

# GEOGRAFIA DO BRASIL

Jurandy L. Sanches Ross (org.)

Copyright © 1996 by Autores

1ª edição 1996

2ª edição 1998

3ª edição 2000

4ª edição 2001

4ª edição, 1ª reimpressão 2003

5ª edição, revista e ampliada 2005

5ª edição, rev. e ampl., 1ª reimpressão 2008

6ª edição 2009

6ª edição, 1ª reimpressão 2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

---

Geografia do Brasil / Jurandyr L. Sanches Ross (org.)  
– 6. ed., 1. reimpr. – São Paulo: Editora da Universidade  
de São Paulo, 2011. – (Didática; 3)

Vários autores

Bibliografia.

ISBN 978-85-314-0242-5

I. Geografia I. Série.

94-4511

CDD-910.7

---

Índice para catálogo sistemático:

I. Geografia: Estudo e ensino 910.7

Direitos reservados à

Edusp – Editora da Universidade de São Paulo  
Av. Corifeu de Azevedo Marques, 1975, térreo  
05581-001 – Butantã – São Paulo – SP – Brasil  
Divisão Comercial: Tel. (11) 3091-4008 / 3091-4150  
SAC (11) 3091-2911 – Fax (11) 3091-4151  
www.edusp.com.br – e-mail: edusp@usp.br

Printed in Brazil 2011

Foi feito o depósito legal

---

## OS FUNDAMENTOS DA GEOGRAFIA DA NATUREZA

*Jurandy Luciano Sanches Ross*

### 1.1. A GEOGRAFIA: DA NATUREZA À SOCIEDADE

O espaço vital para a sobrevivência humana é claramente delimitado. Grigoriev, em 1968, denominou-o *estrato geográfico terrestre* e o definiu como espaço limitado pela litosfera, como piso, e pela estratosfera, onde está a camada de ozônio, como teto. Nesse intervalo de poucas dezenas de quilômetros, que vai da parte superior da crosta terrestre até a baixa atmosfera, é onde o homem, bem como os demais seres animais e vegetais, vive naturalmente. É esse intervalo estreito de 30 a 40 km o palco onde as sociedades humanas se organizam, se reproduzem e promovem grandes mudanças na natureza.

Na interface que separa, de um lado, o núcleo terrestre e, de outro, a alta atmosfera e o espaço celeste do universo está o objeto máximo de preocupação da Geografia – o homem e suas complexas relações, vivendo e interferindo na biosfera. Toda a dinâmica que rege os fenômenos da natureza contidos no estrato geográfico é produto do antagonismo entre as forças geradas pela energia solar que atua na superfície terrestre, com o auxílio da atmosfera, e a energia do interior da Terra, que age na superfície através da crosta terrestre ou litosfera.

O entendimento da verdadeira dimensão e importância do homem como ser vivo e social passa obrigatoriamente pela compreensão das limitações que a rigidez da natureza impõe à sua existência. Apesar de toda tecnologia e dos avanços para espaços que ultrapassam as altas camadas da atmosfera e que até atingem a Lua e planetas do sistema solar, o lugar comum dos homens é a superfície terrestre. Há que lembrar que não são todas as áreas da superfície da Terra que podem abrigar naturalmente o homem. Há dificuldades impostas pelas geleiras, pelas massas oceânicas, pelos desertos, pelas montanhas elevadas e pelos pântanos. Com a tecnologia e muitos investimentos, o homem de fato pode sobreviver além desses limites impostos pela natureza. Isto entretanto só ocorre quando há interesse político, científico ou ainda viabilidade econômica – em outras palavras, quando por alguma razão há necessidade de ganhar espaços para as atividades socioeconômicas e políticas.

É objeto de preocupação da Geografia de hoje conhecer cada dia mais o ambiente natural de sobrevivência do homem, bem como entender o comportamento das sociedades humanas, suas relações com a natureza e suas relações socioeconômicas e culturais. É portanto de interesse da Geografia apreender como cada sociedade humana estrutura e organiza o espaço físico-territorial em face das imposições do meio natural, de um lado, e da capacidade técnica, do poder econômico e dos valores socioculturais, de outro. Os grupos sociais, por mais auto-suficientes e simples que sejam, não conseguem sobreviver de forma absolutamente isolada e estabelecem uma teia complexa de relações socioculturais e econômicas. Essa intensa troca de conhecimentos, mercadorias e moedas é determinada pelas necessidades reais e pelas necessidades criadas, que na atualidade cada dia mais se intensificam. Esse complexo jogo de relações locais, regionais, nacionais e internacionais é de absoluto interesse para o conhecimento geográfico.

A organização da sociedade na agricultura e na indústria, a dinâmica demográfica, o crescimento e a organização das cidades, suas causas e consequências fazem parte da preocupação da Geografia. A Geografia de hoje deve entender cada vez mais o que acontece com o crescente processo de distanciamento entre os interesses socioeconômicos, de um lado, e as necessidades reais de preservação da natureza, de outro. A procura de soluções alternativas para o desenvolvimento econômico, com justiça social e racionalização do

uso dos recursos naturais que atenuem os impactos ambientais, é o rumo a ser perseguido pelas sociedades atuais e futuras. Isso deve ser objeto de preocupação da Geografia, ajudar a encontrar o caminho para o desenvolvimento sustentável.

## 1.2. O PLANETA TERRA: UM CORPO DINÂMICO

A superfície da Terra é o rígido suporte de apoio à sobrevivência dos homens e dos demais seres vivos. A parte superior da crosta terrestre ou litosfera que determina a superfície da Terra é um dos componentes do estrato geográfico, ao lado das massas líquidas, da baixa atmosfera e da biota.

Na superfície da Terra ou muito próximos dela, no interior da litosfera, encontram-se os recursos minerais e energéticos que alimentam as complexas organizações econômicas. Aí também estão os solos, as águas continentais e oceânicas, as formas do relevo e a atuação climática que em conjunto facilitam ou não a ocupação e organização do espaço físico-territorial para as práticas agrícolas, as instalações de complexos industriais, a implantação de cidades e os núcleos de colonização, entre outros.

A rigidez que a superfície da Terra apresenta é apenas aparente. Na realidade, a estrutura sólida, sustentáculo das ações humanas, tem uma dinâmica que faz com que ela se modifique permanentemente. Tal dinâmica não é facilmente perceptível pelo homem em face da baixa velocidade de movimentação. O dinamismo da superfície da Terra é fruto da atuação antagônica de duas forças ou de duas fontes energéticas – as forças endógenas ou internas e as forças exógenas ou externas. Do jogo dessas duas forças opostas resulta toda a dinâmica da crosta terrestre ou litosfera. As pressões exercidas pelo manto e núcleo da Terra modificam as estruturas que compõem a litosfera e que sustentam as formas superficiais desta, ou seja, as formas do relevo ou modelado terrestre. Em contrapartida, as forças externas, ou seja, a energia solar através da atmosfera, exercem o papel de desgaste e de esculturação das formas produzidas pelas ações das forças endógenas. Esse processo de criação de formas estruturais pelas forças endógenas e de esculturação pelas forças exógenas é permanente ao longo do tempo e do espaço. Desse modo, agora e durante a história da origem e evolução da Terra, esses mecanismos de natureza estrutural vêm alterando permanen-

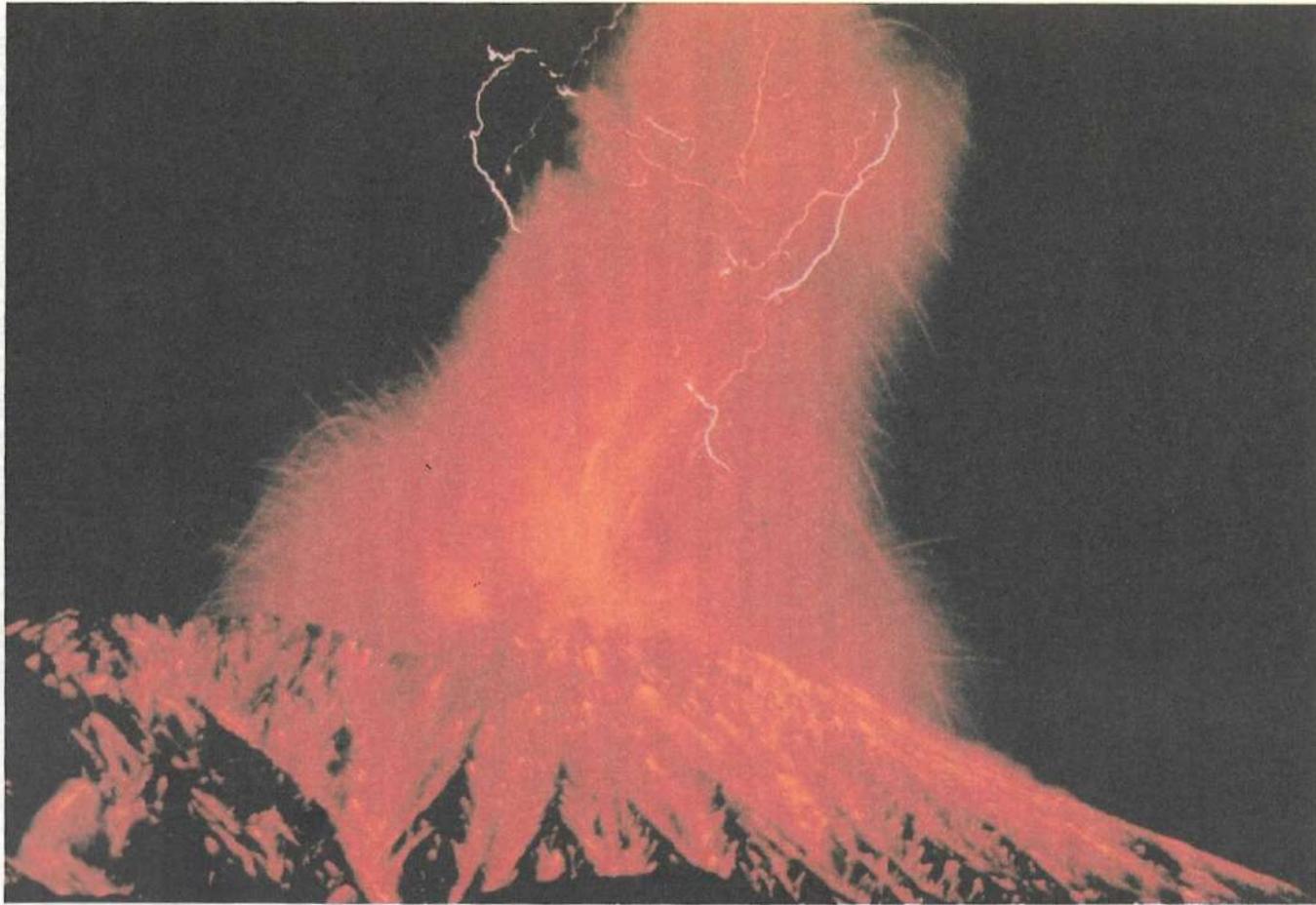
temente as fisionomias do relevo terrestre com velocidades e intensidades ora maiores, ora menores.

O entendimento desses mecanismos comandados pelas forças internas e externas é um dos objetivos deste capítulo. Desse modo, é preciso ficar claro desde já que no estrato geográfico terrestre nada é estático. Tudo é dinâmico, e esse dinamismo é diferente em cada um dos planos: o biótico (animais e vegetais) e o abiótico (terra, ar, água). Por outro lado, todo esse dinamismo tem somente duas fontes de energia: o calor solar, que aquece a atmosfera e comanda os tipos climáticos do globo terrestre ao longo do tempo e do espaço, e a energia do núcleo e manto do interior da Terra, que interfere nas mudanças da estrutura da litosfera e cria formas de relevos estruturais de dimensões também variáveis, ao longo do tempo e do espaço terrestre.

A complexidade desse jogo de forças opostas permitiu e continua permitindo que os diversos componentes do estrato geográfico terrestre, em seus três estados físicos (sólido, líquido e gasoso), representados pela superfície terrestre (subsolo, relevo e solo), pela hidrosfera (oceanos, rios e lagos) e pela atmosfera, ao interagirem no mecanismo de troca de energia e matéria, dessem suporte ao aparecimento e à evolução da vida vegetal e animal na Terra.

A diversidade de fisionomias dos ambientes naturais existentes na Terra é fruto, portanto, das diferenças de atuação no jogo de ações e reações estabelecidas entre a superfície terrestre (subsolo, relevo e solo), a hidrosfera (oceanos, rios e lagos) e a atmosfera. A repartição da vida vegetal e animal (e, nesta, a dos homens) sobre a superfície terrestre é altamente condicionada pelos terrenos, pelos climas e pelas águas, recursos naturais imprescindíveis à vida. A intensidade de troca de energia e matéria ao longo do tempo e do espaço é, em última análise, a responsável pela diversidade fisionômica dos ambientes naturais, pela sua dinâmica de maior ou menor velocidade e pela maior ou menor riqueza de vida animal e vegetal na face deste planeta.

Nos capítulos que se seguem a preocupação será a de entender essa diversidade de fisionomias ambientais e seus aspectos dinâmicos.



1. Erupção do vulcão Sakurajima (Japão): manifestação das forças do interior da Terra.

### 1.3. A SUPERFÍCIE DA TERRA: ESTRUTURAS E FORMAS DO RELEVO

#### 1.3.1. A LITOSFERA

A crosta terrestre é também chamada de litosfera. Corresponde à camada mais rígida da Terra, sustentada por uma grande variedade de tipos de rochas de diferentes formações e idades. Para o homem, essa camada é extremamente importante, pois além de funcionar como piso do estrato geográfico é nela que se encontram os recursos minerais, grande parte dos recursos energéticos e os nutrientes minerais necessários para desencadear o ciclo de vida dos vegetais e, conseqüentemente, dos animais. Entretanto, essa camada faz parte de um conjunto de camadas internas da Terra que apresentam características físicas distintas.

Na verdade a crosta terrestre está para a Terra na mesma proporção que a casca de um ovo está para o ovo. O ovo tem a casca, que apesar de rígida é muito pouco espessa, mas extremamente necessária. A clara e a gema do ovo podem ser comparadas às camadas internas da Terra, representadas pelo manto e pelo núcleo. Estes perfazem a quase totalidade da massa terrestre, da mesma forma que a clara e a gema correspondem à quase totalidade do ovo. Entretanto, ao contrário da casca do ovo, que guarda uma certa homogeneidade e espessura igual em toda a sua extensão, a crosta terrestre é extremamente rugosa e sua espessura muito variável.

Tomando-se como referencial o raio médio da Terra (6 371 km), a crosta ou litosfera corresponde a valores médios de 40 km, com aproximadamente 70 km nas partes mais espessas e 5 km nas menos espessas. Estes valores, comparados à espessura média do manto (da ordem de 2 870 km) e ao raio médio do núcleo (3 480 km), são pouco significativos.

