



EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA

# GEOMORFOLOGIA 1 INTEMPERISMO, EROSÃO E PROCESSOS EM VERTENTES

André Augusto Rodrigues Salgado

EDITORAufmg

**GEOMORFOLOGIA I**  
**INTEMPERISMO, EROSÃO**  
**E PROCESSOS EM VERTENTES**



## **UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**

Reitor: Ronaldo Tadêu Pena

Vice-Reitora: Heloisa Maria Murgel Starling

### **Pró-Reitoria de Graduação**

Pró-Reitor: Mauro Braga

Pró-Reitora Adjunta: Carmela Maria Polito Braga

Coordenadora do Centro de Apoio à Educação a Distância:

Maria do Carmo Vila

### **EDITORA UFMG**

Diretor: Wander Melo Miranda

Vice-Diretora: Silvana Cóser

### **Conselho Editorial**

Wander Melo Miranda (presidente)

Carlos Antônio Leite Brandão

Juarez Rocha Guimarães

Márcio Gomes Soares

Maria das Graças Santa Bárbara

Maria Helena Damasceno e Silva Megale

Paulo Sérgio Lacerda Beirão

Silvana Cóser

ANDRÉ AUGUSTO RODRIGUES SALGADO

**GEOMORFOLOGIA I  
INTEMPERISMO, EROSÃO  
E PROCESSOS EM VERTENTES**

Belo Horizonte  
Editora UFMG  
2009

© 2009, André Augusto Rodrigues Salgado

© 2009, Editora UFMG

Este livro ou parte dele não pode ser reproduzido por qualquer meio sem autorização escrita do Editor.

---

S164g Salgado, André Augusto Rodrigues.  
Geomorfologia I : Intemperismo erosão e processos em vertentes/ André Augusto Rodrigues Salgado.  
– Belo Horizonte : Editora UFMG, 2009.  
2 v. : il. -- (Educação a Distância)

Inclui referências.

ISBN: 978-85-7041-736-7

Conteúdo: v. 1. Intemperismo, erosão e processos em vertentes. -- v. 2. Processos fluviais e superfícies de aplainamentos.

1. Geomorfologia. I. Título. II. Série.

CDD:551.4  
CDU:551.4

---

Elaborada pela DITTI - Setor de Tratamento da Informação da Biblioteca Universitária da UFMG

Este livro recebeu apoio financeiro da Secretaria de Educação a Distância do MEC.

COORDENAÇÃO DE PRODUÇÃO DE TEXTOS DE GEOGRAFIA: Valéria Amorim do Carmo

ASSISTÊNCIA EDITORIAL: Euclídia Macedo

EDITORAÇÃO DE TEXTOS: Maria do Carmo Leite Ribeiro

REVISÃO DE PROVAS: Karen M. Chequer

ATUALIZAÇÃO ORTOGRÁFICA: Karen M. Chequer

PROJETO GRÁFICO: Eduardo Ferreira

FORMATAÇÃO, CAPA: Lucas Alcântara Machado

DESENHO E FOTOGRAFIA: André Salgado, Bruno Marent, Ronald Salgado e Vitor Moura

PRODUÇÃO GRÁFICA: Warren Marilac

#### EDITORA UFMG

Av. Antônio Carlos, 6.627 - Ala direita da Biblioteca Central - Térreo

Campus Pampulha - 31270-901 - Belo Horizonte - MG

Tel.: + 55 31 3409-4650 - Fax: + 55 31 3409-4768

www.editora.ufmg.br - editora@ufmg.br

#### PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO

Av. Antônio Carlos, 6.627 - Reitoria - 6º andar

Campus Pampulha - 31270-901 - Belo Horizonte - MG

Tel.: + 55 31 3409-4054 - Fax: + 55 31 3409-4060

www.ufmg.br - info@prograd.ufmg.br - educacaoadistancia@ufmg.br

Os Cursos de Graduação da UFMG, modalidade a distância, foram concebidos tendo em vista dois princípios fundamentais. O primeiro se refere à democratização do acesso à educação superior; o segundo consiste na formação de profissionais de alto nível, comprometidos com o desenvolvimento do país.

A coletânea da qual este volume faz parte visa dar suporte aos estudantes desses cursos. Cada volume está relacionado com um tema, eleito como estruturante na matriz curricular. Ele apresenta os conhecimentos mínimos que são considerados essenciais no estudo do tema. Isto não significa que o estudante deva se limitar somente ao estudo do volume. Ao contrário, ele é o ponto de partida na busca de um conhecimento mais amplo e aprofundado sobre o assunto. Nessa direção, cada volume apresenta uma bibliografia, com indicação de obras impressas e obras virtuais que deverão ser consultadas à medida que se fizer necessário.

Cada volume da coletânea está dividido em aulas, que consistem em unidades de estudo do tema tratado. Os objetivos, apresentados em cada início de aula, indicam as competências e habilidades que o estudante deve adquirir ao término de seu estudo. As aulas podem se constituir em apresentação, reflexões e indagações teóricas, em experimentos ou em orientações para atividades a serem realizadas pelos estudantes.

Para cada aula ou conjunto de aulas, foi elaborada uma autoavaliação com o objetivo de levar o estudante a avaliar o seu progresso e a desenvolver estratégias de metacognição ao se conscientizar dos diversos aspectos envolvidos em seus processos cognitivos. A autoavaliação auxiliará o estudante a tornar-se mais autônomo, responsável, crítico, capaz de desenvolver sua independência intelectual. Caso ela mostre que as competências e habilidades indicadas nos objetivos não foram alcançadas, o aluno deverá estudar com mais afinco e atenção o tema proposto, reorientar seus estudos ou buscar ajuda dos tutores, professores especialistas e colegas.

Agradecemos a todas as instituições que colaboraram na produção desta coletânea. Em particular, agradecemos às pessoas (autores, coordenador da produção gráfica, coordenadores de redação, desenhistas, diagramadores, revisores) que dedicaram seu tempo e esforço na preparação desta obra que, temos certeza, em muito contribuirá para a educação brasileira.

*Maria do Carmo Vila*  
*Coordenadora do Centro de Apoio à Educação a Distância*  
*UFMG*



**MÓDULO I INTRODUÇÃO À GEOMORFOLOGIA**

Aula 1	Introdução. . . . .	13
Aula 2	Sistemas geomorfológicos . . . . .	19

**MÓDULO II INTEMPERISMO, EROSÃO E DENUDAÇÃO**

Aula 3	Intemperismo químico . . . . .	25
Aula 4:	Reações que causam o intemperismo químico . . . . .	31
Aula 5	Intemperismo físico. . . . .	35
Aula 6	Erosão . . . . .	41
Aula 7	Denudação . . . . .	45
Aula 8	Crostras . . . . .	49
Aula 9	Relevo cárstico . . . . .	53

**MÓDULO III PROCESSOS EM VERTENTES**

Aula 10	Noções iniciais acerca das evoluções das vertentes. . . . .	65
Aula 11	Escoamento pluvial, ravinas e voçorocas. . . . .	71
Aula 12	Movimentos de massas . . . . .	77
Aula 13	Pavimentos detríticos e stone-lines . . . . .	83
	Referências . . . . .	89
	Sobre o autor. . . . .	93

	MÓDULO I	
1.1	Representação esquemática da interação entre forças endógenas e exógenas na modelagem do relevo terrestre. . . . .	14
1.2 A	Escala de tempo geológico . . . . .	15
1.2 B	Escala de tempo geológico com ênfase no Cenozoico. . . . .	15
1.3	Camadas de calcário inclinadas pela tectônica em Sisteron sul da França, área do pré-Alpes . . . . .	17
1.4	Formas arredondadas em região de clima tropical: pães de açúcar em Itaipava, Distrito de Petrópolis/RJ). . . . .	18
1.5	Vertente dividida em seus diversos segmentos. . . . .	20
1.6	Bacia hidrográfica e interflúvio . . . . .	21
1.7	Limites de bacias superficiais diferentes dos limites subsuperficiais em razão da existência de camadas inclinadas . . . . .	22
	MÓDULO II . . . . .	23
2.1	Solo, manto de alteração e rocha sã . . . . .	26
2.2	Zonas de água no manto de alteração. . . . .	27
2.3	Relação esquemática entre duração de uma precipitação e intensidade da $f_p$ . . . . .	27
2.4	Zona de alterações isovolumétricas no manto de alteração . . . . .	33
2.5	Pão de açúcar em Lumiar (Distrito de Nova Friburgo/RJ) . . . . .	36
2.6	Árvores e arbustos nos quais as raízes crescem entre fraturas da rocha calcária nos Calanques, em Marselha, sul da França. . . . .	37
2.7	Ranhuras e marmitas no leito do Rio do Sono. . . . .	38
2.8	Depósito glacial no Vosges, nordeste da França. . . . .	39
2.9	Vale de origem glacial no maciço central da França . . . . .	39
2.10	Falésia em Cassis, sul da França . . . . .	40
2.11	Soleira geomórfica vista em perfil . . . . .	42
2.12	Soleira geomórfica vista através de bloco diagrama. . . . .	43
2.13	Desenho esquemático demonstrando como o ganho/perda de massa pode causar movimentos tectônicos. . . . .	47
2.14 A, B, C	- Processo de formação das crostas lateríticas. . . . .	50

2.15	Crosta laterítica no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais . . .51
2.16	Detalhe da crosta laterítica no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais. . . . .51
2.17	Salão e espeleotemas na Toca da Barriguda em Campo Formoso/BA . . . . .55
2.18	Estalactites, estalagmites e colunas (ao fundo e à direita) em caverna turística no Languedoc, sul da França. . . . .55
2.19	Lapiás na Serra do Ramalho na Bahia . . . . .56
2.20	Dolina na região do Gandarela, Minas Gerais. . . . .56
2.21 A, B, C	Desenho esquemático que representa a coalescência de dolinas dando origem a uma uvala. . . . .57
2.22	Uvala na região do Gandarela, Minas Gerais . . . . .58
2.23	Sumidouro na gruta Terra Ronca em São Domingos/GO . . . . .59
2.24	Ressurgência cárstica em Fontaine de Vaucluse, Provença, sul da França. . . . .60
2.25	Em Fontaine de Vaucluse, Provença, poucos metros após ressurgir, o rio já se apresenta volumoso . . . . .60
2.26	Evolução do pseudocarste no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais. . . . .61
	 MÓDULO III. . . . .63
3.1	Vertentes típicas dos Alpes franceses. . . . .66
3.2	Vertentes sob substrato quartzítico na Serra do Gandarela, Minas Gerais. . . . .66
3.3	Vertentes típicas das regiões mediterrâneas, no sul da França . . . .67
3.4	Distribuição típica de elúvio e colúvios ao longo de uma vertente .68
3.5 A, B, C	Gênese das demoiselles. . . . .69
3.6	Demoiselles com vários metros de altura, em Provença, sul da França. . . . .70
3.7	Desenho esquemático diferenciando ravinas de voçorocas . . . . .72
3.8 A	Geoforma erosiva: ravina na Serra do Gandarela, Minas Gerais. . . . .73
3.8 B	Geoforma erosiva: voçoroca de grandes dimensões em Cachoeira do Campo, distrito de Ouro Preto/MG . . . . .73

3.9 A, B	Rastejo .....	.78
3.10	Escorregamento translacional .....	.79
3.11	Escorregamento rotacional .....	.80
3.12 A, B	Queda de blocos .....	.81
3.13	Stone-line .....	.83
3.14 A, B, C	Stone-line de origem alóctone – mudança climática. ....	.84
3.15 A, B, C	Stone-line de origem alóctone – térmitas .....	.85
3.16 A, B, C	Stone-line de origem autóctone .....	.86
3.17 A, B, C, D	Stone-line de origem autóctone/alóctone. ....	.87

**MÓDULO I**  
**INTRODUÇÃO À GEOMORFOLOGIA**



## INTRODUÇÃO

### Objetivos

Entender o que é Geomorfologia e qual o seu objeto de estudo. Conhecer quais são as forças que constroem o relevo e compreender como elas agem na modelagem da superfície terrestre.

Em 1899, o geólogo norte-americano William Morris Davis elaborou um modelo, denominado de “Ciclo Geográfico Ideal” (Davis, 1899), a fim de elucidar a **gênese** e os **processos** que moldaram as diferentes **formas** que compõem a superfície do Planeta. Esse modelo é considerado por muitos pesquisadores o início do ramo da ciência conhecido como **Geomorfologia** (Valadão, 1998), isto é, o estudo da morfologia (relevo) da Terra. Deve-se ressaltar que, mesmo após um século de seu surgimento, as preocupações da Geomorfologia, em linhas gerais, ainda são as mesmas presentes no trabalho de Davis (1899). Ou seja, a Geomorfologia continua sendo o ramo da ciência que tenta responder a questões como estas: Qual a gênese do relevo terrestre? Quais os processos que esculpem esse relevo? Como evoluem as superfícies continentais? Como o relevo e a paisagem natural se transformam? Quais os resultados e respostas desse relevo, dessa paisagem e desses processos frente à ação antrópica?

Para responder a essas questões, é necessário compreender que o relevo terrestre se localiza no contato da crosta com a atmosfera planetária. Por consequência, é o resultado do embate de forças oriundas desses dois sistemas: forças endógenas e exógenas. Por forças endógenas, podemos compreender o **tectonismo**, as diferentes **litologias**, a **estrutura** etc. Por forças exógenas, o **clima**, a **atividade biológica** e a própria **atividade antrópica**. Logo, é pela interação dessas diversas forças que, ao longo do tempo e do espaço, a superfície terrestre evolui, se modifica e é moldada. Deve-se ressaltar que o relevo é o resultado do equilíbrio dinâmico entre essas forças e não é apenas influenciado por elas (Figura 1.1). Sendo assim, na mesma medida em que, por exemplo, uma cadeia de montanhas sofre a influência do clima, ela também influencia o próprio clima, visto que interfere na direção e na disposição dos ventos, na distribuição da umidade na superfície terrestre etc. Logo, o relevo não é somente o resultado dos processos que o moldam, pois ele também interfere diretamente na ação desses processos.

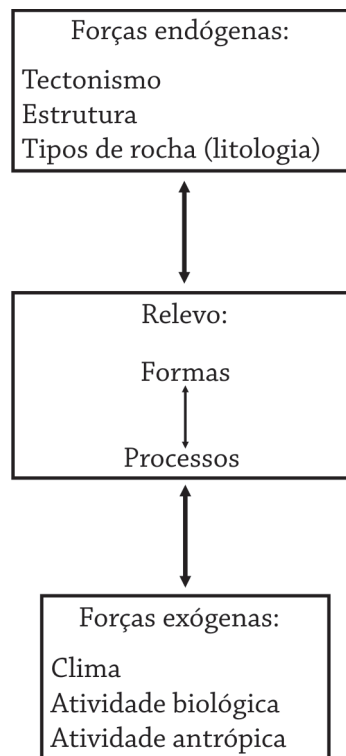


Figura 1.1 - Representação esquemática da interação entre forças endógenas e exógenas na modelagem do relevo terrestre

Áreas onde ocorre significativa **atividade tectônica** possuem o relevo movimentado e montanhoso. Por outro lado, as áreas com baixa atividade tectônica apresentam modelado suave, geralmente sem grandes diferenças de cota entre o topo das elevações e os fundos de vale. Isto acontece, pois, embora o tectonismo ocorra em toda a superfície do Planeta, sua atuação tem intensidade variável. Nas áreas orogênicas (limites convergentes de placas tectônicas), o esforço tectônico tende a soerguer as altas cadeias de montanha, como, por exemplo, os Andes e o Himalaia. No outro extremo, as áreas cratônicas se caracterizam por possuir estabilidade tectônica desde o Pré-Cambriano (Figura 1.2 A, B), fato que faz com que a erosão e o intemperismo, ao longo do tempo geológico, já tenham suprimido boa parte das irregularidades do relevo. Entre esses dois extremos, existe uma série de possibilidades de intensidade do tectonismo. Para cada uma dessas possibilidades, o relevo apresentará uma resposta. De modo geral, essa resposta ocorrerá da seguinte forma: quanto maior o tectonismo, mais dissecado e movimentado será o relevo; quanto menor a atividade tectônica, mais suave tenderá a ser o modelado.

ÉON	ERA	PERÍODO	IDADE(Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	0
		Terciário	1,8
	Mesozoico	Cretáceo	65
		Jurássico	144
		Triássico	206
	Paleozoico	Permiano	250
		Carbonífero	300
		Devoniano	354
		Siluriano	409
		Ordoviciano	439
PRÉ-CAMBRIANO	Proterozoico	Superior	510
		Médio	900
		Inferior	1.600
	Arqueano	2.500	
Hadeano	4.000		
			4.600

Figura 1.2 A - Escala de tempo geológico

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE (Ma)	
Cenozoico	Quaternário	Holoceno	0	
		Pleistoceno	0,15	
	Terciário	Neógeno	Plioceno	1,8
			Mioceno	23,7
		Paleógeno	Oligoceno	
	Eoceno			
	Paleoceno		65	

Figura 1.2 B - Escala de tempo geológico com ênfase no Cenozoico

A **litologia** interfere na evolução do relevo, pois os diferentes tipos de rochas apresentam resistências diversas frente aos processos intempéricos e erosivos. Logo, regiões com rochas resistentes como substrato, por exemplo, quartzitos e itabiritos, tenderão a ser menos erodidas do que regiões moldadas sobre rochas mais frágeis, por exemplo, granitos-gnaisses, xistos, calcários ou filitos. Além disso, os diversos tipos de rochas apresentam diferentes resistências frente aos processos mecânicos e geoquímicos. As rochas carbonáticas são um bom exemplo disso, pois, apesar de serem frágeis frente ao intemperismo químico, apresentam maior resistência diante do intemperismo mecânico. Desse modo, a litologia interfere não apenas na intensidade dos processos, mas também na forma como estes atuam sobre a superfície terrestre.

A **estrutura** diz respeito à maneira como as rochas estão “organizadas”, bem como ao sistema de falhas e fraturas. Muitas rochas possuem sua origem sedimentar na forma de camadas horizontais. Porém, ao longo do tempo geológico, essa posição horizontal foi alterada e deformada pela tectônica (Figura 1.3). Conforme foi visto, a tectônica é uma força constante. Consequentemente, ela atua sobre as rochas, **moldando-as** e **deformando-as**, e assim interferindo no relevo. Fora isso, a tectônica favorece a ocorrência de falhas geológicas que marcam o contato entre diferentes blocos. Essas falhas constituem zonas de fraqueza que podem favorecer não só uma erosão mais intensa, como também a instalação de cursos fluviais, além de orientar a organização da rede de drenagem a nível regional.



Figura 1.3 - Camadas de calcário inclinadas pela tectônica em Sisteron, sul da França, área do pré-Alpes

O **clima** é importante na evolução do relevo visto que a água e a temperatura constituem dois dos principais agentes geomorfológicos. O clima influencia não só na intensidade e na velocidade dos processos erosivos – de modo geral, quanto mais água houver no sistema, mais veloz será o intemperismo e a erosão –, como também na forma como eles atuam. Regiões secas tendem a apresentar as vertentes angulosas. Por sua vez, as vertentes das regiões úmidas geralmente são bem arredondadas (Figura 1.4).



Figura 1.4 - Formas arredondadas em região de clima tropical: pães de açúcar em Itaipava, Distrito de Petrópolis/RJ

A **atividade biológica** é também importante na evolução do relevo, visto que a ação mecânica dos seres vivos, bem como a ação dos ácidos orgânicos, favorece não apenas o intemperismo mecânico, mas também o químico. Fora isso, a vegetação interfere diretamente no escoamento e na erosão pluvial, assim como nas taxas de infiltração de água no solo. Logo, a atividade biológica possui relevante influência sobre os processos que moldam a superfície terrestre.

