocaram a catástrofe de Caraguatatuba em 19 de março de 1967. Foto 38.

O resultado dos desmoronamentos de detritos é a formação do tálus.

— Tálus

A nomenclatura é relativa a declive. É formado de detritos rolados da encosta de gravidade. É uma vertente de gravidade bem regulada, que depende do talhe e da densidade das partículas. Quanto maior o diâmetro médio dos elementos rolados maior será o declive. Em geral o declive varia em torno de 35°. Os blocos rochosos caem e deslizam até atingir posição de equilíbrio. O lençol inteiro de rochas rasteja gradualmente para baixo, à medida que o material da base torna-se intemperizado ou erodido por correntes aquosas.

O tálus é encosta de transporte que apresenta o declive exato para manter a continuidade do movimento. Se se torna excessivamente abrupto, a componente de gravidade aumenta e o rastejamento se acelera para restaurar novamente o ângulo estável de deslize.

Quando a escarpa regride, a ponto de ser atingida no topo pelo ápice do tálus, cessa o suprimento de material e o tálus é colonizado pela vegetação e aparece solo. O tálus perde então a sua identidade e integra uma encosta de menor declive e a escarpa é fossilizada.

9.2.2.2. Movimentos de massa lentos

— solifluxão e rastejamento ou *creep*

— *solifluxão*

Movimento de massa do solo encharcado de água. Movimento de alguns decímetros por ano. É processo polizonal, comum nas regiões periglaciais de permafrost, com deslocamento da camada superior degelada, que escoar sobre a inferior congelada. Ocorre em vertentes inferior a 5.º ou 6.º. Pode ser controlada por eliminação da água da massa.

Fora da zona fria ocorre em vertentes de maior declive entre 8º a 15º. Serve de lubrificante uma camada de argila encharcada ou camada rochosa basal impermeável.

— Rastejamento ou *creep*

Movimento mais lento dos detritos superficiais (rastejamento do solo ou rocha).

A velocidade do processo diminui em profundidade, chegando a zero, alguns centímetros ou decímetros abaixo da superfície. O reflexo do *creep* é observado na curvatura das árvores, postes inclinados, pequenos terraços ao longo das encostas (fig. 66).

Gelo e degelo, umidade e ressecamento, atividade biológica e erosão pluvial provocam deslocamentos das partículas no sentido da face livre em expansão ou perpendicularmente à superfície do solo e queda no sentido da componente gravitacional.

O *creep* é movimento lento, de alguns centímetros por ano. Afeta a porção superficial apenas. É o manto todo que se movimenta e desce, sem intervenção da água, apenas sob efeito da componente de gravidade. O *creep* e o escoamento difuso são os principais processos que explicam a convexidade das encostas.

9.2.3. Transportes com a participação da água

Os materiais deslocados em superfícies são movimentados para a base das encostas pela ação da gravidade ou sob ação do escoamento superficial concentrado em canais ou em forma de lençol de água. As modalidades de escoamento superficial estão na dependência de vários fatores tais como: declividade da encosta, litologia, cobertura vegetal e, basicamente, das condições climáticas que comandam o regime das precipitações e temperaturas.

Podemos distinguir entre os transportes, com a participação da água, os seguintes tipos:

9.2.3.1. Escoamento difuso (*ruisselement rill-wash*)

Normal em vertentes em equilíbrio, sob floresta ou cobertura de relva. É um conjunto de filetes de água, contornando os mínimos obstáculos, anastomosando-se infinitamente, e carregando-se de partículas finas. O fluxo está sempre carregado quase até o limite de saturação, por isso a ação erosiva é fraca, e se faz no sentido lateral e não no vertical.

Esse escoamento se concentra em vertentes desnudadas de materiais impermeáveis, terminando em ravinamento (*rill-wash*).

Como o *creep*, o escoamento difuso também explica a convexidade das partes superiores das vertentes. Esses dois processos são incapazes de dar concavidade.

Nas zonas semi-áridas o escoamento difuso é eficaz no transporte dos finos e na ablação. Segundo Dresch é o processo mais im-

portante na gênese dos pedimentos. Aparece no início e no final das cheias. É uma multidão de regos instáveis, onde as águas turbilhonam e oscilam impedidas por obstáculos (tufos de vegetação). Transportam os finos, à curta distância, e depositam rapidamente, deixando os grossos para trás. Mudam de posição a cada cheia.

O escoamento difuso é processoazonal, depende da forma e do declive das vertentes e, mais estreitamente, da cobertura vegetal. A vertente limite para o desenvolvimento desse tipo de processo depende de uma série de variáveis: clima, rocha, detritos, solos, cobertura vegetal, etc.

Budell chegou a dar declives limites entre 12° a 20° para esse processo.

9.2.3.2. Escoamento em lençol (*sheet flood* — *ruisselement en nappe*)

Descrito por Mc Gee como “uma onda de água carregada de detritos, rolando, inicialmente, com maior velocidade, depois mais lento e mais desigual, numa espessura de 20 a 25 cm em média e largura de vários quilômetros, esgotando-se de montante para jusante. A duração é muito curta. Em poucos minutos o solo está seco. Observa-se um canal encaixado a montante, depois uma multidão de regos divergentes e anastomosados e um cone de detritos a jusante”.

O *sheet flood* remove primeiro os finos, o que lhe confere viscosidade suficiente para transportar elementos maiores, até de 30 cm de eixo maior. Tais elementos impedem o cavamento vertical. Nas cheias a erosão é acelerada e nas vazantes há deposição.

Esse processo é zonal nas regiões secas e é característico nas outras. Depende da natureza da chuva, do grau de declividade da encosta e do tipo esparsos de vegetação.

É o mais típico na elaboração dos pedimentos. É esse processo que explica a natureza do pedimento detritico (heterometria dos elementos, ausência de arredondamento, estrutura caótica, buracos preenchidos de material estratificado, etc.).

No final da evolução apenas os finos são transportados na superfície quase plana.

9.2.3.3. Escoamento de cheia (*stream-flood*)

Levado a efeito por correntes concentradas rasas. É um processo intermediário entre areolar e linear, o mais eficaz na erosão das bordas rasas dos vales, por isso o processo é definido como *erosão lateral*.

Segundo vários autores seria o principal processo responsável pelos aplainamentos nos climas secos. Birot o considera mais importante.

A erosão lateral exercida por correntes concentradas tipo *oued* tem maior potência

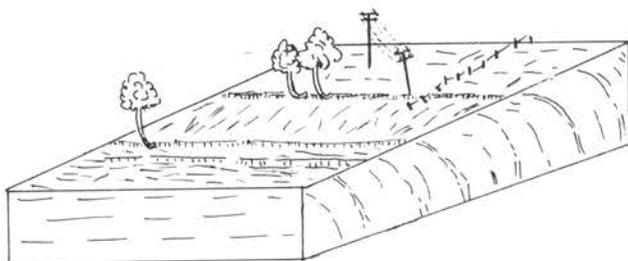


Fig. 66 — Efeitos do rastejamento

nas rochas tenras. São condições para o seu desenvolvimento:

- rocha tenra
- corrente rápida para iniciar o entalhe
- pavimentação detritica grosseira no fundo do leito, impedindo o rio de entalhar verticalmente.

À medida que o rio alarga o vale, o seu perfil de equilíbrio vai se estabelecendo pelo transporte e deposição do material grosso no fundo do leito. É período de equilíbrio provisório. Diminuindo o diâmetro das partículas ou a quantidade de detritos vindos de montante, começará o cavamento das margens. Surgem superfícies de erosão embutidas na anterior, correspondentes ao recobrimento inicial. Foto 39.

As superfícies de erosão desenvolvidas por esses processos não são grandes nem uniformes. Localizam-se no piemont e podem atingir distâncias afastadas da montanha graças ao regime hidrológico irregular.

Esse processo não é exclusivo da zona semi-árida. Aí é zonal, mas pode ocorrer em outras regiões, sob aquelas condições citadas.

Nas regiões mais úmidas, um rompimento de equilíbrio biostático, provocado pelo homem, pode gerar condições favoráveis ao desenvolvimento da erosão lateral.

9.3. Forma e evolução das vertentes

A maior parte das paisagens exhibe superfícies inclinadas e curvas. Existem vertentes regulares e irregulares. A irregularidade se traduz por alternância de abruptos rochosos e degraus cobertos de solos, ou por múltiplas ravinas (*bad-lands*). Outras vertentes são lisas, sem ravinamento, cobertas de solo, com declives quase constantes.

Uma vertente nessas condições, possuindo manto contínuo de regolito, sem afloramentos rochosos e sem rupturas de ângulo de declive, é uma vertente graduada (*graded*). Num ponto do perfil a remoção de material excede o intemperismo.

Ao considerar um perfil teórico regularizado subentende-se a vertente esculpida em material homogêneo e maciço, como: granitos, margas, argilas, xistos, etc. O perfil tende a ser regularmente encurvado, convexo no topo o côncavo na base.

Em estruturas complexas e diferenciadas quanto à resistência das camadas, as vertentes apresentam rupturas (degraus) correspondentes aos bancos rochosos resistentes.

As infinitas variedades de declives e os tipos de perfis de encosta são produzidos pela interação de processos de intemperismo, de escorregamento e erosão, fatores litológicos e tectônicos.

9.3.1. Tipos de perfis de encosta

- Perfis convexos do topo à base
- Perfil superior convexo e inferior côncavo
- Perfis complexos: um segmento reto entre segmentos curvos superior e inferior.

O segmento reto pode ser superior a 45 graus e tomar a forma de escharpa, marcado pela queda livre de detritos.

A superfície convexa é controlada por rastejamento e escoamento difuso.

Gilbert explicou a convexidade do topo das encostas, admitindo espessura uniforme do solo ou regolito em processo de movimentação do alto para a base.

Em cada ponto da encosta situado abaixo da crista, passa sempre uma quantidade maior de material por rastejamento. Ou seja: a quantidade de material que atravessa cada ponto da encosta é sempre proporcional à sua distância do cume. Como o rastejamento é fenômeno gravitacional, o ângulo de declive deve aumentar radialmente, a partir do cume, para promover a remoção progressiva de maiores quantidades de detritos, pois a camada de detritos aumenta em cada ponto com a contribuição local mais o material que vem de cima. A figura 67 mostra o abaixamento uniforme da película superficial do terreno, do nível 1 para o nível 2. Pelos pontos a, b, c e d devem passar massas progressivamente maiores de detritos, portanto o declive aumenta na proporção que se afasta do topo.

A curvatura do cume torna-se, então, convexa para o céu. Verificou-se, através de medidas de rastejamento de solo, que esse pro-

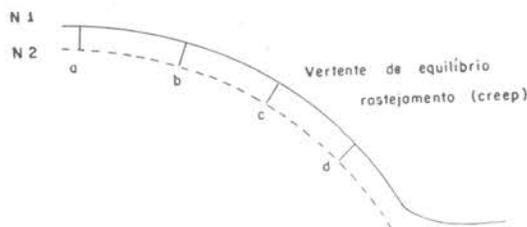


Fig. 67 — Vertente de equilíbrio mantida por rastejamento

cesso é dominante nas partes superiores das encostas cobertas por vegetação. Na base das vertentes o transporte por escoamento superficial sobrepuja o rastejamento. Estes são setores controlados por lavagem pluvial (*rain-wash*), escoamento laminar (*sheet wash*), escoamento difuso (*rill wash*) e, geralmente, são côncavos. Nas encostas onde o escoamento difuso é dominante não há concavidade basal.

Encostas intermediárias retas parecem se formar quando a erosão é muito rápida, como gargantas abertas após tempestades, solapamento de base de encosta por um rio, etc. O rastejamento do solo no cume das elevações produz aumento de gradiente do declive. O declive cresce morro abaixo até que a água da chuva começa a correr na superfície em lugar de infiltrar e lubrificar o solo rastejante. Nesse nível da encosta começa a lavagem em lençol e a concavidade.

Uma paisagem é composta de pequenos segmentos de encosta, cada um reagindo de modo particular aos efeitos locais do intemperismo, escorregamento e erosão.

9.3.2. Perfil de equilíbrio das vertentes

Uma vertente esculpida em rocha homogênea, possuindo um manto de regolito contínuo, sem afloramentos rochosos e sem rupturas fortes de ângulo de declive, possuindo um perfil regularmente encurvado, convexo no topo e côncavo na base é uma *vertente graduada*. Uma vertente possuindo tal perfil apresenta analogia com o perfil de equilíbrio fluvial.

A posição de cada ponto do perfil de equilíbrio de uma vertente depende, a todo momento, da posição de todos os outros pontos. Todo perfil de equilíbrio é, portanto, *móvel* e evolui para uma forma limite, correspondente a um *estado central* aproximadamente em equilíbrio com o ambiente.

Uma encosta dinamicamente estável ou em equilíbrio (*graded*) é exemplo de *Sistema Físico aberto*, no qual tanto energia como matéria se movem, num sistema de auto-regulação, para manter a forma a mais eficiente possível.

Numa vertente regularizada, a massa sólida em movimento, no perfil convexo é representada pelo rastejamento do solo, muito lento, sob efeito da gravidade. A vertente é também submetida ao escoamento difuso que transporta material muito fino, erodindo só lateralmente e por isso não altera a sua forma.

A dupla curvatura convexa-côncava das vertentes regularizadas resulta da atuação de processos diferentes, bem explicados por Gilbert ao analisar a forma convexa do topo das vertentes.

Os processos de rastejamento e escoamento difuso esculpem o cume convexo; os de escoamento concentrado e em lençol modelam a concavidade basal.

A extensão relativa da convexidade e da concavidade depende da intensidade do escoamento concentrado e de sua eficacidade variando com a evolução da vertente.

Suponhamos uma vertente de perfil convexo-côncavo, completamente regularizada e coberta de um manto contínuo de solos. Se o cavamento do talvegue diminuir ou pára, a vertente diminui em altura, isto é, o seu pico abaixará mais depressa do que o seu pé, e o declive médio reduzirá. O rastejamento será mais lento na base e os detritos aí serão mais finos.

Sob tal declive mais fraco e sobre detritos mais finos, o escoamento concentrado será mais eficaz. A concavidade se estenderá gradualmente em direção ao cume, ao mesmo tempo que a convexidade diminui e o declive também. A figura 68 ilustra essa evolução, mostrando o recuo do ponto de inflexão (I) para posições cada vez mais elevadas em relação ao cume. $R_1 \dots R_5$ e $S_1 \dots S_5$ são perfis sucessivos do vale e da crista. A vertente, no conjunto, suaviza, o pico abaixa, mas a convexidade se conserva no topo porque o rastejamento se mantém constante, apesar da redução de altura. Nesse ponto de evolução a vertente apresentará um declive côncavo muito fraco e muito longo, dominado por convexidade bem reduzida. Seria atingido o estágio "teórico" do equilíbrio, próximo do "peneplano teórico" de Davis. Na realidade a vertente, muito raramente, atinge um perfil nessa situação, porque as rupturas de equilíbrio, tectônicas ou bioclimáticas, provocam retomadas erosivas e reativação dos processos.

A forma convexa do topo à base, mais comum nos climas quentes e úmidos, em parte é explicada pela homogeneidade granulométrica do manto de detritos. A ação intensa e rápida do intemperismo químico reduz o material rochoso a partículas muito finas, já no cume da encosta. O regolito espesso e uniforme, em situação de equilíbrio, é movimentado pelo rastejamento e escoamento difuso, até a base do declive.

9.3.2.1. Conceito de equilíbrio

Jahn, (1954 e 1963) propõe um critério simples para a análise do equilíbrio das vertentes.

Divide os processos de formação das encostas em dois grupos: processos de intemperismo e processos de desgaste ou desnudação. Os primeiros agindo verticalmente e os segundos, paralelamente, nas vertentes.

Chama de *balanço de equilíbrio de desnudação* uma condição na qual a cobertura do regolito permanece intocada em espessura, com o tempo. Esse balanço depende da relação entre a componente vertical e a componente paralela, ambas atuando na evolução das encostas. Chama:

A = Adição do material ao regolito por meteorização da rocha abaixo

S = Subtração do material do regolito por perda direta

M = Perda do material do regolito, resultante do excesso carregado para baixo em relação à quantidade trazida de cima.

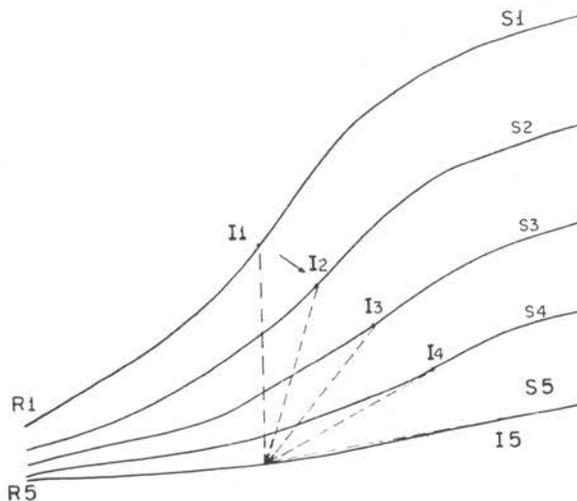


Fig. 68 — Evolução de um perfil de vertente em relação ao cavamento mais lento do vale

Se $A > S + M$ = balanço negativo de desnudação. O regolito se espessa com o tempo.

Se $A < S + M$ = balanço positivo de desnudação. O regolito torna-se delgado.

Se $A = S + M$ = balanço equilibrado de desnudação.

O balanço permanece ativo ou passivo por curtos espaços de tempo, pois a tendência é para a restauração do equilíbrio. O conceito é equivalente ao de *Equilíbrio desnudacional* de Ahnert (1967) e à definição de solo maduro de Nikiforoff (1949).

Tais relações são virtualmente intestáveis por métodos diretos, porque exigem mensurações extremamente refinadas de meteorização e perda do solo.

A correlação de espessura do regolito e ângulo de vertente pode fornecer evidências indiretas, sugerindo que a hipótese pode ser verdadeira mas não prova nada.

A suposição de que o balanço age como controle na proporção de perda de solo permanece não comprovada, porque a razão do intemperismo da rocha no solo diminui com o aumento da profundidade do solo.

O conceito entretanto é válido e pode ser reproduzido em modelos de evolução de vertente, de resposta de processos, mas a dificuldade de checar no campo limita o uso.

Segundo *Baulig* o perfil de equilíbrio de uma vertente é atingido quando a posição de cada ponto do perfil, a qualquer momento, depende de todos os outros.

Ahnert (1967), dá noção de equilíbrio externo. Uma vertente cuja forma expressa ajustamento entre ação dos processos superficiais agindo sobre ela e a proporção de erosão fluvial na sua base.

A dependência da forma em razão da erosão fluvial está claramente presente, mas o significado preciso do equilíbrio envolvido nessa dependência não foi demonstrado.

A hipótese não é testável no campo. Evidências indutivas indiretas para ela seriam tiradas da correlação entre o gradiente da corrente (volume) e a forma da vertente. Isso pode ser reproduzido em *modelos de resposta de processos* (Young, 1963; Ahnert, 1966).

9.3.2.2. Algumas definições de vertente graduada (em equilíbrio)

1 — "Uma vertente possuindo manto de regolito, sem afloramento rochoso" — Davis, 1899.

2 — "Parte da vertente na qual não ocorre perda de terreno, porque em cada ponto o material trazido de cima é igual ao carregado para baixo" — Holmes, 1955.

3 — "Vertente estável na qual os movimentos rápidos de massa não podem ocorrer" — Young, 1970.

4 — "Vertente como sistema aberto de estabilidade". Condições requeridas:

a) que a forma permaneça (imutável) ccm o tempo.

b) que haja um fluxo interno e externo imutável de materiais (*in flow — out flow*).

c) que haja caminho de fluxo imutável de energia através do sistema. Bertalanffy, 1950.

5 — "Vertente cuja forma expressa ajustamento entre ação de processos superficiais sobre ela e a proporção do escoamento fluvial na base" Ahnert, 1967.

9.3.2.3. Relação de balanço positivo e negativo de desnudação com a natureza da rocha e com a forma de vertente

Se as rochas são resistentes, a tendência é para balanço positivo na parte superior e negativo na inferior.

Em rochas tenras o balanço tende para positivo na base e negativo no topo.

Encostas laterais de vales com perfil convexo apresentam balanço positivo na base e quase equilíbrio na parte superior.

Quando o rio atinge o equilíbrio ou pára de escavar verticalmente e inicia o entalhe lateral, a vertente muda a forma para côncava na base. O balanço passa a ser negativo na base e positivo na parte superior até atingir, novamente, a situação de equilíbrio.

9.3.3. Ângulo de encostas e formações de solos

A relação angular das encostas com o desenvolvimento do solo varia em função dos processos morfoclimáticos e cobertura vegetal.

Sabemos, por exemplo, que a solifluxão foi, nas fases glaciares, o fenômeno mais comum na Alemanha do Norte, em vertentes de 5° e 6° e hoje, na mesma área, tais processos só ocorrem em vertentes com mais de 12°.

Isso significa que uma vertente de 12° na zona temperada pode apresentar cobertura de solo em estado de equilíbrio com o declive, enquanto que na zona periglacial essa situação ocorreria em vertentes com menos de 5°.

O mesmo fenômeno deve ocorrer na relação de declive com solo maturo na zona intertropical e temperada. Declives que não suportam mantos intemperizados na zona temperada são recobertos de solos na zona intertropical.

Bunting (1971), estudando encostas naturais nas latitudes médias, observou que uma camada contínua de solo pode existir em todos os ângulos inferiores a 40°.

Observou ainda que os declives não decorrem ao acaso, mas que há ângulos característicos: 45°, 40°, 37°, 31°-32°, 26°-27°, 19°-20°, 13°, 10°, 7°, 5°, 2° e planuras de 1°, 1,5° e 2°. Penhascos teriam mais de 40°.

O autor afirma que um ângulo de 32° a 37° é crítico para a estabilidade de muitas áreas (ângulo-limite para a existência de litossolo com perfil A-C) não sendo perturbado por movimentos coletivos. Mostra, também, que vertentes com declives de ângulos fracos, inferiores a 10°, normalmente estáveis, podem se tornar instáveis dada a natureza do material detritico, de partículas muito finas. O incremento do material fino e o teor de umidade reduzem a resistência do solo ao cizalhamento, oferecendo maior ensejo aos afundamentos e deslizamentos.

Entre nós o fato é observado em vertentes até com ângulos menores de 3° e 2°, cobertas de colúvios ou pedimentos. Esse material inconsolidado, predominantemente arenoso, de baixo teor de umidade, resiste pouco aos processos de erosão superficial e a incisões de ravinas, favorecendo os deslocamentos maciços (voçorocas) e desmoronamentos. Entretanto, o gradiente médio para deslizamentos de terra, fluxo de lama, deslizamentos de tálus e avalanches de detritos, é de 30°. Fofto 40. A solifluxão, processo mais lento de movimentação de encosta (0,5 a 5 cm por ano), ocorre em vertentes com ângulos de declive até 12° na zona temperada. Na zona intertropical em declives até 15°.

9.3.4. Evolução de vertentes sob mudanças climáticas

O balanço ativo se verifica na maioria das zonas morfoclimáticas do globo.

(Chauncey Holmes, 1955) analisa a evolução de uma encosta retilínea elaborada por tectonismo ou em clima semi-árido, até chegar à situação de equilíbrio, em forma convexa, sob sistema morfoclimático quente, úmido (fig. 69 — letra A). A vertente de gravidade

diminui, sob a ação da erosão superficial e intemperismo na vertente de lavagem (*wash slope*).

A desnudação e o recuo se processam da base para cima, no pé da vertente e, de cima para baixo, no topo superior da encosta. À medida que os ângulos extremos se adoçam, o intemperismo e a pedogênese sobrepujam a erosão e o transporte. A vertente torna-se convexa.

Em situação inversa seria a evolução a partir de um clima úmido para o semi-árido.

Em clima úmido uma encosta possui vertentes convexas do lado dos vales. À medida que o rio atinge o equilíbrio, pára de escavar verticalmente e começa a alargar o vale. Os processos areolares predominam. A vertente recua e a sua base se torna côncava.

Se o clima muda para semi-árido, a altura das encostas laterais diminui e o perfil se torna quase retilíneo e desenvolve-se um pedimento (fig. 69 — letra B).

A figura 70 representa perfis sucessivos de encostas em evolução, sob clima semi-árido e sob clima úmido.

As funções mais distintivas das paisagens secas estão relacionadas com as águas correntes, apesar de mal hierarquizadas. O intemperismo não difere entre clima seco ou úmido, prevalecendo no úmido a meteorização química e no seco a meteorização mecânica. Os processos ligados à gravidade também não mudam. Escorregamentos de diversos graus ocorrem em ambas as zonas climáticas.

O regime das precipitações condiciona os processos de escoamento superficial. O predomínio da erosão mecânica determina a natureza e o teor da carga sólida. A relação carga sólida/débito condiciona os processos de erosão lateral ou a incisão dos vales, controlando, também, a evolução das vertentes.

A forma das vertentes depende não só das variáveis estáticas (estrutura, litologia) mas da natureza dos processos atuantes (condições dinâmicas), logo, é função das condições morfoclimáticas.

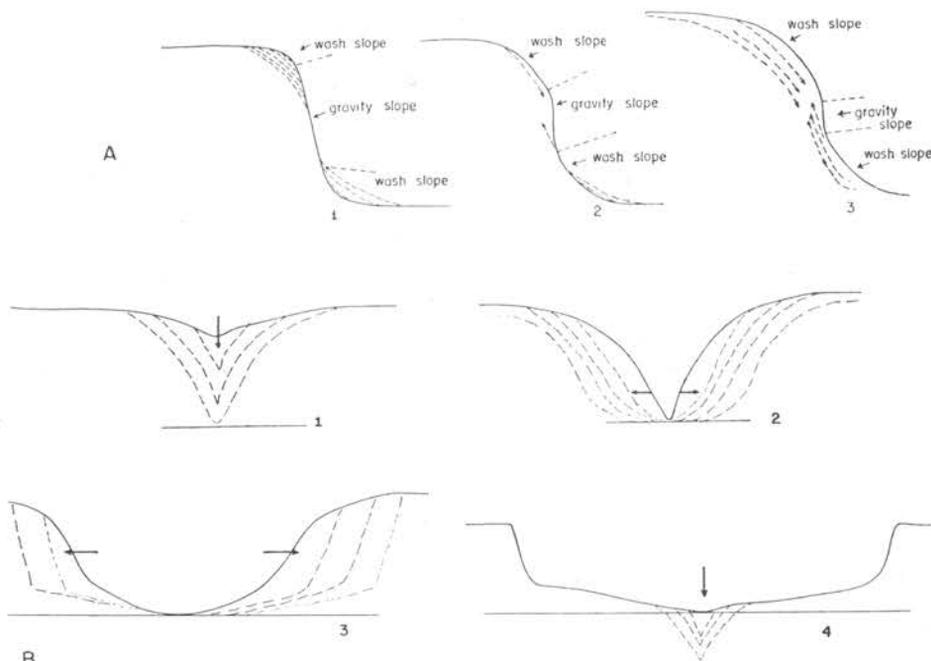


Fig. 69 — Evolução da vertente sob mudanças de clima
A — Do seco para o úmido B — Do úmido para o seco

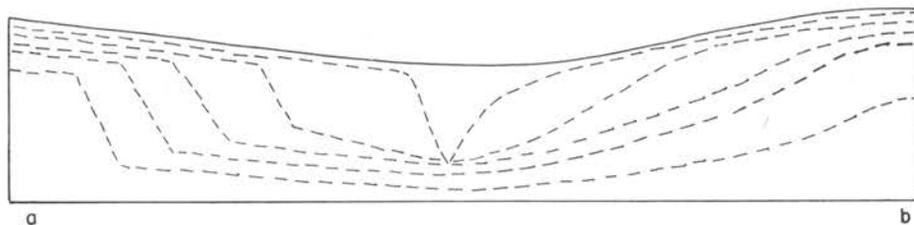


Fig. 70 — Diagrama representando perfis sucessivos em estágio de evolução de vertente
a — clima semi-árido b — clima úmido

BIBLIOGRAFIA

- AHNERT, F. — *The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition. L'Évolution des versants- Liège, 1967.*
- — *A comparison of Theoretical Slope Moldes with slopes in the Field. Zeitsc. fur Geomorph. Supp. 9, 88-101, 1970.*
- BAULIG, H. — *Essais de Géomorphologie. Fac. des Lettres de L'Université de Strasbourg, n.º 114, 162 pp., 1950.*
- BECKETT, P. H. T. — Soil Formation and slope development. A new look of Walther Penk's Aufbereitung concept. *Annals of Geomorphology* Heft 1 Berlin, 1968.
- BERTALANFFY, F. — An outline of general system theory *The British Jour. Philos. Sci.*, I, pp. 134-165, 1950.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R., SILVA, J. X. — Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, ns. 16 e 17, pp 85-116. Curitiba, 1965.
- BLOOM, A. — *A Superfície da Terra. Ed Edgard Blucher Ltda — Ed. USP, São Paulo, 1970.*
- BRYAN, K. — The retreat of Slopes. *Annals of the Assoc. of Am. Geog.* 30, 254-268, 1940.
- BUNTING, B. — *Geografia do Solo. (Col. A Terra e o Homem) Zahar Ed. Rio de Janeiro, 1971.*
- CAILLEUX, A. — Écoulement liquide en nappe et aplainissements. *Revue de Géomorphologie Dynamique* n.º 6, pp 243-270, 1950.
- CARSON, M. A. and KIRKBY, M. J. — *Hillslope form and process. Cambridge University Press. Cambridge, 475 pp., 1972.*
- COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE EVOLUTION DES VERSANTS — International Geograph. Congress. Rio de Janeiro, 155 pp., 1956.
- — International contributions to the morphology of slopes. *Zeitsc. Geomorph. Supp.* 1, 240 pp, 1960.
- — New International contributions to the morphology of slopes. *Nach. der Akad. der Wissen in Gottingen, Mathem. — Phys. Klasse*, 13, 193 pp., 1963.
- — International advancement in research on slope morphology. *Zeitsc. fur Geomorph.*, Supp. 5, 238 pp 1964.
- — L'Évolution des Versants. *Les Congrès et Colloque de l'Université de Liège*, 40, 384 pp, 1967.
- — New contributions to slope evolution. *Zeitsc. fur Geomorph.*, Supp 9, 186 pp, 1970.
- CHORLEY, R. J. — The Nodal Position and Anomalous Character of Slopes Studies in Geomorphological Research. *Geog. Jour.* 130, 70-73, 1964.
- CHORLEY, R. J. (Editor) — *Spatial Analysis in Geomorphology. Harper & Row Publ. N. York, 393 pp, 1972.*
- CHRISTOFOLETTI, A. — *Geomorfologia. Ed. Edgard Blucher- Ed. USP. São Paulo, 149 pp, 1974.*
- ERHART, H. — *La genèse des sols en tant que phénomène géologique (2a ed.). Masson et Cie. Paris, 1967.*

- HOLMES, C. — Geomorphic development in humid and arid regions a synthesis. *Am. Jour. of Sci.*, vol. 253, 1955.
- JAHN, A. — Importance of Soil Erosion for the Evolution of Slopes in Poland. *Nach. Akad. Wissen. Gottingen, Math — Physik Klasse*, 13, 229-237, 1963.
- — Balance de dénudation du versant *Czasopismo Geograficzne* 25. pp. 38-64, 1954.
- KIRKBY, M. J. — Measurement and Theory of Soil Creep. *Jour. of Geol.* 75, 359-378, 1967.
- NIKIFOROFF, C. C. — Weathering and soil evolution. *Soil Sri.* v. 67 p. 219-223, 1949.
- SCHEIDEGGER, A. E. — Mathematical Models of Slope Development. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 72, 37-49, 1961.
- — *Theoretical Geomorphology*, 2nd Ed. Spring Verlag, 435 pp., Berlin, 1970.
- SCHUMM, S. A. and MOSLEY, P. M. — Slope Morphology (Benchmark Papers in Geology). Dowden. Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania, 454 pp., 1973.
- SHARPE, C. F. S. — Landslides and related phenomena. Paterson, N. J. Pageat Books Inc., 1960.
- STRAHLER, A. N. — Equilibrium Theory of Erosional Slopes Approached by Frequency Distribution Analysis. *Amer. Jour. Sci.* (248) pp. 673-696 e pp. 800-814, 1950.
- STRAHLER, A. N. — Quantitative slope analysis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67 (4) pp. 571-596, 1956.
- TRICART, J. — L'évolution des versants. *L'Information Géographique* (3) mai-juin, 1957.
- YOUNG, A. — Concepts of equilibrium, grade and uniformity as applied to slopes. *The Geogr. Jour.* 136 (4) pp. 585-592, 1970.
- YOUNG, A. — Slopes, Oliver and Boyd, Ltd. Edinburgh, 288 pp., 1972.

Fatores estruturais e fatores climáticos. Os processos morfoclimáticos. Influências do clima. O equilíbrio morfoclimático. Os grandes conjuntos morfoclimáticos do globo.

10. IMPORTÂNCIA DO CLIMA NO RELEVO CONTINENTAL

10.1. Introdução

O relevo terrestre é o resultado da interação de processos endógenos e exógenos. Estes últimos pertencem, especificamente, à atmosfera, à hidrosfera e à biosfera.

Os fenômenos de superfície, em última instância, são comandados pela dinâmica da atmosfera, sendo, portanto, os fatores climáticos de básica importância na sua explicação.

A distribuição dos seres vivos no globo se faz segundo condições de clima. Essa distribuição condiciona ambientes ecológicos específicos nos quais distinguimos uma associação de paisagens animais e vegetais, tipos de solos e de processos de erosão. Tais processos estão na dependência do meio ecológico e vão atuar sobre um conjunto litológico-tectônico-estrutural.

Não se pode, pois, dissociar uma paisagem morfológica de uma paisagem biogeográfica.

Para cada grande zona de vegetação e solos existem processos morfogenéticos específicos num sistema de erosão organizado, que modelam famílias de formas, constituindo um grande domínio morfoclimático.

10.2. Fatores estruturais e fatores climáticos

A estrutura tem papel importante no relevo, mas ela, sozinha, não explica as paisagens. Aos fatores estruturais são somados os fatores climáticos, aos quais se acrescenta,

ainda, um terceiro conjunto de fenômenos geomorfológicos — os processos azonais.

Toda forma de relevo resulta do equilíbrio entre o ataque da rocha por um certo número de processos morfoclimáticos e da resistência da rocha aos mesmos processos.

É possível distinguir, até certo ponto, topografias nas quais a influência preponderante é da estrutura e topografias nas quais a influência maior é do clima. Essas influências, entretanto, não se opõem, mas se combinam em proporções variáveis e o resultado são formas mais ou menos estruturais ou esculturais.

As relações entre fatores estruturais e fatores climáticos determinam, de modo diferente, o relevo, segundo a escala considerada. Por exemplo, em pequenas dimensões (6.^a ordem de grandeza) as influências litológicas predominam. Uma vertente de arenitos ou siltitos difere de uma vertente em granitos num mesmo domínio morfoclimático.

Nas grandes dimensões, é o fator tectônico que comanda: o relevo dos escudos cristalinos é diferente daquele das bacias sedimentares ou das cadeias dobradas, numa mesma zona climática.

Entretanto, prevaleça a influência estrutural ou a escultural ou haja equilíbrio dos dois fenômenos geomorfológicos, a paisagem sempre reflete interação de processos.

Uma rocha se fragmenta sob ação combinada de agentes físico-químicos e biológicos e os detritos migram sob ação conjunta de processos diversos: dissolução, solifluxão, repatação, escoamento difuso, concentrado ou laminar, etc.

A proporção de atuação desses processos varia em função do clima e da natureza da

rocha atacada. Disso decorre uma série de diferenças: o relevo dos arenitos não se assemelha ao relevo granítico sob um mesmo clima; mas o relevo granítico das regiões intertropicais quentes e úmidas também difere do relevo granítico, das zonas periglaciais ou semi-áridas.

Uma mesma rocha se comporta como resistente ou como tenra, segundo as condições climáticas. Os granitos equigranulares são facilmente desintegrados em grãos, sob ação do intemperismo físico em climas semi-áridos. Os mesmos granitos resistem bem ao intemperismo químico e ao desgaste, comportando-se como rochas resistentes, em climas úmidos.

A análise morfogenética inclui ainda os processos *azonais*, isto é, aqueles que não dependem de condições de clima, mas sim de leis físicas gerais, podendo ocorrer em qualquer latitude, por exemplo: ação das vagas e ação eólica.

O clima tem participação na modificação da intensidade ou da proporção de ação desses processos, mudando as características do material envolvido. Mas o trabalho realizado pelas vagas, por exemplo, depende de condições hidrodinâmicas próprias das águas oceânicas em movimentos oscilatórios e de translação, não sujeitos a influências do clima. O mesmo se dá com a ação do vento, cujo trabalho depende, em primeira instância, de leis físicas, próprias do ar em movimento, que envolve um conjunto de variáveis dinâmicas.

No domínio das forças internas da tectônica e da geomorfologia estrutural, os processos *azonais* se manifestam mais claramente. Por exemplo, a repartição das cadeias recentes ou dos escudos antigos, no globo, escapa da influência da zonalidade.

10.3. Os processos morfoclimáticos

O relevo resulta de uma hierarquia de mecanismos (processos) associados e coordenados num *sistema*. Os mecanismos de elaboração do relevo classificam-se em: processos simples e complexos.