A Tabela 1 ilustra algumas características específicas de cada uma das camadas da Terra. Conforme se pode observar, as massas do manto e do núcleo somadas correspondem à maior parte da massa terrestre, e apenas o manto perfaz cerca de 80% do seu volume total. Verifica-se ainda que há significativas diferenças na densidade média dos materiais que compõem cada uma das camadas, havendo substancial distinção entre as densidades médias da crosta (oceânica e continental), que é da ordem de 2,8 g/cm<sup>3</sup>, do manto (4,68 g/cm<sup>3</sup>)

e do núcleo ( $10,6 \text{ g/cm}^3$ ). Enquanto a densidade média da litosfera assemelha-se às densidades das rochas que se encontram na superfície da Terra, as do manto e do núcleo são muito distintas, fazendo supor que os materiais constituintes são de natureza física diferente. A alta densidade do núcleo, por exemplo, indica que este seria metálico, talvez formado por níquel e ferro, donde sua denominação de NIFE.

Tabela 1. As Principais Subdivisões da Terra

	Espessura ou raio (km)	Massa	Densidade média ( $\text{g/cm}^3$ )
Crosta oceânica	7	$7,0 \times 10^{24}$	2,8
Crosta continental	40	$1,6 \times 10^{25}$	2,7
Manto	2 870	$4,08 \times 10^{27}$	4,6
Núcleo	3 480	$1,88 \times 10^{27}$	10,6
Oceanos	4	$1,39 \times 10^{24}$	1,0
Atmosfera	—	$5,1 \times 10^{21}$	—
Terra	6 371	$5,98 \times 10^{27}$	5,5

Fonte: *Estrutura da Terra*, S.P. Clark Jr., 1973.

As informações que se têm a respeito do interior da Terra foram todas obtidas por vias indiretas, pois as perfurações mais profundas normalmente não ultrapassam os 5 000 ou 6 000 m e, como se destinam a extrair petróleo, são executadas em bacias sedimentares, não alcançando as estruturas rígidas mais profundas. A divisão da estrutura da Terra foi baseada principalmente nos estudos sobre os abalos sísmicos, conhecidos popularmente como terremotos. O comportamento das ondas sísmicas altera-se na passagem de uma camada da Terra para outra, em decorrência da natureza dos materiais.

As liberações de ondas sísmicas são constantes principalmente nas regiões montanhosas da Terra, nas fossas submarinas e nas cadeias oceânicas. A maioria é de baixa intensidade, só sendo captada por instrumentos chamados sismógrafos. Quando a intensidade é maior, o resultado é o estremecimento da superfície terrestre, o terremoto.

O avanço dos conhecimentos sobre o interior da Terra por métodos indiretos, como a análise dos freqüentes abalos sísmicos, os estudos do vulcanismo e as pesquisas dos fundos oceânicos, permitiu que nas últimas décadas

interiores e que, ao perder calor, diminui de volume. Como a litosfera, apesar de rígida, é extremamente delgada e como o manto e o núcleo estão em permanente estado de fusão, o esfriamento contínuo do magma perturba a litosfera. Essa perturbação é fruto da perda de volume e das pressões magmáticas, que se manifestam através do vulcanismo e dos abalos sísmicos. Por outro lado, a perda de volume induz as pressões na crosta, que culminam nos enrugamentos e na formação de cadeias montanhosas.

*A Terra em expansão.* Esta é uma proposta teórica totalmente oposta à anterior. Apoiada na teoria dos astrônomos que admitem estarem os corpos celestes, como as estrelas, em expansão no universo, a Terra, sendo um desses corpos, também se encontra em expansão. Tal concepção apóia-se em fatos já comprovados pela física, no que se refere à fissão nuclear dos elementos que compõem os minerais da Terra. Esse processo físico-químico não só estaria ampliando o volume da Terra como também seria o responsável pelas elevadas temperaturas do manto e do núcleo terrestre, onde a desintegração nuclear dos minerais está permanentemente ocorrendo.

*A teoria das correntes de convecção e a deriva dos continentes.* Apóia-se na hipótese de que o comportamento do manto corresponde ao dos materiais líquidos e gasosos, que tendem a subir para a superfície, quando aquecidos, e ir para o fundo, quando esfriados. Assim ocorre com o ar atmosférico e também com a água, quando submetida a aquecimento. Desse modo, o material mais profundo do manto e do núcleo que apresenta temperaturas mais elevadas desloca-se em direção à superfície, enquanto as camadas mais próximas à litosfera, estando mais frias, são conduzidas por pressão para o interior da Terra. Com esse mecanismo, os continentes, por fazerem parte da litosfera, são conduzidos como se estivessem sobre uma esteira rolante. Nesse processo, as áreas oceânicas vão-se expandindo e os continentes movimentando-se lenta e permanentemente.

*A teoria da tectônica de placas.* Essa teoria vem ao encontro de uma outra, formulada por A. Wegener no final do século XIX, quando, ao observar a coincidência do contorno do continente africano e do americano, sugeriu que estes já tinham sido unidos e que, por deriva, se teriam separado. A concepção de Wegener foi reforçada pelas contribuições de H. Hess, em meados do século XX, a respeito da expansão do assoalho dos oceanos, pela descoberta de Vine Matheus referente ao magnetismo das rochas dos fundos oceânicos e por informações obtidas pelas pesquisas dos fundos oceânicos nas últimas três décadas.

A teoria tectônica de placas é a mais nova interpretação da gênese e da dinâmica da litosfera, sustentáculo do relevo terrestre e submarino. A litosfera, constituída pela crosta continental e pela crosta oceânica, se divide em vários blocos ou placas, à semelhança de grandes placas de cerâmica revestindo um piso. Essas placas não são da mesma dimensão e também não são fixas, apresentando sinais de deslocamento no plano horizontal e deslizando sobre o manto.

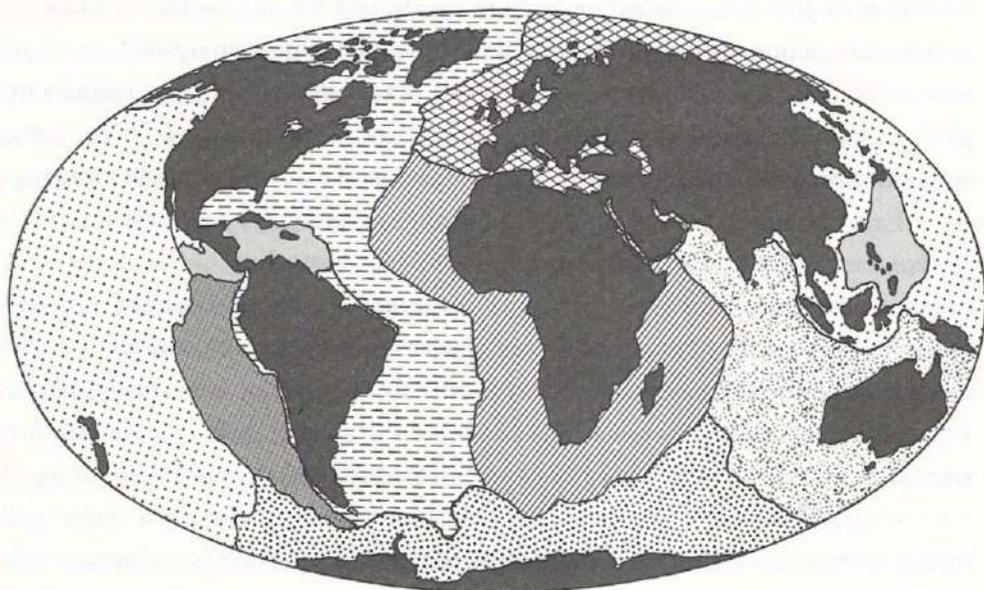
Esses grandes blocos ou placas tectônicas incorporam estruturas tanto da crosta continental como da crosta oceânica. Seus limites são aproximadamente determinados pela presença de linhas de forte atividade sísmica, como vulcanismo e terremotos. Desse modo, os limites estão sempre associados às áreas das cadeias ou dorsais mesoceânicas, que são áreas montanhosas nos fundos oceânicos e nas margens dos continentes, com cadeias montanhosas nas partes emersas e fossas oceânicas nos fundos marinhos (Mapa 1).

Chegou-se à identificação das placas tectônicas através da análise do relevo terrestre e submarino, do comportamento das atividades sísmicas e do estudo a respeito da natureza e gênese das rochas dos fundos oceânicos. O Mapa 2 mostra as áreas de maior intensidade das atividades sísmicas onde ocorrem as principais fossas submarinas e as áreas montanhosas terrestres e marinhas. Ao comparar essa figura com a que mostra a distribuição das placas tectônicas, verifica-se que há coincidência entre a ocorrência desses eventos de natureza geológica e a do relevo. As grandes cadeias montanhosas terrestres estão posicionadas preferencialmente nas bordas dos continentes, em contato com o oceano. Já as cadeias montanhosas submarinas encontram-se em geral nos centros dos oceanos, daí a denominação de cadeias ou dorsais mesoceânicas. Entretanto as fossas submarinas, com frequência, margeiam os continentes que têm cadeias montanhosas em suas margens.

A constatação desses fatos associados a outros, que serão relatados a seguir, possibilitará aprimorar o entendimento da movimentação das placas tectônicas e do mecanismo de deriva dos continentes, bem como do processo de geração e destruição dessas placas.

A expansão dos fundos oceânicos, e o mergulho destes sob os continentes, é conhecimento bastante divulgado. Percebeu-se através dos estudos das últimas décadas que a superfície terrestre, além de se constituir de placas tectônicas, também sofre permanentemente deriva, deslocando os continentes, alargando alguns oceanos e estreitando outros. Em linhas gerais, o oceano

Mapa 1. As Principais Placas Tectônicas



## Placas

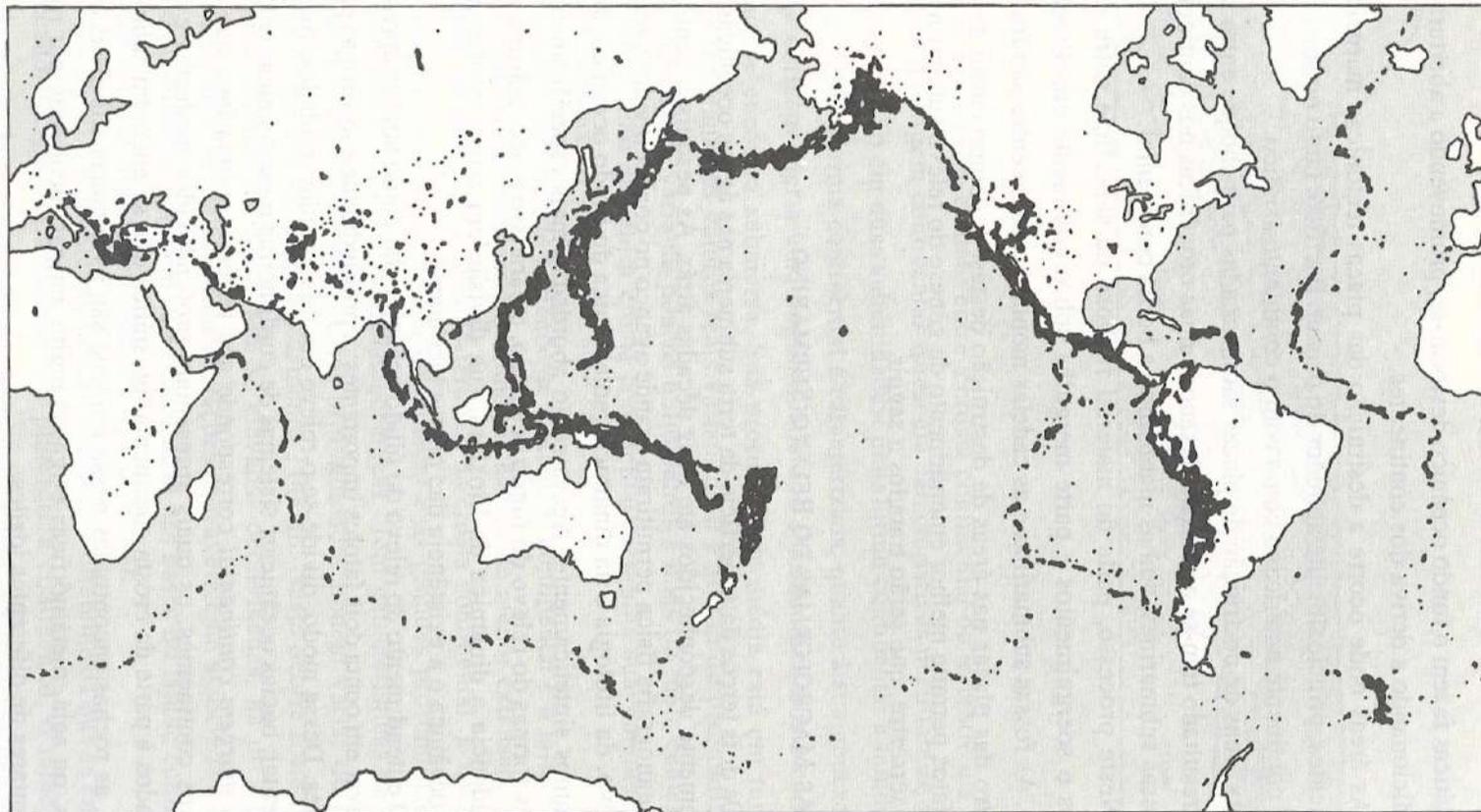
	África		Índia-Austrália
	América		Eurásia
	Ilha de Páscoa		Antártica
	Pacífico		

Nota: Cada placa engloba terrenos emersos dos continentes e submersos dos Oceanos.

Fonte: S. P. Clark Jr., *Estrutura da Terra*, 1973.

Atlântico está em processo de abertura, enquanto o oceano Pacífico tende a diminuir de extensão. Por essas razões, conclui-se que as placas tectônicas não foram sempre da mesma dimensão e que nos fundos oceânicos existem áreas geradoras e áreas destruidoras de placas. As áreas geradoras correspondem aos terrenos montanhosos dos fundos oceânicos, onde estão as cadeias ou dorsais mesoceânicas. É justamente nessas cadeias que ocorrem fortes atividades sísmicas e intensas atividades magmáticas, com a presença de abalos sísmicos, intrusões magmáticas, vulcanismos, grandes alinhamentos de falhas longitudinais e transversais e rochas intrusivas e vulcânicas de idades mais recentes. Nessas áreas, novos materiais rochosos vão sendo gerados e acrescentados às placas tectônicas. Ao mesmo tempo as pressões das injeções

Mapa 2. Áreas de Maior Intensidade Sísmica



 Áreas de maior intensidade sísmica

Fonte: S. P. Clark Jr., *Estrutura da Terra*, 1973.

magnéticas fazem o fundo oceânico deslocar-se, promovendo a abertura deste e condicionando a deriva dos continentes.

