

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**FUNDAMENTOS E RECONSTRUÇÃO DE  
ANTIGOS NÍVEIS MARINHOS DO QUATERNÁRIO**

**LOUIS MARTIN  
NILS-AXEL MÖRNER  
JEAN-MARIE FLEXOR  
KENITIRO SUGUIO**

**BOLETIM IG-USP  
PUBLICAÇÃO ESPECIAL Nº 4**

1986

LOUIS MARTIN - Missão ORSTOM (França), Departamento de Geofísica, Observatório Nacional. Rua General Bruce, 586 - 20921 Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

NILS-AXEL MÖRNER - Instituto Geológico, Universidade de Estocolmo. Box 6801 - S-11386 Estocolmo, Suécia.

JEAN-MARIE FLEXOR - Departamento de Geofísica, Observatório Nacional. Rua General Bruce, 586 - 20921 Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

KENITIRO SUGUIO - Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências-USP, C.P. 20.899, 01498 São Paulo, SP, Brasil.

## RESUMO

Embora o Período Quaternário constitua apenas uma parte ínfima da história da Terra, é o mais importante, pois representa o intervalo de tempo em que vivemos. Ele é um dos capítulos mais estudados e conhecidos ou, talvez, justamente por isso, muitas são as dúvidas que pairam sobre a história evolutiva da Terra neste período.

Aqui são enfocados os múltiplos aspectos relacionados à "reconstrução dos antigos níveis marinhos do Quaternário". As flutuações do nível relativo do mar resultam de variações reais do nível marinho (eustasia) e das modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia). Portanto, o nível do mar em um determinado ponto da costa é a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente.

As variações do nível relativo do mar são reconstruídas através de várias evidências dessas flutuações, que devem ser reconhecidas no tempo e no espaço. Para se definir a posição deste testemunho no espaço é necessário conhecer a sua altitude atual em relação à original, isto é, conhecer a sua posição em relação ao nível do mar na época de sua formação ou sedimentação. Para se definir a sua posição no tempo é necessário conhecer a época de sua formação ou sedimentação, utilizando-se para isto de métodos de datação (isotópicos, arqueológicos, etc.). Se for possível estabelecer um grande número de antigas posições do nível relativo do mar, cobrindo satisfatoriamente um determinado intervalo de tempo, será possível construir uma curva de variação para este período de tempo.

## ABSTRACT

The Quaternary Period has a very short duration in the Earth's history, but it is the most important because it

represents the time interval in which we live. It is one of the most studied and known chapters or, perhaps, just for this, many are the doubts about the evolutionary history of the Earth during this period.

Multiple aspects related to the "reconstruction of the ancient sea levels during the Quaternary" are here focused. The relative sea level fluctuations are produced by true variations of the sea level (eustasy) and by changes in the land level (tectonism and isostasy). So, sea level in a certain point of the coast is represented by an "instantaneous" resultant of complex interactions between the surfaces of ocean and continent.

The changes of the relative sea levels are reconstructed through several evidence of these fluctuations, which must be recognized in time and space. To define their situation in space is necessary to know their present altitude in relation to their original altitude, that is, to determine their position in relation to the sea level during their formation or sedimentation. Their situation in time is determined by measuring the moment of their formation or sedimentation, using for this the dating methods (isotopic, archeological, etc.). When numerous ancient sea levels could be reconstructed, spreaded through a considerable time interval, is possible to delineate the sea level fluctuation curve for this period.

## 1. COMPLEXIDADE E INTERAÇÃO DOS MECANISMOS ATIVOS NO QUATERNÁRIO

### 1.1. INTRODUÇÃO

As épocas em que se produziram as glaciações, bem como as condições de sua formação, constituem a característica mais marcante do Quaternário.



