

GEOGRAFIA FÍSICA: ENSINO E APLICABILIDADE

PRESIDENTE DA REPÚBLICA: Dilma Vana Rousseff
MINISTRO DA EDUCAÇÃO: Renato Janine Ribeiro

SISTEMA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL
DIRETOR DE EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA DA COORDENAÇÃO DE APERFEIÇOAMENTO
DE PESSOAL DE NÍVEL SUPERIOR – CAPES:
João Carlos Teatini de Souza Clímaco

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CENTRO-OESTE
UNICENTRO**

REITOR: Aldo Nelson Bona
VICE-REITOR: Osmar Ambrósio de Souza
DIRETOR DO CAMPUS CEDETEG: Juliano Tadeu Vilela de Resende
VICE-DIRETORA DO CAMPUS CEDETEG: Sonia Maria Kurchaidt
PRÓ-REITOR DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO - PROPESP: Marcos Ventura Faria
COORDENADORA NEAD/UAB/UNICENTRO: Maria Aparecida Crissi Knüppel
COORDENADORA ADJUNTA NEAD/UAB/UNICENTRO: Jamile Santinello

SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E AMBIENTAIS/GUARAPUAVA

DIRETOR: Jorge Luiz Favaro
VICE-DIRETOR: Luiz Gilbereto Bertotti

CHEFIA DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA/GUARAPUAVA

CHEFE: Sérgio Fajardo
VICE-CHEFE: Sandra Lucia Videira Góis

**COORDENAÇÃO DO CURSO DE ESPECIALIZAÇÃO EM ENSINO E PESQUISA NA
CIÊNCIA GEOGRÁFICA**

COORDENADOR DO CURSO: Lisandro Pezzi Schmidt
COORDENADOR DE TUTORIA: Aparecido Ribeiro de Andrade

COMITÊ EDITORIAL DO NEAD/UAB

Aldo Bona, Edelcio Stroparo, Edgar Gandra, Jamile Santinello, Klevi Mary Reali,
Margareth de Fátima Maciel, Maria Aparecida Crissi Knüppel,
Rafael Sebrian, Ruth Rieth Leonhardt.

MAURICIO CAMARGO

GEOGRAFIA FÍSICA: ENSINO E APLICABILIDADE

REVISÃO ORTOGRÁFICA
Daniela Leonhardt
Maria Cleci Venturini
Soely Bettes

PROJETO GRÁFICO E EDITORAÇÃO
Andressa Rickli
Espencer Ávila Gandra
Luiz Fernando Santos

CAPA
Espencer Ávila Gandra

GRÁFICA UNICENTRO
180 exemplares

Nota: O conteúdo da obra é de exclusiva responsabilidade dos autores.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	07
PRINCIPAIS MOVIMENTOS DO PLANETA TERRA	09
A GEOMORFOLOGIA	25
GEOMORFOLOGIA CÁRSTICA	45
REFERÊNCIAS	55
ANEXO	57

INTRODUÇÃO

Este livro foi escrito pensando nas pessoas que têm curiosidade ou mesmo gostariam de aprofundar seus conhecimentos sobre as condicionantes físicas de nosso Planeta Terra e suas consequências. Não há aqui nenhuma pretensão de escrever um tratado de Geomorfologia ou apresentar novos conceitos científicos. Trata-se de uma singela publicação que busca tornar a ciência mais acessível para professores, alunos e leigos.

Quando se entra no curso de graduação em Geografia, seja Licenciatura ou Bacharelado, a maioria dos ingressantes acredita que essa área da ciência é voltada para decorar nomes de acidentes naturais, e sobre a população e sua distribuição, não raro pensando que é um curso muito fácil.

Doce ilusão, pois, ao se iniciarem as disciplinas, o estudante encontra um mundo totalmente diferente do imaginado, depara-se com um ambiente voltado à pesquisa e ao aprofundamento do conhecimento sobre a natureza das relações humanas, a origem de processos físicos e nossa interrelação com estes. O mundo torna-se, de um momento para outro, desconhecido e fascinante. O deslumbre inicial da Geografia transforma-se na compreensão da natureza e das relações sociais. Isso acontece porque a ciência geográfica nos permite compreender o porquê da sucessão do dia e da noite e de outros eventos cíclicos, ou não, que interferem no dia a dia do planeta e, por conseguinte, na nossa vida diária.

Neste livro o que se pretende é trazer ao profissional de Geografia, aos alunos e aos amantes da natureza a aplicabilidade do conhecimento

científico ao cotidiano de suas vidas, pois o saber deve servir primeiramente a nós, melhorando nossas condições de vida. O que é repassado em sala de aula para os discentes deve sempre ser acompanhado de uma aplicação para a vida prática: em que eles utilizarão esses conhecimentos. De nada adianta termos uma informação se desconhecemos como aplicá-la.

É sob essa ótica que este livro foi escrito, tentando sempre compreender o fenômeno natural e observar como essa compreensão pode ajudar nossas necessidades pessoais e coletivas.

Sob essa premissa o livro apresenta os principais movimentos da Terra no espaço e suas consequências imediatas para a vida no planeta, abordando algumas características geomorfológicas que podem e devem ser utilizadas para o planejamento urbano e rural e mesmo pessoal.



PRINCIPAIS MOVIMENTOS DO PLANETA TERRA

Desde os primórdios de nossa civilização, o homem tem buscado compreender a natureza que o cerca. O objetivo dessa busca sempre foi e continua sendo a sobrevivência. O conhecimento da natureza em que estamos imersos nos permite vivermos mais e em melhores condições, pois passamos a reconhecer eventos cíclicos como a alternância entre dia e noite, estações do ano, flutuações e mudanças climáticas, sismos, períodos de seca, eventos extremos, ente tantos outros eventos naturais.

O leitor pode pensar: esses conhecimentos são tão elementares que beiram a infantilidade, pois mesmos os mais despercebidos veem a alternância entre dia e noite. De fato, são noções básicas da natureza que teoricamente não precisariam ser estudadas, e ensinadas nos bancos escolares. Porém, a percepção não é uma explicação em si. A genialidade humana está no fato de buscarmos as explicações para esses eventos e, ao compreendê-los, utilizá-los para melhorar nossas condições de vida.

Ao longo do seu progresso cultural e intelectual, a humanidade tem encontrado inúmeras explicações para a alternância entre o dia e a noite, estações do ano, mudanças nas fases da Lua e tantas outras ciclicidades do planeta. A cada momento evolutivo aprimoramos nossa compreensão, seja baseada

em dados científicos¹, seja por meio de uma interpretação sobrenatural². No passado era comum, principalmente entre os povos ocidentais, encontrarmos uma divindade para explicar aquilo que não compreendíamos. Essa prática, embora menos comum, ainda persiste nos dias atuais, não apenas nos locais mais isolados do planeta, mas também nos países economicamente mais desenvolvidos. Evidentemente que não na mesma proporção do período medieval e antes dele.

Embora o respeito ao livre-arbítrio de cada cidadão seja condição *sine qua non*³, temos a obrigação de mostrar, de forma objetiva e clara, a visão do mundo ou dos eventos naturais sob a ótica da ciência. A aceitação, negação parcial ou em sua íntegra do conhecimento científico, é direito de cada um de nós. Como professores, temos a obrigação de elucidar nossos estudantes sobre tais dúvidas, mas sempre respeitando as crenças individuais.

O mundo ocidental é pragmático e frequentemente não se aceita o conhecimento não científico dos estudantes, impondo a eles a nossa ciência (crença) científica. Creio que esse não é o propósito da educação, mas sim o de fornecer instrumentos ou ferramentas aos educandos para que possam, por si só, decidir em aplicar ou não o conhecimento científico às suas vidas. Afinal, eles são detentores do livre-arbítrio. Mesmo porque nossa ciência (crença) muda ao longo das gerações e, se o que pretendemos é construir uma nação livre, essa edificação passa pela liberdade de expressão e crença.

Nesta obra faremos alguns apontamentos sobre como a ciência ocidental interpreta a ciclicidade de alguns fenômenos terrestre. O assunto é vasto e aqui faremos uma pequena reflexão sobre a abordagem de dados científicos para professores, estudantes e leigos. Esse procedimento se baseia no fato de se pensar a escola como local de ensino e aprendizagem que pretende tornar nossos cidadãos mais críticos e independentes, e que se reconheçam como cidadãos proativos.

QUAL A POSIÇÃO DA TERRA NO ESPAÇO NESTE MOMENTO?

Quando falamos do planeta Terra em nossas aulas de Geografia, frequentemente utilizamos mapas e raramente o globo terrestre. O uso

- 1 Ciência – nessa publicação consideramos o termo ciência como o conhecimento e acumulado por meio de um método objetivo, lógico e sistemático de análise de fenômenos originais, para permitir a acumulação e repetição (adaptado da definição encontrada em 10/06/2015 no site http://www.galileu.esalq.usp.br/mostra_topico.php?cod=115).
- 2 Sobrenatural – considerado aqui como aquilo que não é natural, que está acima das leis da natureza, que não tem um método científico para explicá-lo. Simplesmente se acredita no fenômeno.
- 3 *Sine qua non*: palavra de origem latina cuja tradução do *latin* seria “sem a qual não...”, empregada aqui como “condição necessária”.

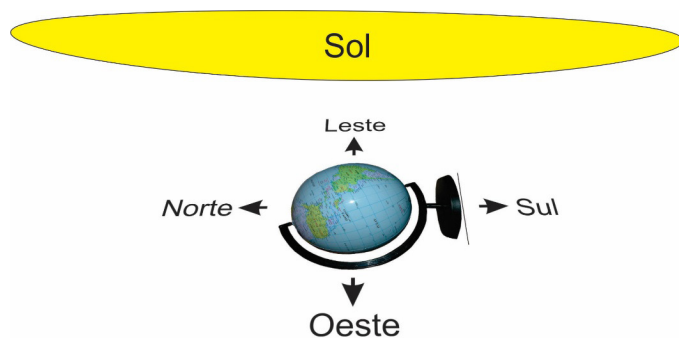
desses apoios pedagógicos tem a função de permitir que a mente de nossos estudantes crie uma imagem virtual sobre o que se ensina. Pois bem, se estamos referenciando nossas palavras, então a imagem deve ser a mais fidedigna possível. Para que isso se torne realidade, é necessário que esses instrumentos sejam precedidos de explicações de como eles estão representando a realidade planetária.

É possível se acreditar que uma simples explicação sobre a posição real de nosso planeta no espaço seja libertadora das amarras usuais de se representar a Terra. Convencionalmente, apresentamos o planeta por meio do globo terrestre o qual é representado por uma esfera na posição subvertical (com inclinação de $23^{\circ}27'30''$) com o hemisfério Norte no topo e o hemisfério Sul na Base. Quando se olha o globo terrestre nessa posição, nossa mente assume, com sendo essa a posição verdadeira da Terra no espaço. Daí a ideia que a Europa e os EUA estão em cima e nós embaixo. Sim! Nosso cérebro assumiu a posição convencional como verdadeira. Agora vamos nos perguntar: qual a posição da Terra no espaço neste exato momento? Quantos conseguem responder? Quais elementos necessitamos para encontrar a resposta? Quanto tempo precisamos para que nosso intelecto encontre a resposta?

Caros leitores, a resposta está em nossa mente desde que aprendemos o básico em Geografia; os pontos cardeais. E agora? Como vamos utilizar um conhecimento tão elementar para responder às questões anteriores?

Primeiramente se busca os pontos cardeais> Norte, Sul, Leste e Oeste. Onde eles se encontram em relação ao local que ocupamos? Encontrados esses pontos de referência, basta posicionarmos o globo terrestre em direção a eles, ou seja, o Norte do globo voltado para o Norte geográfico, conseqüentemente o Sul, Leste e Oeste estarão nas suas posições reais. Pronto, eis a posição real do planeta Terra no Espaço (Figura 1).

FIGURA 1 – POSIÇÃO DO PLANETA TERRA NO ESPAÇO COM O OBSERVADOR VOLTADO PARA LESTE E O NORTE DO GLOBO APONTADO PARA O NORTE DO OBSERVADOR. A INCLINAÇÃO É $23^{\circ}27'30''$, A INCLINAÇÃO DA TERRA EM RELAÇÃO AO PLANO DO SOL.



Frequentemente, quanto se faz esse exercício em sala de aula, nossos alunos levam certo tempo até conseguirem concatenar o raciocínio. Infelizmente, é raro chegarem à resposta correta. Entretanto após terem feito a visualização é comum passarem a compreender outros eventos cíclicos que frequentemente não conseguem compreender, como o porquê das estações do ano.

B – ROTAÇÃO DA TERRA

Nosso planeta gira no seu próprio eixo (eixo da Terra) no sentido Oeste para Leste, gerando o que se chama de movimento aparente ou também chamado de movimento aparente dos astros e do Sol. Assim o Sol desponta todos os dias a Leste e percorre a abóbada celeste, pondo-se no Oeste. Esse movimento, em torno do seu próprio eixo leva 23 horas, 56 minutos e 4 centésimos (23h56m4,09 também conhecido como dia sideral) (GATTY, 1986). Por questões de ajuste no tempo humano, costuma-se arredondar para 24 horas o tempo de rotação ou de um dia terrestre.

As consequências do movimento de rotação é a sucessão do dia e da noite, o movimento aparente do Sol (na verdade quem está em rotação é a Terra) e o movimento das estrelas na abóbada celeste. Não se pode esquecer que esse movimento também interfere na flutuação térmica diurna do planeta.

C – A TRANSLAÇÃO DA TERRA

Antes se abordar o movimento de translação de nosso sistema solar, é oportuno fazer um breve comentário sobre a forma como comumente é concebido o modelo heliocêntrico que se ensina nas escolas.

No velho modelo heliocêntrico que conhecemos, é admitido que os planetas do nosso sistema solar giram ao redor do Sol, ao mesmo tempo em que se deslocam para um ponto no Universo a uma velocidade de 70.000Km/min aproximadamente (lembre-se de que não há números inteiros na natureza, os cálculos terminam sempre em dízimas). No sistema helicoidal, o deslocamento se dá na forma de um espiral, com o Sol sendo o centro de um vórtice. A diferença das teorias é enorme, pois a segunda compreende um pouco melhor a dinâmica do Universo.