As áreas onde ocorre a destruição das placas tectônicas margeiam os continentes, principalmente ao redor do oceano Pacífico, tanto no seu contato com o continente americano como com o continente asiático.

As áreas de destruição de placas são marcadas pelo choque entre elas, e como resultado tem-se a geração das montanhas orogênicas nos continentes e das fossas submarinas, ambas margeando a borda continental.

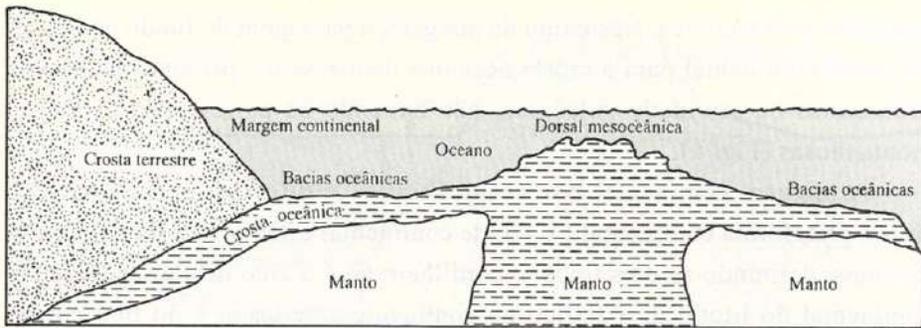
Neste processo, parte do material rochoso da superfície sofre dobramentos e soerguimentos e parte mergulha sob o continente em direção ao manto. As fossas submarinas e as cadeias montanhosas recentes são frutos do encontro das placas nas áreas de destruição destas. A compreensão de todos esses fatos permite melhor entendimento da gênese do relevo submarino e do relevo terrestre, que serão tratados a seguir.

### 1.3.3. AS MACROFORMAS DO RELEVO SUBMARINO

Os dois terços da superfície da terra submersa nas águas oceânicas eram praticamente desconhecidos até duas décadas atrás. As pesquisas geológicas e de oceanografia física permitiram grande avanço no conhecimento a respeito do relevo, da litologia e da dinâmica geotectônica do fundo oceânico, de que já tratamos sinteticamente. Agora serão abordadas mais especificamente as grandes formas do relevo do fundo oceânico, e para isso é necessário colocar em evidência a dinâmica da litosfera, sua divisão em crosta continental e crosta oceânica e a existência das placas tectônicas.

O entendimento do relevo do fundo oceânico, tal como hoje se apresenta, deve levar em conta dois fatores importantes: a profundidade e as formas predominantes. Desse modo, divide-se o relevo em três grandes unidades: margem continental; bacias oceânicas; sistemas de cordilheiras mesoocênicas (Fig. 3).

A *margem continental* corresponde aos terrenos submarinos que margeiam os continentes, os quais apresentam profundidades modestas e estão associados à parte da crosta continental ou sílica que se encontra submersa. Assim, as rochas encontradas nessa unidade são as mesmas das áreas continentais, ou seja, metamórficas e ígneas muito antigas recobertas por rochas sedimentares de diferentes idades.



3. Relevo submarino.

Por ser área de contato entre a crosta continental ou terrestre e a crosta oceânica, a margem continental apresenta características peculiares que exigem uma divisão em duas subunidades: plataforma continental e talude continental. A plataforma continental é caracterizada, quanto à sua gênese, pelo fato de corresponder a uma continuidade dos continentes (crosta continental) que se encontra submersa. Sua profundidade média está em torno de 200 m, entretanto os valores reais variam de 0 a 500 m de profundidade e a faixa de largura varia de poucos quilômetros a duas ou mais centenas de quilômetros, isto quando a crosta continental mergulha suavemente sob as águas oceânicas.

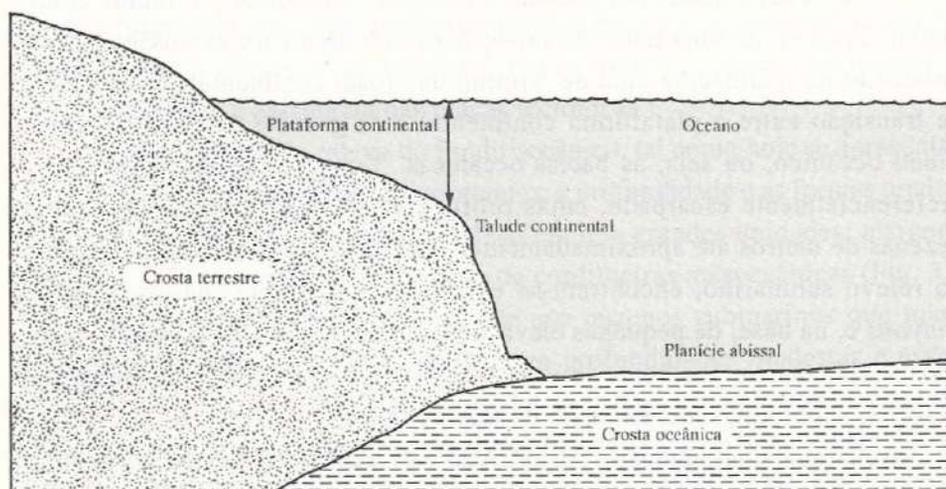
A outra subunidade pertencente à margem continental é o talude continental. Trata-se de uma parte do fundo oceânico de menor extensão, correspondendo na realidade à área de término da crosta continental. É uma faixa de transição entre a plataforma continental e as grandes profundidades do fundo oceânico, ou seja, as bacias oceânicas. Tem características de relevo preferencialmente escarpado, cujas profundidades podem variar de poucas dezenas de metros até aproximadamente 2 000 m. Nesta ocorre forte ruptura no relevo submarino, encontram-se elevadas declividades, há presença de *canyons* e, na base, de pequenas elevações provavelmente associadas a depósitos sedimentares. Também são encontradas nas bases do talude continental as fossas submarinas, dependendo do tipo de litoral.

A margem continental no oceano Atlântico é diferente da que se encontra no oceano Pacífico. Ela apresenta a plataforma continental, o talude continental e, na base deste último, pequenas elevações relacionadas com os

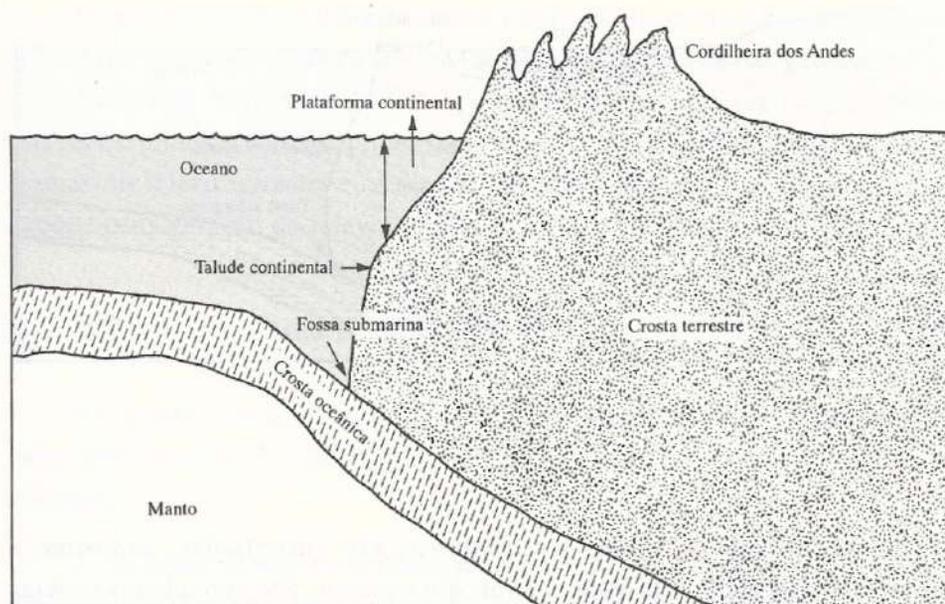
depósitos sedimentares. Neste tipo de margem, a passagem do fundo oceânico da crosta continental para a crosta oceânica ocorre sem a presença de fossas submarinas ou atividade vulcânica, não havendo na parte emersa cadeias montanhosas (Fig. 4).

A margem continental no oceano Pacífico é diferente geneticamente. Nela a plataforma continental e o talude continental estão presentes de modos distintos, definindo-se dois tipos: o cordilheirano e o arco insular. A margem continental do litoral do Pacífico no continente americano é do tipo cordilheirano. Assim sendo, tem-se na área continental a presença de cadeias montanhosas geradas pelos dobramentos, como é o caso das cadeias dos Andes na América do Sul e a Serra Nevada/Montanhas Rochosas na América do Norte. A plataforma continental é estreita e o talude continental apresenta grandes desníveis batimétricos. A base do talude é acompanhada por fossas submarinas profundas, estreitas e paralelas à linha do litoral (Fig. 5).

A margem continental do Pacífico no litoral asiático e australiano é do tipo arco insular. A plataforma continental é pouco profunda e muito larga, e no limite do talude continental ocorrem alinhamentos de ilhas vulcânicas que, em conjunto, têm o formato de um arco. A partir do alinhamento das ilhas, encontra-se o talude continental de grande profundidade, em cuja base estão as fossas submarinas posicionadas paralelamente ao alinhamento das ilhas.



4. Margem continental tipo Atlântico.

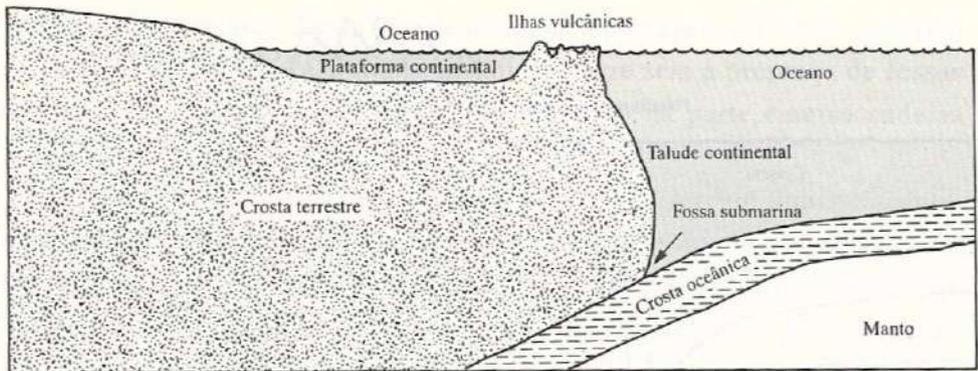


5. Margem continental tipo Pacífico cordilheirano.

Entre os melhores exemplos dessas ilhas vulcânicas estão o arquipélago do Japão, as ilhas Aleutas e o arquipélago da Indonésia. Na região encontram-se fossas com profundidades que ultrapassam 8 000 m, como a das Curilas, do Japão e de Java, entre outras (Fig. 6).

A presença desses tipos de margens continentais no litoral do oceano Pacífico deve-se ao fato de estarem em áreas de encontro de placas tectônicas. Nessas faixas a crosta continental é separada da crosta oceânica no limite do talude continental com as fossas submarinas. Essas zonas são de grande atividade tectônica, com ocorrência de abalos sísmicos, vulcanismos, orogenia, intrusões e falhamentos, correspondendo às zonas de destruição de placas.

As *bacias oceânicas* correspondem aos terrenos profundos dos oceanos. Geralmente suas profundidades oscilam entre 2 000 e 5 000 m e se posicionam entre a margem continental e as cordilheiras mesoocênicas. Sua estrutura rochosa é constituída por rochas básicas e portanto típicas da crosta oceânica. O relevo nessa unidade constitui-se principalmente de superfícies planas e, secundariamente, de baixas colinas associadas às atividades vulcânicas.



6. Margem continental tipo Pacífico insular.

As *cordilheiras dorsais mesoceânicas* são encontradas, conforme a própria denominação, nas áreas centrais dos oceanos. São verdadeiras cadeias de montanhas submersas, cujas partes mais elevadas geralmente se encontram entre 1 000 e 2 000 m abaixo da superfície das águas. Entretanto, alguns picos mais elevados podem chegar acima da superfície oceânica e constituem-se em ilhas de origem vulcânica. As dorsais mesoceânicas são áreas de intensa atividade tectônica, intrusões magmáticas e falhamentos. São zonas consideradas como geradoras das placas tectônicas. Entre elas estão a dorsal mesatlântica, a dorsal mesopacífica e as dorsais do oceano Índico.

#### 1.3.4. AS FORMAS E A GÊNESE DO RELEVO TERRESTRE

O relevo terrestre e sua complexa gênese podem ser mais bem entendidos a partir da teoria da tectônica de placas e da dinâmica da litosfera tratada no capítulo anterior. Todo o relevo das partes emersas da Terra, que corresponde a apenas um terço da superfície do planeta, está esculpido na parte da litosfera representada pela crosta continental. Conforme já foi dito, a crosta continental constitui-se de uma grande variedade de tipos de rochas e arranjos estruturais de diferentes idades e gêneses. Assim, ao mesmo tempo em que se têm rochas sedimentares mais recentes, variando de alguns milhares a aproximadamente 600 milhões de anos, as rochas ígneas e metamórficas chegam a 4,5 bilhões de anos.

O relevo terrestre é fruto da atuação de duas forças opostas – a endógena (interna) e a exógena (externa) –, sendo que as internas são as geradoras das grandes formas estruturais do relevo e as externas são as responsáveis pelas formas esculturais. Neste capítulo serão tratadas, em primeiro lugar, as macroformas do relevo terrestre e, a seguir, os efeitos dos processos endógenos e exógenos na geração do relevo.

### 1.3.5. AS MACROFORMAS ESTRUTURAIS

As macroformas estruturais do relevo terrestre estão representadas pelas plataformas ou crátons, pelas cadeias orogênicas e pelas bacias sedimentares.

1. As *plataformas ou crátons* quase sempre se mostram com relevos muito rebaixados por diversas e longas fases erosivas. São terrenos que guardam características de baixos planaltos ou ainda assumem aspectos de depressões posicionadas às margens de bacias sedimentares ou dos cinturões de cadeias orogênicas antigas.

Os grandes domínios estruturais da Terra estão assim distribuídos: no continente americano aparecem o escudo das Guianas, o Brasileiro e o Canadense; no continente africano, o Saariano; na Europa, o Russo-fenorsândico; na Ásia, o Siberiano, o Chinês e o Indiano; e na Austrália, o escudo Australiano.