Além disso, o Quaternário representa um período excepcional, porque abrange eventos atuais e antigos. A partir do conhecimento dos eventos atuais pode-se tentar compreender os eventos antigos, razão porque se diz que o presente é a chave do passado. Da mesma maneira, a partir dos registros precisos do passado, sobretudo do passado recente, para os quais temos bons controles cronológicos, podemos reconstruir os mecanismos e estabelecer as suas eventuais flutuações periódicas. Neste caso, o passado pode constituir uma chave do futuro.

Entretanto, estudos que abrangem alguns anos, décadas ou mesmo séculos, cobrirão períodos de tempo muito restritos para permitir previsões confiáveis do futuro, principalmente porque a influência do homem não poderá ser facilmente separada da evolução natural.

O controle através de datações absolutas, a abundância de dados disponíveis, a acessibilidade dos testemunhos e os estudos multidisciplinares em curso no mundo inteiro são fatores que fazem do Quaternário uma época excepcional. Finalmente, o Quaternário é a idade do homem.

## 1.2. NOMENCLATURA E DIVISÃO DO QUATERNÁRIO

O termo Quaternário foi originalmente utilizado para definir o período da Idade do Gelo ou do Homem. O seu limite inferior tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, embora nenhum acontecimento importante delimite essa transição. De fato, não corresponde ao início das glaciações nem ao aparecimento do homem. Deste modo, o termo Quaternário nos parece um tanto ilógico e talvez fosse mais normal falarmos em Cenozóico Recente. O Quaternário tem sido subdividido em duas épocas: Pleistoceno e Holoceno (Figura 1).

A base do Pleistoceno é geralmente colocada na parte

inferior (1,8 milhões de anos) ou superior (1,6 milhões de anos) do evento geomagnético Olduvai (Figura 18), de mudança da polaridade terrestre. Entretanto, nos Países Baixos admite-se geralmente que o limite Plioceno/Pleistoceno se situe na base da glaciação Pretigliana, isto é, no limite de duas épocas paleomagnéticas (Gauss/Matuyama), que está situado ao redor de 2,5 milhões de anos (ZAGWIJN, 1974).

Diz-se frequentemente que o início de formação das geleiras continentais no Hemisfério Norte teria ocorrido há cerca de 3,2 milhões de anos (SHACKLETON e OPDYKE, 1977). Entretanto esta afirmação é incorreta, porque a mudança climática que se produziu naquela época corresponde a um evento oceanográfico, isto é, fechamento do estreito de Balboa na América Central. Este fechamento propiciou a formação da corrente do Golfo e da Corrente Transpolar (BACKMAN, 1979 e MÖRNER, 1980c). Do mesmo modo, os depósitos glaciais anteriores a 2,5 milhões de anos que são encontrados na América do Sul (MERCER *et al.*, 1975) parecem corresponder a geleiras locais.

O desaparecimento de numerosas espécies animais, abrangendo numerosos fósseis característicos do Pleistoceno, e o aparecimento de uma vida totalmente nova sobre a Terra, em consequência da presença do homem e de suas atividades, nos permitem pensar que nós vivemos atualmente em uma época geológica nova, isto é, Holoceno. O limite Pleistoceno/Holoceno tem sido estabelecido em torno de 10 000 anos A.P. (MÖRNER, 1976). Este limite tem sido escolhido em função de uma mudança climática radical que ocorreu há 10 000 anos passados em toda a região noroeste da Europa. Porém, este limite parece ilógico em outras partes do mundo. É o caso da porção nordeste do Canadá Ártico, onde o último máximo glacial (Estádio Cockburn) parece ter ocorrido há 8 000 anos (ANDREWS *et al.*, 1972), isto é, durante o Holoceno Inferior. As épocas são divididas em idades glaciais e interglaciais que, por sua vez, são divididas em