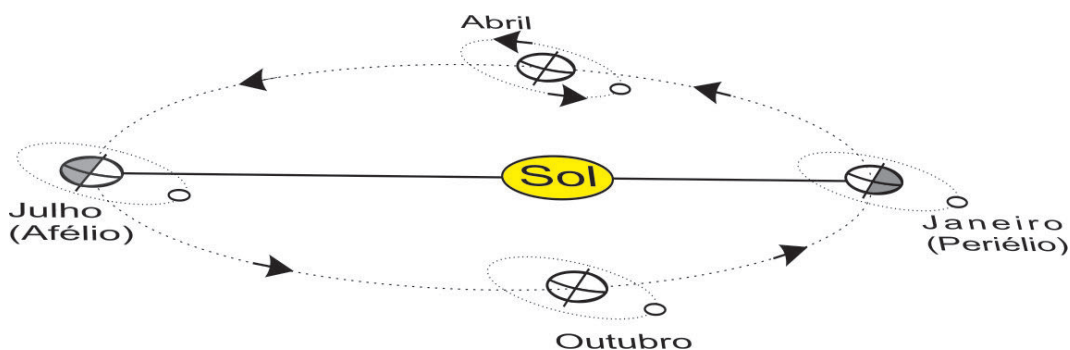
A forma do deslocamento do sistema solar no universo, embora seja de difícil percepção para quem está na superfície do planeta, é extremamente importante, pois, de forma indireta, interfere em nossa natureza.

A translação (teoria heliocêntrica) é o movimento que nosso planeta faz ao circundar o Sol. Esse deslocamento leva 365 dias 5 horas 45,97 segundos

(365d 6h ou 365d 5h 45,97) a uma velocidade de 107.000Km/h ou 29,79Km/s, aproximadamente (GATTY, 1986). Com consequência, tem-se a cada quatro anos o denominado ano bissexto. Essa adaptação ocorre em função da necessidade de se homogeneizar os calendários, portanto consideramos 364 dias o período de translação ou um ano terrestre (figura 2).

O movimento de translação sofre influência do sol e dos outros astros do sistema solar. A consequência é que esse movimento torna-se excêntrico, ou seja, apresenta variações que determinam sua excentricidade. Em média, a distância entre a Terra e o Sol é de 149 milhões de quilômetros. A cada seis meses, a Terra passa no seu ponto mais próximo do Sol (Periélio) e, posteriormente, na sua posição mais distante (Afélio). A diferença entre a distância desses dois pontos determina a excentricidade (figura 2).

FIGURA 2 – REPRESENTAÇÃO DO ANO SOLAR (MOVIMENTO DE TRANSLAÇÃO DA TERRA).

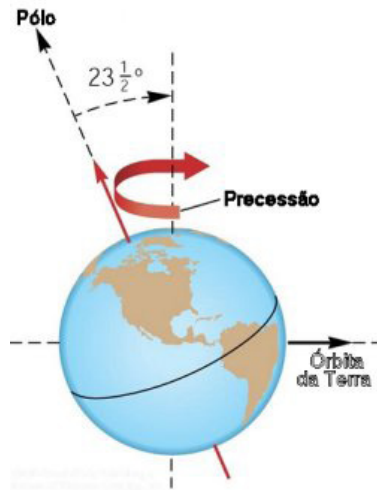


D – OBLIQUIDADE, PRECESSÃO DO EIXO DA TERRA E NUTAÇÃO

A obliquidade de elíptica nada mais é que a inclinação da Terra em relação ao plano do Sol. A obliquidade está confinada entre $21,8^{\circ}$ e $24,4^{\circ}$. Atualmente a inclinação é de $23^{\circ}27'30''$ e muda $50''$ por ano ou 1 grau a cada 71,6 anos e o ciclo completo ou 360° dura 25.775 mil anos (25,77Ka). Aqui é importante ressaltar que esse ângulo ($23^{\circ}27'30''$) é o responsável pelas estações do ano (GATTY, 1986).

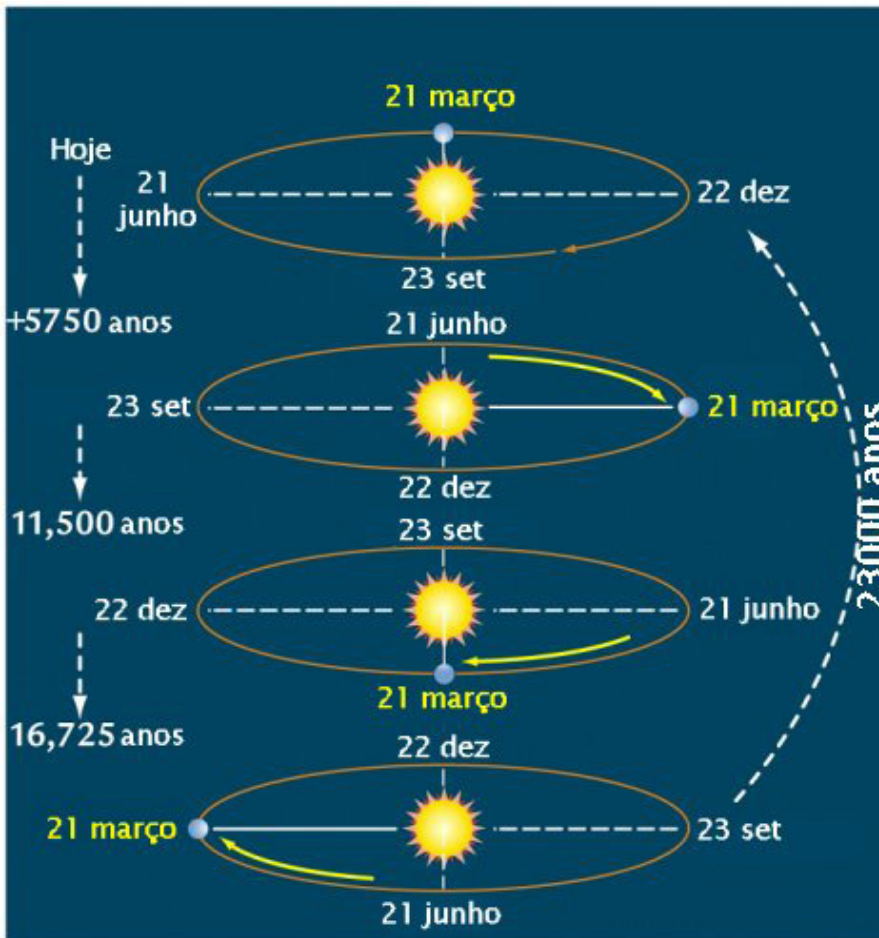
A precessão do eixo da Terra é o movimento que a Terra executa sobre seu próprio eixo (figura 3). A presença dos planetas maiores do sistema solar, Júpiter e Saturno, promove perturbações gravitacionais cujos efeitos ao longo do tempo determinam diferentes posições da órbita terrestre em torno do Sol. Essas perturbações fazem com que a precessão em relação ao Sol tenha um período de 21.000 a 23.000 mil anos e não um período de 25.775 mil anos no caso da precessão em relação às estrelas (figura 4).

FIGURA 3 – MOVIMENTO DE PRECESSÃO DE OBLIQUIDADE DO PLANETA TERRA.



FONTE: [HTTP://ASTRO.IFUFRGS.BR/FORDIF/NODE8.HTM](http://astro.ifufrgs.br/fordif/node8.htm) EM 18/03/2015

FIGURA 4 – REPRESENTAÇÃO DA VARIAÇÃO DO EIXO DA TERRA AO LONGO DO TEMPO E SUAS IMPLICAÇÕES NAS MUDANÇAS DAS ESTAÇÕES DO ANO.

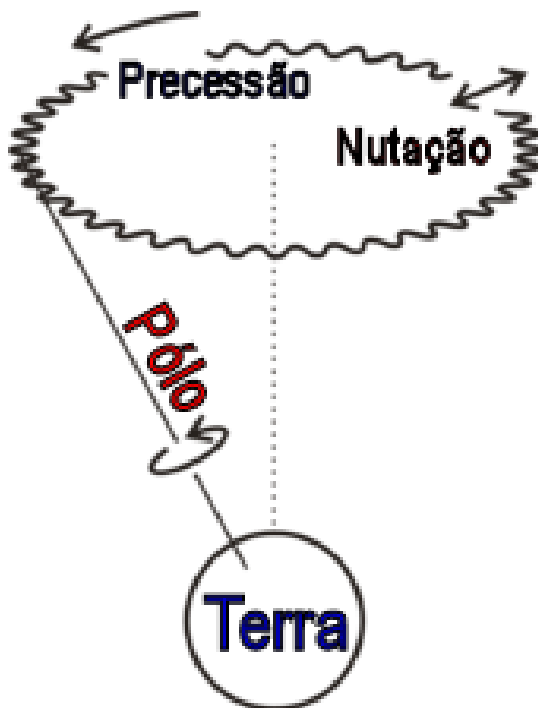


FONTE: [HTTP://ASTRO.IFUFRGS.BR/FORDIF/NODE8.HTM](http://astro.ifufrgs.br/fordif/node8.htm)

A esses movimentos deve-se acrescentar a nutação que ocorre concomitantemente aos já descritos. A Nutação é o movimento de bamboleio do polo terrestre em torno do polo da eclíptica, causado pelas variações da inclinação da órbita lunar em relação à órbita terrestre em torno do Sol, em um período de aproximadamente 18,6 anos (figura 5).

O Universo é dinâmico, assim como nosso sistema solar e nosso planeta; portanto é de se esperar que outros movimentos, pouco conhecidos, também interfiram no sistema Terra..

FIGURA 5 – REPRESENTAÇÃO DO MOVIMENTO DE NUTAÇÃO.



FONTE: [HTTP://ASTRO.IFUFRGS.BR/FORDIF/NODE8.HTM](http://astro.ifufrgs.br/fordif/node8.htm) EM 18/03/2015.

PRINCIPAIS CONSEQUÊNCIAS DO MOVIMENTO DA TERRA NO DIA A DIA.

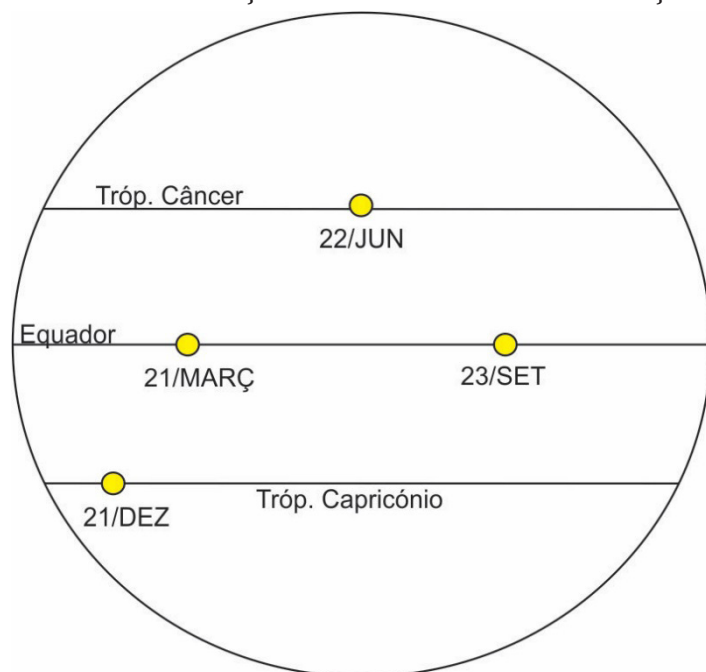
Nos movimentos dos planetas, em especial no da Terra, não se pode desconsiderar a influência dos movimentos do sistema solar nem do Universo, cujas ações e interações interferem em nosso dia a dia, embora sejam de difícil equacionamento. Assim, entre as inúmeras variáveis astronômicas, vamos considerar nesta obra aqueles que interferem diretamente em nosso clima.

A rotação, translação, obliquidade e precessão têm um papel fundamental nas condições climáticas do planeta. A rotação e a translação são movimentos bem conhecidos e cujas consequências conseguimos perceber com facilidade.

A rotação, responsável pela sucessão do dia e da noite, interfere na distribuição da energia térmica de nossa atmosfera. As amplitudes térmicas diárias são determinantes para a vida no planeta. A translação e sua excentricidade interferem na quantidade de energia recebida do Sol. Em média a Terra recebe 1367 W/m^2 . Em função do Afélio e do Periélio há, atualmente, uma variação em torno de 6% da energia recebida. Quando o planeta está no seu ponto mais próximo do Sol, a energia recebida é de aproximadamente 1408 W/m^2 e 1326 W/m^2 em sua maior distância. Ao longo do tempo, como já descrito, há uma variação na excentricidade e, por conseguinte na quantidade de energia recebida do Sol. Há 128.000 anos (128Ka), no interglacial, estima-se que a energia recebida variou em 16%. Portanto, se admitirmos variações na quantidade de energia recebida do Sol, é admissível que a excentricidade da órbita tem uma forte influência nas condições ambientais do planeta.

Se o nosso planeta tivesse 0° de inclinação em relação ao plano da elíptica, os raios solares incidiriam sobre a superfície com o mesmo ângulo durante o ano todo. Porém, a obliquidade da Terra é de $23^\circ 27' 30''$, e é esse ângulo que determina as quatro estações do ano. Para exemplificarmos isso, imaginemos que se tem um observador no dia 21 de dezembro posicionado no Trópico de Capricórnio. Nesse dia, ao meio dia solar (quando o Sol estiver no Zênite), ele não identificará sua sombra, pois ela estará projetada sobre seus pés. Isso ocorre porque os raios solares estarão incidindo sobre ele num ângulo de 90 graus. Com o passar dos dias, ele verá que sua sombra, no mesmo horário (meio dia solar), estará se projetando para o Sul e, paulatinamente, irá aumentando seu comprimento. O máximo comprimento será atingido, pela sombra desse observador, no dia 22 de junho. Nesse dia, o meio dia solar a $23^\circ 27' 30''$ de latitude Norte se dará o início do verão no hemisfério Norte e do inverno no hemisfério Sul. Esse movimento aparente do Sol, que determina as estações do ano, ocorre em função da obliquidade da Terra (figura 6).

FIGURA 6 – MOVIMENTO APARENTE DO SOL AO LONGO DO ANO. AS MARCAS AMARELAS INDICAM A POSIÇÃO DO SOL NO INÍCIO DAS ESTAÇÕES DO ANO.



Isso acontece, segundo Varejão-Silva (2006), porque a declinação solar varia de $+23^{\circ}27'30''$ em 21 de dezembro a $-23^{\circ}27'30''$ em 22 de junho. Isso faz com que o Sol culmine zenitalmente duas vezes por ano (Equador) e apenas uma vez por ano nos trópicos (Capricórnio e Câncer). Em suma, durante seis meses do ano, o Sol ilumina mais um hemisfério que o outro, o que determina as estações do ano. Como descrito antes, a sazonalidade terrestre não é permanente, ou seja, o início do verão no hemisfério Sul no dia 22 de dezembro dos dias de hoje, será o início do inverno daqui a 11.500 (11,5Ka) anos aproximadamente. Essa é a dinâmica de nosso Universo, nada é estático, tudo está em constante mudança.

ATMOSFERA E SUA DINÂMICA

Nosso planeta, visto do espaço, frequentemente é retratado como uma esfera azul luminosa entremeada por nuvens brancas. É o único planeta do sistema solar com essa coloração e mesmo dentro do universo conhecido pelo homem. Isso acontece porque a Terra tem atmosfera suficiente para suavizar e difundir a Luz Solar.