Um conjunto de processos simples dá origem a processos complexos. Estes se encadeiam num sistema, bem definido, de acordo com as condições climáticas.

Processos simples ou elementares dão origem a formas elementares. Exemplo: o turbilhonamento das águas correntes e a ação abrasiva da carga sólida envolvida, dá origem a "marmitas" do leito rochoso dos rios. O destacamento de blocos de uma vertente e queda pela ação da gravidade origina o tálus.

Processos complexos resultam da combinação de processos simples. Exemplo: a esculturação de uma vertente em meio intertropical é resultante de processos simples ligados ao intemperismo químico, conduzindo à decomposição das rochas. Esses processos simples permitem o desenvolvimento de processos mais complexos, intimamente associados aos

primeiros: transporte do material por escoamento concentrado, difuso, reptação, solifluxão ou escorregamentos.

A ação conjunta desses processos faz evoluir a vertente, imprimindo-lhe uma forma característica.

A evolução das vertentes e a escavação do talvegue são fenômenos interdependentes que abrangem processos complexos de movimentação sob a ação da gravidade, erosão, transporte e deposição, os quais se hierarquizam e encaixam num sistema coordenado pelo clima.

Trata-se dos *Sistemas Morfoclimáticos* — conjunto de processos complexos, estreitamente relacionados, determinados pelo clima.

Cada sistema morfoclimático corresponde a uma zona climática do globo ou uma grande região climática. O sistema morfoclimático das regiões tropicais de savana é diferente do sistema morfoclimático das florestas tropicais quentes e úmidas ou das regiões semi-áridas. Esses sistemas permitem distinguir as grandes províncias morfoclimáticas do globo, definidas por um conjunto de formas, processos e depósitos característicos.

10.3.1. O Conceito "zonal" em geomorfologia

Processos zonais são processos que se distribuem no globo segundo a latitude. Por exemplo, os processos que caracterizam o sistema morfoclimático das florestas quentes e úmidas se identificam com as latitudes equatoriais ou com as costas orientais dos continentes em latitudes tropicais.

Os processos de erosão e deposição dessas zonas refletem as características do clima, da cobertura vegetal, os tipos de solo, e todos esses elementos estão em equilíbrio com as formas do relevo.

Nessa faixa climática distinguimos como processos zonais: ação química dominante, rastejamento de regolito, escoamento difuso, capacidade relativa de escavação do talvegue devido à granulometria da carga transportada e ao tipo de regime fluvial.

Os vales encaixados, as vertentes convexas revestidas de manto espesso de decomposição, são a resultante da atuação dos processos zonais.

Na zona glacial e periglacial das altas latitudes ou de montanhas, a gelivação e a abrasão pelo gelo são os processos zonais característicos.

A erosão em lençol de cheia (*stream flood*) é processo zonal nas regiões semi-áridas.

O conceito zonal permite analisar a repartição das ações morfogenéticas no globo. Permite classificar sistemas morfoclimáticos.

Além dos processos zonais e azonais distinguimos os processos polizonais e extrazonais.

Processos polizonais são os que ocorrem em várias zonas, sem ser, contudo, mundiais.

Exemplo: a ação das águas correntes. Nas regiões arábicas e nas zonas glaciais a ação das águas correntes é quase inexistente.

Processos extrazonais são aqueles que, sendo característicos de uma zona climática, podem se manifestar noutra zona, de maneira esporádica. Os fenômenos glaciais e periglaciais de altitude na zona Equatorial são considerados extrazonais. Igualmente uma cobertura vegetal de gramíneas "tipo Prarie" em altas montanhas da zona tropical, condiciona processos extrazonais, os quais seriam específicos nas latitudes temperadas.

10.4. Influência do clima

A ação do clima sobre as rochas se faz de dois modos: direta e indiretamente. A ação direta se faz através da intensidade de elementos do clima, principalmente: temperatura, umidade, precipitação e ventos. A ação indireta se processa através da vegetação e dos solos.

10.4.1. Ação direta

Na ação direta distinguimos a influência qualitativa e quantitativa.

a) *Influência qualitativa*

Alguns mecanismos estão na dependência direta do clima. Eles qualificam o sistema morfoclimático. São processos originais, específicos e próprios de uma zona climática. Exemplos:

— *gelivação* (ação do gelo e degelo), mecanismo exclusivo das regiões frias. A temperatura 0°C tem importância geomorfológica muito grande, porque desencadeia processos zonais e modifica osazonais e polizonais.

Modifica o modelado das costas, exercendo abrasão típica na plataforma continental. Infilui no regime fluvial das zonas periglaciais e temperadas, pela retenção nival, provocando cheias na primavera. De todos os agentes morfoclimáticos o gelo é o que tem influência qualitativa maior.

— *umidade e ressecamento*. É de origem climática direta e comandada pelo regime das precipitações. Provoca esforços mecânicos nas rochas e impermeabilização de terrenos argilosos, modificando as relações infiltração/escoamento superficial; tem também efeito químico na gênese do verniz dos desertos (cristalização de sais à superfície das rochas por evaporação rápida).

— *variações de temperatura* — produzem esforços mecânicos na película superficial das rochas, gerando processos de fragmentação.

b) *Influência quantitativa*

A variação na quantidade dos elementos do clima gera modificações na qualidade dos processos morfoclimáticos. Exemplos: o mo-

delado das dunas reflete na intensidade dos ventos. Os ventos episódicos violentos atuam na esculturação, mais do que os constantes e fracos. Ventos instáveis são mais favoráveis à deflação.

A distribuição das precipitações é fator de regime dos rios. O escoamento fluvial é diretamente proporcional à intensidade das chuvas.

O escoamento líquido e sua ação sobre o leito obedecem às leis hidrodinâmicas, mas o trabalho geomorfológico da corrente varia em função da qualidade e da distribuição das precipitações.

A ação química da água é função da intensidade das temperaturas e precipitações. A ação química cresce com o aumento da temperatura e da umidade.

Desde que as influências quantitativas dos elementos do clima modificam a intensidade dos processos e as formas do relevo, a análise quantitativa dos elementos do clima é fator básico para o estudo geomorfológico.

Dentre os dados quantitativos, os que têm maior significado são os freqüenciais ou seqüenciais, que dão o ritmo das pulsações dos elementos do tempo.

Assim, por exemplo, os dados de temperatura que mais interessam são os de: amplitudes térmicas, freqüência de ocorrência de máximos e mínimos, número de alternâncias de gelo e degelo, etc.

Quanto aos dados de precipitações, os que mais interessam são os de freqüência e intensidade e a distribuição nos menores espaços de tempo (minutos).

Os dados médios não mostram a intensidade das chuvas e a forma do escoamento é comandada pela intensidade das precipitações. O tipo de erosão depende da intensidade das chuvas em relação à unidade de tempo.

As influências diretas do clima sobre o relevo são melhor observadas em dois domínios morfoclimáticos: nas regiões glaciais e nas desérticas, pela falta de cobertura vegetal e de solos. Nesses dois domínios os processos são mais simples e estão na dependência das variações dos elementos do clima, da litologia e da inclinação das vertentes.

Noutras regiões do globo os processos são mais complexos porque há interação dos solos e da vegetação, incluindo a atividade humana.

10.4.2. Ação indireta do clima

A ação indireta se faz através da vegetação e dos solos.

a) *Vegetação*

Fora dos desertos e das zonas frias a influência do clima é essencialmente indireta.

A vegetação está na dependência do clima e a sua repartição no globo se faz segundo princípio zonal:

— altas latitudes: tundras.

— médias latitudes (zona temperada) florestas de coníferas, florestas de folhas decíduas, florestas abertas mediterrâneas.

— latitudes subtropicais: estepes e desertos.

— latitudes tropicais: savanas.

— latitudes equatorial ou tropical oceânica: floresta tropical e equatorial.

O clima comanda o tapete vegetal, que por sua vez se interpõe entre os agentes meteoricos e a terra. Há um verdadeiro circuito entre o clima e a litosfera, através da vegetação. A vegetação tem dupla ação no solo: ação bioquímica e ação mecânica. A vegetação modifica a ação dos agentes de transporte e os processos morfogenéticos. Com os processos morfogenéticos a relação é de causa e efeito. A vegetação modifica os processos que, por sua vez, influenciam nas condições ecológicas, com repercussão na vegetação.

— Com relação à ação dos agentes meteoricos, a vegetação modifica as condições de queda da chuva. Reduz a velocidade e a energia cinética das gotas, diminuindo os efeitos da erosão pluvial.

A cobertura vegetal influi nas temperaturas do solo, reduzindo a irradiação (1/3 é absorvido pela função clorofiliana e pela transpiração) e as oscilações térmicas do solo.

Na floresta equatorial as oscilações térmicas diárias do solo são da ordem de 1 a 2°C. Nos desertos de 30 a 40°C. A vegetação reduz a perda direta de água do solo, conservando a umidade. Reduz, também, a ação do vento, no transporte das partículas e favorece a deposição.

— A vegetação tem papel importante sobre os agentes de transporte e tipos de escoamento.

Freia o escoamento superficial e facilita a infiltração; logo, reduz a desnudação sobre as encostas.

Sobre terrenos de natureza igual e declividade semelhante, os processos de transporte se modificam conforme a vestimenta vegetal. Sob cobertura de herbáceas e gramíneas o escoamento difuso tende a crescer. Sob vegetação arbustiva esparsa, cresce o escoamento concentrado em ravinas, resultando no aumento da desnudação.

Cailleux e Tricart referem-se a medidas de escoamento em função das precipitações e da cobertura vegetal no centro dos Estados Unidos, mostrando que uma precipitação de 50 mm numa hora, corresponde a modalidades diferentes de escoamento, nas seguintes porcentagens em relação à chuva caída:

em áreas de bosque: 2% — escoamento difuso

em áreas de prairie: 5% — escoamento difuso

em campos de trigo: 25% — escoamento difuso

em campos de algodão e milho, quase 100% — escoamento concentrado em ravinas

— A vegetação é também fator morfogenético.

Se cada tipo de formação vegetal está na dependência direta dos agentes meteoricos, o modelado está na dependência das modificações impostas pela vegetação à atuação do clima, dando origem a processos morfogenéticos específicos para cada zona de vegetação.

Assim os processos morfogenéticos variam em função da vegetação, criando famílias de formas para cada zona climática.

As grandes formações vegetais são o reflexo da distribuição sazonal de temperatura, das chuvas, das amplitudes térmicas, dos extremos de umidade e precipitação, do comprimento do período seco, da evaporação, do comprimento dos dias e da quantidade de insolação.

b) Solos

A ação indireta do clima sobre o relevo se faz também através dos solos.

O solo reflete um equilíbrio frágil entre o relevo, o clima e a vegetação. Por essa razão ele é índice diagnóstico importante das mudanças do relevo e dos sistemas morfoclimáticos.

As vertentes evoluem em relação com o solo que por sua vez decorre daqueles elementos. A análise dos perfis de solo ao longo das encostas (toposequência) dá à geomorfologia dados importantes para o estudo do balanço de desnudação e dos processos dominantes na evolução das vertentes.

Perfis normais ou truncados, fossilizados por cobertura de detritos e novos solos superpostos, podem evidenciar fases de acumulação alternadas com fases de desnudação. Por exemplo, no sul do Saara, no Senegal, pode-se acompanhar a evolução morfogenética nos horizontes de antigos solos enterrados e distinguir fases secas do clima correlativas com os períodos glaciais do Quaternário.

Os perfis de solo na região focalizada exibem um horizonte vermelho correspondente a uma fase úmida, intercalado entre duas camadas arenosas, correspondentes a duas gerações de dunas, desenvolvidas em fases de clima semi-árido, relativas: a inferior, à regressão Risserriana, e a superior, à regressão Wurmeriana.

Em todo o território brasileiro e especificamente no Sudeste do Brasil também ocorrem perfis compostos de paleossolos decapitados de seus horizontes superficiais, enterrados por colúvios areno-argilosos.

Os paleossolos permitem reconstituições paleogeográficas em quase todas as zonas climáticas do globo.

10.5. Equilíbrio morfoclimático

A estreita interdependência dos elementos naturais conduz à noção de equilíbrio morfoclimático.

Sob determinado clima desenvolve-se um certo tipo de grande formação vegetal, por exemplo: floresta, savana, estepe ou deserto, e a transformação das rochas nesses ambientes ecológicos dá uma certa categoria de solos zonais.

Em cada um desses ambientes funciona um sistema morfogenético, que depende, essencialmente, do clima, dos solos e da vegetação. A noção de equilíbrio morfoclimático é fundamentada nessas relações.

As noções biogeográficas e pedológicas de *climax* têm importância determinante para a geomorfologia climática. A realização do *climax* biogeográfico conduz a condições relativamente estáveis na morfogênese. Ela leva também à elaboração de solos zonais que oferecem aos agentes geomorfológicos um meio próprio, onde as condições podem ser suficientemente duráveis.

Entretanto a extensão geográfica do conceito de equilíbrio morfoclimático é mais vasta que a do conceito de *climax*. Inversamente, a realização de um *climax* não conduz necessariamente à realização do equilíbrio morfoclimático.

Equilíbrios morfoclimáticos podem se estabelecer em regiões onde a influência da vida sobre o modelado seja negligenciável como na zona periglacial e na zona desértica.

É preciso um período de mais longa duração para permitir ao relevo adaptar-se a um certo meio biogeográfico do que para a realização de um *climax*. Se as oscilações climáticas são muito curtas, o *climax* biogeográfico pode ser realizado sem que a adaptação morfoclimática tenha ocorrido.

Por exemplo, o *climax* biogeográfico (abstração feita do homem) é plenamente realizado no Brasil de sudeste após o início da fase florestal do período tropical úmido atual. Entretanto muitas formas do relevo, ainda, são sobrevivência do clima seco passado, anterior à transgressão flandriana.

Nas zonas de cobertura vegetal densa, a realização do *climax* biogeográfico é uma das condições para a realização da adaptação morfoclimática, mas não é suficiente.

Contrariamente, a destruição do *climax* biogeográfico pelo homem tem conseqüências imediatas sobre o equilíbrio morfoclimático, provocando modificações rápidas nos processos e nas formas do relevo. Essa é a razão por que a erosão antrópica é qualificada de erosão acelerada.

A ruptura do equilíbrio morfoclimático pode resultar de uma mudança de clima levando à substituição de um sistema morfogenético zonal por um outro; ou pela ação do homem destruindo a cobertura vegetal, permitindo a introdução de processos acelerados na evolução do relevo (extrazonais ou azonais).

10.6. Os grandes conjuntos morfoclimáticos do globo

A divisão morfoclimática do globo tem sido feita com bases nas classificações climáticas e paisagens geobotânicas (biócoros).

Na realidade, essa divisão é difícil porque ainda faltam estudos sistemáticos de muitas regiões do globo, especialmente do mundo intertropical. Outra dificuldade é o enquadramento das zonas de transição dentro de uma categoria de processos zonais.

Cailleux e Tricart (1958) apresentam um esquema provisório baseando-se em dois critérios:

a) para as divisões maiores tomam como base as grandes zonas climáticas e biogeográficas, sem, contudo, fazer coincidir exatamente seus limites.

b) para as subdivisões das grandes zonas se apóiam em diferenças paleoclimáticas, subdivisões climáticas e subdivisões biogeográficas.

Apresentam quatro grandes domínios com subdivisões:

1) *Zona fria* — caracterizada pela importância predominante do gelo. Conforme a forma e a natureza do gelo há subdivisões:

a) domínio glacial — onde o escoamento superficial se faz, principalmente, na forma sólida.

b) domínio periglacial — onde o escoamento líquido é sazonal e o solo congelado (pergelissolo) tem papel importante na morfogênese.

2) *Zona florestal das latitudes médias* — profundamente transformada pelo homem e onde as influências paleoclimáticas (fases glaciais) têm profundo significado. As subdivisões são feitas com base no período de duração do gelo e nas influências paleoclimáticas:

a) domínio marítimo de invernos suaves — caracteriza-se pela pequena influência do gelo atual e sobrevivência das formas glaciais do Quaternário.

b) domínio continental de invernos rudes — com atuação preponderante do gelo atual e quaternário.

c) domínio mediterrâneo com verões secos — onde as influências periglaciais do Quaternário são bem menores.

3) *Zona árida e subárida* das baixas e médias latitudes, caracterizada por cobertura vegetal pouco densa de estepes ou de desertos e escoamento intermitente de águas locais. Duas subdivisões são feitas:

a) em função das temperaturas de inverno, que comandam certos processos importantes como gelivação e retenção nival. Daí a distinção entre regiões secas de invernos frios e regiões secas e quentes.

b) em função do grau de secura, o que leva a distinguir estepes de desertos.

4) *Zona florestal intertropical* cujas temperaturas médias são elevadas e a umidade é abundante para permitir escoamento fluvial. As subdivisões são feitas em função da repartição sazonal das precipitações, do seu total anual e da densidade da cobertura vegetal:

a) domínio das savanas — de cobertura vegetal menos densa, pluviosidade menor e concentrada num período de 4 a 6 meses.

b) domínio das florestas — cuja cobertura vegetal exuberante reflete condições de maior umidade e período de pluviosidade mais longo.

Essa classificação é passível de críticas, pois influências paleoclimáticas existem no mundo todo e o papel do homem é universal.

Dentre os grandes conjuntos morfoclimáticos do globo elegemos três zonas que mais de perto interessam para o conhecimento dos aspectos geomorfológicos do Brasil: regiões secas das latitudes subtropicais; regiões florestais da zona intertropical e savanas da zona tropical.

A análise dos processos e das formas de relevo nessas três zonas morfoclimáticas dá bases para o conhecimento das províncias morfoclimáticas brasileiras, do ponto de vista espacial (regiões climáticas) e no seu aspecto temporal — conhecimento da evolução das paisagens.

10.7. As zonas secas das latitudes médias e subtropicais

Essa faixa climática se dispõe entre a zona florestal das latitudes médias e as savanas da zona tropical.

Por definição, em um clima seco, a evaporação potencial do solo e vegetação excede a precipitação média anual. As temperaturas são consideradas na determinação da evaporação potencial.

Os climas secos abrangem vários graus de intensidade desde o subúmido, ao semi-árido e árido ou desértico. Os climas semi-áridos distinguem-se dos úmidos pela relação precipitação/evaporação menor do que 1.

A zona limitrofe entre os vários tipos de regiões secas e entre as regiões secas e as úmidas é arbitrariamente estabelecida porque a passagem é gradual.

Os valores absolutos de precipitação jamais podem ser considerados porque, à medida que a temperatura média aumenta, a quantidade de precipitação necessária para exceder a evaporação também cresce. Entretanto precipitações inferiores a 250 mm anuais, geralmente, condicionam regiões secas sob quaisquer temperaturas.

Cerca de 26% das terras do globo são regiões secas (fig. 71).

Nas latitudes tropicais e subtropicais, entre 15° e 30° norte e sul duas faixas de terras desérticas coincidem com as células anticiclônicas de alta pressão do globo. Esses desertos circundados por climas transicionais semi-áridos são, pois, determinados pela circulação atmosférica geral.

Nas latitudes médias também se encontram desertos e regiões semi-áridas cujas condições ecológicas são geradas pela continentalidade e outros fatores de ordem geográfica. São desertos cujas temperaturas médias de inverno são iguais ou inferiores a zero. Recebem precipitações fracas em forma de neve.

Segundo o grau de secura se distribuem os tipos de vegetação. A seqüência de tipos de vegetação na zona seca é: maquis ou estepe de arbustos; estepe e deserto.

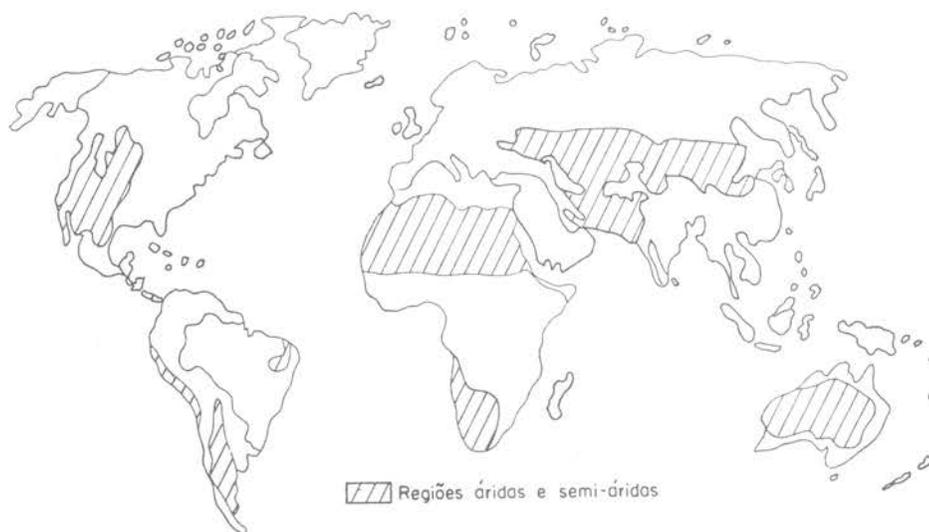


Fig. 71 — Localização das regiões secas do globo

Regiões áridas são, etimologicamente, regiões secas; aquelas onde não se produz escoamento. São muito raras. São regiões de areias, seixos ou rochas nuas coerentes, onde o escoamento é muito raro. Exemplos: planaltos do Saara Central e deserto líbico.

Estepes e estepe de arbustos — apresentam arbustos esparsos com afastamento individual de 5 a 6 m, que freiam, em parte, os processos mecânicos. O escoamento temporário é violento. Correspondem a vastas extensões nas bordas norte e sul do Saara, na África oriental, no Kalaari, na Ásia Menor e Central, na Austrália, nas planícies dos Estados Unidos, na *Prairie* Canadense, no Planalto Mexicano e no Pampa Argentino.

Floresta aberta mediterrânea (maquis ou garrigue) — vegetação arbustiva xerofítica, esparsa, mata espinhosa. Os solos são rasos e pedregosos; o escoamento é brutal e esporádico e as precipitações são irregulares.

Sem distinguir tipos especiais, trataremos das regiões secas (semi-áridas) aquelas caracterizadas pela irregularidade das precipitações. As variações de um ano para outro vão de uma a dez e cem vezes. As tempestades são violentas e rápidas.

A fraqueza dos totais anuais é compensada pela concentração. O escoamento superficial imediato tem uma atividade morfogenética muito grande. Quanto menor a cobertura vegetal e mais delgados os solos, maior a ablação (desgaste).

Da variação na quantidade e na distribuição das precipitações, dependem os tipos de vegetação. As precipitações médias variam de 300 a 400 mm nas zonas secas mais quentes da margem tropical a 100 e 150 mm, na estação fria, na zona Mediterrânea. A cobertura vegetal varia de contínua de herbáceas e gramíneas à esparsa de arbustos espinhosos.

A água escassa e mal distribuída deve abastecer a vegetação. Os terrenos de granulometria mais grossa facilitam a infiltração. A água subtraída à evaporação constitui uma toalha capilar. Se os sedimentos são finos a água permanece à superfície e evapora depressa. A toalha capilar pode manter uma vegetação xerofítica permanente de longo sistema radicular. O aparelho superficial é reduzido para diminuir as perdas. Às vezes não há folhas, mas só ramos e espinhos. A pressão osmótica se eleva, as folhas caem ou enrolam.

Os solos são delgados, pouco desenvolvidos, ou ausentes. Frequentemente são intermediários entre colúvio e aluvião. São formações impregnadas de sal. O ferro e o manganês, pouco móveis, são os elementos do verniz negro. Os solos das regiões secas pela deficiência de água não desenvolvem horizontes de imediata identificação, nítidos. São vertissolos, aridissolos ou entissolos.

Devido ser a precipitação menor do que a evaporação, a disponibilidade de umidade no solo é mínima e localizada. Essa água facilmente sobe através do solo, por capilaridade, e, pela evaporação, precipitam-se sais dissolvidos. Formam-se, assim, as crostas de caliche (carbonato de cálcio) ou gipso.

10.7.1. Os processos morfogenéticos

O escoamento não é hierarquizado. Há transição entre escoamento de vertente e de talvegue. Em vertentes de fraco declive o escoamento laminar ou difuso predomina. Nos declives fortes os talvegues estreitos são bem individualizados (ravinas e oueds).

10.7.1.1. Processos de intemperismo

Os processos de intemperismo químico que atuam nos climas úmidos também ocorrem nas zonas secas, mas a velocidade de intemperismo aí é muito baixa. As chuvas esporádicas e o orvalho noturno fornecem a umidade para a hidrólise e para a hidratação.

O intemperismo mecânico é importante.

Não existe rastejamento de solo. Deslize de rochas e detritos são comuns, por isso não ocorrem formas convexas. O perfil típico das encostas nas zonas secas é constituído de penhascos (escarpas) e tálus que se elevam acima de uma vertente côncava de lavagem. A rocha nua e a estrutura são os aspectos dominantes na paisagem.

Após as chuvas rápidas e pesadas o escoamento laminar gera lavas torrenciais viscosas, responsáveis pelo preenchimento das irregularidades. Outros processos atuam na desnudação e no recuo das vertentes.

10.7.1.2. Erosão regressiva (*back weathering*)

É realizada através de processos de intemperismo físico-químico, e provoca o faturamento da rocha na face rochosa das escarpas e especialmente na base (setor mais úmido). O material desagregado é evacuado por processos de transporte e as vertentes íngremes recuam, paralelamente.

10.7.1.3. Erosão lateral (*stream-flood*)

Levada a efeito por torrentes ou correntes concentradas, tipo oued.

A carga do leito, grosseira, constitui o pavimento detritico que impede o cavamento no sentido vertical. A corrente erode e alarga as margens, depositando e removendo o material, estabelecendo um equilíbrio sempre provisório.

10.7.1.4. Escoamento em lençol (*sheet flood*)

É uma lâmina de água delgada carregada de detritos que, pela viscosidade, tem competência para carregar elementos maiores e exercer ação abrasiva. O transporte é curto, a competência do fluxo para transportar a carga, a todo momento, se modifica. Há momentos de erosão e de deposição. Nas cheias a erosão é acelerada. Esse tipo de erosão areolar produz o abaixamento da superfície do pedimento, paralelo à superfície e regularização, ou em plano inclinado. Tal processo explica a heterometria do material coluvial, a ausência de arredondamento e da estratificação. No final da evolução apenas os sedimentos finos são transportados na superfície quase plana.

10.7.1.5. Escoamento difuso (*rill-wash*)

Eficaz no transporte dos finos e na ablação lateral. Aparece no início e no final das cheias. São canais anastomosados, regos instáveis, onde as águas turbilhonam e oscilam impedidas por pequenos obstáculos. Transportam, a curta distância, os sedimentos finos, depositam rapidamente, deixando os grossos no lugar. Exerce ação de limpeza.

Esses processos explicam as formas de relevo e os depósitos da zona semi-árida.

10.7.2. Morfologia das regiões secas

No modelado das regiões secas distinguimos formas características (fig. 72).

10.7.2.1. Canais fluviais

São intermediários entre escoamento areolar e linear, possuem seções transversais retangulares, com margens quase verticais e leitos aluviais planos. Tais canais são os *arroyos* na América Latina, e sudoeste dos Estados Unidos; *onadis* no Saara francês.

As margens são indeterminadas e o leito é pavimentado de detritos.

Se esses canais descem de vertentes abruptas (montanhas), na base perdem a velocidade e depositam *leques aluviais de detritos* de perfis côncavos, típicos de encostas de lavagem. São as formas ideais de dispersão da vazão e da carga sedimentar das correntes.

10.7.2.2. Planícies aluviais

São edificadas em bacias intermontanas que formam níveis de base locais, geralmente de origem tectônica, na periferia de zonas montanhosas. Nessas bacias acumulam-se espessuras de centenas de metros de aluviões. O nome espanhol é *bolson*. A superfície da bacia consiste de leques aluviais coalescentes e é conhecida como *bajada*. Na parte mais

baixa da bajada pode se originar um lago após chuva pesada (lago de *playa*). Com a evaporação formam-se crostas de lama seca ou salinas (fig. 72).

A *playa* é um nível de base local em elevação. A medida que o *bolson* é atulhado os leques aluviais se espessam e recuam penetrando nos vales dos *arroyos*, que descem da montanha (fig. 73).

As condições da drenagem endorréica são, pois, totalmente diversas da drenagem exorréica. O nível de base local em vez de abaixar e tender para o equilíbrio sofre elevação.

10.7.2.3. Pedimento

O termo pedimento adotado na literatura americana por Mc Gee pela primeira vez, em 1897, é puramente descritivo e não envolve o significado genético. Designa frontão — termo arquitetural. Não tem relação com o latim *pes* (pedestal), portanto não faz pensar em *piedmont*, etimologicamente falando. A utilização do termo, por isso, não implica em natureza rochosa, nem em processos de esculturação.

Outros termos foram usados para designar as mesmas formas: mesa, *conoplain*, vertente de *piedmont* de assoalho rochoso, patamar rochoso (*rock bench*), pedimento de *piedmont*, cone rochoso (*rock fan*), planície rochosa, pediplano, peripedimento, etc.

Os autores franceses distinguiram até pouco tempo pedimento de glaci: os primeiros desenvolvidos em rochas duras, por decomposição granular; os glaci seriam "pedimentos" em rochas tenras.

Archambault (1967) distingue glaci de erosão em rochas duras (frequentemente chamados pedimentos) e glaci de erosão em rochas tenras e, ainda, glaci de acumulação.

Birot e Dresch (1966) falam em: pedimentos propriamente ditos (superfícies de erosão entalhadas em rochas duras, frequentemente cristalinas) e glaci de substrato de rochas tenras, que podem apresentar três aspectos geneticamente diferentes tais sejam: a) glaci de erosão, nu ou com cobertura que possa ser mobilizada rapidamente; b) glaci coberto, antigo glaci de erosão recoberto por uma camada alúvio-coluvial, regularmente espessa, a ponto de não ser totalmente removida; c) glaci de acumulação pura, quando o relevo fossilizado por aluviões é desigual. Nesse caso o glaci se diferencia do terraço, simplesmente porque ele não é ligado a leito fluvial bem determinado e por apresentar inclinação mais forte.

Os mesmos autores distinguem, ainda, glaci de cones coalescentes. Esses últimos são melhor individualizados pela forte inclinação e débil estratificação do material (aluviões).

Como vemos o assunto é complexo a partir da conceituação e terminologia, não chegando, contudo, as opiniões a se conflitarem na essência. Tais divergências pequenas nos

autorizam a utilizar qualquer dos termos — glaciais ou pedimento, com base apenas nas formas e nos processos atuantes, deixando de lado, até certo ponto, a questão da estrutura e natureza rochosa.

Usando uma definição eclética podemos dizer que os pedimentos de erosão são vastos planos suavemente inclinados, cortando rochas de natureza diferente ou homogêneas. O declive cresce para montante em forma de concavidade ou em brusca ruptura (*Knick*), passando em seguida a uma vertente vertical (cornija) ou de forte inclinação convexa. Sobre o plano inclinado pode existir ou não uma cobertura detritica colúvio-aluvial muito delgada (alguns centímetros a 1 metro), em trânsito. Logo a superfície rochosa seria uma superfície de transporte. Fcto 41.

Espessando-se a cobertura a partir de montante (colúvio) ou de jusante (aluviões depositadas nas depressões fechadas, que vão recobrando o pedimento, à medida que levanta o nível de base), tem-se um pedimento ou glaciais de acumulação (pedimento detritico).

Se o pedimento for desembaraçado da cobertura alúvio-coluvial por modificação do nível de base, por tectonismo ou mudança climática, tem-se um pedimento exumado.

Sempre, porém, há duas formas contrastantes que se justapõem: um plano suavemente inclinado cujo declive varia em função dos processos atuantes e da litologia e uma vertente íngreme correspondente à zona montanhosa, escarpa de relevo monoclinial ou relevo residual (*inselberg*). O contacto entre ambas pode ser feito por ângulo bem marcado ou, suavemente, por vertente côncava. O ângulo de contacto também é função da litologia, dos processos erosivos e da posição em relação à rede de drenagem. Foto 42.

a) O pedimento (detritico)

A cobertura dos pedimentos acompanha, em geral, paralelamente, a superfície topográfica rochosa, inferior. Às vezes os depósitos preenchem irregularidades no assoalho, correspondentes a ravinas com direções contrárias à inclinação geral da superfície do pedimento. A porção detritica, que geralmente prolonga o pedimento para jusante como superfície de agradação, comumente é chamada de pedimento detritico (*suballuvial bench*.) Os glaciais arenosos são formas puras de acumulação, geralmente posteriores aos glaciais de erosão. A areia que os recobre resulta da desagregação dos frontões e escarpas mantidas por arenito, mobilizada pelo escoamento difuso, lençol d'água e vento. São paisagens comuns no Hoggar e no Colorado. Tais glaciais geralmente são convergentes e a cobertura cresce de jusante para montante a partir das *playas* (levantamento do nível de base) e vai coalescer com os cones de dejeção (material vindo de montante). A cobertura é por isso alúvio-coluvial.

A elaboração de um glaciais coberto sugere uma sucessão de um período interpluvial para um pluvial em zona seca, com aumento da torrencialidade e da capacidade de transporte.

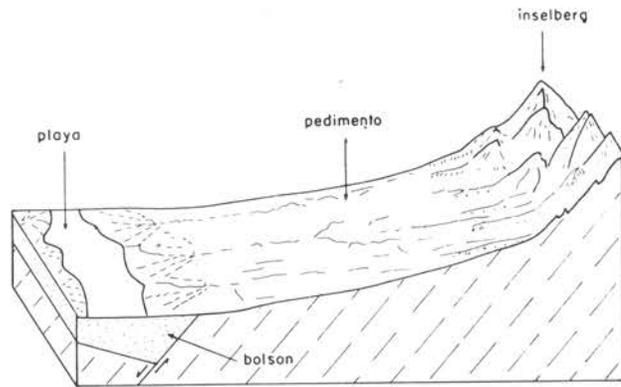


Fig. 72 — Formas de relevo características das regiões secas

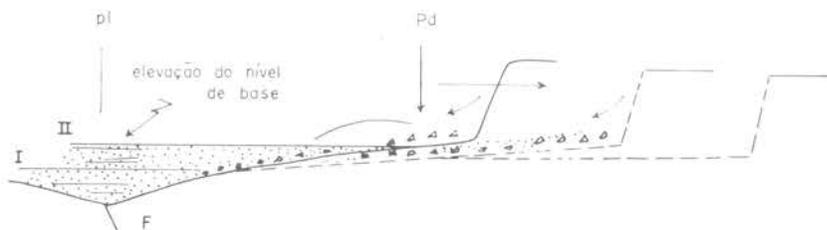
Em geral a cobertura detritica dos glaciais não apresenta estratificação. Tem uma estrutura caótica na qual fragmentos angulosos e quebrados são embalados numa massa de sedimentos finos. Às vezes, em depressões do terreno, surgem depósitos estratificados, em linhas grosseiramente paralelas à superfície topográfica. As depressões preenchidas sugerem uma fase de regularização das superfícies por lavas torrenciais (*mud flow*). Tais estratificações são raras, o que leva a supor que o aplainamento dos glaciais é mais importante do que uma simples regularização da superfície ondulada. Foto 43.

Bigarella, analisando no sul do Brasil depósitos correlativos de pedimentação, observou que eles apresentam várias seqüências, separadas por superfícies de erosão (transição para fases mais úmidas com dissecação). Verificou seqüências de depósitos clásticos de granulção fina e grosseira não consolidados. Os argilo-silticos e arenosos eram mal selecionados incluindo grânulos e seixos. Em locais restritos observa a presença de estratificação, às vezes, cruzada. Segundo a interpretação do autor, na deposição de tais seqüências estiveram presentes processos de deslocamento de fluido com corridas de lama (*mud flow*) alternando com corridas de areia (*sand flow*). Os aspectos texturais e mineralógicos dos sedimentos sugerem condições climáticas tropicais e semi-áridas rigorosas.

b) Colúvios e Aluviões — Relação: pedimento — terraço

Os pedimentos terminam em terraços que acompanham a rede de drenagem regional, por uma inclinação inferior, às vezes horizontal.

As relações pedimentos — terraços, quando não destruídos por erosão, permitem reconstituir os estágios bem distintos, nos flancos dos vales, correspondentes a uma mesma fase climática de pediplanação. Há casos diferentes nesse tipo de contato, porém nota-se a distinção entre os colúvios areno-argilosos com seixos angulosos e os depósitos aluviais, melhor rolados, dos terraços (fig. 74). A dife-



Pd (pedimento) zona de lavagem (aluvião em trânsito)

pl (playa) zona onde o aluvião se assentou em bolsom

A medida que as encostas recuam a parte inferior do Pd é progressivamente soterrada por aluviões + finas

Fig. 73 — Evolução de pedimento por recuo de encosta e elevação do nível de base (Bloom)

rença entre eles está não só na textura e estrutura como também na composição petrográfica.

Na média Depressão Periférica no Estado de São Paulo identificamos três níveis de terraços pedimentados no vale do rio Piracicaba e afluentes, apresentando, pelo menos o mais elevado, um belo exemplo de contacto glacia-terraço (colúvios e aluviões). Trata-se de dois processos distintos de deposição da mesma fase de pedimentação: o material areno-seixoso da cobertura do pedimento revela transporte sobre a vertente por processos de escoamento difuso e em lençol, enquanto que os seixos rolados assentados sobre a superfície rochosa e recobertos, em parte, pelos colúvios, correspondem à deposição em calhas aluviais (stream flood). Este nível está cerca de 50 metros acima das várzeas.