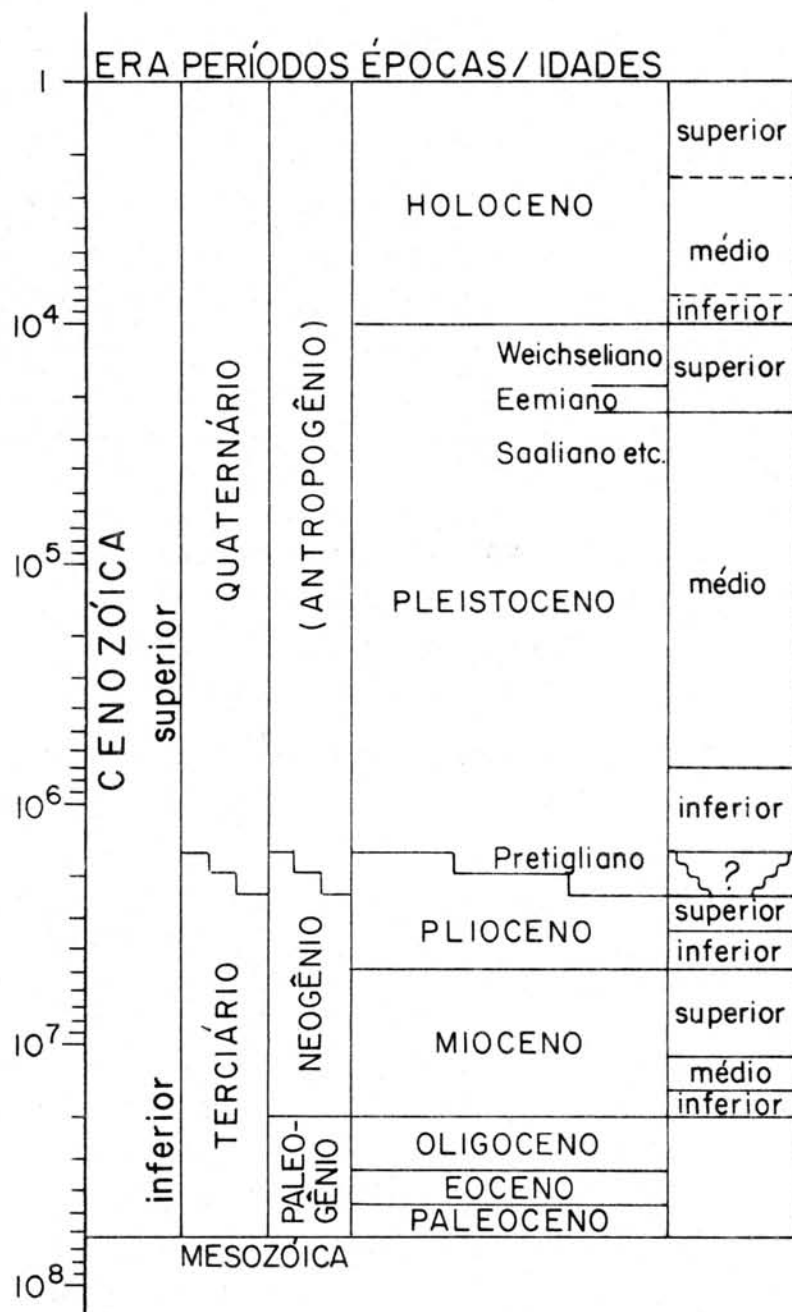


Fig. 1 - Cronoestratigrafia geral dos últimos 100 milhões de anos (escala de tempo logarítmica)

sistemas locais ou regionais. Algumas dessas subdivisões têm sido adotadas extra-oficialmente e são muito utilizadas.

### 1.2.1. Pleistoceno

O Pleistoceno abrange várias alternâncias glaciais e interglaciais. No início das pesquisas apenas uma "Grande Idade do Gelo" tinha sido reconhecida. Mais tarde PENK e BRUCKNER (1909) identificaram na região alpina os seguintes períodos glaciais: Günz, Mindel, Riss e Würm. Posteriormente, EBERL (1930) acrescentou a estas quatro fases glaciais as glaciações Danau e Biber.

A seqüência reconhecida e adotada na Holanda, baseada nos depósitos de geleiras continentais da Fenoscândia, também compreendem seis períodos glaciais: Pretigliano, Eburoniano, Menapiano, Elsteriano, Saaliano e Weichseliano.