Por fim, a **atividade antrópica**, principalmente após a Revolução Industrial, tem modificado intensamente a evolução do modelado terrestre, seja através da construção de barragens, da canalização de cursos fluviais, da alteração e da supressão da vegetação natural de uma região, ou de uma série de outras interferências. A atividade antrópica tem se caracterizado cada vez mais por alterar os processos naturais que moldam o relevo. Sendo assim, hoje em dia, essa atividade já pode ser considerada como uma das principais forças exógenas.

## SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS

### Objetivos

Compreender o que são os sistemas na Geomorfologia e a sua importância. Compreender a razão das vertentes e das bacias hidrográficas se constituírem como os principais sistemas geomorfológicos.

Para melhor compreender a dinâmica evolutiva da superfície terrestre, é necessário delimitar um sistema restrito onde se possa verificar, com maior detalhe, a atuação dos processos modeladores e das forças endógenas e exógenas. Neste trabalho, sistema deve ser compreendido como uma determinada unidade espacial onde ocorrem fluxos de matéria e energia. Nesse contexto, os dois melhores sistemas para se compreender a dinâmica evolutiva da superfície terrestre são a **vertente** e a **bacia hidrográfica**.

A **vertente** pode ser compreendida como toda a área que se estende do interflúvio (topo das elevações) até o fundo do vale – que nas áreas tropicais geralmente constitui o talvegue de um curso fluvial (Figura 1.5). Os interflúvios servem como divisores de água. Constituem também limite entre diferentes bacias ou sub-bacias hidrográficas (Figura 1.6). A água pluvial que cair de um lado do interflúvio escoará para uma bacia ou sub-bacia hidrográfica diferente daquela que cair do outro lado. Já os fundos de vale, conforme dito anteriormente, em geral, são marcados pelo talvegue, ou seja, pela parte mais profunda do curso fluvial que drena o vale. Entretanto, na prática, a caracterização de uma vertente nem sempre é tão simples. Em áreas áridas e mesmo nas semiáridas, é comum não existirem redes de drenagem bem caracterizadas. Dessa forma, torna-se difícil definir o limite inferior de uma vertente. Em regiões muito planas, ocorre o contrário, por vezes é difícil verificar onde está o interflúvio.

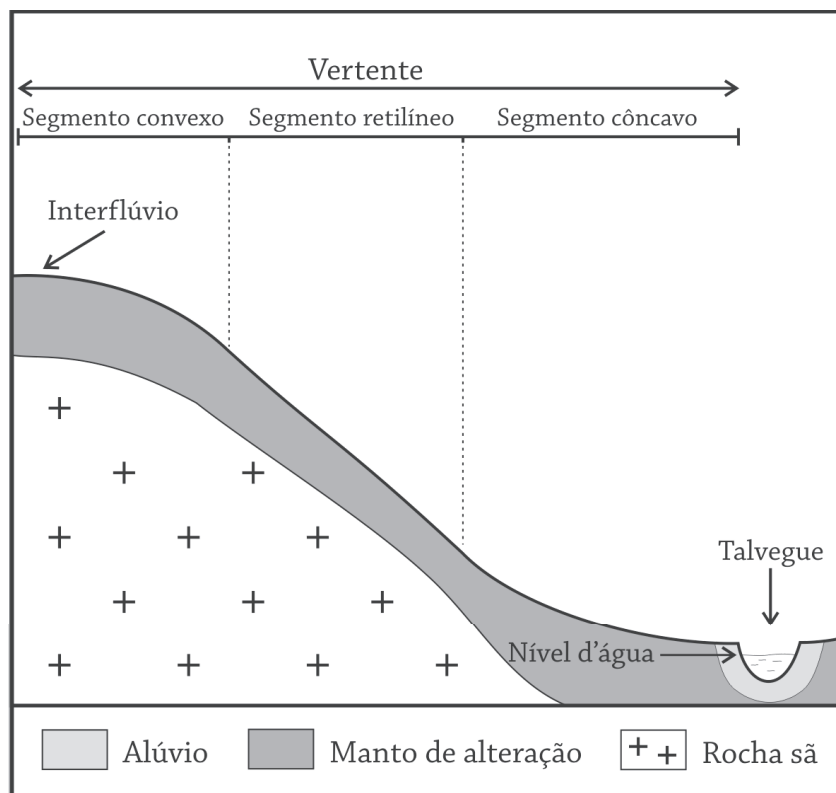


Figura 1.5 - Vertente dividida em seus diversos segmentos

Christofolletti (1980) amplia ainda a gama de fatores que dificultam a caracterização dos limites de uma vertente. Isso ocorre em razão da necessidade de haver uma conexão de energia e materiais para que um segmento entre um interflúvio e um fundo de vale possa ser caracterizado como uma vertente. Diante disso, Christofolletti (1980) considera que uma vertente deva ser delimitada com base nos seguintes fatores: (i) o limite inferior da vertente é onde os processos de vertente deixam de atuar, como, por exemplo, terraços e planícies fluviais, entre outros; (ii) por vezes, o limite superior de uma vertente não é o interflúvio, mas sim a região que fornece materiais continuamente para a base da vertente; (iii) em três dimensões, o substrato rochoso não alterado constitui o limite interno de uma vertente (Figura 1.5) e; (iv) o escoamento, que liga as diferentes partes da vertente entre si, constitui o processo determinante dos limites de uma vertente, logo, a vertente se estende até onde se estende esse escoamento.

O segundo sistema extremamente útil no estudo geomorfológico é a **bacia hidrográfica**. Por bacia hidrográfica podemos considerar toda a área em que a água – superficial ou subterrânea - tenderá a escoar para um determinado ponto, geralmente o exutório da bacia (Figura 1.6). Desse modo, a bacia hidrográfica compreende não apenas a rede de cursos fluviais – curso principal e seus afluentes –, mas também todo o conjunto de vertentes que circundam esses

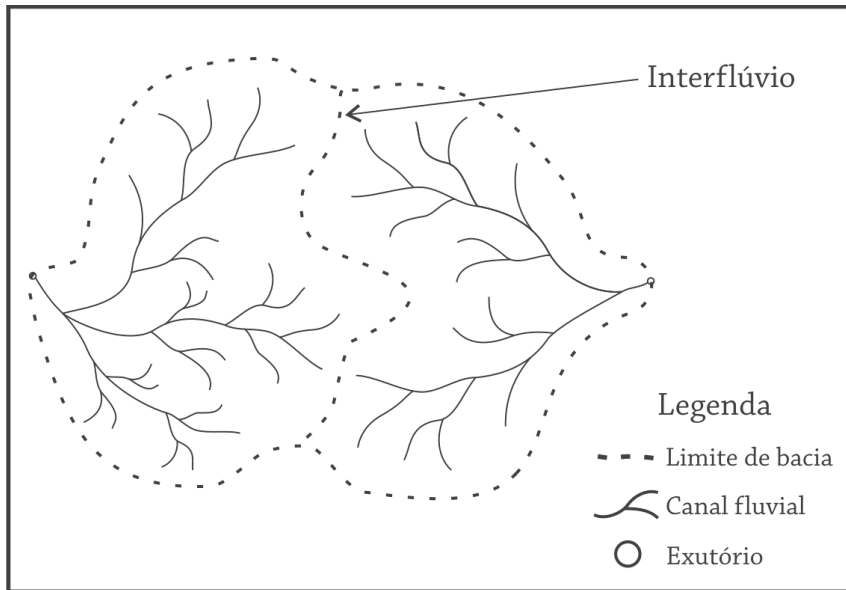


Figura 1.6 - Bacia hidrográfica e interflúvio

cursos fluviais. A utilidade da bacia hidrográfica como sistema de análise geomorfológica é grande uma vez que as bacias de drenagem constituem unidades espaciais onde ocorrem intensas trocas de materiais e energia. Por exemplo: os sedimentos erodidos em uma vertente tenderão a ser carregados até um curso fluvial e então transportados ao longo de seu canal. A baixa bacia – área mais a jusante – sempre será afetada pelo o que ocorre na alta bacia – área mais a montante. O contrário também ocorrerá, ou seja, modificações na morfologia da baixa bacia, mesmo que a longo termo, acabarão por afetar a alta bacia.

A exemplo do que ocorre com as vertentes, as bacias hidrográficas também possuem dificuldades na determinação de seus limites. *A priori*, os interflúvios constituem os limites entre bacias. Entretanto, por vezes, a água que infiltra na área de uma bacia, graças à estrutura das rochas que compõem o seu substrato, tende a escoar em direção à outra bacia (Figura 1.7). Outro fator complicador é a diferenciação de bacia hidrográfica da sub-bacia hidrográfica. Em uma análise mais restrita, apenas os cursos fluviais que alcançam os oceanos e mares constituem bacias hidrográficas. Os demais são sub-bacias de uma bacia principal. Porém, na prática, as sub-bacias hidrográficas também são denominadas de bacias, por exemplo: Bacia do Rio das Velhas, Bacia do Rio Negro, do Rio Madeira, entre outros. Além disso, nem toda bacia hidrográfica é exorreica, ou seja, escoar continuamente para os oceanos e mares. Muitas são endorreicas e desembocam em lagos ou em desertos, onde toda a sua água é dissipada. Tal fato dificulta muito a determinação da localização do exutório de uma bacia e, consequentemente, de seus limites.

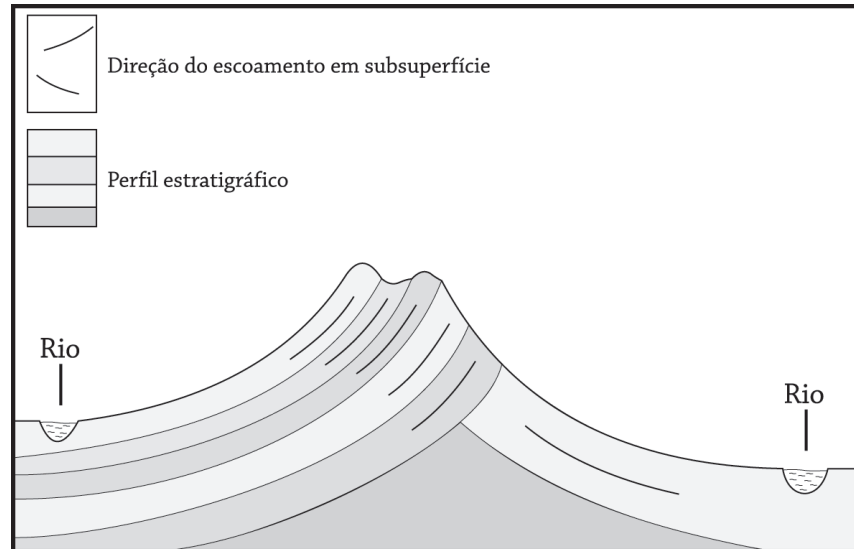


Figura 1.7 - Limites de bacias superficiais diferentes dos limites subsuperficiais, em razão da existência de camadas inclinadas

Pelo exposto anteriormente, torna-se claro que os sistemas geomorfológicos são complexos. Essa complexidade, além da questão da delimitação, é oriunda do fato de estes sistemas serem dinâmicos: fluxos de energia e matéria interagem constantemente. Entretanto, tais dificuldades não impedem que se constituam como úteis sistemas de análise geomorfológica.

**MÓDULO II**  
**INTEMPERISMO, EROSÃO**  
**E DENUDAÇÃO**



## INTEMPERISMO QUÍMICO

### Objetivos

Compreender o que é intemperismo. Saber diferenciar o intemperismo químico do intemperismo físico. Conhecer e compreender como o intemperismo químico age.

Segundo Bigarella *et al.* (1994), o **intemperismo químico** “implica a quebra da estrutura química dos minerais que compõem a rocha”. Para o mesmo autor, o **intemperismo físico** se caracteriza por “processos que conduzem à desagregação, sem que haja necessariamente uma alteração química maior dos minerais constituintes”. No entanto, esses dois processos constituem apenas o início de processos mais amplos, denominados de **denudação geoquímica** e **denudação mecânica**, respectivamente. Estes dois tipos de denudação, quando somados, perfazem a denudação total, ou seja, a perda total de matéria de um sistema (continente, vertente, bacia hidrográfica etc.). Isso acontece em razão de que, após as reações químicas que ocorrem entre a água e os ácidos orgânicos com minerais que compõem o manto de alteração (Figura 2.1), o material litosférico que foi intemperizado libera íons que são retirados do sistema pelo escoamento superficial e subsuperficial. Por sua vez, o intemperismo físico, ao desagregar partículas, também produz materiais cada vez mais finos e, conseqüentemente, mais susceptíveis a serem carregados pelos diversos agentes erosivos. Evidentemente, os dois processos são interdependentes, já que o intemperismo químico é que possibilita o intemperismo físico, e este último, por sua vez, favorece também a ocorrência do primeiro. Sendo assim, na evolução do modelado, agem simultaneamente, em proporções diferenciadas, dentro da escala tempo-espaço, processos de denudação geoquímica e mecânica (Thomas, 1994; Valadão, 1998; Summerfield, 1991). Feita essa ressalva, é necessário primeiro melhor compreender o intemperismo, físico e químico, para depois estudar a denudação de forma mais aprofundada.

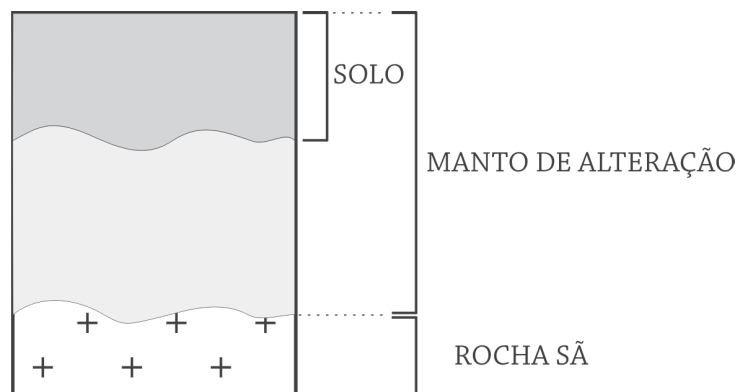


Figura 2.1 - Solo, manto de alteração e rocha sã

A água que penetra no manto de alteração é o principal agente responsável pelo intemperismo químico. Isso ocorre em função de que essa água constitui o agente geomorfológico que ao longo do tempo (tempo geológico) produz as alterações químicas no manto de intemperismo. Essas alterações químicas liberam íons e fornecem as condições mínimas necessárias à atividade biológica.

A água que ocasiona o intemperismo químico, salvo raríssimas exceções, como a das moléculas de água formadas no interior de rochas, tem sua origem na precipitação e no ciclo hidrológico. No entanto, nem toda a água que precipita alcança o subsolo. A taxa de infiltração varia de acordo com: (i) características da precipitação, tais como duração, intensidade e distribuição; (ii) características da superfície, isto é, vegetação, uso e ocupação do solo; (iii) características do meio infiltrante, ou seja, permeabilidade, porosidade, cobertura vegetal, declividade, posição no relevo, geometria dos cursos fluviais, profundidade do lençol freático, umidade do solo, estrutura geológica, litologia e sistema de falhas e fraturas. Sendo assim, de toda a água que precipita apenas uma parcela variável infiltra. O restante dessa água será evapotranspirada ou contribuirá para o escoamento superficial. A evapotranspiração consiste na soma das parcelas de água precipitadas que evaporam diretamente ao alcançar a superfície junto com as parcelas que são retidas pela vegetação e posteriormente perdidas para a atmosfera via transpiração dos organismos vivos. O escoamento superficial consiste na água precipitada que não infiltra, evapora ou é retida pela vegetação, e que tende a escoar pela superfície rumo à rede de drenagem.

A água que infiltra tende a ocupar a porosidade do meio infiltrante. Essa porosidade pode ser: (i) primária, que é a constituída pelos espaços existentes nas rochas sedimentares clásticas, aluviões, colúvios e elúvios; ou (ii) secundária, isto é, proveniente do sistema de falhas e fraturas ou da dissolução das rochas (Manoel Filho, 1997). Objetivando calcular a taxa de infiltração, Horton (1933) criou o

conceito de infiltração potencial ( $f_p$ ). A  $f_p$  é a taxa máxima de água que a zona de água no solo (Fig.2.2) é capaz de absorver durante uma precipitação (Cabral, 1997). Naturalmente, a  $f_p$  varia também de acordo com as condições já descritas da precipitação e do meio infiltrante.

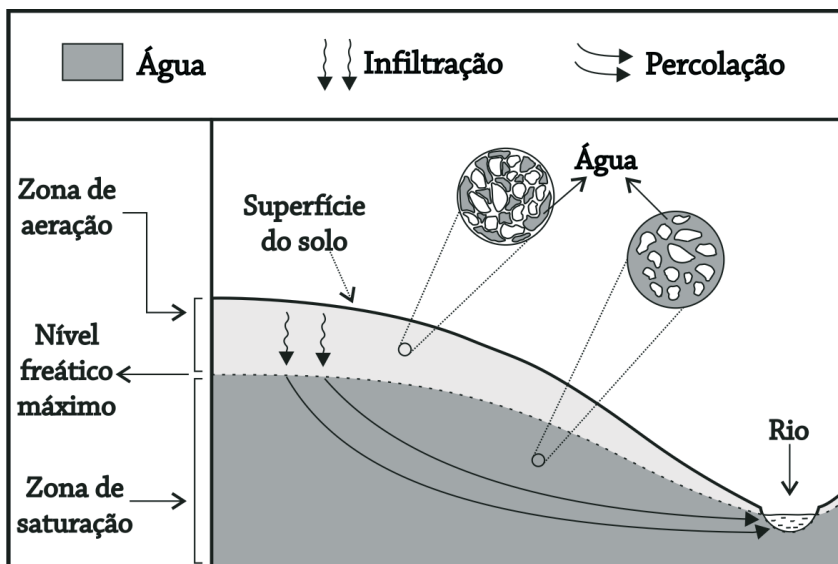


Figura 2.2 - Zonas de água no manto de alteração

A taxa de infiltração tende a diminuir com a duração da precipitação até alcançar um valor constante (Fig. 2.3). A diminuição da  $f_p$  ocorre em função da saturação dos poros por água e ao inchamento das partículas de argila. Ao cessar a precipitação, a zona de água no solo fornecerá água para as zonas inferiores até, no caso de ausência de nova precipitação, alcançar novamente seu estado de equilíbrio inicial em termos de  $f_p$ .

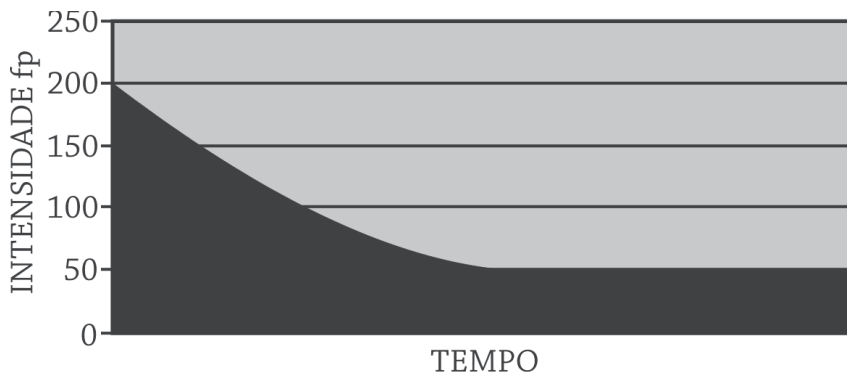


Figura 2.3 - Relação esquemática entre duração de uma precipitação e intensidade da  $f_p$

Nos sedimentos inconsolidados e nas rochas porosas, a água tende a infiltrar ocupando os poros do meio infiltrante. A porosidade ocupada consiste na porosidade efetiva, isto é, o conjunto de poros

interconectados. Quanto maior for a porosidade do meio infiltrante, mais água ele tenderá a armazenar e transmitir. O mesmo é válido em relação ao tamanho dos grãos, pois, quanto maiores estes forem, mais espaços vazios existirão e mais água será armazenada. Porém, o aspecto mais significativo quanto à capacidade de armazenamento e de transmissibilidade da água de um meio de porosidade primária é a homogeneidade granulométrica entre suas partículas. Meios com alta heterogeneidade tendem a ter baixa porosidade específica, pois as partículas menores tendem a ocupar o espaço entre as partículas maiores, reduzindo, assim, o espaço passível de ser ocupado pela água. Já no caso específico das rochas cristalinas fraturadas, a água irá percolar ao longo da porosidade efetiva, ou seja, do conjunto de falhas e fraturas que tenham interconexão no interior da rocha. Uma vez percolada, ela tenderá a se mover lentamente e poderá até alcançar as superfícies sãs da rocha. Em ambos os casos, a água percolada ao longo desse processo entra em contato químico com os minerais constituintes do meio infiltrante – sedimentos inconsolidados, rochas porosas e rochas cristalinas – e age, intemperizando-os.