10.7.2.4. "Inselbergs"

Os *inselbergs* são relevos residuais dos processos de pediplanação. Apresentam vertentes abruptas e silhueta de domo ou de castelo. As vertentes abruptas e nuas se desgastam rapidamente por processos de intemperismo físico-químico (mais físico do que químico); nos granitos e gnaisses por desagregação granular e esfoliação, noutras rochas por fragmentação.

Geralmente os *inselbergs* em rochas maciças como as granitóides correspondem a núcleos menos diaclasados, por isso mais resistentes ao intemperismo. Em regiões sedimentares os relevos residuais que não tomam o nome de *inselberg*, correspondem a terrenos mais resistentes ou porções silicificadas de rochas areníticas. Foto 42.

O *inselberg* é uma forma escultural mas que reflete influências da estrutura e da litologia. Nos domos granítico-gnáissicos o seu contorno corresponde a planos estruturais.

O *knick* tem sido atribuído a várias causas:

— aumento da força erosiva na base (Pasarge);

— intemperismo químico e maior ablação superficial na base (Jessen);

— determinado pela estrutura rochosa, diferença de resistência das rochas (Dresch e L. King);

— relaciona-se mais com os processos do que com o tipo de rocha (Baulig e Dumanowski).

Conforme afirma L. King os maiores aplainamentos do globo situam-se fora das regiões submetidas à erosão dita "normal". Não são os processos morfoclimáticos das regiões úmidas os capazes de elaborar os grandes planos de erosão. Muito pelo contrário, sob cobertura vegetal, intenso intemperismo químico, decomposição rápida das rochas e cobertura de solo, a evolução das vertentes se faz em equilíbrio com o cavamento dos talvegues e a topografia rebaixa-se, mantendo-se as formas iniciais, apenas suavizando um pouco as convexidades. O relevo é sempre colinoso.

Dependendo da estrutura, da atividade tectônica e oscilação do nível do mar, há setores de maior e menor entalhe e inclinações mais ou menos fortes de vertentes.

10.7.2.5. Os pedimentos fora das regiões semi-áridas

As superfícies planas encontradas nas zonas equatoriais, tropicais quentes e úmidas e temperadas oceânicas, sugerem, antes de mais nada, que aquelas áreas sofreram oscilações climáticas e que processos de morfogênese mecânica dominante teriam sido os responsáveis pelos aplainamentos.

Observando a fisiologia da paisagem morfológica do globo verifica-se que nas regiões semi-áridas, na zona mediterrânea e nas tropicais com longa estação seca, os pedimentos estão em vias de elaboração, isto é, são formas vivas, *funcionais*. Estão sendo esculpidas por processos de morfogênese mecânica.

Os pedimentos situados fora dessas áreas são formas relíquias, fossilizadas, paleoformas.

Elas nada mais são do que o reflexo de condições climáticas passadas mais secas, talvez, do que o clima atual. Os pedimentos funcionais nessas áreas são formas localizadas e resultam de rompimento do equilíbrio morfogenético, provavelmente por atividade antrópica.

Ab'Saber e Bigarella foram os primeiros a chamar a atenção para formas pedimentadas no Brasil, fora da região nordestina.

Sob o sistema morfoclimático vigente no Brasil atlântico e meridional, ou seja, clima tropical quente e úmido com estação seca curta, o intemperismo químico é o processo mais eficaz no ataque das rochas e na elaboração de espessos mantos de decomposição. A cobertura vegetal densa e os solos protegem a rocha contra os processos de desgaste e favorecem a componente vertical no balanço morfogenético das encostas.

A drenagem é hierarquizada e apesar da intensidade da decomposição reduzindo os detritos a finas partículas, a evolução das vertentes se mantém em equilíbrio com o entalhe vertical dos rios.

A movimentação lenta das partículas por *creep* e escoamento difuso, do alto para a base das encostas, explica a convexidade das vertentes, que se reduzem, mantendo a mesma forma. As famílias de formas mais comuns, decorrentes de tais processos são: as meialaranjas ou relevo de mares de morros nos planaltos cristalinos e colinas com perfis convexos nas regiões sedimentares.

Na Serra do Mar e da Mantiqueira observam-se ombreiras de vertentes de topografia quase plana e suavemente inclinada em direção ao eixo de drenagem regional. Frequentemente são patamares, podendo-se distinguir de dois a três níveis com aspecto topográfico semelhantes, embutidos uns nos outros, em forma de degraus. A articulação de um nível a outro superior se faz por ângulo bem marcado.

Bigarella e colaboradores estudaram tais níveis e seus depósitos correlativos, aplicando métodos geomorfológicos e fazendo análise textural dos sedimentos para distinguir o grau de seleção e inferir a respeito das condições ambientais de deposição.

Identificaram várias fases de pediplanação correspondentes a períodos mais frios e secos (fases de glaciação nas altas latitudes) e várias fases de entalhe e desenvolvimento do regolito nos períodos interglaciais.

Aziz Ab'Saber aponta as mesmas fases e semelhante evolução de pedimentos na bacia de São Paulo e de Taubaté e nós próprios elaboramos um quadro evolutivo da paisagem da média depressão periférica em São Paulo, com base em estudos dos níveis de pedimentação e depósitos correlativos (Penteado, 1968 e 1969; Christofolletti e Penteado, 1969).

Na Depressão Periférica Paulista, ao lado da paisagem de colinas baixas suavemente convexas, correspondentes a níveis erosivos mais recentes, encontram-se longos espigões e

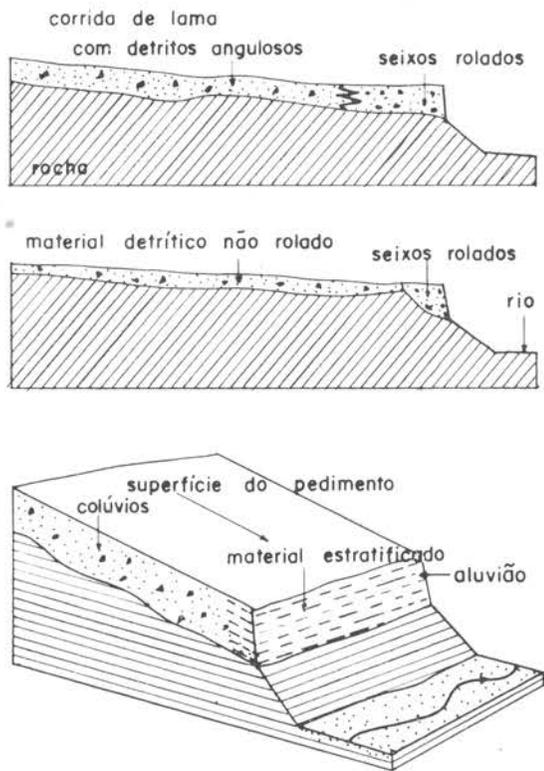


Fig. 74 — Tipos de relação entre pedimento e terraço

divisores de água tabuliformes, de superfície quase retilínea com suave inclinação em direção ao eixo da drenagem. Tais espigões articulam-se às escarpas de *cuestas* e paredões de forte convexidade dos sills de diabásio por ângulos bem marcados. Foto 41.

Todos eles apresentam capeamento arenoso com lentes basais de cascalhos e argilas ou fragmentos de canga. A maioria deles apresentam esporões laterais desdobrados em degraus curtos mas de formas retilíneas semelhantes, apenas com mais forte inclinação. Esses degraus inferiores geralmente estão esculpido em sedimentos argilosos do Grupo Tubarão e Passa Dois e não apresentam a cobertura arenosa, mas terminam nas bordas, em níveis de seixos rolados (terraços aluviais pedimentados).

Na Média Depressão Periférica abaixo da superfície mais geral capeada de sedimentos arenosos — superfície de Rio Claro (600-620 m), há dois desses patamares embutidos.

No *front* da serra de Itaqueri e de São Pedro os esporões obsequentes (pedimentos rochosos obsequentes esculpido no arenito Botucatu) articulam-se às paredes verticais de basalto e arenito silicificado. Tais esporões apresentam, no ponto de contacto, uma inclinação de 30° a 40° em vertente côncava e se continuam com 15°, 10°, 5° até 3° de inclinação para jusante, constituindo os níveis aplainados, geralmente capeados de canga.

mais elevados nesse setor da Depressão Periférica (em torno de 700 m — superfície neogênica). Foto 41.

Tais planaltos mais elevados terminam em degrau sobre o aplainamento inferior mais generalizado — a superfície de Rio Claro, com desnível da ordem de 50 m.

Tanto a superfície mais elevada como a inferior como os degraus menores mais próximos dos vales apresentam características comuns:

- superfície plana muito regular;
- suave inclinação em direção à calha de drenagem;
- articulação em ângulo forte com escarpas mais altas;
- cobertura detritiva, mal consolidada ou agregada com cimento ferruginoso;
- no contacto da cobertura com a superfície rochosa há cascalheiras de elementos angulosos indicando transporte curto em meio denso sobre as vertentes (depósitos coluviais);
- cascalheiras de seixos rolados de quartzo e quartzito nas bordas das vertentes acompanhando os vales (depósitos aluviais).

Esses fatos, mais a análise morfogenética e litológica dos seixos nos levaram a interpretar tais formas como remanescentes de pedimentos esculpidos nas fases secas que atuaram no Brasil tropical e de sudeste a partir do final do Terciário.

Os argumentos mais fortes a favor dessa interpretação foram:

— a planitude da topografia conservada em meio a formas colinosas arredondadas pelos processos atuais.

A cobertura arenosa parece ter sido um fator de preservação da superfície, de vez que os arenitos mal consolidados, extremamente permeáveis, reduzem sensivelmente o escoamento superficial e a ablação do relevo, que assim vem-se mantendo enquanto as vertentes entalhadas em terrenos argilosos vão tomando formas convexas, à medida que o entalhe prossegue, mascarando os vestígios das fases de pedimentação.

— A regularidade da superfície erosiva que cortou por igual, em plano inclinado, camadas sedimentares diferentes (Botucatu, E. Nova e Tubarão);

— a ocorrência de depósitos grosseiros sobre a superfície rochosa, enterrados por arenosos mais finos situados bem distante (10 a 20 e mais km das escarpas atuais) e cerca de 50 — 60 m acima dos assoalhos dos vales atuais, cuja mobilização só poderia ter ocorrido por um tipo de transporte de grande competência.

Nossos rios, atualmente, transportam apenas frações finas, se, sobre as vertentes de inclinação normal, só se movimentam areias e argilas, sob ação do *creep* e do escoamento difuso.

— A ocorrência de depósitos grosseiros: blocos e grandes seixos embalados em matriz fina, cortados pelo mesmo nível topográfico

dos baixos esporões, afastados das *cuestas* cerca de 5 km e situados 15 — 20 m acima dos talwegues atuais (pedimentos detriticos post-superfície de Rio Claro).

Não se trata de tálus de desmoronamento, porquanto a distância das escarpas é de cerca de 5 km e a estrutura do material é caótica. No tálus há acomodação basal e frontal dos elementos maiores, por gravidade.

Nessa ordem de idéias podemos concluir que o modelado atual da Depressão Periférica exhibe muito mais os resultados da atuação de processos de morfogênese mecânica, os quais ainda não foram apagados pelos processos de intemperismo químico dominante e entalhe, sob o clima atual.

A natureza litológica dos depósitos de cobertura das superfícies de pedimentação explica, em parte, a conservação das formas.

É de se supor que as fases secas foram de mais longa duração do que as fases de entalhe, especialmente a correspondente à elaboração da superfície de Rio Claro.

No momento, mais importante do que procurar interpretar e discutir o problema da evolução da paisagem e da gênese dos pedimentos das regiões tropicais é intensificar as pesquisas no sentido de distinguir, por métodos de análise, as variações texturais e de facies dos depósitos detriticos correlativos de tais superfícies.

A análise pelo Carbono 14, análise polínica e métodos arqueológicos contribuindo para as datações absolutas, auxiliariam na interpretação morfogenética.

10.8. O modelado das regiões intertropicais: florestas e savanas

A cobertura florestal das latitudes baixas se estende do Equador até a altura dos trópicos, mais ou menos nos dois hemisférios, porém dispondo-se, localizadamente, ao longo das costas expostas às massas marítimas tropicais.

Estende-se mais no Hemisfério sul (marítimo) do que no Hemisfério norte.

De acordo com o grau de umidade e distribuição das chuvas, há uma transição da floresta densa para a aberta (Savana).

A zona florestal das latitudes baixas se une, em dois pontos, com a zona florestal das latitudes médias: nas Antilhas e na Insulíndia. Nessas áreas é difícil precisar o limite das duas zonas morfoclimáticas.

Na África a delimitação é fácil. O Saara é a região intermediária.

Na savana africana a pluviosidade média anual é superior a 800 mm. Na floresta pluvial (Congo) é superior a 1.500 mm, com estação seca muito curta ou ausente. Na floresta Amazônica a pluviosidade gira em torno de 2.000 mm.

Quando a precipitação é superior a 1.500 mm, mas a estação seca é relativamente marcada (4 a 5 meses) as florestas são do tipo latifoliada tropical: florestas da Indochina, da planície Indo-Gangética e da Serra do Mar no Brasil.

As florestas equatoriais correspondem ao cinturão dos dôldrums e da FIT, centros de ação dos climas das baixas latitudes.

10.8.1. Florestas equatoriais e tropicais

No conjunto, florestas equatoriais e tropicais têm características comuns: temperaturas médias elevadas, fracas amplitudes térmicas, bastante umidade, ausência de gelo.

A ausência do gelo é importante porque a fragmentação torna-se reduzida. As escalas rochosas recuam lentamente e o tálus é revestido de mantos argilosos e pode ser recoberto de vegetação.

O forte calor, a umidade e as pequenas amplitudes térmicas favorecem os processos químicos de ataque das rochas. A decomposição freqüentemente é mais rápida do que o transporte de detritos sobre as vertentes.

Apesar da exuberância da vegetação e da velocidade de acumulação de detritos a acumulação do húmus é freada pela atividade dos microrganismos.

Os solos são profundos e bem drenados. A lixiviação intensa das bases e da sílica deixa como produto de alteração um manto argiloso residual, de alumina e hidróxidos de ferro, que constitui os solos lateritizados (argilas lateríticas) latossolos ou oxissolos.

A ação do intemperismo químico resulta na carga sólida muito fina dos rios, predominando argilas e areias quartzosas finas. A ausência de seixos e elementos abrasivos diminui o poder de escavação dos leitos fluviais. Os perfis longitudinais dos rios apresentam-se em degraus (rápidos e cachoeiras).

10.8.1.1. O meio ecológico

O calor e a forte umidade explicam o ciclo vegetativo constante. Não há repouso sazonal. A folhagem é sempre verde e há justaposição de flores e frutos. A impressão é de imobilidade. Na realidade há renovação perpétua.

A ausência de estações, o elevado teor de umidade e a fraca amplitude térmica tornam a evapotranspiração real muito elevada, equivalente à potencial.

O lençol freático é permanente e espesso. Oscila por causa da permeabilidade dos solos e em virtude das pequenas variações de precipitações. Não influi na vegetação, mas no débito dos rios. A recrudescência das chuvas causa cheias imediatas devido ao estado de saturação dos solos.

As condições de umidade e temperatura favorecem o desenvolvimento de grande número de espécies vegetais. A fisionomia da ve-

getação, entretanto, é semelhante. Há adaptações para perda do excesso de água e competição para alcançar a luz. A floresta apresenta vários andares (sinúsias); 1.º estágio — árvores altas (30 a 50 m); 2.º estágio — intermediário, de folhas menos espessas e poucos ramos; 3.º estágio — arbustivo. São espécies adaptadas à sombra e à umidade. Falta o tapete de gramíneas e herbáceas por deficiência da luz.

10.8.1.2. Processos

10.8.1.2.1. Decomposição química

A decomposição química muito intensa faz com que a alteração das rochas seja mais rápida do que o transporte dos detritos.

O primeiro fato que chama a atenção é a abundância de elementos finos de diâmetro inferior a 2 microns. A quantidade de argilas nos solos florestais das regiões quentes e úmidas representa 50 a 60% do peso total do solo, enquanto que nas regiões temperadas esse teor é de 6 a 10%.

Os solos espessos atingem 20, 30 a 50 metros, às vezes apresentando recobrimento coluvial em movimento.

Nas rochas granítico-gnáissicas dominam argilas cauliniticas. Os solos são espessos e permeáveis devido à presença do ferro aglomerando as argilas e à alta porcentagem de areias quartzosas (30 a 35%).

10.8.1.2.2. Os processos de transporte sobre as vertentes

a — em solução — qualquer que seja o interesse do estudo das águas percolantes ele não pode servir de base para a avaliação da perda de substância média das vertentes, por solução, por falta de poder calcular, exatamente, a superfície sobre a qual a chuva caiu e de onde provêm essas águas.

A perda de substância pode ser medida, mais exatamente, a partir do teor em íons de origem mineral nos pequenos rios.

Medidas de Rougerie, na Costa do Marfim, dão para regiões graníticas de 150 a 200 mg por litro na seguinte proporção (Quadro I).

Quadro I — Proporção de íons dissolvidos em rios de regiões graníticas na Costa do Marfim (Rougerie)

Sílica	15 a 20	mg
Cálcio	14	mg
Potássio	4	mg
Sódio	14	mg
Magnésio	25	mg
Ferro	2	mg

O maior contingente é representado pelas bases, que são os elementos mais solúveis nas regiões quentes e úmidas.

Rougerie e outros autores franceses fizeram comparações da composição química das águas tropicais e temperadas, para regiões de rochas granítico-gnáissicas em relevos semelhantes. O resultado é obtido no quadro n.º II.

Quadro II — Comparação da composição química das águas tropicais e temperadas segundo Rougerie

	Costa do Marfim	Moldan (Maciço Boêmia)	Guiana Britânica	Mahadans (Índia)
Total por litro:	150 mg	80 mg	60 mg	86 mg
Sílica	15 a 20	9	28	26
Cálcio	14	14	5	13
Magnésio	25	4,6	0	4
Potássio	4	5	1	5
Sódio	14	11	4	1
Ferro	2	1,2	5	0,2

O quadro mostra que nas regiões tropicais úmidas há mais sílica dissolvida por litro de água escoada. No total a quantidade das substâncias dissolvidas nessas regiões é duas ou três vezes mais importante do que na zona temperada. As bases formam o contingente mais importante, na maior parte dos casos.

A composição química não é muito diferente. Nas regiões quentes há pouco mais substâncias dissolvidas. A cifra muito baixa da Guiana se explica pela natureza baixa do relevo (pediplano, terciário), pela lavagem dos solos por longo período de tempo e pela drenagem muito potente.

O teor de substâncias dissolvidas dos rios nos fornece a quantidade de matéria exportada para o mar, mas esse teor pode ser inferior às perdas das vertentes.

Ao longo dos rios há níveis de base locais (lagoas e pântanos) onde parte da sílica tomada das vertentes pode se precipitar dando argilas de neoformação.

b) Saltação pluvial e escoamento difuso

A ação das gotas de chuva sobre o solo, apesar do anteparo da vegetação, faz as partículas mais finas se locomoverem.

O escoamento difuso é um agente importante de transporte, sob floresta, pela falta da cobertura de gramíneas. Ele é um instrumento importante de erosão lateral e remoção de detritos finos.

Rougerie mediu a ação do escoamento difuso da Costa do Marfim, num período de 4 anos, e obteve os seguintes resultados:

	perda de terreno
vertentes 0° a 4° —	2mm/ano
" 4° a 10° —	3mm/ano
" 10° a 50° —	3,5mm/ano

O escoamento difuso transporta, no máximo, areias muito finas, de calibre muito inferior ao transportado nas regiões semi-áridas. Há, pois, grande diferença na competência deste agente de transporte nos dois domínios morfoclimáticos.

As chuvas fortes são as mais eficazes para dar origem a esse transporte, geralmente chuvas de início de estação. Quedas de chuvas inferiores a 10mm/hora não geram, prati-

camente, o escoamento difuso, mesmo em terrenos graníticos e xistosos.

No final da estação das chuvas, quando os solos estão saturados o escoamento difuso se produz sob qualquer precipitação.

O escoamento difuso é dos processos mais eficazes na esculturação da convexidade das vertentes.

c) *Rastejamento* (especialmente de origem biológica)

Movimenta detritos finos, alguns cm por ano, em vertentes de declives entre 0° e 15° a 20°.

d) Solifluxão

Ocorre geralmente em terrenos colúvies que possuem camadas argilosas em vertentes de fraco declive (5° a 15°). Ocorre também nos solos muito encharcados que possuem uma camada lubrificante basal. A solifluxão faz migrar mais rapidamente (dm/ano) uma película mais espessa de detritos.

Todos esses são processos lentos de evolução das vertentes. Os processos de desnudação mais violentos só atuam em situação de desequilíbrio.

No meio tropical quente e úmido as vertentes evoluem lentamente, sem perder a forma convexa. A velocidade de alteração das rochas geralmente é igual ou maior do que a de desnudação.

10.8.1.2.3. A erosão fluvial

A ação das correntes é relativamente pouco eficaz nas regiões tropicais úmidas em relação a outros climas.

Um rio tem competência para transportar tanto mais sedimentos e erodir tanto mais, quanto maiores forem as variações de débito. É no momento de mudança dos débitos (quando o volume aumenta bruscamente) que o material do leito se movimenta.

Os rios nas regiões quentes e úmidas não possuem poder de transporte e erosão proporcional ao seu débito, pelo fato de terem débitos relativamente regularizados e transportarem uma carga em suspensão muito fina, correspondente a 80 ou 90% da carga total.

Além disso, rios de regiões pouco acidentadas como o Amazonas transportam carga em suspensão relativamente fraca.

A carga do leito dos rios equatoriais é, essencialmente, representada por areias.

O traço mais notável na morfologia das regiões tropicais úmidas é o leito dos rios. Rios grandes, a poucos quilômetros do nível de base, apresentam rápidos. Mesmo em regiões de altitudes mediocres (150 a 200 m) e uma costa relativamente estável há bastante tempo, como na Costa do Marfim, existem quedas d'água próximas do litoral.

Nas regiões quentes e úmidas o perfil longitudinal se decompõe em degraus com setores horizontais e verticais, enquanto que nos climas temperados as rupturas de declive de origem cíclica têm um perfil côncavo (fig. 75).

Por que essas diferenças? Um fato capital é a ausência ou a raridade de seixos nos rios tropicais, necessários no cavamento das marmitas.

As vertentes fornecem apenas material fino. Os filões de quartzo que se desagregam debitam detritos que, rapidamente, diminuem de tamanho no seu percurso em direção à base da encosta. O próprio quartzo e especialmente o quartzito sofrem ataque químico e se apresentam alterados.

Os seixos que chegam à corrente fluvial ou que são arrancados nas zonas de quedas se desgastam rapidamente, em pequenos percursos, para jusante.

As diferenças entre o perfil longitudinal da zona temperada e tropical se explicam pelo tipo de carga e de regime fluvial.

Nas regiões temperadas a erosão regressiva reduz a altura da queda. Para que aluviões grossas possam ser evacuadas é necessário um declive forte. Cria-se, assim, um perfil inclinado exatamente necessário para o transporte dos seixos.

Nos climas tropicais úmidos, as vertentes e o leito fornecem poucos seixos. O desnível das quedas recua lentamente, mas a declividade se mantém, porque para evacuação de areias e argilas não é necessário perfil inclinado contínuo. Nas regiões temperadas o regime dos rios é imponderado com débitos irregulares. Nas regiões quentes e úmidas o débito é regularizado.

Outro fato que chama a atenção é que os rápidos dos rios estão em contradição com relevos modestos. O ataque químico sob o leito é menor do que sob o manto de solos e a cobertura vegetal dos relevos vizinhos. A decomposição profunda das vertentes se opõe ao leito rochoso pouco atacado.

10.8.1.3. As formas do relevo

As formas mais comuns esculpidas em terrenos granítico-gnáissicos são as meialaranjas (relevo mamelonar). Fotos 44 e 26.

As vertentes são convexas e os declives se situam entre 15° e 25° ou 30°. O solo geralmente é espesso.

A decomposição muito intensa reduz os detritos à fração fina. Esse material fino é evacuado por rastejamento e escoamento difuso e vem atulhar os vales.



Fig. 75 — Perfil longitudinal teórico — a — regiões temperadas — b — regiões tropicais úmidas

As vertentes são convexas do topo à base e os vales são planos devido à chegada de detritos ser superior à capacidade de transporte dos rios, porque os declives do perfil longitudinal são muito fracos.

O perfil longitudinal apresenta degraus e seções planas por deficiência de erosão mecânica e por causa do preenchimento rápido das reentrâncias por areias que a corrente não pode transportar.

Essas seções planas alargadas, situadas a montante de soleiras rochosas são os alvéolos (fig. 76).

O comprimento da vertente é elemento essencial para determinar a convexidade e a concavidade do perfil.

Quando a vertente é muito curta e ingreme os blocos param na base e dão perfil côncavo. Se as vertentes são longas, os blocos vão-se reduzindo no percurso e não chegam ao rio. O cavamento do vale é menor do que a evolução das vertentes. A camada de detritos finos se dispõe ao longo de todo o perfil da encosta.

À medida que o material é removido para a base, o intemperismo químico reduz verticalmente a massa rochosa.

A vertente perde altura, a declividade diminui, as cristas se arredondam. A vertente reduz, mas a convexidade se mantém porque os processos lentos são constantes.

Vertentes de 50° e 60° (pães-de-açúcar) recuam rápida e paralelamente por processos físico-químicos que provocam a desagregação granular e esfoliação da massa rochosa. A forte inclinação não permite o desenvolvimento de solos. A vertente recua e a verticalidade se mantém.

A impotência da erosão linear nas regiões quentes e úmidas dá o perfil em degraus nos rios. Por ser a evolução das vertentes e a pedogêneses mais rápida do que a erosão linear, os relevos são modestos com vertentes convexas de perfil regularizado em contraste com vales encaixados de perfil longitudinal não regularizado.

10.8.2. Domínio das regiões tropicais com estação seca definida (savanas)

Entre floresta densa e a estepe de arbustos espinhosos se dispõe o mosaico das florestas de árvores de folhas caducas e persistentes alternando-se com savanas.

As savanas, que ocupam a maior parte dessa superfície, são, em parte artificiais, em parte naturais. As savanas naturais ocupam grandes extensões em função de condições edáficas e topográficas. Em áreas montanhosas cercadas de planícies, as primeiras são ocupadas por florestas. As planícies inundadas por ocasião das chuvas devido à má drenagem e dessecadas na estação seca são mais favoráveis ao desenvolvimento de herbáceas.

Altos planaltos recobertos de sedimentos arenosos, remobilizados de antigos solos, conformando superfícies senis, também apresentam cobertura de savanas. Os solos arenosos de tais superfícies são pobres e desmineralizados pelos vários ciclos de lixiviação e intemperismo.

Crises climáticas e atividade antrópica podem modificar a cobertura florestal e substituí-la por savanas.

Nas regiões tropicais do globo, devido à utilização crescente das terras, a tendência é para o crescimento das áreas ocupadas por savanas, em detrimento de zonas florestais.

A característica mais constante do domínio tropical com estação seca é a existência de couraças ferruginosas, revestindo imensas planícies e planaltos de erosão. A sua origem tem levantado problemas de ordem geomorfológica e pedológica. A savana é menos úmida do que as florestas e submetida a um regime pluviométrico sazonal mais contrastado.

A característica climática básica é a alternância de períodos chuvosos e de seca acentuada.

A pluviosidade anual gira entre 1.000 e 1.500 mm e se concentra em 4 ou 6 meses de primavera e verão ou verão e outono. As temperaturas médias anuais são elevadas, girando em torno de 20°C.

10.8.2.1. Ecologia tropical

Por curta que seja a estação seca, as precipitações mensais são semelhantes às duas re-

giões equatoriais, com quantidades que variam de 150 a 400 mm.

Os solos rasos das zonas planas encharcam na estação das chuvas devido à cobertura de elementos finos e o escoamento superficial pode tomar forma de lençol ou de canais indecisos. A savana, na época das chuvas, é uma região anfíbia, cheia de lagoas rasas e canais anastomosados, até que a água se infiltre ou evapore.

Da água caída, apenas uma parte chega aos rios, pois a evaporação é muito elevada.

Na estação seca o solo resseca e o lençol freático se aprofunda. Dessa variação brutal de água no solo dependem o tipo de vegetação e o regime dos rios.

A vegetação deve se adaptar a essas condições. Os dois tipos mais comuns são: a floresta de folhas decíduas e a savana com grandes árvores esparsas e formações herbáceas. A primeira aparece quando a estação seca é curta (3 a 5 meses) e o total anual das precipitações é da ordem de 1.500 mm. A segunda corresponde a um clima mais seco, com precipitações mais reduzidas, estação seca mais longa.

Quando os solos são espessos e permeáveis, o lençol freático se aprofunda muito; quando são rasos, submetidos à evaporação intensa, tornam-se secos. Nessas circunstâncias é impossível a sobrevivência de vegetais de raízes superficiais. A savana se caracteriza, pois, por gramíneas como as da *prairie* da zona temperada, com rizomas que emitem folhas na estação úmida. Na seca as folhas desaparecem. Restam apenas alguns tufos esparsos de arbustos xerofíticos e o solo fica nu nos intervalos das grandes árvores. Estas são espaçadas porque o sistema radicular é muito amplo e se aprofunda bastante. Os troncos são grossos, as cascas duras; há poucos galhos e ramos, as folhas são cerosas e resistentes. São adaptações xerofíticas para reduzir a perda de água.

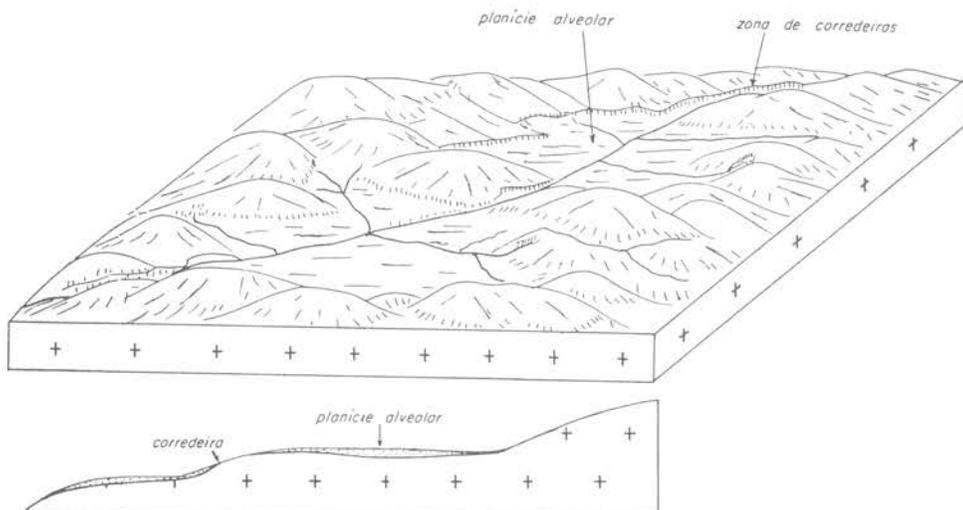


Fig. 76 — Topografia característica de terrenos graníticos em regiões tropicais úmidas

O limite entre savanas e florestas úmidas não é bem definido e pode ser modificado a todo momento pelas queimadas.

O regime de água do solo, condicionado pela litologia, nessas zonas limitrofes, pode determinar o aparecimento de savanas ou florestas. Solos permeáveis arenosos favorecem o desenvolvimento das savanas, solos argilosos de granitos ou diabásios podem condicionar a expansão das florestas.

10.8.2.2. Pedogênese

A quantidade de água infiltrada é menor do que na zona florestal. A infiltração é interrompida na estação seca, porém na época das chuvas a ação química é intensa, especialmente nos terrenos aplainados. A lixiviação das bases é quase completa e parte da sílica entra em solução e é removida. As argilas resultantes são, mais comumente, caulinitas. Os elementos menos solúveis precipitam-se de maneira irreversível quando o lençol freático abaixa bruscamente.

Ocorrem todos os tipos de acumulação do ferro e alumina. Há carapaças de lixiviação oblíqua, formadas pela deposição do ferro, mobilizado pelo lençol freático ou águas subterrâneas e depositado nos colúvios de detritos da base das vertentes. Nos planaltos a lixiviação vertical é grande na estação chuvosa. A argila é levada para baixo, constituindo uma camada impermeável que mantém o lençol freático próximo à superfície e sujeito às variações climáticas.

A subida capilar e evaporação da água do solo, na estação seca, determina a deposição do ferro na parte superior do horizonte B. Constituem-se, dessa forma, os horizontes concrecionários, de ferro, sujeitos a desidratarem-se para se transformar em carapaças lateríticas. O "encouraçamento ferruginoso" ocorre com a destruição da cobertura vegetal, elevação da temperatura do solo e desnudação do horizonte A.

10.8.2.3. Os processos de erosão

As modalidades do escoamento superficial são determinadas pela distribuição das precipitações, pela natureza dos solos e da cobertura vegetal. As primeiras tempestades encontram o solo seco e endurecido. O resultado é a erosão pluvial possante e escoamento superficial imediato. Os processos de escoamento, erosão e transporte mais comuns sobre as vertentes são:

- torrentes em lençol — (*sheet flood*)
- escoamento difuso (*rill wash*)
- erosão pelas gotas da chuva e águas pluviais escoadas (*rain wash*)
- correntes canalizadas (*stream flood*) processo intermediário entre escoamento linear e areolar.

Todos esses processos são comuns tanto à zona semi-árida como às savanas, devido à escassez da cobertura vegetal contínua. Na savana todos eles são muito eficazes no início da estação chuvosa, antes do aparecimento do tapete de gramíneas. O escoamento em lençol é o mais eficiente na remoção dos detritos finos e na elaboração dos pedimentos. O escoamento difuso também é processo importante na savana. Esses processos de erosão e transporte favorecem também o colúvionamento. As águas se carregam da carga fina, transportam a curta distância, sobre declives e depositam nas zonas deprimidas e planas.

Esses processos explicam as regiões planas das savanas.

10.8.2.4. As formas do relevo

A desagregação granular sob variações de temperatura afeta as vertentes íngremes. A erosão pluvial exerce ação de limpeza no material desagregado e submete a rocha a contrastes de umidificação e ressecamento.

Tais processos atuando sobre as encostas, e a erosão lateral e regressiva dos canais torrenciais na base dos relevos, promovem o recuo paralelo das vertentes.

As formas derivadas são relevos residuais em domos ou maciços arredondados de declives bastante íngremes, os *inselbergs*. Essas vertentes entram em contacto com superfícies planas por ângulos basais bem marcados (*Knicks*). Os processos de escoamento em lençol e difuso, e erosão lateral de canais divagantes aplainam as irregularidades do relevo aos pés dos maciços montanhosos e das elevações, desenvolvendo os pedimentos.

As primeiras chuvas têm ação erosiva grande, porque encontram o solo seco e sem vegetação. O encharcamento superficial impermeabiliza o solo e promove o escoamento imediato. O lençol freático próximo da superfície também favorece o escoamento superficial.

Todos esses processos dão origem a planícies de erosão — superfícies suavemente inclinadas em direção ao nível de base regional (um rio principal). Essas planícies são os pediplanos.

O concrecionamento do horizonte B dos solos (carapaças lateríticas) contribui para a evolução daqueles processos e dos aplainamentos.

O escoamento linear pode ser perene ou não, dependendo de maior ou menor duração da estação seca e dos tipos de terreno e de relevos.

A carga do leito é sempre grande, apesar de ser mais fina do que nas regiões semi-áridas. Os vales evoluem para formas rasas e largas. Predomina erosão areolar. As soleiras rochosas ou bancos de laterita constituem rupturas nos perfis longitudinais dos rios, os

quais se apresentam quebrados em degraus. A erosão regressiva dos saltos é lenta pela falta de abrasivos grossos e porque a carga limite é quase atingida.

As formas do relevo e os processos de erosão são muito semelhantes sob savanas e nas estepes (regiões semi-áridas). Os pediplanos e *inselbergs* parecem se desenvolver melhor nas zonas semi-áridas pela potência erosiva do escoamento areolar e pelo predomínio da erosão mecânica. Nas savanas os processos citados encontram todas as condições ecológicas necessárias ao seu funcionamento, por isso *inselbergs* e pediplanos desenvolvem-se também sob savanas. Segundo a maioria dos autores interessados na geomorfologia tropical, os *inselbergs* e pediplanos evoluem em regiões semi-áridas e se conservam sob condições tropicais, devido à semelhança dos processos morfogenéticos.

Como a faixa tropical e subtropical do globo sofreu oscilações climáticas com variações de condições de estepes para savanas e vice-versa, a morfologia expressa a interação de processos de condições ecológicas alternadas, mas semelhantes.

10.9. Os domínios morfoclimáticos brasileiros

No Brasil como na África a vegetação constitui a melhor expressão dos dados climáticos.

Existem tipos de combinações de fatos geomorfológicos, climáticos, pedológicos que permitem definir áreas homogêneas do ponto de vista das formas do relevo e dos processos que operam em superfície.