No território brasileiro, o escudo das Guianas é caracterizado preferencialmente por rochas metamórficas muito antigas do Pré-cambriano Médio a Inferior, ocorrendo ainda rochas intrusivas e vulcânicas bastante velhas, e alguns trechos apresentam coberturas sedimentares antigas.

O mesmo ocorre com a plataforma sul-amazônica e o São Francisco, que recebem a denominação de Escudo Brasileiro. Ambas correspondem a terrenos relativamente baixos (400-600 m), ocorrendo algumas áreas com coberturas sedimentares residuais, como a chapada do Cachimbo e o planalto dos Parecis. Observando-se a Tabela 2 das eras geológicas da Terra, verifica-se que as plataformas ou crátons enquadram-se na era pré-cambriana, cujas idades estão entre 900 milhões e 4,5 bilhões de anos, caracterizando-se por serem os terrenos mais trabalhados pelos processos erosivos e também os mais estáveis do ponto de vista tectônico.

Tabela 2. Escala Geológica do Tempo

Eras	Períodos	Épocas	Tempo Decorr. (anos)	Características
Cenozóica	Quaternário	Holoceno	11 000	Homem
		Plistoceno	1 000 000	Glaciação no hemisfério norte
	Terciário	Plioceno	12 000 000	Mamíferos e fanerógamas
		Mioceno	23 000 000	
		Oligoceno	35 000 000	
		Eoceno	55 000 000	
Paleoceno	70 000 000			
Mesozóica	Cretáceo		135 000 000	Répteis gigantes e coníferas
	Jurássico		180 000 000	
	Triássico		220 000 000	
Paleozóica	Permiano		270 000 000	Anfíbios e criptógamas
	Carbonífero		350 000 000	Peixes, vegetação nos continentes
	Devoniano		400 000 000	
	Siluriano		430 000 000	
	Ordoviciano		490 000 000	Invertebrados e grande número de fósseis, vida aquática
	Cambriano		600 000 000	
Proterozóica			mais de 2	Restos raros de algas,
Arqueozóica			bilhões	esponjas, crustáceos e vermes
	(Início da Terra)		mais ou menos 5 bilhões (?)	Evidências fossilíferas raras, bactérias e fungos (?)

Fonte: V. Leinz e S. E. do Amaral, *Geologia Geral*, 1969.

2. As *bacias sedimentares* constituem outra estrutura de grande representatividade territorial ao longo dos continentes. Essas bacias são formadas por espessos pacotes de rochas sedimentares que chegam a ultrapassar 5 000 m. Bacias sedimentares como as do Colorado e do Mississippi-Missouri, nos Estados Unidos, as do Tchad, Congo e Zambese, na África, a do Centro-Norte da Europa, a do Centro-Sul da Austrália, a Amazônica, a do Parnaíba e a do Paraná, na América do Sul, são exemplos de grandes bacias cujas origens e idades são posteriores ao Pré-cambriano. São chamadas de bacias fanerozóicas, ou seja, que se formaram ao longo do Paleozóico, do Mesozóico e do

Cenozóico, através de diferentes fases de deposição marinha, glacial ou continental.

As bacias sedimentares recobrem parcialmente as áreas cratônicas ou de plataformas, ocupando 75% da superfície emersa da Terra, embora em volume as rochas sedimentares sejam bem menos representativas do que as ígneas e metamórficas.

3. As *cadeias orogênicas ou cinturões orogênicos* correspondem aos terrenos mais elevados da superfície terrestre. São áreas de grande complexidade rochosa e estrutural, geradas por efeito de dobramentos acompanhados de intrusões, vulcanismo, abalos sísmicos e falhamentos. Correspondem aos terrenos mais instáveis, nos quais prevalece forte atividade tectônica. As cadeias orogênicas encontram-se preferencialmente nas bordas dos continentes, nos limites com os oceanos Pacífico e Índico e no mar Mediterrâneo. As cadeias orogênicas que mais se destacam são os Andes, na América do Sul; as Montanhas Rochosas/Serra Nevada, na América do Norte; os Pireneus e os Alpes, na Europa; os Cárpatos/Cáucaso/Himalaia na Ásia e os montes Atlas no Norte da África.

As cadeias orogênicas são os terrenos mais recentes produzidos pela tectônica. Suas idades estão entre o fim do Mesozóico e o Cenozóico, sendo que sua gênese está relacionada com a tectônica de placas. Os processos de geração das cadeias orogênicas sempre ocorrem na superfície terrestre, à semelhança do que acontece com a formação de bacias sedimentares. As sucessivas movimentações das placas tectônicas, ciclos erosivos pelos quais a crosta terrestre passou ao longo de sua história, fizeram surgir e desaparecer bacias sedimentares e cadeias montanhosas e até mesmo mudar a configuração geográfica dos continentes e oceanos. No Brasil, há registros da existência de antigas bacias sedimentares pré-cambrianas, que encobriam parcialmente as áreas cratônicas, e de cadeias orogênicas antigas (Pré-cambriano), como o cinturão orogênico do Atlântico (planalto Atlântico), englobando a serra do Espinhaço, em Minas Gerais; o cinturão orogênico de Brasília (Goiás-Minas) e o cinturão orogênico Paraguaí-Araguaia (Mato Grosso-Goiás). Nesses cinturões orogênicos, o relevo brasileiro é serrano, de grande complexidade litológica e estrutural.

## 1.4. OS PROCESSOS ENDÓGENOS NA GERAÇÃO DAS FORMAS DO RELEVO

As forças endógenas (ativa e passiva) comandam a formação das formas do relevo através do condicionamento estrutural. A força endógena ativa corresponde à comandada pela energia do interior da Terra e se manifesta pela dinâmica da litosfera através da tectônica de placas. Essa força é chamada de tectônica e provoca soerguimentos dos continentes (epirogenia) e dobramentos nas bordas dos continentes (orogenia). Associados a essas atividades ocorrem os falhamentos, os fraturamentos e o vulcanismo. Os fenômenos provocados pela força endógena ativa são extremamente interdependentes, e quando ocorre a manifestação de um deles todos os demais estão ocorrendo também. A força endógena passiva é que oferece resistência ao desgaste erosivo, e é representada pelos diferentes tipos de rochas e pelos diferentes modos como estas estão arrançadas estruturalmente na superfície da Terra.

### 1.4.1. OS PROCESSOS ENDÓGENOS ATIVOS

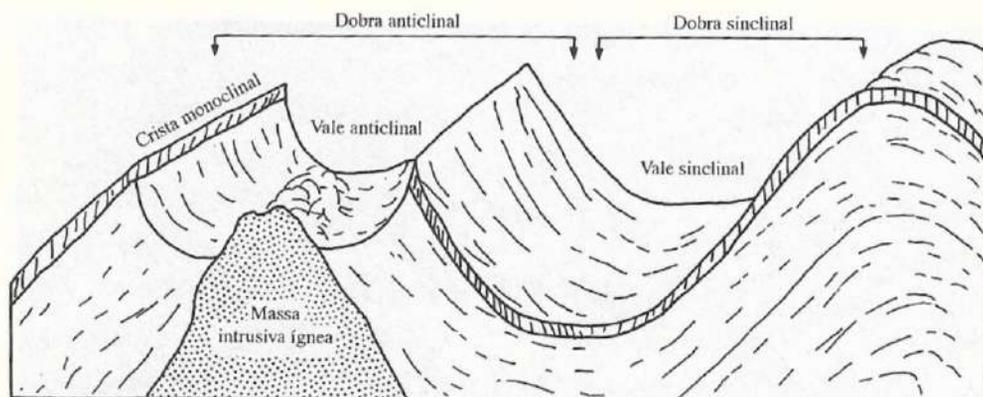
A orogênese e a epirogênese não podem ser entendidas como movimentos desarticulados. As duas são produto da deriva continental e do choque entre as placas tectônicas. A epirogênese corresponde a movimentos lentos e generalizados da crosta continental, que sofre soerguimentos ou abaixamentos amplos (epirogênese positiva ou negativa). A orogênese corresponde a movimentos da superfície terrestre através do enrugamento ou dobramento de camadas de rochas sedimentares depositadas nas bacias geossinclinais que margeiam as bordas dos continentes em áreas de encontros de placas. É o que ocorre, por exemplo, com o litoral do Pacífico, no continente americano.

O processo de orogenia andina iniciou-se no Mesozóico e prolongou-se até o Cenozóico; durante este último ocorreu a epirogenia do continente sul-americano. Acompanhando esses movimentos ocorreram, por exemplo, falhamentos como os que geraram a escarpa da serra do Mar, a serra da Mantiqueira, o *Grabem* do médio vale do Paraíba, no Sudeste do Brasil, e o vulcanismo e as intrusões ao longo do litoral do Pacífico. Todas essas



7. Característica do planalto Atlântico, destacando-se na parte inferior a fossa tectônica do vale do Paraíba do Sul (SP).

Fonte: Imagem de Radar, Folha – SF – 23-YB, Projeto Radambrasil, MME, 1976.



8. Dobras em anticlinal e sinclinal e intrusão ígnea.

alterações na superfície da Terra, causadas pelas forças endógenas ativas, induziram retomadas mais agressivas dos processos exó-genos ou erosivos.

As formas do relevo em estruturas dobradas, dos chamados cinturões orogênicos, sejam eles antigos ou recentes, são serranas com dobras em anticlinal e sinclinal.

As serras são ligeiramente paralelas entre si e representadas por cristas altas e alongadas que separam vales em corredores de vales em sinclinais, ocorrendo também vales ou depressões anticlinais. Estas são resultantes da ação erosiva sobre as dobras anticlinais, que podem exibir rochas intrusivas contemporâneas das fases dos dobramentos e que, ao serem descobertas pela erosão, sustentam morros confinados na depressão anticlinal (Fig. 8).

Nas áreas de dobramentos ou de orogenia, além das intrusões, que só aparecem na superfície após a atuação dos processos erosivos, também ocorrem as atividades vulcânicas. O vulcanismo tem suas causas ligadas à tectônica de placas e apresenta atividade mais intensa ao longo das dorsais mesoceânicas e nas cadeias orogênicas.

As atividades vulcânicas são pontuais na superfície terrestre, onde as intrusões magmáticas conseguem atingir a superfície, seja no oceano ou nas cadeias montanhosas, lançando para o exterior da crosta lavas incandescentes, blocos rochosos, cinzas e gases.

Os falhamentos e fraturas, que também fazem parte dos processos endógenos ativos, são induzidos tanto pela epirogênese quanto pela orogênese. Nos processos de soergimento da crosta terrestre, ou nos dobramentos da borda

dos continentes, os blocos rochosos, quer sejam cristalinos ou sedimentares, fraturam-se e deslocam-se. Disso resultam as chamadas "falhas tectônicas". Estas podem deslocar-se de várias maneiras na direção vertical, na sobreposição de um bloco a outro ou ainda lateralmente. Esses três modelos de falhas são chamados respectivamente de *falhas normais*, *falhas inversas* e *falhas transcorrentes*. Tanto a crosta continental quanto a crosta oceânica apresentam uma infinidade de falhas tectônicas, todas elas associadas à dinâmica da litosfera e portanto à movimentação das placas tectônicas.

#### 1.4.2. OS PROCESSOS ENDÓGENOS PASSIVOS

As forças endógenas passivas são representadas pelos diferentes grupos de rochas e pelo modo como estas se encontram estruturalmente arranjadas. As rochas são consideradas como forças endógenas pelo fato de oferecerem resistência ao desgaste imposto pelos processos erosivos. Essa resistência é variável em função da natureza da rocha e da maneira como ela está arranjada em relação à superfície do terreno. Para melhor compreender este tipo de força endógena, é preciso conhecer os principais grupos e tipos de rochas e as resistências que elas oferecem aos processos de desgaste.

#### OS TIPOS DE ROCHAS

Em função de suas gêneses e características minerais de texturas, as rochas se classificam em três grandes grupos: magmáticas ou ígneas, sedimentares e metamórficas.

As *rochas magmáticas* ou *ígneas* resultam da solidificação do magma e por isso são consideradas rochas primárias. De acordo com o ambiente de formação e a natureza química dos minerais que as compõem, as rochas desse grupo podem ser classificadas em intrusivas ou plutônicas e efusivas ou vulcânicas.

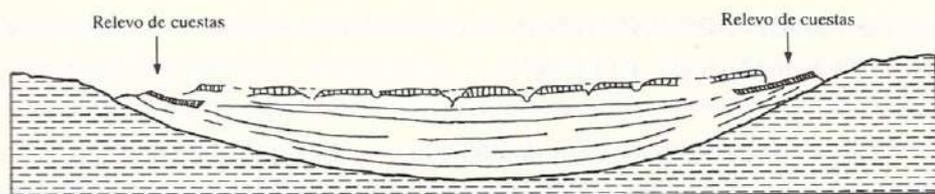
As rochas ígneas intrusivas têm como ambiente de formação o interior da litosfera. Correspondem às intrusões de massas magmáticas, que penetram através de fraturas e falhas mas não chegam a atingir a superfície externa da Terra, consolidando-se no interior dela. Os principais exemplos são os granitos, os sienitos, o gabro e o diabásio. As intrusivas somente aparecem na

superfície externa da Terra e passam a sustentar formas de relevo após terem sido exumadas por longas fases erosivas. Quando as rochas são de intrusões e ficam expostas à ação climática, tendem a oferecer maior resistência ao desgaste. Essas rochas geralmente sustentam relevos mais elevados, como ocorre, por exemplo, com o maciço de Itatiaia, no Rio de Janeiro, a ilha de São Sebastião, em São Paulo, ou o maciço de Poços de Caldas, em Minas Gerais.

As rochas ígneas efusivas ou vulcânicas consolidam-se na parte externa da superfície da Terra e por isso passam por um processo de esfriamento rápido. Entre os exemplos mais comuns estão o basalto, o riolito, o fonolito e as obsidianas. Como as efusões ou derrames ocorrem intermitentemente, a superposição de camadas assume o aspecto de planos de estratificação. As efusivas ou vulcânicas dão respostas distintas aos processos de desgaste. A intensidade da rede de fraturas, falhas e planos de acamamento ou deposição são fatores estruturais muito importantes na diminuição da resistência ao desgaste das rochas efusivas. Como exemplo, podem-se tomar os padrões de relevo que ocorrem no Sul do Brasil, nos derrames por fissuras de lavas vulcânicas da bacia do Paraná. Nessa área o relevo é intensamente dissecado, apresentando-se com grande quantidade de vales fluviais estreitos e profundos e vertentes em forma de patamares. A elevada densidade de vales está associada às linhas de fraturas e falhas, e os patamares, aos acamamentos dos diversos derrames vulcânicos. As rochas ígneas, em geral, oferecem grande resistência ao desgaste, tanto por ação física como pela ação química da água.