Nosso planeta gira sobre seu próprio eixo, determinando a sucessão do dia e da noite e interferindo na circulação geral da atmosfera e dos oceanos. Isso acontece porque ele é constituído de diversos elementos cujas densidades e estruturas físicas são distintas. Para melhor compreensão da importância dessa diversidade de composição da Terra, basta compará-la a um ovo e a um peão de madeira. Quando imprimimos uma velocidade de rotação no peão de madeira, ele efetua giros perfeitos sobre seu próprio eixo. Tal fenômeno ocorre porque ele é constituído de um único material, de mesma densidade e constituição física. Isso não acontece com o ovo que, diferentemente do peão de madeira, é formado por uma casca rígida, membrana, clara, membrana e a gema, ou seja, 5 camadas com fluidez, rigidez, textura e densidades diferentes. O resultado é um giro em forma de gíngua ou bamboleio, provocado pela constituição das diferentes camadas que formam o ovo.

Nosso planeta, maior e mais complexo que o exemplo utilizado, tem um comportamento muito similar. Tanto as camadas internas do planeta quanto a litosfera, biosfera, hidrosfera e atmosfera apresentam manifestações distintas em relação à rotação da Terra. No que tange à atmosfera, a dinâmica desta é fortemente influenciada pelo movimento de rotação. Além disso, a distribuição da energia solar nos hemisférios terrestre e mesmo a flutuação térmica diária e as diferenças de temperatura diurna e noturna têm um papel no clima global.

A – DINÂMICA GERAL DA ATMOSFERA.

Como visto, a atmosfera é influenciada pela rotação da Terra e pela distribuição da energia solar nos hemisférios ao longo do ano. Esses elementos determinam o que se conhece como a Dinâmica Geral da Atmosfera, a qual interfere na distribuição climática do mundo todo. A abordagem efetuada no presente texto busca esclarecer muito basicamente somente alguns aspectos desse complexo e vasto conhecimento.

A inclinação da Terra em relação ao plano do Sol e sua translação, de forma simples, interferem na distribuição da luminosidade no planeta. Portanto, a distribuição da temperatura entre os polos, as regiões intertropicais e o Equador é diferente (figura 7).

FIGURA 7 – DISTRIBUIÇÃO DA ENERGIA SOLAR ENTRE OS HEMISFÉRIOS.



FONTE: WWW.APOLO11.COM/IMAGENS/ETC/ESTACOES_DO_ANO_VERAO_HEMISF_SUL.JPG

Nalinha do Equador os dias 21 de março e 23 de setembro correspondem à entrada do outono e primavera para o hemisfério Sul. Nesses dias, os raios solares incidem num ângulo de 90° sobre a linha do Equador. A energia que atinge o solo nesse momento corresponde a $500\text{W}/\text{m}^2$. Nos demais dias do ano, a energia recebida é a mesma. Entretanto, o ângulo de inclinação do raio solar aumenta diariamente, enquanto a energia é a mesma. Dessa forma, ao longo das estações do ano, a quantidade de energia recebida nos hemisférios é a mesma, mas a área de aquecimento aumenta ou diminui conforme a estação do ano.

Para melhor ser compreendida a importância dessas diferenças térmicas, deve-se considerar que os princípios físico-químicos demonstram que as moléculas da atmosfera quando são aquecidas expandem-se, tornando-se progressivamente mais leves. Aquecidas, as moléculas apresentam uma trajetória ascendente. Como consequência desse aquecimento, a pressão atmosférica torna-se baixa. No caso dos ambientes frios, as moléculas tendem a contrair-se, tornando-se mais pesadas e aumentando a pressão atmosférica.

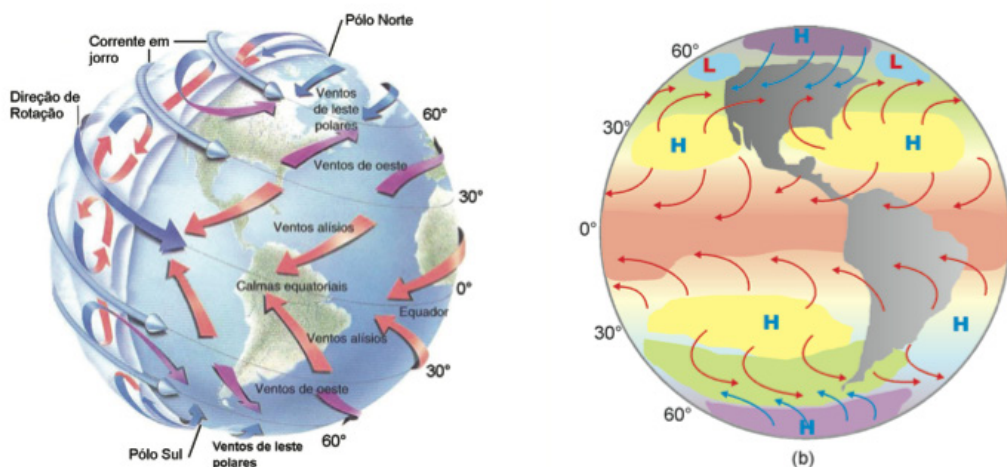
Com a ascensão das moléculas aquecidas promovendo a “subida do ar”, as moléculas resfriadas descem, preenchendo o espaço oriundo do ar mais quente. Esse mecanismo é que determina a circulação geral dos ventos. Assim, os polos terrestres têm pressões atmosféricas elevadas em função da

baixa temperatura, enquanto as regiões próximas à linha do equador, mais aquecidas, têm baixa pressão.

Em outras palavras as massas de ar frio de alta pressão deslocam-se no sentido das zonas de baixa pressão. Esse sistema de circulação geral da atmosfera gera ventos conhecidos como leste polares, ventos de oeste e ventos alísios.

Os ventos alísios, oriundos do deslocamento de massas de ar frio (zonas de alta pressão) formadas nas zonas subtropicais de alta pressão, dirigem-se para as zonas de baixa pressão no Equador (figura 8). Ao se analisar esse fenômeno não se pode deixar de considerar o efeito Coriolis, originado pela rotação do planeta, que faz com que nas faixas intertropicais os ventos soprem no sentido anti-horário no hemisfério Sul e horário no hemisfério Norte.

FIGURA 8 – DISTRIBUIÇÃO DOS VENTOS NO SISTEMA DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA.



FONTE: [HTTP://GUARACI-DIVISA-COM-MINAS.BLOGSPOT.COM.BR/2013/01/CLIMA-DE-GUARACI-SP](http://GUARACI-DIVISA-COM-MINAS.BLOGSPOT.COM.BR/2013/01/CLIMA-DE-GUARACI-SP).
HTML EM 22/06/2015

Na zona da linha do Equador, o aquecimento praticamente uniforme e constante cria a denominada zona de convergência Intertropical (ZCIT), para onde se deslocam os ventos Alísios de sudeste, vindos do hemisfério Sul e os Alísios de nordeste, oriundos do hemisfério Norte. Esses ventos formam-se em latitudes de 30° em ambos os hemisférios.

Quando chegam à zona de baixa pressão do Equador, os Alísios causam chuva, voltam a se aquecer e ascendem, retornando ao seu local de origem. Os deslocamentos se dão na troposfera e são denominados contra-alísios.

Esses ventos se dirigem para as zonas anticiclônicas. Esse sistema mantém a circulação dos ventos entre as zonas tropicais, subtropicais e equatoriais.

Embora possa parecer redundante, é sempre bom insistir com o leitor que nossa ciência, e mesmo o ensino de nossos conhecimentos, é baseado no princípio cartesiano. Em outras palavras, fragmentamos o conhecimento para melhor compreendê-lo, mas não podemos deixar de lembrar que tudo ocorre ao mesmo tempo, interagindo com todos os elementos instantaneamente. No caso das regiões de alta e baixa pressão, elas ocorrem em função da diferença de aquecimento térmico de nosso planeta, originando as zonas de alta e baixa pressão que, por conseguinte, transportam umidade, disseminando-a pelo planeta.

B – TEMPERATURA

O sistema climático é dependente de vários fatores externos que determinam seu comportamento global. Dentre essas condicionantes, a radiação solar é um fator primário que fornece quase a totalidade de energia para movimentá-lo. Adicione-se a esse fator a forma do planeta e as características orbitais da Terra em torno do Sol. O resultado é a submissão do sistema climático a duas fontes de energia principais: a radiação solar e a gravidade (energia potencial). Segundo Lima e Nery (2008, p. 34) no sistema climático energia se “[...] apresenta como calor, energia potencial, energia cinética, energia química e radiação de ondas curtas e longas.” Aqui faremos uma rápida abordagem sobre a energia térmica, que é o principal motor do sistema climático.

Primeiramente, não se pode esquecer que a média térmica terrestre atual é de 14,5°C. Essa temperatura, como tudo na natureza, não é exata nem estável. Ela eleva-se ou cai, dependendo das condições ambientais a que o planeta está submetido ao longo do tempo profundo.

Do total de energia recebida pela Terra, 64% é absorvida pelo sistema, 18% fica na atmosfera e 46% os continentes e oceanos absorvem. Parte desses 46% é utilizada para fazer funcionar o ciclo hidrológico, que utiliza 21% dessa energia para evaporar a água dos oceanos, rios e lagos (NETO e NERY, 2008). O vapor de água torna a se condensar posteriormente. Para que isso ocorra, ele tem de liberar a energia térmica empregada na sua evaporação. Esse processo ocorre antes de qualquer chuva e pode ser sentido pelos menos observadores. O leitor pode observar que, antes de qualquer chuva, há um rápido aquecimento da atmosfera. Essa elevação da temperatura nada mais é que o calor sendo liberado pelo vapor d’água para que ocorra a condensação.

Desse jogo de processos físicos da energia da condensação, aproximadamente 25% dela é utilizada no aquecimento direto da atmosfera e outros 20% são empregados para aquecer a superfície terrestre. Posteriormente, essa energia será perdida como radiação infravermelha (NETO e NERY, 2008).

De acordo com Neto e Nery (2008) a energia térmica absorvida pela atmosfera é usada para produzir energia interna e energia potencial e somente 1% da soma dessa energia produzida se converte em energia cinética. Esta, por sua vez, é responsável pela circulação geral da atmosfera e dos oceanos.

C – UMIDADE

A umidade do ar se refere à quantidade de vapor d'água presente na atmosfera, sendo sua quantidade variável de região para região e mesmo durante o dia e a noite. Em locais mais secos a variação térmica é maior, pois a baixa umidade tem pouca capacidade de retenção do calor. Nos locais úmidos ocorre o inverso, as amplitudes térmicas são menores justamente porque a umidade retém mais calor. Em áreas áridas e semiáridas, devido à baixa umidade, os dias são escaldantes e as noites congelantes. Já em locais com elevada umidade relativa do ar, as precipitações são mais frequentes, devido à própria disponibilidade de água na atmosfera.

Deve-se ressaltar que a umidade relativa do ar é o resultado da comparação da umidade real (medida por higrômetro) e o valor teórico estimado para as condições reinantes no ambiente. Os valores encontrados são expressos em percentual (%), o qual varia da ausência de umidade (0%) à saturação⁴ da atmosfera (100%).

A umidade relativa do ar interfere na pressão atmosférica. Quando menor for a umidade do ar, maior será o valor da pressão e, quanto maior a umidade, menor a pressão atmosférica, expressa em milibares (mb). Seguindo esse raciocínio, quando a pressão atmosférica diminui tem-se o indicativo do aumento da umidade e a possibilidade de chuva. Essas informações são importantes não apenas para o planejamento econômico, seja agropecuário, comercial e de turismo, entre outros, mas também para a vida na Terra.

Segundo a Organização Mundial da Saúde (OMS) quando a umidade atmosférica está em 20% ou menos devem ser suspensas as atividades físicas. Umidade baixa do ar provoca o ressecamento das mucosas, sangramento nasal e perda excessiva de líquidos corpóreos.

Uma curiosidade é a vestimenta dos Tuaregs, no deserto do Saara. A grande maioria dos leitores já deve ter visto filmes com as famosas tribos de

4 100% de umidade = saturação: quantidade máxima que a atmosfera pode conter. Isso indica que o ar está saturado.

Tuaregs, vestidos com roupas largas e pretas, caminhando e/ou cavalgando sob o sol escaldante do deserto. Em um primeiro momento, parece um contrassenso pois, se considerarmos que as cores escuras retêm mais calor que as claras, eles deveriam utilizar roupas claras. Na verdade, não. Primeiramente deve-se lembrar de que as áreas desérticas são de baixa umidade, portanto, com calor elevado durante o dia e frio extremo à noite. Assim, as roupas devem ter características que permitam a sobrevivência no calor e no frio ao mesmo tempo. As roupas dos povos do deserto são frequentemente produzidas em lã e são extremamente folgadas.

A folga das roupas tem a função de se criar um microclima entre a roupa e seu usuário. A cor escura é para aquecer rapidamente e manter esse calor. A retenção do calor e o espaço entre a roupa e o corpo, cria um microclima que isola o corpo do ambiente externo, impedindo, inclusive, a desidratação. Durante a ocupação do norte da África saariana pelo exército Inglês, a vestimenta teve um papel importante no complexo sistema de batalhas e ocupação. As forças inglesas utilizavam roupas justas e claras, o que permitia a rápida perda de líquidos para a atmosfera e a insolação. O resultado era a rápida desidratação de suas tropas e queimaduras de sol que limitavam suas ações. Por outro lado, os povos do deserto, com sua vestimenta escura, folgada e pesada, não sofriam dos males que afetavam os ingleses. Esse exemplo real demonstra como devemos utilizar os conhecimentos. De nada adianta termos a sapiência fragmentada, se não sabemos como implementá-la no dia a dia de cada um.

D – A CLIMATOLOGIA E O COTIDIANO

Não há como não se conhecer o clima. Estamos imersos num oceano de gases cuja dinâmica se reflete nos fenômenos climáticos. Esses fenômenos são conhecidos da população, que se expressa por meio de frases como: “hoje está muito quente; hoje está muito frio, hoje está chovendo demais; que seca nesse inverno ou verão”. Enfim, o clima e o tempo nos afeta diariamente e sequer nos damos conta da importância dele em nossos dias. No passado, quando a humanidade ainda não era tão urbana como nos dias de hoje, a população conseguia reconhecer quando ia chover, quando ia gear, quando teríamos períodos de seca e tantos outros conhecimentos, ditos populares. A ciência sistematizou esse conhecimento empírico, ela permitiu que conhecêssemos a fundo esses fenômenos. Entretanto, à medida que a ciência se especializou e descreveu mais precisamente o funcionamento da natureza e suas ciclicidades, mais o homem deixou de reconhecer os avisos da natureza.