Na realidade, a repartição das grandes zonas morfoclimáticas brasileiras não segue uma disposição em faixas orientadas segundo a latitude, conforme expressa o termo de "zona". As áreas morfoclimáticas apresentam formas irregulares, com interpretações nas áreas limitrofes. Trata-se de um arranjo complexo de fenômenos naturais aos quais se deve acrescentar os processos antrópicos que se associam e se inter-relacionam, permitindo a identificação de províncias ou domínios morfoclimáticos. Esses domínios são ora de tipo zonal ora de tipo azonal e não dependem apenas dos processos zonais e funcionais na época presente, mas também do resultado da atuação de sistemas morfoclimáticos diferentes, relativos a flutuações climáticas ocorridas no Quaternário.

Ab'Saber (1970) caracteriza os seguintes grandes domínios:

1 — Domínio dos chapadões tropicais, com duas estações, recobertos de cerrados e penetrados por florestas galerias.

2 — Domínio das regiões serranas, tropicais úmidas, ou de "mares de morros" extensivamente florestados.

3 — Domínio das depressões intermontanas semi-áridas, pontilhadas de *inselbergs*, dotadas de drenagem intermitente, e recobertas por caatingas extensivas.

4 — Domínio de planaltos subtropicais recobertos por araucárias e pradarias de altitude.

5 — Domínio das coxilhas subtropicais uruguaio-sul-riograndenses, recobertas por pradarias mistas.

6 — Domínio das terras baixas equatoriais, cobertas de florestas da Amazônia brasileira.

Esses domínios são bem caracterizados nas áreas *core*. Na periferia de cada área, nas faixas de transição, os domínios se interpenetram, criando mosaicos complexos resultantes de duas ou mesmo três áreas de contato.

— O domínio dos chapadões tropicais, bem definido no Brasil central, caracteriza-se por extensos aplainamentos correspondentes a duas ou mais fases de pediplanação, com relevos residuais (*inselberg*). Os planaltos são mantidos por concreções ferruginosas "cangas" provavelmente terciárias. Essas carapaças às vezes expostas à superfície, outras vezes situadas abaixo de colúvios e solos, sugerem que a área tem estado sob condições de savana com ligeiras oscilações para mais ou menos seco, do final do Terciário até a época atual. Os processos de intemperismo físico-químico se alternam, mas as vertentes são submetidas aos processos agressivos de desnudação em ravinas ou em lençol de água, devido à natureza dos solos com horizonte B concrecionário e ao tipo de vegetação.

— O domínio da floresta higrófila correspondente ao do mar de morros do Brasil atlântico de leste e sudeste. A morfogênese é caracterizada pela preponderância de processos químicos, lentos movimentos de massa e escoamento difuso. As alterações possantes dão origem a mantos espessos de argilas lateríticas amarelas e vermelhas. A drenagem perene e hierarquizada e a mamelonização do relevo caracterizam bem o domínio.

— Nas regiões semi-áridas do sertão nordestino o solo raso e pedregoso e a vegetação aberta favorecem a ação da lavagem superficial pelo escoamento em lençol que elabora extensos pedimentos dominados por *inselbergs*. A drenagem é intermitente.

— Os planaltos arenítico-basálticos do Brasil meridional, revestidos de araucárias são o domínio de extensos interflúvios tabuliformes de vertentes suavemente convexas. A decomposição química é intensa, decorrência das condições climáticas, e as vertentes são submetidas a processos lentos de evolução.

— Nas *pradarias sul-rio-grandenses* o período seco não favorece o intemperismo químico ativo das rochas. Os processos de movimentação de massa rápidos respondem pela colúviação das encostas.

O relevo se caracteriza por ondulações muito suaves, contornando áreas baixas recobertas de aluviões finas onde aflora o lençol de água, origem dos banhados.

— As *terras baixas de florestas da Amazônia* caracterizam-se por planícies de inundação labirínticas, tabuleiros extensos de vertentes semimamelonizadas e morros baixos convexos nas áreas cristalinas; terraços de cascalho e laterita; drenagem densa e perene; solos profundos, laterizados ou podzolizados.

processos lentos de evolução das vertentes, porém menos lentos do que a escavação dos vales.

Na Amazônia a área core morfoclimática coincide, em grande parte, com áreas sedimentares pouco elevadas e sujeitas à compartimentação pouco pronunciada.

Esses domínios morfoclimáticos, com algumas exceções, englobam zonas de escudo cristalino e de bacias sedimentares. No conjunto, processos e formas semelhantes coincidem com cada grande domínio, independentemente das influências estruturais. No detalhe, a estrutura e a litologia permitem diferenciação de subdomínios e menores unidades dentro de cada grande domínio morfoclimático no Brasil.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. — "O domínio morfoclimático amazônico" — *Geomorfologia* 1 — USP — IG — São Paulo — 1966.
- — "O domínio dos mares de morros" — *Geomorfologia* 2 — USP — IG — São Paulo, 1966.
- — "Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil" — *Geomorfologia* 20 — USP — IG — São Paulo, 1970.
- ARCHAMBAULT, M. — "Essai sur gèneses des glaciés d'érosion dans le sud-est de la France". *Mémoires et Documents*. Année 1966. Nouvelle Série — Vol. 2 — pp. 99-141 CNRS — Paris, 1967.
- AZEVEDO, A. — "Regiões climato-botânicas do Brasil" — *Boletim Paulista de Geografia*, n.º 6 — Outubro de 1950 — pp. 32-43. São Paulo, 1950.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R., SILVA, J. X. — "Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil" — *Boletim Paranaense de Geografia* ns. 16 e 17 — Curitiba, 1965.
- BIROT, P. — "Sur problème de l'origine des Pediments" — *C. R. Cong. Int. de Geogr. Lisboa* — Tome II, pp. 9-18 — Lisboa, 1949.
- — *Précis de Géographie Physique Generale* — Lib. A. Colin, Paris, 1959.
- e DRESCH, J. — "Pédiments et glaciés dans l'Ouest des États Unis" — *Annales de Géographie* n.º 411 LXXV e anée. Sept. Out. — Paris, 1966.
- BIROT, P. — *Le cycle d'érosion sous les différents climats* U. B., F. N. F. — Centro de Pesquisas Geográficas do Brasil Rio de Janeiro, 1960.
- — *Geographie Physique Générale de la Zone Intertropicale* (a l'exclusion des regions arides) C. D. U. Paris, 1965.
- BUTZER, K. W. — *Geomorphology from the Earth*. Harper & Row, Publ. New York 1976, 463 pp.
- CAILLEUX, A. TRICART, J. — "Zones phitogéographiques et morfo-climatiques, au Brésil" — *Comptes rendus de la Societé Biogéografic* — n.º 293, pp. 7-13 (17) — jan. (1957) — Paris (Trad. in *Noticia Geomorfológica*, n.º 4, Campinas), 1957.
- — *Cours de Géomorphologie* — Le Modelé des regiones sèches (I-II fasc.) C. D. U. — Paris, 1960-61.
- CHOLLEY, A. — "Morphologia Estrutural e Morfologia Climática" Trans. de *Annales de Geographie*, in *Boletim Geográfico* 155, Ano XVIII, Março-Abril, 1960.

- CHRISTOFOLETTI, A. e PENTEADO, M. M. — "Relative chronology of Quaternary in the Depressão Periférica Paulista" — (S. Paulo — Brasil). VIII e Congrès INQUA — Paris, 1969.
- COINTE, P. — *L'Amazonie Brésilienne* — 2 vol. Augustin Challamel. Ed. Libr. Marit. et Colon. — Paris, 1922.
- DAVIS, W. M. — "Sheetfloods and streamfloods" — *Bul. Geol. Soc. Am.* — Vol. 49 — 1938.
- DERRUAU, M. — *Précis de Géomorphologie* — Masson et Cie. Ed. Paris, 1962.
- DOMINGUES, A. J. P. — "Classificação das regiões morfoclimáticas brasileiras — Elementos de Geomorfologia Climática" (*Curso de férias p/professores*) CNG — IBGE — Rio de Janeiro, 1963.
- DRESCH, J. — "Pédiments et glaciais d'érosion pediplains et inselbergs" — *L'information Géographique* n.º 5, Novembro-Dezembro, 1957 — Trans. p/*Notícia Geomorfológica* 9/10 — Abril-agosto, 1962.
- FOURNIER, S. — *Climat et Erosion* — P. U. F. — Paris, 1960.
- GARNER, H. F. — *The Origin of Landscapes*. Oxford University Press, 733 pp., London, 1974.
- GAUSSEN, H., LEGRIS, P. — "La délimitation des zones tropicales humides" — *Annales de Géographie* 393, LXXII. Année, sep-oct. 1963.
- KING, L. C. — "A Geomorfologia do Brasil Oriental" — in *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro — IBGE, 1956.
- MARTONNE, E. — "Problèmes morphologiques du Brésil Tropical Atlantique." *Annales de Géographie*, an. 49 — ns. 277/278 e 279, Paris, 1940.
- PENTEADO, M. M. — "Novas informações a respeito dos pavimentos detriticos (*Stone Lines*)" — *Notícia Geomorfológica*, V. 9, n.º 17. Campinas, 1969.
- — "Características dos pedimentos nas regiões quentes e úmidas" — *Notícia Geomorfológica* n.º 19 — Junho, Campinas, 1970.
- RAHN, P. H. — "Sheetfloods, streamfloods and the formation of pediments." *Annals of the Association of American Geographers*. Vol. 57, n.º 3 — Sept. Kansas — 1967.
- ROUGERIE, G. — "Sur les versants en milieux tropicaux humides" — *Annals of Geomorphology* — Supp 1 — Berlim, 1960.
- ROUGERIE, G. — *Le façonnement des modelés en côte d'Ivoire Forestière* — IFAN — Dakar, 1960.
- — *Systèmes Morphogénétiques et familles de modelés dans les zones arides* — CDU — Paris, 1962.
- RUHE, R. V. — *Geomorphology: Geomorphic Processes and Surficial Geology*. Houghton Mifflin Co. Boston, 1975, 246 pp.
- SCHUMM, S. A. and CHORLEY, R. J. — Talus Weathering and Scarp Recession in the Colorado Plateaus. *Geomorph. Ann.* V. 10, pp. 11-36, 1966.
- SIOLI, H. e KLINGE, H. — "Solos, tipos de vegetação e águas na Amazônia" — Boletim do Museu Paranaense 'Emílio Goeldi', n.º 1, Agosto de 1962, Belém, e *Bol. Geogr. CNG*, n.º 179, 1964.
- SOARES, L. C. — "Limites meridionais e orientais da área da floresta amazônica em território brasileiro" — *Revista Brasileira de Geografia*. Ano XV, n.º 1, Rio de Janeiro, 1953.
- STODDART, D. R. — *Climatic Geomorphology: Review and re-assessment Progress in Geography*. Edward Arnold, vol. 1, pp. 160-222, 1969.
- STRAHLER, A. N. — *Dynamic Basis of Geomorphology*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 63 pp. 423-458, 1952.

- THOMAS, M. F. — *Tropical Geomorphology: A study of weathering and landform Development in warm climates*. Mac. Millan London 1974, 332 pp.
- TRICART, J. — “Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central”. *Boletim Paulista de Geografia*, n.º 31, Março de 1959.
- — “Comparação entre as condições de esculturação dos leitos fluviais em zonas temperadas e em zona intertropical” — *Notícia Geomorfológica* n.º 6, Ano III, agosto, pp. 7-9.
- — “Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides” — mise au point. *L'Information Géographique* n.º 4, September/Octobre, 1961.
- et CAILLEUX, A. — “Condições antigas e atuais da gênese das peneplanícies” — *Notícia Geomorfológica* n.º 6, Ano III, agosto, 1960.
- et ————— — *Introduction à la Geomorphologie Climatique* — SEDES — Paris, 1965.
- et ————— — *Cours de Géomorphologie* — Les modelés des régions chaudes, forêts et savanes — SEDES — Paris, 1965.
- Para o conhecimento das regiões temperadas, glaciais e periglaciais que não constituem objeto de estudo deste capítulo, podem ser consultados os tratados gerais de Geomorfologia indicados e especificamente:
- CAILLEUX, A. et TRICART, J. — *Cours de Géomorphologie* — Le modelé Glaciaire et Nival — C. D. U. — Paris, 1955.
- COTTON, C. A. — *Climatic Accidents in Landscape Making*. Whitcomb and Tombs. Christ Church, N. Z. 354 pp., 1942.
- FLINT, R. F. — *Glacial and Pleistocene Geology*. John Wiley & Sons. New York, 553 pp., 1957.
- FLINT, R. F. — *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons. New York, pp. 1-243, 1971.
- GRESSWELL, S. — *The Physical Geography of Glaciers and Glaciation* Hulton Ed. Publ. — London, 1958.
- PATERSON, W. S. B. — *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press, New York, 1969.
- TRICART, J. — *Géomorphologie des régions froides* — PUF — Paris, 1963.
- WHITE, W. A. — *Deep Erosion by Continental Ice Sheet*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 83, pp. 1037-1056, 1972.

Influências paleoclimáticas nas paisagens. Paleoclimas e formações superficiais. Oscilações climáticas do Quaternário. Cronologia das glaciações. Repercussões das variações climáticas do Quaternário no Brasil de Sudeste.

II. IMPORTÂNCIA DO ESTUDO DO QUATERNÁRIO NA ANÁLISE DAS FORMAS DO RELEVO

11.1. Influências paleoclimáticas nas paisagens

A influência dos paleoclimas no relevo atual é notável devido às importantes modificações climáticas, "recentes", que o globo sofreu.

O Quaternário é caracterizado por acentuada instabilidade climática. De 20.000 anos para cá os climas da terra sofreram profundas modificações: as latitudes médias foram afetadas por glaciais de *inlandsis* e fenômenos periglaciais; as regiões áridas tiveram períodos pluviais; manifestações semi-áridas ocorreram nas margens das zonas intertropicais; na zona Equatorial alternaram períodos pluviais e displuviais. Depois do fim do Terciário muito raras foram as regiões do globo que conheceram condições estáveis e que puderam evoluir sob ação de um único sistema morfoclimático. O mais comum foi a evolução poligênica do ponto de vista morfoclimático, na qual uma paisagem conserva traços de sistemas morfogenéticos diferentes e sucessivos.

As sobrevivências nas paisagens, entretanto, não datam só do Quaternário. Alguns traços remontam ao Terciário e até ao Cretácico. As formas exumadas datam de um passado mais distante ainda, podendo chegar ao Cambriano. Temos exemplos de formas exumadas no Estado de São Paulo, correspondentes ao assoalho cristalino, exibindo rochas "moutonnée" esculpidas pelo gelo carbonífero, na região de Itu.

A maioria dos grandes aplainamentos da terra (pediplanos) também são formas antigas. No Brasil de Sudeste a superfície das cristas médias (cimeira) data de épocas pós-cretácicas ou paleógenas.

11.2. Paleoclimas e formações superficiais

Assim como as formas do relevo podem datar de épocas passadas as formações superficiais (colúvios, aluviões, paleossolos) também podem ter-se originado de processos diferentes dos atuais. A maior parte desses depósitos remontam ao Pleistoceno e cada tipo se identifica com as condições ecológicas da época de sua formação: clima, topografia, vegetação, solos e procesos morfogenéticos. O estudo de tais formações, por métodos geomorfológicos, sedimentológicos e pedológicos, permite conhecer os sistemas morfogenéticos do passado, dando elementos para a interpretação evolutiva da paisagem.

Cada depósito superficial, nas suas condições físico-químicas, bioquímicas e estruturais, reflete os processos envolvidos na sua gênese, a litologia e o relevo da época da formação. São *depósitos correlativos* de formas de relevo e de processos específicos, correspondentes a um determinado sistema morfoclimático.

Esses depósitos podem ser sedimentos consolidados que sofreram litogênese, colúvios,

paleopavimentos, carapaças de precipitados insolúveis ou paleossolos.

— Colúvios — caracterizam-se pela ausência da estrutura e baixo coeficiente de seleção.

Texturalmente contêm seixos esparsos e freqüentes grânulos de quartzo, às vezes feldspatos embalados em matriz areno-argilosa. As localizações morfológicas dos colúvios são variadas. Podem ocorrer no dorso de interflúvios, ao longo de encostas, preenchendo depressões do terreno ou ravinas, na base de vertentes e sobre aluviões dos terraços em forma de rampas.

São originados, especialmente, por processos areolares, atuantes sobre as encostas: solifluxão, escorregamentos e escoamento superficial. A natureza clástica silítico-areno-argilosa depende, fundamentalmente, da litologia da área fonte.

Os colúvios como unidades edafo-estratigráficas apresentam idades diversas correlativas a níveis passados de degradação e agração.

— Aluviões — fluviais e lacustres refletem também as condições morfoclimáticas que presidiram a sua deposição. A maior parte do material de origem das aluviões é fornecida pelas vertentes e solos, parte é fornecida pelo ataque direto das rochas ou do próprio leito do rio. A natureza das argilas e precipitados químicos nas aluviões é influenciada por fatores de ordem geomorfológica: energia do relevo, composição litológica da região e condições climáticas. A solubilidade, de modo geral, aumenta com as temperaturas. O teor médio de sílica dissolvida cresce com o aumento de volume da água escoada. Assim, no domínio frio a perda de substância é, em média, a metade daquela do domínio temperado que, por sua vez, equivale a um terço da cifra encontrada no domínio tropical úmido. As condições antrópicas também devem ser consideradas. O homem introduz perturbações com conseqüente aumento de erosão dos solos e da carga em suspensão.

A natureza das argilas sedimentares nas várzeas e lagos fornece critérios decisivos para deduções de condições climáticas.

As aluviões antigas balisam níveis de terraços.

Os terraços correspondem a antigos leitos maiores dos rios, reescavados, uma ou mais vezes, por retomadas erosivas de qualquer origem. As aluviões dos terraços, da mesma forma que as aluviões das várzeas atuais, dão indicação do sistema morfogenético vigente na época de sua formação.

— Os paleossolos — são antigos solos fossilizados integralmente ou após decapitação, sob mantos de colúvios, aluviões ou quaisquer outras formações superficiais. Os paleossolos, mais do que qualquer outro tipo de formação, refletem os ambientes ecológicos reinantes na época de sua formação. A sua posição no perfil morfológico indica fases de erosão ou agração. Uma camada ferruginosa profunda, re-

sultante de lixiviação do horizonte superior, indica condições de clima quente e úmido. Uma carapaça laterítica superficial indica ação dominante de morfogênese mecânica em condições tropicais de savana. É preciso não confundir, entretanto, a posição original de tais horizontes, quando há decapitações do horizonte superior ou recobrimento por colúviação.

O estudo das formações correlativas a superfícies de erosão fornece informações sobre as condições, sob as quais a superfície foi elaborada e sobre a importância dos relevos que existiam na região.

Se a formação discordante inclui índices climáticos significativos e bons fósseis cronológicos, há bastante probabilidade de se reconstituir as etapas evolutivas da paisagem e datá-las.

O aspecto e a forma das paleoverteentes fossilizadas dão indicação a respeito do sistema morfogenético operante, antes da fase de recobrimento. Paleotopografias movimentadas ou onduladas mantendo antigos solos indicam que o relevo evoluía sob condições de clima úmido com incisão de talvegues e alterações das rochas (equilíbrio morfoclimático) quando foi fossilizada pela formação posterior. Paleotopografias planas ou suavemente inclinadas, com pouco ou nenhum resíduo de regolito, assinaladas apenas de pavimento de detritos grosseiros, indicam que processos de degradação, intensos, sob clima seco, elaboraram a superfície, antes da sua fossilização.

A natureza dos depósitos, bem como a natureza da superfície fossilizada fornece dados para a interpretação das variações morfogenéticas ocorridas.

Uma superfície de erosão pode ser posterior à cobertura, então ela corta as formações, ou pode ser anterior ou contemporânea com a deposição.

As formações superficiais nas regiões quentes e úmidas são constituídas de elementos mais finos, mesmo na proximidade de relevos vigorosos, não ultrapassando, em geral, o calibre das areias. Dominam elementos argilosos de tonalidades vermelhas.

Nas regiões secas predominam elementos grosseiros mal rolados, mal selecionados e alta porcentagem de feldspatos não intemperizados.

Nas regiões temperadas, nos colúvios e aluviões ocorrem materiais grosseiros e finos. O calibre do material reduz de montante para jusante, muito lentamente, devido à lentidão da decomposição química. Por essa razão as aluviões da zona temperada fornecem indicações sobre o estágio do ciclo erosivo e sobre a energia do relevo. Numa fase inicial de evolução as aluviões são predominantemente grosseiras. A granulometria diminui lentamente com o avanço do estágio erosivo e redução do relevo para areias, limos e argilas.

O estudo das formações superficiais e paleossolos permite, pois, a reconstituição dos processos envolvidos na sua gênese.

Como as marcas dos processos morfogenéticos do Quaternário são as que melhor ficaram impressas na paisagem atual, o estudo da paleoclimatologia do Quaternário é essencial para Geomorfologia.

11.3. Oscilações climáticas do Quaternário

Pedelaborde (1957) dá uma explicação genética para as oscilações climáticas do Quaternário, com base na circulação geral da atmosfera, fazendo correlações com evidências morfológicas, focalizando essencialmente as mudanças ocorridas na África.

Procuramos resumir aqui as suas idéias:

Chamam-se oscilações climáticas (flutuações) os altos e baixos das médias de séries consecutivas de 30 anos. Reservamos a denominação de variações climáticas para períodos superiores a 30 anos. Na realidade, *oscilações* e *variações* não diferem senão pela amplitude e duração, mas parecem ligadas aos mesmos processos de circulação geral. A maior parte dos meteorologistas modernos usam o termo comum *oscilação* precisando sua escala no tempo:

— Oscilações geológicas: — os períodos se contam em milhões ou milhares de anos.

— Oscilações climáticas: — período de vários séculos, posteriores à última glaciação quaternária.

— Oscilações seculares: — períodos de 10, 20, 30 ou 50 anos (considerados no interior de um século).

— Oscilações irregulares: — são as oscilações de uma semana a outra, de um mês a outro, de um ano a outro.

11.3.1. Os documentos sobre as variações

Os documentos sobre as variações são de três ordens: geológicos, históricos e cronológicos ou estatísticos.

Os documentos geológicos são fornecidos pelas rochas e material decomposto. As camadas de sal e de gipso indicam, por exemplo, períodos quente e seco; a laterita e o sílex traduzem um clima mais quente com chuvas abundantes, seguidas de longos períodos secos. As rochas "moutonnées" (encarneiradas) provam um modelado glacial, etc. Os níveis sucessivos dos lagos, bem datados na América, no Turquestão, na África Oriental permitem conhecer fases úmidas (pluviais) e fases secas (interpluviais). Os fósseis revelam

também os paleoclimas: palmeiras, florestas arbóreas e corais — climas tropicais; mamute, rena — fauna fria das glaciações, etc.

A dendrocronologia (cronologia através dos anéis das árvores) e a análise polínica (pólenes conservados nas turfeiras) têm, recentemente, aperfeiçoado a conquista geológica.

— Os documentos históricos dão indicação de condições climáticas diversas: modificação na posição dos glaciares continentais e dos mares livres, narrações de migrações de povos, observações atestando variações da fauna e da flora, etc.

Muitos autores consideram pouco significativas essas observações, chamando a atenção para o caráter fragmentário e subjetivo dos documentos históricos. Entretanto, as observações dos cronistas têm permitido o levantamento de oscilações do clima na Europa a partir do século XII.

— Os documentos estatísticos (médias meteorológicas) começaram a aparecer somente depois do início ou meio do século XIX. Eles permitem seguir com precisão as últimas oscilações seculares.

11.3.2. Características das oscilações

Em escala geológica, períodos muito quentes (devoniano, jurássico, eoceno) se alternam com resfriamento severo (cambriano, permocarbonífero, quaternário) sobre as zonas temperadas dos dois hemisférios.

No quaternário, quatro fases glaciais, cujas durações respectivas são da ordem de 50 mil anos, são separadas pelos interglaciais, aproximadamente de 200.000 anos cada um. Após a última glaciação, o período xerotérmico (ótimo climático dos autores americanos) marca um aquecimento importante de 4000 a 2000 anos antes de nossa Era. Depois, uma nova fase fria se estabelece durante os primeiros séculos de nossa Era (estado subatlântico ou das turfeiras) e os pântanos substituem as florestas de madeiras duras que cobriam as regiões boreais durante o xerotérmico.

Durante toda nossa era, fases quentes e frias alternaram-se na Europa sem cessar (quadro I). O reaquecimento contemporâneo bem marcado desde 1880 e sobretudo 1910 afeta todas as estações extratropicais do mundo e particularmente as regiões árticas e subárticas. Toda uma série de características acompanham esta subida regular das temperaturas médias (taxa de 2°C por século, em Paris e cerca de 10°C em Spitzberg, durante o inverno entre 1910-20 e 1930-40). Os glaciares continentais recuaram na Islândia, Escandinávia, Alasca, Groenlândia e Alpes. Os glaciares polares atualmente são menos espessos e menos extensos. O bacalhau emigrou para o norte, alimentando agora a pesca dos esquimós. O centeio amadureceu melhor na Finlândia depois de 1920, a cevada e a aveia

ai são cultivadas pela primeira vez desde o começo do século XX e o limite norte da floresta progride desde 40 anos passados.

Quadro I — Oscilações climáticas na Europa durante a Era Cristã. (Conforme Brooks)

ANO	Oscilações do clima
400 — 1000	suave
1100 — 1500	muito frio sobretudo os séculos XIII e XIV
1500 — 1650	suave
1650 — 1850	muito frio (pequena idade do gelo)
1850	suave

Parece que as oscilações climáticas trazem um deslocamento das zonas planetárias de circulação. Nota-se, com efeito, um sincronismo, em todo o planeta, de glaciações e degelo, afetando as mesmas latitudes dos dois continentes.

O recuo atual das geleiras é efetivo nos dois hemisférios.

Cada reaquecimento da zona temperada é acompanhado de uma suavização polar, de uma dessecação nas latitudes subtropicais (mediterrâneo e norte do Saara) e de diminuição da pluviosidade equatorial.

Ao contrário, as fases glaciais temperadas correspondem a um reforço do rigor polar, a uma fase úmida subtropical e a uma elevação de nível dos lagos equatoriais. Logo os estádios interglaciais correspondem a fases secas e os glaciais a fases úmidas nas latitudes subtropicais.

Qualquer que seja a escala das oscilações no tempo o estilo é sempre o mesmo e só a amplitude difere cerca de 11°C entre o glacial e o interglacial, e alguns graus somente na escala histórica.

A zona temperada conheceu fases tropicais no Jurássico e no Eoceno, aparecendo as regiões boreais marcadamente tépidas. No Jurássico palmeiras e fetos arborescentes migraram até Spitzberg. A 72° N, durante o Eoceno, existia uma flora temperada compreendendo coníferas, bétula e choupo. No decorrer dos mesmos períodos Passarge mostrou que um regime desértico prevalecera em toda África.

Durante as glaciações quaternárias, as regiões boreais estavam cobertas de gelo, do Pólo até latitudes próximas de 48°. Paralelamente os "ueds" do Saara transformaram-se em rios abundantes e os lagos subtropicais e equatoriais transbordavam, formando vastos mares interiores, a exemplo do lago de Bonnevill na Grande Bacia (USA); do mar Cáspio e do mar de Aral que estiveram reunidos e dos lagos da África Oriental que se expandiram.

O reaquecimento contemporâneo que afeta, ao mesmo tempo, zonas temperadas e sub-

polares coincide com o ressecamento das regiões subtropicais boreais e austrais, com a diminuição das chuvas equatoriais, abaixamento de nível dos grandes lagos da África e uma elevação da pressão na zona das calmas equatoriais.

11.3.3. Causas das oscilações

Uma série de teorias apoiadas em fenômenos cósmicos, terrestres e meteorológicos procura explicar as causas das oscilações.

— Explicações cósmicas. Invocam-se as variações da constante solar. O geólogo americano Flint liga as glaciações a um abaixamento da constante (efeito direto de resfriamento). O geólogo inglês Simpson crê, ao contrário, que as glaciações decorrem de um aumento da constante que determinaria uma aceleração da circulação ciclônica, donde um aumento da nebulosidade e das precipitações. O meteorologista americano Willet pensa que só a atividade solar, isto é, a parte variável da energia solar (ultra-violeta e raios corpusculares) exerce efeito.

Outras hipóteses cósmicas admitem que a constante solar não muda, mas que a distribuição do calor solar varia.

Segundo uma teoria de De Marchi, nos períodos glaciais, o sistema solar teria atravessado uma nebulosa. O alemão Milankovitch crê em variações nos elementos da órbita terrestre: obliquidade da eclíptica em períodos de 40 mil anos e excentricidade da órbita em períodos de 100 mil anos. Entretanto, cálculos modernos provam que as variações da órbita não conduzem senão a efeitos insignificantes, aliás opostos nos dois hemisférios.

— Uma segunda série de teorias invoca causas terrestres. A hipótese bem conhecida de Wegener admite que os continentes são deslocados lentamente em relação ao Pólo (hipótese das translações continentais).

Brooks acredita na influência da continentalidade, a orogênese aumentando as chuvas e abaixando a temperatura. Esta hipótese não explica as crises do quaternário, sob constância de condições orogênicas reconhecidas pelo próprio Brooks e ela é anulada pelas temperaturas médias dos dois hemisférios, pois o hemisfério austral, quase inteiramente oceânico, é também mais frio.

Humphreys pensa que as erupções vulcânicas provocam um enfraquecimento da radiação.

Bauer mostrou que o efeito era secundário e conduziria a um enfraquecimento da circulação, o que parece ser a condição dos períodos quentes. Acredita-se igualmente na influência do gás carbônico. Arvihenius afirma que a diminuição do gás carbônico absorvido nas rochas, após o crescimento dos continentes, é responsável pela glaciação quaternária; o menor teor de CO₂ diminui o efeito de estufa da atmosfera e a Terra perde seu

calor. Parece, entretanto, que o oceano regulariza a proporção em CO₂. De outro lado as oscilações seculares não poderiam explicar-se assim.

O fato mais certo é a relação estreita das oscilações com as *variações de velocidade da circulação zonal*. A oscilação contemporânea (reaquecimento das regiões polares, e abaixamento do nível dos lagos equatoriais) está, incontestavelmente, de acordo com enfraquecimento da circulação, provado pelo meteorologista norueguês Pettersen. É provável que todas as oscilações se originem do mesmo mecanismo. Qualquer que seja a escolha, constata-se, com efeito, um sincronismo que parece provar uma translação das zonas climáticas planetárias. Nenhuma outra hipótese pode se aplicar a todas as escalas, sem exceção.

O esquema seguinte, proposto por Willett, parece, pois, o mais aceitável no estado atual de nossos conhecimentos. Sabe-se que existem *dois tipos extremos de circulação: muito rápida e muito lenta*.

Quando o *fluxo zonal é rápido* a onda planetária horizontal dos *Westerlies* e a onda correspondente do *jet-stream* possuem uma fraca amplitude. Por outro lado, o "jet-stream" e as frentes polares dos dois hemisférios são transportados para o Equador, diminuindo a zona de convergência equatorial (fig. 77 — letra a). Inversamente, em circulação lenta, os *Westerlies* e os *jet-stream* descrevem ondas mais amplas e afastadas do Equador (fig. 77 — letra b). Na circulação rápida que corresponde a uma fase glacial, os dois *jet*, bastante extensos, se aproximam do Equador.

Disso resulta uma fase pluvial sobre as latitudes subtropicais e sobre o norte dos desertos boreais (consequência da presença do *jet* e da frente polar que o acompanha).

Os anticiclones subtropicais são levados para latitudes mais baixas e determinam a seca sobre o sul dos desertos boreais e sobre as regiões tropicais, submetidas a chuvas estacionais nos períodos interglaciais. Tricart (1955) estudando os depósitos superficiais e paleossolos do Senegal mostrou que as chuvas são de fases opostas às chuvas da África do Norte.

A aproximação dos dois *jets* determina um reforçamento da convergência intertropical: fase pluvial do Equador, onde as baixas pressões são bastante estreitas e mais escavadas.

Sobre as zonas temperadas e polares, as massas frias se acumulam por irradiação, pois não são perturbadas pelo *jet*, levado para o Equador. As correntes frias se expandem, então, sem cessar, para as zonas temperadas, desencadeando ciclogêneses locais acompanhadas de quedas abundantes de neve (fase glacial). Os verões são apenas frescos porque os setores quentes dos ciclones são levados só até as latitudes subtropicais. Assim a ablação estival é fraca e os glaciais se mantêm.

Em circulação lenta (fig. 77 — letra b) os dois *jets* ondulam e se afastam do Equador. Desse fato decorre a posição mais polar dos anticiclones subtropicais e a seca absoluta sobre o norte do Saara e o Mediterrâneo.

Ao contrário, o sul do Saara e o Senegal recebem chuvas, pois as baixas pressões intertropicais, dilatadas em latitude, podem atingir a região. Mas a convergência dos alísios sendo mais fraca, a ascensão dinâmica se rarefaz, o que resulta em elevação da pressão equatorial e diminuição das chuvas (abaixamento de nível dos grandes lagos equatoriais).

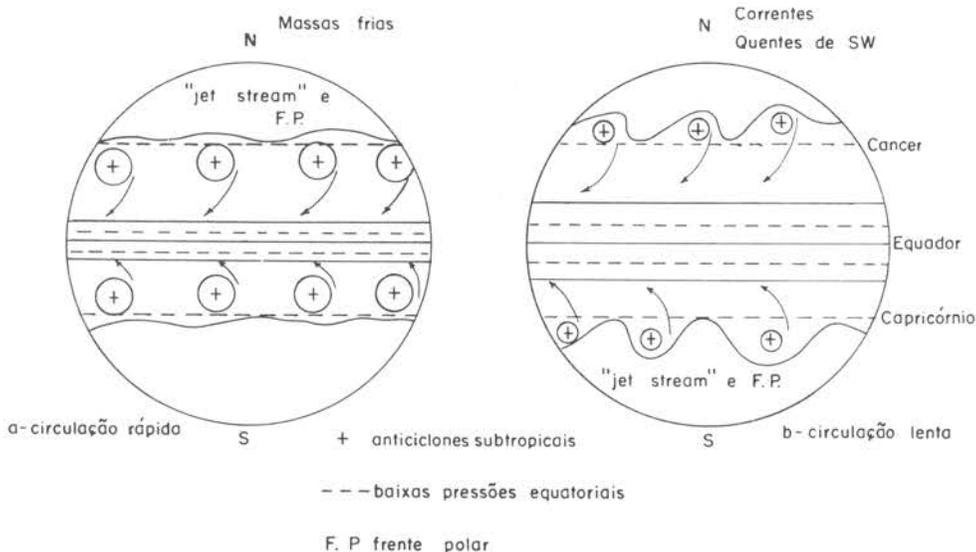


Fig. 77 — Esquema de circulação lenta rápida

O regime de circulação lenta se correlaciona com um período interglacial (fase seca no norte do Saara, pluvial nos trópicos e um interpluvial no Equador).

A zona polar e temperada, constantemente assolada por perturbações que acompanham o *jet*, não se resfria mais por irradiação.

As ondas muito amplas do *jet* e da frente polar permitem, agora, às massas quentes alcançar a bacia polar (ventos tépidos de S.W. sobre o Ártico).

Por outro lado, como as trajetórias ciclônicas são elevadas em latitude, os setores quentes passam freqüentemente sobre as regiões temperadas.

A ablação nival durante os verões quentes se sobrepõe à acumulação invernal, e os glaciais recuam.

As diferenças de velocidade da circulação resultam, como provam as observações modernas, das variações da atividade solar. Não é, pois, necessário supor modificações da constante. É a parte variável da emissão solar (ultra violeta e radiações corpusculares) que determina as flutuações.

O meteorologista francês Prudhame mostrou que uma atividade solar excepcional (re-erudescimento das fáculas¹ cronosféricas e fortes tempestades magnéticas) favorecia as circulações lentas, terminando, mesmo, quase que em bloqueio completo da corrente zonal.

Esse tipo de circulação, particularmente freqüente desde há uns 30 anos, correspondia a uma fase interglacial.

Os "grandes verões" do hemisfério norte de 1947 e 1949, quando a circulação meridiana foi a regra, coincidiram, por exemplo, com aumento da atividade solar. As correntes frias meridianas seguem de preferência uma trajetória oceânica, sob o vento da Groenlândia (efeito hidrodinâmico de obstáculo) e a Europa não conhece senão a corrente de retorno S.W. — N.E. que aquece a zona temperada e a bacia Ártica. Como a circulação meridiana cresce às expensas da circulação zonal, é claro que a eventualidade de invernos bastante rudes subsiste. O clima atual da Europa é, com efeito, menos regular que no século XIV, invernos muito rudes ou muito doces substituem os invernos temperados de outrora.

Mas o reforçamento do fluxo de S.W. assegura, em definitivo, um número mais elevado de invernos frescos e verões quentes, o que permite ablação mais ativa que acumulação (daí o recuo das geleiras). Os verões frescos, que constituem a regra em circulação rápida, impedem a ablação e este processo é determinado por um avanço glacial, como mostrou a Comissão de Glaciares de Zurich.