As *rochas metamórficas* são produtos de alteração por elevadas pressões e temperaturas exercidas pelo dinamismo da litosfera, agindo tanto sobre as rochas sedimentares quanto sobre as ígneas. Entre as características que mais se destacam nessas rochas estão os planos de xistosidade. Estes, as falhas e as fraturas são as linhas de menor resistência da massa rochosa e nelas os processos erosivos atuam com maior intensidade. Desse modo os vales fluviais, os morros e as serras tendem a ficar alinhados nas direções gerais impostas pela rochas. Em função da origem e do grau de metamorfismo algumas rochas são mais e outras menos resistentes. Os gnaisses e os migmatitos têm um grau de resistência média ao desgaste erosivo, os quartzitos oferecem grande resistência, enquanto os micaxistos e os filitos apresentam resistência menor.

As *rochas sedimentares* ou *secundárias* são originárias de outras rochas e ocupam extensas áreas da superfície terrestre, compondo o grupo das clás-



9. Relevo de *cuesta* em borda de bacia sedimentar soerguida.

Fonte: A. N. Ab'Sáber, *Formas do Relevo*, 1975.

ticas ou detríticas e o das químicas (orgânicas e inorgânicas). As rochas sedimentares clásticas ou detríticas são geradas por detritos ou partículas de material sólido de rocha e solo, transportado, depositado e litificado em ambientes diversos de sedimentação. Esses processos sempre ocorreram na superfície terrestre, e por isso existem rochas sedimentares de diferentes idades e de diversos ambientes de sedimentação. Entre as rochas sedimentares estão os arenitos, os siltitos, os argilitos, os conglomerados e outras. Os ambientes de sedimentação podem ser marinhos, fluviais, lacustres, glaciais e eólicos. Cada ambiente resulta em rochas de diferentes tipos e aspectos, os quais dependem também do material constituinte. As rochas sedimentares químicas são de dois tipos: orgânico e inorgânico. Entre as orgânicas mais frequentes estão os calcários, os dolomitos e o carvão. As inorgânicas mais comuns são o sílex, que é um precipitado da sílica, e as concreções lateríticas, que são precipitados de ferro. A maior parte das rochas sedimentares é do tipo clástico, e dentre estas destacam-se os arenitos e, secundariamente, os argilitos, os siltitos e os conglomerados. São estas as rochas principais na constituição das bacias sedimentares e são elas as que mais influenciam as formas de relevo terrestre nesse tipo de estrutura. Como as bacias sedimentares são formadas por rochas de diferentes idades e de constituição granular variável, as formas de relevo sofrem influência tanto pela deposição estrutural em camadas plano-paralelas, sub-horizontais ou inclinadas como pela diferença de resistência entre uma camada de rocha e outra. Nas bordas das bacias sedimentares, as rochas apresentam as camadas horizontalmente inclinadas. Tal fato, associado à presença de camadas sedimentares de resistências diferentes, gera relevos de tipo tabuliforme, como os morros de topos planos e vertentes escarpadas e os relevos do tipo *cuesta* (Fig. 9).

## 1.5. OS PROCESSOS EXÓGENOS NA ESCULTURAÇÃO DAS FORMAS DO RELEVO

Os processos exógenos são movidos pelo calor solar, que atua na superfície da crosta continental através da atmosfera. Esses processos agem sobre o arranjo estrutural das rochas e são os responsáveis pela esculturação do relevo. As formas do relevo terrestre podem ser vistas como uma vasta peça de escultura, cujo escultor é a atmosfera com seus diversos tipos climáticos, e o subsolo é sua matéria-prima. Os processos exógenos são de grande complexidade e se revelam através do ataque às rochas pela ação mecânica do ar, da temperatura e principalmente pela ação físico-química da água em estado sólido, líquido e gasoso. A ação física e química dos agentes atmosféricos no processo de esculturação das formas do relevo é simultânea; entretanto, dependendo das características climáticas reinantes, pode ter maior ou menor atuação uma ou outra. Desse modo, em uma determinada área com características climáticas desérticas ou semidesérticas a atuação física da variação térmica é mais significativa que a ação química. Nas áreas tropicais quentes e úmidas, a ação química da água e do calor tem maior importância nos processos de desgaste. Já nas áreas frias a ação física da água em estado sólido (gelo) desempenha papel importante no desgaste da superfície terrestre e portanto na esculturação das formas. Como se vê, os processos erosivos da superfície terrestre têm extrema ligação com o tipo climático reinante.

### 1.5.1. A AÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DOS PROCESSOS EXÓGENOS

Os processos exógenos dividem-se em físicos e químicos. A alteração das rochas passa pela ação física e química, denominada intemperismo ou meteorização. A meteorização física das rochas se efetua através da fragmentação progressiva das rochas que estão mais expostas à superfície e à ação dos agentes atmosféricos. Diáclases e fraturas ocorrem tanto nas rochas de áreas frias, quentes e secas quanto nas quentes e úmidas. As linhas de fraqueza são produzidas pela variação térmica da atmosfera, que faz dilatar e contrair os minerais que compõem a massa rochosa, levando-os à fadiga e ao fraturamento; podem ser também produzidas pela descompressão da massa rochosa mais próxima da

superfície. Nas áreas frias, a ação do gelo em fraturas e poros das rochas também leva à sua fragmentação progressiva. A presença de raízes nos interstícios e fraturas das rochas também contribui para os processos desagregadores destas.

A meteorização química se processa através da reação química da água das chuvas, que se infiltra no solo, com os minerais das rochas. A ação química da água sobre os minerais primários da rocha os transforma em minerais secundários – os feldspatos tornam-se minerais de argilas, por exemplo. Com isso, ao mesmo tempo em que muda a natureza físico-química da rocha, a ação química da água também altera a forma do relevo. Desse modo, a meteorização química é também erosão química, pois nesse processo a água, escoada primeiramente no perfil do solo e depois nos cursos fluviais, tem componentes químicos distintos dos que tinha quando se infiltrou no solo. Assim a água, ao escoar, transporta elementos minerais, como potássio, cálcio, sódio, fósforo, silício e ferro, entre inúmeros outros. Aos poucos as formas de relevo, por efeito das reações químicas e do transporte dos novos compostos minerais, vão sendo modificadas e rebaixadas com velocidades não-perceptíveis na escala do tempo da vida humana. A erosão química é mais atuante nos climas quentes e úmidos e pouco significativa nos climas desérticos e frios.

### 1.5.2. A EROSÃO E O TRANSPORTE

A erosão e o transporte de material pelas águas de escoamento superficial se processam por suspensão, rolamento e saltação. O depósito do material detrítico e do dissolvido ocorre de modo seletivo. Quando as águas atingem os setores dos vales de menor inclinação, aproximando-se dos chamados níveis de base, onde ocorrem os processos de sedimentação, primeiro são depositados os materiais mais grosseiros e pesados, depois os finos e leves. A ação das águas pluviais e fluviais é marcante nos ambientes de climas temperados e tropicais, onde a água é mais abundante. O relevo nessas áreas tende a ter muitos canais de drenagem e suas formas, tanto nas áreas serranas como nos planaltos e depressões, são de topos arredondados ou topos convexizados. A ação da água em estado sólido – o gelo – atua mecanicamente, tanto no processo de alteração da rocha quanto no de transporte, nas altas montanhas e nas latitudes mais próximas dos pólos. As sucessivas alternâncias congelamento/degelo, com

expansão e contração do volume da água existente nos poros e fraturas das rochas, leva à fragmentação. A ação do gelo nos relevos altos está marcada por rebaixamentos circulares ou semicirculares chamados circos. Desses pontos desenvolvem-se vales por onde o gelo e a neve se escoam, provocando erosão e transportando material de solo e rocha de modo não-selecionado. Os vales glaciais em forma de U terminam nas partes baixas do terreno, onde as línguas das geleiras depositam, em forma de pequenos montes, as areias, os seixos e o material fino. Esses montes baixos são chamados morainas. A paisagem de deposição glacial é uma associação de morainas ao lado de uma grande quantidade de pequenos e grandes lagos. Na península da Escandinávia, no norte da Europa, no Canadá, no norte da Rússia e nas partes mais elevadas das cadeias orogênicas é onde os processos erosivos glaciais são mais atuantes.

A erosão mecânica dos ventos é atuante nos litorais baixos com praias arenosas e nos ambientes climáticos áridos e semi-áridos. Nestes últimos, verifica-se a ação combinada da falta de água com grande variação térmica diurno-noturna e o vento exerce importante papel de desgaste e transporte de detritos sólidos. A permanente e grande variação de temperatura entre o dia e a noite atua sobre a rocha, promovendo a sua fragmentação progressiva. Os detritos menores são transportados pelos ventos de um lugar para outro e, neste processo, tanto geram mais erosão com o atrito de detritos contra rochas e solo como formam, ao depositar-se, campos de dunas. Os processos eólicos são atuantes nas áreas desérticas das latitudes médias, destacando-se os desertos do Saara e Kalahari, na África; Gibson e Vitória, na Austrália; Colorado, nos Estados Unidos; Atacama, no Peru e Chile; Novo México, no México; Patagônia, na Argentina; e os desertos do Oriente Médio.

Como se pode ver, os processos erosivos têm estreita relação com os ambientes climáticos, o que levou à classificação do relevo segundo os processos de esculturação nas chamadas *zonas morfoclimáticas*.

## 1.5. AS ESTRUTURAS E AS FORMAS DO RELEVO BRASILEIRO

Para melhor entender o relevo brasileiro, é preciso conhecer um pouco mais o continente sul-americano, estudando sua evolução e dinamismo com o auxílio das novas concepções relativas à dinâmica da litosfera e à tectônica

de placas. O objetivo principal desses estudos é entender o que ocorreu com as estruturas e as formas do relevo no passado remoto para a seguir associá-las com o que aconteceu no passado recente.

De modo simples, pode-se descrever o relevo do continente sul-americano como tendo em toda a sua borda oeste a cadeia orogênica dos Andes, cuja formação iniciou-se no Mesozóico e estendeu-se ao Cenozóico. A parte central e o leste do continente é marcado por estruturas e formações litológicas antigas que remontam ao Pré-cambriano (Mapa 3).

Ao contrário da cordilheira dos Andes, que é relativamente estreita, alongada na direção norte-sul e muito alta, ultrapassando em várias áreas os 4 000 m de altitude, os terrenos do centro e do leste são mais baixos, prevalecendo altitudes inferiores a 1 000 m. Nessa parte, os terrenos são mais desgastados por várias fases erosivas, que geraram simultaneamente as grandes bacias sedimentares. Entre os terrenos antigos do centro e do leste, representados pelos planaltos do Brasil e das Guianas, ao norte, encontra-se um corredor de terrenos baixos constituído por sedimentação recente que se estende da Venezuela e da Colômbia, ao norte, até a Argentina, ao sul, passando por Bolívia, Paraguai e extremidade oeste do Brasil.

O território brasileiro é formado por estruturas geológicas antigas. Com exceção das bacias de sedimentação recente, como a do Pantanal mato-grossense, parte ocidental da bacia amazônica e trechos do litoral nordeste e sul, que são do Terciário e do Quaternário (Cenozóico), o restante das áreas tem idades geológicas que vão do Paleozóico ao Mesozóico, para as grandes bacias sedimentares, e ao Pré-cambriano (Arqueozóico-Proterozóico), para os terrenos cristalinos.

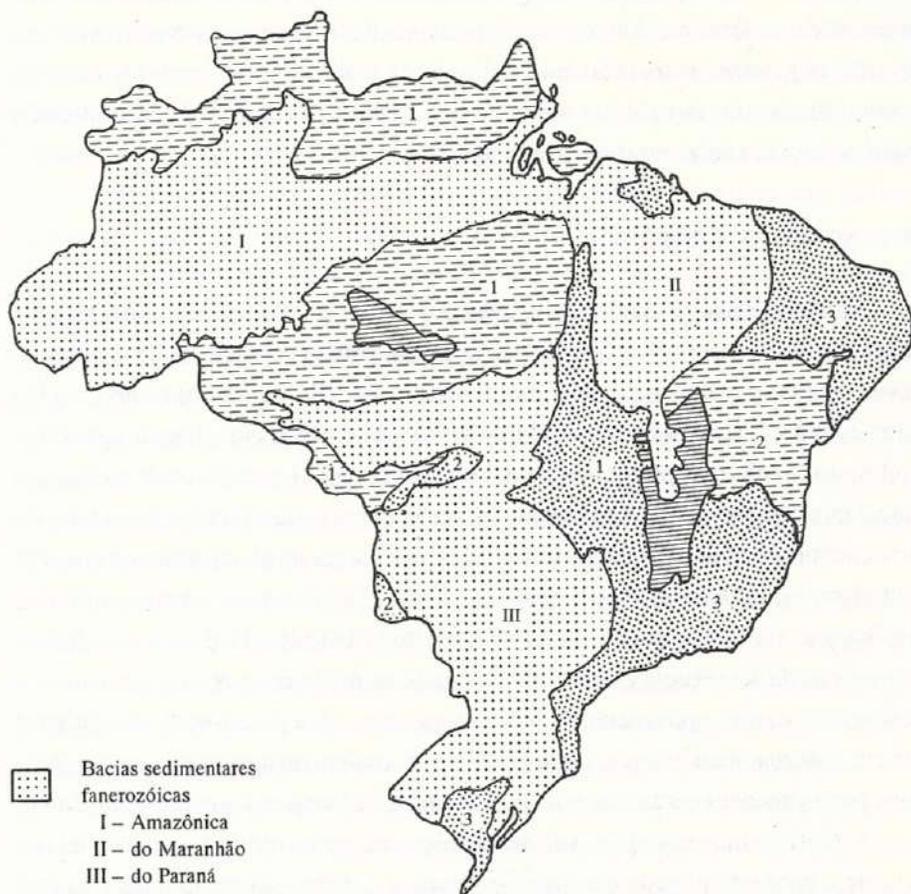
No território brasileiro, as estruturas e as formações litológicas são antigas, mas as formas do relevo são recentes. Estas foram produzidas pelos desgastes erosivos que sempre ocorreram e continuam ocorrendo, e com isso estão permanentemente sendo reafeiçoadas. Desse modo, as formas grandes e pequenas do relevo brasileiro têm como mecanismo genético, de um lado, as formações litológicas e os arranjos estruturais antigos, de outro os processos mais recentes associados à movimentação das placas tectônicas e ao desgaste erosivo de climas anteriores e atuais. Grande parte das rochas e estruturas que sustentam as formas do relevo brasileiro são anteriores à atual configuração do continente sul-americano, que passou a ter o seu formato depois da orogênese andina e da abertura do oceano Atlântico, a partir do Mesozóico.