A sabedoria popular consegue reconhecer alguns eventos populares como as chamadas nuvens “rabo de galo”, conhecidas como Cirros, que no hemisfério Sul geralmente precedem a entrada de frentes frias. São nuvens altas, parecidas com flâmulas longas e indicam mau tempo (chuva) em aproximadamente 36 horas.

Outra máxima popular refere-se ao céu encarneirado (nuvem altocumulus) que indica que irá chover em até três dias. Quando há formação de altocumulus e cirros ao mesmo tempo, é praticamente certo que chove em menos de 24 horas.

A Lua também é um bom referencial para previsão do tempo. Quando a Lua apresenta um halo em torno dela, significa que chove em três dias. O halo, ou anel, forma-se quando a luz transpassa nuvens cirrostratus, constituídas principalmente por cristais de gelo. O provérbio popular “quando se tem círculo na lua, chuva em três dias” representa bem o conhecimento popular, que não pode ser desprezado. Inúmeros outros ditados e lendas populares refletem as condições ambientais. Nossas necessidades hoje são unirmos nosso conhecimento científico para explicar esse conhecimento empírico e aplicá-lo em nossa vida, melhorando sua qualidade.



A GEOMORFOLOGIA

Oriunda como disciplina derivada da Geografia Física, a Geomorfologia tem por objetivo analisar sistematicamente e compreender a evolução das formas da Terra. O relevo, ou simplesmente a paisagem, como tudo em nosso Universo, é dinâmico. Isso significa que a paisagem que se observa no cotidiano, seja morro, lago, rio e/ou planície, entre outros, é o resultado das forças endógenas e exógenas de nosso planeta ao longo do tempo. Portanto, o relevo que se vê hoje não é o mesmo do passado, nem será o mesmo no futuro. Sob essa ótica, deve-se considerar o relevo como a superfície de contato da litosfera com a hidrosfera, atmosfera e biosfera, e por esse motivo, é o reflexo do equilíbrio temporal entre as forças da natureza. As forças do interior do planeta se manifestam por meio dos processos tectônicos (endógenos) e as da superfície através, principalmente, dos processos erosivos e sedimentares.

A ESTRUTURA TERRESTRE

Para que se possa compreender a estrutura de nosso planeta é imprescindível fazer uma rápida abordagem sobre a constituição dessa estrutura. A composição da crosta terrestre não é o objetivo do conhecimento geomorfológico. Entretanto, o relevo expõe as rochas que são alvo dos processos intempéricos ou meteóricos, que atuam diretamente na constituição mineralógica delas, e afetam as formas que encontramos na paisagem. Assim,

é conveniente termos uma ideia, mesmo que superficial, dos materiais que compõem a crosta terrestre.

Há duas propriedades fundamentais que constituem a crosta: sua litologia e sua estrutura. A litologia refere-se à composição da rocha, sua mineralogia e a dureza dos minerais que a constituem. A Estrutura corresponde ao tipo de cimentação ou atitude das camadas de rocha, ao grau ou tipo de fissuração vertical e ao acamamento horizontal e às deformações internas da rocha (TORRES *et al.*, 2012).

A – COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA CROSTA TERRESTRE

As rochas da crosta são constituídas por poucos minerais, quase todos da classe dos silicatos. São os feldspatos e feldspatoides (60%), piroxênios e anfibólios (13%), quartzo (12%), micas (4%) e os demais, como calcita, dolomita e argilas (menos de 8%).

B – ROCHAS DA CROSTA

As rochas são compostas por um aglomerado de minerais ou comumente descritas como aglomerados de mais de dois minerais de arranjo e composição variada, o que permite a diferenciação entre as rochas. Quanto à sua origem, elas são classificadas em ígneas ou magmáticas, sedimentares e metamórficas.

As rochas ígneas são formadas a partir da solidificação ou cristalização do magma. As sedimentares são as rochas que já foram sedimento (material inconsolidado), o qual foi novamente litificado. As rochas metamórficas, como o próprio nome diz, são aquelas que sofreram uma metamorfose ou transformação. Originam-se de rochas pré-existentes que foram submetidas à intensa pressão e elevadas temperaturas quando, por processos tectônicos, levaram-nas ao interior da crosta ou a zonas mais profundas da litosfera. Não se pode esquecer que, nesse caso, as rochas não chegaram a fundir-se novamente, mas a alta pressão e temperatura foram o suficiente para que houvesse um rearranjo dos minerais que a compunham.

C – PERFIL INTERNO DA TERRA

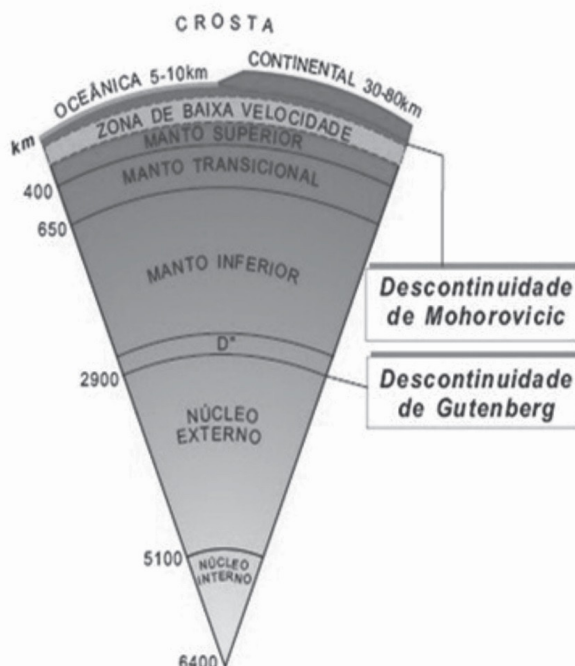
A Terra é um planeta ímpar no sistema solar, segundo nossa ciência atual. As diferentes unidades que compõem nosso planeta, desde a atmosfera até o núcleo da Terra, tornam-na única em nosso sistema solar.

Da superfície de sua litosfera em direção ao núcleo da Terra têm-se várias camadas, com densidades e temperaturas diferentes e comportamento diverso. Por ser um local inóspito à espécie humana e de difícil acesso, todo o conhecimento a respeito do interior de nosso planeta ocorre indiretamente, seja através dos sismos, litologia ou tectônica de placas, entre outros. Assim, é natural que ao longo do tempo a compreensão de sua estrutura torne-se cada vez mais precisa e diferente daquelas que aprendemos no passado. Com o avanço da Geofísica, às três camadas conhecidas - crosta, manto e núcleo - foram acrescentadas interfaces e zonas de transição, demonstrando que as três camadas principais são domínios heterogêneos. A figura 09 representa essa composição, lembrando que, apesar da aparente rigidez dessas camadas, há uma dinâmica que as coloca em movimento heterogêneo.

D – TECTÔNICA DE PLACAS

A crosta terrestre não é uma unidade contínua, ela é formada por várias placas que se deslocam ao longo do tempo geológico. A Teoria da Deriva Continental foi inicialmente proposta por Alfred Wegener, em 1914, provocando intensas discussões durante o século XX. A ideia de que a litosfera não era um contínuo rochoso, mas se constituía de um mosaico de blocos litosféricos mexia com velhos conceitos e formas de pensar o planeta.

FIGURA 9 – ESTRUTURA INTERNA DA TERRA.



FONTE: [HTTPS://RBREBELLO.FILES.WORDPRESS.COM/2010/06/CLIP_IMAGE022_THUMB.JPG?W=394&H=428](https://rbrebello.files.wordpress.com/2010/06/clip_image022_thumb.jpg?w=394&h=428)

Atualmente a teoria é amplamente aceita pela ciência. As placas tectônicas podem ser oceânicas ou mais comumente formadas por porções da crosta continental e oceânica. Elas apresentam constituições diferentes como litologia, morfologia, estruturas, química, idade, espessura e dinâmica. A composição litológica da crosta continental é muito variada e sua formação remonta a 3,96 bilhões de anos (TORRES *et al.*, 2012). Já a crosta oceânica tem uma constituição mais homogênea, formada principalmente por rochas basálticas cobertas por uma delgada camada sedimentar, é mais fina que a crosta continental.

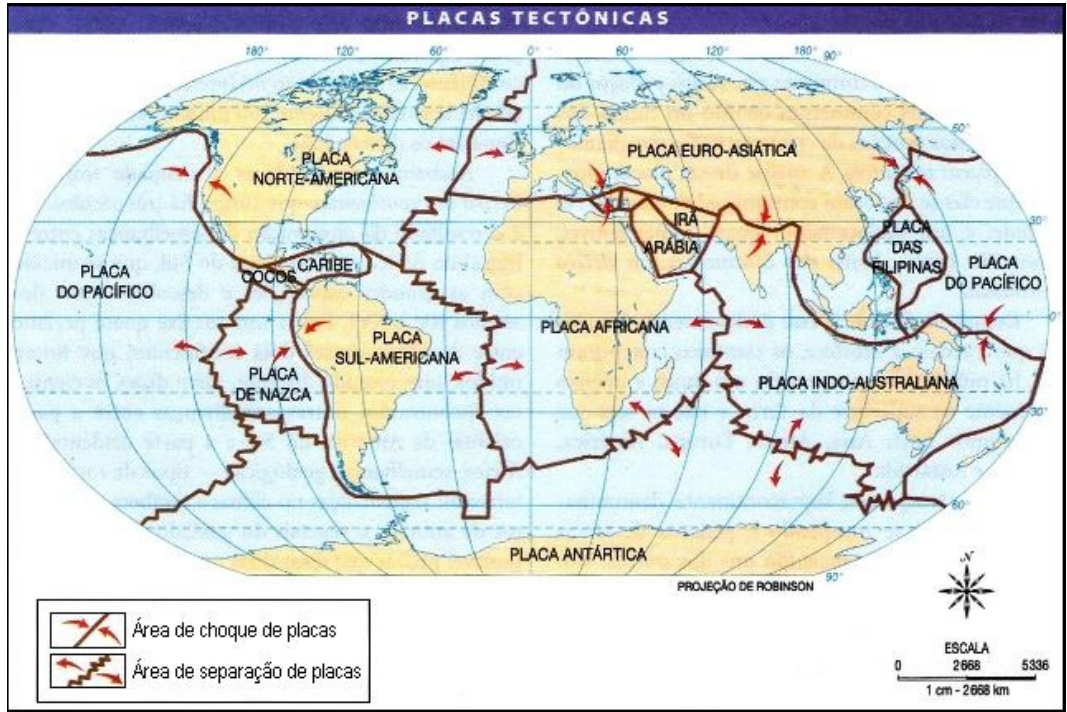
O deslocamento das placas ocorre em função dos movimentos de convecção existentes no manto terrestre, essa é a teoria dominante. O que não se sabe claramente é como se originam os movimentos de convecção. Também não há consenso entre os cientistas de que a convecção seja o único mecanismo responsável pela movimentação das placas tectônicas. Para parte da comunidade científica, a convecção, por si só, não seria suficiente para movimentar as placas litosféricas, seriam necessárias outras forças para que, em seu conjunto, efetuassem o movimento das placas.

Os limites entre as placas tectônicas podem ser de três tipos, segundo Torres *et al* (2000):

- Limites divergentes: formado pelas dorsais meso-oceânicas. Nesses pontos, as placas se afastam uma das outras, formando novo piso oceânico no ponto de contato.
- Limites convergentes: como o nome já indica, é a zona de convergência ou colisão das placas. Nesse contato, a mais densa mergulha sob a outra. A consequência desse atrito entre placas é a formação de uma zona de intenso magmatismo devido à fusão parcial da crosta que mergulhou. Nessas áreas surgem as fossas, províncias vulcânicas e formação de grandes dobramentos, formando cadeias montanhosas como o Himalaia, os Andes e as Montanhas Rochosas, por exemplo.
- Limites conservativos: nessas zonas de contato as placas deslizam lateralmente, não havendo destruição ou formação de nova crosta.

A figura 10 apresenta as principais placas tectônicas globais e seus limites, convergentes, divergentes e conservativos. Os vulcões e os terremotos encontram-se dentro dos limites ou próximos aos limites das placas tectônicas. Isso explica porque o Brasil não possui, atualmente, vulcões. Os terremotos de baixa intensidade que ocorrem no território brasileiro são por acomodação de camadas ou de falhas muito antigas, não associados à tectônica atual.

FIGURA 10 – MAPA MUNDIAL CONTENDO A POSIÇÃO DAS PLACAS TECTÔNICAS E A DIREÇÃO DE DESLOCAMENTO.



FONTE: [HTTP://2.BP.BLOGSPOT.COM/-Ht5074X4LDS/U3FLDLQLSAI/AAAAAAAAABE/RJGD-FVjPGM/s1600/PREVIEW_HTML_4D2F2F56.PNG](http://2.bp.blogspot.com/-Ht5074X4LDS/U3FLDLQLSAI/AAAAAAAAABE/RJGD-FVjPGM/s1600/PREVIEW_HTML_4D2F2F56.PNG)

A CROSTA E SUA DINÂMICA

Embora possa parecer redundante, nunca se deve esquecer da dinâmica dos processos naturais. Não poderia ser diferente com a crosta terrestre. A imagem estática e rígida das rochas que a compõem contrasta com a dinâmica dos processos que geram as montanhas, dobramentos, soerguimentos e tantos outros processos que contribuem na formação do relevo.

A – ISOSTASIA

A Isostasia é o equilíbrio existente entre os blocos continentais síalicos que flutuam no substrato denso do manto, segundo o princípio de Arquimedes. A crosta terrestre é formada por várias placas tectônicas, as quais são constituídas por vários blocos. É possível se criar a seguinte imagem para melhor compreender a Isostasia: imagine uma bacia com água e vários

blocos de madeira boiando nesse recipiente. Cada bloco de madeira tem uma espessura e tamanho diferente. O que se observa é que, quanto mais espesso o bloco, mais ele emerge, forçando a imersão e outro bloco. Ou seja, medida que um bloco emerge, outro imerge, esse trabalho se denomina de compensação isostática. Na crosta, o SIMA se comporta como um sólido devido à pressão reinante, mas tem plasticidade suficiente para o reajuste isostático ao longo do tempo geológico (TORRES *et al.*, 2012).

A península Escandinávia é um bom exemplo de isostasia. Ela está soerguendo a média de um metro por século. Isso ocorre porque, na última glaciação, ela esteve recoberta por uma grossa camada de gelo. Com o fim do período glacial e o derretimento do gelo, houve alívio de pressão no bloco escandinavo, fazendo com ele voltasse à posição original, antes da glaciação.

Segundo Penteadó (1980) as compensações isostáticas da crosta ocorrem em grandes períodos de tempo e seu equilíbrio se dá por meio de movimentos verticais originados pela elevação do bloco aliviado, enquanto o sobrecarregado desce.