As considerações analisadas não constituem senão uma hipótese de trabalho, apoiada em modernos estudos meteorológicos. Ela se aplica desde já, muito bem, às flutuações irregulares e seculares. É, portanto, muito provável que ela permita também explicar, simplesmente, todas as outras escalas de oscilações. Para transformar esta probabilidade em certeza seria preciso completar o conjunto, já bastante importante, das provas fornecidas pelos meteorologistas, botânicos, glaciologistas e geólogos, com pesquisas no campo da paleogeomorfologia e elaboração de cartas paleoclimáticas, detalhadas dos dois hemisférios. Se tais cartas mostrarem, em todas as épocas geológicas e sobre todo o planeta, o mesmo sincronismo zonal, não haverá nenhuma razão para procurar outras causas além das *variações da circulação atmosférica*.

11.4. Cronologia das glaciações

Durante a evolução das paisagens da terra houve variações climáticas.

No Permo-carbonífero climas frios afetaram a América do Sul, África Central e do Sul, Índia e Austrália.

No Jurássico dominaram climas com longa estação seca. Desta época datam as grandes formações arenosas (ergs) e os aplainamentos, especialmente no Hemisfério sul.

No Cretácico um clima tropical seco reinou no Brasil de sudeste e noutras regiões tropicais do hemisfério sul.

Do Eógeno até início do Quaternário os climas foram alternadamente secos e úmidos, frios e tropicais. Dessa época há solos lateríticos na Europa e superfícies de pedimentação e depósitos grosseiros na zona intertropical.

O Quaternário antigo (Vilafranquiano) é caracterizado por um período úmido e tépico na Europa.

Do Pleistoceno ao Holoceno alternaram-se períodos glaciais e interglaciais nas latitudes médias com repercussão de oscilações secas e úmidas no mundo tropical.

11.4.1. As glaciações Quaternárias

Penck e Bruchner (1901) reconheceram nos Alpes quatro glaciações quaternárias que nomearam de acordo com os rios da Bavária. Essas fases se alternaram num período de cerca de 1.000.000 até 8.000 ou 10.000 anos atrás, na seguinte ordem (Quadro II).

¹ Áreas mais brilhantes no disco do sol.

Quadro II — *Fases glaciais e interglaciais na Europa*

GLACIAÇÕES	Interglaciais	
	Atual	Holoceno
	último interglaciar	
4. Wurm	interglaciar Riss-Wurm	Pleistoceno
3. Riss		
2. Mindell	interglaciar Mindell-Riss	
	interglaciar curto Gunz	
1. Gunz	Mindell	
Período fresco Vilafranquiano		

Cada glaciação se divide em estágios, cada um corresponde a uma posição avançada do glaciár. Entre as glaciações, os interglaciais são marcados por clima semelhante ao atual ou ligeiramente mais quente e são traduzidos, nos Alpes, por desenvolvimento de solos vermelhos.

Como nas fases glaciais, a água retirada do ciclo normal da circulação se precipitava em forma de neve e ficava retida, havia, conseqüentemente, um abaixamento do nível do mar. Logo, cada fase glaciár correspondeu a um abaixamento do nível do mar abaixo do zero atual e cada interglaciar a um levantamento do nível do mar, às vezes superior ao zero atual (Quadro III).

Quadro III — *Glaciações, níveis marinhos e dados da Pré-história*

Calabriano I e II	Pré-gunz Gunz	Início do Vilafranquiano	
Siciliano I—transgressivo (+ 90m)	Interglaciar curto		Abeviliano
Siciliano II — regressivo (+ 55m) (Milaziano)	Mindel: fim do Vilafranquiano		Abeviliano Acheuliano (início)
Tirreniano I—transgressivo (+ 30m)	Interglaciar longo		
Regressão	Riss (pode ser desdobrado)		Acheuliano (fim)
Normaniano ou Ulgeniano (+ 5m)	Interglaciar curto (Eemien)		Musteriano
Regressão	Wurm I e II úmido (escavação)		Aurignaciano
Transgressão Flandriana	Wurm III seco (terraço; depósito de loess)		Magdaleniano
	Fim glaciár (baixo nível sem loess)		
Nível atual	Post-glaciár. Depósito dos limos de inundação		Neolítico

Segundo os trabalhos da Inqua, de G. Choubert, de A. Chavan, de J. Budel, modificados para tentar uma coordenação (Derruau, 1962.)

As glaciações de inlandsis, isto é, as grandes calotas de gelo recobrimdo áreas extensas continentais também foram em número de três ou quatro. Na América do Norte estiveram assim distribuídas (Quadro V).

Quadro IV — *Fases glaciais e interglaciais na América do Norte*

GLACIAÇÕES	Interglaciais
	Atual
	último interglaciar
4. Wisconsin	interglaciar II — Wisc.
3. Illinois	interglaciar Kan-II
2. Kansas	interglaciar Neb-Kan
1. Nebraska	

No norte da Alemanha os estudos clássicos permitiram identificar três glaciações de inlandsis:

3. Vistula
2. Saale
1. Elster

As glaciações das altas e médias latitudes corresponderam variações climáticas em todo o globo, conforme atestam estudos meteorológicos recentes, comprovados por evidências geomorfológicas, pedológicas e zoológicas.

O estudo das zonas desérticas e semi-áridas atuais comprova essas variações, pelas evidências de pluviais nas margens dos desertos, correlativos com mudanças do nível do mar. Da mesma forma reminiscências de fases semi-áridas são observadas na zona tropical e equatorial.

No total, o Quaternário é marcado por migrações importantes das zonas morfoclimáticas.

Nas fases glaciais há migração em direção ao Equador da faixa frontal das neves eternas, do limite setentrional da zona árida, dos limites das savanas e estepes intertropicais.

Nas fases interglaciares esses mesmos limites se dirigem para os pólos.

A amplitude das variações difere conforme os períodos. Parece terem sido maiores no Quaternário antigo e mais curtas no recente. A extensão em área dos pedimentos tropicais esculpidos em fases secas, correspondentes a glaciações, é maior à medida que se recua para o Pleistoceno inferior.

11.5. Repercussões das variações climáticas do Quaternário no Brasil de sudeste

Na América do Sul, como na África, as latitudes tropicais e subtropicais conheceram durante as glaciações fases mais frias e mais secas pelo domínio das massas polares e amplificação dos anticiclones subtropicais, dominando os continentes.

O abaixamento das temperaturas e o menor gradiente barométrico explicam a redução das precipitações com instalação de um período seco, para todo o Brasil de sudeste.

Na região citada, correspondente a essas fases secas, temos superfícies interplanálticas e níveis mais baixos de pedimentação e de terraços, elaborados por processos dominantes de erosão mecânica.

Tanto no Planalto cristalino como na Depressão Periférica distinguimos uma superfície geral de pediplanação e depósitos correlativos, provavelmente identificada com a fase mais antiga e mais longa de glaciação do Hemisfério norte (Pleistoceno inferior). Essa superfície (Neogênica) nivelou os topos dos interflúvios a 50 ou 60 metros acima das várzeas atuais. É a superfície interplanáltica mais baixa e mais generalizada. Abaixo dela distinguimos um ou mais pedimentos embutidos com os níveis de terraços correspondentes e um nível de baixos terraços 4 ou 6 metros acima das várzeas.

As oscilações climáticas do Quaternário e suas repercussões na morfologia da Depressão Periférica têm sido objeto de novos estudos, conforme referências na bibliografia. Segue-se um esquema dos eventos morfogenéticos da área, do Terciário até à época atual.

11.5.1. Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista

A datação geocronológica dos fatos ocorridos no período Quaternário, em território pau-

lista, apresenta-se como questão ainda aberta. Não possuímos nenhuma datação absoluta, e todas as inferências são de datações relativas. Os estudos têm demonstrado que a Geomorfologia se encontra em melhores condições para precisar a evolução dos acontecimentos nas áreas caracterizadas por níveis aplainados, terraceamentos e formações sedimentares afossilíferas.

O Plioceno, no Brasil, é considerado como um período de clima semi-árido. Vários argumentos podem ser lembrados, embora o de mais ampla aceitação e extensão territorial seja fornecido pelo Grupo Barreiras. As características sedimentológicas fazem com que o Grupo Barreiras seja correlativo de clima semi-árido, possuindo distribuição geográfica de certa continuidade, desde o nordeste do Pará até o Rio de Janeiro.

Durante a permanência desta fase climática semi-árida pliocênica, houve a possibilidade de se elaborar um nível aplainado por pediplanação, de grande incidência na paisagem brasileira. Argumentando que "tais planos de erosão interplanálticos constituem os últimos episódios de elaboração de vastas superfícies aplainadas peculiares ao Terciário, evidenciando demorados processos de redução de relevo e de lenta expansão da pediplanação", Aziz N. Ab'Saber (1965) considera tais níveis aplainados como o principal documento do limite plio-pleistocênico no Brasil.

Concordamos com tal afirmação, sendo que o amplo nível de pediplanação serve como ponto de partida para a datação relativa dos acontecimentos verificados no Quaternário.

Na área de Campinas, na borda oriental da Depressão Periférica Paulista, é indiscutível a presença de uma superfície aplainada. Aziz Ab'Saber foi o primeiro a perceber a sua existência, e em 1954 já assinalava a sua presença.

Constitui ela o exemplo regional da superfície de pediplanação pliocênica. A serra de Cocais, situada a N.E. da cidade de Campinas, representa um dos trechos da frente montanhosa, enquanto a formação sedimentar neocozóica (Melfi, Bittencourt e Queiroz Neto, 1966) que tenuemente capeia os sedimentos de origem glacial (do Carbonífero) e rochas cristalinas pré-devonianas, pode ser considerada como depósito correlativo e superfície de agradiação. A superfície aplainada inclina-se para oeste com cerca de 2 a 3 m/km. Nas vizinhanças de Boa Vista e Monte-Mor encontra-se a 650 m, enquanto em Valinhos e nas proximidades da serra de Cocais alcança cotas altimétricas de 00 m. A sua paisagem mais característica encontra-se nas proximidades do aeroporto internacional (cujos horizontes amplos favorecem a sua localização), podendo ser denominada de superfície de Indaiatuba (Ab'Saber, 1965) ou de Viracopos (Christofletti, 1968).

A presença deste nível de aplainamento serviu como superfície inicial para o entalhamento dos cursos de água em cujos vales pode ser discernida a evolução do Quaternário. No

vale do rio Capivari, por exemplo, encontram-se terraços a 2 e 4 metros, a 15 m e a 25 m, em relação ao leito atual. Fatos semelhantes podem ser encontrados no vale do rio Atibaia.

O estudo da bacia de sedimentação de Rio Claro, drenada pela bacia do rio Corumbataí, mostrou que todas as superfícies e níveis do seu interior têm uma história recente, que começa após o grande aplainamento que conformou a Superfície Cimeira, identificada com o reverso das cuestas regionais a 950 e 1.000 metros de altitude. Esta fase de aplainamento está situada, segundo Ab'Saber (1965), entre o Eoceno e o Mioceno. Portanto, somente após o Eo-terciário é que se estabeleceu a drenagem exorréica, em clima úmido, guiada, ao que tudo indica, por linhas tectônicas reativadas e, possivelmente, por deslocamentos de blocos, dando início à escavação da bacia, através de fases sucessivas de entalhe e aplainamento.

Os acontecimentos erosivos pós Eo-Terciários foram responsáveis pela macrocompartimentação inicial da Depressão Periférica. Ao terminar a primeira fase de entalhamento, da bacia sedimentar de Rio Claro, um período seco de duração relativamente longa favoreceu os processos de pediplanação predominantemente exorréica. Esta fase foi generalizada em todo o Brasil tropical e tem no Grupo Barreiras o seu documento mais expressivo, de datação clássica Pliocênica.

Esta fase de pediplanação elaborou o primitivo assoalho da bacia sedimentar de Rio Claro e deixou vestígios na concavidade dos talús das escarpas, refletindo o recuo dos pedimentos e da frente das cuestas, bem como nos altos patamares e interflúvios adjacentes, dispostos entre 700 e 750 metros.

Desse período de aplainamento restam vestígios de dejeções detríticas em cascalheiras de seixos de quartzo e blocos de canga retrabalhados, e tênues crostas de arenito limonitizado capeando os altos planos, mas recobertas de colúvio atual e solo. Foto 45.

Este nível constitui um patamar colocado 100 metros acima do nível da drenagem atual. Atualmente trata-se dos mais altos pedimentos obsequentes, freqüentemente ligados à frente das cuestas, com contactos basais de ângulo bem marcado. Apresentando inclinação para o interior da bacia, em direção ao seu eixo, o grau de inclinação de superfície dos patamares vai diminuindo até se tornar subhorizontal (3° a 2° e 1°). A sua continuidade é interrompida por forte escarpamento com desnível da ordem de 50 metros. À base desse escarpamento desenvolvem-se os tetos topográficos do nível inferior, que é o mais generalizado no interior da bacia (600-650 m).

Colocamos aquela fase de aplainamento, por cronologia relativa, no Neogênico, e a identificamos com o patamar de Santana de Urucaia, localizado entre o córrego Batista Ferraz e o ribeirão da Jacutinga, afluentes do Corumbataí (Penteado, 1968). Dela restam poucos vestígios nas adjacências das cuestas.

Geralmente são apenas patamares esculpidos no arenito Botucatu não silicificado. Outras vezes são restos de antigos pedimentos em forma de esporões alongados. Excepcionalmente aparecem como plataformas interflúvias mais amplas. É o caso da Serra de Urucaia e do planalto situado aos pés do Morro da Guarita, entre o ribeirão Passacincinco e o Cabeça.

A superfície de Urucaia é, pois, a mais antiga das superfícies interplanálticas do setor centro-oeste da Depressão Periférica e, por ser fruto de uma grande fase de pediplanação, é generalizada em toda esta província morfológica. Pode ser correlacionada com a superfície Neogênica, identificada por Ab'Saber na área de Indaiatuba, entre 700 e 800 metros, e com a Superfície de Viracopos na porção oriental da Depressão Periférica.

Ao terminar a grande fase de pediplanação Neogênica, exorréica e degradacional, deixando vestígios residuais em cascalheiras retrabalhadas de antigos depósitos, instalou-se uma fase erosiva de escavação com a mudança do clima para mais úmido.

Organizando-se a drenagem em função de velhas direções tectônicas reativadas, o processo de escavação foi reencetado à medida que se processava o soergimento dos velhos escudos e da cobertura sedimentar da bacia do Paraná.

Essas linhas tectônicas poligonais passaram novamente a ser seguidas pela rede de drenagem que fora inseqüente na fase anterior de degradação.

Tal fase de entalhe com exorreísmo não deixou vestígios em depósitos, tendo tido a rede de drenagem capacidade para a evacuação dos detritos. As suas marcas ficaram, porém, nos paleossolos residuais, que não foram totalmente arrasados pela fase de pediplanação posterior, que conformou a superfície de Rio Claro. Trata-se do horizonte B ou C do antigo solo formado no lapso de tempo que medeou entre as duas grandes fases regionais de aplainamento, evidência paleogeográfica da atuação de um clima quente e úmido. Esta fase de escavação pode ser colocada no final do Terciário e limiar do Quaternário.

Ao se instalar a 1.^a fase de glaciação do Quaternário inferior, sobreveio nova mudança climática para mais seco, fase de duração mais longa e atuação generalizada.

Das fases secas do Quaternário foi a que deixou maiores vestígios nas superfícies interplanálticas extensivas que nivelaram os cimos dos principais interflúvios da Depressão Periférica. Na parte centro-ocidental — *superfície de Rio Claro* — Neogênica II, 600 a 650 metros.

O grande aplainamento do início de Pleistoceno, por rebaixamento e erosão areolar, provocou o recuo dos rebordos do antigo planalto Neogênico até o sopé das atuais escarpas das cuestas situadas a oeste e norte da bacia de Rio Claro, conformando o seu assoalho.

A atividade tectônica com reativamento de antigas falhas contrárias ao canal de drenagem do pretérito rio Corumbataí favoreceu o seccionamento da bacia, gerando condições para a deposição do material aluvial e coluvial vindo de montante.

Ao mesmo tempo, as condições de semi-aridez com chuvas intensas e episódicas deram origem ao escoamento torrencial e desorganizado, verdadeiros lençóis de lama de grande densidade e fraca aptidão seletiva. Este veículo de alta capacidade de transporte, porém a curta distância, foi o dominante nos processos de degradação da bacia de Rio Claro. As cascalheiras de quartzo e canga subangulosas da base da Formação Rio Claro provavelmente estiveram ligadas ao escoamento torrencial (*sheetflood*). Foto 46.

As cascalheiras de seixos bem rolados de granulometria variada, localizadas nas margens dos atuais rios a 40 e 50 metros acima das várzeas, na base da Formação Rio Claro, teriam sido transportadas e depositadas por águas correntes que puderam se manter concentradas, provindas de zonas mais elevadas (*streamflood*). Neste caso, as torrentes concentradas seriam os atuais rios maiores da região.

Estas cascalheiras puderam ser levadas a maiores distâncias pelo lençol aluvial concentrado, aparecendo atualmente ao longo do vale do Corumbataí, enquanto as primeiras, após curto transporte, depositaram-se em zonas deprimidas e de baixadas, na periferia da bacia, a exemplo da cascalheira de Ajapi e outras similares. Aham-se nas áreas planas, afastadas da drenagem principal.

Os sedimentos finos foram carregados para mais distante, depositando-se nas áreas centrais da bacia, em ambiente de *playa* ou de baixadas. As voçorocas, localizadas nas bordas do interflúvio Corumbataí-ribeirão Claro, exibem estratos de argilito variegado de 1 a 2 metros de espessura total, resultante dessa deposição.

Os depósitos rudáceos provavelmente procederam de antigas cascalheiras de quartzo e canga, por remobilização, e os finos de solos originados na fase úmida anterior.

Finalmente, ao término da fase seca, quando o regolito das porções mais elevadas havia sido retirado, restaram afloramentos nus de arenito Botucatu e basalto. Facilmente desagregados por erosão mecânica e intemperismo químico de uma fase em oscilação para umidade, forneceram o elemento arenoso que veio se sobrepor aos depósitos basais da bacia de Rio Claro.

Completa-se, assim, o pediplano da bacia entre 600 e 650 metros.

Na periferia da bacia, os pedimentos cortam o arenito Botucatu e os sedimentos do Passa-Dois e mesmo sills de dibásio, continuando-se para o interior como pedimento detrítico.

O interflúvio Corumbataí-ribeirão Claro, esculpido por aqueles processos e recoberto pe-

los depósitos da Formação Rio Claro, representa o melhor exemplo de pedimento de agradação na bacia de Rio Claro, articulado à superfície Neogênica, no sopé do Morro Grande. A idade da superfície de Rio Claro está relacionada com o fecho da sedimentação da bacia pelos depósitos arenosos, provavelmente de fase menos seca.

Tal superfície, bastante generalizada na área, é o resultado da reesculturação da superfície mais antiga da Depressão Periférica. Ambas são visíveis na paisagem fronteira às cuestas. Contemporâneos a essa 2.^a fase de pedimentação, seriam os terraços mais altos do Corumbataí (t_6) reconhecidos em cascalheiras aluviais situadas a 40 ou 50 metros acima da várzea atual, correspondentes à base da Formação Rio Claro.

As colinas mais elevadas da área, circunscritas aos bordos dos interflúvios principais, niveladas a 580-590 metros, seriam, provavelmente, relíquias do final daquela fase seca, posteriormente reentalhadas.

Após o extenso período de pediplanação da superfície de Rio Claro (Superfície Neogênica II), que deu origem aos depósitos da bacia, sucederam-se os episódios mais curtos de mudanças climáticas, que deixaram marcas na paisagem regional, esculpindo os patamares intermediários, os baixos terraços e as várzeas.

Quanto a estes reentalhamentos epicíclicos, que marcam as feições de detalhe do relevo, merece referência o nível intermediário (t_2) 555-570 m. Pela forma quase retilínea e alongada, de regular inclinação (10° e 15°), pela natureza rochosa do assoalho e pela cobertura de detritos rudáceos fazem supor terem sido modelados por processos de pedimentação numa outra oscilação climática seca, situada por cronologia relativa no Pleistoceno médio.

Uma nova fase úmida escavou o assoalho desses patamares separando-os dos terraços de cascalhos situados 4 a 6 metros acima das várzeas, correspondentes à última glaciação.

Os baixos terraços foram entalhados por uma fase subatual, mais úmida que a atual, que escavou também o assoalho das várzeas.

Uma última curta oscilação para mais seco teria sido fator responsável pela gênese da linha de cascalhos miúdos situados cerca de 2 a 3 metros abaixo dos solos e colúvios, remobilizados das cascalheiras antigas e pela pavimentação detrítica descontínua do assoalho das várzeas.

Aziz Ab'Saber e Bigarella, referindo-se a esses depósitos, supõem uma fase seca, refletindo climas de savana e dominância de morfogênese mecânica. Correlacionam-na com o advento do homem pré-histórico em terras brasileiras.

A soma crescente de informações das cascalheiras e baixos terraços vai, aos poucos, permitindo interpretações mais seguras a res-

peito da paleomorfogênese, com possibilidade de maior êxito nas datações relativas. Foto 46.

Aliás, a posição do paleopavimento em relação aos colúvios e solos é uma indicação bastante satisfatória da última oscilação seca pré-atual, que não é regional, porém generalizada em todo o Brasil tropical e subtropical.

Após a derradeira fase seca que originou o paleopavimento, uma nova modificação do clima instalou a fase úmida atual, que é bem recente, de acordo com as evidências apontadas. Tal fase úmida é responsável pelas últimas mudanças da paisagem: deposição silítico-argilosa nas várzeas; substituição das grandes extensões de cerrados por florestas, as quais transpondo os vales atingiram os chapadões arenosos, interpenetrando-se no cerrado remanescente das fases secas anteriores; predomínio do intemperismo químico; componente vertical predominando sobre a paralela no balanço morfogenético das encostas, arredondamento das formas de vertente.

Considerando o início da fase quente e úmida atual, após a elaboração do paleopavimento, posterior ao advento do homem pré-histórico, temos que admitir que os processos morfoclimáticos não tiveram tempo senão de retocar as formas esculpidas nas fases de climas passados de mais longa duração. Atestam tais afirmativas as grandes extensões de formas subtabulares e seus depósitos correlativos.

Analisada no seu conjunto a paisagem do setor centro-ocidental da Depressão Periférica reflete nas formas do relevo a interação de um complexo de fatores de ordem tectônica, estrutural e morfoclimática onde as paleoformas e os depósitos correlativos tem um papel muito importante na interpretação evolutiva do relevo regional, especialmente no que diz respeito à cronologia relativa do Quaternário.

Para melhor ilustrar a análise evolutiva do relevo da Depressão Periférica Paulista, entre o Plioceno e a época atual, é apresentado o Quadro V, dos níveis de agradação e degradação na bacia de Rio Claro — SP. Alertamos os leitores que o esquema é uma tentativa de ordenar os fatos, sendo todas as datações relativas.

Usamos as abreviaturas: (t) para terraços; (tp) terraços pedimentares; (P) pedimentos e (Pd) pediplano (nível mais generalizado); (pl) planície aluvial; (s) solos a paleossolos; (c) colúvios; (Lp) linha de pedras. Os expoentes 1, 2 e 3 indicam os níveis erosivos e detríticos a partir dos mais modernos para os mais antigos.

Aproveitando os dados da Pré-história (Miller, 1968) intentamos esquematizar as mudanças climáticas do Quaternário recente e suas repercussões no aspecto superficial da paisagem.

O quadro VI pode situar o leitor quanto à localização dos períodos geológicos e paleogeográficos.

Quadro V — Níveis de agradação e de degradação da bacia de Rio Claro, elaborados por fases sucessivas de entalhe e aplainamento (Penteado, 1969)

Cronologia relativa com base em dados morfológicos	N.º das alternâncias climáticas (fases ou osc)*	Níveis e fases climáticas	Localização, altimetria e identificação arqueológica
HOLOCENO ATUAL		P1º — Várzeas (zona de inundação periódica)	No rio Carumbataí à altura da ponte na rodovia R.C. — Ipeúna 535-537 m.
Planícies de inundação, colúvios e solos		Solos argilo-arenosos clay ou hidromórficos turfosos	
De —2.500 anos até o presente		Fl1 — Diques marginais	536-538 metros
		Sº — Solos atuais recobrando as vertentes com exceção das rochas fortemente inclinadas (>40º) e as submetidas à erosão acelerada (em siltitos e sílex com inclinação superior a 15º)	Em todos os níveis. Jazidas em solos recentes: Marchiori, serra D'água III, Itirapina, Poço Fundo II, S. Lourenço II.
		Cº — Colúvios atuais na base das vertentes; em cones de dejeção e sobre terraços e várzeas	Em todos os níveis
	1	<i>Clima atual quente e úmido</i> Incisão dos cursos d'água; pedogênese. Cobertura natural de matas e cerrados em fase de destruição pela ação antrópica.	
		Tendência ao rompimento do equilíbrio morfogenético. Erosão acelerada; voçorocamento.	

(*) oscilações

Cronologia relativa com base em dados morfológicos	N.º das alternâncias climáticas (fases ou osc)*	Níveis e fases climáticas	Localização, altimetria e identificação arqueológica
PRÉ ATUAL Paleossolos, linhas de pedras e páleocolúvios	2	S1 — Paleossolo turfoso negro, situado abaixo dos solos e colúvios atuais e sotoposto a colúvios e solos castanho-avermelhados, arenosos. Oscilações climáticas mais úmida que a fase atual precedida de fase subúmida. Maior extensão das florestas. Cobertura vegetal natural. Equilíbrio morfogenético. Incisão dos talwegues. Expansão dos alagados. Lp1 — Linha de pedras superior, frequentemente recoberta de colúvios e solos atuais.	Bem identificado nos ribeirões que entalham os flancos dos interflúvios principais (20 a 80 cm de espessura) em níveis variáveis. Aparece recobrando as vertentes em todos os níveis, partindo dos mais elevados dos flancos dos interflúvios em direção à base das encostas (10 a 50 cm de espessura)
—4.500 a —2.500 anos	3	Oscilação seca, dominância de morfogênese mecânica. Retração das florestas. Vegetação aberta com predomínio de herbáceas.	Bem identificado no barranco do córrego Tira-Chapéu a 540m de altitude (relações morfológicas e arqueológicas). Identificação arqueológica: Jazidas de Tira-Chapéu III, Serra D'água II, Tamandupá, Santo Antônio.
—6.000 a —9.000 anos	4	S ₂ C ₁ — Paleossolos coluviais arenosos com seixos fragmentários situados abaixo da 1.ª linha de pedras. Oscilação subúmida. Fase erosiva menos agressiva que no período anterior. Pedogênese fraca. Pequena incisão dos talwegues. Maior extensão de graminias e herbáceas do que de florestas.	Situado entre as duas linhas de pedras no córrego Tira-Chapéu (1,20 a 1,40 m de espessura).
—6.000 a —9.000 anos	5	LP ₂ — Linha de pedras inferior, recoberta de paleossolos e colúvios Oscilação seca de morfogênese mecânica dominante. Retração das florestas.	Bem identificada no barranco do córrego Tira-Chapéu (10 a 20 cm de espessura). Relações morfológicas e arqueológicas Identificação arqueológica: jazidas Tira-Chapéu II, Poço Fundo I, Monjolo Velho, Bairro do Cabeça.
LIMITE HOLOCENO PLEISTOCENO OU	6	S ₃ C ₂ — Paleossolos coluviais situados abaixo da 2.ª linha de pedras, areno-argiloso no topo e mais argiloso na base Fase úmida: expansão das florestas; pedogênese intensa; incisão dos talwegues nos depósitos detriticos das fases anteriores.	Bem identificado no barranco do córrego Tira-Chapéu, situado entre as 2.ª linha de pedras e o pedimento detritico inferior (cascalheira basal 1 m a 1,20 m de espessura).
PLEISTOCENO SUPERIOR? Baixos terraços aluviais e pedimentos detriticos inferiores	7	t1 — TP ₁ — Baixos terraços mantidos por cascalheiras de seixos de quartzo rolados, passando a rampa rochosa ascendente até o nível de TP ₂ — P ₂ * Fase seca, dominância de morfogênese mecânica. Lençis aluviais de grande poder erosivo e de transporte. Ablação das vertentes. Recuo paralelo do rebordo dos patamares intermediários (TP ₂). P ₁ — ** Pedimentos detriticos inferiores de elementos grosseiros e angulosos de sílex e basalto ou diabásio, correlativos a T1. (O mesmo período climático de lençis de lama sobre a vertente; transporte curto).	2 — 4 m acima das várzeas, subindo até 10m como terraço pedimentado TP ₁ vale do Corumbataí a 540-550m (ponte da estrada R.C. Ipeúna). 3 — 4 m acima das várzeas subindo a 8 e 10 metros. Identificados nas imediações da serra Itaqueri no vale Passa-Cinco, ribeirão Santa Galo, córrego Tira-Chapéu (relações morfológicas e arqueológicas). Identificação arqueológica: Tira-Chapéu I, S. Lourenço I, Santa Rosa I, serra d'Água I.
—11.000 anos?	8	Fase úmida. Incisão dos talwegues, conformando o rebordo dos patamares intermediários (TP ₂ — P ₂).	

* A rampa erosiva ascendente entre t1 — TP₂ parece indicar a eliminação de um provável nível intermediário (P1). Essa hipótese encontra corroboração na possibilidade de desdobrar o pedimento detritico (P1) em dois níveis: 1.º) do nível dos talwegues até 2 metros; 2.º) 2 a 4 metros acima dos talwegues.

** As observações de campo têm demonstrado a possibilidade de uma subdivisão desse nível. O mais alto situado a 3-4m acima dos talwegues e o inferior começando do nível da água até 1-2m acima, o mesmo se dando com os baixos terraços aluviais. A continuidade da rampa t1 — TP até TP₂ pode mascarar um nível que teria existido (P1) em situação mais elevada e mais antigo que o baixo terraço (t1) e nesse caso deveríamos invocar duas fases secas e duas úmidas entre t1 — TP₁ e TP₂.

Cronologia relativa com base em dados morfológicos	N.º das alternâncias climáticas (fases ou osc)*	Níveis e fases climáticas	Localização, altimetria e identificação arqueológica
PLEISTOCENO MÉDIO ? Terraços pedimentados e pedimentos intermediários		TP ₂ — P ₂ — Patamar rochoso pedimentado, intermediário dos flancos dos interflúvios principais da Bacia de Rio Claro. Níveis típicos de pedimentação, raramente contendo cascalheiras; bastante erodidos, apresentando litossolos.	Pedimentos rochosos situados 10 — 15m acima das várzeas, subindo em rampa de 10 a 15° até atingir o patamar intermediário. No vale de Corumbataí a 555 — 570 metros.
	9	<i>Fase seca</i> , dominância de morfogênese mecânica: recuo paralelo dos rebordos dos pedimentos elevados (TP ₂ — P ₃). P ₂ — Pedimentos detriticos típicos, intermediários, de elementos grosseiros e angulosos de sílex e diabásio ou basalto (correlativos de TP ₂ — P ₂ do vale Corumbataí). (A mesma fase climática de TP ₂ — P ₂ . Lençóis de lama de grande poder de transporte sobre as vertentes).	Pedimentos detriticos situados 10 — 15m acima das várzeas nas cabeceiras dos cursos principais da Bacia de Rio Claro e seus afluentes, nas imediações das escarpas das cuestas a 650 — 660m.
	10	<i>Fase úmida</i> . Incisão dos cursos d'água, conformando o rebordo dos terraços pedimentados mais elevados (TP ₃ — P ₃).	
PLEISTOCENO INFERIOR ? Terraços pedimentados e pedimentos detriticos mais elevados conformando pediplano correspondente à Bacia de Rio Claro		TP ₃ — P ₃ — Pd ₁ — Altos níveis pedimentados da Bacia de Rio Claro. TP ₃ é mantido por seixos grandes de quartzo bem rolados. São cascalheiras aluviais depositadas por lençol aluvial de grande potência, antepassado do Corumbataí.	Altos terraços pedimentados do Rio Corumbataí, 50 — 60m acima das várzeas. Situam-se entre 580 — 590 metros.
<i>Superfície de Rio Claro</i>		P ₃ — Bordos de erosão mais elevados dos interflúvios principais. São pedimentos rochosos cortados em diabásio, arenito Botucatu ou siltitos e sílex do G. Passa Dois, os quais terminam como pedimentos detriticos arenosos (fecho da sedimentação da Bacia de Rio Claro). É o nível de pedimentação mais generalizado, portanto equivalente a Pd ₁ (Pediaplano Pleistocénico — o mais recente dos interplanálticos — Superfície de Rio Claro)	Superfície de agradacão e degradação em rampa suave (1 a 3.º) elevando-se em direção ao alto curso do Corumbataí e afluentes, indo se articular em ângulo bem marcado aos rebordos do planalto Neogénico no sopé das cuestas. Altitude 600 — 650m, interflúvios principais da Bacia de Rio Claro. Na parte central e jusante da bacia são recobertos por 20 a 30 metros de sedimentos arenosos com cascalheiras basais de seixos angulosos.
	11	<i>Fase Seca de maior duração e de maior intensidade no Pleistoceno</i> : morfogênese mecânica grande pedimentação, rebaixamento e fazendo recuar os rebordos do pediplano interplanáltico mais antigo Pd ₁ . (Superfície Neogénica) — restringindo-o a restos de planaltos e esporões no sopé das cuestas.	Formação Rio Claro
	12	<i>Fase úmida</i> . Entalhe dos rios. Extensão das florestas: pedogênese intensa (paleossolos argilosos avermelhados sob a cobertura detritica de Pd ₁ , entalhe da ordem de 50 metros dissecando e conformando os rebordos do Pd ₂).	Grande dissecacão da superfície regional mais antiga. Superfície de Urucaia neogénica.
LIMITE PLEISTOCENO			
PLIOCENO ? Superfície inperplanáltica mais antiga na Depressão Periférica e na Bacia de Rio Claro — Superfície de Urucaia-Neogénica		Pd ₂ — Planaltos residuais, patamares e esporões rochosos no sopé das cuestas, recobertas de cascalheiras de quartzo e canga. Níveis típicos de pedimentação situados cerca de 100 — 110 metros acima dos vales regionais e 50 — 60 metros acima do pd ₁ .	Superfície em rampa suave (5º a 10º) elevando-se e aumentando o grau de inclinação em direção às escarpas das cuestas, às quais se articula em rampa de forte concavidade (30º a 50º <i>talus de eboulis</i>). <i>Superfície de Urucaia</i> , 700 — 750 metros — Neogénica.
	13	1.ª <i>Fase seca de pediplanacão exorrética na Bacia de Rio Claro</i> . Elaboração do primitivo assoalho da Bacia, sem retenção de depósitos a não ser dejções de quartzo e canga. Tal assoalho foi dissecado pela fase úmida posterior e rebaixado pela fase subsequente de pediplanacão do Pd ₁ .	
PLIOCENO			
OLIGOCENO ? Início da escavação da Depressão Periférica e da Bacia de Rio Claro	14	<i>Fase úmida</i> . Drenagem exorrética dando início à escavação da Bacia de Rio Claro por dissecacão e incisão dos talvegues na Superfície Paleogénica (Cimeira).	

Quadro VI — Escala Geológica do Tempo (Segundo V. Leinz)

ERAS	PERÍODOS	ÉPOCAS	TEMPO EM ANOS	CARACTERÍSTICAS
Cenozóica	Quaternário	Holoceno	25.000	Homem
		Pleistoceno	1.000.000	
	Terciário	Plioceno	15.000.000	Mamíferos e fanerógamas
		Mioceno	35.000.000	
		Oligoceno	40.000.000	(Plantas com sementes)
		Eoceno	50.000.000	Plantas mais elevadas na escala vegetal
Paleoceno	70.000.000			
Mesozóica	Cretáceo		120.000.000	Répteis gigantes e Coníferas
	Jurássico		150.000.000	
	Triássico		190.000.000	
Paleozóica		Permiano	220.000.000	Amfíbios e criptógamas
		Carbonífero	280.000.000	(Semente escondida)
		Devoniano	320.000.000	Peixes, Vegetação nos continentes
		Siluriano	350.000.000	Invertebrados e aparição de grande n.º de
		Ordoviciano	400.000.000	fósseis (trilobitas). Vida aquática
		Cambriano	500.000.000	
Proterozóica				
Arqueozóica			Mais de 2 bilhões	Restos raros de algas, esponjas e crustáceos
	Or. da Terra		Mais de 5 bilhões	Sem evidências fossilíferas

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. — Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. *Bol. Soc. Bras., Geologia*, vol. VI, pp. 41-48, São Paulo, 1957.
- — Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Boletim da Univ. do Paraná — Geografia Física*, n.º 2 — julho, 1962, pp. 2/32, Curitiba.
- ALIMEN, H. — Consideration sur la chronologie du Quaternaire saharien — *Bulletin de la Societé Géologique de France*, 7.^a série, Tome V. n.º 4, C. N. R. S. — pp. 627/634, Paris, 1963.
- BALOUT, L. — Pluviaux Interglaciaires et Pré-histoire Saharienne — *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, Tome VII, número especial — XIX.º cong. Geologique Internacional Univ. D'Alger, pp. 10/19, Alger, 1952.
- BERNARD, E. A. — Les climats d'insolation des latitudes tropicales au Quaternaire. Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux africains — *Mémoires* in 8. e de 1.^a classe. Yangambi, 1959.
- BIGARELLA, J. J. — Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná — *Bol. Paranaense de Geografia* ns. 10 a 15, maio de 1964, pp. 211/323, Curitiba, 1964.
- BIGARELLA, J. J. e ANDRADE, G. O. — Contribution to the study of the Brazilian Quaternary — in. *Int. Studies in the Quaternary* — sp. *Paper* n.º 84 da Geol. Soc. of America, pg. 433 a 451, 1965.
- e MOUSINHO, M. R. — Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. *Bol. Paranaenses de Geografia*, ns. 16 e 17, Curitiba — julho de 1965.
- — Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Bol. Paranaense de Geog.*, ns. 16 e 17, Curitiba, julho de 1965.
- BJORNBERG, A. e LANDIM, P. M. B. — Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (Neo-Cenozóico), *Bol. Soc. Bras. Geologia*, Vol. 15, n.º 4 — São Paulo, 1966.
- BLOOM, A. L. — *Geomorphology. A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms* Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1978, 510 pp.