Mapa 3. Estruturas da América do Sul



Fonte: Adaptado de Almeida *et al.*, 1976.

Mapa 4. As Grandes Estruturas do Território Brasileiro




 Bacias sedimentares  
fanerozóicas

I – Amazônica

II – do Maranhão

III – do Paraná


 Faixas de dobramentos do  
ciclo brasileiro

1 – Brasília

2 – Paraguai-Araguaia

3 – Atlântico


 Coberturas sedimentares correlativas ao brasileiro


 Crátons pré-brasilianos

1 – Amazônico

2 – São Francisco

3 – Sul-rio-grandense

A macroestrutura do subsolo do território brasileiro desempenha importante papel na configuração das grandes formas do relevo, apesar das prolongadas fases erosivas. Desse modo, pode-se dizer de forma simplificada que são três as grandes estruturas que definem os macrocompartimentos de relevo encontrados no Brasil: em plataformas ou crátons, cinturões orogênicos e grandes bacias sedimentares (Mapa 4).

### 1.6.1. AS ÁREAS CRATÔNICAS

As plataformas ou crátons correspondem aos terrenos mais antigos e arrasados por muitas fases de erosão. Constituem-se numa grande complexidade litológica, prevalecendo as rochas metamórficas muito antigas (Pré-cambriano Médio a Inferior, com 2 a 4,5 bilhões de anos). Também ocorrem rochas intrusivas antigas (Pré-cambriano Médio a Superior, com 1 a 2 bilhões de anos) e resíduos de rochas sedimentares datadas do Pré-cambriano Superior, que em alguma fase da história da Terra encobriam partes das plataformas. São três as áreas de plataformas ou crátons: a plataforma das Guianas, a Sul-amazônica e a do São Francisco. A área cratônica das Guianas tem terrenos elevados na extremidade norte do Brasil, nas faixas fronteiriças da Venezuela e das Guianas, onde se encontram rochas intrusivas e efusivas associadas com metamórficas antigas. Ao sul, a plataforma das Guianas está em terrenos mais baixos, onde prevalecem rochas metamórficas, encontrando-se parcialmente encobertas pelos sedimentos da bacia sedimentar amazônica.

A plataforma ou cráton sul-amazônica, cujos terrenos são mais baixos ao norte e ganham altitude em direção ao sul, é constituída principalmente por rochas metamórficas antigas, ocorrendo freqüentemente rochas intrusivas, como granitos e depósitos sedimentares residuais que sustentam relevos mais altos. Na extremidade sul, essa plataforma encontra-se encoberta por extensa formação sedimentar correspondente ao planalto e chapada dos Parecis.

A plataforma do São Francisco, que se estende desde o norte de Minas Gerais e avança pelo centro da Bahia, é a área cratônica de mais difícil delimitação, pois uma parte encontra-se parcialmente encoberta por sedimentação antiga e as extremidades confundem-se com as áreas dos cinturões orogênicos que a margeiam. Com relação ao cráton sul-rio-grandense há interpretações divergentes entre autores, alguns o consideram como área cratônica, outros como parte do cinturão orogênico do atlântico.

### 1.6.2. AS ÁREAS DE DOBRAMENTOS ANTIGOS

Os cinturões orogênicos existentes no território brasileiro são muito antigos, ou seja, de diversas idades ao longo do Pré-cambriano. Esses cinturões são o do Atlântico, o de Brasília e o Paraguai-Araguaia. Essas três antigas cadeias montanhosas encontram-se atualmente muito desgastadas pelas várias fases erosivas ocorridas, mas ainda guardam aspecto serrano em grandes extensões. Essas faixas de dobramentos foram no passado bacias geossinclinais estreitas e alongadas que margeavam a borda das plataformas. Os sedimentos formadores das bacias geossinclinais, em função da movimentação da crosta terrestre, foram por várias vezes dobradas por pressões das plataformas. Nesse processo de movimentação da crosta, os sedimentos, ao serem dobrados, também sofreram metamorfização, intrusões e possivelmente até efusões vulcânicas. Algumas dessas áreas orogênicas, como é o caso do cinturão do Atlântico, passaram por até três fases de dobramentos, acompanhados de metamorfismo e intrusões alternados por longas fases erosivas.

O cinturão orogênico do Atlântico estende-se desde a parte oriental da região Nordeste até o sudeste do Estado do Rio Grande do Sul. É uma faixa de grande complexidade litológica e estrutural, prevalecendo rochas metamórficas de diferentes tipos e idades, como gnaisses, migmatitos, quartzitos, micaxistos, filitos, e, secundariamente, intrusivas, como os granitos e os sienitos.

O cinturão orogênico do Atlântico tem trechos mais elevados sustentados por rochas do tipo quartzito. As cristas serranas desse cinturão estão mais preservadas do ataque erosivo, como ocorre com a serra do Espinhaço, que se estende do centro-norte de Minas Gerais até o interior da Bahia. Outras serras de grande significado no relevo são as serras do Mar e da Mantiqueira, que se constituem em escarpas altas e abruptas produzidas por grandes linhas de falhas bem mais recentes. Os terrenos elevados do cinturão do Atlântico são resultantes de dobramentos, de falhamentos extensos e das grandes massas intrusivas, como é o caso do maciço de Itatiaia, da ilha de São Sebastião e do maciço de Poços de Caldas, entre inúmeros outros.

O cinturão de Brasília estende-se desde o sul do Estado de Tocantins até o sudeste de Minas Gerais. É formado principalmente por rochas metamórficas de diferentes tipos, como micaxistos, ardósias, filitos, gnaisses, quartzitos, e carbonáticas de baixo metamorfismo. Encontra-se também muito arrasado

pelos processos erosivos que permitiram a exposição de rochas intrusivas do interior dos dobramentos. O relevo que se desenvolveu nessa área é de serras alongadas e estreitas, em alguns trechos associadas com chapadas de topos planos e altos. No cinturão orogênico de Brasília destacam-se as serras da Canastra e Negra, em Minas Gerais, as serras de Caldas Novas, da Mesa, Dourada, do Boqueirão, entre outras, e algumas chapadas, como a de Brasília, a dos Veadeiros e a de Cristalina, em Goiás.

O cinturão orogênico Paraguai-Araguaia estende-se desde o norte de Goiás e Tocantins até Mato Grosso, na região de Cuiabá, reaparecendo na extremidade sul do Pantanal, na serra da Bodoquena. Esse cinturão está em grande parte arrasado por erosão; entretanto, a noroeste e oeste de Cuiabá encontra-se a província serrana de Mato Grosso. Essa área é constituída por várias serras geradas por dobramentos antigos e que se encontram parcialmente preservados. As rochas são sedimentares ou com baixo metamorfismo, destacando-se os metarenitos, filitos, arenitos, calcários, argilitos, siltitos, folhelhos e arcóseos.

### 1.6.3. AS BACIAS SEDIMENTARES

O terceiro tipo de estrutura que ocorre no território brasileiro é o das três grandes bacias sedimentares: Amazônica, do Parnaíba ou Maranhão e do Paraná. Essas bacias formaram-se ao longo do Fanerozóico, ou seja, nos últimos 600 milhões de anos. Os sedimentos mais antigos são do Paleozóico, os intermediários do Mesozóico e os mais recentes do Cenozóico. Quando essas bacias se organizaram, os terrenos do continente sul-americano encontravam-se em posições altimétricas bem mais baixas. Os depósitos marinhos e continentais formaram as rochas sedimentares das três grandes bacias. Assim, nelas são encontrados sobretudo arenitos de diferentes idades e granações, às vezes intercalados por siltitos, argilitos, conglomerados e calcários. Especificamente, na bacia do Paraná ocorreu extensivo derrame de lavas vulcânicas, que se depositaram sobre as camadas sedimentares em planos horizontais e estratificados. Essa atividade vulcânica ocorreu no período jurássico e cretáceo, na era mesozóica.

Os depósitos do Cenozóico – período terciário – são encontrados mais extensivamente na parte ocidental da bacia amazônica e no litoral do Nordeste.

Já os sedimentos cenozóicos – período quaternário – são mais extensivos no Pantanal de Mato Grosso, no litoral do Rio Grande do Sul, na ilha do Bananal no rio Araguaia e nas planícies que margeiam o rio Amazonas e os baixos cursos de seus afluentes.

No Mesozóico (período cretáceo) ocorreu a última fase de deposição extensiva nas bacias sedimentares do Brasil, com exceção da amazônica, que recebeu sedimentos ao longo do Terciário. No Cenozóico (Terciário) o continente sul-americano sofreu em seu conjunto soerguimentos orogênicos na borda ocidental (cordilheira dos Andes) e epirogênico em todo o restante. Esse soerguimento atingiu o território brasileiro de modo desigual, sendo que algumas áreas foram mais levantadas e outras bem menos. Esse processo, associado à tectônica de placas, soergueu tanto as áreas dos crátons como os antigos cinturões orogênicos e as bacias sedimentares. Foi através da epirogênese terciária que as bacias sedimentares ficaram em níveis altimétricos elevados e surgiram as escarpas das serras do Mar e da Mantiqueira por falhamentos. A partir desse processo tectônico desencadeou-se um prolongado e generalizado desgaste erosivo que atuou sobre as bordas das bacias sedimentares, originando as depressões periféricas. Desse modo, parte dos terrenos sedimentares ficaram em posições mais elevadas do que os terrenos cristalinos das áreas cratônicas ou de escudos. Ao mesmo tempo, esse processo evidenciou as áreas serranas dos cinturões orogênicos.

Os processos erosivos, que ocorreram tanto na fase de epirogênese, no Terciário, quanto no Quaternário, foram de diferentes características. Ao longo de mais de 70 milhões de anos, o desgaste erosivo processou-se em ambientes climáticos quentes e úmidos, alternados com climas áridos ou semi-áridos. Esses diversos ciclos climáticos, denominados paleoclimas, associados às influências estruturais, litológicas e tectônicas, explicam a macrocompartimentação do relevo brasileiro.

## 1.7. UNIDADES DO RELEVO BRASILEIRO

Ao considerar a macrocompartimentação do relevo brasileiro, não se pode negligenciar sua natureza morfogenética. Levando-se em conta isso, toda a história do relevo brasileiro e sua cronologia são mais significativas a

partir do Cretáceo, ou seja, ao longo do Terciário-Quaternário. A compartimentação atual tem fortes ligações genéticas com o soerguimento da plataforma sul-americana, ao longo do Cenozóico (epirogênese pós-cretácea), e com os processos erosivos, muito marcantes nas bordas das bacias sedimentares, que ocorreram principalmente a partir do Terciário, estendendo-se até o Quaternário, em concomitância com o soerguimento da plataforma sul-americana.

Para a atual proposta de identificação das macrounidades do relevo brasileiro, elaborada por Ross (1989), foram fundamentais os trabalhos de Ab'Sáber e os relatórios e mapas produzidos pelo Projeto Radambrasil na série Levantamento dos Recursos Naturais. O relevo brasileiro apresenta três tipos de unidades geomorfológicas, que refletem suas gêneses: os planaltos, as depressões e as planícies (Mapa 5).

#### 1.7.1. AS UNIDADES DOS PLANALTOS

As áreas representadas por compartimentos de planaltos foram identificadas em quatro grandes categorias:

1. planaltos em bacias sedimentares;
2. planaltos em intrusões e coberturas residuais de plataforma;
3. planaltos em núcleos cristalinos arqueados;
4. planaltos em cinturões orogênicos.

Independentemente do aspecto estrutural que marca cada uma dessas unidades, elas assumem caráter de formas residuais, pois são circundadas por extensas áreas de depressões; por conseguinte, põem em evidência os relevos mais altos que ofereceram maior dificuldade ao desgaste erosivo.

#### OS PLANALTOS EM BACIAS SEDIMENTARES

Os planaltos em bacias sedimentares são quase inteiramente circundados por depressões periféricas ou marginais. Essas unidades também se caracterizam por apresentar nos contatos (planaltos-depressões) os relevos escarpados caracterizados por frentes de *cuestas*. São os planaltos da bacia amazônica

Mapa 5. Unidades do Relevo Brasileiro



## Planaltos em:

## Bacias sedimentares

- 1 Planalto da Amazônia oriental
- 2 Planaltos e chapadas da bacia do Parnaíba
- 3 Planaltos e chapadas da bacia do Paraná

## Intrusões e coberturas residuais de plataforma

- 4 Planaltos e chapada dos Parecis
- 5 Planaltos residuais norte-amazônicos
- 6 Planaltos residuais sul-amazônicos

## Cinturões orogênicos

- 7 Planaltos e serras do Atlântico leste sudeste
- 8 Planaltos e serras de Goiás-Minas
- 9 Serras residuais do Alto Paraguai

## Núcleos cristalinos arqueados

- 10 Planalto da Borborema
- 11 Planalto sul-rio-grandense

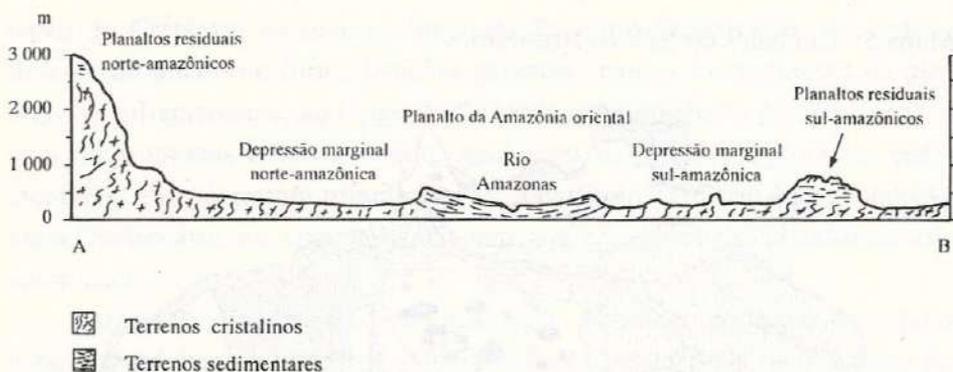
## Depressões

- 12 Depressão da Amazônia ocidental
- 13 Depressão marginal norte-amazônica
- 14 Depressão marginal sul-amazônica
- 15 Depressão do Araguaia
- 16 Depressão cuiabana
- 17 Depressão do Alto Paraguai-Guaporé
- 18 Depressão do Miranda
- 19 Depressão sertaneja e do São Francisco
- 20 Depressão do Tocantins
- 21 Depressão periférica da borda leste da bacia do Paraná
- 22 Depressão periférica sul-rio-grandense

## Planícies

- 23 Planície do rio Amazonas
- 24 Planície do rio Araguaia
- 25 Planície e pantanal do rio Guaporé
- 26 Planície e Pantanal Mato-grossense
- 27 Planície da lagoa dos Patos e Mirim
- 28 Planícies e tabuleiros litorâneos

Fonte: Adaptado de Jurandir L. S. Ross, 1990.