Uma vez infiltrada no manto de intemperismo, a água começa a reagir quimicamente com os elementos químicos do mesmo e, caso alcance a rocha sã, com os constituintes da rocha. Essas reações ocorrem em microescala, mas com potência suficiente para ocasionar a liberação de material iônico e a alteração química da rocha sã e do próprio manto de intemperismo. Tais reações têm sua origem, basicamente, em dois agentes geomorfológicos: (i) na atividade biológica, que em última análise só é possível em razão da presença da água e (ii) graças à atividade da água sobre os elementos químicos que compõem as rochas e o manto de intemperismo.

A atividade biológica participa dos processos de intemperismo colaborando para o intemperismo químico e físico. Sua atuação, conforme observou Bigarella *et al.* (1994), se dá de modo conjugado, via:

- i) Ação fragmentadora das raízes e/ou de animais perfuradores – intemperismo físico;
- ii) Transferência e mistura de materiais intemperizados – intemperismo físico;
- iii) Pelas reações químicas oriundas da ação do CO<sub>2</sub> proveniente da respiração animal sobre o material litosférico – intemperismo químico;
- iv) Pelas reações químicas entre a matéria orgânica e os elementos constituintes do solo – intemperismo químico;
- v) Pela umidificação do solo graças às raízes, húmus e sombreamento – intemperismo químico e físico.

Nesse contexto, torna-se evidente que os organismos biológicos apresentam ampla participação nos processos que regem o

intemperismo. Esta ação vai desde a lixiviação da rocha dura pelas primeiras bactérias colonizadoras até a umidificação do solo por raízes profundas. Entretanto, deve-se ressaltar que a atividade biológica é condicionada pela presença da água e, em segundo plano, pela temperatura. Quanto mais água estiver disponível e quanto maior for a temperatura, maior será a atividade biológica. Logo, em climas tropicais, a tendência é de que o intemperismo biológico seja muito mais alto do que em regiões temperadas. Nesse contexto, o intemperismo biológico das áreas temperadas tende a ser de apenas cerca de 26% a 33% do que geralmente é encontrado em áreas tropicais úmidas ou semiúmidas (Thomas, 1994).

Quanto ao intemperismo causado pela água em senso mais restrito, deve-se ressaltar que se inicia com o contato da água com a rocha sã e resulta na exportação de material do meio intemperizado (Gerrard, 1994). O contato da água com a rocha sã produz, ao longo do tempo geológico, as primeiras reações químicas que se concentrarão a princípio nas microfraturas e microfissuras da rocha. Evidentemente, as regiões da rocha mais afetadas serão aquelas que se localizam nas falhas e nas fraturas. Essa primeira dissolução, muito mais que “apodrecer” a rocha, já está contribuindo efetivamente para a exportação de material do sistema que começa a ser intemperizado. Gerrard (1994) afirma que o intemperismo pode ser dividido em três etapas: (i) dissolução do material ao contato com a água, sendo relevante ressaltar que essa dissolução na maioria das vezes acontece em subsuperfície na região do nível freático; (ii) aprofundamento dessa dissolução e exportação dos materiais mais solúveis; (iii) alteração química dos materiais que compunham a rocha, ou seja, a própria formação do manto de alteração e sua posterior evolução. Os resultados mais esperados dessas três etapas do intemperismo serão: (i) formação de material alterado (manto de alteração); (ii) formação de substâncias orgânicas (quando concomitantemente ocorrer atividade biológica) e; (iii) exportação de material em solução (Faniram; Jeje, 1983).

Quanto à capacidade da água de produzir alterações significativas em rochas sãs, é importante ressaltar que mesmo as litologias impermeáveis, quando em permanente contato com a água, se tornam passíveis de sofrer alterações químicas. A esse respeito, podemos ter como exemplo o granito que, embora seja impermeável, torna-se facilmente intemperizado quando tem suas microfissuras penetradas pela água (Twidale, 1984; Gerrard, 1994). Nesse sentido, mais uma vez deve-se contabilizar a questão do tempo, pois o fator determinante da possibilidade de um material sofrer intemperismo está intimamente ligado ao tempo em que ele permanecer em contato com a água.



## REAÇÕES QUE CAUSAM O INTEMPERISMO QUÍMICO

### Objetivos

Identificar quais são e como agem as reações químicas que causam o intemperismo químico. Compreender como essas reações agem e de que forma auxiliam na evolução da paisagem.

O intemperismo químico causado pela água ocorrerá a princípio por meio de uma série de reações químicas que irão, em separado ou conjuntamente, ocorrer entre a água e os constituintes litosféricos. Essas principais reações geoquímicas correspondem à **dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação e redução (oxirredução)**. Todas essas reações químicas dependem da presença da água e têm sua intensidade variando de acordo com o tempo em que a água permanece em contato com o manto de alteração e com a rocha sã. Logo, o intemperismo químico é mais ativo no que pode ser denominado de frente de intemperismo (frente de alteração), ou seja, o local do subsolo que compreende a área que vai da rocha sã até o máximo nível freático (Figura 2.2).

A **dissolução** pode ser considerada como o primeiro estágio do intemperismo geoquímico (Bigarella *et al.*, 1994). Tem início com a precipitação que faz com que a água da chuva absorva  $\text{CO}_2$  atmosférico e ácidos orgânicos. Uma vez que essa água entra em contato com a rocha, tende a solubilizar alguns minerais menos resistentes e com isso dar início ao intemperismo geoquímico. A capacidade de solubilização de uma rocha varia principalmente em função de sua constituição mineral. As rochas silicosas, por exemplo, são muito mais resistentes à dissolução do que as rochas carbonáticas. Relevante também nesse processo é o fato de que, além da constituição litológica da rocha, o pH mais baixo e a temperatura mais elevada favorecem a dissolução. O ferro, por exemplo, é cerca de 100 mil vezes mais solúvel em um pH 6,0 do que em um meio com pH 8,5 (Bigarella *et al.*, 1994). Porém, independentemente do pH e da temperatura, uma vez que os primeiros minerais são solubilizados, tem início o processo de

denudação geoquímica (perda de matéria por um sistema litosférico), já que a tendência desses minerais é de serem exportados em solução do manto de intemperismo pelo escoamento da água (Summerfield, 1991). Essa exportação cria novas condições ambientais no sistema, que favorecem novas reações geoquímicas e permitem, a longo termo, uma alteração química significativa no manto de alteração.

Já a **hidratação** se caracteriza pelo processo de reação química na qual um mineral tem em seu retículo cristalino adicionada água. A desidratação se caracteriza pelo processo contrário, ou seja, um mineral perde água para o meio. Com a hidratação, ocorre uma tendência de aumento volumétrico do mineral, que aumenta a sua tensão e colabora significativamente na quebra de sua estrutura. Bigarella *et al.* (1994) adverte que, se não fosse a dissolução, os granitos teriam, graças à hidratação, seu volume aumentado em muito. No entanto, a hidratação, mais que aumentar a tensão no interior dos minerais, permite que uma série de novas reações químicas aconteçam, uma vez que as alterações químicas das rochas sempre ocorrem em função de um aumento da presença da água. A água age como um ácido fraco, mas de efeito constante, alterando, assim, a constituição dos minerais hidratados.

A **hidrólise** forma o conjunto de reações químicas que ocorrem entre os íons  $H^+$  e  $OH^-$  da água com os íons do mineral (Summerfield, 1991). É a principal responsável pela decomposição dos silicatos (Bigarella *et al.*, 1994). Tem sua atuação na dissociação dos minerais aumentada na presença de  $CO_2$  e de temperaturas elevadas. A cada  $10^\circ C$  de temperatura mais elevada, a capacidade das reações é duas vezes mais potente, ou seja, em um mesmo meio, a uma temperatura de  $20^\circ C$  a velocidade das reações é duas vezes superior do que se a temperatura fosse de  $10^\circ C$ . Após a reação, boa parte dos minerais que sofrem hidrólise, inclusive alguns silicatos, migra em solução na água. Outra parte dos silicatos reage com os alumínio e forma novos compostos insolúveis. Podemos dizer que a hidrólise constitui, no âmbito das reações geoquímicas, uma das principais responsáveis pelos processos de denudação geoquímica (perda de matéria por um sistema litosférico), colaborando efetivamente para as alterações que ocorrem no manto de intemperismo (Thomas, 1994).

A **carbonatação** é uma das reações químicas mais comuns na superfície do Planeta. Tem início com a presença de  $CO_2$  do ar, que faz com que toda a água em contato com a atmosfera tenha, em quantidades variáveis, ácido carbônico (Summerfield, 1991). Esse ácido carbônico é enriquecido com os ácidos orgânicos presentes no solo. Atua sobre os minerais alterando-os quimicamente, e posteriormente alguns desses minerais dissolvidos na água são carregados do sistema. Ao contrário da hidrólise, a carbonatação é favorecida em temperaturas menos elevadas. Os minerais carbonáticos são os mais susceptíveis à ação do ácido carbônico, principalmente devido ao fato de que esses

minerais contêm os seguintes elementos químicos: Ca, Mg, Na e K. Deve-se ainda ressaltar que a carbonatação é de suma importância na formação do relevo das regiões ditas Cársticas.

Por fim, a **oxidação** é uma das principais reações geoquímicas nas camadas mais superficiais do manto de intemperismo. Ocorre em função do oxigênio dissolvido na água que penetra no manto de intemperismo e reage com os minerais que o constituem. Uma vez alcançada a zona saturada de água, não encontramos mais esse tipo de reação. Logo, resume sua atuação à área não saturada do meio infiltrante. Contraditoriamente, a oxidação só é efetiva em regiões úmidas, sendo rara em regiões de clima seco. Atua, principalmente, sobre os seguintes elementos: Fe, Mn e Si, sendo também efetiva sobre o material orgânico.

Deve-se ressaltar que, apesar de ocasionar perda de matéria na rocha sã e no manto de alteração, o intemperismo químico nem sempre modifica o volume do material alterado (Millot, 1977, 1980, 1983). Boa parte da perda de matéria causada pelo intemperismo é **isovolumétrica**. Isso ocorre porque, apesar da perda de material iônico causada pelo processo de intemperismo químico, a estrutura geral das rochas alteradas é, geralmente, mantida. Dessa forma, o bloco alterado, embora esvaziado quimicamente, mantém o seu volume original. Perde apenas densidade. O intemperismo químico só modifica o volume do manto de alteração na porção mais superior deste, onde existe atividade orgânica (solo) (Nahon, 1994) (Figura 2.4). Essa modificação na porção mais superior ocorre justamente em função da atividade orgânica, que “quebra” a estrutura anteriormente preservada e permite que a perda de massa ocasionada pelo intemperismo químico ocasione também perda de volume do material alterado.



Figura 2.4 - Zona de alterações isovolumétricas no manto de alteração. Adaptado de Millot (1977, 1983)



## INTEMPERISMO FÍSICO

### Objetivos

Conhecer e compreender como o intemperismo físico age. Reconhecer e distinguir os diversos processos que causam esse intemperismo.

Conforme visto anteriormente, o intemperismo físico (também denominado “intemperismo mecânico”) se caracteriza por quebrar o material rochoso em partículas cada vez menores, sem alterar sua constituição química (Bigarella *et al.*, 1994). Thomas (1994) ressalva que o intemperismo físico é pouco potente em comparação ao químico, principalmente em função de que as rochas só se tornam mais frágeis frente ao intemperismo físico quando já foram “apodrecidas” pelo intemperismo químico. Desse modo, e conforme atestado por Press *et al.* (2006), a ação do intemperismo físico só é mais evidente nas áreas onde existe pequena quantidade de água no estado líquido: regiões áridas, semiáridas, glaciais ou periglaciais.

O intemperismo físico ocorre principalmente graças aos seguintes processos: (i) zonas naturais de fraqueza e esfoliação das rochas; (ii) ação mecânica de organismos vivos; (iii) crioclastia; (iii) cristalização de minerais; (iv) expansão e contração de rochas graças à alternância de temperaturas; (v) ação eólica; (vi) ação erosiva mecânica dos cursos fluviais; (vii) ação mecânica das geleiras e; (viii) ação mecânica das ondas e marés.

A **zona natural de fraqueza das rochas** consiste na quebra mecânica das rochas ao longo de eixos de fraqueza, localizados geralmente ao longo dos planos de falhas e fraturas e/ ou de acamamento. Essas zonas possuem origem na tectônica e/ou na própria estrutura das rochas que são formadas em condições de temperatura e pressão muito superiores às da superfície. Uma vez na superfície, sem a pressão das rochas sobrepostas, essas zonas de fraqueza tendem a abrir causando o intemperismo físico. Quanto à **esfoliação**, trata-se de um processo semelhante, mas que ocorre na forma de camadas que se soltam da rocha principal. Conforme ressalta Press *et al.* (2006), o processo de esfoliação lembra folhas concêntricas que se destacam de uma grande cebola. No Brasil, o processo de esfoliação pode ser



Figura 2.5 - Pão de açúcar em Lumiar, distrito de Nova Friburgo/RJ

bem observado nos pães de açúcar – maciços graníticos-gnaissicos comuns na porção oriental do Brasil (Figuras 1.4 e 2.5).

A **ação mecânica de organismos vivos** causa intemperismo físico porque animais, ao escavarem tocas em rochas e em materiais alterados, contribuem para maior fragmentação desses materiais. Fora isso, a atividade de insetos, como as térmitas, por exemplo, bem como de bactérias, também contribui para essa maior fragmentação mecânica. Um outro fator importante é a ação mecânica de raízes que penetram e alargam fraturas em rochas (Figura 2.6).

Em áreas onde ocorram temperaturas frias o suficiente para o congelamento da água, acontece o processo da **crioclastia**. Esse processo caracteriza-se pela penetração de água em estado líquido nas fraturas e fissuras das rochas e sua posterior expansão graças ao congelamento. Essa expansão ocorre com força suficiente para fragmentar as rochas e alargar essas fraturas e fissuras.



Figura 2.6 - Árvores e arbustos nos quais as raízes crescem entre fraturas da rocha calcária nos Calanques, Marselha, sul da França

Já a **cristalização dos minerais**, geralmente, ocorre em regiões áridas onde são comuns soluções ricas em minerais devido à pequena presença de água. Essas soluções penetram nas fissuras e fraturas das rochas e, ao cristalizarem, expandem-se, promovendo a fragmentação da rocha.

A **expansão e a contração de rochas, graças à alternância de temperaturas**, gera, ao longo do tempo geológico, a fragmentação das mesmas. Evidentemente, esse processo é mais ativo nas áreas áridas, onde a diferença das temperaturas máximas e mínimas é extrema.

A **ação eólica** também causa intemperismo físico. Isso ocorre porque o vento carrega partículas as quais, ao se chocarem com as rochas, ao longo do tempo geológico, promovem seu desgaste. Evidentemente, tal processo será mais relevante nas regiões áridas, onde a ausência de matéria orgânica e de vegetação facilita o transporte eólico e o choque de material fino – principalmente areia fina – com as rochas.

A **ação erosiva mecânica dos cursos fluviais** ocorre uma vez que os mesmos transportam sedimentos – seixos, cascalho e areia – que se chocam com o leito por vezes rochoso do canal fluvial. Esses choques geram o desgaste mecânico das rochas que compõem esse leito, gerando, assim, o intemperismo físico. Esse desgaste provoca ranhuras e formas erosivas circulares nas rochas que compõem os leitos fluviais (Figura 2.7). Um bom exemplo desse processo é observado nas “marmitas”, depressões circulares que ocorrem nos leitos rochosos de alguns rios. Estas são formadas pela ação mecânica de sedimentos transportados pelos cursos fluviais e tendem a expandir-se, visto que os sedimentos, devido à turbulência do fluxo de água, têm dificuldade de sair das “marmitas” e acabam por escavar cada vez mais o leito do rio.

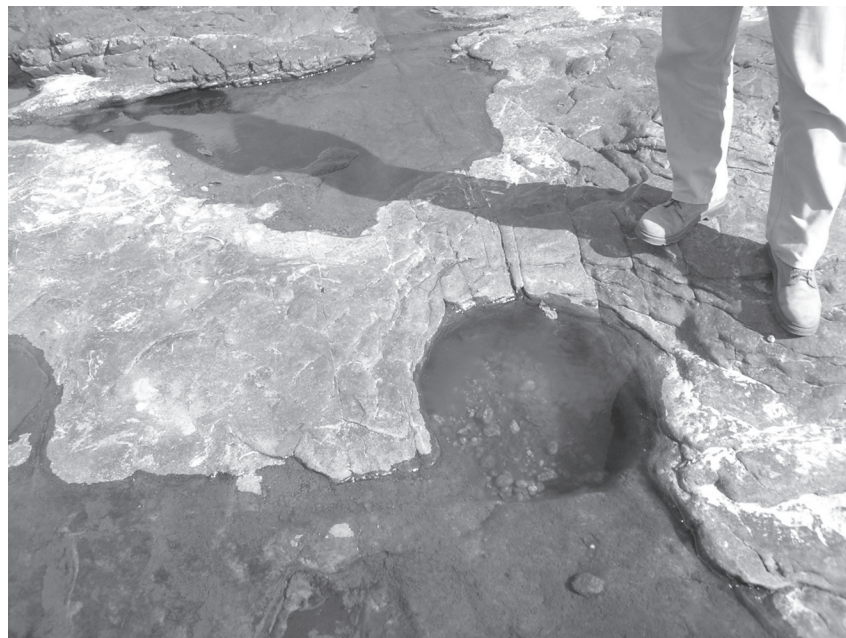


Figura 2.7 - Ranhuras e marmitas no leito do Rio do Sono

A **ação mecânica das geleiras** constitui um dos principais processos causadores do intemperismo físico, uma vez que elas são capazes de transportar grandes blocos de rochas (Figura 2.8). Ao longo desse transporte, esses blocos são “arrastados” por quilômetros e causam a abrasão, a corrosão e a fragmentação das rochas e materiais que constituem o fundo do vale por onde se expandiu a geleira. Nesse contexto, as geleiras são capazes de abrir, mecanicamente, grandes vales, que em geral possuem forma de “U” (Figura 2.9)

Por fim, a **ação mecânica das ondas e marés** tende, ao longo do tempo geológico, também a desgastar e a fragmentar mecanicamente as rochas com as quais se chocam. Tal ação é mais visível nas falésias (Figura 2.10) – escarpas localizadas a beira-mar – e constitui importante ação intempérica nas regiões litorâneas, pois o constante choque entre as ondas e a base das falésias fragmenta a mesma e faz com que as rochas sobrepostas tombem por gravidade.