Na América do Norte a seqüência clássica adotada compreende quatro períodos glaciais: Nebraskaniano, Kansaniano, Illinoiano e Wisconsiniano.

A partir de dados fornecidos pelos sedimentos de mares profundos ERICSON *et al.* (1961), definiram inicialmente cinco períodos frios. Mais tarde, as variações do conteúdo de oxigênio 18 dos sedimentos de mares profundos (SHACKLETON e OPDYKE, 1973 e 1976 e DONK, 1976), bem como as seqüências de depósitos loéssicos europeus (KUKLA, 1975), sugeriram que tenham ocorrido cerca de 17 rápidas alternâncias entre condições glaciais e interglaciais (FINK e KUKLA, 1977 e KUKLA, 1977). As clássicas alternâncias glaciais/interglaciais da Europa e da América do Norte estão representadas na Tabela 1. É interessante constatar que recentemente KUKLA (1977) tem "recomendado abandonar o mais rapidamente possível a terminologia clássica em todas as correlações inter-regionais e basear a cronoestratigrafia nas curvas de variação do oxigênio 18 dos testemunhos de sedimentos de mares profundos". As discrepân

cias entre os dados continentais e marinhos constituem uma das razões fundamentais da nossa incompreensão da evolução climática quaternária. Além disso, os dados que nós utilizamos estão repletos de lacunas e de interpretações e correlações inadequadas. Até mesmo as localidades-tipos são freqüentemente mal escolhidas (KUKLA, 1977).

O Pleistoceno é dividido em: Inferior, Médio e Superior. O Pleistoceno Inferior corresponde ao intervalo de tempo compreendido entre a base do Pleistoceno, no estratotipo, ao limite Matuyama/Brunhes (inversão do campo magnético). O Pleistoceno Médio corresponde ao intervalo de tempo que se estende do início da época paleomagnética Brunhes à base do último interglacial. O Pleistoceno Superior representa o intervalo de tempo compreendido entre o último interglacial e o último glacial. Pode-se acrescentar a essas três subdivisões um arbitrário "Pleistoceno Muito Inferior" cobrindo o intervalo de tempo entre o começo da glaciação Pretigliana até a base do Pleistoceno clássico.

O último período glacial tem sido objeto de estudos detalhados. Entretanto, as suas subdivisões bem como as correlações inter-regionais ainda apresentam numerosos problemas. Desta maneira, o início da última glaciação ainda não foi estabelecido. Três estádios glaciais principais separados por períodos de condições interestaduais parecem constituir as características principais da última glaciação (Veja Tabela 2). O máximo do primeiro estádio glacial parece ter tido uma extensão para o sul, inferior aos outros (MÖRNER, 1977a). Ele foi seguido de um longo intervalo de tempo ao longo do qual as geleiras continentais praticamente desaparecem. O máximo do segundo estádio glacial (Wisconsiniano Inferior e Weichseliano Inferior) foi importante e parece estar situado entre 50 000 e 60 000 A.P. (Antes do Presente). Entre os máximos do segundo e terceiro estádios glaciais decorreu um longo período com caracterís-

Glacial	Glacial	Glacial
Interglacial	Interglacial	Interglacial
	Flandriano	Recente
Würm <sup>II</sup>	Weichseliano	Wisconsiniano
Riss-Würm <sup>II</sup>	Eemiano	Sangamoniano
Riss	Saaliano	Illinoiano
Mindel-Riss	Holsteiniano	Yarmouthiano
Mindel	Elsteriano	Kansaniano
Günz-Mindel <sup>II</sup>	Cromeriano	Aftoniano
Günz <sup>II</sup>	Menapiano	Nebraskaniano
Danau-Günz <sup>II</sup>	Waaliano	
Danau	Eburoniano	
	Tigliano	
Biber	Pretigliano	
Calota alpina	Calota fenoscandiana	Calota laurentidiana

TABELA 1 - Esquemas clássicos de alternâncias glacial/interglacial das calotas glaciais alpina e fenoscandiana, na Europa, e laurentidiana, na América do Norte, listadas das mais novas para as mais antigas, sem considerar eventuais correlações regionais (O glacial Nebraskaniano parece ser correlacionável ao Pretigliano da Europa).