B – OROGÊNESE, EPIROGÊNESE

A orogenia corresponde a processos tectônicos que soergueram vastas regiões do planeta, formando os chamados cordões orogênicos montanhosos, como Andes, Alpes, Himalaia, entre outros. O termo foi empregado, inicialmente, antes de se conhecer a tectônica de placas. Embora antigo, o termo continuou sendo utilizado para descrever o soerguimento de extensas áreas montanhosas continentais, falhamento, terremotos, intrusões plutônicas e metamorfismo.

Uma orogenia se constitui numa longa e estreita faixa da crosta próxima à zona de convergência de placas, onde alguns, ou todos, processos formadores de montanhas estão em ação.

A Epirogênese se caracteriza por movimentos verticais de grandes áreas continentais que não produzem perturbações significativas das formações rochosas afetadas. A orogênese afeta mais as bordas das placas tectônicas, enquanto a Epirogênese afeta a porção intraplaca, ou as margens passivas.

FRAGMENTAÇÃO E DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS

As rochas sejam ígneas, sedimentares ou metamórficas, encontram-se submetidas aos esforços tensionais da crosta. Esses esforços podem ser identificados ao observá-las. As deformações podem ser superficiais ou

rúpteis, que quer dizer que a rocha foi submetida ao cisalhamento, ou seja, ao rompimento da massa litosférica. Já no caso da deformação profunda, ou dúctil, o cisalhamento não implica numa ruptura da rocha.

A – DOBRAMENTOS

O dobramento das rochas é causado pela compressão lateral que ocorre em superfície e em profundidade. Essa compressão acontece devido aos esforços tectônicos ou mesmo aos processos exógenos (desencadeado por forças gravitacionais) a que a rocha é submetida. O resultado é o dobramento das rochas (figura 11) que têm certa plasticidade e o fraturamento das que são rígidas. A identificação de rochas com dobramentos implica no fato de elas já terem sido depositadas subhorizontalmente no passado ou, no caso das metamórficas, já apresentavam foliação⁵. As dobras podem ser microscópicas, mesoscópicas ou macroscópicas, dependendo do tamanho das forças que agiram sobre elas.

FIGURA 11 – FOTOGRAFIA DE ROCHAS DOBRADAS.



FONTE: [HTTP://STATIC.PANORAMIO.COM/PHOTOS/LARGE/39676457.JPG](http://static.panoramio.com/photos/large/39676457.jpg)

5 Foliação: O termo refere-se a qualquer estrutura planar repetitiva de uma rocha metamórfica.

B – FALHAMENTOS

As forças tectônicas acabam sempre por submeter as rochas à intensa tensão. Quando as rochas possuem certa plasticidade, ocorre o dobramento, mas quando são rígidas e a tensão a qual estão submetidas supera sua capacidade de resistência, ocorre a ruptura, denominadas fraturas ou falhamento.

C – DOMOS

Os Domos são estruturas originadas pela intrusão de material ígneo entre estratos de rocha sedimentar, provocando o arqueamento convexo desses estratos. Os domos podem ter entre 100Km e 300KM de diâmetro (PENTEADO, 1980). A presença de Domos na paisagem é facilmente identificada devido à sua feição convexa, o que impõe uma drenagem frequentemente anelar.

Segundo a autora citada, é possível identificar quatro tipos de domos e intrusões menores.

- Domos batolíticos: Formados a partir da intrusão de material ígneo, que provoca o arqueamento convexo dos estratos sedimentares.
- Domos lacolíticos: quando ocorre a intrusão de material ígneo entre os estratos formam-se lentes convexas. Sua área é menor que os batólitos.
- Domos salinos: são pequenas estruturas cujas formas podem ser circulares, alongadas ou triangulares, com 1 a 5 Km de diâmetro e são oriundas da intrusão de sal entre os estratos.
- Diques e *sills*: Os diques são intrusões discordantes, ou seja, intrusão de material ígneo que corta as camadas. Frequentemente assumem a posição subvertical e influem na forma das elevações topográficas, sendo muito menores que os domos. Já os *sills*, também conhecidos no passado como soleiras, são intrusões ígneas concordantes com as camadas pré-existentes. Nesse caso, eles se encaixam entre os extratos ou foliações e sua espessuras podem variar de alguns centímetros a vários metros, podendo atingir alguns quilômetros de extensão.

AS GRANDES PAISAGENS DA TERRA

A diversidade e complexidade da passagem terrestre se deve à interação entre os processos endógenos e exógenos, ora um atuando mais

que o outro. O resultado é a diversidade paisagística ou topográfica. Apesar da heterogeneidade de formas da paisagem, segundo Penteadó (1980) é possível agrupá-las em quatro grandes unidades topográficas, a saber:

- Continentes: há predominância de planaltos, colinas e planícies que se limitam com os mares epicontinentais e têm menos de 2000 metros de altitude.
- Bacias oceânicas: são áreas recobertas pelos oceanos com profundidades que variam entre 3000 e 6000 metros e representam 57% da superfície do planeta.
- Áreas continentais limitadas: representadas por cadeias montanhosas que ultrapassam os 2000 metros de altitude.
- Depressões: frequentemente são alongadas e arqueadas e estão abaixo dos 7000 metros de profundidade.

Há outros autores que classificam a topografia terrestre em um número maior ou menor de unidades topográficas globais. Independentemente da classificação utilizada, o que se pode notar é que há uma repetição de formas que se alternam durante o tempo geológico profundo, ou seja, nada no planeta é geologicamente estável. A estabilidade geológica e geomorfológica de hoje é momentânea (considerando o tempo geológico) e não eterna.

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

A classificação ampla do relevo por domínios morfoestruturais como bacias sedimentares, escudos antigos e dobramentos recentes é um recurso metodológico de fácil compreensão pelo leitor, esguardando-se, evidentemente, as complexidades existentes. Assim, consideram-se as diferentes unidades morfológicas, evidenciando a ação conjunta dos processos endógenos e exógenos que atuam no relevo.

A – ESCUDOS

Para entendermos o significado geológico-geomorfológico sobre escudos, é necessário entendermos o que são Crátons. São grandes áreas do continente que foram submetidas a poucas ou nenhuma deformação desde o período Pré-cambriano (veja anexo 2) há aproximadamente 570 milhões de anos. Assim, é possível se dizer que as áreas cratônicas são porções da litosfera que não têm margem ativa.

Os escudos são formados por núcleos de rochas emersas ou expostas na superfície, desde a formação da crosta terrestre. São formados por rochas ígneas intrusivas, metamorfozadas ou sedimentares dobradas, arqueanas e/ou proterozoicas (ver anexo 2). São porções da litosfera que correspondem ao antigo assoalho de dobramentos que foram sucessivamente soerguidos e erodidos. A maior parte das rochas que compõem os escudos são cristalinas e cristalofilianas, além de uma pequena parte de rochas sedimentares em processo de metamorfose e mesmo vulcânicas.

B – BACIAS SEDIMENTARES.

Bacias sedimentares são formadas por áreas que foram deprimidas, depressões preenchidas por material sedimentar das áreas mais elevadas circundantes, recobertas pelos oceanos e, posteriormente, soerguidas. Como se trata de uma área que foi deprimida, os sedimentos recebidos são preferencialmente concordantes. A disposição desses sedimentos é de um mergulho da borda da bacia em direção ao seu centro. Na porção central, o pacote sedimentar é mais espesso, adelgando-se em direção à borda. É importante ressaltar que as grandes bacias sedimentares estão associadas à transgressão marinha, pois, sem o avanço dos mares, não seria possível grandes deposições. Bacias que tenham sedimentação aérea são menores, pois o processo de sedimentação não é tão eficiente como nas áreas oceânicas.

C – DOBRAMENTOS RECENTES

Os dobramentos recentes constituem os terrenos jovens sedimentares e metamórficos de geossinclinal que foram dobrados por orogêneses recentes, formando as atuais cadeias montanhosas dobradas. Os Andes, Himalaia, Montanhas Rochosas e Alpes são exemplos de cadeias dobradas. No passado o planeta teve outras cadeias que, devido aos processos erosivos, foram aplainadas. As cadeias terciárias estão no limite das bordas convergentes das placas tectônicas, sejam elas continentais ou oceânicas.

A paisagem é o resultado de forças antagônicas que estão em plena atividade desde a formação da Terra, agindo em locais e tempos diferentes. O fato é que a paisagem é o resultado da interação pretérita dessas forças.

PROCESSOS EXÓGENOS

Os processos exógenos são comandados pelas condições atmosféricas que imperam em determinada região. Portanto, a ação dos agentes exógenos sobre o relevo depende das condições climáticas reinantes. É o clima que, por meio da mecânica do ar, da temperatura, da ação físico-química da água, esculpirá a rocha. Esses elementos agem simultaneamente, porém não na mesma intensidade. Isso acontece porque, dependendo das condições climáticas, pode predominar uma quantidade maior de água no estado sólido ou líquido, baixa ou alta temperatura, o que altera as alterações físico-químicas e, por conseguinte, o resultado final, que é a forma do relevo.

Em ambientes áridos e semiáridos a variação térmica diurna, e mesmo entre a noite e o dia, tona o intemperismo físico mais importante que o químico. Nas regiões onde predomina a umidade e temperaturas elevadas, o intemperismo químico é mais significativo que o físico. Já nas áreas glaciais predomina o físico, principalmente a ação física da água congelada. Cabe aqui a lembrança de que as reações químicas praticamente cessam a partir de 2°C.

O intemperismo físico das rochas ocorre por meio da fragmentação progressiva destas, principalmente nas porções expostas à atmosfera. A formação de diaclases e fraturas está condicionada à variação térmica da atmosfera que faz dilatar os minerais que compõem a rocha. Como essa dilatação e contração não é igual entre os minerais compõem a rocha, o resultado é a fadiga dos minerais que se cristaliza na forma de fraturas. Nas regiões de frio glacial a ação do gelo nos poros também leva à fadiga da rocha provocando sua fragmentação.

O intemperismo químico sobre a rocha se dá por meio da reação dos minerais com a água. A água infiltra-se no solo e nas fendas das rochas, reagindo quimicamente e transformando minerais primários em minerais secundários, mudando a natureza da rocha e alterando a forma do relevo.

O intemperismo nem sempre atua diretamente sobre as rochas. Tem-se que considerar que, à medida que a alteração e a fragmentação do corpo rochoso vão ocorrendo, os fragmentos acabam se sobrepondo à rocha matriz ou mesmo são transportados para outras áreas. A esse manto de sedimentos formados diretamente sobre a rocha (autóctones) ou aqueles que foram transportados (alóctones), podemos denominá-los de solo, sedimentos ou mesmo de manto de alteração (alterita), dependendo das suas características físico-químicas. Os processos que dão origem ao nosso solo são denominados pedogêneses e envolvem todos os processos que atuam na alteração da rocha e no próprio material alterado, pois os processos não cessam, eles continuam

e o resultado são as formas do relevo. A interação desses processos também é conhecida como morfogênese.

Os escorregamentos ou deslizamentos, tão conhecidos da população, principalmente daquelas que moram em áreas de risco, nada mais é do que os processos pedogenéticos e morfogenéticos atuando em conjunto. O que ocorre é que, quando o homem ocupa áreas com declividade elevada, alterando a infiltração da água e seu escoamento, altera-se, também a resposta dos processos pedogenéticos e morfogenéticos.

A erosão é outro elemento de extrema importância na enculturação do relevo. Os principais processos erosivos que envolvem a água, seja no estado líquido ou sólido são a erosão fluvial, pluvial, glacial e marinha. O único processo erosivo ligado ao vento é a erosão eólica.

A ação mecânica dos ventos depende da disponibilidade de material para transporte. Assim, ela é mais proeminente em área de desertos arenosos e praias arenosas, de forma geral. Deve-se ter em mente que o vento, por si só, causa pouco ou nenhum desgaste mecânico. Já esse mesmo vento, quanto consegue carregar fragmentos de rocha e minerais, ao se chocar com a rocha ou qualquer outro obstáculo, promove o desgaste destes.

Enfim, morfogênese e pedogênese são processos que atuam combinadamente na formação do relevo.

GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial, de acordo com Cunha (1998), tem por objetivo o estudo das águas fluviais no que tange aos processos fluviais e às formas resultantes do escoamento e às bacias hidrográficas que condicionam o regime hidrológico. Essas características estão intimamente relacionadas à geologia, às formas do relevo, à hidrologia, clima, biota e aos processos geomorfológicos.

As bacias hidrográficas e sua rede de rios são os principais meios de transporte dos produtos do intemperismo ou meteorização físico-química das rochas e do manto de alteração (solo e/ou sedimento). O trabalho de erosão, transporte e sedimentação efetuado pelo sistema fluvial é de alta complexidade, tornado sua compreensão um trabalho difícil.

A própria denominação de um curso d'água - se é um rio, arroio, córrego ou ribeirão, entre outros - não segue um padrão. Frequentemente, denomina-se rio o canal mais volumoso dentro de uma bacia de drenagem. O tamanho dessa bacia também é variável e seus limites são definidos a partir do interesse do estudioso ou de outro interesse.

Para a ciência geomorfológica, o rio é qualquer fluxo de água canalizada na natureza, podendo ser utilizado inclusive para canais que não possuem mais água. Sob essa perspectiva, os canais fluviais podem ser classificados em:

- Perenes: rios com fluxo de água em pelo menos 90% de seu canal durante o ano todo.
- Intermitentes: rios cujo fluxo frequentemente é determinado pelo período de chuvas. Nesses períodos há fluxo em 50% do período ou menos.
- Efêmero: os canais não são bem definidos e somente há fluxos durante as chuvas ou períodos chuvosos.

A – LEITO DOS CANAIS FLUVIAIS

O leito fluvial corresponde à área ocupada pelo escoamento. A classificação dos leitos fluviais está condicionada à frequência das descargas e à consequente topografia dos canais fluviais. Tricard (1966), *apud* Torres *et al* (2012), classifica os rios segundo seus leitos como:

- Leito vazante: é a porção do canal que corresponde ao talvegue, que é a porção mais profunda do leito fluvial. As águas divagam nessa porção do leito nos períodos de seca, quando há menor volume de água disponível na bacia hidrográfica.
- Leito menor ou normal: corresponde à porção do canal em que não há crescimento de vegetação devido à constância do fluxo de água, suas margens são bem definidas e de fácil reconhecimento.
- Leito maior: é a porção do rio sujeita aos períodos de cheia ao menos uma vez por ano.
- Leito maior excepcional: é a área ocupada pelas águas durante períodos excepcionais de precipitação, o que pode não ocorrer anualmente.

Os leitos fluviais apresentam variações entre eles e mesmo dentro de um mesmo canal fluvial. Embora difíceis de serem traçadas as limitações, os leitos maior e menor são, frequentemente, mais conhecidos por estarem relacionados a períodos de seca e cheia.