Figura 2.8 - Depósito glacial no Vosges, nordeste da França



Figura 2.9 - Vale de origem glacial no maciço central da França



---

Figura 2.10 - Falésia em Cassis, sul da França

## EROSÃO

**Objetivos**

Compreender o que é erosão e quais os seus mecanismos de ação. Distinguir quais os fatores que controlam o processo erosivo e entender como interferem na intensidade da erosão.

Uma vez que o material litosférico já foi intemperizado, torna-se muito mais fácil a **erosão**, ou seja, a **remoção**, o **transporte** e a posterior **deposição** desse material em outro local. A erosão é um processo tão importante para a Geomorfologia que alguns pesquisadores dividem o relevo terrestre em três grandes compartimentos, baseando esta divisão na erosão e no tectonismo: montanhas (áreas orogênicas), planaltos (áreas onde predomina a erosão) e planícies (áreas onde predomina a deposição). Neste livro, ao se apresentarem os processos intempéricos, principalmente o intemperismo físico, já foi discutido em parte o próprio processo erosivo. No entanto, a erosão possui três particularidades que merecem ser mais bem estudadas.

A primeira delas diz respeito ao fato de que, embora alguns geomorfólogos também aceitem a erosão como um processo químico, na Geomorfologia o termo erosão é mais restrito aos processos mecânicos. Os processos químicos são conhecidos principalmente como **lixiviação**. Logo, a **erosão** é, principalmente, o conjunto de processos mecânicos que ocorrem na superfície do Planeta e que movimentam os sedimentos. Essa movimentação pode acontecer ao longo das vertentes ou ao longo dos canais fluviais. Nas vertentes, os sedimentos tendem a ser transportados do topo em direção à base das mesmas – força da gravidade. Quando alcançam os canais fluviais, são transportados de montante para jusante da bacia hidrográfica.

A segunda particularidade trata da questão do **nível de base**. Por nível de base deve-se entender o ponto onde cessa a erosão. Em termos gerais, quanto maior for a diferença altimétrica entre um ponto e o seu nível de base, maior tende a ser a força da erosão, pois ela terá mais energia para transportar os sedimentos. Isso acontece porque a força da gravidade é o principal motor dos agentes erosivos. Logo, os oceanos constituem o nível de base geral ou global, visto que a força da gravidade para os continentes cessa nos oceanos. No entanto, desde Penk (1924), é consenso na Geomorfologia que cachoeiras, escarpas, porções côncavas de vertentes, soleiras geomórficas (blocos rochosos mais resistentes frente ao intemperismo e à erosão que estão localizados a jusante de blocos mais frágeis) (Figuras 2.11 e 2.12), entre outros, também constituem nível de base para tudo o que se localiza a montante. Esses níveis de base, que não os mares e oceanos, são denominados de níveis de base regionais ou locais. O trabalho de King (1953) ampliou o consenso na Geomorfologia mundial de que esses níveis de base regionais e locais costumam controlar muito mais a erosão do que o nível de base geral.

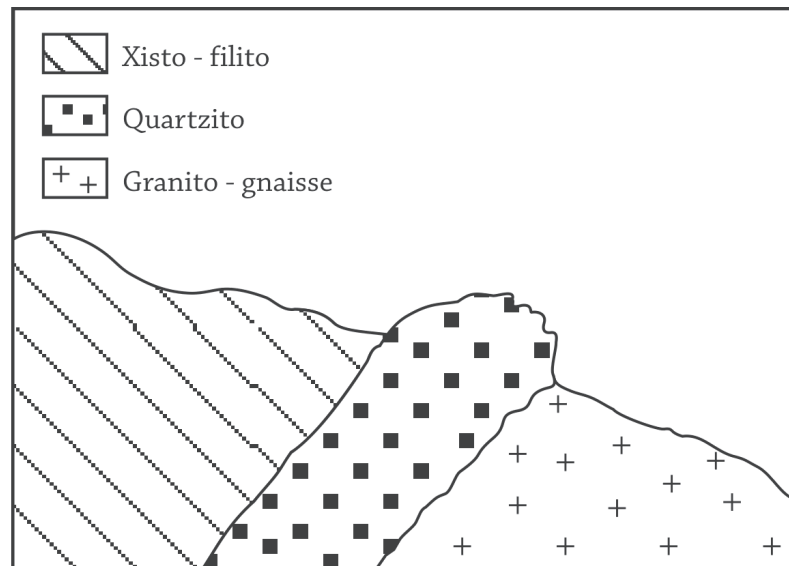


Figura 2.11 - Soleira geomórfica vista em perfil

O Quadrilátero Ferrífero/MG exemplifica muito bem essa realidade, pois seu relevo é resultado da erosão diferencial (Harder; Chamberlin, 1915; Tricart, 1961; Barbosa; Rodrigues, 1965; Barbosa, 1980; Salgado *et al.*, 2008), ou seja, as áreas que possuem substrato mais resistente frente à erosão apresentam maior altitude do que aquelas que possuem substrato com menor resistência. Entretanto, algumas áreas com substrato mais frágil permanecem no topo das serras. Isso ocorre porque essas áreas estão circundadas e protegidas por cinturões de rochas mais resistentes – quartzitos e itabiritos. Logo, o nível de base dessas áreas mais frágeis não são os oceanos, nem o principal curso fluvial regional: o Rio das Velhas. Os níveis de base para essas porções do relevo são os cinturões de quartzitos e itabiritos que os protegem da erosão.

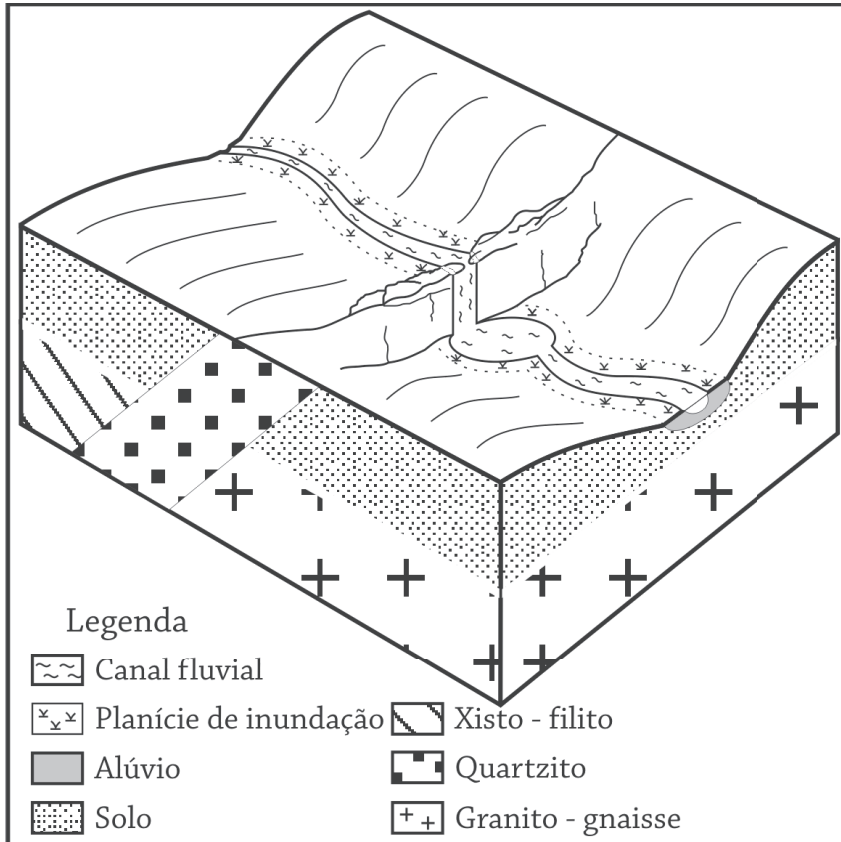


Figura 2.12 - Soleira geomórfica vista através de bloco diagrama

A última particularidade diz respeito à intensidade da erosão que afeta uma região. Além da litoestrutura, o clima e o tectonismo também possuem grande influência na intensidade dessa erosão. Áreas tropicais úmidas e semiúmidas tendem a apresentar taxas erosivas muito maiores do que aquelas existentes em áreas áridas ou semiáridas. Isso acontece porque nas áreas úmidas o intemperismo e o apodrecimento das rochas são muito mais intensos do que nas áridas. Logo, os agentes erosivos **atuam** sobre material inconsolidado e de pequena granulometria, fato que facilita a retirada e o transporte dos sedimentos. Já as áreas com maior atividade tectônica possuem o relevo mais movimentado. Isto faz com que os agentes erosivos possuam maior energia.



## DENUDAÇÃO

### Objetivos

Compreender o que é denudação e suas diferenças em relação à erosão e ao intemperismo. Distinguir quais os fatores que controlam o processo denudacional e entender como interferem na intensidade da denudação.

Por **denudação** ou **desnudação** devemos compreender a perda total de massa que um sistema geomorfológico sofre graças aos processos intempéricos e erosivos. Esse sistema pode ser desde um simples manto de alteração até mesmo um continente, passando por diversas outras possibilidades como, por exemplo, uma vertente, uma região, uma bacia hidrográfica etc. Obviamente, a **denudação total** pode ser subdividida em **denudação geoquímica** e **denudação mecânica**. Denudação geoquímica representa a perda de massa em solução – material iônico – que o sistema analisado sofre. Geralmente, ocorre na forma da lixiviação do manto de alteração ou na forma de sais e íons exportados em solução pela água dos cursos fluviais. Já a denudação mecânica se caracteriza pela perda de massa oriunda da erosão mecânica dos sedimentos. Em termos mundiais, Leeder (1991) atesta que a denudação mecânica perfaz 65% da perda total de massa dos continentes, ao passo que a denudação geoquímica compreende os outros 35%.

Seguindo o exemplo do que ocorre com o intemperismo e a erosão, a intensidade da denudação, tanto mecânica quanto química, é resultante das variáveis ambientais, principalmente do clima, da litoestrutura e do tectonismo. Em termos regionais, áreas que possuam substrato mais frágil, clima úmido e se situam sobre cinturões orogenéticos tendem a ser denudadas muito mais rapidamente do que aquelas que se situam sobre litotipos resistentes, clima árido e sobre áreas cratônicas (Pinet; Soriau, 1988; Summerfield, 1991; Thomas, 1994). Em uma análise local, a posição no relevo também adquire grande importância no que se refere à intensidade da denudação. Salvo exceções, as áreas de cabeceira de drenagem ou elevadas no terreno tendem a ser denudadas muito mais rapidamente do que aquelas localizadas nas médias e baixas bacias ou em depressões (Stallard *et al.*, 1991; Milliman; Syvitski, 1992; Anderson *et al.*, 1993; Howard *et al.*, 1994; Edmond *et al.*, 1995).

Em termos regionais, a denudação continental, muito mais do que representar uma simples perda de massa dos continentes, é responsável também por modificar o relevo dos mesmos. Isso ocorre, pois o primeiro resultado da denudação – perda de massa – é o rebaixamento altimétrico do modelado. Quanto maior for a quantidade de massa perdida, maior deverá ser o rebaixamento do relevo na região. No entanto, embora isso seja real, o raciocínio não pode ser tão simples em razão de dois fatores: (i) o intemperismo, processo responsável pela maior parte da denudação geoquímica, é, em suas fases iniciais, **isovolumétrico** (Figura 2.4) e; (ii) a crosta do Planeta Terra possui um equilíbrio dinâmico – **isostasia** – o que faz com que a denudação cause **movimentos tectônicos epirogenéticos**.

Quanto à **isovolumetria**, ela faz com que a denudação não favoreça rebaixamentos no relevo, em razão de que o intemperismo tende a ser mais forte e, conseqüentemente, denudar mais intensamente, no início do processo, ou seja, quando age sobre material pouco intemperizado (Nahon, 1994). Isso ocorre porque o material pouco intemperizado ainda é rico em elementos, por exemplo, o cálcio, o sódio, o potássio e o magnésio, que são facilmente exportados do manto de alteração. Com o avançar do processo, essas bases já foram quase completamente retiradas e restam nesse manto apenas os elementos pouco móveis como, por exemplo, o alumínio e o ferro. Isso faz com que o intemperismo denude mais lentamente, pois retira cada vez menos massa do sistema que está sendo intemperizado. A consequência direta disso é que um manto de alteração sofre denudação geoquímica mais intensamente apenas na porção onde essa perda de massa não altera seu volume (Figura 2.4). Logo, a denudação geoquímica raramente produz significativos rebaixamentos no relevo.

Quanto aos **movimentos tectônicos epirogenéticos**, eles são consequências diretas do equilíbrio de massas no Planeta Terra. Regiões muito denudadas perderam muita massa e por isso se tornam mais “leves”. Logo, a crosta sob essas regiões tende a ser soerguida tectonicamente – **epirogênese positiva** (Figura 2.13). O contrário também é verdade: bacias sedimentares, ao acumularem massa, se tornam mais “pesadas” e conseqüentemente tendem a sofrer **epirogênese negativa**, ou seja, a crosta dessas regiões é rebaixada tectonicamente (Figura 2.13).

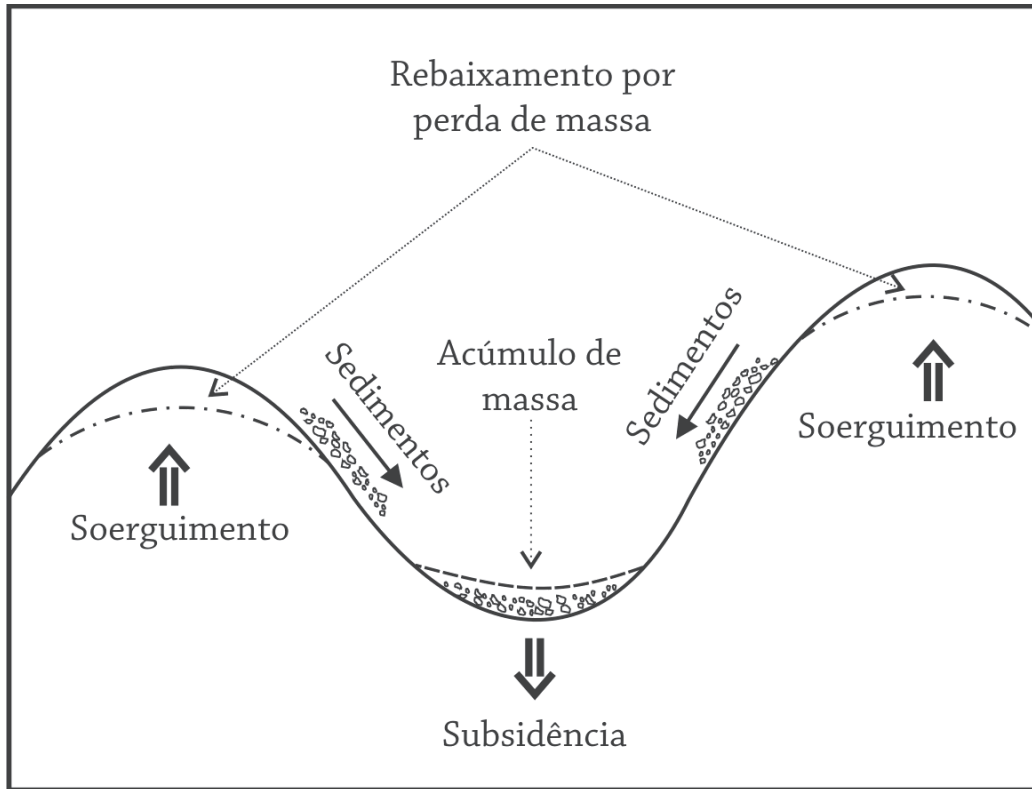


Figura 2.13 - Desenho esquemático demonstrando como o ganho/perda de massa pode causar movimentos tectônicos

Dessa forma, torna-se claro que a relação denudação/rebaixamento do relevo é complexa. Uma região extremamente denudada, ao longo do tempo geológico, ao invés de altimetricamente rebaixada, pode acabar sendo soerguida, visto que essa denudação pode ser o alívio de pressão necessário para que a crosta sob essa região sofra epirogenese positiva.



## CROSTAS

**Objetivos**

Compreender o que são crostas e como são formadas. Identificar como o intemperismo age em sua formação. Compreender a importância das mesmas na evolução do relevo das regiões tropicais do globo terrestre.

O processo de intemperismo possui como um de seus possíveis resultados a formação das **crostas** ou **couraças**. As crostas são caracterizadas pela extrema dureza e pela alta resistência que apresentam frente aos processos erosivos. Formam-se por meio do acúmulo relativo de elementos pouco móveis em uma determinada porção do manto de alteração. Dependendo do elemento que acumula, as crostas podem ser denominadas de **crostas lateríticas** – mais comuns –, quando ricas em ferro, de **bauxita**, quando ricas em alumínio, de **silcretes**, quando ricas em sílica etc.

A gênese das crostas é, ainda hoje, objeto de controvérsia. No entanto, a teoria mais aceita afirma que as mesmas se formam graças à **acumulação relativa** dos elementos menos móveis (alumínio e ferro principalmente) do manto de alteração (Nahon, 1994). Por acumulação relativa, deve-se entender o processo em que, devido à exportação dos elementos mais móveis, a **porcentagem** dos elementos menos móveis aumenta no manto de alteração sem que aumente a sua **quantidade**.

A gênese das crostas lateríticas ocorre em climas tropicais semi-úmidos, ou seja, com duas estações climáticas bem definidas: uma seca e outra úmida. Sua origem está relacionada à flutuação sazonal do nível freático. Na estação úmida, o nível freático se aproxima da superfície. Já na estação seca, o mesmo se encontra mais profundo (Figura 2.14 A, B, C). Tal processo, ao longo do tempo geológico, favorece não apenas a exportação do manto de alteração dos elementos mais frágeis frente ao intemperismo, como também gera alternância de condições de oxidação no perfil de alteração. Essas condições variáveis de oxidação permitem a remobilização e a concentração do ferro na forma de nódulos no manto de alteração. O continuar do processo de alteração faz com que a hematita se precipite e acumule

nas porosidades do manto de alteração, sedimentando os nódulos ferruginosos em uma crosta ferrífera altamente resistente diante da erosão (Figuras 2.15 e 2.16). Nahon (1986) afirma que o tempo necessário para a formação de uma crosta laterítica é de no mínimo um milhão de anos, podendo alcançar até seis milhões de anos. A formação dos demais tipos de crostas – bauxita, silcrete etc – obedece a um processo semelhante ao das crostas lateríticas. Ou seja, ocorre uma acumulação relativa do elemento constituinte da crosta.