- BRYAN, K. and ALBRITTON, C. C. Jr. — Soil phenomena as evidence of climatic changes. *Am. Jour. Sci.* V. 241, pp. 469-490, 1943.
- BÜDEL, J. — The Periglacial Morphologic Effects of the Pleistocene Climate over the Entire World (trans. by H. E. Wright and D. Alt.), *Int. Geol. Rev.* v. 1 pp. 1-16, 1959.
- BUTZER, K. W. — The recent climatic fluctuation in lower latitudes and general circulation of the Pleistocene. *Geogr. Ann.* Stock., v. 39, pp. 91-111, 1957.
- CAILLEUX, A. — La ligne de cailloutis à la base de sols jaune—*Zeitschrift für Geomorphologie*, Band I, p. 312 — Stuttgart, 1957 (Transcrito em Notícia Geomorfológica n.º 4, agosto de 1959 — Campinas).
- e TRICART, J. — *Cours de Geomorphologie* — Introd. a la Geomorphologie Climatique, C. D. U. — Paris, 1958.
- CHRISTOFOLETTI, A. and PENTEADO, M. M. — *Relative chronology of Quaternary in the Depressão Periférica Paulista* (S. Paulo) — Brazil — VIIIº Congres. INQUA — Paris 1969.
- DAMUTH, J. E. and FAIRBRIDGE, R. W. — Equatorial Atlantic Deep-Sea Arkosic Sands and Ice-Age Aridity in Tropical South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 81, pp. 189-206, 1970.
- DRESCH, J. — Les changements du climat et les mouvements du sol en Afrique du Nord au cours du Plio-Quaternaire — *L'Information Géographique* n.º 3, 24 année, Mai-Juin, 1960.
- FLINT, R. F. — "Pleistocene climates in low latitudes". *The Geographical Review*, vol. LIII. n.º 1, jan. 1963.
- — *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 892 pp., 1971.
- GARNER, H. F. — Stratigraphic-Sedimentary Significance of Contemporary Climate and Relief in Four regions of the Andes Mountains. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 70 pp. 1327-1368, 1959.
- — Geomorphic Analogs and Climax Morphogenesis. *Ark. Acad. Sci. Proc.* v. 21, pp. 64-76, 1967.
- GENTILI, — Les paysages australiens du Quaternaire. *Annales de Géographie* n.º 390 — março-abril, 1963.
- HEINZELIN, J. — Observations of the absolute chronology of the Upper Pleistocene. African Ecology and Humann Evolution, Ed. F. C. Howell e F. Burlière. Viking Fund. Publ. in *Antropology* n.º 36, pp. 285 a 303, 1963.
- HESTER, J. J. — Late Pleistocene Environment and Early Man in South America — *The American Naturalist*, vol. 100, n.º 914, pp. 377-388, 1966.
- LEHMANN, H. — Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und in Paraíba Tal ((Brasilien). — Abhandlungen des Geographischen Instituts der Frein Universitaet Berlin — (Sep. do tomo 5 do *Geomorphologische abhandlungen* pp. 67-72, 1957) (Transcrito em *Not. Geomorfológica* n.º 5, abril de 1960, Campinas).
- LINK, A. G. — Late Pleistocene — Holocene Climatic Fluctuations; Possible Solution Pipe — Foiba Relationships; and Evolution of Limestone Cave Morphology — *Annals of Geomorphologie*, Heft 2, Gebruder Bortraeger, Berlin, 1967.
- MILLER, T. O. — *Dois fases paleoindígenas da bacia de Rio Claro* — Est. São Paulo — Um estudo em metodologia — (Tese de Doutorado), Inédito, Claro, 1968.
- MORRISSON, R. B. — Pluvial Lakes. *Encyclopedia of Geomorphology*. R. W. Fairbridge, ed; Reinhold Book Corp. New York, pp. 873-883, 1968.
- MOUSINHO, M. R. e BIGARELLA, J. J. — Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas — *Boletins Paranaenses de Geografia* ns. 16 e 17, julho de 1965, pp. 43-84 — Curitiba, 1965.
- PÉDELABORDE, P. — Les oscilations climatiques — *L'Information Géographique* n.º 4, set./oct., pp. 154/159. Paris, 1957.

- PENTEADO, M. M. — *Geomorfologia do Setor Centro-Ocidental da Depressão Periférica Paulista* — IG — USP São Paulo, 1976.
- — A Bacia de Sedimentação de Rio Claro — São Paulo — *Revista Geographica* da Soc. Geog. de Lisboa, ano V, n.º 17 — Lisboa, 1969.
- — Novas informações a respeito dos pavimentos detriticos (*stone-lines*) — *Noticia Geomorfológica* n.º 17. Campinas, 1969.
- — Características dos pedimentos nas regiões quentes e úmidas. *Noticias Geomorfológicas* n.º 19, Campinas, junho de 1970.
- RANZANI, G.; PENTEADO M. M. e SILVEIRA, J. O. — Concreções ferruginosas, paleossolos e a superfície de cimeira no planalto Ocidental Paulista — I.G. — USP — *Geomorfologia* — 31 — S. Paulo, 1972.
- RAYNAL, R. — Les formations des versants et l'évolution climatique dans la Serra da Mantiqueira — *Zeitschrift für Geomorphologie*, Band I, pp. 279-289. Stuttgart, 1957.
- RUHE, R. V. — Stone lines in soils. *Soil Sci.* vol. 87 pp. 223-231, 1959.
- — *Quaternary Landscapes in Iowa*. Iowa State Univ. Press., Amos, 256 pp., 1969.
- — Principles for dating pedogenetic events in the Quaternary. *Soil Sci.* v. 107, pp. 398-402, 1969.
- SCHUMM, S. A. — Quaternary paleohydrology, in *The Quaternary of the United States*, Princeton Univ. Press, Princeton, 922 pp. 1965.
- TRICART, J. — Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. *C. R. Somm des Séances Soc. Geol. de France*, n.º 9, C. N. R. S., pp. 164/167 Paris, 1956.
- — Oscilations et modifications de caractères de la zone aride en Afrique et en Amérique Latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes — (Les Changements de Climat) *Actes du Colloque de Rome* organisé par l'Unesco et Organization Meteorologique Mondiale, pp. 415-419. 1963.
- WRIGHT, H. E. Jr. and FREY, D. G., eds., — *The Quaternary of the United States*. Princeton Univ. Press. Princeton, 922 pp. 1965.
- ZEUNER, F. E. — *Geomorfologia, la datación del pasado-Trad.* J. M. Gómez Tabanera. Ed. Omega. Barcelona, 1956.

O papel da Geomorfologia no planejamento do meio-ambiente. Geomorfologia Ambiental. Considerações sobre uma Política educacional voltada para o meio-ambiente.

12. GEOMORFOLOGIA E MEIO-AMBIENTE

12.1. Geomorfologia ambiental

Em outubro de 1970 realizava-se nos Estados Unidos, no *Campus* da Universidade Estadual de New York, em Binghamton, o 1.º SIMPÓSIO DE GEOMORFOLOGIA AMBIENTAL, conduzido pelo Departamento de Geologia daquela Universidade. Os problemas e trabalhos debatidos permitiram demonstrar o papel do geomorfólogo e da Geomorfologia no campo interdisciplinar abrangido pelos Estudos do Meio-Ambiente. Constituiu parte positiva do conclave o delineamento de uma política nacional, baseada nas necessidades técnico-científico-econômicas, dos diferentes setores das atividades do País, e voltada para o meio-ambiente. Deu-se ênfase especial ao setor legislativo, à educação e ao profissionalismo. O balanço dessa tomada de posição, na área educacional, em 1975 mostra: reestruturação dos currículos escolares desde o grau primário aos níveis da graduação, para incluir cursos e programas de estudo do meio-ambiente e de ecossistemas de maneira global ou específica dentro das disciplinas correlatas com o assunto. A necessidade de cooperação interdisciplinar levou à unificação de alguns Departamentos de biociências ou de geociências, como o Departamento de Geologia e Geografia da Universidade de Virginia que se fundiram para criar o Departamento de Ciência Ambiental. O exemplo merece uma menção especial mormente no momento atual em que o mundo se debate com o grave problema da DETERIORAÇÃO do meio-ambiente.

No setor do ensino e da pesquisa são as Ciências da Terra as que maior contribuição podem oferecer ao planejamento do meio-am-

biente pelo seu campo de ação e seu objeto próprios. Dentre as disciplinas especialmente atuantes, a Geomorfologia tem importante papel pelo seu objeto específico — o estudo das formas do relevo e dos processos de sua elaboração. Conhecendo as causas dos processos de deterioração do meio, ela pode oferecer meios para corrigir falhas evitando hecatombes. GEOMORFOLOGIA AMBIENTAL foi a designação proposta no Simposium de Binghamton em 1970 para definir uma Geomorfologia Aplicada, voltada para o levantamento de problemas e capacitada a apresentar sugestões práticas e sugerir soluções para problemas inerentes ao impacto causado pelo homem sobre o ambiente, no que diz respeito ao seu desejo de transformar o relevo e usar ou alterar os processos superficiais. Neste aspecto a Geomorfologia Ambiental interfere no campo das construções civis, do planejamento dos usos da água, das mudanças de regimes fluviométricos, das modificações gerais da paisagem. Está também afeta à extração de materiais superficiais e à proteção das paisagens. O objetivo da Geomorfologia Ambiental é minimizar as distorções topográficas, entender e atuar nos processos inter-relacionados para a restauração ou manutenção do BALANÇO NATURAL.

Desde que os problemas das ciências ambientais transcendem à tradicional Ciência Natural e atravessam várias disciplinas, a Geomorfologia, pela sua natureza interdisciplinar tem a oportunidade única de atuar nesse campo de interações. O seu papel nesse contexto tem duplo aspecto: 1.º — planejar para preservar o meio e para usar racionalmente os recursos naturais sem romper o equilíbrio do Ecossistema; 2.º — corrigir as falhas decor-

rentes da agressão sofrida pelo ambiente através da ação antrópica em todos os seus aspectos, desde as modificações das paisagens até a poluição. Vejamos na prática como estes dois aspectos funcionam. Através do inventário classificatório das formas de relevo, da análise dos parâmetros do meio físico e da interpretação dos processos morfogenéticos, a Geomorfologia, fornece as bases para planejamentos regionais e globais, levantamentos de infra-estrutura ambiental, que são os elementos de suporte na abordagem dos Ecossistemas. Ela interfere no sistema socioeconômico com subsídios para planejamento de bacias hidrográficas, uso da terra, na planificação dos sistemas de circulação, oferecendo noções quantificadas da avaliação do relevo e dos processos que interferem com traçados, desgaste e uso de estradas e suas repercussões no meio-ambiente.

Sem o recurso da Geomorfologia Ambiental não se pode falar em paisagismo. Nos casos legais de política interna ou externa a sua colaboração é indispensável para esclarecer problemas de divisores de águas, de variações de paisagens decorrentes de processos acelerados de erosão, etc. A Geomorfologia pode e deve servir à comunidade; ela é pragmática.

Quando o homem manipula o regime dos rios, procedendo à retificação dos canais e mudanças de traçado para controle de cheias, novos fatos podem surgir desta interferência, na maioria das vezes não previstos nos projetos de engenharia. Existem casos incontáveis de retificações de canais com as conseqüências de aprofundamento e alargamento dos talwegues, criando um verdadeiro "novo ciclo" de entalhes em gargantas, desenvolvido nos tributários da rede. A cheia no vale principal é aliviada, porém a retomada erosiva com reentalhes dilacera as terras de cultivo e as redes de transporte adjacentes. Para ajustar-se ao novo regime hidráulico e à mudança de traçado, toda geometria do canal deve mudar. O reentalhamento do vale desencadeia uma adaptação hidrológica com abaixamento do lençol freático e do nível hidrostático geral, ocasionando problemas no abastecimento dos mananciais e dos poços. A aceleração erosiva provoca, ainda, problemas de sedimentação nas áreas jusantes com assoreamento nas barras de tributários.

O fato citado é de ordem geral e universal, porém, conseqüências similares advindas da retificação do canal do rio Willow, no Iowa, em 1906, levaram mais tarde, na década de 50-60, os poderes públicos a constituir um grupo de trabalho para a recuperação das terras e obras civis ameaçadas do vale. Um programa de Solos e Geomorfologia dirigido por Robert V. Ruhe assumiu a tarefa da recuperação do vale, procedendo ao levantamento global das características morfométricas da bacia e dos perfis longitudinal e transversal, usando medidas efetuadas em cinco períodos diferentes desde o início das obras em 1906. Conhecida a evolução geomorfológica do canal, procurou-se estabelecer correlações de larguras, comprimentos, gradientes e débitos para

avaliar a taxa de aceleração da erosão no período e poder prever o tempo necessário para o restabelecimento do equilíbrio, no futuro. Procedeu-se também ao inventário das áreas a serem atingidas pelos processos acelerados de erosão. Sugestões foram apresentadas a fim de minimizar a intensidade dos processos e suas conseqüências, como tipos de culturas a serem adotadas, ocupação de solo específica para áreas apontadas, etc. (Ruhe, R. V. in: Coates, 1970 chap. 1).

Podemos citar caso semelhante de interferência desastrosa do homem no equilíbrio, fluvial, no baixo curso do rio Ribeira de Iguape na cidade litorânea paulista de Iguape. A fim de reduzir o comprimento do canal que descrevia longo percurso para o norte após passar pela cidade, indo desaguar no Atlântico, construiu-se um canal em linha reta no sentido oeste-leste. O percurso foi reduzido de dezenas de quilômetros mas o conseqüente aumento do gradiente do perfil longitudinal acelerou de tal forma a erosão local que em poucos meses o canal de poucos metros apresentava dezenas de metros de largura com repercussões de retomada erosiva a montante da bacia, deslizamentos de terras, aumento da carga sólida e assoreamento da barra na zona portuária. Entretanto pouco ou nada se fez para corrigir aqueles efeitos destruidores desencadeados. Faltaram e faltam ainda aos órgãos acesores dos planejamentos em nosso País, especialistas em problemas ambientais e Geomorfologia Ambiental.

O problema do rompimento do equilíbrio das vertentes é tão sério ou mais do que o dos cursos d'água. Richard R. Parizek (in: Coates, 1971, chap. 9) estuda o comportamento de aquíferos em vertentes da Pennsylvania, em função das influências adversas causadas pelo impacto das auto-estradas, analisando todas as conseqüências físicas advindas da agressão ao equilíbrio das encostas e à hidrologia regional. Problemas de estabilidade de encostas são equacionados em relações entre a força de ruptura (*shearing strength*) e a coesão dos solos. As vertentes podem deslizar em áreas de descarga de água subterrânea devido a uma redução na resistência ao deslizamento (*shearing*), T , que acompanha o levantamento do lençol freático e/ou superfície piezométrica. As forças de ressurgência (*seepage*) dirigidas para cima e os efeitos de flutuação podem reduzir a pressão intergranular, \bar{P} . A relação da força de deslizamento para um solo com coesão expressa por Terzaghi e Peck (1948) é dada por:

$$T = C + (P-u) \tan \phi$$

ou

$$T = C + \bar{P} \tan \phi$$

onde:

T = resistência ao deslizamento por unidades de área

P = pressão total por unidade de área

\bar{P} = pressão efetiva ou intergranular por unidade de área

$\tan \phi$ = coeficiente de fricção interna

C = coesão por unidade de área

u = pressão intersticial da água (*pore water pressure*) por unidade de área

e onde P teve a relação:

$$P = \bar{P} + u$$

A pressão efetiva \bar{P} num solo saturado diminui à medida que a água tende a subir nos grãos do solo. Ela cresce abaixo da zona saturada, no lençol freático, em função da coluna de solo saturada. A pressão efetiva \bar{P} pode ser reduzida numa área de descarga do lençol freático, em função da pressão intersticial do excesso de água, agindo contra a base de um plano de ruptura potencial. A intensidade da pressão do excesso de água intersticial depende da cabeceira hidráulica (h) no plano de ruptura, com respeito ao nível externo da água, multiplicado pela unidade de peso da água.

As estradas que cortam vertentes íngremes contendo solos estratificados saturados podem ser sujeitas a altos valores de h. Combinado com as pressões de ressurgência agindo para cima e para fora do corte exposto e com as pressões da água intersticial agindo para cima no plano de ruptura, a "força" de resistência ao deslizamento da massa de solo ou de rochas pode ser grandemente reduzida, crescendo, em contrapartida, a força de desabamento. Tais fatores combinados com a perda de suporte devido ao cavamento da vertente, podem causar desabamento nas áreas de descarga do freático. A canalização só pode agravar os problemas de estabilidade das encostas. Três medidas corretivas possíveis são apresentadas por Parizek (1970) para combater os desmoronamentos potenciais em vertentes. O conhecimento dos trabalhos referidos é de grande utilidade tanto ao geomorfólogo como aos engenheiros nas obras de construções de estradas e suas conseqüências gerais na paisagem circundante.

Outros casos de ruptura de equilíbrio de vertentes com desastrosas circunstâncias para o homem e o meio são abordadas por Williams, G. e Guy, H. P. (in: Coates, 1970, chap. 2) ao estudarem, correlativamente, os gradientes de encostas e a posição das cicatrizes de avalanches e deslizamentos. Os autores apontam as causas dos desmoronamentos indicando maneiras de impedir os desastres.

Os leitores ainda se recordam das tragédias provocadas pelos deslizamentos na Serra do Mar, em Caraguatatuba, no Estado de São Paulo e na Serra das Araras, no Estado do Rio de Janeiro, em 1967 e 1969, decorrentes do desmatamento e das construções de estradas. Clareiras abertas nas matas em encostas, com declives superiores a 30 graus em áreas cujo substrato rochoso apresentava linhas estruturais e planos de cisalhamento conforme o declive, e chuvas contínuas geradas por três frentes polares consecutivas, elevando o grau de saturação dos solos, foram as causas básicas do desastre. Tais causas são decorrentes

do equilíbrio instável em que se encontram as vertentes da Serra do Mar, devido às atividades humanas predatórias e sem orientação científica. Os grandes cortes das estradas em vertentes íngremes, expondo o lençol freático, geram desníveis fortes entre a zona de afloramento da água no corte e o piso da estrada. Como no caso citado acima, cresce o valor de h, cabeceira hidráulica e, em decorrência, cresce a força da pressão da água intersticial com saturação do solo, aumento de deflúvio e redução da força de resistência ao deslizamento. O fenômeno é progressivo e contínuo, não se podendo prever a sua paralisação, senão mediante minucioso estudo geomorfológico com bases hidrológicas do comportamento do freático e das variáveis ligadas ao relevo e aos solos.

Outros problemas ligados à construção de estradas podem ser apontados. Cerca de 70% ou talvez mais, do território brasileiro, são cobertos por formações superficiais de colúvios quaternários permeáveis, de fraca estrutura e inconsolidados, assentados sobre páleo-superfícies de erosão. Sérios problemas de colapso do equilíbrio do Ecossistema têm decorrido devido aos cortes de estradas abaixo da zona coluvial, expondo a páleo-superfície impermeável que funciona como nível do lençol freático. A erosão acelerada vai atuar não num solo com certo grau de agregação coloidal, porém em material móvel, pobre em colóides (colúvios facilmente carregáveis). Os deslizamentos rápidos e progressivos, em relação de cadeia, provocam o abaixamento geral do nível hidrostático regional, agravando o processo de desmoronamentos com desastres para o revestimento florístico, para o equilíbrio das encostas e outras conseqüências interrelacionadas

Sabemos que as estradas têm influências favoráveis mas também desfavoráveis no meio ambiente. As mudanças que elas podem impor incluem: decapitação de aquíferos; drenagem extensiva e exaustiva do freático; poluição do suprimento de águas (resíduos químicos); mudança no escoamento superficial e conseqüentemente nos divisores e no relevo geral; redução da infiltração provocada pela sedimentação acrescida pelos processos acelerados de erosão; siltação de canais causando cheias, erosão e redução das áreas de recarga de água no solo; obstrução do fluxo de água subterrânea causada pelos muros de arrimo, paredes, pilares etc. O impacto das rodovias e ferrovias no regime hidrológico e nos processos morfogenéticos é grande, como se pode ver, interferindo no meio em geral. Tais problemas podem ser minimizados se durante os estágios de planejamento dos projetos de estradas forem consideradas as informações disponíveis dos estudiosos do meio ambiente. A Geomorfologia tem condições para estudar o problema das cheias apoiando-se em dados hidrológicos, visando prevenir desastres, reduzir custos e prejuízos e salvaguardar o meio natural. Estudos dessa natureza têm sido feitos nos Estados Unidos por especialistas das duas disciplinas a exemplo dos projetos da Universidade do Texas, em Austin, visando reduzir o efeito

catastrófico das cheias do rio Colorado, projetos desenvolvidos com a cooperação da NASA no que diz respeito a uso de sensores remotos, dos quais o autor deste trabalho teve a oportunidade de participar (Baker et alii, 1975 e Baker and Penteado-Orellana, 1976). Na Pensilvânia um estudo comparado de 15 bacias de drenagem foi desenvolvido num Programa de Conservação do Meio, em 1969 e 70, sob os auspícios da *Pensylvania Geological Survey*. Os resultados deste trabalho também foram apresentados no Simpósio de Binghamton em 1970. O estudo comparado das causas e efeitos das cheias baseou-se nas classes de províncias fisiográficas de Fenneman (1928) que correlacionam: cinco classes de relevo local baseado em altimetria, ângulo de declive de encostas e tipos de perfis de encostas. Aplicou-se análise de variância para os seguintes parâmetros fluviais num período dado: média de cheias anuais, média de séries de cheias, período de recorrência da cheia mais provável corrigida para área hipotética de 10 milhas quadradas, picos de descarga por área, média dos valores extremos de cheias, cheia mais comum. A análise de variância foi feita para determinar se uma província fisiográfica possuía maior potencial de cheia que outra. (Reich, B. M. in: Coates, 1970 chaf. 3; Reich, B. M. and Harrold, L. L. 1970; Reich, McGinnis and Kerr, 1970; White and Reich 1970 a e b).

A contribuição da Geomorfologia aos estudos do meio se estende até ao campo da beleza das paisagens que passou a ser objeto de investigação para fins de classificação e uso. Há métodos objetivos para classificar valores intangíveis através da avaliação dos recursos da Terra. A análise do estético pode ser feita em termos de relações espaciais, arranjo de linhas e massas, luz, cor e apelo a outros sentidos. Shafer (1969) descobriu que se pode prever a preferência de paisagens medindo certas propriedades físicas do meio como: perímetro da vegetação imediata, perímetro da área imediata não vegetada, perímetro da vegetação distante, área da vegetação intermediária, área de qualquer espécie de água, área distante, área da vegetação intermediária, área de qualquer espécie de água, área distante sem vegetação. Os dados relacionados em análise fatorial mostraram que 33% da variação na preferência era atribuída a *background* cultural. Leopold, L. (1969) fornece um sistema classificatório de paisagens fluviais em termos de único (raridade), atribuindo valores numéricos para elementos físicos da paisagem inseridos na consideração de único.

A base do princípio de classificação do estético é que o estético pode ser traduzido em características físicas de rios, vales, montanhas e vegetação, através da correlação de preferência de pessoas com algumas propriedades físicas do cenário, às quais se dá um valor de magnitude. Marie Morisawa situa perfeitamente a contribuição da Geomorfologia neste campo (Morisawa, M. in: Coates, 1970) quando afirma "*The nature of beauty has long been a topic of study but few have ventured to investigate or classify the beauty of nature.*

Only recently have scientists become sufficiently aroused by deterioration of environmental quality to attempt evaluation of scenic beauty. We are beginning to realize that the true values of life come from ties with the natural world, that recourse to natural beauty is related to our health and well being." No trabalho ela procede a uma tentativa de análise do estético para fins de classificação de paisagens para planejamentos turísticos, mostrando a possibilidade de quantificar o subjetivo. A sua contribuição, que merece ser conhecida, nos dá idéia de como apreciações subjetivas individuais, somadas, podem dar uma tendência. O "objetivo" neste caso significa que os índices foram definidos de modo a minimizar a variância do operador. Além destes podemos ainda citar os trabalhos de Hamilton e Schmidt, (1969) Lowenthal (1967) e Sonnenfeld (1966), testando métodos novos no mesmo campo, envolvendo geomorfólogos, psicólogos e outros especialistas. Estes aspectos vêm sendo abordados com êxito, nos Estados Unidos, há mais de 10 anos. O paisagismo é, pois, outro campo aberto ao geomorfólogo.

Como se procurou demonstrar, a Geomorfologia Ambiental tem estado operando na prática, mais em problemas de distúrbios do equilíbrio do Ecossistema, causados pelo homem, do que em programas de planificação e uso racional do meio. Essa posição decorre do fato de que o aumento da densidade de população e o uso abusivo dos recursos naturais desde o início deste século, levaram ao rompimento do sistema harmônico ambiental, à poluição e à degradação do meio. Em face da alarmante situação as medidas devem ser de urgência e de restauração.

Nas áreas superpovoadas do Brasil de sudeste, nas megalópoles e nas áreas industrializadas do País esta situação se delineou há muito tempo com a agravante de que não temos uma tradição política e educacional de preservação da natureza. Entretanto, nas áreas em vias de evolução e povoamento, como no Brasil Central e norte, as regiões estão ainda no limiar dos processos predatórios do ambiente, porque só agora começam a sofrer o impacto da ocupação territorial. Para estas áreas a Geomorfologia Ambiental, como as demais disciplinas do meio-ambiente, estão em condições de pesquisar, sugerir, planificar e oferecer bases a qualquer empreendimento que venha a necessitar do suporte dos fundamentos físicos de um sistema ecológico.

* * *

12.2. Considerações Finais Sobre uma Política Educacional Voltada para o Meio-Ambiente

Os problemas do meio-ambiente e dos recursos naturais só serão equacionados em termos de planejamento global, atingindo as esferas social, política, econômica e educacional. Partimos do pressuposto de que para proteger e conservar a natureza é preciso conhecê-la

e isso só será possível mediante uma campanha educacional de âmbito nacional. A exemplo do que foi encetado em 1969, nos Estados Unidos, propomos para o Brasil uma reformulação curricular em todos os graus do ensino, do primário ao superior a fim de se introduzirem programas de estudos ambientais multidisciplinares. Sendo o estudo do ambiente multidisciplinar, não se pode esperar a formação de um cientista ambiental completo. O que se pretende é a especialização em campos afins voltados para um objetivo comum: proteção, recuperação, planificação e uso racional do meio.

Propomos também a experimentação e aplicação prática, na comunidade, dos conhecimentos adquiridos desde o curso médio ao superior.

Para que tais objetivos sejam alcançados será preciso:

1.º — Estimular Departamentos de Estudos Ambientais, congregando disciplinas voltadas para esta meta, sem ressentimentos ou pretensões particulares, visando a atender ao fim precípuo: poder interferir na planifica-

ção do meio, e assim contribuir para o desenvolvimento harmônico do País.

2.º — Dinamizar as disciplinas ambientais, promovendo conferências de especialistas multidisciplinares.

3.º — No campo da pós-Graduação, dar pleno apoio à especialização em setores (aspectos do contexto ambiental) atendendo aos interesses e à formação dos candidatos, já que será mais difícil criar um generalista.

4.º — No caso de um curso multidisciplinar, o seu currículo deveria atender às necessidades prementes do País. A elaboração de tal currículo deverá ser antecedida por um levantamento preliminar das necessidades básicas no campo da preservação e uso racional dos recursos naturais do País, de áreas prioritárias ou das regiões afetadas ao centro educacional e científico.

5.º — Criar pressões na comunidade através de programas de extensão universitária para conscientizar a opinião pública e os meios empresariais sobre programas prioritários contra a deterioração do ambiente. Esta atitude favorece a ampliação do mercado de trabalho para os que se dedicam aos estudos ambientais.

BIBLIOGRAFIA

- AGUESSE, P. *Chaves da ecologia*. Trad. J. L. Melo. Rio de Janeiro, Civilização Brasileira, 1972. 138 p. (Col. Chaves da Cultura Atual, v. 5).
- BAKER, V. R. et alii. *Stream Network Analysis and Geomorphic Flood Plain Mapping From Orbital and Suborbital Remote Sensing Imagery: Application to Flood Hazard Studies in Central Texas*. Springfield, National Tec. Inf. Serv., 1975. 197 p. (NASA Report CR-144354).
- COATES, D. R. *Environmental Geomorphology and Landscape Conservation*. Stroudsburg, State Univ. of New York at Binghamton-Dowden, Hutchinson & Ross, 1972 e 1974.
- . ed. *Environmental Geomorphology*. Binghamton, State Univ. of New York, 1971. 262 p.
- DETWYLER, T. R. *Man's Impact on Environment*. New York, McGraw Hill Book Co., 1971. 731 p.
- FENNEMAN, N. M. & JOHNSON, D. W. *Physical Divisions of the United States; map at 1:7.000.000 and table*. 1964. Reprinted by U. S. Geological Survey, Washington, D. C., 1928.
- FERRI, M. G. *Ecologia — temas e problemas brasileiros*. Belo Horizonte, Ed. USP — Liv. Itatiaia, 1974. 197 p.
- FISHER, W. L. et alii. *Environmental Geologic Atlas of the Texas Coastal Zone, Galveston-Houston Area*. Austin, Univ. of Texas at Austin, Bureau of Econ. Geol., 1972.
- GOODLAND, R. & IRWIN, H. *A selva amazônica: do inferno verde ao deserto vermelho?* Trad. R. R. Junqueira. Belo Horizonte, Ed. USP — Liv. Itatiaia, 1975. 156 p.
- HEWITT, K. & HARE, F. K. *Man and Environment — Conceptual Frameworks*. Washington, D. C. Assoc. of American Geographers, 1973, 39 p. (Paper n. 20).
- LEOPOLD, L. B. *Hidrology for Urban Land Planning. A Guidebook on the Hydrologic Effects of Urban Land Use*. U.S. Geological Survey, Washington, D. C., 1968, p. 1-18. Circular 554.

- . Landscape esthetics. *Natural History*, New York, p. 36-46, Oct. 1969.
- LOWENTHAL, D. ed. *Environmental Perception and Behavior*. Univ. of Chicago, Dep. of Geogr. Research, 1967 (Paper n. 109).
- MANNERS, I. R. & MIKESELL, M. ed. *Perspectives and Environment*. Washington, D.C. Ass. of Amer. Geogr., 1974, 395 p. (Publ. n. 13).
- MORISAWA, M. Quantitative Geomorphology of Some Watersheds in the Appalachian Plateau. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, Penrose, 73: 1.025-46, 1962.
- MURDOCH, W. W. (Editor). *Environment (Resources, Pollution & Society)* Stamford, Conn., Sinauer Ass., Inc. Publ.; 1972, 440 p.
- PARIZEK, R. R. Impact of Highways on the Hidrogeologic Environment. In: COATES, D. R. ed. *Environmental Geomorphology*. Binghamton, 1971. p. 151-99.
- . Land Use Problems in Pennsylvania's Ground Water Discharge Areas in Soil. *Pennsylvania Geol. survey*, Harrisburg, 1970.
- REICH, B. M. & HAROLD, L. L. *Experimental Catchments Aid the Interpretation of a More Extensive Flood Network*. Wellington,, New Zeland, 1970. 17 p. (Paper to IASHIHD International Symposium on Results of Research on Representative and Experimental Basins).
- REICH, B. M. et alii. *Design Procedures for Rainfall Duration — Frequency for Pennsylvania*. The Penn. State Univ., Inst. for Research on Land & Water Resources, 1970. 45 p. Final Report to Pa. Dept. of orest & Waters.
- SHAFER JR, E. L. et alii. Natural Landscape Preferences: a perspective model. *Journal of Leisure Research*, Arlington, 1: 1-19, 1969.
- SONNENFELD, J. Variable Values in Space and Landscape: an Inquiry Into the Nature of Environmental Necessity. *ournal of Social Issues*, Ann Arbor, 22: 71-82.
- STRAHLER, A. N. and STRAHLER, A. H. — *Environmental Geoscience: Interaction between Natural Systems and Man*. Hamilton Publ. Co., Santa Barbara. Califórnia, 1973, 511 pp. plus appendix.
- TERZACHI, K. & PECK, R. B. *Soil Mechanics in Engineering Practice*. New York, John Wiley and Sons, 1948, 566 p.
- TRICART, J. et alii. Mecanismos normaux et phénomenes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guiel (Hautes-Alpes, France) *Zeitschrift für Geomorphologie*, Stuttgart, 5: 277-301.
- TUAN, Y. R. *Man and Nature*. Washington, D.C., Ass. of Amer. Geogr., 1971, 49 p. (Paper n. 10).
- WERMUND, E. G. ed. *Approaches to Environmental Geology*. Austin, Univ. of Texas at Austin, Bureau of Econ. Geol., 1974. 268 p. (Rep. of Invest. n. 81).
- WHITE, E. L. & REICH, B. M. Behavior of Annual Flood in Limestone Basins in Pennsylvania. *Journal of Hidrology*, Amsterdam, 10 (10):193-8, 1970.
- . Flood Statistics for the Appalachian Plateau. *An. Soc. of Ag. Eng. Minneapolis*, 1970. 32 p.

Conceito e ambiente. Escalas de análise. Avaliação. Energia e matéria no geossistema, classificação. Os geossistemas como hierarquias funcionais.

13. NOÇÕES DE GEOSISTEMAS

13.1. Conceito

Os fundamentos do estudo de geossistemas acham-se na Teoria Geral dos Sistemas, da qual emprestamos algumas noções básicas. Hall e Fagen (56) definem um sistema "como um conjunto de elementos e das relações entre eles e seus atributos". É uma definição muito ampla porque engloba qualquer conjunto de objetos que possa ser relacionado no espaço e no Tempo.

Partindo do princípio da funcionalidade dos sistemas, ou seja, de que os sistemas funcionam através de processos e respostas, Thornes e Brunsten (77) definem o sistema como "um conjunto de objetos ou atributos e das suas relações, organizados para executar uma função particular". O sistema é, assim, entendido como operador, que, durante um tempo determinado, recebe o INPUT (entrada) e o transforma em OUTPUT (saída).

Miller (65) define um sistema como "um conjunto de unidades com relações entre si. A palavra "conjunto" implica que as unidades possuem propriedades comuns. O estado de cada unidade é controlado, condicionado ou dependente do estado de outras unidades". A organização do conjunto é decorrente das relações entre as unidades e o grau de organização do conjunto lhe proporciona o estado e a função de um todo, o qual é maior do que a soma das suas partes. A figura 78 mostra a organização idealizada de um sistema:

— *elementos ou unidades* (A, B, C) como partes componentes do sistema.

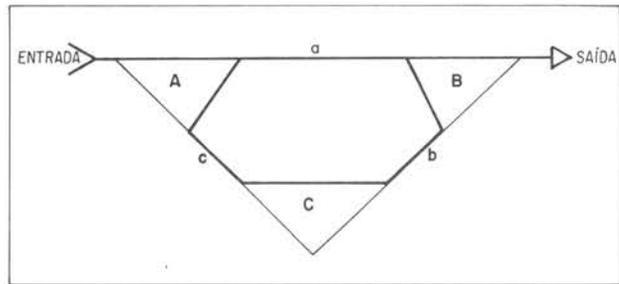


Fig. 78 — Os elementos A, B, C e as suas relações a, b, c, numa estrutura idealizada de sistema.

— *relações* — ligações (a, b, c) em forma de fluxos que permitem a inter-relação dos elementos.

— *atributos* — qualidades atribuídas aos elementos do sistema a fim de caracterizá-lo, como por exemplo: volume, composição, largura, altura, comprimento etc.

— *entrada* (INPUT) — energia e matéria que o sistema recebe. A água e a carga sólida que um lago recebe do seu tributário é o INPUT no sistema lacustre. Alimentação orgânica e inorgânica e mais a energia solar são os INPUTs de um sistema planta.

— *saída* (OUTPUT) — todo produto de energia e matéria que o sistema fornece. Representa o material e energia que entraram e saíram após sofrer modificação no corpo do sistema.

Definimos geossistemas como formações naturais que experimentam o impacto dos ambientes: social, econômico e técnico. Esse é o conceito mais amplo de geossistema. Bertalanffy (73) define geossistema como uma classe peculiar de sistemas dinâmicos, abertos e hierarquicamente organizados. Tais geossis-

temas apresentam subdivisões: os relativos à vida terrestre e os relativos aos oceanos e mares.

A hierarquia de construção, importante característica dos geossistemas, será analisada em tópico especial mais adiante.