Divisão principal	Características gerais	Tempo (A.P.)
		10 000
	Deglaciação oscilatória (estadiais/ interestadiais)	
Último glacial superior		18 000
	Máximo glacial III	
		23 000
Último glacial médio	"Complexo" interestadial	interestadial estadial interestadial estadial interestadial
		50 000
Último glacial inferior	Máximo glacial II	
		Incerto
Último glacial mais inferior	Grande interestadial	
		Desconhecido
	Máximo glacial I	
		Desconhecido

TABELA 2 - Características gerais do Último Glacial (Weichseliano, Würmiano e Wisconsiniano). A seqüência sedimentar "Grande Pile" do NE da França parece oferecer a cobertura mais completa deste período (e.g. WOILLARD, 1979; MÖRNER, 1981).

ticas interestaduais (Wisconsiniano Médio e Weichseliano Médio). Este período encontra-se há cerca de 23 000 anos A.P., com o início do Weichseliano e do Wisconsiniano Superior cujo máximo situa-se há aproximadamente 20 000 anos, terminando há cerca de 10 000 anos A.P. (8 000 anos A.P. na América do Norte).

### 1.2.2. Holoceno

Já vimos que a base do Holoceno pode ser colocada há 10 000 anos A.P. Outros eventos climáticos que poderiam ser escolhidos parecem ser de 13 000/12 700 anos A.P. e de 8 000 anos A.P. Encontra-se na literatura oceanográfica uma idade de 11 000 anos A.P., se bem que este valor seja completamente arbitrário.

Na América do Norte tem-se frequentemente atribuído a denominação Recente (com "R" maiúsculo) à época pós-Wisconsiniana, que apresenta características climáticas interglaciais e que abrange aproximadamente os últimos 7 000 anos. Na Escandinávia o termo "Pós-glacial" (sempre com "P" maiúsculo quando ele designa a unidade cronoestratigráfica) é empregado para designar o período que se inicia com a melhoria climática radical, ocorrida há cerca de 10 000 anos A.P., e com o recuo das frentes glaciais das morenas do "Younger Dryas" (Tabela 3). Entretanto, não se deve esquecer que o termo "Pós-glacial" é também um termo faciológico correspondente a condições não-glaciais (MÜRNER, 1973b). Frequentemente tem-se atribuído o nome Flandriano ou Interglacial Flandriano à época interglacial atual. Embora a origem cronoestratigráfica do termo "Flandriano" não seja corretamente definida, ele tem sido muito empregado. O uso dos termos Flandriano e Pós-glacial deveria ser reservado à região noroeste da Europa, onde eles tiveram origem, e termos locais correspondentes deveriam ser utilizados em outras regiões do mundo.

O Holoceno é frequentemente dividido em: Pré-boreal,



		Sub-atlântico	2 200	2 200
Holoceno	Pós-glacial e/ou	Sub-boreal	5 000	5 800
		Atlântico	7 750	8 000
	Flandriano	Boreal	9 700	9 700
		Pré-boreal		
			10 000	10 000
Pleistoceno		"Younger Dryas"	10 950	10 950
		"Alleröd"	11 750	11 750
		"Older Dryas"	11 900	11 900
	Último glacial e/ou	"Bölling"	12 350	(12 350)
		"Fjäräs"	12 400	(12 400)
	Parte superior do Weichseliano Superior	"Ågard"	12 700	(12 900)
		Báltico Inf.	13 100	(13 250)
		"Vintapper"	13 700	(13 700)
	(cobertura glacial)			

TABELA 3 - Subdivisão cronoestratigráfica do sul da Escandinávia: épocas mundiais, períodos locais do norte da Europa (e/ou idades), e subdivisão do Pós-glacial e Último Glacial com as cronologias baseadas em radiocarbono e varve, respectivamente.