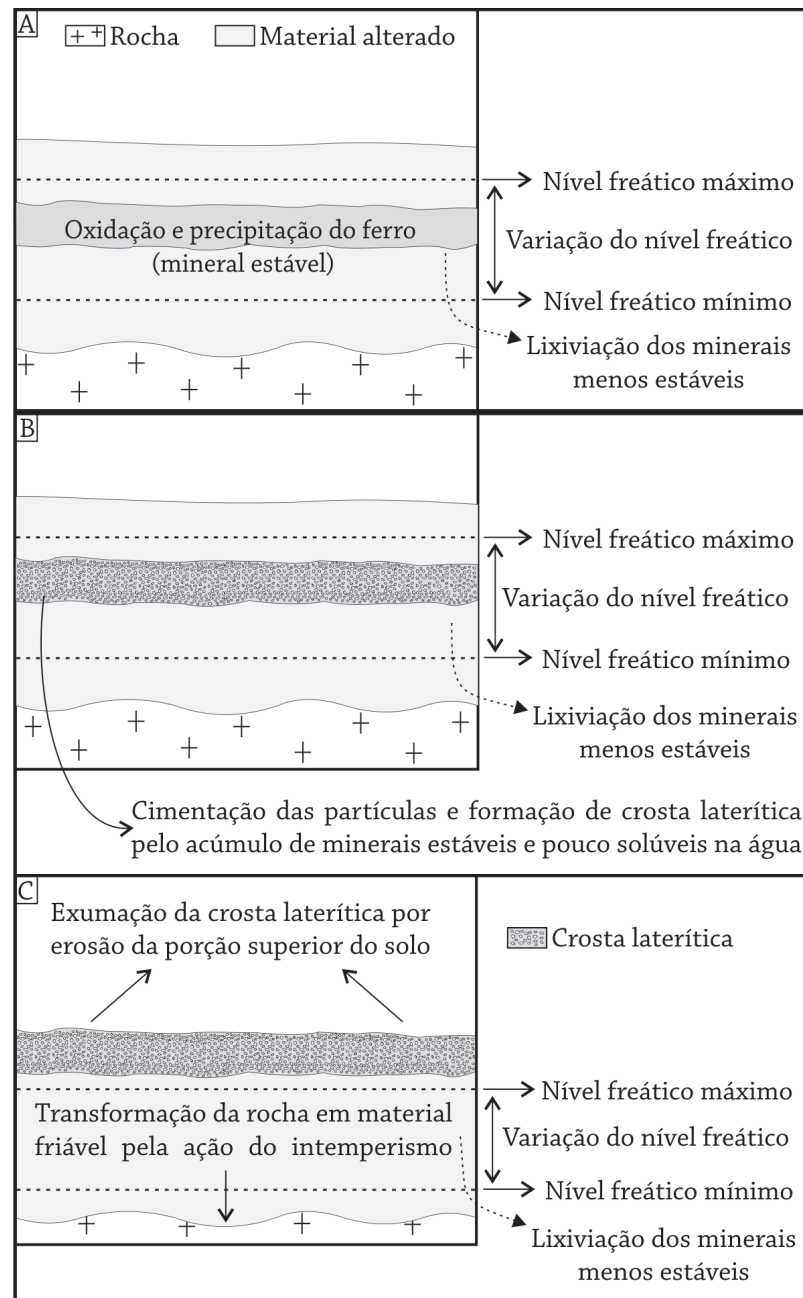


Figura 2.14 - Processo de formação das crostas lateríticas



Figura 2.15 - Crosta laterítica no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais



Figura 2.16 - Detalhe da crosta laterítica no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais

Muitos pesquisadores afirmam que as crostas lateríticas possuem íntima relação com a existência de **superfícies de aplainamento**. Superfícies de aplainamento são superfícies planas ou quase planas de escala regional ou continental que truncam indistintamente diversos tipos de rocha. Tal fato ocorreria em razão de que apenas com a existência de amplas superfícies estáveis seria possível a flutuação do nível freático em um determinado patamar por pelo menos um milhão de anos. De qualquer modo, uma vez formadas, as crostas colaboram com a manutenção das superfícies aplainadas, visto que, por serem extremamente resistentes frente à erosão mecânica, formam, no relevo, um patamar de difícil destruição.

Graças à sua alta resistência, as crostas, uma vez formadas, tendem a permanecer por longo tempo na paisagem, sendo destruídas apenas devido a mudanças no regime hidrológico. Essas mudanças podem ocorrer em função de fatores climáticos, geomorfológicos ou de condições estruturais internas ao manto de alteração. Contudo, o processo mais amplamente reconhecido como desestabilizador das crostas é um aumento de umidade que transforme o clima regional em tropical úmido ou superúmido. Nessas condições, além de diminuir as flutuações do nível freático, as crostas são degradadas geoquimicamente, transformando-se geralmente em latossolos.

## RELEVO CÁRSTICO

### Objetivos

Compreender o que é o carste. Identificar quais os processos que agem em sua formação. Entender a dinâmica evolutiva do mesmo e sua importância ambiental.

Segundo Christofolletti (1980), o termo **carste** provém da palavra **karst**, utilizada para descrever o relevo formado nas áreas de calcário maciço, existentes nas proximidades de Rjeka na Iugoslávia. Atualmente, por carste entende-se o tipo de relevo formado em regiões que têm por substrato **rochas carbonáticas** – principalmente calcários e dolomitos – e que possuem como característica marcante de sua paisagem as formas oriundas da dissolução geoquímica desses substratos.

As **rochas carbonáticas** possuem como particularidade uma baixíssima resistência frente ao intemperismo geoquímico, conjugada com uma alta resistência frente ao intemperismo e à erosão mecânica. Tal característica permite que as mesmas, quando em contato com a água, sejam rapidamente dissolvidas. Essa dissolução faz com que as áreas que tenham esse substrato apresentem um relevo com características próprias, bem diferentes daqueles moldados sobre outras litologias. No entanto, a existência de rochas carbonáticas não constitui única condição para formação de um carste. Devem ocorrer pelo menos outras três condições básicas:

- 1 Existência de um espesso pacote de rochas carbonáticas fissuradas e fraturadas próximo à superfície. A existência das fissuras e fraturas é necessária para facilitar/permitir a percolação da água que irá dissolver esse pacote.
- 2 A região deve possuir clima com tendência à umidade. Regiões áridas e semiáridas são caracterizadas pela pequena disponibilidade de água e pela vegetação pouco densa. Assim, não possuem as condições ideais para a ação do intemperismo geoquímico.
- 3 Livre circulação das águas, ou seja, a região precisa estar soerguida em relação ao seu nível de base para que as águas possam drenar e lixiviar livremente a rocha carbonática.

Embora outras rochas possam gerar o modelado cárstico, o calcário constitui a rocha em que melhor se desenvolve esse tipo de relevo. A gênese do carste em calcários tem início com a água pluvial que penetra na rocha calcária. Essa água, antes de penetrar na rocha, atravessa o solo e carrega do solo para dentro da rocha  $\text{CO}_2$ . Em seguida, a água enriquecida  $\text{CO}_2$  reage com a rocha carbonática, por meio da seguinte reação química:



O bicarbonato de cálcio ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) oriundo dessa reação é solúvel e acaba sendo exportado da rocha em solução na água que a drena. Vale ressaltar que águas que apresentam baixas temperaturas, como ocorre em regiões de clima temperado, tendem a possuir maior capacidade de dissolução do calcário que as águas quentes – típicas das áreas tropicais. Entretanto, graças à maior fluidez da água mais quente, da grande abundância de água no estado líquido existente nas regiões tropicais, bem como da grande quantidade de  $\text{CO}_2$  nos solos dessas regiões, os trópicos por vezes apresentam carstes mais bem desenvolvidos que muitos existentes em regiões temperadas.

Uma vez que a rocha maciça começa a ser destruída geoquimicamente, ela cria cavidades. Essas cavidades se concentram no nível freático e, se esse nível freático for rebaixado, as cavidades secam e transformam-se em grutas e cavernas (Figura 2.17). A existência dessas grutas e cavernas é uma das principais características do carste. Porém, não é a única. O carste é caracterizado por uma série de geoformas que podem ser divididas em dois grandes grupos: (i) **endocarste** e; (ii) **exocarste**. O endocarste engloba todas aquelas formas subterrâneas. Já o exocarste se refere àquelas geoformas cársticas que ocorrem na superfície.

As **cavernas** constituem a geoforma mais característica do endocarste. Entretanto, no interior das grutas e cavernas outras geoformas típicas do carste ocorrem. Elas são conhecidas como **espeleotemas** (Figura 2.17). A gênese dos espeleotemas está relacionada à penetração da água no interior da rocha calcária. Essa água segue zonas de fraqueza na rocha e desce até encontrar o teto das cavernas. Nesse momento, a mesma tende a gotejar em direção ao piso da caverna e a liberar gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), fazendo com que o carbonato de cálcio precipite. A precipitação do carbonato de cálcio no teto das cavernas gera as **estalactites** (Figura 2.18). Quando o carbonato de cálcio precipita no solo da caverna forma as **estalagmites** (Figura 2.18). Caso estalactites e estalagmites cresçam o suficiente a ponto de se unirem, forma-se uma **coluna** (Figura 2.18).

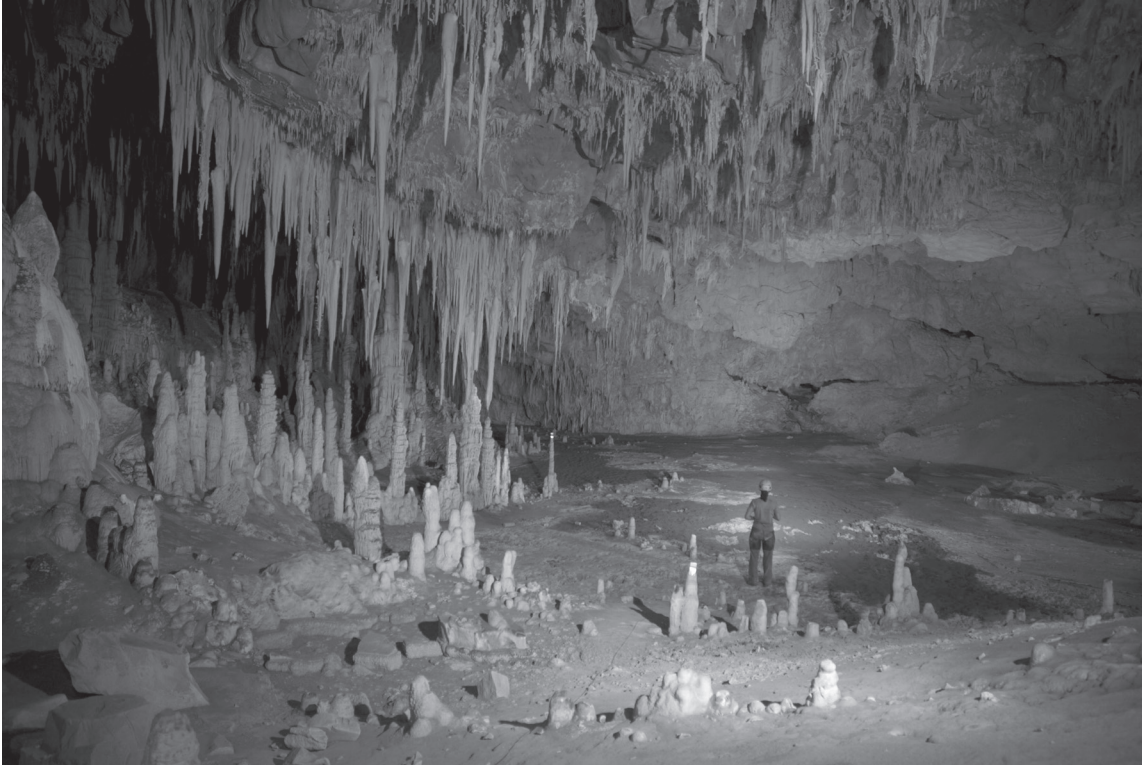


Figura 2.17 - Salão e espeleotemas na Toca da Barriguda, em Campo Formoso/BA



Figura 2.18 - Estalactites, estalagmites e colunas (ao fundo e à direita) em caverna turística no Languedoc, sul da França

Já no que se refere ao exocarste, as geoformas mais relevantes são: **lapiás, cones, dolinas, uvalas, poljés, sumidouros e ressurgências**. Os **lapiás** (Figura 2.19) constituem sulcos na superfície da rocha calcária e são causados pelo escoamento da água pluvial. Os **cones** são pontões geralmente arredondados que podem atingir alguns metros de altura.

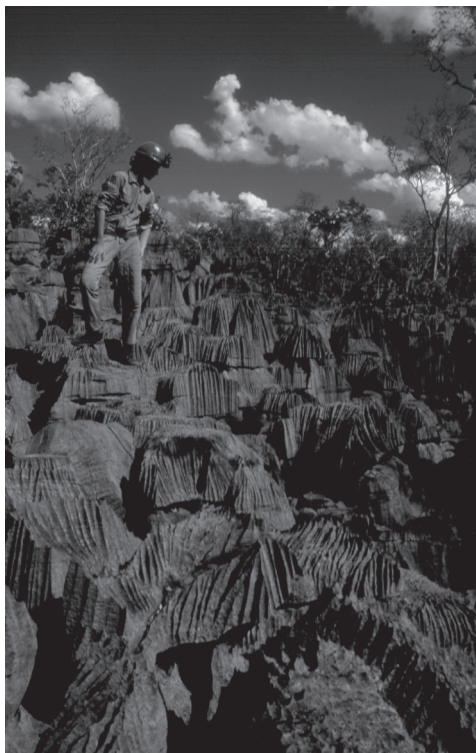


Figura 2.19 - Lapiás na Serra do Ramalho, na Bahia

As **dolinas** correspondem a depressões circulares ou ovais com bordas sinuosas que ocorrem na superfície das áreas cársticas (Figura 2.20). Podem possuir de poucos até várias dezenas de metros de largura. Quanto à profundidade, esta pode ser de centímetros até algumas dezenas de metros. Sua gênese, geralmente, está relacionada à dissolução. Essa dissolução ocorre graças ao esvaziamento geoquímico da rocha calcária em subsuperfície. Isso faz com que a superfície ceda um pouco e sofra um rebaixamento. Forma-se, então, a depressão arredondada,



Figura 2.20 - Dolina na região do Gandarela, Minas Gerais

em que as bordas da mesma são mais elevadas do que o centro. No entanto, existem também dolinas formadas por meio do colapso do teto de cavernas. Nesse caso, a depressão formada tende a ser menos suave do que a da dolina de dissolução. Existem ainda outras duas possíveis gêneses para as dolinas: (i) dolinas aluviais e; (ii) dolinas por infiltração.

Independentemente de sua gênese, as dolinas podem continuar a crescer após sua formação. Muitas vezes elas coalescem e formam uma **uvala** (Figura 2.21 A, B, C). As uvalas (Figura 2.22) podem ser formadas pela coalescência de várias dolinas, e assim atingirem grandes extensões. Já as grandes depressões ou planícies corrosivas em áreas cársticas são denominadas de **poljés**. Os poljés podem atingir quilômetros de extensão e possuir em seu interior outras geofomas cársticas, por exemplo, as próprias dolinas.

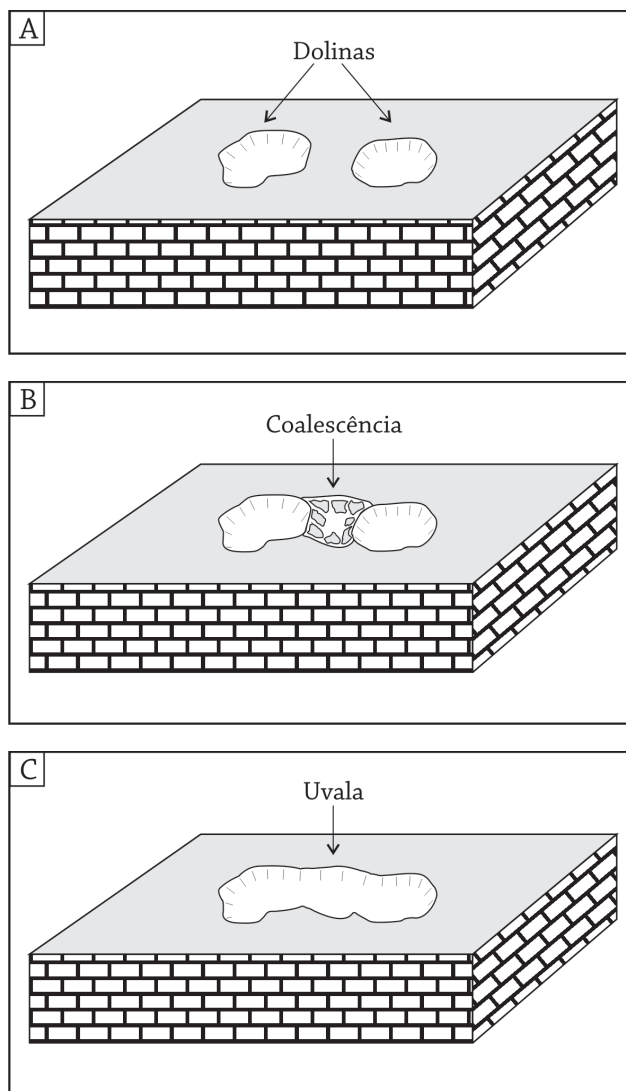


Figura 2.21 - Desenho esquemático que representa a coalescência de dolinas dando origem a uma uvala



Figura 2.22 - Uvala na região do Gandarela, Minas Gerais

Os **sumidouros** correspondem a locais onde os cursos fluviais penetram no subsolo e desaparecem da superfície (Figura 2.23). Geralmente, os sumidouros possuem gênese relacionada às dolinas que estão interligadas em subsuperfície às cavernas. Sendo assim, o curso fluvial, ao penetrar na dolina, escoar para o interior da caverna, só reaparecendo na superfície em uma ressurgência, isto é, o local onde, no outro extremo da caverna, a água fluvial ressurge na superfície (Figuras 2.24 e 2.25).

Por fim, deve-se ressaltar a existência do carste em rochas não carbonáticas. Esse tipo de carste era anteriormente denominado de **pseudocarste**. Atualmente, o uso desse termo tem sido contestado. Logo, o que antes era chamado de pseudocarste, na moderna Geomorfologia, começa a ser chamado também de carste.

O carste em rochas não carbonáticas é, em muitos aspectos, semelhante ao formado sobre as rochas carbonáticas. Entretanto, tende a ser muito menos desenvolvido. Segundo Halliday (2007), entre diversas outras, possui as seguintes possibilidades de gênese: cavidades formadas graças ao escoamento de lava vulcânica, cavidades formadas pelo avanço de glaciais, processos de *pipings* em vertentes, quedas de blocos que formem cavidades entre si, sistema de falhas e fraturas em quartzitos etc.



Figura 2.23 - Sumidouro na gruta Terra Ronca, em São Domingos/GO

No Brasil, os carstes não carbonáticos mais comuns são as grutas e abrigos que se formam em arenitos, quartzitos e itabiritos. Essas grutas não são tão desenvolvidas quanto aquelas formadas em calcários e dolomitos. Nem apresentam riqueza em espeleotemas, visto que não se formam por meio de uma dissolução completa da rocha. No entanto, podem atingir grandes dimensões. Em arenitos e quartzitos, a gênese mais comum são as falhas/fraturas na rocha que, graças à ação erosiva mecânica do escoamento da água pluvial, tendem a se alargar. Esse alargamento forma profundas e extensas cavidades. Entretanto, essa não é a única possibilidade de gênese



Figura 2.24 - Ressurgência cárstica em Fontaine de Vaucluse, em Provença, sul da França



Figura 2.25 - Em Fontaine de Vaucluse, Provença, poucos metros após ressurgir, o rio já se apresenta volumoso

para os carstes no quartzito. Wray (1997a) realizou uma ampla revisão acerca dos pseudocarstes em arenitos e quartzitos e afirma que os mesmos, além de pouco investigados, por vezes se formam por dissolução, em um processo extremamente semelhante ao do carste clássico. Esse processo, embora raro, é um pouco mais comum em áreas tropicais. No entanto, pode ocorrer em áreas com menor

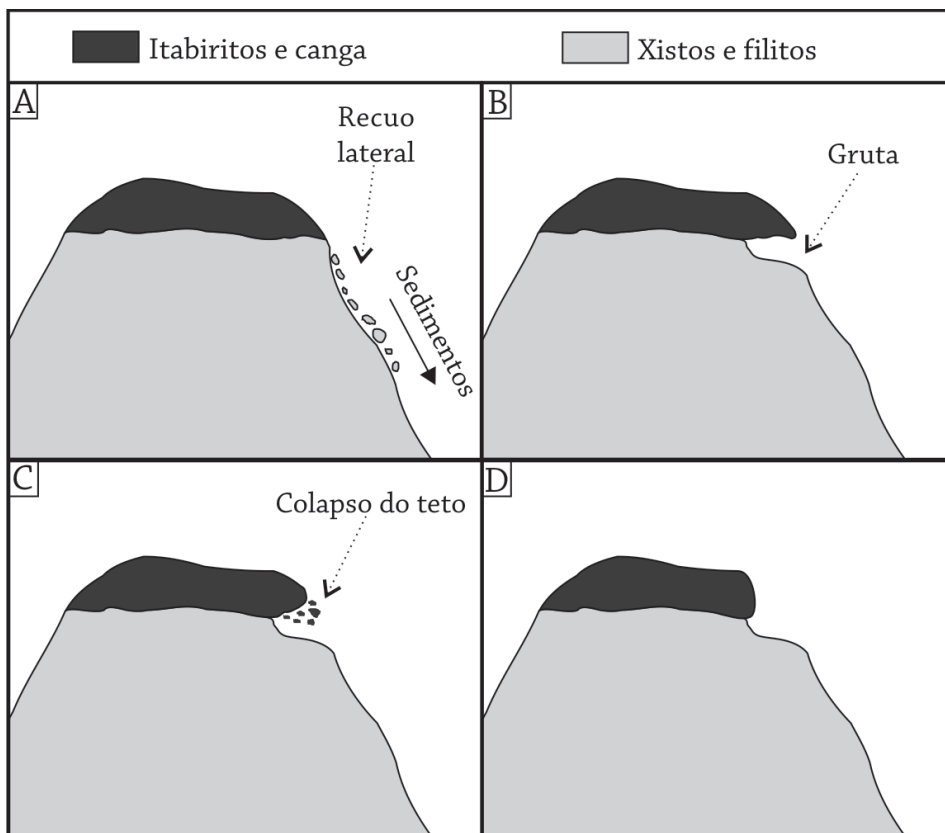


Figura 2.26 - Evolução do pseudocarste no Parque Estadual do Rola Moça, Minas Gerais

disponibilidade de água no estado líquido, por exemplo, as áreas de clima temperado ou polar. Foi esse fato que levou Wray (1997b) a questionar se todas as grutas em arenitos e quartzitos não poderiam ser consideradas como carstes de fato.