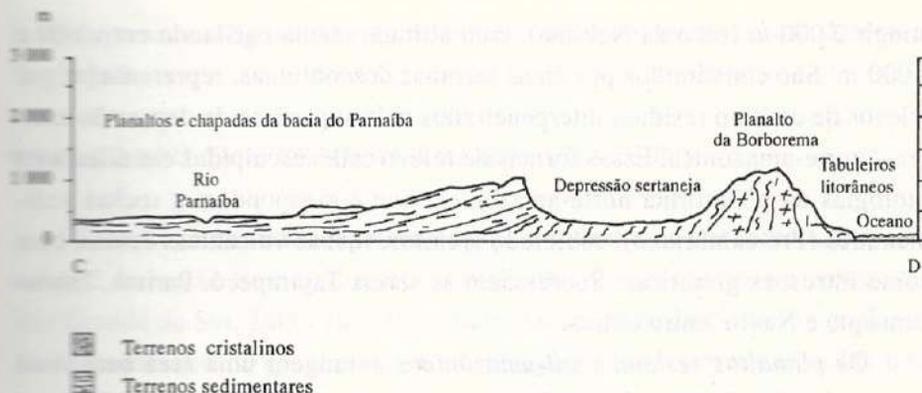


10. Perfil norte-sul da região amazônica.

oriental e ocidental, os planaltos e chapadas da bacia do Parnaíba e os planaltos e chapadas da bacia do Paraná.

O *planalto da Amazônia oriental* caracteriza-se por um modelado de formas de topos convexos ou planos, com ocorrência descontínua de morros residuais de topos planos chamados tabuleiros. Enquanto os relevos residuais estão quase sempre associados aos sedimentos terciários, os terrenos mais dissecados estão esculpidos nos sedimentos paleomesozóicos. Tanto ao norte quanto ao sul, esse planalto tem limites claramente definidos por mudanças bruscas no modelado, às vezes em forma de escarpa. O limite norte é definido por uma frente de *cuestas*, onde as altitudes estão em torno de 400 m, nos trechos mais altos, enquanto no sul o aspecto é de relevo *cuestiforme*, sem entretanto caracterizar-se por escarpa, com os trechos mais altos ultrapassando os 300 m (Fig. 10).

Os *planaltos e chapadas da bacia do Parnaíba* apresentam um modelado muito mais complexo. Limitam-se ao sul e a oeste com as depressões circundantes através de escarpas caracterizadas por frentes de *cuestas*, enquanto o limite norte nivela-se em praticamente toda a sua extensão com os terrenos baixos da bacia amazônica. O sul dessa unidade é demarcado pela frente de *cuesta* da Ibiapaba ou serra Grande do Piauí, mas mostra para o interior da bacia outros degraus menores que correspondem às frentes desdobradas, o mesmo ocorrendo na extremidade oeste. Os topos planos e amplos desses planaltos são sustentados pelos sedimentos do Cretáceo, enquanto os segmentos dissecados e as escarpas normalmente se associam aos sedimentos do Paleozóico (Fig. 11).



III. Perfil leste-oeste da região Nordeste.

Os planaltos e chapadas da bacia do Paraná englobam terrenos sedimentares com idades desde o Devoniano até o Cretáceo e rochas vulcânicas básicas e ácidas do Mesozóico. Todo contato desta unidade com as depressões circundantes é feito através de escarpas que se identificam como frentes de *cuestas* única ou desdobradas em duas ou mais frentes. Do Rio Grande do Sul a São Paulo a escarpa é sustentada quase que exclusivamente por rochas efusivas. Já em Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul as frentes de *cuestas* são desdobradas e sustentadas pelas rochas do Devoniano, do Carbonífero e do Jura-cretáceo. É freqüente nas bordas norte e noroeste a presença de extensas superfícies altas e planas que atingem entre 900 e 1000 m de altitude e são denominadas chapadas, como a dos Guimarães e a de Taquari, no Estado do Mato Grosso.

#### OS PLANALTOS EM INTRUSÕES E COBERTURAS RESIDUAIS DE PLATAFORMA

Estas unidades são constituídas por coberturas sedimentares residuais de diversos ciclos erosivos, e também por um pontilhado de serras e morros isolados associados a intrusões graníticas, derrames vulcânicos antigos e dobramentos do Pré-cambriano. Faz exceção o planalto e chapada dos Parecis, cuja litologia data do Cretáceo.

Os planaltos residuais norte-amazônicos, que se estendem desde o Amapá até o norte do Estado do Amazonas, apresentam altitudes que chegam a

atingir 3 000 m (pico da Neblina), com altitude média oscilando entre 600 e 1 000 m. São constituídos por áreas serranas descontínuas, representadas por relevos de aspecto residual interpenetrados pela superfície da depressão marginal norte-amazônica. Essas formas de relevo estão esculpidas em diferentes litologias da plataforma norte-amazônica, que correspondem a rochas sedimentares (Pré-cambriano), sobretudo arenitos, rochas vulcânicas ácidas, bem como intrusões graníticas. Sobressaem as serras Tapirapecó, Parima, Tumucumaque e Navio, entre outras.

Os *planaltos residuais sul-amazônicos* abrangem uma área bem mais extensa na plataforma sul-amazônica, estendendo-se desde o sul do Pará até Rondônia. É uma vasta área toda pontilhada por intrusões graníticas do Pré-cambriano que determinam formas de relevo em morros de topos convexos com distribuição descontínua. Juntamente com tais intrusões ocorrem extensas áreas de coberturas sedimentares antigas (Pré-cambriano e Paleozóico Inferior) que freqüentemente definem formas de relevos residuais de topos nivelados e planos, chegando, em alguns casos, a configurar as chapadas, como, por exemplo, a extensa chapada do Cachimbo. Há ainda relevos residuais esculpidos em estruturas marcadas por vulcanismo antigo, associados a sedimentos, intrusões e dobramentos com metamorfismo, como a serra dos Carajás. Todo esse pontilhado descontínuo de relevos residuais e intrusões é interpenetrado por uma superfície mais baixa e aplainada, representada pela depressão marginal sul-amazônica.

O *planalto e chapada dos Parecis* envolve uma extensa área que se estende desde o leste de Mato Grosso até o sudeste de Rondônia. Corresponde a uma faixa de terrenos sedimentares (arenito) datados do Cretáceo, com recobrimento descontínuo de detritos finos do Terciário. Está posicionado na porção de divisor de águas Amazonas-Paraguai-Guaporé e apresenta altitudes em torno de 800 m no trecho da chapada (seção sudoeste), enquanto no restante as altitudes variam entre 450 e 650 m. As formas predominantes do relevo são as de topos planos a arredondados, o que confere suavidade à topografia, embora no conjunto esta seja de caráter residual. Na parte norte, sofre um rebaixamento contínuo e gradativo, nivelando-se com a superfície da depressão marginal sul-amazônica no nível dos 400 metros. A leste e ao sul os limites com as depressões do Araguaia, Cuiabana e do alto Paraguai-Guaporé são feitos através de escarpas de aspecto cuestiforme, com um ou

mais degraus, configurando respectivamente as serras do Roncador, Daniel e Tapirapuã.

### *OS PLANALTOS EM NÚCLEOS CRISTALINOS ARQUEADOS*

Estas unidades estão representadas pelo planalto da Borborema, na parte oriental da região Nordeste, e pelo planalto Sul-rio-grandense, no sudeste do Rio Grande do Sul. Tanto um quanto outro fazem parte do cinturão orogênico da faixa atlântica e encontram-se em posições relativamente isoladas que correspondem a segmentos dos dobramentos antigos soerguidos em forma de abóbadas. No dizer de Ab'Sáber (1972), "o nordeste oriental e o sudeste do Rio Grande do Sul são áreas dos escudos orientais sul-americanos onde é particularmente expressiva a presença de núcleos cristalinos de conformação geral dômica". Estas unidades se comportam como maciços antigos intensamente trabalhados por processos erosivos ao longo do Terciário. Verifica-se que no reverso de ambos os escudos formaram-se extensas depressões que se interpõem entre os maciços antigos e as bacias sedimentares do Paraná, no Sul, e do Parnaíba ou do Maranhão, no Nordeste.

O planalto da Borborema encontra-se no leste do Estado de Pernambuco e as áreas mais elevadas atingem até 1000 m de altitude. Apesar da presença de segmentos de topos retilinizados, o modelado dominante apresenta formas convexas esculpidas em litologias do cristalino representadas por rochas intrusivas e metamórficas de diferentes idades, ao longo do Pré-cambriano. O planalto Sul-rio-grandense, com litologias diferenciadas em idades e gêneses diversas ao longo do Pré-cambriano, apresenta modelado com formas ligeiramente convexas. Os níveis altimétricos mais elevados não ultrapassam os 450 m.

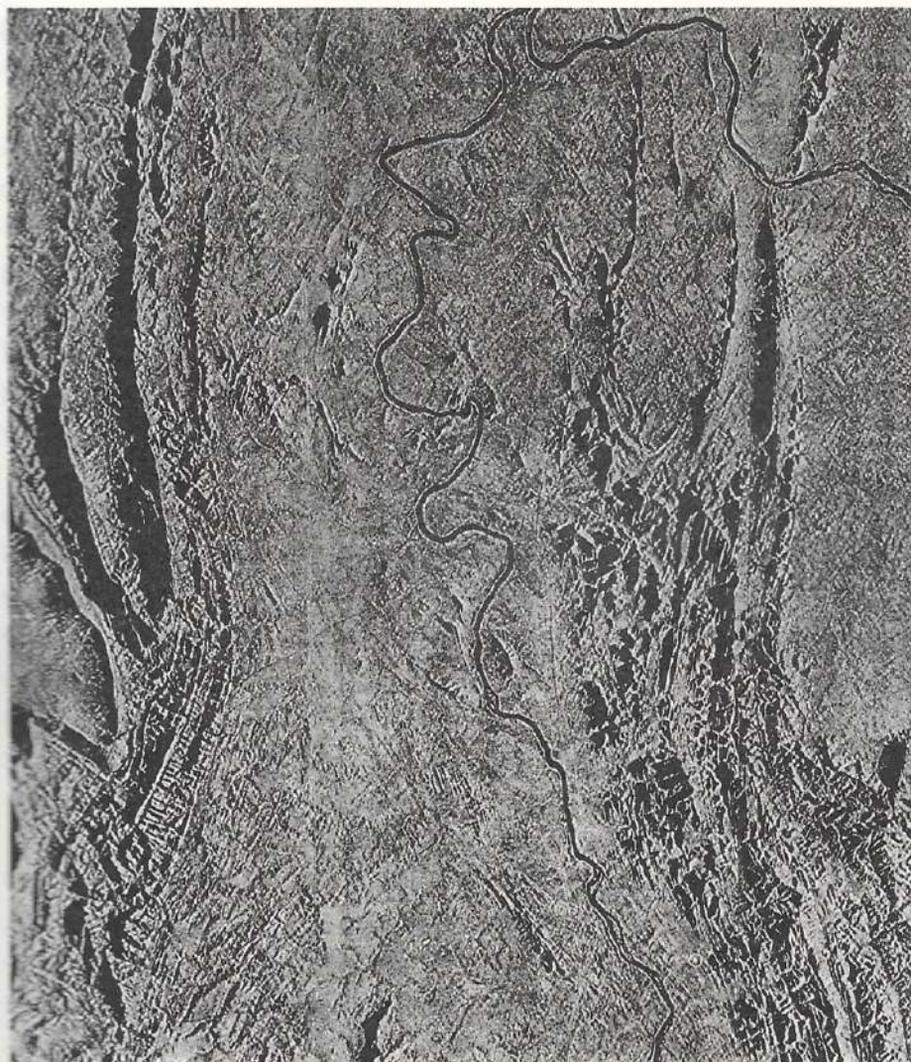
### *OS PLANALTOS EM CINTURÕES OROGÊNICOS*

Os planaltos que ocorrem nas faixas de orogenia antiga correspondem a relevos residuais sustentados por litologias diversas, quase sempre metamórficas associadas a intrusivas. Estas unidades estão em áreas de estruturas dobradas correspondentes aos cinturões Paraguai-Araguaia, Brasília e Atlântico. Nesses planaltos encontram-se inúmeras serras, quase sempre associadas a resíduos de estruturas dobradas intensamente, atacadas por processos erosivos.

Os *planaltos e serras do Atlântico leste-sudeste*, que se associam ao cinturão do Atlântico, são de maior grau de complexidade. Sua gênese vincula-se a vários ciclos de dobramentos acompanhados de metamorfismos regionais, falhamentos e extensas intrusões. As diversas fases orogenéticas do Pré-cambriano foram sucedidas por ciclos de erosão. O processo epirogenético pós-cretáceo, que perdurou pelo menos até o Terciário Médio, gerou o soerguimento da plataforma sul-americana, reativou os falhamentos antigos e produziu escarpas acentuadas, como as das serras da Mantiqueira e do Mar, e fossas tectônicas, como as do médio vale do Paraíba do Sul. Nesta unidade incluem-se, além das áreas planálticas da faixa que acompanha o litoral delimitadas por escarpas, a extensa serra do Espinhaço, que abrange os terrenos desde as proximidades de Belo Horizonte (MG) até o médio vale do rio São Francisco, no centro-oeste da Bahia. O modelado dominante do planalto Atlântico é constituído por morros com formas de topos convexos, elevada densidade de canais de drenagem e vales profundos. É a área definida por Ab'Sáber como "domínio dos mares de morros".

Os *planaltos e serras de Goiás-Minas* estão associados à faixa de dobramento do cinturão de Brasília. Estendem-se desde o sul do Estado de Tocantins até o sudoeste de Minas Gerais, na região da serra da Canastra, e configuram-se como verdadeiras serras residuais, como ocorre com as serras da Canastra (MG), da Bocaina, Dourada e Geral do Paranã, em Goiás-Tocantins. Essas serras são resíduos das antigas dobras e constituem-se em alinhamentos de cristas. São sustentadas com frequência por rochas metamórficas, sobretudo quartzitos associados a intrusões de natureza granítica. São frequentes os extensos topos planos em chapadas, como ocorre nas chapadas de Brasília, Cristalina e dos Veadeiros, a nordeste do Distrito Federal. Esses topos planos associam-se a superfícies de erosão que remontam ao Pré-cretáceo, com novos ciclos erosivos no Terciário (Fig. 12).