B – TIPOS DE CANAL

Ao longo do perfil longitudinal de um rio, sua fisionomia pode ser retilínea, anastomosada, meândrica e entrelaçada (IBGE, 2009). Essa forma

ou geometria do canal ocorre em função do seu perfil transversal e está relacionada com a descarga líquida, carga sedimentar, declividade, largura e profundidade do canal, rugosidade do leito e velocidade do fluxo aquoso.

Todos esses elementos interferem na fisionomia do canal, e, embora atuem em conjunto, é de se considerar que, em determinados momentos, uns interferem mais que os outros. Por exemplo, canais meândricos estão relacionados à carga de sedimentos ser maior em maior quantidade de silte e argila, enquanto os canais anastomosados indicam carga maior de areia e seixos.

B.1 – CANAIS RETILÍNEOS

Segundo Cunha (1998), canais naturais retilíneos ou retos são raros e pouco frequentes na natureza. Quando ocorrem, geralmente são segmentos de canais mais curtos ou controlados tectonicamente, ou pertencentes a planícies arenosas ou planícies deltaicas. Frequentemente os canais retilíneos estão associados a leito rochoso homogêneo, o qual oferece igual resistência à ação erosiva da água.

B.2 – CANAIS ANASTOMOSADOS

Canais anastomosados são caracterizados pelo grande volume de carga de fundo que, associado às flutuações de volume de água, geram ramificações ou vários canais que se entrecortam, originando ilhas assimétricas e barras arenosas. As barras nada mais são do que bancos de detritos que foram carregados pela água. Elas podem ser estabilizadas pela presença de vegetação que se estabelece durante os intervalos das cheias. Já as ilhas estão fixadas no fundo do leito do canal e podem ficar parcialmente imersas durante o período de cheias.

B.3 – CANAIS ENTRELAÇADOS

Canais típicos de ambientes glaciais. São canais caracterizados pela presença de elevada carga de sedimentos, com elevada capacidade de erosão, transporte e sedimentação. Esse tipo de canal se diferencia do anastomosado pelo grande número de barras de meandro que migram devido à variação do fluxo do rio e às inúmeras ilhas vegetadas e dispostas longitudinalmente ao canal (IBGE, 2009).

B.4 – CANAIS MEANDRANTES

São canais que apresentam várias curvas em seu traçado. Essas curvas são semelhantes entre si e resultam da erosão na margem côncava e deposição na margem convexa do canal.

De acordo com Penteadó (1980), os rios meandrantés ocorrem em função da relação largura/profundidade do canal e do tamanho das partículas sedimentares.

C- PADRÕES DE DRENAGEM

A drenagem de um rio é constituída por vários canais de escoamento interligados. A área de drenagem desse conjunto de rios é denominada de Bacia Hidrográfica e a circulação da água nela depende do regime pluviométrico, infiltração e o regime de evapotranspiração. O arranjo ou a forma dos rios que compõem a bacia hidrográfica frequentemente está relacionada a fatores de ordem estrutural. Horton (1945) *apud* Torres *et al* (2012) propôs uma classificação genética dos rios baseando-se na inclinação das camadas geológicas. Segundo esse padrão, os rios poderiam ser classificados em:

- Cataclinais ou consequentes: os canais fluviais são determinados pela inclinação das camadas rochosas, dando origem a cursos retilíneos e paralelos.
- Ortoclinais ou subsecentes: canais controlados pela estrutura da rocha que acompanham as linhas de fraqueza. Nas áreas de rochas sedimentares, aparecem perpendicularmente à inclinação das camadas, sendo afluentes dos consequentes ou cataclinais.
- Obsecentes ou anaclinais: são rios que correm na direção inversa à inclinação das camadas, formando canais pouco extensos.
- Ressecentes ou cataclinais de reverso: o fluxo desses rios obedece à direção dos rios consequentes, mas nasce em um nível topográfico mais baixo, no reverso das escarpas, e são afluentes dos subsecentes.
- Insecentes: não possuem nenhum controle geológico aparente, correndo de acordo com a morfologia do terreno. Geralmente ocorrem em áreas com relevo plano e rocha homogênea.

O arranjo do escoamento dos rios contribui no entendimento do controle a que eles estão submetidos e, por conseguinte, da distribuição das águas na área drenada por esses rios, seja de escoamento superficial ou de

infiltração. Outros autores propuseram outras classificações, geralmente baseadas na geologia e na estrutura do relevo.

HIERARQUIA FLUVIAL

A classificação dos rios em ordem busca refletir o grau de ramificação ou bifurcação dos rios em uma bacia hidrográfica. Os modelos de hierarquização fluvial mais conhecidos são os de Horton (1945) e Strahler (1965), segundo Torres *et al* (2012). A hierarquização proposta pelos autores apesar das poucas diferenças tem como objetivo facilitar os estudos morfométricos sobre bacias hidrográficas. O modelo proposto por Strahler (1965) *apud* Torres *et al* (2012) considera os rios sem tributários como de 1ª ordem até a confluência com outro de 1ª formando então um canal de 2ª ordem, o qual poderá receber afluentes de 1ª ordem e se mantendo como de 2ª ordem. Quando há a confluência de canais de 2ª, então se passa a ter um de 3ª ordem e assim sucessivamente.

À medida que a ordem dos canais aumenta em direção ao exutório ou foz, existe uma tendência de as declividades diminuírem, o que sugere redução da velocidade do fluxo e aumento da deposição de sedimentos. Evidentemente que isso também está relacionado ao tamanho da bacia hidrográfica.

BACIAS HIDROGRÁFICAS

A bacia hidrográfica pode ser conhecida como bacia fluvial e bacia de drenagem. Independentemente do nome, elas são definidas pela presença de um rio principal e seus afluentes, que drenam a superfície terrestre. Essa drenagem inclui não somente a água, mas também os sedimentos e os materiais dissolvidos. Os limites da bacia hidrográfica são os divisores de água da chuva existentes na topografia. Esses divisores são as porções mais elevadas do terreno em que, teoricamente, toda a água precipitada nesses locais escoar para cada lado. Um exemplo fácil e comum de se entender esse processo é compará-lo a cumeeira de uma casa. Nesse exemplo pode-se dizer que cada lado da cumeeira corresponderia a uma bacia hidrográfica. No terreno ou topografia é o mesmo, a maior elevação define os limites da bacia hidrográfica. Traçando-se uma linha imaginária entre os pontos mais elevados têm-se os limites da Bacia hidrográfica, cujo tamanho é variável de acordo com o objetivo do trabalho a ser efetuado. Assim, uma bacia hidrográfica pode ser dividida em:

- Bacia hidrográfica: é a bacia do rio principal;
- sub-bacia hidrográfica: bacia formada por um tributário do rio principal;
- microbacia hidrográfica: bacia de um tributário do rio principal e;
- minibacia hidrográfica: subdivisão de uma bacia hidrográfica.

A resolução nº. 32, de 15 de novembro de 2003, da Divisão Hidrográfica Nacional instituiu as Regiões Geográficas que correspondem ao espaço ocupado por uma bacia, grupo de bacias ou sub-bacias hidrográficas contíguas, com características naturais, sociais e econômicas iguais ou similares, com o objetivo de orientar o planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos do país. Segundo essa resolução, o Brasil teria 12 regiões hidrográficas, a saber: Amazônica, Atlântico Nordeste Ocidental, Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba, Tocantins-Araguaia, São Francisco, Atlântico Leste, Atlântico Sudeste, Paraná, Paraguai, Uruguai e Atlântico Sul.

Não se pode deixar de considerar que, frequentemente, os limites das bacias hidrográficas são de ordem física, portanto nem sempre coincidem com os limites políticos-administrativos.

RELEVOS DERIVADOS

O relevo é a expressão de vários fatores que atuaram e/ou atuam na sua formação. Será efetuada uma breve apresentação das principais formas de relevo derivadas do controle estrutural e formas associadas.

A – RELEVO DE BACIAS SEDIMENTARES

Bacias sedimentares apresentam três tipos de estruturas: a concordante horizontal, concordante inclinada e a discordante. A espessura desses pacotes sedimentares é variada, mas pode-se dizer que elas são em forma de sinéclises, que significa que a espessura das camadas aumenta da borda das bacias para o seu centro. Na periferia das bacias os sedimentos tendem a ser levemente inclinados. Essa inclinação, ou mergulho das camadas, bem como sua diferenciação morfoestrutural é responsável pela evolução de relevos distintos. Diante da diversidade de formas do relevo, citar-se-á somente as mais comuns e conhecidas do público.

- *Cuestas*: é um relevo dissimétrico formado a partir de uma camada de rocha resistente, fracamente inclinada (<30°) interrompido pela erosão. Possui um perfil côncavo com declive íngreme (*front*) e no

reverso um planalto suavemente inclinado. O *front* ou frente da *cuesta* é constituído por uma cornija, a qual se localiza na porção superior, mais resistente, e pelo tálus.

- Costão: são assim denominados quando o mergulho das camadas em relação à forma topográfica permite distinguir a *cuesta* de costão, são formas conhecidas quando se limitam com a praia ou o mar.
- *Hog Backs*: são relevos dissimétricos com cornija e reverso mais curto e mais inclinado que a *cuesta* (PENTEADO, 1980).
- Crista isoclinal: São relevos com estruturas de camadas praticamente verticais, com cristas simétricas nos flancos. São formações que estão associadas a processos tectônicos que ocorreram dentro da bacia sedimentar.

B – RELEVO DE ESTRUTURA DOBRADA

Relevos com estruturas dobradas são muito variados devido à diversidade de litologia que é submetida à erosão diferencial, a tectônica que gerou estilos de dobramentos diferentes e, por conseguinte, à ação da erosão. Além disso, deve-se considerar que os dobramentos não são instantâneos, mas apresentam velocidades diferentes, gerando variações no dobramento. Como exemplo, pode-se citar o relevo do tipo apalacheano, caracterizado pelo paralelismo de cristas e vales que se originaram a partir do total aplainamento de estrutura dobrada (CASSETI, 2005).

C – RELEVO EM ESTRUTURA DÔMICA

Como já descrito, o relevo com estrutura dômica é formado pelo arqueamento convexo dos estratos sedimentares. Esse arqueamento foi provocado pela intrusão de material ígneo entre as camadas sedimentares.

D – RELEVO EM ESTRUTURA FALHADA

Os falhamentos da crosta acabam se refletindo nos relevos, que apresentam formas de escarpa e degraus, entre outras. O falhamento acaba criando compartimentos rebaixados e soerguidos, o que interfere na disposição da drenagem. As formas mais conhecidas de relevo falhado são a topografia em degraus, os *Horsts*, *Gráben*, *Horsts* e *grábens*.

E – RELEVO EM ESTRUTURA VULCÂNICAS

Os relevos de estrutura vulcânicas são os que têm maior variedade de formas, quando comparados com os de estruturas em escudo. No caso do relevo vulcânico, a erosão diferencial esculpe na topografia feições que podem ser classificadas em três categorias: relevos cônicos com orifícios de emissão; campos de escória e corridas de lavas.

Esses relevos, brevemente comentados, podem ser considerados os principais dentro da miríade de relevos derivados.

GEOMORFOLOGIA CÁRSTICA

O relevo cárstico (*Karst*) é constituído por rochas calcárias ou dolomíticas cuja topografia é caracterizada pela dissolução de parte dessas rochas. Embora se tenha conhecimento de áreas formadas por rochas areníticas e quartzitos com morfologia cárstica, essas áreas são classificadas como de relevo pseudocárstico.

A literatura especializada diferencia o termo carste de paleocarste e pseudocarste. As feições cársticas são os relevos ativos elaborados pelos processos de corrosão (química) e pelos processos de abatimento das rochas calcárias (físico). Já as feições cársticas que não se encontram mais ativas, mas foram elaboradas a partir da corrosão e abatimentos como, por exemplo, sumidouros e dolinas inativas, são denominados de paleocársticas. As feições do tipo carste que não se originaram a partir da corrosão e batimentos são denominadas de pseudocársticas. Cavernas de origem vulcânica, depressões glaciais e estruturas de abatimento que se originaram sem solubilização são exemplos de relevo pseudocárstico.

As feições mais conhecidas de origem cárstica são as dolinas, torres, polés, fluviocarstes, cavernas e espeleotemas.

A – POLIÉ, DOLINAS E UVALAS

O *poliés* é uma planície de corrosão com centenas de quilômetros de extensão com fundo plano cruzado, transpassado por um fluxo de água, que pode ficar confinada ou ter um sumidouro.

As dolinas são feições típicas do relevo cárstico mais conhecidas, depois das cavernas. São depressões circulares ou elípticas de algumas dezenas de metros cuja largura é maior que sua profundidade. Podem ocorrer dolinas dentro de dolinas. Quando isso acontece são chamadas de colinas gêmeas. Quando há coalescência entre dolinas elas passam a ser chamadas de uvalas. Muitas dolinas acabam se tornando lagos quando a superfície ou espelho da água está nas proximidades da superfície do terreno.

B – LÁPIAS

São caneluras com centímetros ou milímetros de espessura que cortam ou sulcam a superfície da rocha cárstica. As lapias são importantes para se poder identificar os padrões de corrosão da superfície cárstica. Através do seu padrão, seja anastomosado, retangular, paralelo, horizontal, vertical entre tantos outros padrões, é possível se conhecer a evolução das condições geoquímicas que estão atuando no carste.

C – MACIÇOS E TORRES

Os maciços são formados por extensos planaltos cársticos cujas paredes possuem lapias que limitam as superfícies erosivas. Frequentemente têm rios que os cruzam, formando vales fechados ou cegos, desaguando em sumidouros, transformando os cursos de água superficiais em subterrâneos.

Feições do tipo Morgote são características de carste tropical e são formados por morros residuais conhecidos como *hume*. A variação dessas feições é a de Torres, a qual é formada por um conjunto de torres residuais que têm centenas de metros de altura. As mais conhecidas são os campos de Torres cársticos da planície fluvial da China.

D – FLUVIOCARSTE

A terminologia fluvio-carste é utilizada para os rios que cruzam o terreno cárstico e possuem trechos de escoamento a céu aberto e outros trechos subterrâneos. A origem desses rios tanto pode ser no próprio carste como fora dele. Em regiões cujo fluvio-carste encontra-se em atividade, é possível serem encontradas feições fósseis como cavernas, abrigos e vales suspensos, ao longo do vale cárstico.

E – CAVERNAS E ESPELEOTEMAS

Cavernas são extremamente comuns em áreas cársticas. A água da chuva ou de outra origem penetra na rocha calcária através das fraturas. Quando a água contém dióxido de carbono, ela reage com o carbonato das rochas, transformando-o em bicarbonato de cálcio e transportando-o até encontrar um ambiente em que este se precipita sob a forma de calcita, formando os espeleotemas. Assim uma caverna pode ser definida como um espaço subterrâneo vazio, podendo estender-se vertical ou horizontalmente em diversos níveis. As formas encontradas no interior das cavernas são denominadas de espeleotemas, oriundos da precipitação da calcita e outros minerais.