Em itabiritos, os carstes são menos estudados do que nos quartzitos. No entanto, já foi possível determinar que nessa rocha os mesmos também possuem origem poligenética. Stávale (2007) encontrou, no Parque Estadual do Rola Moça, na Grande Belo Horizonte/MG, diversas grutas e abrigos em itabiritos. Embora a grande maioria dessas cavidades tenham se formado por meio de um recuo lateral das escarpas (Figura 2.26), foi possível identificar nessa área cavidades que possuem origem na dissolução da sílica nas lentes de itabirito. Desse modo fica comprovado que, até nas áreas de itabirito, o carste possui grande complexidade.



**MÓDULO III**  
**PROCESSOS EM VERTENTES**



## NOÇÕES INICIAIS ACERCA DA EVOLUÇÃO DAS VERTENTES

### Objetivo

Compreender os processos modeladores das vertentes, sobretudo em termos de sua ação e importância para a evolução das mesmas.

Conforme visto anteriormente, a tectônica, o substrato litológico e o clima possuem grande importância na evolução das vertentes. Áreas orogênicas – localizadas no limite convergente de placas tectônicas – tendem a possuir o relevo muito movimentado, com uma grande diferença de cota entre interflúvio e talvegue (Figura 3.1). Vertentes que possuem como substrato rochas resistentes frente ao intemperismo e à erosão, salvo exceções, apresentarão manto de alteração pouco espesso e afloramentos rochosos mesmo em áreas de baixa declividade (Figura 3.2). Já vertentes localizadas em áreas com baixa atividade tectônica, clima tropical úmido ou semiúmido, e moldadas sob rochas frágeis, tenderão a apresentar formas arredondadas e a serem recobertas por um espesso manto de alteração. Por sua vez, vertentes que estão sob as mesmas condições tectônicas e de substrato, mas se situam em áreas mais secas, apresentaram formas angulosas (Figura 3.3).



---

Figura 3.1 - Vertentes típicas dos Alpes franceses



---

Figura 3.2 - Vertentes sob substrato quartzítico na Serra do Gandarela, Minas Gerais



Figura 3.3 - Vertentes típicas das regiões mediterrâneas, no sul da França

Conforme visto no parágrafo anterior, de uma maneira geral, nas áreas tropicais úmidas do globo terrestre, as vertentes são recobertas por um espesso manto de alteração – resultado do intenso intemperismo geoquímico – e possuem forma arredondada. Podem ser divididas em três partes: (i) topo; (ii) terço médio ou segmento e; (iii) base. Os topos são geralmente convexos, os terços médios tendem a ser retilíneos e as bases apresentam concavidade (Figura 1.5). Ocorrem constantes fluxos de matéria e energia do topo para a base das vertentes. Graças à força da gravidade, o material intemperizado tende a ser deslocado do topo para a base das vertentes, muitas vezes alcançando o curso fluvial. Isto faz com que o material que recobre as vertentes possa ser classificado como **elúvio** – material *in-situ*, ou seja, que não sofreu transporte – e **colúvio** – material transportado ao longo da vertente. Os depósitos de sedimentos que sofrem transporte fluvial são denominados de **alúvios**.

Em vertentes típicas das áreas tropicais úmidas ou semiúmidas, graças ao intenso intemperismo, a diferenciação entre elúvios e colúvios torna-se complicada. Porém, de modo geral, os **elúvios** apresentam tendência a um aumento da granulometria dos sedimentos da superfície para os estratos mais profundos do manto de alteração (Figura 3.4). Além disso, mesmo quando bem intemperizados, nas porções mais profundas do manto de alteração, tendem a manter a estrutura da rocha mãe. Já os **colúvios** não preservam a estrutura da rocha mãe. Além disso, tendem a não possuir seleção de materiais, visto que partículas mais grosseiras e mais finas se misturam devido ao processo de transporte.

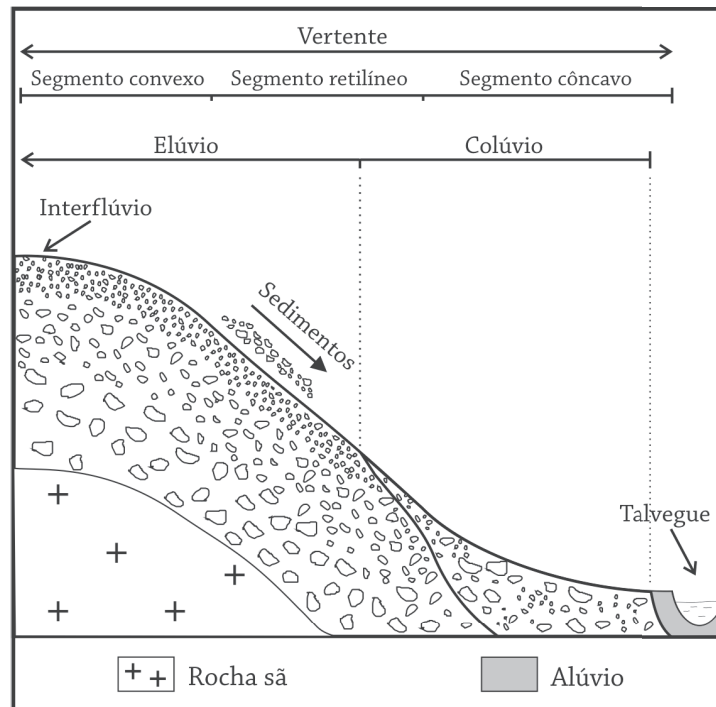


Figura 3.4 - Distribuição típica de elúvio e colúvios ao longo de uma vertente

A água pluvial, aliada à força da gravidade, constitui o principal agente geomorfológico responsável pela retirada e pelo transporte de sedimentos nas vertentes. Quanto mais seco for o clima, mais potente será o poder erosivo das chuvas. Isso acontece porque a vegetação e seu sistema de raízes fazem com que a água pluvial que escoia pela vertente perca velocidade e, assim, tenha maior facilidade para penetrar no solo, fato que diminui a erosão. A questão do clima é também importante porque, nos climas secos, além das vertentes estarem mais desnudas de vegetação, as chuvas tendem a ser concentradas e potentes.

A gota da chuva que toca diretamente o solo possui poder erosivo muito superior ao daquela que primeiro bate na vegetação e só depois, já sem potência, alcança o solo. Esse processo de gotejamento pluvial direto no solo desnudo é denominado de **splash**. Uma das feições típicas causadas pelo splash são as **demoiselles**. Elas possuem por origem o fato de que, no solo sem proteção da vegetação, os pequenos fragmentos de rocha existentes protegem as porções de solo que estão embaixo deles do gotejamento direto da chuva. O mesmo não ocorre com o restante da superfície desnuda. Sendo assim, as porções ao redor do fragmento rochoso são erodidas e formam-se pequenas colunas embaixo do fragmento rochoso (Figura 3.5 A, B, C). De modo geral, as demoiselles possuem dimensões de poucos centímetros. Porém, em situações especiais, elas podem possuir alguns metros de altura (Figura 3.6).

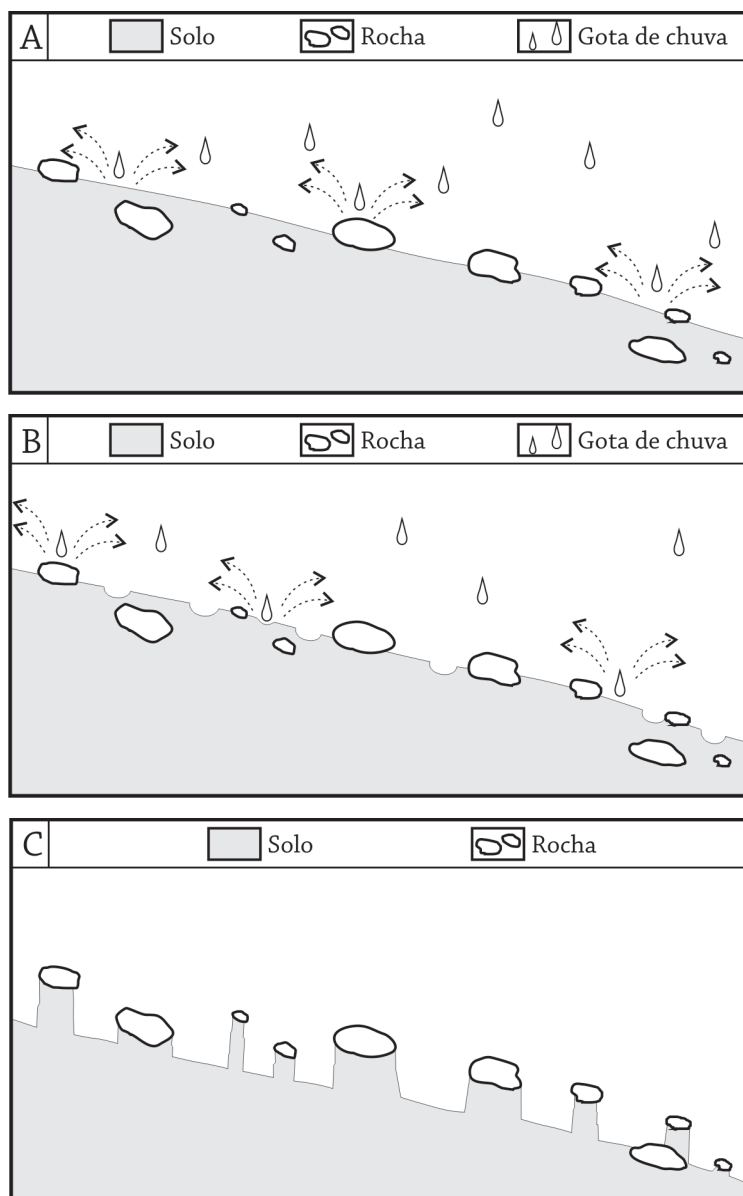


Figura 3.5 - Gênese das demoiselles



---

Figura 3.6 - Demoiselles com vários metros de altura, em Provença, sul da França

## ESCOAMENTO PLUVIAL, RAVINAS E VOÇOROCAS

### Objetivos

Identificar os mecanismos formadores das ravinhas e voçorocas. Compreender a gênese e a evolução dessas formas erosivas.

O processo de escoamento da água pluvial acontece quando a quantidade de água oriunda da precipitação é maior do que a capacidade de infiltração existente na superfície da vertente (Figura 2.3). Uma vez que isso ocorra, a água que não infiltrar tenderá a escoar pela vertente. Esse escoamento pluvial pode acontecer de duas formas: (i) **difuso** ou; (ii) **concentrado**. Segundo Christofolletti (1980), o **escoamento difuso**, caracterizado pela não concentração da água em algumas porções das vertentes, é típico de áreas com cobertura vegetal densa, do tipo florestal. Já o **escoamento concentrado** se caracteriza pela concentração das águas pluviais em pequenos leitos e sulcos nas vertentes. Essa forma de escoamento em áreas com baixa intervenção antrópica é típica das regiões que apresentam o solo desnudo – clima árido e semiárido – e das de clima tropical semiúmido, onde prevalece o tapete herbáceo sobre a cobertura florestal. Em razão da retirada da cobertura vegetal, áreas com alta atividade antrópica também tendem a apresentar escoamento concentrado.

Ao longo do tempo, essa concentração das águas pluviais tende a fixar e a aprofundar esses pequenos leitos e sulcos existentes nas superfícies das vertentes. Isso acontece em razão de que a água do escoamento pluvial, quando concentrada, possui alto poder erosivo e remove as partículas que constituem as paredes desses pequenos leitos e sulcos, aprofundando-os. As partículas removidas tendem a ser transportadas de forma intermitente, visto que, praticamente, se movem apenas quando chove. Esse transporte, geralmente, se prolonga até os leitos fluviais existentes nas bases das vertentes. Por sua vez, os pequenos leitos e sulcos, à medida que são erodidos e aprofundados, transformam-se em **ravinhas** (Figuras 3.7 e 3.8A).

As ravinas, uma vez formadas, tendem, em áreas que apresentam espesso manto de alteração, a se expandir. Essa expansão é consequência da própria estrutura do manto de alteração. Os horizontes menos superficiais do manto de alteração – horizonte pedológico C – se caracterizam por serem pobres em matéria orgânica e por apresentarem a estrutura da rocha matriz apodrecida pelo intemperismo, com abundância de material na fração areia. A ausência de matéria orgânica diminui a agregação das partículas nesses horizontes, e o material arenoso é apodrecido – esvaziado geoquimicamente, sendo suas ligações químicas “quebradas” graças ao intemperismo – é facilmente erodível. Logo, as ravinas que se aprofundam até esses horizontes encontram condições ideais para se expandirem, visto que agem sobre material frágil frente à erosão causada pelo escoamento pluvial concentrado.

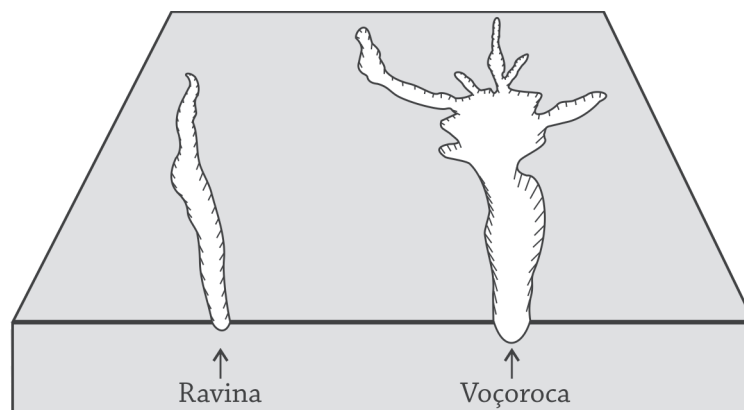


Figura 3.7 - Desenho esquemático diferenciando ravinas de voçorocas

No entanto, as ravinas não são formas últimas de erosão. Muitas evoluem para **voçorocas** (Figuras 3.7 e 3.8B). Ao contrário das ravinas, que apresentam formas lineares, as voçorocas se caracterizam pela grande porção de material erodido – solo e material intemperizado – e podem por vezes ocupar quase que a totalidade de uma vertente (Figura 3.8 B). Uma vez formadas, tendem a crescer rapidamente por meio da erosão de suas bordas, que apresentam difícil estabilização. Em termos tridimensionais, as voçorocas tendem a evoluir até alcançarem o nível freático.



Figura 3.8 A - Geoforma erosiva: ravina na Serra do Gandarela, Minas Gerais



Figura 3.8 B - Geoforma erosiva: voçoroca de grandes dimensões em Cachoeira do Campo, distrito de Ouro Preto/MG

As ravinas e as voçorocas são geoformas típicas de regiões tropicais semiúmidas. Isso ocorre porque áreas áridas e semiáridas não possuem um espesso manto de alteração. A ausência desse espesso manto de alteração não permite que o escoamento pluvial concentrado tenha alto poder erosivo, visto que a rocha sã, resistente a esse escoamento, se localiza próximo a superfície. Já áreas tropicais úmidas apresentam cobertura florestal, fato que, conforme visto anteriormente, além de impedir o gotejamento direto da chuva no solo, dificulta o escoamento concentrado das águas pluviais. Desse modo, é nas regiões tropicais semiúmidas – onde, além da abundância da água, coexistem gotejamento direto da chuva sobre o solo e escoamento pluvial concentrado – que as ravinas e voçorocas são mais comuns. Porém, alguns estudos demonstram que regiões onde há grande concentração de ravinas e voçorocas apresentam, além do clima, outros fatores naturais que facilitam o surgimento dessas formas erosivas.

O primeiro desses fatores naturais está, geralmente, ligado ao substrato geológico. Em Minas Gerais, bem como em boa parte do globo terrestre, as ravinas e voçorocas são mais comuns em áreas moldadas sobre determinados tipos de rochas, por exemplo, os granitos, os gnaisses e os arenitos.

O segundo fator parece estar associado aos colúvios. Bacellar *et al.* (2005) demonstra que, no Quadrilátero Ferrífero/MG, as ravinas e voçorocas são mais comuns e alcançam maiores dimensões em áreas recobertas por colúvios.

O último fator está associado à rede de drenagem. Cursos fluviais que, após uma fase de estabilidade, começam novamente a encaixar favorecem o aumento da declividade das vertentes e, conseqüentemente, facilitam a erosão das mesmas (Salgado *et al.*, 2007).

Essas tendências naturais geralmente são agravadas pela ação antrópica. A retirada da cobertura vegetal original, o pisoteio de animais em trilhas ao longo das vertentes, a abertura de caminhos para passagem de máquinas, a colocação de cercas bem como outras atividades agrícolas e pastoris permitem o escoamento pluvial concentrado com alto poder erosivo e desencadeiam a ploriferação das ravinas e voçorocas. Desse modo, embora existam regiões com predisposições naturais ao surgimento dessas geoformas erosivas, a atividade antrópica colabora de maneira decisiva no surgimento e expansão dos ravinamentos e voçorocamentos.

Por fim, no que diz respeito à gênese das voçorocas, deve-se ressaltar a formação dos **pipings**. Os pipings são dutos subterrâneos que ocorrem no interior das vertentes e que são recorrentes em áreas ricas em ravinas e voçorocas. Diversos são os fatores considerados

como responsáveis por sua formação, inclusive as cavidades formadas por térmitas e formigueiros. Independentemente dessa gênese, nos locais onde esses dutos começam a se formar, a água do escoamento pluvial tem maior facilidade de penetrar no solo, escoar e assim os expandir. O contínuo escoamento da água pluvial através destes dutos provoca a erosão mecânica das paredes e o alargamento dos mesmos. Alguns autores associam esse alargamento dos pipings como uma das causas do surgimento, crescimento e expansão das voçorocas, visto que o colapso do teto desses dutos daria início ao processo de voçorocamento (Augustin; Aranha, 2006).