As *serras residuais do alto Paraguai* também fazem parte da extensa área pertencente ao chamado cinturão orogênico Paraguai-Araguaia. Essas serras apresentam dois setores: um ao sul e outro ao norte do Pantanal mato-grossense, onde recebem a denominação de serra da Bodoquena e Província Serrana. São formas residuais de dobramentos datados do Pré-cambriano, cujos processos erosivos geraram formas de relevo em conjuntos de serras assimétricas e grosseiramente paralelas que atingem até 800 m de altitude. Essas serras são



12. Serras em estruturas dobradas do cinturão orogênico de Brasília (Goiás-Minas).  
Fonte: Imagem de Radar, Folha – SP – 22-XB, Projeto Radambrasil, MME, 1976.

constituídas por rochas sedimentares antigas, dobradas por processos orogênicos e posteriormente trabalhadas por vários ciclos erosivos.

### 1.7.2. AS UNIDADES DAS DEPRESSÕES

As depressões no território brasileiro, com exceção da depressão amazônica ocidental, apresentam uma característica genética muito marcante que é o fato de terem sido geradas por processos erosivos com grande atuação nas bordas das bacias sedimentares. As atividades erosivas com alternância de ciclos secos e úmidos esculpiram, ao longo do Terciário e do Quaternário, as depressões periféricas, as marginais e as monoclinais que aparecem circundando as bordas das bacias e se interpondo entre estas e os maciços antigos do cristalino. A atuação das atividades erosivas evidentemente ocorreram não somente ao longo das atuais depressões mas também sobre os planaltos, mas é nas primeiras que as marcas paleoclimáticas são mais evidentes. É fato também marcante a extensividade dessas depressões por estruturas muito diferenciadas. Isto certamente se deve às alternâncias das fases erosivas dos períodos secos com as de meteorização química e erosão linear dos períodos úmidos.

A *depressão da Amazônia ocidental* é constituída por vasta área no oeste da Amazônia e exhibe terrenos baixos em torno dos 200 m de altitude, sendo fracamente dissecados em formas de topos planos ou levemente convexizados esculpidos nos sedimentos terciário-quaternários da formação Solimões. Enquadra-se na categoria de depressão pela impossibilidade de caráter genético de enquadrá-los na de planície. Sua gênese também é distinta das demais depressões brasileiras. Trata-se de uma superfície extremamente aplainada, com um tênue processo fluvial de dissecação que originou formas de relevo em colinas baixas. Tanto ao norte quanto ao sul, faz contato sem ruptura de nível com as depressões marginais norte-amazônicas e sul-amazônicas. A oeste articula-se com a depressão que margeia a cordilheira andina.

As *depressões marginais amazônicas* enquadram-se na classificação de Ab'Sáber como sendo do tipo marginal com eversão. Isto se deve ao fato de que ambas margeiam as bordas norte e sul da bacia amazônica e encontram-se totalmente esculpidas em litologias do cristalino tanto na plataforma sul-amazônica como na das Guianas. Essas depressões foram aplainadas por

processos erosivos antigos, anteriores à formação da bacia amazônica, e expostas à superfície no Terciário-Quaternário, durante e após a epirogenia.

A *depressão marginal norte-amazônica*, cujas altimetrias oscilam entre 200 e 300 m, se interpõe entre as bordas da bacia amazônica, onde o contato se faz através de uma frente de *cuesta* bem marcada e com relevos residuais esculpidos no cristalino, com intrusões e sedimentos de coberturas antigas do planalto residual norte-amazônico. A leste termina no litoral do Amapá, enquanto a oeste avança para os territórios da Colômbia e da Venezuela, nivelando-se com o planalto da Amazônia ocidental. O modelado caracteriza-se por formas de topos levemente convexos, ocorrendo alguns pequenos morros residuais geralmente associados a intrusões graníticas.

A *depressão marginal sul-amazônica*, com gênese semelhante à anterior, é muito mais extensa. Esta unidade tem limite setentrional na borda sul da bacia amazônica, onde o contato se faz através de patamares mal delineados que no conjunto lembram uma frente de *cuesta* descaracterizada pela erosão. O modelado é marcado por formas de relevo de topos levemente convexizados, com altitudes entre 100 e 400 m, crescentes de norte para sul. É característica marcante a intensa presença de relevos residuais representados ora por intrusões graníticas, ora por coberturas sedimentares antigas da plataforma sul-amazônica.

A *depressão do Araguaia* é na realidade uma extensão mais linear da depressão marginal sul-amazônica. Essa unidade acompanha o vale do Araguaia, tendo na sua parte central a presença isolada da planície do rio Araguaia, onde se insere a ilha do Bananal. Essa depressão tem o modelado marcado por formas de relevo quase planos, com altimetrias que oscilam de 200 m no norte a 350 m na extremidade sul. A superfície dessa depressão corta diversas formações rochosas da plataforma sul-amazônica e do cinturão orogênico Paraguai-Araguaia.

A *depressão cuiabana* encontra-se entre as serras residuais do Alto Paraguai e a borda da bacia do Paraná. Apresenta um modelado levemente convexizado. Esta unidade é constituída por uma superfície em rampa que gradualmente se eleva de 150 m no contato com o Pantanal a 400 m, na extremidade norte (Fig. 13).

As *depressões do Alto Paraguai e Guaporé* estão ligadas através de um trecho levemente inclinado entre as bacias dos rios Jauru e Guaporé. Grande



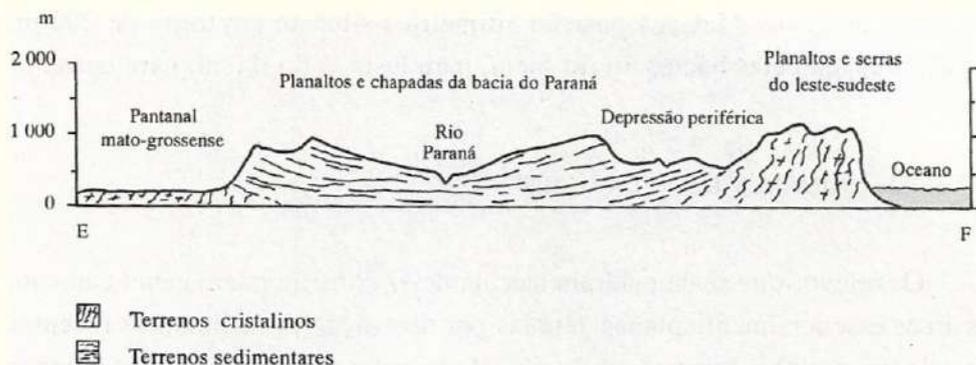
13. Depressão cuiabana e escarpa de *cuesta* da chapada dos Guimarães.

Fonte: Imagem de Radar, Folha – SD – 21-2C, Projeto Radambrasil, MME, 1976.

parte destas unidades mostram-se encobertas por sedimentos arenosos finos da mesma origem dos existentes no Pantanal de Mato Grosso e do Guaporé.

A *depressão do Miranda*, ao sul do Pantanal mato-grossense, é drenada pela bacia do rio de mesmo nome. Corresponde a uma superfície baixa e muito aplainada cujas altimetrias estão entre 100 e 150 m. Tal unidade está esculpida em litologias do Pré-cambriano Superior.

A *depressão do Tocantins*, de forma semelhante à da depressão do Araguaia, acompanha o vale do rio do mesmo nome. Assume em grande parte de seu trecho norte a característica de depressão monoclinial, por seccionar a borda ocidental da bacia sedimentar do Parnaíba. Na seção sul, está esculpida principalmente em litologias do cristalino do complexo goiano. De modo



14. Perfil leste-oeste das regiões Centro-oeste e Sudeste.

geral, mostra um modelado quase plano e portanto com fraco grau de dissecação, com altitudes variando de 200 m no norte a 500 m na extremidade sul.

A *depressão sertaneja e do São Francisco* compreende uma extensa área rebaixada e predominantemente aplanada, constituindo superfície de erosão que secciona uma grande diversidade de litologias e arranjos estruturais. Esta superfície apresenta inúmeros trechos com ocorrência de relevos residuais constituindo *inselbergs*, quase sempre associados às litologias do cristalino. Entretanto existem alguns relevos residuais de maior extensão esculpidos em sedimentos do Cretáceo, como ocorre com as chapadas do Araripe, no interior de Pernambuco e Ceará, e do Apodi, nas proximidades do litoral do Rio Grande do Norte. Iniciando-se no norte e no leste do litoral nordestino, com altitudes inferiores a 100 m, essa depressão alonga-se para o interior acompanhando o médio vale do rio São Francisco.

A *depressão da borda leste da bacia do Paraná* está esculpida quase que totalmente nos sedimentos paleomesozóicos. Apresenta modelados diversos em função da influência tectônica, variação litológica e dos graus de atuação dos processos erosivos dos mais variados ambientes paleoclimáticos. No Estado de São Paulo observa-se a transição dos terrenos altos do cristalino para a depressão esculpida em sedimentos, onde predominam altitudes entre 600 e 700 m (Fig. 14).

A *depressão periférica central ou sul-rio-grandense* guarda características genéticas e morfológicas semelhantes à anterior. Do mesmo modo que ela, está esculpida principalmente em sedimentos na borda da bacia sedimentar do Paraná, encontrando-se entre o planalto Sul-rio-grandense e a escarpa

da borda da bacia. Mas sua posição altimétrica situa-se em torno de 200 m, sendo drenada pelas bacias do rio Jacuí, para leste, e do Ibicuí, para oeste.

### 1.7.3. AS UNIDADES DAS PLANÍCIES

Os relevos que se enquadram nas planícies correspondem geneticamente às áreas essencialmente planas geradas por deposição de sedimentos recentes de origem marinha, lacustre ou fluvial. Nessa categoria encontram-se grandes unidades, como as planícies dos rios Amazonas, Guaporé, Araguaia e Paraguai, as planícies das lagoas dos Patos e Mirim e inúmeras outras pequenas planícies e tabuleiros ao longo do litoral brasileiro, bem como no interior do território. E estão geralmente associadas aos depósitos do Quaternário, principalmente do Holoceno.

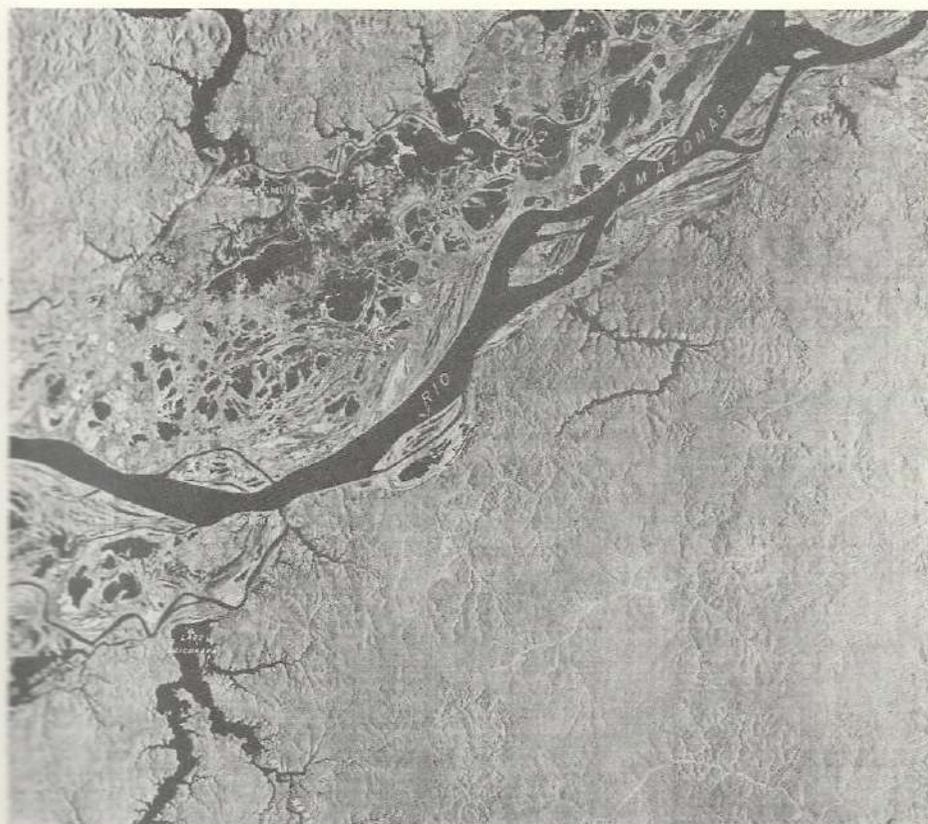
A *planície do rio Amazonas* é constituída por uma unidade bem menor do que se pensava alguns anos atrás. Essa planície apresenta cordões mais elevados, margeando o leito do rio e formando diques fluviais recobertos por florestas aluviais. Encontram-se pouco mais afastados extensos trechos baixos e planos, onde se observa maior permanência da água de inundações com vegetação de gramíneas. A área mais ampla dessa planície está na ilha de Marajó, mas sua presença é marcante ao longo de todo o rio Amazonas no território brasileiro, bem como nos baixos cursos de seus afluentes (Fig. 15).

A *planície do rio Araguaia* situa-se sobretudo no trecho do médio curso do rio, onde se encontra a ilha do Bananal. Esta unidade é extremamente plana, constituída por sedimentos recentes e nivelados nos 200 m de altitude, com total recobrimento de vegetação de cerrados abertos e campos limpos.

A *planície do rio Guaporé*, que também se caracteriza por um pantanal, é constituída por um terreno plano nivelado em torno de 220 m. Estende-se por território boliviano e une-se ao Pantanal mato-grossense, drenado pelo rio Paraguai.

A *planície e Pantanal do rio Paraguai ou mato-grossense* corresponde a uma significativa área de deposição de sedimentos aluviais recentes que avança em direção à Bolívia e ao Paraguai, com altitudes que oscilam entre 100 e 150 m.

As *planícies das lagoas dos Patos e Mirim*, geradas pela dinâmica deposicional marinha e lacustre, situam-se em quase todo o litoral do Rio Grande do Sul e avançam em território do Uruguai. As planícies e tabuleiros litorâneos



15. Planície do rio Amazonas.

Fonte: Imagem de Radar, Folha – SA – 21-2A, Projeto Radambrasil, MME, 1972.

são de pequenas dimensões e situam-se na foz de rios de menor porte, como o Paraíba do Sul, o Doce, nos Estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, e a ribeira de Iguape, em São Paulo. E em direção ao litoral, no Nordeste, as pequenas planícies se alternam com terrenos pouco mais elevados, mantidos pelas barreiras dos sedimentos terciários.

Pode-se ainda tratar o relevo brasileiro do ponto de vista dos processos erosivos comandados pelos climas atuais. Nessa perspectiva, prevalece o interesse pela relação da dinâmica climática com a esculturação das formas menores do relevo. Estas se diferenciam das macroformas, que têm forte relação com a estrutura e com os climas do passado, conforme se pode perceber pelo que aqui foi exposto.