Boreal, Atlântico e Sub-Atlântico. Esta subdivisão é originária da Escandinávia e a sua utilização fora da Europa é ilógica.

Da mesma maneira, o Holoceno pode ser subdividido em: Inferior, Médio e Superior. Porém os seus limites não estão muito claramente estabelecidos. O termo é naturalmente mal empregado quando inclui idades mais antigas que 10 000 anos como, quando se fala por exemplo, em Transgressão Holocênica para designar a totalidade das transgressões que se produziram após o máximo glacial de 20 000 anos passados.

### 1.3. ESTRATIGRAFIA, CRONOLOGIA E CORRELAÇÃO DO QUATERNÁRIO

Inicialmente nós devemos reconhecer no campo um depósito ou um evento (estratigrafia), depois tentamos atribuir-lhe uma idade (geocronologia) e finalmente devemos correlacionar ou comparar o nosso testemunho com outros registros locais, regionais ou mundiais (correlação). A identificação e a interpretação estratigráficas podem estar ligadas a problemas conhecidos ou, o que é pior, a problemas desconhecidos que, por sua vez, podem apresentar maior ou menor importância. Lacunas estratigráficas (hiatos) podem simplesmente resultar da falta de informações. A determinação de idade é sempre uma questão importante e pode-se dizer que ela constitui sempre a principal fonte de erros. As correlações propostas ou estabelecidas dependem sempre da precisão e da confiabilidade da datação. Vejamos alguns exemplos que ilustram este fato:

a) As principais glaciações pleistocênicas (Tabela 1) não podem ser correlacionadas com segurança entre si ou com os 17 períodos frios indicados pelas curvas de variação de oxigênio 18 dos testemunhos de sedimentos de mares profundos.

b) A duração e as características do último interglacial são mal conhecidas.

c) Não se conhece, contrariamente ao que se diz frequentemente, a época do início do último interglacial e nem a sua correlação com as curvas de variação de oxigênio 18.

d) As flutuações climáticas e glaciais da última glaciação, anteriores a 50 000 anos A.P. (alcance máximo aproximado do método do radiocarbono), têm uma cronologia imprecisa e por conseguinte todas as correlações são mais ou menos duvidosas. Frequentemente deve-se utilizar uma datação indireta. Assim, por exemplo, o último máximo glacial (20 000 anos A.P.) pode ser identificado pela morena mais recente nas zonas glaciais, pelos depósitos de loess ou outros fenômenos periglaciais mais recentes nas zonas periglaciais, pela última regressão de maior amplitude em zonas litorâneas e pelo último período de máxima aridez em várias regiões equatoriais.

Este método está todavia sujeito a incertezas e erros. Deste modo, antigamente, os períodos chuvosos eram correlacionados com os máximos glaciais e posteriormente verificou-se que esta relação era falsa na maioria dos casos. Mais importante é estabelecer sistemas cronoestratigráficos locais. Segundo HEDBERG (1972) as hierarquias das classificações são as seguintes:

a) Unidades cronoestratigráficas

Nomes	Exemplos
Eon	Fanerozóico
Era	Cenozóica
Período ou sistema	Quaternário
Época ou série	Pleistoceno e Holoceno
Idade ou estágio	Weichseliano e Eemiano (Europa)
Crono ou cronozona	Allerød e Bolling (Europa)

## b) Unidades litoestratigráficas

Grupo

Formação

Membro

Camada

## c) Flutuações glaciais e climáticas

Glacial/Interglacial

Estadial/Interstadial

Fase/Intervalo

Stoffel/Sub-intervalo

As duas últimas unidades não são freqüentemente utilizadas em benefício do stadial/interstadial. Deste modo, o termo interstadial tem sido comumente empregado para designar um reaquecimento, que pode ter uma duração de 10 000 a algumas centenas de anos.