## MOVIMENTOS DE MASSA

### Objetivos

Diferenciar os diversos movimentos de massa entre si. Compreender os mecanismos responsáveis pela ocorrência de cada um deles.

São denominados como **movimentos de massa** o conjunto de processos naturais que fazem com que, em um pequeno espaço de tempo, significativas parcelas do solo e do manto de alteração se desloquem na vertente. Apesar de serem processos naturais, muitas vezes os movimentos de massa são também consequência da ação antrópica. Nesse sentido, constituem um grave problema, visto que podem ser classificados como desastres naturais causadores de grandes perdas materiais e de vidas humanas. Todos os anos, principalmente nos países pobres das regiões tropicais, milhares de pessoas perdem suas vidas e/ou patrimônio soterradas por processos dessa natureza.

Os movimentos de massa podem ser classificados de diversas maneiras, visto que podem variar enormemente no que se refere à gênese, aos materiais e aos processos envolvidos. Neste trabalho apresentaremos os movimentos de massa segundo a classificação do IPT (1991): (i) **Rastejos**; (ii) **Corridas de Massa**; (iii) **Escorregamentos** e; (iv) **Quedas**.

Os **rastejos**, também denominados de **creeps**, compreendem movimentos de massa lentos e contínuos que mobilizam, principalmente, as camadas mais superficiais do manto de alteração (do solo até rochas em maior ou menor grau de decomposição). Possuem baixa velocidade – em média alguns centímetros por ano – e não apresentam superfície de ruptura bem definida. Apesar de não causarem grandes danos econômicos (Fernandes; Amaral, 1996), em comparação com outros tipos de movimentos de massa, podem ser considerados como indicadores de iminentes escorregamentos (Infanti Jr.; Fornasari Filho, 1998). Geralmente são identificados por meio da inclinação que causam em árvores, muros, cercas e postes (Figura 3.9 A, B).

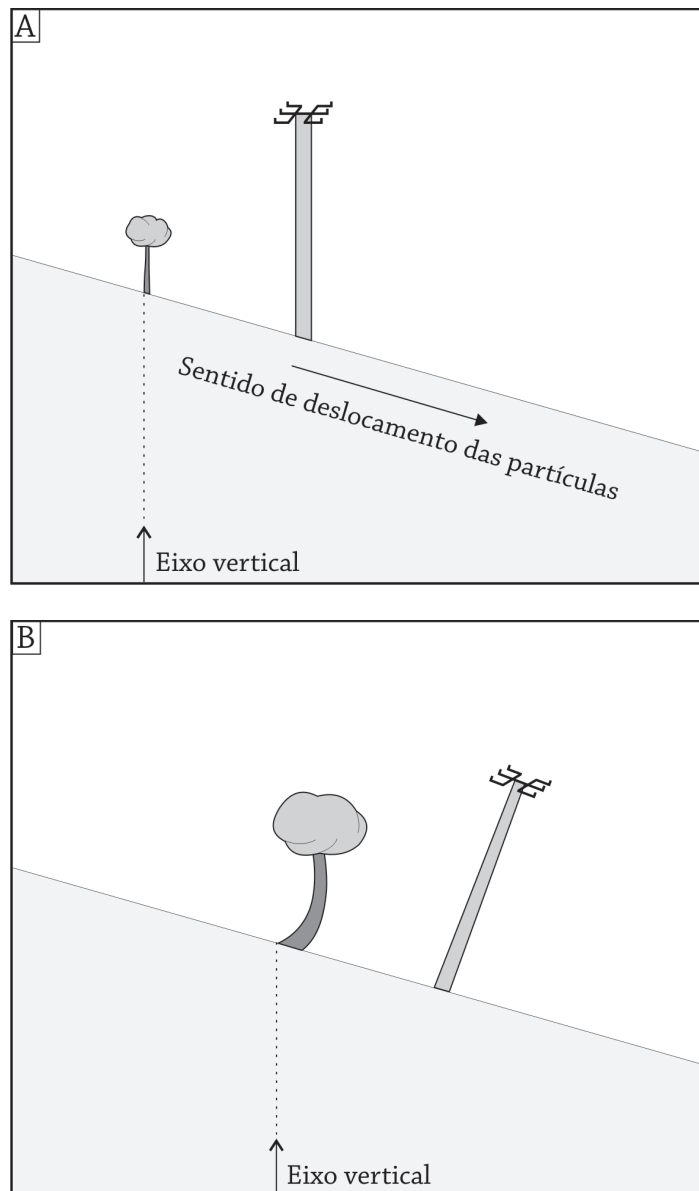


Figura 3.9 - Rastejo

Já as **corridas de massa**, também denominadas de **flows**, caracterizam-se pela rapidez com que ocorrem e pela sua dinâmica: materiais que compõem o manto de alteração, encharcados de água, comportam-se como fluidos viscosos. Uma vez que isso acontece, este material desce a vertente com grande velocidade e pode causar enormes prejuízos. Em razão da existência de espesso manto de alteração e de grande disponibilidade de água no estado líquido, as corridas de massa são comuns nas áreas tropicais úmidas com alta declividade. Embora ocorram naturalmente nessas áreas, podem também ser consequência da ação antrópica. Fernandes e Amaral (1996) destacam diversas atividades, por exemplo, construção de

residências nas margens de canais e desvio de canais naturais, entre outros, como fatores causadores de graves corridas de massa que aconteceram no estado do Rio de Janeiro.

Os **escorregamentos** ou **slides** podem ser divididos em dois tipos: (i) **planares** e; (ii) **rotacionais**. Os **escorregamentos planares** ou **translacionais** constituem, segundo Fernandes e Amaral (1996), o tipo de movimento de massa mais frequente e se caracterizam por serem compridos, rasos e acompanharem um plano de ruptura existente no interior do manto de alteração. Esse plano de ruptura possui gênese associada a mantos de alteração que apresentam descontinuidades. Em suma, a descontinuidade favorece uma ruptura e o consequente deslizamento da porção superior do manto (Figura 3.10). A origem da descontinuidade pode ser de diversos tipos, como, por exemplo: uma camada arenosa do solo sobre uma argilosa – fato que facilita o surgimento de um plano de escoamento da água em subsuperfície, contato de um colúvio com um elúvio, acamamentos geológicos, planos de fraturas preexistentes na rocha intemperizada etc. No entanto, para a sua ocorrência, é necessário ainda que aconteça uma precipitação pluviométrica muito intensa ou de longa duração.

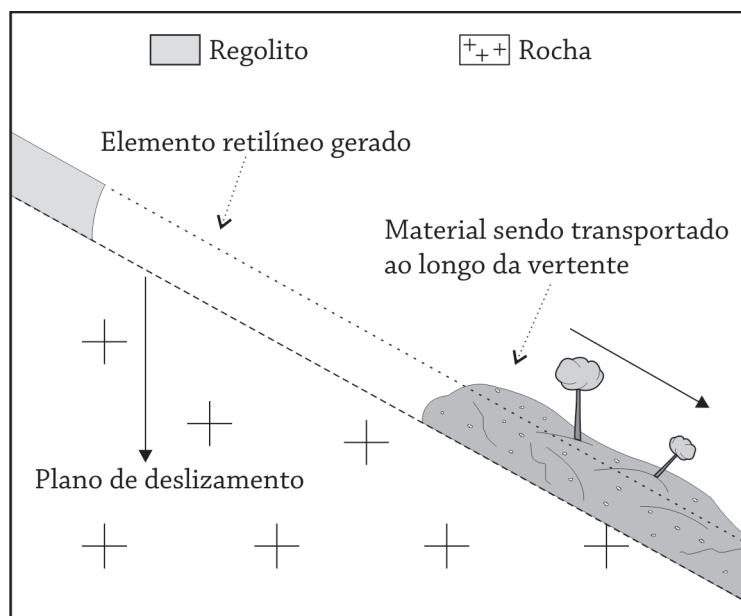


Figura 3.10 - Escorregamento translacional

Já os **escorregamentos rotacionais** ou **slumps** se caracterizam por apresentarem superfície de ruptura curva ou côncava, fato que faz com que o material alterado que escorrega deslize não sobre um plano, mas sim de maneira rotacional (Fernandes; Amaral, 1996) (Figura 3.11). Movem grandes porções de material alterado e são responsáveis por significativos prejuízos econômicos e de vidas humanas. Apesar de possuírem ocorrência associada a chuvas intensas e duradouras, ao contrário dos escorregamentos planares, não apresentam gênese associada a rupturas no manto de alteração.

São favorecidos justamente pela homogeneidade do manto de alteração, sobretudo quando o mesmo é espesso e composto por materiais oriundos da alteração de rochas argilosas.

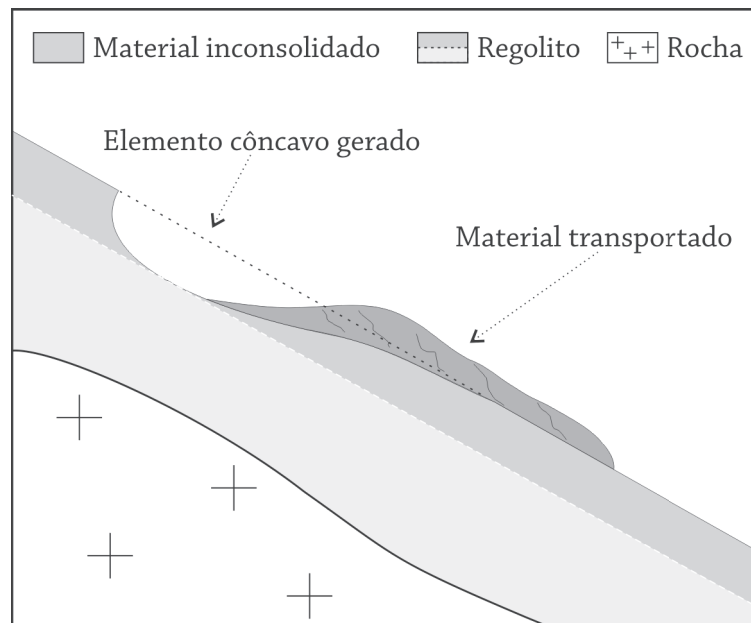


Figura 3.11 - Escorregamento rotacional

Por fim, a **queda de blocos** constitui movimento gravitacional simples, no qual um bloco rochoso colapsa e cai. Essas quedas são favorecidas pela existência de fraturas na rocha e/ou pela ação do intemperismo, que fazem com que um bloco desagregue-se do restante da rocha e possa assim ser movido pela força da gravidade (Figura 3.12 A, B). A queda de blocos não é importante apenas pelos prejuízos econômicos e de vidas humanas que pode causar. Constitui fator preponderante na evolução do relevo de algumas áreas do globo terrestre. No Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, a evolução do relevo da Serra do Rola Moça, das terras altas do Gandarela e de porções da Serra da Moeda ocorre graças à queda de blocos. Nessas áreas, uma canga espessa protege a superfície do intemperismo e da erosão superficial. Porém, ao lado dessas crostas, coexistem rochas mais frágeis, que graças à erosão diferencial estão extremamente rebaixadas no relevo. Tal fato cria uma escarpa entre esses dois litotipos. A erosão da base dessa escarpa acaba por retirar a sustentação da canga, que então colapsa na forma de queda de blocos.

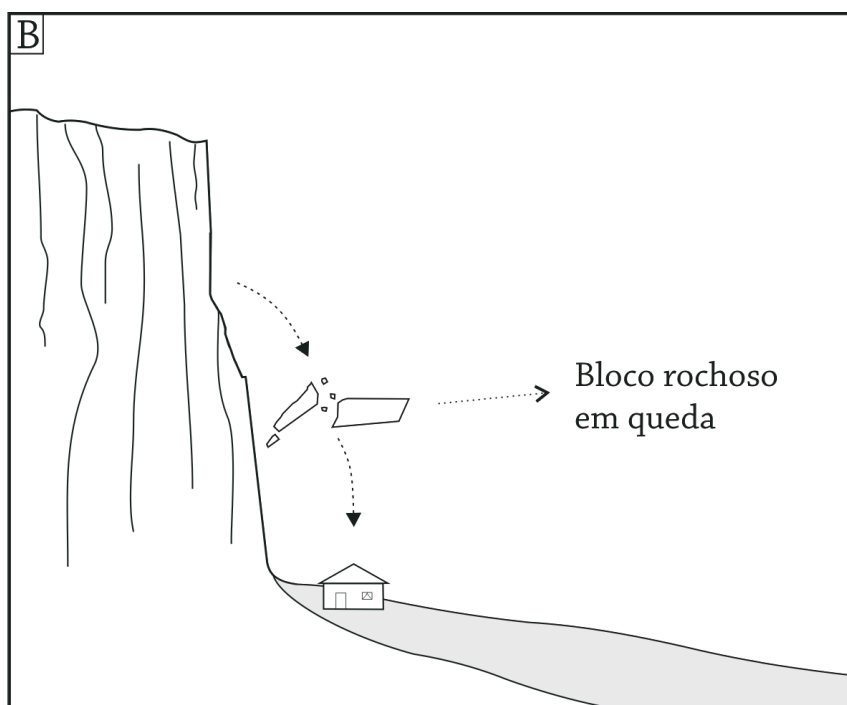
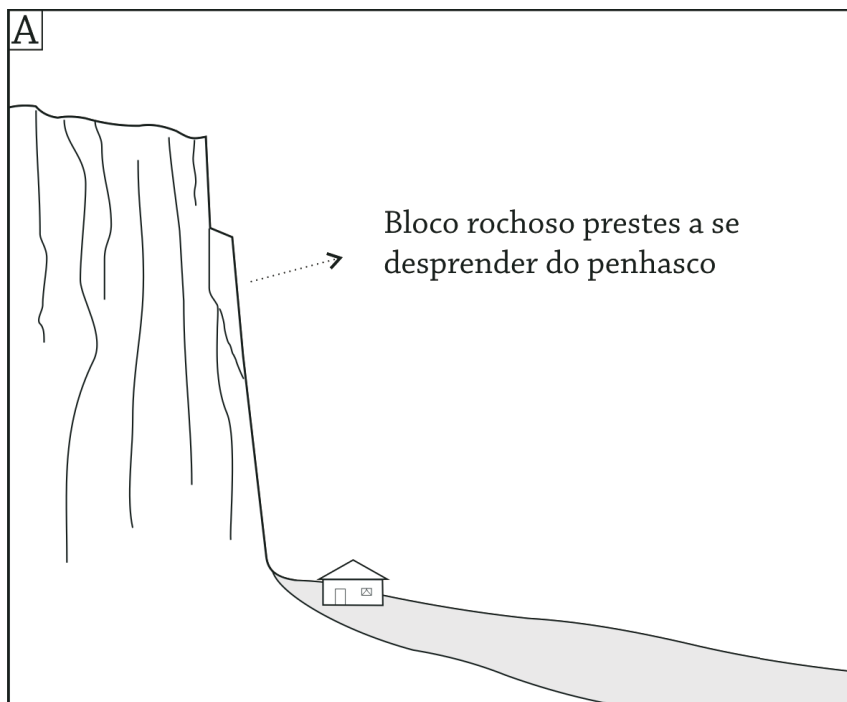


Figura 3.12 - Queda de blocos



## PAVIMENTOS DETRÍTICOS E STONE-LINES

### Objetivos

Compreender a gênese dos pavimentos detríticos e das stone-lines. Diferenciar um do outro e entender a razão de essas geoformas serem importantes para a Geomorfologia.

A existência de **linhas de pedras**, ou **stone-lines**, é fenômeno recorrente em vertentes das áreas tropicais (Figura 3.13). A origem desse fenômeno é ainda hoje extremamente controversa, já que existem várias hipóteses para explicar a gênese das stone-lines. Entre essas hipóteses, três merecem maior destaque: (i) alóctone, graças à existência de paleoclimas mais secos; (ii) alóctone, graças à ação de térmitas e; (iii) autóctone.

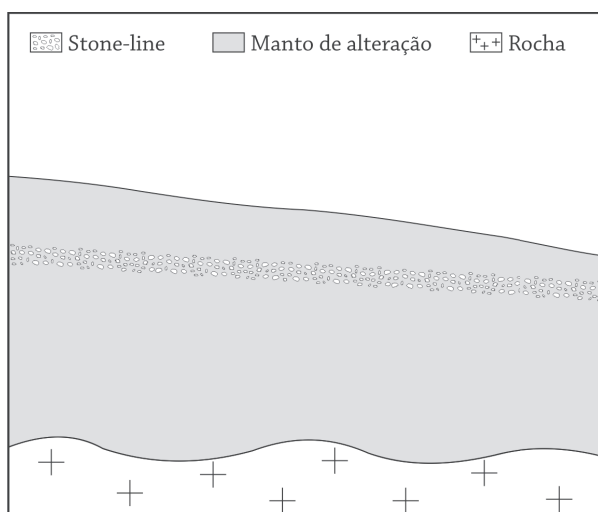


Figura 3.13 - Stone-line

A origem **alóctone**, causada pela existência de **paleoclima mais seco**, ocorreria da seguinte forma: em um paleoclima mais seco, com a diminuição do intemperismo, se formariam depósitos detríticos de material mais grosso ao longo das vertentes (pedimentos). Esses depósitos se

moveriam nas enxurradas que ocorrem nos climas áridos e semiáridos e assim recobririam as vertentes. O retorno de um clima mais úmido interromperia esse processo e permitiria inclusive que esse material fosse soterrado por um colúvio composto de material mais fino – areia, silte, argila - típico de regiões úmidas ou semiúmidas (Ab’Sáber, 1969) (Figura 3.14 A, B, C). Logo, as stone-lines seriam testemunhas da existência de um **paleopavimento detrítico**, associado a um paleoclima seco, possuindo uma gênese muito semelhante àquela proposta por Bryan (1922) e King (1953) para os pedimentos (Faniran; Jeje, 1983).

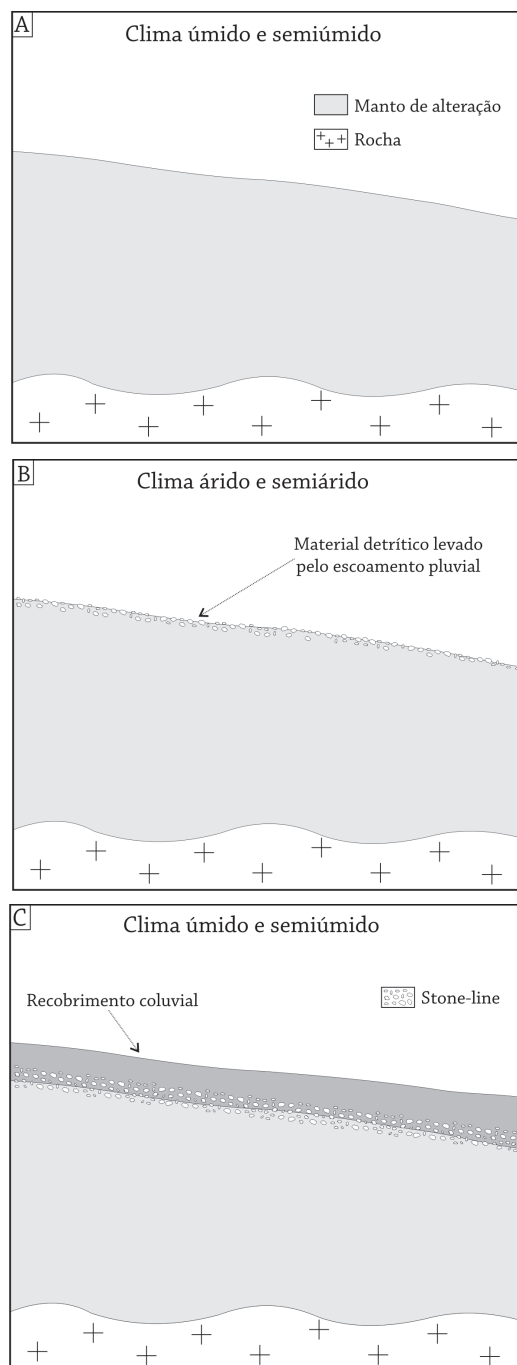


Figura 3.14 - Stone-line de origem alóctone – mudança climática

A origem **alóctone**, graças à ação de **térmitas**, considera que as mesmas, ao removerem o solo, poderiam aportar para a superfície as partículas mais finas. Dessa forma, os detritos mais grosseiros se acumulariam ao longo de uma linha em subsuperfície, originando, assim, as stone-lines (Faniran; Jeje, 1983; Thomas, 1994) (Figura 3.15 A, B, C). Essa explicação para as stone-lines é também conhecida como **origem por pedoturbação**.