F – HIDROLOGIA ENDOCÁRSTICA

A hidrologia subterrânea está associada ao padrão estrutural da rocha carbonática e é a principal responsável pela dinâmica do endocarste. Assim os principais elementos na formação do relevo cárstico são a rocha e a dinâmica dos fluxos aquosos. Quanto mais espesso for o pacote de rochas carbonáticas, mais complexa sua dinâmica e evolução. Com o tempo, o relevo cárstico desaparecerá, pois suas rochas serão completamente dissolvidas.

GEOMORFOLOGIA COSTEIRA

A geomorfologia costeira tem por objetivo o estudo das formas do relevo costeiro e dos processos relacionados à sua transformação e dinâmica. A ação das ondas e das correntes marítimas determina a intensidade do processo

erosivo e deposicional. Em outras palavras, as ondas e marés, dependendo de sua intensidade, do suprimento de areia e da declividade da zona costeira levam à acumulação de grandes corpos arenosos que se situam abaixo e acima da linha da água, conhecidos como areias litorâneas. Os processos que atuam na zona costeira podem ser agrupados em três grupos:

- Processos físicos: constituídos pelas ondas, marés e ventos e os demais correlatos a esses elementos;
- Processos biológicos: constituídos pela formação dos mangues, recifes de corais, parcéis, vegetação de antidunas, dunas entre outros.
- Processos químicos: como a precipitação de sais e as reações químicas oriundas da interação de água, sais e demais elementos minerais, seja da rocha, seja dos sedimentos.

Em qualquer tempo, a ação desses processos afeta a linha de costa, reformulando-a de acordo com a energia empregada por esses fatores. Além disso, deve-se considerar a flutuação do nível do mar, o qual não é estático e, ao longo do tempo geológico, já esteve acima e abaixo do nível atual. Por esses motivos a geomorfologia costeira costuma enfatizar mais os processos litorâneos e as feições deposicionais resultantes.

A denominação ou nomenclatura dos principais corpos arenosos, bem como a gênese de suas areias sempre foi tema de controvérsias, as quais perduram até os nossos dias. Nessa seção serão apresentados os principais aspectos deposicionais e suas formas derivadas.

Segundo Villwock *et al* (2008), as barreiras e os cordões litorâneos regressivos são os principais tipos de depósitos arenosos.

As barreiras são corpos arenosos paralelos à costa, permanecendo acima da maré mais alta, e separados do continente por uma área lagunar. Se esse corpo arenoso está separado do continente, ele passa a chamar-se de ilha-barreira.

Os cordões regressivos são conhecidos como feixes de restinga, crista de praia ou ainda planícies de restinga e são faixas de areia alongadas paralelamente. Não raro são encontradas áreas paludais entre os cordões litorâneos.

A areia que forma esses depósitos é um material inconsolidado que está sendo remobilizada constantemente pelo mar ou pelos ventos. Nas costas em que os ventos sopram constantemente do mar, a areia da praia acaba sendo transportada e depositada, formando campos de dunas. A forma dessas dunas é uma variável dependente da topografia do terreno, tipo de vegetação e densidade dela, disponibilidade e tamanho dos grãos de areia, oscilação do nível do mar e, claro, da geologia do local.

Os estuários e as lagunas são feições comuns encontradas na costa brasileira. A laguna se forma em áreas de depressão costeira abaixo do nível médio das marés mais baixas. Essas áreas têm uma comunicação direta com o mar, efêmera ou permanente, e são protegidas deste por uma barreira, seja arenosa, rochosa ou de qualquer outro tipo. Pode-se dizer que os estuários e lagunas são ambientes costeiros de transição, sendo influenciados pela água doce e sedimentos terrígenos (agentes continentais) e pela água do mar e sedimentos litorâneos (agentes marinhos). Ao longo do tempo, os sedimentos acabam por assorear essas áreas, dando origem a planícies de maré e manguezais.

Ambientes como os estuários, lagunas e manguezais são extremamente importantes para a manutenção da vida marinha e mesmo terrestre. Frequentemente os manguezais são citados como berço da pirâmide alimentar marinha e os estuários, como seu elo de comunicação. Entretanto, ao considerarmos as transgressões e regressões marinhas quaternárias, é de se supor que essas feições são efêmeras no local, pois não será possível mais reestabelecer na atualidade novos locais para sua proliferação.

A formação de Deltas na confluência dos rios com os mares fechados resulta na ação conjunta dos agentes fluviais e da bacia receptora (ondas, marés e correntes marítimas).

Como descrito anteriormente, um dos principais agentes de erosão e transporte é ação mecânica das ondas. Em linhas de costa altas, pode-se associar a erosão gerada pelas ondas à retração de falésias, penhascos ou costões rochosos. Nessas feições também ocorrem outras, como o estabelecimento das plataformas de abrasão próximas ao nível médio do mar, responsáveis pelo surgimento de cavernas, pináculos e mesmo a formação de arcos marinhos ou pontes, oriundas da evolução das cavernas de abrasão.

É importante lembrar que nem todos os depósitos marinhos são constituídos por areias quartzosas. Primeiramente deve-se entender que a palavra areia se refere ao tamanho de uma partícula e não ao mineral ou fragmento de rocha. A areia, segundo a NBR 7211/83 pode ser: areia muito fina (diâmetro entre 0,15mm e 0,6mm), areia fina (entre 0,6mm e 1,2mm), areia média (entre 1,2mm e 2,4mm) e areia grossa (entre 2,4mm e 4,8mm). Portanto a areia pode ser de quartzo, fragmentos de basalto ou de qualquer outro material.

As praias brasileiras, predominantemente brancas, assim o são porque suas areias são predominantemente constituídas de quartzo. Portanto, para que isso ocorra, deve-se ter uma fonte ou rocha matriz que, no processo de intemperização físico-químico, o resultado seja fragmentos de quartzo na fração areia. Para que isso ocorra, a rocha deve ser rica em quartzo.

Como exemplo pode-se utilizar um bloco de granito exposto à meteorização físico-química à beira da praia. Esse elemento rochoso tem vários minerais em sua composição, sendo o mais abundante o quartzo e o feldspato. Desses dois elementos, o mais resistente aos processos de meteorização é o quartzo, e o mais facilmente alterável é o feldspato. Pois bem, o quartzo fica preso à rocha por meio do feldspato, que faz o papel de cimento. Ocorre que o feldspato tem sua área de contato com o quartzo alterada pelos processos de meteorização, o que resulta na liberação do quartzo como fragmento. Assim o feldspato acaba permanecendo na face exposta da rocha, enquanto o quartzo vai compor a areia de nossas praias. Nesse exemplo utilizou-se o quartzo, mas poderia ser qualquer outro mineral que componha a rocha que poderia ser liberado para formar a fração areia das praias.

A - VARIACIONES DO NÍVEL DO MAR

As variações do nível do mar são decorrentes das mudanças paleoclimáticas e fatores ligados à tectônica de placas. Atualmente, o que domina o imaginário coletivo é a elevação do nível do mar e suas consequências para as regiões costeiras. A abordagem desse assunto deve levar em consideração que nos últimos dois milhões de anos o planeta esteve submetido a quatro grandes glaciações. Essa ciclicidade entre períodos estadiais (glaciações) e interestadiais (interglaciais, períodos quentes) determinaram o rebaixamento dos níveis do mar nos períodos frios, enquanto, nos períodos quentes, o mar transgredia a linha de costa atual. Esse é um fato científico assim como é a elevação do nível do mar em função do derretimento das geleiras. A questão é: quanto tempo levará para isso ocorrer? Uma década, cem anos, mil anos, trinta anos? A controvérsia sobre esse tema é grande e nenhum grupo de cientista consegue afirmar a demanda temporal para esse fenômeno.

GEOMORFOLOGIA DO BRASIL

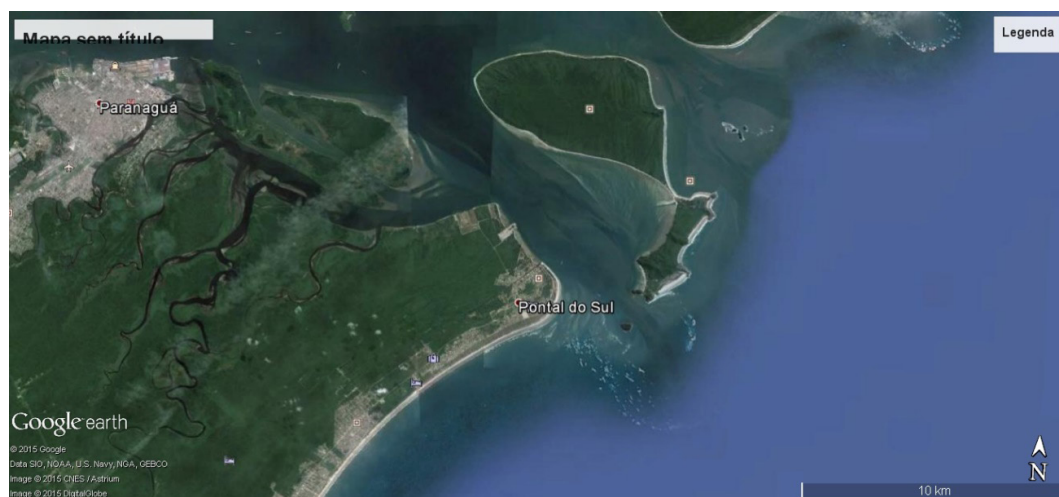
A extensão do território brasileiro nos dá uma diversidade paisagística caracterizada por variações morfopedológicas oriundas de climas variados que atuam sobre a variedade litologia do país. Por isso, falar da geomorfologia do Brasil é algo complexo e extenso. Do ponto de vista de estruturas geológicas, o Brasil possui três grandes escudos cristalinos: o escudo das guianas, do Brasil Central e o Atlântico. São formações pré-cambrianas que pertencem à plataforma Brasileira e esta, à placa Sul-Americana.

As deformações ou dobramentos modernos, praticamente inexistentes, e os derrames de material magmático cenozoico caracterizam a geomorfologia do Brasil como bastante antiga. A exceção são os depósitos sedimentares quaternários, fluviais, marinhos e terrígenos mais recentes.

No período Quaternário a superfície do território brasileiro sofre influência dos períodos glaciais e interglaciais. Diferentemente do se possa imagina, o Brasil não esteve recoberto de gelo durante as últimas glaciações. Não há evidências científicas de que isso tenha ocorrido durante o período Quaternário. Mas esse fato não significa que as temperaturas, e mesmo a disponibilidade de água (regime de chuvas), não tenham sido bem diferentes daquelas que temos nos dias atuais.

O final do último período glacial ocorreu entre 18.000 e 20.000 anos atrás. Isso significa que, a partir dessas datas, o planeta começou a se aquecer novamente, entrando no período interglacial. Entre 10.000 e 12.000 anos aproximadamente, ocorreu a abertura dos vales e preenchimento das planícies de inundação, assim como a formação das planícies costeiras mais recentes, das faixas de restinga e das ilhas, como por exemplo, a Ilha do Mel, no estado do Paraná. Essa ilha esteve conectada ao continente durante a última glaciação através dos cordões praias (figura 12) e sua separação somente se efetivou com a elevação do nível mar, que reabriu ou ampliou a abertura da baía de Paranaguá e Guaratuba.

FIGURA 12 – IMAGEM DO GOOGLE EARTH, ONDE SE DESTACAM OS CORDÕES PRAIAIS QUATERNÁRIOS QUE JÁ FIZERAM A LIGAÇÃO POR TERRA ENTRE O CONTINENTE E A ILHA DO MEL E OUTRAS AO LONGO DA COSTA PARANAENSE.



A – AS CLASSIFICAÇÕES DO RELEVO BRASILEIRO

A extensão e a complexidade do relevo brasileiro não impediram que algumas formas topográficas pudessem ser reunidas quando consideradas suas características morfológicas, geológicas, climáticas e biológicas.

A primeira proposta foi efetuada pelo Professor Aroldo de Azevedo. Ele baseou sua proposta nas características altimétricas, o que gerou uma classificação básica de planaltos e planícies. Segundo ele, o relevo brasileiro poderia ser dividido em: Planície Amazônica, Planície Costeira, Planície do Pantanal, Planície do Pampa, Planalto Central, Planalto Atlântico, Planalto Meridional e Planalto das Guianas.

Outra classificação foi posteriormente proposta pelo saudoso professor Aziz Nacib Ab'Saber, o qual detalhou um pouco mais a proposta de Azevedo. Nela Ab'Saber propõe a seguinte classificação: Planície e terra baixas da Amazônia, Planícies e terras baixas costeiras, Planície do Pantanal, Planalto Uruguaio Sul-riograndense, Planalto Meridional, Planalto Central, Planalto do Maranhão-Piauí, Planalto Nordeste, Serras e Planaltos do Leste e Sudeste e Planalto das Guianas. A proposta de Ab'Saber engloba no seu detalhamento os conceitos morfoclimáticos e morfogenéticos. Porém ainda não apresenta um detalhamento satisfatório.

Jurandir Ross utiliza do aporte tecnológico para propor uma classificação mais completa do relevo brasileiro. Segundo Ross (2009), a macrocompartimentação do relevo brasileiro deve levar em consideração sua natureza morfogenética, ou seja, os aspectos evolutivos e cronológicos. Sua proposta contém 28 tipos de relevo principais, divididos em três núcleos, o dos planaltos e serras, as depressões e as planícies a saber: Planalto da Amazônia, Planaltos e Chapadas da Bacia do Parnaíba, Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná, Planaltos e Chapadas dos Parecis, Planaltos Residuais Norte-Amazônicos, Planaltos Residuais Sul-amazônicos, Planaltos e Serras do Atlântico Leste e Sudeste, Planaltos e Serras de Goiás-Minas, Planalto da Borborema, Planalto Sul Rio-grandense e Serras Residuais do Alto Paraguai, Depressão da Amazônia Ocidental, Depressão Marginal Cuiabana, Depressão do Alto Paraguai-Guaporé, Depressão Norte-amazônica Depressão Marginal Sul-amazônica, Depressão do Araguaia, Depressão do Miranda, Depressão Sertaneja e do São Francisco, Depressão do Tocantins, Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná, Depressão Periférica Sul-rio-grandense, Planície do Rio Amazonas, Planície do Rio Araguaia, Planície e Pantanal do Rio Guaporé, Planície e Pantanal Matogrossense, Planície e Lagoa dos Patos e Mirim, Planície e Tabuleiros Litorâneos.

As três propostas de classificação do relevo brasileiro foram feitas a partir de um conhecimento e base tecnológica disponível no momento de

sua compilação. Embora a de Ross seja a mais completa, ela não encerra a proposição de outras classificações.