13.2. O ambiente dos sistemas

Os sistemas não atuam isoladamente mas funcionam dentro de um ambiente que se insere num conjunto maior ao qual denominamos de UNIVERSO. Este Universo compreende o conjunto de todos os fenômenos e dinâmismos que interferem num dado sistema e também de todos os fenômenos e eventos que foram alterados sob influência do referido sistema. Dentro do *Universo* distinguimos:

- sistemas antecedentes ou controladores
- sistemas subseqüentes ou controlados.

Não existe encadeamento linear, seqüencial entre os sistemas antecedentes e os subseqüentes. Através do mecanismo de retroalimentação (*feedback*) os subseqüentes podem voltar a exercer influências sobre os antecedentes.

O reconhecimento e a definição de um sistema dentro de um universo é um procedimento mental que exige ato de abstração dos elementos componentes e das relações existentes entre eles e depende da percepção e da formação do observador. E o mesmo se pode aplicar ao geossistema.

Existem alguns procedimentos que devem ser observados para se obter uma definição menos subjetiva de um geossistema, e entre essas normas destacam-se: proximidade física de suas unidades (contigüidade); similaridade das unidades; objetivo comum entre elas; padronagem distinta das unidades.

Essas normas, entretanto, não são imprescindíveis na caracterização do geossistema.

13.3. Escalas de análise dos sistemas

Os sistemas podem ser focalizados sob diferentes tamanhos ou escalas.

Num geossistema, como num sistema qualquer, a separação entre as diversas escalas de observação e análise é sempre arbitrária. Ao definir um geossistema, o importante é, antes de tudo, distinguir os elementos que serão analisados e as suas relações, para depois procurar delimitá-lo no espaço e identificar os sistemas ambientais controladores que atuam sobre o geossistema específico, através de relações exteriores. O geossistema deve assim ser discretamente isolado do seu conjunto maior para ser delimitado e definido como um conjunto unitário complexo. Assim, uma torçante na cabeceira de um curso d'água pode

ser considerada um sistema à parte (um subsistema) de escala inferior, que por sua vez se relaciona com o curso de água maior que é identificado como um sistema a nível imediatamente superior, o qual por sua vez irá integrar uma bacia hidrográfica, definida como outro sistema a nível mais elevado que o curso d'água e assim por diante.

A tarefa de isolar um sistema e hierarquizá-lo torna-se mais fácil nos fenômenos onde a hierarquização já é mais ou menos definida como no caso das bacias hidrográficas. Já nos sistemas vertentes a hierarquização se torna mais complexa e por isso mesmo definir e isolar subsistemas do conjunto maior constitui-se tarefa subjetiva.

13.4. Avaliação dos sistemas

Os elementos de um sistema e suas relações são definidos através de *variáveis* passíveis de mensuração, as quais expressam as qualidades ou atributos do sistema. As variáveis indicam geralmente: forma, número, tamanho, arranjo espacial, intensidade, fluxos etc. Esses atributos são medidos quando se deseja analisar o sistema. A mensuração das variáveis é que descreve o sistema. Para a análise quantitativa num geossistema é fundamental, pois, decidir quais as variáveis a serem medidas e as técnicas a serem empregadas.

Os *parâmetros* regulam o funcionamento do sistema e se relacionam aos fatores externos responsáveis pelo fornecimento de matéria e energia ao sistema. Tanto os *valores* das variáveis quanto a *intensidade* dos parâmetros podem ser medidos.

Os valores assumidos pelas variáveis refletem o ajustamento do sistema em face da intensidade dos parâmetros. Num geossistema definimos como variáveis: declividade de encostas, forma de encostas, forma do perfil longitudinal do rio, variação de débito, quantidade de sedimentos carregados, variação pluviométrica etc. Como parâmetros definimos: a intensidade das precipitações ou da radiação solar; os índices pluviométricos ou fluviométricos; as taxas de erosão ou sedimentação etc.

13.5. Energia e matéria nos geossistemas

Energia é força que conduz o sistema ao funcionamento gerando capacidade de realizar trabalho. Os processos que atuam no geossistema o fazem em função da energia fornecida. Nos sistemas hidrológicos e morfogenéticos a gravidade e o desnível atuam como geradores da *energia potencial* que promove a ação dos processos e funcionamento do geossistema. Tais fatores são os responsáveis pelo desencadeamento do fluxo líquido e sólido (movimentação do material).

Quando o material entra em movimento tem-se a *energia cinética*. O escoamento das águas dos rios ou superficiais nas encostas, o movimento das ondas do mar, a movimentação do ar (ventos) são fatores geradores de energia cinética.

Distinguimos, desse modo, duas modalidades de energia: a potencial, a inicial, que leva o sistema a funcionar e a cinética, que se adiciona à potencial para movimentar a matéria.

Matéria — é todo material que circula através do sistema. Num sistema florestal a matéria é toda a biomassa reciclante (matéria orgânica decomposta, minerais do solo, água, húmus) enquanto a energia potencial é a radiação solar e a cinética é observada na seiva circulante nos tecidos.

A matéria e a energia circulam no geossistema através de canais, constituindo os fluxos.

Durante o fluxo uma parte da massa ou da energia pode ficar armazenada em determinados setores do sistema, durante lapsos de tempo. Desse modo o sistema, no seu conjunto, apresenta energia e matéria entrando, fluindo, transformando, armazenando e saindo.

Por exemplo, numa encosta o material de origem dos solos (rochas e outros) está sofrendo transformações bioquímicas sob ação dos processos pedogenéticos e vai constituir-se nos mantos de alteração. Parte do material transformado permanece armazenada, constituindo o corpo do solo, parte é dissolvida novamente e transportada em solução em fluxo vertical através do mesmo corpo do solo enquanto outra parte dissolvida é arrastada pelo lençol freático, saindo como OUTPUT desse sistema para ser INPUT num sistema anexo. O material detritico (sólido) da zona superficial do corpo do solo também se movimenta (sendo o movimento inicial desencadeado pela gravidade) sob ação do escoamento superficial e de outros processos de transporte e pode deixar o sistema para dar entrada em outro sistema contíguo. Desse modo o material original, ao se transformar em solos, passa por processos de transformação, armazenamento e perdas (*output*) do sistema em questão para se constituir em INPUT num sistema contíguo ou adjacente. A transferência de massa e energia de um sistema para outro é fenômeno comum na natureza.

Os fundamentos desses postulados estão calcados nos princípios básicos de um SISTEMA DE ENERGIA, semelhante ao da TERRA.

Na verdade, se nos colocássemos num ponto de observação com base na Lua, a TERRA seria vista como um grande *sistema de energia*, singular, que recebe energia do sol como INPUT enquanto reflete energia em forma de luz e radia energia calor como OUTPUT. Dentro deste sistema ocorrem muitas transformações de energia e cada transformação é associada com uma forma de matéria. Assim um sistema de energia possui:

a) um corpo de matéria; b) um INPUT de energia; c) um OUTPUT de energia; d)

um conjunto de transportes e transformações de energia que são produzidos quando a energia interage com a matéria.

Num sistema tão complexo como a TERRA, há muitos transportes e transformações de energia associados com muitos tipos diferentes de matéria. Cada tipo de transporte é um "caminho" de energia dentro do sistema.

Outro princípio básico do *Sistema de energia TERRA* (observado da Lua) é: a taxa de INPUT de energia deve ser igual à taxa de OUTPUT de energia, a menos que a energia esteja sendo armazenada em alguma parte do sistema ou esteja sendo removida do armazenamento. A lei física que suporta este postulado é: *a energia nunca pode ser criada nem destruída*, uma lei fundamental do mundo real (a única exceção nesta lei seria a produção de energia atômica a partir de matéria. Aliás o assunto é complexo e merece capítulo especial, pois o processo de produção de energia atômica a partir da matéria tem muitas implicações, tomando-se como primícia o fato de que a energia acumulada na matéria — que por fissão nuclear e outros processos vai produzir energia — foi armazenada desde a fase da geração da Terra a partir da galáxia, sendo portanto uma forma armazenada de energia).

A conclusão para o citado princípio é que toda energia que entra num sistema (incluindo a energia retirada do estoque) é igual a toda energia que sai do sistema (incluindo a energia que vai para o estoque). A isso se dá o nome de *balanço de energia*.

Se continuarmos a observar a TERRA da Lua vemos que muito pouca matéria entre em forma de meteoritos e poeira atômica, mas, em compensação, a quantidade de matéria que escapa da margem externa da atmosfera terrestre é também diminuta. Então se conclui que a matéria, como a energia, nunca pode ser criada nem destruída, e que o INPUT de matéria de um sistema de energia deve ser igual ao OUTPUT de matéria, a menos que a matéria esteja sendo armazenada ou removida do sistema.

Assim o *Sistema de Energia* é um conceito fundamental porque fornece uma base comum a todos os ramos da ciência ambiental. O homem, pelo seu número e pela sua habilidade de modificar a face da terra, é uma parte significativa do Sistema de Energia TERRA. Todas as ações do homem, desde o cultivar até o poluir, podem ser consideradas como INPUTS ou OUTPUTS para mudanças dentro dos sistemas naturais de energia, balanceados e bastante sensíveis.

13.6. Classificação de sistemas aplicada aos geossistemas

O critério mais adequado para a classificação dos geossistemas é o Funcional, segundo o qual os sistemas são divididos em:

A) *Sistemas Isolados* — são aqueles que, após as condições iniciais não recebem mais energia nem matéria do seu universo, nem

sofrem perda. O exemplo que se enquadraria nesse tipo, segundo Chorley (62), seria a concepção Davisiana do ciclo de erosão porque este modelo prevê um levantamento inicial da crosta terrestre, desencadeador de todos os processos de erosão que deverão agir na direção do aplainamento final, iniciando-se o ciclo com o máximo de energia livre e o máximo de vigor erosivo. No final do ciclo, após todas as modificações no sistema, tendendo para a redução e homogeneização dos desníveis do relevo, a energia livre é mínima e o balanço de erosão é equilibrado sendo a energia dos rios usada apenas no transporte de sua carga.

A abordagem Davisiana cíclica e evolutiva se enquadra num modelo histórico de análise das paisagens.

B) *Sistemas não isolados* — mantêm relações com outros sistemas do seu universo e podem ser subdivididos em: *fechados* e *abertos*.

1) *Fechados* — mantêm troca de energia e não de matéria. O sistema representado pela TERRA dentro do seu universo seria fechado no sentido em que há balanço equilibrado de energia recebida do sol e perdida para o espaço e também se pode considerar equilibrado pelo mínimo de ganho e o mínimo de perda de matéria para o espaço, o que lhe confere uma situação, pode-se dizer, sem troca de matéria.

2) *Abertos* — implicam permutas constantes de matéria e energia com INPUTS e OUTPUTS. Chorley e Kennedy (71) apresentam uma classificação estrutural dos sistemas, da qual podemos retirar os tipos que melhor se enquadram numa classificação para os geossistemas, distinguindo assim:

- a — sistemas morfológicos
- b — sistemas em seqüência
- c — sistemas de processos e respostas
- d — sistemas controlados

a — *Sistemas morfológicos* — compostos pela associação das propriedades físicas do fenômeno expressas pelos valores assumidos pelas variáveis que descrevem as formas, tais como: largura, comprimento, declividade etc. Nos geossistemas morfológicos pode-se medir e correlacionar variáveis geométricas e de composição tais como: segmentos de canais, magnitude de canais, ângulo de confluência de canais, tamanho de arcos de meandros etc., variáveis essas descritivas de um sistema fluvial.

A localização e a distribuição espacial de crateras, suas formas e dimensões, a densidade e o padrão dos canais emissários de lavas, são variáveis descritivas do aspecto morfológico num sistema vulcânico.

b — *Sistemas em seqüência* — Na realidade o sistema em seqüência é um conjunto de subsistemas articulados em cadeia, relacionados entre si por um fluxo de matéria e energia que, sendo saída de um sistema se constitui em entrada num sistema adjacente.

O funcionamento equilibrado dos sistemas em seqüência depende de um elemento regulador o qual atua sobre o INPUT de energia e matéria em cada subsistema, conduzindo uma parte deste INPUT para o estoque e levando outra parte para fora como OUTPUT deste subsistema.

O exemplo mais comum de geossistema em cadeia é o relacionamento seqüencial dos subsistemas do sistema cíclico da água na natureza (figura 79).

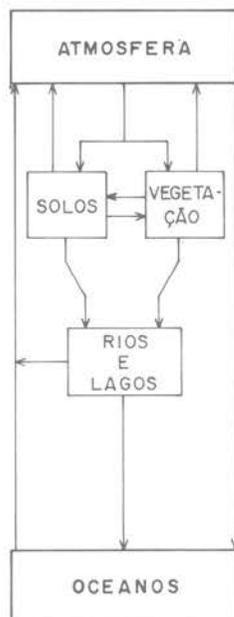


Fig. 79 — O ciclo d'água na natureza. Exemplo de geossistema em cadeia.

c — *Sistemas de processos e respostas* — É uma combinação de sistemas em seqüência e morfológicos. Os primeiros indicam os *processos* e os segundos a *forma*, sendo esta nada mais do que uma resposta a determinados estímulos (processos).

Neste tipo de abordagem tem maior relevância a análise das *relações* entre os processos e as formas derivadas. Essas relações definem uma tendência para o equilíbrio, o que leva a admitir que qualquer modificação nos processos conduz à ruptura do equilíbrio entre as relações iniciais e conseqüentemente à modificação da forma original, sendo a recíproca também verdadeira.

Por exemplo, nos climas úmidos a carga em suspensão nos rios é maior do que a arrastada no fundo do leito e o caudal com sobra de energia livre pode cavar verticalmente o seu leito, conformando vales mais estreitos e profundos. Vales mais cavados, tendendo para forma em V estão em equilíbrio com os processos de erosão em climas mais úmidos e a permanência da situação climática reforça a resposta morfológica e a continuidade da ação em cadeia. Se o cavamento vertical prossegue é porque a energia livre permanece e a carga em suspensão continua a sobrepujar,

num crescendo, a carga arrastada no fundo do leito e assim por diante até que nova mudança climática (alteração externa) venha provocar mudanças de processos e conseqüentemente nas formas dos vales (resposta ao processo).

Nessa situação, quando o efeito de uma alteração volta a atuar sobre a variável ou elemento inicial produzindo uma circularidade de ação, estamos diante de uma propriedade particular dos sistemas, a retroalimentação (*feedback*). A figura 80 mostra um exemplo

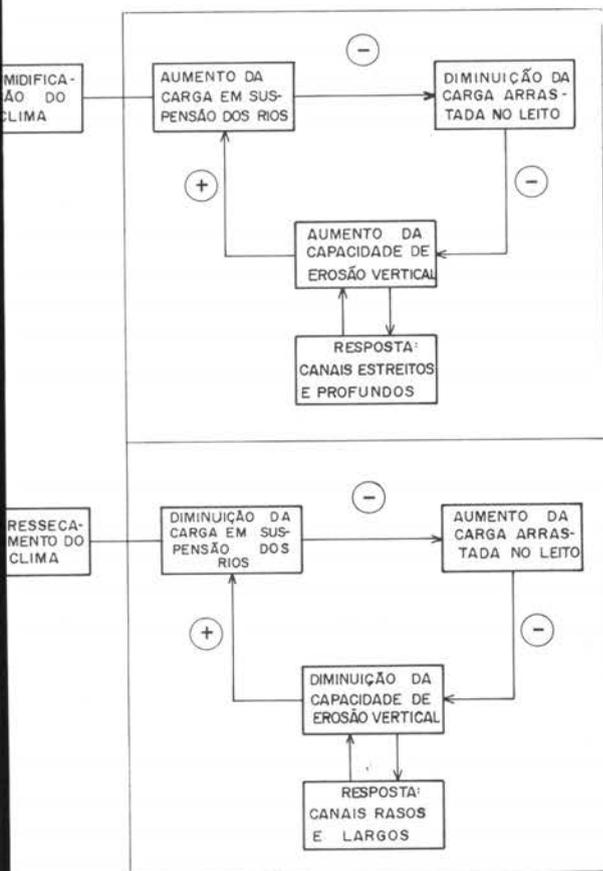


Fig. 80 — Sistema de processos-resposta em retroalimentação positiva.

de retroalimentação positiva (sinais negativos de correlação em número par), pois os circuitos entre as variáveis reforçam a ação externamente produzida, ampliando o reflexo da influência original. A tendência é não para a estabilização do sistema, mas para ampliar o efeito acumulativo da ação original. Para melhor compreensão dos mecanismos de retroalimentação recomendamos consultar Christofletti (78, 79).

d — *Sistemas controlados* — Os sistemas de processos e respostas nos universos nos quais estão inseridos comumente sofrem a intervenção do homem. Este é capaz de modificar certas variáveis e o fluxo de matéria e

energia no corpo do sistema de processos, contribuindo para a modificação das formas. Ou pode alterar o sistema morfológico provocando modificações na atuação dos processos. Um exemplo comum é a modificação na composição das encostas nas zonas urbanas, com a pavimentação. Essa mudança na categoria da forma tem como conseqüência mudança no escoamento superficial. A impermeabilização do solo pelo asfalto impede a infiltração e aumenta o escoamento superficial, aumentando a contribuição das bacias vertentes ao canal principal, imediatamente após as chuvas.

Na falta do *elemento regulador* capaz de armazenar parte da chuva caída (o solo natural sem a capa de asfalto), todo INPUT de energia e matéria: água e carga sólida, se transformará em OUTPUT para o canal coletor da bacia hidrográfica.

O escoamento torna-se violento, e os débitos acrescidos, a velocidade do fluxo aumenta e conseqüentemente o poder erosivo. As cheias do canal principal e dos tributários deixam de ser naturais e passam a assumir caráter catastrófico com efeitos imprevisíveis por causa das modificações impostas pelo homem e não controladas.

13.7. Os geossistemas como hierarquias funcionais

“Sistematizar o parcelamento do meio natural é um requisito indispensável à solução de muitos problemas geográficos, tais como a elaboração de cartas de paisagens (*landschaft*)” Soctchava (77).

A classificação dos geossistemas colocada a nível de paisagem não é assunto novo. O mérito desses estudos se deve a Grigoriev, Svozdeski, Issatchenko, Miklallov, Solntegev e outros cientistas russos que se interessaram pelo assunto na década 60-70, bem como outros estrangeiros que consideraram alguns aspectos da questão.

A teoria de classificação das paisagens tem sido desenvolvida na URSS para atender à proposta de elaboração de um mapa de paisagens com finalidade prática de organização do espaço geográfico, visando à racionalização da produção agroindustrial. Os planos de desenvolvimento têm-se apoiado em estudos da organização do espaço cujo fundamento são as unidades homogêneas de paisagens (geômeros) base do princípio da regionalização ambiental. Assim, o estudo dos geossistemas é capaz de desempenhar papel primordial na solução de inúmeros problemas e a Geografia Física, baseada nos princípios sistêmicos, pode ocupar lugar de destaque no meio das modernas ciências aplicadas, estudando os componentes da natureza e as conexões que existem entre eles — a morfologia da paisagem, a sua dinâmica, a estrutura funcional e as conexões.

Pode-se definir como *objeto* do estudo dos geossistemas:

a) O estudo da condição ou estado temporal-espacial dos geossistemas e montagem de seus modelos geográficos.

b) O estudo da influência dos fatores sócio-econômicos no ambiente natural e prognose dos geossistemas do futuro.

c) Seleção, processamento e sistematização de informações referentes à paisagem natural para fins práticos.

A definição de geossistema proposta por Bertalanffy como "uma classe peculiar de sistemas abertos e hierarquicamente organizados" nos coloca em face de uma importante proposição: a necessidade de hierarquizar os geossistemas. Assim sendo, a discussão dos princípios de classificação se impõe como requisito necessário.

A classificação dos geossistemas segundo VERNADSKI (65) apóia-se em teoria científica que engloba uma série de axiomas:

- 1.º) O meio natural organiza-se em termos de hierarquias funcionais — os geossistemas de classes diversas e subsistemas — entre os quais se estabelecem relações simultâneas.
- 2.º) Leis correspondentes, outorgadas pelos geossistemas atuam em restritas extensões limitrofes. Cada categoria de geossistema possui o seu espaço paramétrico. A generalidade abrange três ordens dimensionais de geossistemas: planetária, regional e topológica.
- 3.º) Os geossistemas apresentam-se simultaneamente sob diferentes aspectos face às raízes estruturais e às transformações de estado, subordinadas a uma invariante. A modificação da invariante procede diante da evolução do geossistema. As diversas transformações no estado dos geossistemas face à invariante permanente significam a sua dinâmica.
- 4.º) Na caracterização do meio natural verifica-se a convergência de dois princípios: *homogeneidade* e *diferenciação*. No processo de desenvolvimento natural desse domínio funcionam, ao mesmo tempo, os processos de homogeneidade e de diferenciação. Todas as classes de geossistemas com estrutura homogênea chamam-se *Geômeros* e os de estrutura heterogênea chamam-se *Geócoros*.

No processo da dinâmica os componentes naturais independentes revelam diferentes graus de mutabilidade. O mais mutável (especialmente sob influência do homem) torna-se crítico na organização estrutural do geossistema.

O critério espacial em Geografia tem significação especial. Toda categoria dimensional de geossistema (topológica, regional, planetária) possui suas próprias escalas e peculiaridades qualitativas da organização geográfica.

O tempo é avaliado por meio de ERAS. A transição do geossistema de um estágio temporal para outro significa EVOLUÇÃO (objeto da paleogeografia).

Na natureza observa-se uma variedade extraordinária de peculiaridades locais associada à considerável mobilidade dos geossistemas. A variedade dos geossistemas elementares é tão grande que se acha próxima do estado caótico, emergindo daí a necessidade da determinação das INVARIANTES do ambiente natural. Na dinâmica do sistema natural quando ocorrem transformações num dado período de Tempo, há sempre uma parte invariável. A alteração dessa invariante para formar estruturas variáveis ocorre lentamente durante o processo de evolução do geossistema.

Os processos de homogeneização e diferenciação do ambiente natural atuam no desenvolvimento do espaço geográfico. A diferenciação atua ao longo de toda a história do ambiente natural.

13.7.1. Unidades espaciais dos geossistemas

Cada categoria de geossistema se situa numa área definida num ponto do espaço terrestre. *Espaço*, assim como *tempo* — é um estado universal da matéria mas, em Geografia Física, o espaço terrestre e suas áreas de diferentes dimensões, significam o mesmo que os componentes críticos do geossistema.

a) A unidade espacial mínima de uma *biogeocenose* (geossistema elementar) como parte de um *fácies* é o espaço terrestre no qual a rotação de substâncias ocorre (Timofeev-Resovsky, 73).

No sentido horizontal abrange o território onde são encontrados os elementos que asseguram a unidade deste menor sistema (fatores micro-climáticos, uma célula de um sistema hidrográfico). No sentido vertical abrange a espessura de 20 a 50 metros. Essa unidade espacial mínima onde ocorre rotação de substâncias é sempre parte de outra maior à qual ela está hierarquicamente subordinada.

b) Merece também consideração o critério de unidade espacial mínima de um geossistema de *dimensões regionais*. O princípio funcional é sempre atuante e a rotação no sentido vertical abrange 2 km desde a parte superior da crosta terrestre até a atmosfera determinando a estrutura básica de um *geócoro*. O espaço do menor geócoro regional deverá incluir uma diversidade mínima de *geótopos*.

13.7.2. O princípio bilateral de classificação de geossistema

A elaboração de uma classificação de geossistema requer formulação conceitual, na qual se destacam duas noções básicas a, de "homogêneo" e de "diferenciado", noções essas que devem ser separadas em fileiras na classificação.

A noção de "homogêneo" se coaduna com a de áreas *homogêneas elementares* (biogeocenoses ou geômero elementar). Essa área homogênea é o ponto de partida para a classificação de geossistema. Áreas homogêneas similares unem-se em *fácies* e daí para classes superiores: *grupos e classes de fácies, geomas* etc., até formarem, em sua totalidade a classificação da *fileira dos geômeros*.

O *geômero elementar* ou biogeocenose exprime-se em pequenos espaços e só pode funcionar em interação com áreas homogêneas contíguas, pertencentes a outra *fácies*.

Na outra fileira da classificação situam-se as áreas diferenciadas. O menor número de parcelas de combinações territoriais de áreas homogêneas elementares, assegurando um mí-

nimo de condições para o seu funcionamento e manutenção do caráter (tônus) da geografia física, constitui o *geócoro elementar* ou área de diferenciação elementar.

Unindo geócoros elementares o conjunto vai integrar um *microgeócoro*, os *microgeócoros* se unem para formar o *mesogeócoro* (comunidades naturais singulares em territórios pequenos) e, estes últimos unidos, passam para a classe superior a dos *macrogeócoros* até constituir a *Província*, a mais importante divisão territorial do meio natural.

Todas as classes de geócoros constituem a fileira especial das áreas diferenciadas dos geossistemas. O quadro VII (elaborado por Sotchava, 78) exhibe a divisão taxonômica através de duas fileiras.

Quadro VII — *Divisão taxonômica do geossistema* (Segundo Sotchava)

FILEIRA DOS GEÔMEROS	ORDEM Dimensional	FILEIRA DOS GEÓCOROS	
Perspectiva dos tipos do meio natural (Perspectiva dos tipos <i>landschafts</i>)	PLANE-TÁRIO	Zona físico-geográfica	
Tipos de meio natural (tipos de <i>landschafts</i>)		Grupos de regiões físico-geográficas	
Classe de geomas		Subcontinentes	
Subclasse dos geomas	REGIONAL	Regiões físico-geográficas	
Grupo dos geomas		Com latitudes zonais	Com zoneamento vertical
Subgrupo dos geomas		Subzona natural	Província
Geoma		Distrito (<i>okrug</i>) (macrogeócoro)	
Classe fácies	TOPOLÓGICO	Topogeócoro (zonas)	
Grupo fácies		Mesogeócoro (zonas)	
Fácies		Microgeócoro (grupos determinados)	
Áreas homogêneas elementares (biogeocenose)		Áreas diversificadas elementares	

As duas fileiras a dos geômeros e a dos geócoros são independentes mas podem funcionar também em interdependência. Na ordem dimensional planetária as unidades do meio natural correspondem à "zona físico-geográfica".

As subclasses dos geômeros não raro se comunicam com os limites das regiões físico-geográficas.

Como via de regra as particularidades estruturais próprias dos fácies (fileira dos geômeros) mantêm-se ao nível do macrogeócoro (fileira dos geócoros).

Sotchava chama a atenção, para que não se veja união rígida entre as classes "aparentemente" correspondentes das duas fileiras, podendo entretanto a conexão entre o geócoro e o geômero, num mesmo nível se fazer, às vezes, espontaneamente. A correspondência não é absoluta entre classes homogêneas e heterogêneas apesar de se situarem em limite de confronto nas duas fileiras.

Áreas características para todos os geômeros são como enclaves incorporados na região de supremacia de seus geômeros vizinhos.

O geoma é da categoria dos geômeros, estando nos limites entre as divisões do meio natural regional e as dimensões topológicas. A par disso, todas as divisões da dimensão regional mostram a sua união com os *geomas*, seus subgrupos, grupos e subclasses. O geoma pode ser considerado como um requisito básico para uma divisão da fileira dos geômeros.

"Os geomas mostram a generalização das classes das fácies que se evidencia no desenvolvimento do processo de investigação. A par disto eles se separam dentro dos marcos do grupo e subgrupo dos geomas, que já lhes determina o ponto de vista geográfico-geral, entre estes o hidroclimático, o orográfico e outros. Os geomas destacam-se pelo indicio da ordem topológica, generalizando até ao nível regional. Diante da generalização do geoma, tomam-se em consideração todas as especifi-

idades estruturais das classes fácies, mas principalmente os seus componentes críticos estão na taiga: a mesoforma do relevo, a hidrotérmica, os solos e a vegetação". (Sotchava, 78, p. 8).

13.7.3. Critérios dinâmicos na classificação dos geossistemas

Procuramos resumir aqui as idéias de Sothava (78) sobre o tema: ... Qualquer geossistema, numa determinada etapa temporal, encontra-se em estado dinâmico. O ambiente natural do homem é um mosaico complexo, multicolorido e dinâmico. É muito difícil conhecê-lo e ordená-lo através de um enfoque unilateral. Somente é possível comparar geossistemas entre si e classificá-los tomando por base as suas transformações dinâmicas. Um dos axiomas da teoria de classificação dos geossistemas se refere à dinâmica: às estruturas primitivas, às mudanças de estado, e às funções de determinada univariante. As estruturas primitivas radicais e as suas mudanças de estado e modificações são chamadas de agentes exteriores (considere-se como ponto de partida os geossistemas elementares), ligando-se com um único núcleo matriz. Elas formam uma grande quantidade, cuja ordenação só é possível numa direção; classificar todas as mudanças de estado até a ligação recíproca com o núcleo-matriz (*fácies-radical*).

Com a *fácies-radical* ligam-se as primeiras parcelas da raiz, as *fácies obscuras* (transicionais) e as modificações produzidas por influência externa. Todo esse conjunto dinâmico é chamado *epifácies*.

A utilização plena da teoria das fileiras nos estudos sobre os geossistemas já está bastante adiantada. Entretanto somente se pode diagnosticar o ambiente através dos fundamentos dos estudos das estruturas primitivas (radicais) da *fácies*, que é ao mesmo tempo o núcleo da matriz da *epifície*.

A classificação dos geossistemas deve revelar a tendência dinâmica do meio natural, sem o que ela não pode servir às tarefas dos geógrafos atuais: os levantamentos, a descoberta de possibilidades e a revelação do *optimum* natural em que vive a sociedade humana. Ao problema da classificação dinâmica do geossistema, liga-se a questão sobre a idade do mesmo, ou seja da sua existência no "corte do tempo" durante o qual funciona a sua estrutura. A simples taxonomia dos geossistemas há muito tempo não tem mais sentido.

O enfoque genético (paleogeográfico) é importante mas não basta. Na tarefa de classificar é preciso ter em mente o passado e as perspectivas futuras da evolução do geossistema.

A utilização do critério dinâmico não se limita à esfera da *fácies* e *epifácies* mas generaliza-se à classe posterior. O grupo *epifácies* apresenta-se como o mais completo polissistema dinâmico.

A classificação, ainda que representando os limites principais do geossistema, caracteriza a sua mudança de estado.

O princípio das duas fileiras de classificação dos geossistemas introduz uma novidade na classificação baseada em correlações entre a tipologia e o zoneamento físico-geográfico. O zoneamento fica como uma importante tarefa para a Geografia física, mas a sua metodologia muda à luz dos conhecimentos modernos apoiados na teoria geral dos sistemas.

A classificação dos *geómeros* serve para a correção da classificação da fileira dos *geócoros*. O princípio da classificação depende da "*dimensão do geócoro*". Deve-se reservar ao "zoneamento" o sentido de classificação do território regional em sua dimensão planetária.

A esfera dos *geócoros* com vida terrestre — concernente à nossa natureza — é muito complexa. Há grande número de objetos variados e suas transformações dinâmicas com manifestações caóticas. Para se compreender a formação fundamental da paisagem é preciso abstrair o principal do secundário e separar a longa da curta experiência. Este caminho não é novo, este pensamento científico já possui um século. Ao evidenciar-se a lei fundamental do meio natural por meio da abstração básica do caótico, o grande papel pertence à classificação do geossistema. Tal classificação deve complementar-se com um programa de investigações experimentais, e utilizar, no curso de sua elaboração, a noção sobre invariante...

Numa tentativa de exemplificar (não se trata de aplicar a classificação de fileiras, pois, como ficou dito, ela exige fundamentos conceituais da teoria dos sistemas e investigações experimentais) aplicando os quadros de Sothava e fazendo correlação de seus modelos com nossas unidades naturais e regiões físico-geográficas, poderíamos situar, por exemplo, na escala de um *geómero elementar* (biogeocenose), uma planície aluvial alargada, de forma elíptica ou circular que constitui a cabeceira de drenagem de um canal de 1.^a ordem de grandeza, que integra um canal de 2.^a ordem, o qual se constitui em uma pequena bacia hidrográfica, tão comum nas áreas planálticas de cerrado do Brasil central.

No outro extremo, ainda na fileira dos *geómeros*, *classe de geomas*, poderíamos considerar a planície terciário-aternária Amazônica com sua cobertura florestal típica. Essa mesma classe *geoma*, no âmbito do regional e heterogêneo (fileira dos *geócoros*) coincidiria com o limite das regiões *físico-geográficas* e se correlaciona com a classificação de Sothava da classe — *geoma* — planície Euroasiática do *geómero* Taiga.

O estudo dos geossistemas tem grande futuro e proximamente será o mais importante método de aplicação da Geografia Física à solução de problemas de natureza sócio-econômica.

Os interessados nessa nova ótica da Geografia Física e no estudo e classificação do meio natural encontrarão na bibliografia deste capítulo mais e melhores subsídios para o seu conhecimento.

BIBLIOGRAFIA

- ASHBY, W. R. — General Systems Theory as a New Discipline. *General Systems Yearbook*, 3: p. 1-16, 1958.
- BERTALANFFY, L. von — The Theory of Open Systems in Physics and Biology. *Science*, 111: p. 23-29, 1950.
- BERTALANFFY, L. von — An Outline of General Systems Theory. *British Journal of Philosophical Science*, 1: p. 134-165, 1950.
- BERTALANFFY, L. von — Problems of General System Theory. *Human Biology*, 23: p. 302-312, 1951.
- BERTALANFFY, L. von — Teoria Geral dos Sistemas. Editora Vozes, Petrópolis, 351 p., 1973.
- BOULDING, K. — General Systems Theory — the Skeleton of a Science *General Systems Yearbook*, 1: p. 11-17, 1956.
- CHORLEY, R. J. — Geomorphology and General Systems Theory. *U.S. Geological Survey Prof. Paper*, (500-B) p. 1-10, 1962.
- CHORLEY, R. J. — The Drainage Basin as the Fundamental Geomorphic Unit. *Water, Earth and Man* (Chorley, R. J., organizer) Methuen & Co., London, p. 77-99, 1969.
- CHORLEY, R. J. — A Geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. *Notícia Geomorfológica*, 11 (21), p. 3-22, 1971.
- CHORLEY, R. J. e HAGGETT, P. — Modelos integrados em Geografia. Livros Técnicos e Científicos S.A. e EDUSP, Rio de Janeiro, 1974.
- CHORLEY, R. J. e HAGGETT, P. — Modelos físicos e de informação em Geografia. Livros Técnicos e Científicos S.A. e EDUSP, Rio de Janeiro, 1975.
- CHORLEY, R. J. and KENNEDY, B. A. — Physical Geography: A Systems Approach. Prentice Hall Inc. Co., London, 370 p., 1971.
- CHRISTOFOLETTI, A. — As características da Nova Geografia. *Geografia*, 1 (1): p. 3-33, 1976.
- CHRISTOFOLETTI, A. — Aspectos da análise sistêmica em Geografia. *Geografia*, 3 (6): p. 1-31, 1978.
- CHRISTOFOLETTI, A. — Análise de Sistemas em Geografia. *HUCITEC-EDUSP*, São Paulo, 106 p., 1979.
- DAVIS, W. M. — The Geographical Cycle. *Geographical Journal*, 14 (4): p. 481-504.
- DRUJININA, N. P. and KRAUKLIS, A. A. — To modelling the productive process of geosystem — *Investigation of taiga biota (problems, perspectives)*. Irkutsk, p. 27-44, 1973.
- DYAKONOV, K. N. — Approaches to the study of the stability and variability of processes in geosystems — *VII Conference on questions of landscape Science*. Perm. p. 14, 1974.
- GERENSCHUK, K. I. and TOPCHIEV, A. G. — About the structural-dynamic aspect in landscape research — *VII Conference on questions of landscape Science*. Perm. p. 10-12, 1974.
- GRIGG, D. — The Logic of Regional Systems. *Annals Assoc. American Geographers*, 55 (3): p. 465-491, 1965.
- HALL, A. D. and FAGEN, R. E. — Definition of Systems. *General Systems Yearbook*, 1: p. 18-26, 1956.
- HOWARD, A. D. — Geomorphological Systems: Equilibrium and Dynamics. *American Journal of Science*, 263 (4): p. 302-312, 1965.
- HOWARD, A. D. — Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. *Notícia Geomorfológica*, 13 (26): p. 3-20, 1973.
- ISACHENKO, A. G. — Dynamic aspects of present-day landscape — *VII Conference on questions of landscape Science*. Perm. p. 4-7, 1974.
- KARELA, P. and CHRISTOPHERSON, R. W. — Life geosystems or new life to physical geography. *Journal of Geography*, 71 (3): p. 140-146, 1972.