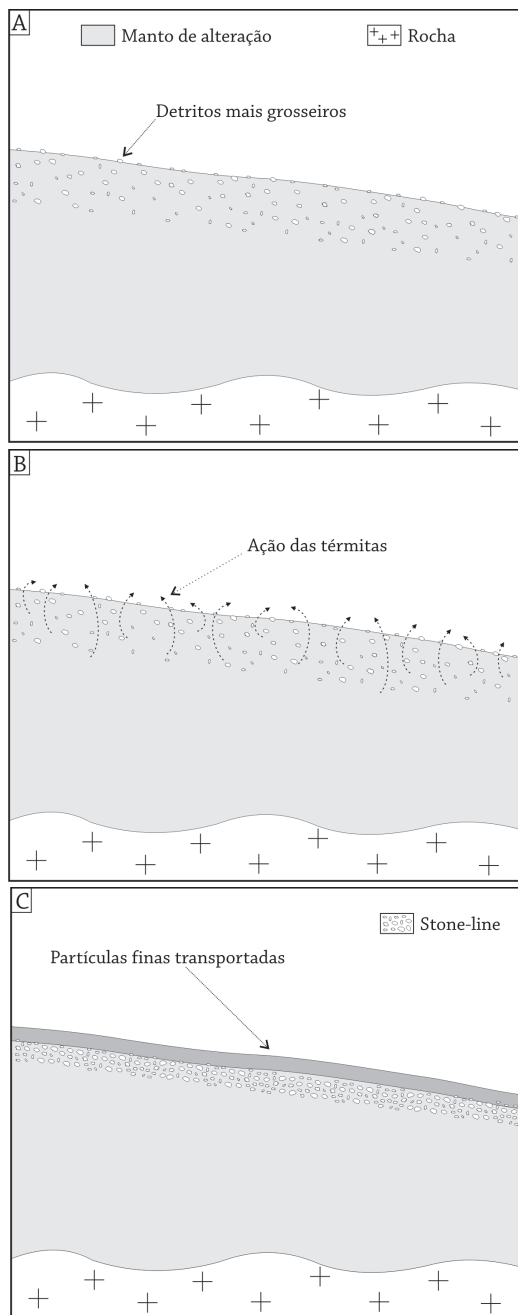


Figura 3.15 - Stone-line de origem alóctone – térmitas

Por fim, entre as principais hipóteses, destaca-se a de origem **autóctone**. Nesse caso, as linhas de pedra seriam o resultado da intemperização de veios de quartzo existentes em subsuperfície (Thomas, 1994). Esses veios de quartzo, por serem mais resistentes, seriam menos alterados e tenderiam a ser decompostos em detritos mais grosseiros. O continuar do processo de intemperismo acabaria por favorecer o surgimento de linhas de pedra em subsuperfície (Figura 3.16 A, B, C). Tal gênese poderia ainda ser associada à possibilidade de uma origem **autóctone/alóctone**. Nesse caso, um veio de quartzo, ao ser exumado pela erosão, estaria menos alterado. No entanto, mesmo menos alterado, graças aos processos erosivos superficiais, seria lentamente erodido, fornecendo então detritos grosseiros que recobririam a superfície da vertente. Posteriormente, esses detritos seriam recobertos por colúvios (Figura 3.17 A, B, C, D).

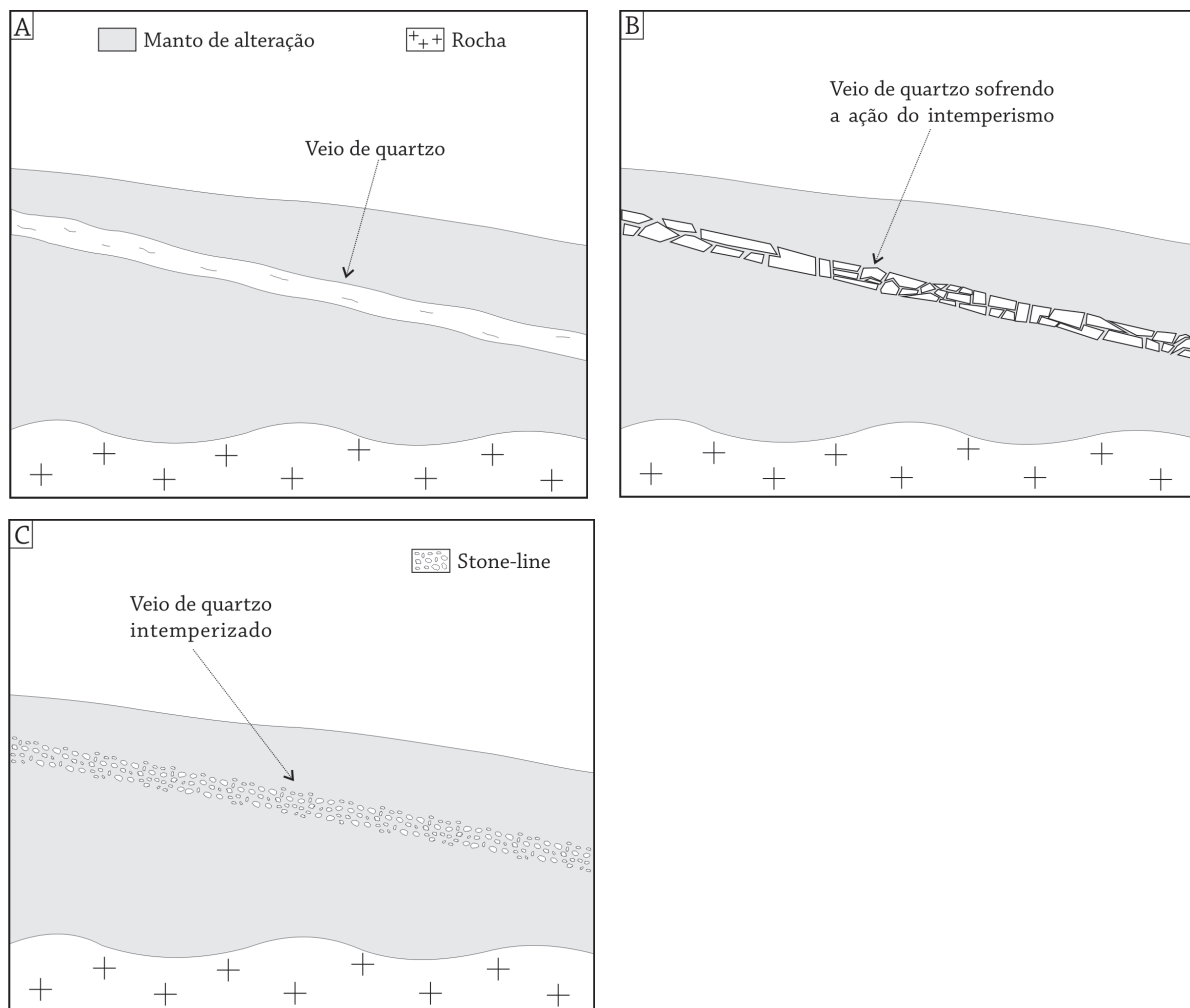


Figura 3.16 - Stone-line de origem autóctone

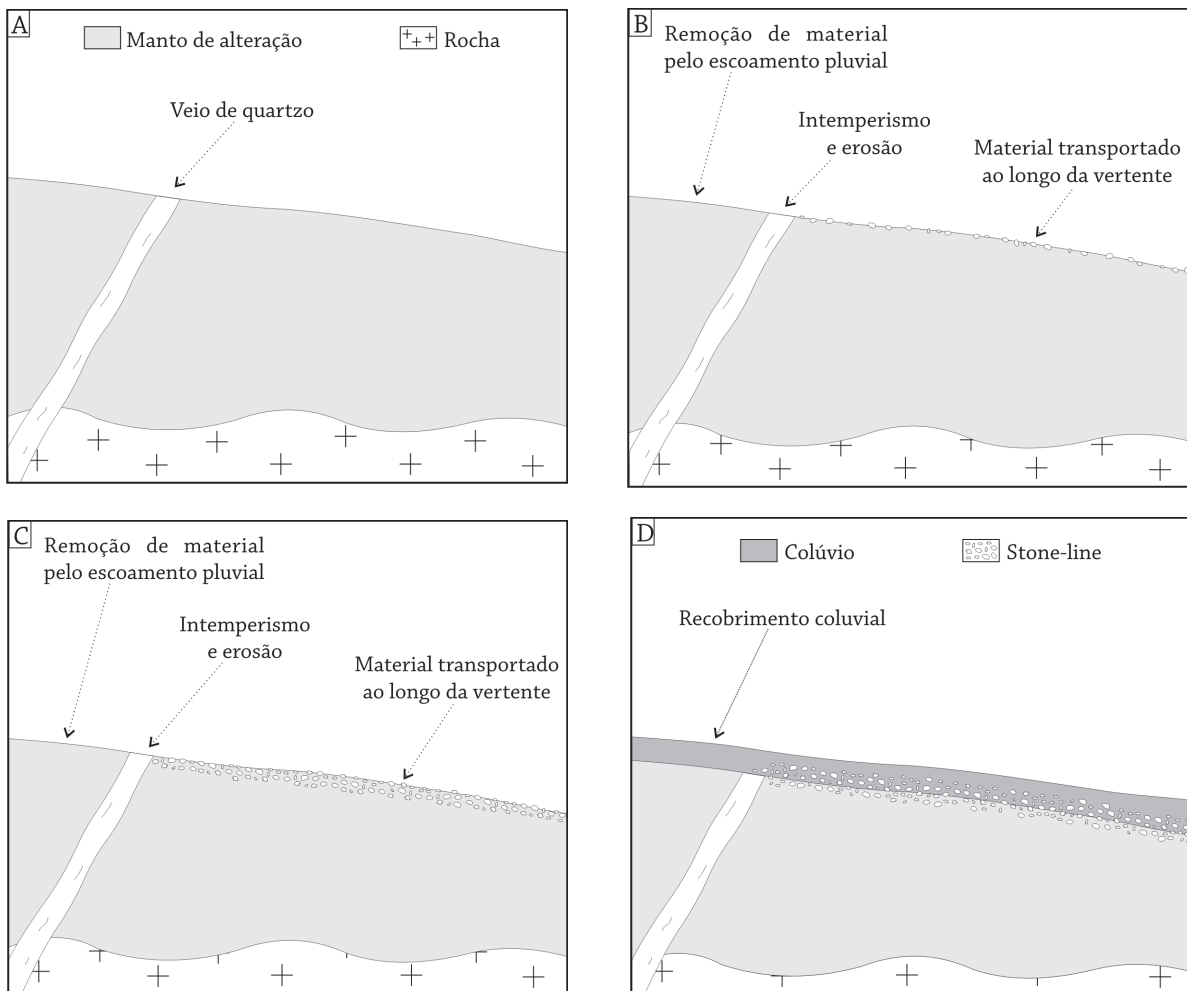


Figura 3.17 - Stone-line de origem autóctone/alóctone

A polêmica sobre a origem das stone-lines permaneceu sem maiores possibilidades de solução até o advento dos estudos com **isótopos cosmogênicos**, em especial o  $^{10}\text{Be}$ . Os isótopos cosmogênicos permitem mensurar diretamente e a longo termo a taxa de erosão de uma superfície e, indiretamente, o tempo de exposição à radiação cósmica a que uma superfície está submetida. Dessa forma, foi possível determinar a origem das stone-lines. Nesse contexto, os estudos de Braucher *et al.* (1998a; 1998b; 2004) demonstraram que a origem das stone-lines é principalmente autóctone ou autóctone/alóctone. Linhas de pedra no Brasil (Bahia e Distrito Federal) e na África (Burkina Fasso e Camarões) tiveram gênese comprovada como autóctone ou autóctone/alóctone. Apenas em Cuiabá, no Mato Grosso, foi achada uma linha de pedra de origem alóctone relacionada a um paleoclima mais seco há 500 mil anos, seguido imediatamente por um paleoclima mais úmido. Desse modo, ficou provado que as stone-lines são poligenéticas, ou seja, possuem mais de uma possibilidade de gênese. No entanto, foi possível constatar também que as gêneses alóctones constituíram mais uma exceção do que uma regra. Portanto, estudos que afirmem que as stone-lines comprovam a existência de paleoclimas mais secos devem ser aceitos com cautela. Os paleopavimentos detríticos formados em clima seco existem, mas boa parte das stone-lines não foram formadas sob essas condições.

## REFERÊNCIAS

- AB´SÁBER, A. N. (1969). Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, São Paulo, n. 18, IG-USP:1-23.
- ANDERSON, S. P. *et al.* (1993). A case for geochemical control of concentration-discharge relationships. *Chemical Geology* 107:369-371.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. (2006). Piping em área de voçorocamento, noroeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 7(1):9-18.
- BACELLAR, L. A. P.; COELHO NETO, A. L.; LACERDA, W. A. (2005). Controlling factors of gullying in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms* 30:1369-1385.
- BARBOSA, G. V. (1980). Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geociências* 10(1):89-101.
- BARBOSA, G. V.; RODRIGUES, D. M. S. (1965). O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. *Boletim Mineiro de Geografia* 10/11:3-35.
- BIGARELLA J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS G. F. (1994). *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis: Editora UFSC. 425 p.
- BRAUCHER, R. *et al.* (1998a). Brazilian laterite dynamics using in situ-produced  $^{10}\text{Be}$ . *Earth and Planetary Science Letters*. 163:197-205.
- BRAUCHER, R. *et al.* (1998b). African laterite dynamics using in situ-produced  $^{10}\text{Be}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(9):1501-1507.
- BRAUCHER, R. *et al.* (2004). Stone-line formation processes documented by in-situ produced  $^{10}\text{Be}$  distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 222:645-651.
- BRYAN, K. (1922). Erosion and sedimentation in Papago Country, Arizona. In: ADAMS, G. 1975. Planation Surfaces. Down/Phennsylvania, Hutchinson & Ross Inc. *Benchmark Papers in Geology* 22:476 p.
- CABRAL, J. (1997). Movimento das águas subterrâneas. In: FEITOSA, F. A. C.; MANUEL FILHO, J. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Recife: CPRM & UFPE. p. 35-52.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980). *Geomorfologia*. 2. ed. São Paulo: Editora Edgard Blücher. 188 p.
- DAVIS, W. M. 1899. *The Geographical Cycle*. *Geogr. Journal*. 14(5):481-504.
- EDMOND, J. M. *et al.* (1995). The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(16):3.301-3.325.

FANIRAN, A.; JEJE, L. K. (1983) *Humid Tropical Geomorphology: a study of the geomorphological process and landforms in warm humid climates*. New York; London: Longman. p.240, 414.

FERNANDES, N. F; AMARAL, C. P. (1996). Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. *Geomorfologia e meio-ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil: p. 123-194.

GERRARD, J. (1994). Weathering of granite rocks: environment and clay mineral formation. In: ROBINSON, D. A.; WILLIAMS, R. G. B. *Rock Weathering and landform evolution*. London: John Wiley & Sons. Capítulo 1:3-21.

HALLIDAY, W. R. (2007). Pseudokarst in the 21st Century. *Journal of Cave and Karst Studies* 69(1):103-113.

HADER, E. C.; CHAMBERLIN, R. T. (1915). The geology of central Minas Gerais. *J. Geol.* 23(445):341-424.

HORTON, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. American Geophys. Union* 14:446-460.

HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99(B7):13.971-13.986.

INFANTI JÚNIOR, N.; FORNASARI FILHO, N. (1998). Processos de dinâmica superficial. In: OLIVEIRA, M. A. S.; BRITO, S. N. A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental. p. 131-152.

IPT (1991). Ocupação de encostas. *Publicação IPT*, n. 1831:216 p.

KING, L. C. (1953). Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geology Society of America* 64 (7):721-732.

LEEDER, M. R. (1991). Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau* 80(2):441-458.

MANOEL FILHO, J. (1997). Ocorrência da água subterrânea. In: FEITOSA, F. A. C.; MANUEL FILHO, J. *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Recife: CPRM & UFPE. Capítulo 2:13-47.

MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology* 100:525-544.

MILLOT, G. (1977). Géochimie de la surface et formes du relief. *Sci. Géol. Bull.* 30d (4):229-233.

MILLOT, G. (1980). Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. *Mém. H. Ser. Soc. Géol. De France* 10:295-305.

- MILLOT, G. (1983). Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: *Int. Symp. Laterization Processes*, II. São Paulo.
- NAHON, D. (1986). Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: \_\_\_\_\_. *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*. London: Academic Press, 161-191.
- NAHON, D. (1994). *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York: John Wiley & Sons. 313 p.
- PENK, W. (1924). *Die Morphologische Analyse I Engelhorn's Nachf.* Translated: Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology. London. 1953. 429 p.
- PINET, P.; SORIAU, M. (1988). Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*. 7(3):563-582.
- PRESS, F.; *et al.* (2006). *Para entender a Terra*. Porto Alegre: Bookman. 656 p.
- SALGADO, A. A. R.; *et al.* (2007). Study of the erosive and denudational processes in the upper Córrego Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG - Brazil) by the in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  method. *Earth Surface Processes and Landforms* 32:905-911.
- SALGADO, A. A. R. *et al.* (2008) (In Press). *Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of ( $^{10}\text{Be}$ ) cosmogenic nuclei*. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- STALLARD, R. F.; KOEHNKEN, L.; JOHNSSON, M. J. (1991). Weathering processes and the composition of inorganic material transported through the Orinoco River system, Venezuela and Colombia. *Geoderma* 51:133-165.
- SUMMERFIELD, M. A. (1991). *Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms*. Essex: Longman Scientific & Technical. 537 p.
- STÁVALE, Y. O. (2007). *Cavernas em minério de ferro - Quadrilátero Ferrífero - Parque Estadual do Rola Moça/MG: (Monografia de Graduação) - IGC/UFGM, Belo Horizonte*.
- THOMAS, M. F. (1994). *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd. 460 p.
- TRICART, J. (1961). O modelado do Quadrilátero Ferrífero Sul de Belo Horizonte. *Annales de Geographie* 70(379):255-272.
- TWIDALE, C. R. (1984). Role of subterranean water in landform development in tropical and subtropical regions. In: \_\_\_\_\_. *La Fleur R. G. Groundwater as a geomorphic agent*. Boston: Allen & Unwin. Capítulo 5:91-135.

VALADÃO, C. R. (1998). *Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco* (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais). Salvador: Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia. PhD Thesis. 343 p.

WRAY, R. A. L. (1997a). A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones. *Earth Science Reviews* 42(3):137-160.

WRAY, R. A. L. (1997b). Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and karst Science* 24(2):81-86.

## Sobre o autor

André Augusto Rodrigues Salgado é professor Adjunto da UFMG, possui mestrado em Geografia e Análise Ambiental e doutorado em Geologia e em Geociências, este último pela Université Aix-Marseille III, na França.





CENTRO DE APOIO  
À EDUCAÇÃO A  
DISTÂNCIA UFMG

**PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**

Secretaria de Educação a Distância  
Ministério da Educação