B – DOMÍNIOS MORFOCLIMÁTICOS

As unidades de paisagem sistematizadas em domínios morfoclimáticos são obra do professor Ab'Saber. Ele sistematiza as unidades considerando a estreita ligação existente entre os fatores biofísicos e as condicionantes humanas que se tramam na paisagem. É evidente que a abordagem dos domínios morfoclimáticos não é exclusivamente centrada no relevo, mas também de um conceito sistêmico que busca a explicação integrada do relevo brasileiro. A classificação de Ab'Saber é a seguinte:

- domínios de terras baixas florestadas equatoriais;
- domínio dos mares de morros florestados;
- domínio dos chapadões interiores cobertos por cerrados dos com intrusão de florestas de galeria;
- domínio das depressões interplanálticas semiáridas do nordeste;
- domínio do planalto das araucárias e;
- domínio das pradarias mistas do Rio Grande do Sul.

A importância de se conhecer o macrorrelevo está no reconhecimento de sua interação com os processos morfogenéticos e sua cronologia. A nível meso, a geomorfologia tem muito a contribuir para se reconhecer áreas de deslizamento.

TRABALHOS DE CAMPO

Nossas vidas são um contínuo aprendizado, seja através de teorias, relatos ou das experiências adquiridas. O fato é que mudamos nossa forma de pensar e de ver o mundo. Mas o que há de especial no dia a dia do cidadão é a experiência adquirida pela vivência. O fixador excepcional e a experiência vivida.

Em nossas escolas, os professores desdobram-se para empregar métodos de ensino que facilitem o aprendizado de seus alunos. Entretanto, as bases teóricas utilizadas nem sempre conseguem atingi-los, porque, na maioria das vezes, estão longe da realidade deles. Não se pode esquecer que nossos cérebros criam imagens a partir do que lhes é ensinado. Portanto é necessário ter-se uma referência do que se fala e mostrar o caminho de sua aplicação. Enfim, é preciso, na maioria das vezes, ensiná-los a raciocinar.

O ensino da Geografia é complexo, pois se fala de fatos, processo e ambientes, que grande parte de nosso público sequer conhece pessoalmente e quiçá teve um contato virtual por meio da televisão ou outros meios informatizados. Para ajudar a sanar esses problemas o trabalho de campo é uma excelente ferramenta.

Para que essa ferramenta surta o efeito desejado, é necessário que não se conceba o campo como uma excursão qualquer, mas como uma aula especial em que os alunos terão um papel importante no desenvolvimento das ações a serem realizadas.

Um trabalho de campo deve sempre ser precedido da base teórica. Os alunos devem ter aulas sobre os temas que serão abordados nos campos, temas estes que devem ser pesquisados por eles dias antes do campo.

O responsável pelo trabalho de campo deve ter um conhecimento prévio dos locais a serem visitados pelo grupo. Com o conhecimento do local, o planejamento deve incluir quais aspectos serão abordados durante a realização do trabalho extraclasse. O ideal é que o professor faça, em campo, uma abordagem preliminar sobre o tema tratado e, em seguida, um ou mais grupos de alunos devem expor o tema, identificando-o com o que eles veem no campo.

Durante o planejamento do campo, o professor deve elaborar uma tabela de procedimentos a serem seguidos, de coletas de informações e, principalmente, das metas que devem ser atingidas com o trabalho a ser realizado.

Concomitantemente, o professor deve repassar aos alunos as ferramentas a serem utilizadas. Recomenda-se que os equipamentos sejam, se possível, de uso individual. O usual é a caderneta de campo, lápis, borracha, instrumentos contundentes para extração de amostras de rochas e solos, sacos plásticos para amostras coletadas, etiquetas de identificação das amostras, bernal, mochila ou sacola para transporte das amostras, máquina fotográfica para registrar as amostras em campo. Um recurso muito utilizado é solicitar que os alunos desenhem o que eles explicam, principalmente no que tange à natureza. O desenho exige do observador o detalhe, o que ele não tem na fotografia.

Equipamentos de uso pessoal que não devem faltar são o bom e velho boné, protetor solar, calçados e vestimentas apropriadas, além de capas de chuva. O alimento a ser consumido durante o trabalho deve ser leve e nutritivo, com água em abundância. Em áreas que exijam caminhadas no mato, recomenda-se calça comprida e camisetas de mangas compridas, preferencialmente que sejam folgadas (aplique aqui a experiência dos Tuaregs)

O resultado que frequentemente se obtém em trabalhos de campo é elucidação de inúmeros questionamentos dos alunos, que muitas vezes não conseguem concatenar a teoria com a prática.

BIBLIOGRAFIA

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia : UFG, 2005.

CUNHA, S .B. **Bacias Hidrográficas**. In: CUNHA, S. B. e GUERRA, A. J. T. Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001, p. 229-271.

CUNHA, S. B. **Geomorfologia Fluvial**. In: CUNHA, A.J.T. e CUNHA, S.B. (orgs) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

GATTY, B. **Ontem o Universo**. Trad. Luís Cláudio de Castro e Costa São Paulo. Ed. Martins fontes. 1986.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Washington: **Bulletin of the Geological society of America**. V. 56, n.1, p. 275-370, 1945.

IBGE – Fundação IBGE. **Manual de Geomorfologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos ambientais. Série Manuais Técnicos em Geociências n. 5. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

NETO, J.L. A. e NERY, J.T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C.R. de G; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.dos S.; OLIVEIRA, P.E.de. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2008, p. 28-51.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para o planejamento ambiental**. São Paulo. Oficina de textos, 2009.

TRICARD, J. **Os tipos de leitos fluviais**. Campinas: **Noticias Geomorfológicas**, v.6, n. 11, p. 41-49, 1966.

VAREJÃO-SILVA, M. A., **Meteorologia e climatologia**. Recife. Versão digital, 2006.

WILLWORCK, J. A.; LESSA, G. C.; SUGUIO, K.; ANGULO, R. J. DILLENBURG, S.R. **Geologia e Geomorfologia de regiões costeiras**. In: SOUZA, C.R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos S.; OLIVEIRA, P. E de. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2008, p. 94-114.



ANEXO



TABELA ESTRATIGRÁF

Comissão Internacional sobre Estratigrafia (Internat

eonotema Eon	erátama Era	sistema Período	séries Época	estágio Andar Idade	idade Ma	GSSP
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Holoceno			
			Pleistoceno	Superior	0,0117	🔪
				"Ioniano"	0,126	
			Plioceno	Calabrianiano	0,781	🔪
				Gelasiano	1,806	🔪
		Neógeno	Plioceno	Piacenziano	2,588	🔪
				Zancleano	3,600	🔪
			Mioceno	Messiniano	5,332	🔪
				Tortoniano	7,246	🔪
				Serravalliano	11,608	🔪
				Langhiano	13,82	🔪
				Burdigaliano	15,97	🔪
					20,43	
				Aquitaniense	23,03	🔪
	Oligoceno			Chatthiano	28,4 ± 0,1	🔪
		Rupeliano	33,9 ± 0,1	🔪		
	Eoceno	Priaboniano	37,2 ± 0,1	🔪		
		Bartoniano	40,4 ± 0,2	🔪		
		Lutetiano	48,6 ± 0,2	🔪		
		Ypresiano	55,8 ± 0,2	🔪		
		Thanetiano	58,7 ± 0,2	🔪		
	Paleoceno	Selandiano	~ 61,1	🔪		
		Daniano	65,5 ± 0,3	🔪		
		Maastrichtiano	70,6 ± 0,6	🔪		
	Mesozóico	Cretáceo	Superior	Campaniano	83,5 ± 0,7	🔪
				Santoniano	85,8 ± 0,7	🔪
				Coniaciano	~ 88,6	🔪
				Turoniano	93,6 ± 0,8	🔪
				Cenomaniano	99,6 ± 0,9	🔪
			Inferior	Albiano	112,0 ± 1,0	🔪
				Aptiano	125,0 ± 1,0	🔪
				Barremiano	130,0 ± 1,5	🔪
				Hauteriviano	~ 133,9	🔪
Paleozóico			Permiano	Cisuraliano	Valanginiano	140,2 ± 3,0
		Berriasiense			145,5 ± 4,0	🔪

eonotema Eon	erátama Era	sistema Período	séries Época	estágio Andar Idade	idade Ma	GSSP	
Fanerozóico	Mesozóico	Jurássico	Superior	Tithoniano	145,5 ± 4,0		
				Kimmeridgiano	150,8 ± 4,0		
				Oxfordiano	~ 155,6		
			Médio	Calloviano	161,2 ± 4,0		
				Bathoniano	164,7 ± 4,0	🔪	
				Bajociano	167,7 ± 3,5	🔪	
				Aaleniano	171,6 ± 3,0	🔪	
			Inferior	Toarciano	175,6 ± 2,0	🔪	
				Pliensbachiano	183,0 ± 1,5	🔪	
				Sinemuriano	189,6 ± 1,5	🔪	
		Hettangiano		196,5 ± 1,0	🔪		
				199,6 ± 0,6			
				203,6 ± 1,5			
		Triássico	Superior	Rhaetiano	216,5 ± 2,0	🔪	
	Norianiano			~ 228,7	🔪		
	Médio		Ladiniano	237,0 ± 2,0	🔪		
			Anisiano	~ 245,9	🔪		
	Inferior		Olenekiano	~ 249,5	🔪		
	Paleozóico	Permiano	Lopingiano	Induano	251,0 ± 0,4	🔪	
				Changhsingiano	253,8 ± 0,7	🔪	
			Guadalupiano	Wuchiapingiano	260,4 ± 0,7	🔪	
				Capitaniano	265,8 ± 0,7	🔪	
			Cisuraliano	Roadiano	268,0 ± 0,7	🔪	
				Kunguriano	270,6 ± 0,7	🔪	
				Artinskiano	275,6 ± 0,7	🔪	
				Sakmariano	284,4 ± 0,7	🔪	
		Carbonífero	Mississippiano	Superior	Asseliano	294,6 ± 0,8	🔪
					Gzheliano	299,0 ± 0,8	🔪
		Carbonífero	Pen-silvaniano	Superior	Kasimoviano	303,4 ± 0,9	🔪
					Moscoviano	307,2 ± 1,0	🔪
			Mississippiano	Inferior	Bashkiriano	311,7 ± 1,1	🔪
					Serpukhoviano	318,1 ± 1,3	🔪
	Carbonífero		Mississippiano	Inferior	Viseano	328,3 ± 1,6	🔪
Tournaisiano					345,3 ± 2,1	🔪	

COMISSÃO INTERNACIONAL

International Commission on Stratigraphy - ICS)



Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Séries Epoca	Estágio Andar Idade	Age Ma	GSSP
Fanerozóico	Paleozóico	Devoniano	Superior	Fameniano	359,2 ±2,5	↘
				Frasniano	374,5 ±2,6	↘
			Médio	Givetiano	385,3 ±2,6	↘
				Eifeliano	391,8 ±2,7	↘
			Inferior	Emsiano	397,5 ±2,7	↘
				Pragian	407,0 ±2,8	↘
		Siluriano	Llandoveryano	Lochkoviano	411,2 ±2,8	↘
				Pridoli	416,0 ±2,8	↘
			Ludlow	Ludfordiano	418,7 ±2,7	↘
				Gorstiano	421,3 ±2,6	↘
			Wenlock	Homeriano	422,9 ±2,5	↘
				Sheinwoodiano	426,2 ±2,4	↘
			Llandoveryano	Telichiano	428,2 ±2,3	↘
				Aeroniano	436,0 ±1,9	↘
	Ordoviciano		Superior	Rhuddaniano	439,0 ±1,8	↘
				Hirnantiano	443,7 ±1,5	↘
		Katiano		Katiano	445,6 ±1,5	↘
				Sandbiano	448,3 ±1,7	↘
		Médio		Darriwiliano	455,8 ±1,6	↘
				Dapingiano	460,9 ±1,6	↘
		Inferior	Floiano	468,1 ±1,6	↘	
			Tremadociano	471,8 ±1,6	↘	
		Cambriano	Furongiano	Estágio 10	478,6 ±1,7	↘
				Jiangshaniano	488,3 ±1,7	↘
				Paibiano	~ 492 *	↘
			Séries 3	Guzhangiano	~ 496 *	↘
	Drumiano			~ 499	↘	
	Estágio 5			~ 503	↘	
	Séries 2		Estágio 5	~ 506,5	↘	
			Estágio 4	~ 510 *	↘	
			Estágio 3	~ 515 *	↘	
	Terreneuviano		Estágio 3	~ 521 *	↘	
Estágio 2		~ 528 *	↘			
Fortuniano	~ 528 *	↘				
		Fortuniano	542,0 ±1,0	↘		

Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Idade Ma	GSSP GSSA	
Pré-cambriano	Proterozóico	Ediacarano	542	↘	
		Neo-proterozóico	Criogeniano	~635	↘
			Toniano	850	↘
		Meso-proterozóico	Steniano	1000	↘
			Ectasiano	1200	↘
		Paleo-proterozóico	Calimiano	1400	↘
	Sateriano		1600	↘	
	Arqueano	Orosiriano	Orosiriano	1800	↘
			Riaciano	2050	↘
			Sideriano	2300	↘
		Neoarqueano	2500	↘	
	Arqueano	Mesoarqueano	2800	↘	
		Paleoarqueano	3200	↘	
		Eoaqueano	3600	↘	
Hadeano (informal)		~4600	↘		

As subdivisões do registro geológico global são definidas formalmente pelos seus limites inferiores. Cada unidade do Fanerozóico (~542 Ma até o Presente) e a base do Ediacarano são definidas com base de estabelecimento de Seções e Pontos de Estratótipos de Limite Globais (GSSP - ↘).

Considerando que as unidades pré-cambrianas são formalmente subdivididas por idade absoluta (Idade Global Estratigráfica Padrão - GSSA). Os detalhes de cada GSSP estão no website da ICS (www.stratigraphy.org). Estão sujeitas a revisão as idades numéricas dos limites das unidades do Fanerozóico. Alguns estágios dentro do Cambriano serão formalmente nomeados em consenso internacional sobre os seus limites GSSP. A maioria dos limites de sub-série (por exemplo, Aptiano Médio e Superior) não são formalmente definidos. As cores estão de acordo com a Comissão para o Mapa Geológico do Mundo (www.cgmw.org). As idades numéricas indicadas são de "A Geologic Time Scale 2004", de F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press) e "The Concise Geologic Time Scale" de J.G. Ogg, G. Ogg e F.M. Gradstein (2008).

Esta tabela foi redigida por Gabi Ogg.

Tradução de Alethéa E. M. Sallun (IG/SMA-SP).

As unidades de idade do Cambriano com * são informais, e aguardam ratificação de suas definições pela IUGS.

Copyright © 2010 International Commission on Stratigraphy

Mai 2011