- KING, C. A. M. — Feedback Relationships in Geomorphology. *Geografiska Annaler*, 52A (3-4): p. 147-159, 1970.
- LEOPOLD, L. B. e LANGBEIN, W. B. — The Concept of Entropy in Landscape Evolution. *U.S. Geological Survey Prof. Paper*, (500-A): p. 1-20, 1962.
- MACIEL, J. — Elementos de teoria geral dos sistemas. Editora Vozes, Petrópolis, 404 p., 1974.
- MILLER, J. G. — Living Systems: Basic Concepts. *Behavioral Science*, 10: p. 193-237, 1965.
- NAVARRA, C. T. — Sistemas reais e sistemas conceituais. *Métodos em questão* (5): p. 1-14. IGUSP, São Paulo, 1973.
- ODUM, H. T. — Power, Environment and Society. Wiley-Interscience, New York, 331 p., 1971.
- SCHAEFER, F. K. — O excepcionalismo na Geografia: um estudo metodológico. *Boletim de Geografia Teórica*, 7 (13): p. 5-37, 1977.
- SCHUMM, S. A. and LICHTY, R. W. — Time, Space and Causality in Geomorphology. *American Journal of Science*, 263 (2): p. 110-119, 1965.
- SCHUMM, S. A. e LICHTY, R. W. — Tempo, espaço e causalidade em Geomorfologia. *Notícia Geomorfológica*, 13 (25): p. 43-62, 1973.
- SNYTKO, V. A. — About spacial-temporal models of natural regimes in geosystems. *Reports of the Institute of Geography of Siberia and Far East*, 45, p. 12-19, 1974.
- SOTCHAVA, V. B. — To the theory of classification of geosystems with terrestrial life. *Reports of the Institute of Geography of Siberia and Far East*, 34, p. 3-14, 1972.
- SOTCHAVA, V. B. — Systems paradigm in Geography. *Izvestia V. G. O.*, 5, p. 393-401, 1973.
- SOTCHAVA, V. B. — Geotopology as a section of the study about geosystems. *Topological aspects of the study about geosystems*. Novosibirsk p. 3-86, 1974.
- SOTCHAVA, V. B. — O estudo de geossistemas. *Métodos em questão* (16): p. 1-52, IGUSP, São Paulo, 1977.
- SOTCHAVA, V. B. — Por uma teoria de classificação de geossistemas de vida terrestre. *Biogeografia* (14): p. 1-24, IGUSP, 1978.
- SOTCHAVA, V. B., KRAUKLIS, A. A. and MIKHEEV, V. C. — Dynamics of the landscape and notion about the epifacies. *VII Conference on questions of landscape science*. Perm. p. 7-10, 1974.
- STODDART, D. R. — Geography and the Ecological Approach- the Ecosystem as a Geographic Principle and Method. *Geography*, 50: p. 242-251, 1965.
- STODDART, D. R. — Organism and Ecosystem as Geographical Models. *Models in Geography* (Chorley, R. J. and Haggett, P.). Methuen & Co., London, p. 511-548, 1967.
- STODDART, D. R. — Organismo e ecossistema como modelos geográficos. Modelos integrados em Geografia (Chorley e Haggett, organizadores). Livros Técnicos e Científicos Ltd., Rio de Janeiro, p. 87-100, 1974.
- STRAHLER, A. N. — Dinamic Basis of Geomorphology. *Geol. Soc. of America Bul.* 63: p. 923-938, 1952.
- STRAHLER, A. N. and STRAHLER, A. H. — Environmental Geoscience: Interaction between Natural Systems and Man. Hamilton Publ. Co. Santa Barbara, California, 511 p., 1973.
- TIMOFEEV-RESOVSKY, N. V. — An elementary biochorological unit the biogeocoenosis. *Essay on the study about populations* (N. V. Timofeev-Resovsky, A. Y. Yablokov, N. V. Glotov), p. 17-22, 1973.
- THORNESS, J. B. and BRUNSDEN, D. — Geomorphology and Time. Methuen & Co., London, 209 p., 1977.
- WHITTEN, E. H. T. — Process-Response Models in Geology. *Geol. Soc. of America Bull.*, 75 (5): p. 455-464, 1964.
- WOLMAN, M. G. and MILLER, J. P. — Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *Journal of Geology*, 68, p. 57-74, 1960.

FOTO 1 — tilito
Grupo Tubarão,
exibindo perturbações
locais com
dobramentos — Tietê
— SP.
— Foto do IBGE



FOTO 2 — Arenitos e
folhelhos — Série
Passa-Dois
— Guarapuava — PR.
— Foto do IBGE



FOTO 3 — Arenito
de estratificação
cruzada —
Faxinal PR.
— Foto do IBGE





FOTO 4 — Xisto metamórfico da Série São Roque — SP. — Foto do IBGE



FOTO 5 — Quartzito da Série Itacolomi com mergulho de 75° — Sinclinal da Moeda — Quadrilátero Ferrífero — MG. — Foto da autora

FOTO 6 — Rede de diaclasamento em diabásio — Piracicaba — SP. — Foto da autora

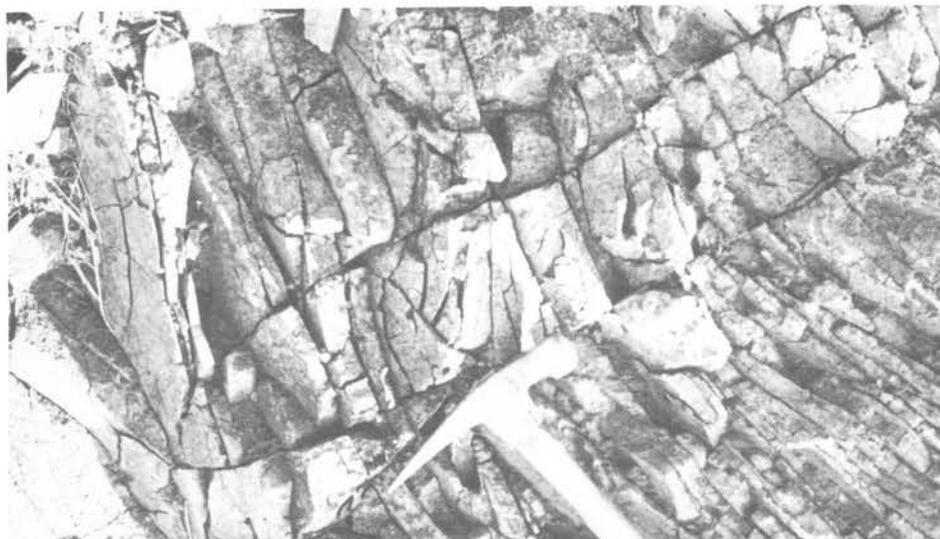




FOTO 7 — Cristas quartzíticas — Gandarela — MG. — Foto do IBGE.

FOTO 8 — Gruta calcária — Lagoa Santa — MG. — Foto do IBGE

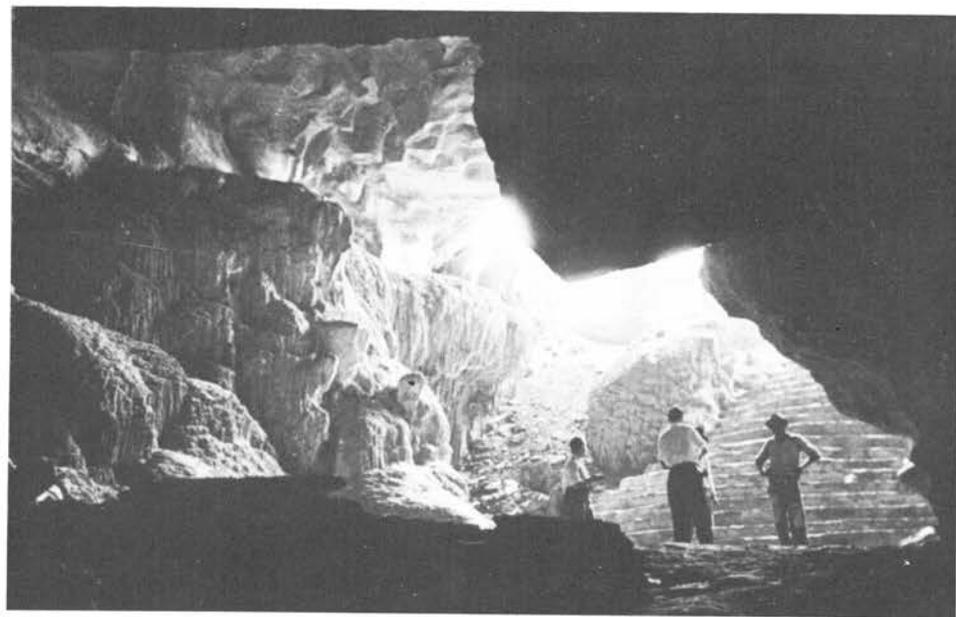


FOTO 9 — Vertentes convexas, fortemente inclinadas, escarpa granítica da Mantiqueira — ES.
Foto do IBGE





FOTO 10 — Campo de matações — S. Roque — SP. — Foto do IBGE



FOTO 11 — Esfoliação
com destacamento de
placas em vertentes
de 55°. Modelado
(granítico? gnáissico?)
— Teresópolis — RJ.
— Foto do IBGE

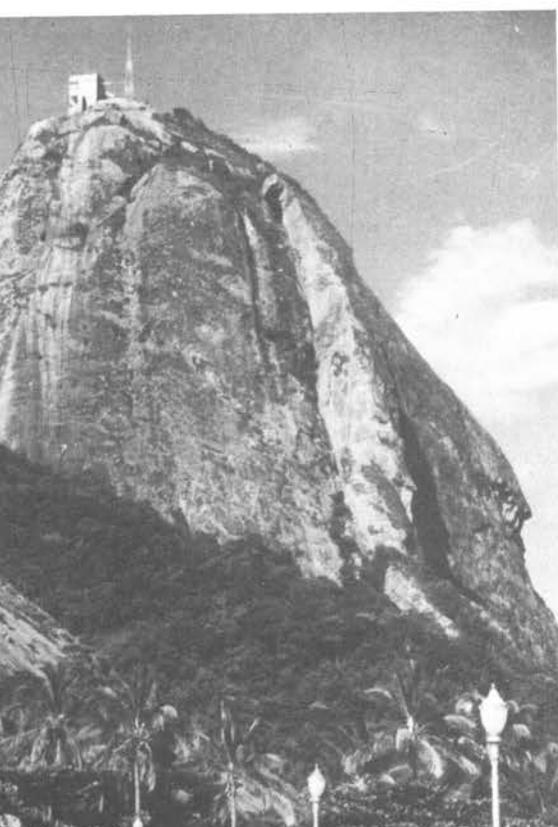


FOTO 12 — “Pão-de-
Açúcar” relevo residual
esculpido em
embrechito
— Rio de Janeiro — RJ
— Foto do IBGE

FOTO 13 — Relevo de mar de morros desenvolvido a partir de duas superfícies de aplainamento Município de Itatiba — SP. — Foto da autora



FOTO 14 — Morros — testemunhos resultantes de erosão diferencial em estrutura horizontal — Bahia. — Foto do IBGE

FOTO 15 — Chapada do Apodi — CE, mantida pelo calcário Jandaíra. Relevo de Cuestas desenvolvido em estrutura de Coastal plain. — Foto do IBGE.





FOTO 16 — Front da cuesta de S. Pedro — SP. A cornija vertical é sustentada pelo basalto (rético). O tálus côncavo foi entalhado no arenito Botucatu. A Depressão Periférica situada no plano inferior está escavada em sedimentos friáveis da Série Passa-Dois. O desenho retangular das escarpas é atribuído à atividade tectônica. — Foto da autora

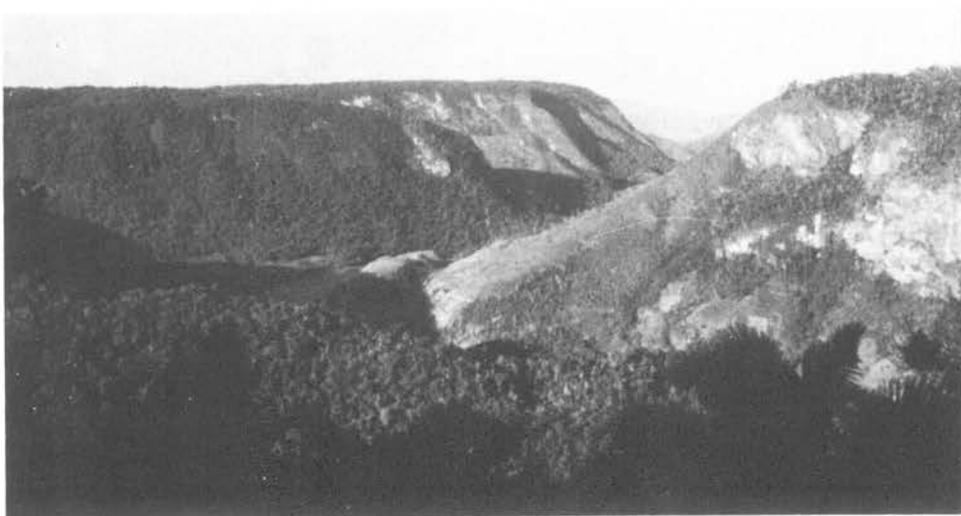


FOTO 17 — Percée obsequente entalhada nos sedimentos do Grupo Tubarão pela erosão regressiva do rio Itajai — Santa Catarina. — Foto do IBGE



FOTO 18 — Falhamento no arenito Bauru (cretácico) com rejeito de 4 metros km 261 da rodovia S. Carlos — Descalvado — SP. Evidência da tectônica moderna na Bacia do Paraná. — Foto da autora

FOTO 19 — Na linha do horizonte
o pico de Itacolomi (Ouro Preto),
é um hog-back de quartzito.
— Foto da autora

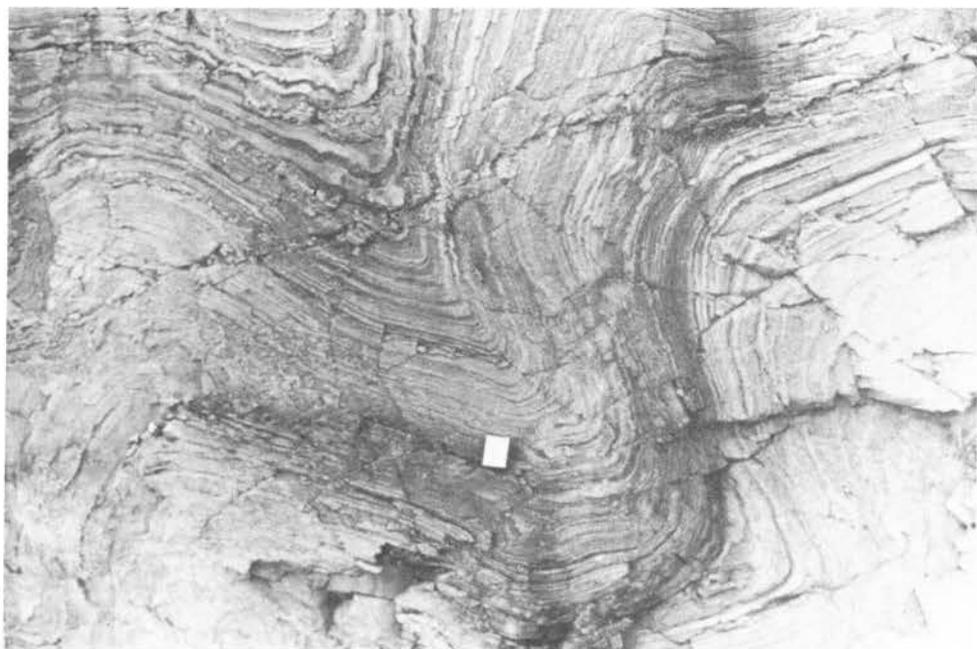


FOTO 20 — Microdobra exibindo anticlinal e sinclinal com plano axial inclinado,
em sedimentos do Grupo Tubarão. Tietê — SP. — Foto do IBGE

FOTO 21 — Dobra — falha em
itabiritos — Serra do Curral
— Belo Horizonte. — Foto da
autora





FOTO 22 — Borda de sinclinal alçado por erosão diferencial. Inversão de relevo. Marrocos.



FOTO 23 — Relevo pseudo Apalachiano, exibindo paralelismo das cristas na direção SW—NE. Serra do Mar em Angra dos Reis — RJ. — Foto do IBGE



FOTO 24 — Fecho do Funil — garganta epigênica (gap) aberta por rio perpendicular ao eixo dos dobramentos dos quartzitos ferruginosos — Quadrilátero ferrífero — MG. — Foto da autora



FOTO 25 — Escarpa herdada de falha ou frente dissecada de bloco falhado — Serra do Mar Rio de Janeiro — RJ. — Foto do IBGE

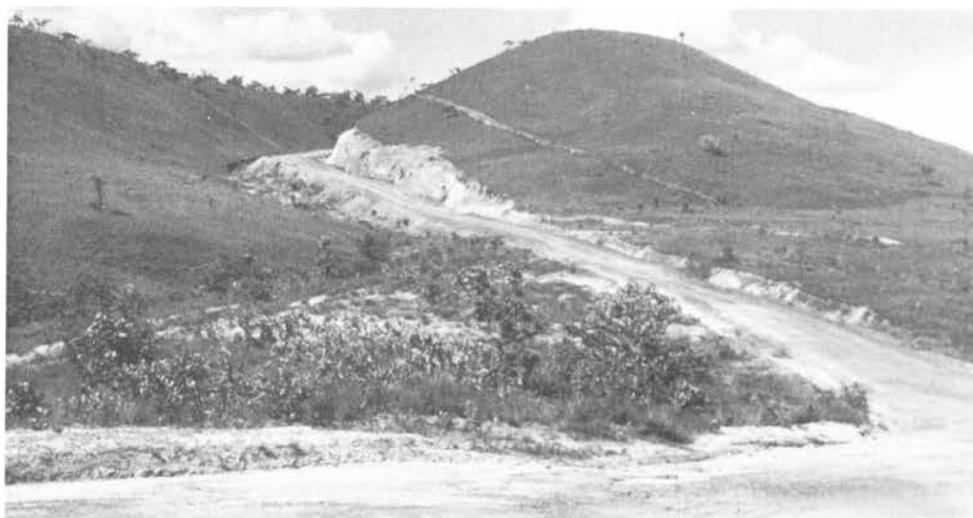


FOTO 26 — Colinas suavemente convexas em forma de meias laranjas. Planalto cristalino Goiano. — Foto do IBGE

FOTO 27 — Derrames sucessivos de lavas empilhadas num pacote efusivo de mais de 300 metros de espessura, entalhados pela erosão dão o relevo em escadaria (trapp), no planalto basáltico do Rio Grande do Sul. — Foto do IBGE





FOTO 28 — Relevo residual na borda do planalto basáltico, falhado, em Torres, RS.
— Foto do IBGE

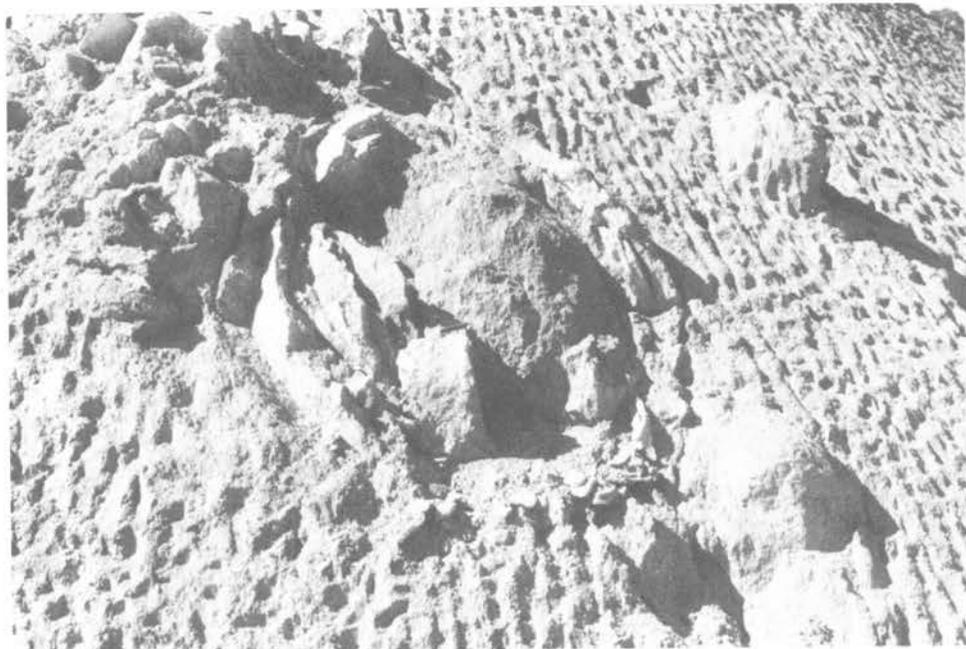


FOTO 29 — Bloco de granito decomposto por esfoliação. — Foto do IBGE

FOTO 30 — Conglomerado cimentado com limonita, Praia do Meio — Natal — RN.
— Foto do IBGE



FOTO 31 — Glacis recoberto de carapaça laterítica na Serra da Moeda, M. Gerais. As concreções ferruginosas identificadas pela vegetação de campos, permitiram a conservação da superfície póscretácica. — Foto da autora



FOTO 32 — “Marmitas” escavadas em leito granítico, ao longo de linhas de diáclases. Leito do rio Tietê em Salto de Itu — SP. — Foto do IBGE

FOTO 33 — Meandros livres inseridos na planície aluvial. Itabira — MG. — Foto da autora





FOTO 34 — Margem côncava de meandro de vale escavada em colinas graníticas. Margem convexa baixa e arenosa. Meandro do rio Paraíba à montante de Barra Mansa — RJ.
— Foto do IBGE



FOTO 35 — Duas superfícies de erosão elaboradas por pediplanação. Relevo "policíclico". A linha de cumeada corresponde à superfície cimeira cretácica; a superfície inferior ao pediplano Terciário, que está entalhado pela drenagem atual. Serra da Moeda — Minas Gerais. — Foto da autora



FOTO 36 — Perfil normal de encostas em vias de regularização, convexo no topo com concavidade incipiente na base. Colinas em granito na região de Bragança — São Paulo. — Foto da autora

FOTO 37 — Movimentos de massa rápidos em encostas com declive superior a 50° no interior de voçoroca em sedimentos quaternários da bacia de Rio Claro — SP. Foto da autora



FOTO 38 — Cicatrizes deixadas pelos deslizamentos ocorridos na escarpa da Serra do Mar em Caraguatatuba em 19-3-67 — SP. — Foto da autora



FOTO 39 — Superfície de aplainamento resultante de erosão lateral por escoamento de cheias (stream flood). Os materiais finos são carregados e o grosso constitui o pavimento detrítico de antigo leito do rio São Francisco na caatinga de Orocó — PE.





FOTO 40 — Voçoroca em sedimentos inconsolidados da bacia Pleistocênica de Rio Claro, SP em vertentes de 3° de declive. — Foto da autora

FOTO 41 — Pedimento obsequente elaborado em fase seca do Pleistoceno articulado ao front da Serra Itaqueri, Média Depressão Periférica Paulista. — Foto da autora





FOTO 42 — Inselberg mantidos por rochas resistentes — em estrutura monoclinal e pediplano. Milagres — BA. — Foto do IBGE



FOTO 43 — Cobertura detritica da porção jusante de um pedimento, situada 50 metros acima das várzeas. Piracicaba — SP. — Foto da autora

FOTO 44 — Relevo de meias laranjas, característico dos terrenos granítico-gnáissicos, destacando-se, no centro, pentões residuais de rochas mais resistentes. Rio Novo do Sul — ES. — Foto do IBGE





FOTO 45 — Cascalheira de quartzo e canga de origem torrencial e escoamento aureolar na base da Formação Rio Claro a 650 metros. — Foto da autora



FOTO 46 — Pedimentos obsequentes pleistocênicos desdobrados em patamares na Bacia de Rio Claro. O mais elevado (700 m) corresponde ao aplainamento Neogênico I e o inferior (660-650 m) ao aplainamento Neogênico II. — Foto da autora

ÍNDICE ANALÍTICO

A

Acumulação

- absoluta do ferro 78
- relativa do ferro 78

Alteração ferralítica 78

Aluvião 85, 114, 115, 119, 134

Aluvio-colúvio 118

Alvéolo 125

Anaclinal (obsequente) 38, 39, 41

Anatomia da paisagem 2

Anfibólitos 24

Anticlinal 45, 47

Apalachiano 48

Aplitos 27

Arcózio 22

Ardósia 22

Areia, arenito 22, 26

- modelado de arenito 27

Arena quartzosa 28

Argila, argilito 22, 25

- argilas cauliniticas 117

- argilas lateriticas 78, 79

- modelado das argilas 27

- minerais de argila 68

Áridas (regiões) 111

Arréica 94

Avalancha 101

B

Bacias sedimentares 33

"Bad lands" 28, 103

"Bajada" 118

Balanço morfogenético das encostas 80

Balanço de equilíbrio de desnudação 105

Banco de solapamento 91

Batólito 20, 29, 30, 60

Bauxita 69

Biócoros 113

Biogeocenose 160, 161

Biostasia 80

Biotita 24

Blenda (esfarelita) 24

"Bolson" 116

"Bowals" 80

Brecha

- de atrito 21, 54

- sedimentar 21

C

Cluse (gap ou boqueirão) 47, 48, 57

Colúvio 118, 119, 143

Combe 47

- competência da corrente 85

Compressão 53

Conglomerado 21, 22

Cornija 36, 37, 42, 117

Correntes de convecção 47

Corridas de lavas 63

Costão 41

Couraça ou carapaça laterítica 78, 79, 81, 125

Creep (rastejamento) 100, 102

"Crêt" 47

Crista isoclinal 44

Cuesta 38, 41, 42, 51

Cadeias dobradas 33

Calcário 22, 28

- oolítico 22

- relevo de calcário (cárstico) 28

Calcita 24

Calcopirita 24

Caliche 115

Canais anastomosados 86, 89

Canais fluviais 116

Cangas 126

Capa 54

Captura 89, 93

Carapaça ferruginosa 79, 124, 125

Carbonatação 69

Carga do leito 84

- em suspensão 84

- limite 85

Cataclinal (consequente) 38, 41, 44, 52, 63

Catena 7

Caulim 22, 24, 66

Caulinita 69, 78

Charneira 46

"Charriages" 45, 46, 47

Ciclo de erosão (erosivo) 93, 96

- fases 94

Circundesnudação 43

Clima

- ação direta sobre as rochas 111

- ação indireta sobre as rochas 111

Clímax 113

Clivagem 25

D

Declive de transporte 87

Decomposição química 123

Depósitos

- aluviais 116, 117, 120

- correlativos 97, 129, 136

- colúviais 117, 120

Depressão

ortoclinal ou subsequente 39
vulcano-tectônica 63

Deriva continental 12, 15

Desagregação 29

granular 77, 125
mecânica 76

Deslizamento 101

Desmoronamento (fluxo de terra) 101

Dessilicização 72

Discordância 40, 59

Dobra 44, 46

Dobramentos 44, 47

Dolomita 24

Dolomitos 22

Domo 50, 51, 62, 63, 125

Domínios morfoclimáticos brasileiros 128, 129

Dorsais oceânicos 11

Diabásio 21

Diáclases, diaclasamento 25, 26, 28, 30

Diagênese 65

Diorito 21

Dique marginal 85

Drenagem

anelar 52

antecedente 50, 55

anticlinal 49

baioneta 49

consequente ou cataclinal 38, 41, 50

inadaptada 42

insequente 36

ortoclinal ou subsequente 41, 49

padrões 89

radial 52, 63

ressequente 41

sinclinal 49

superimposta 48, 63

E

Efusivas 20, 61

Endorréico 94, 116

Endurecimento ferruginoso 78

Epíclio 97, 138

Epifácies 162

Epigeômero

Epirogenético 14, 94

Equilíbrio

desnudacional 105

morfoclimático 112, 113

Erosão

areolar 99, 116

fluvial 85, 24

lateral 103, 117

linear 83, 123

pluvial 100, 125

regressiva ou remontante 87, 89, 96, 115, 126

retomada 95

Escala(s)

de Atterberg 21

de grandeza espacial 8

Escarpa

de falha 54

herdada de falha 54

de linha de falha 54

Escoamento

de cheia (stream-flood) 103

difuso 100, 102, 118, 124, 127

laminar (sheet wash) 104

em lençol (sheet flood) 103, 118

Superficial 102, 112

Escórias vulcânicas 61

Escudos antigos 33, 59

Espelho de falha 54 (olhar)

Estepe 115

Estratificação 26

Estrutura 23, 25

concordante

— horizontal 35, 36

— inclinada (homoclinal) 35, 36

discordante 35, 36

dobrada 44

elementos da estrutura 23

falhada 52

maciça 25

oolítica 61

xistosa 22, 61

Evaporito 22

Esfoliação 27, 30, 75, 123

Exorreísmo 94

F

Facetas

trapezoidais 55

triangulares 55

Fácies

fácies-radical 162

"Feedback" 156, 159

Flanco

de dobra 46

Fall-line 55

Falha 52, 54, 56

espelho 54

rejeito 54

Feldspatos 24, 66

Fenocristais 20

Filões 61

Fisiologia da paisagem 2

Flexura 35

Florestas

Equatoriais 121

— formas de relevo 123

— processos de transporte 121

Mediterrâneas 115

Tropicais 121

Folhelho 22

Fonólito ou traquito 21

Força

bruta da corrente 84

líquida da corrente 84

Formas 123, 125
 embutidas 97
 funcionais 119
 iniciais 16
 sequenciais 16
 Formações 21
 superficiais 8, 129
 Fossa 45
 tectogênica 45
 tectônica 45, 54
 submarina 12, 14
 "Front" 38

G

Gabro 61
 Galena 24
 "Gap" ("cluse", garganta, boqueirão) 48, 50,
 57
 Gelivação 76, 77, 113
 Geocronologia 4, 5
 Geócoro 160, 161
 Geoma 161
 Geômero 160, 161
 Geomorfologia ambiental 149
 Geótopo 160
 Geotumor 45
 Geossinclinal 44
 Geossistema 155
 Gibbsita 69, 71
 Gipsita 24
 Glaciações 138
 "Glacis" 118
 de acumulação 118, 119
 coberto de erosão 118, 119
 Glacis-terraço 118
 Gnaisse 23
 relevo em gnaisses 27, 29
 Graben 54
 Granada 25
 Grandes conjuntos
 morfoclimáticos do globo 113
 zonas secas 114
 zonas intertropicais 118
 Granitos 26, 27, 60, 62
 relevo em granitos 27, 28, 29
 Granitização 60
 Granulito 27

H

Halita 22
 Hematita 24, 70
 Hidratação 70
 Hidrólise 68
 "Hog-backs" 44, 52
 Homoclinal 35
 Horst 54

I

Índice
 de dissecação do relevo 2
 de encaixamento dos vales 2
 de intemperismo 72
 Inossilicato 66, 67
 INPUT 155

Inselberg 119, 120, 127, 128
 Intemperismo ou meteorização 65, 115
 mecânico 75, 78
 químico 65
 Interestratificação 61
 Intrusiva 60
 Invariante
 Inversão de relevo 29, 47, 63, 81
 Isoclinal 44
 Isomorfismo 24
 Isostasia 14, 45
 Itabirito 23
 Itacolomito 23

J

Janela 47
 Jurássico 47

K

"Knick" 119, 120, 127

L

Lacolitos 61
 Lapa 54
 Lateritização 78
 Laterita 78, 79
 Latossolo 79, 123
 Lavagem pluvial (rain-wash) 104
 Leito fluvial 86
 canal de estiagem 86
 maior 86
 ordinário ou normal 86
 Limonita 24, 70

M

Maçiços antigos 59, 60
 rejuvenescidos 59
 Macrogeócoro 161
 Magnetita 24
 Manto 13, 45
 Mar de morros (meias laranjas) 30, 62, 123
 Marga 27
 "Marmitas" 86
 Matações ("boulders") 28, 29, 30, 62
 Meandros 89, 91, 92
 livres ou divagantes 91
 de planície aluvial 91
 de vale 91
 Megageócoro 161
 Mesas 36, 63
 Mesogeócoro 161
 Metamorfismo 60, 62
 Metassedimento 22
 Meteorização ou intemperismo 65, 71
 Métodos em geomorfologia 3, 4, 5
 Micas 24
 Microgeócoro 161
 Migmatitos 61
 Milonito 53, 62
 Milonitização 54
 Mineral(ais) 23
 constituintes das rochas 23
 essenciais 20
 Modelo em escala reduzida 3
 Mohorovicic (Moho) 13, 14

"Monadnocks" 94
Monoclinal 35
Monogênica 42
Montmorilonita 69, 77
Morro testemunho 39
Movimento de massa ou gravitacionais 101

N

"Neck" 63
Nefelina 25
Nesosilicatos 66, 67
Nife 13
Nível de base
 final de erosão 2, 83
 local 87, 96
"Nunatacks" 30

O

Obseqüente (anaclinal) 38
Obsidiana 21
Olivina 25, 61
Orogenético 14, 94
Orogênese 45
Ortoclinal (subseqüente) 39, 41, 52
OUTPUT 155
Oxidação 69
Oxisols 79

P

Pães-de-açúcar 30, 62, 125
Padrões de drenagem 90
Paleoclimas 133
Paleopavimento 139
Paleossolos 134
Paleovertentes 130
Pedimento 103, 107, 118, 119, 120, 140
 detritico 119, 120, 138
Pedimentação 136, 137
Pediaplano 95, 133
Pediplanação 120, 136
Pedogênese 77, 127
Pegmatito 20
Pelágicos 44
Pelito 21
Peneplanização 94
"Percée" (gap) 38, 63
Peridoto (olivina) 25
Peridotito 21
Perfil
 de equilíbrio dos rios 84, 86, 88
 de equilíbrio das vertentes 104
 longitudinal 125
Pirita 24
Piroxênios 24
Planícies
 aluviais 118
 de inundação 85
Plano
 axial (dobras) 46
 de falha (de cizalhamento) 52
Plataforma continental 11
"Playa" 116, 117, 138
Plintita 79
Policíclico 95
Poligênico 42, 95
Poliformismo 24

Processos

areolares 99, 116, 130
azonais 111
endógenos 11
exógenos 99
extrazonais 120
morfoclimáticos ou morfogenéticos 111, 115,
 121
 polizonais 112
 de transporte 123, 125
 zonais 112
Psamito 21
Psefito 21

Q

Quartzo 24
 pórfiro 21
Quartzito 22, 26, 27
 relevo de quartzito 27
Quelação 70

R

Rádio-isótopo 5
Rastejamento
 (creep) 100, 102, 104, 124
Regressão
 depósitos 34
Rejeito 53
Rejuvenescimento do Relevo 94, 95
Relevo
 Apalachiano 48
 em arenitos 27
 em argilas margas e xistos 26, 27, 62
 em calcários 26, 28
 de cuevas 38, 42, 63
 de domos 50
 em estrutura falhada 52
 em estrutura vulcânica 62
 Jurássico 47
 em gnaisse 27, 29, 62
 de mar de morros 30, 62
 policíclico 94, 95
 poligênico 94, 95
 rejuvenescido 94
 em rochas cristalinas 28, 62
 em rochas cristalofilianas e
 metamórficas 62
 em rochas granitóides 27, 28, 29, 30
 tabular 36
Resseqüente 41
Resistasia 80
Retomada erosiva 87, 94
Retroalimentação 156, 159
Reverso 38, 41
"Rift valey" 12, 15, 55
Rios
 anastomosados 92
 antecedentes 49
 anticlinais 48
 em equilíbrio 88
 meandrantas 92
 sinclinais 48
Riolito 21

Rochas

- ácidas 21
 - básicas 21
 - clásticas 21
 - cristalinas 25, 26, 59, 60, 62
 - de maciço 60
 - de filão 60
 - cristalofilianas 60, 62
 - hipabissais 20
 - intrusivas ou plutônicas 21, 60
 - melanocráticas 20
 - mesocráticas 20
 - metamórficas 22, 62
 - mudanças na composição 67
 - neutras 21
- propriedades
- químicas 24
 - geomorfológicas 25
- sedimentares 21
- vulcânicas ou efusivas 21, 61
- Ruz 47

S

- Saltação pluvial 124
- Savanas 123, 124
 - pedogênese 125
 - processos de erosão 125
 - formas de relevo 125
- “Serrage” 44
- Sial 13, 14, 45
- Sienito 21
- Silex 22
- Silicatos 66, 68
- Sill 61
- Siltito 22
- Sima 13, 14, 45
- Sinclinais 45, 47
 - alçados 47

Sistema

- de energia 157
- controlados 159
- controladores 156
- universo dos sistemas 156
- Solifluxão 102, 106, 124

Solos

- ação sobre o relevo 112
- evolução 77
- lateritizados 79, 121

Solução 70

- Subseqüente (ortoclinal) 39, 41
- Subsidência 14
- Superfície de agradação 117, 136
 - de erosão 62, 134
 - estrutural 36, 41
 - poligênica 95

- Superimposição da drenagem 42, 44, 50, 54 63

Tálus 39, 42, 102 T

- Tectossilicatos 66, 67
- Tectônica de placas 16

Tensão 53

- Terraços 117, 134, 142
 - aluviais 96
 - pedimentados 117, 119
 - poligênicos 91
 - rochoso 96

Textura

- afanítica 20
- equigranular 20
- folhada 26
- porfiritica 20
- vesicular 20
- vitrea 20
- xistosa 22

Tilito 22

- Tinguaito 21
- Torrentes em lençol 125

Transgressão

- depósitos 33

Transporte

- com água 102
- em arrastamento 84
- de gravidade 100, 101
- em saltação 84
- em suspensão 84
- sobre vertentes 121, 122

Traquito ou fonólito 21

U

Uniformitarismo 1

V

Vale

- de linha de falha 54

Varvas 5

Vazão ou débito 83

Vegetação

- ação sobre o relevo 111
- xerofítica 115

Vertente graduada 103, 104, 106

Vulcões 61, 62, 63

W

Wegener (teoria) 15

X

Xerofítica 115, 125

Xerotérmico 131

Xisto 22, 26, 28, 62

- relevos de xistos 27

Xistosidade 25, 60, 62

Z

Zonal 112