## d) Magnetoestratigrafia

## Exemplos

Épocas	Gauss, Matuyama, Brunhes, etc.
Acontecimentos	Jaramillo, Olduvai, etc.
Excursões	Blake, Laschamp, lago Mungo, etc.

## 1.4. GLACIAÇÕES QUATERNÁRIAS E SUA ORIGEM

O acúmulo de neve e de gelo e a formação e o desenvolvimento de geleiras necessárias às enormes calotas de gelo das "Idades do Gelo" são uma função das deteriorações climáticas, cuja origem é controvertida. As glaciações e os climas das "Idades do Gelo" tiveram repercussões consideráveis sobre toda a Terra. Deste modo ocorreram os seguintes fenômenos:

a) A zonação climática da Terra e os sistemas de circu

culação atmosférica e oceânica foram modificados.

b) Em consequência das regressões glácio-eustáticas o nível dos oceanos sofreu um rebaixamento importante.

c) Os substratos rochosos das regiões glaciais foram deformados pela sobrecarga do gelo (a profundidade de subsidência é da ordem de 1/3 da espessura da cobertura glacial).

d) A velocidade de rotação da Terra, a distribuição das massas, o campo de gravidade, etc. foram afetados.

e) Os fenômenos geológicos, tais como, erosão, sedimentação, pedogênese, movimentos crustais, etc. foram também modificados. As regiões submetidas às glaciações são facilmente reconhecidas graças aos mecanismos erosivos e deposicionais característicos.

#### 1.4.1. - As geleiras continentais atuais

Presentemente existem geleiras continentais importantes na Antártida e na Groenlândia e geleiras menores nas zonas de altas latitudes e nas regiões montanhosas. Deve-se lembrar que essas geleiras continentais existem embora hoje em dia estejamos em um período de condições climáticas interglaciais. Então elas não são características das "Idades do Gelo". A existência de geleira continental na Antártida é naturalmente uma função da posição dos terrenos subjacentes. O início da formação desta geleira continental deve então estar ligado à época em que o continente antártico passou a ocupar a sua posição polar. A geleira continental da Groenlândia parece ter-se formado um pouco após o fechamento do estreito de Balboa, que propiciou a formação da corrente do Golfo e da corrente Transpolar.

Se a geleira continental antártica se fundisse totalmente o nível do mar elevar-se-ia de cerca de 59 m. Se o mesmo ocorresse com a geleira da Groenlândia o nível do mar subiria de 6 m, enquanto que todas as outras geleiras não causariam

uma ascensão superior a 0,5 m (FLINT, 1971).

No Mioceno Superior e no Plioceno Inferior ocorreu uma grande expansão das geleiras, claramente mais importante que a cobertura glacial atual; trata-se da glaciação denominada de Rainha Maud.

#### 1.4.2. As geleiras continentais das "Idades do Gelo"

Na Europa, as glaciações foram caracterizadas sobretudo pelas geleiras continentais da Fenoscândia e dos Alpes e, na América do Norte, pelas geleiras continentais Laurentides e Cordilheira. Grandes geleiras foram formadas em diversas áreas da Ásia, dos Andes (particularmente as geleiras do sul da Argentina e do Chile), da Nova Zelândia, da Tasmânia, do sudeste da Austrália, das ilhas de regiões árticas e antárticas e sobre as altas montanhas (como o Kilimandjaro na zona equatorial da África). O conjunto de todas estas acumulações de gelo representa menos de 2% do volume total do que existia na época das "Idades do Gelo".

A cronologia das glaciações no decorrer do Quaternário constitui um problema importante. Baseado nas modificações dos valores de  $^{18}O$  nos sedimentos de mares profundos (SHACKLETON e OPDYKE, 1973 e 1976) e nas seqüências de "loess" européias (FINK e KUKLA, 1977 e KUKLA, 1977), foi possível evidenciar 17 fases glaciais separadas entre si por períodos interglaciais. Entretanto, quando se considera que as seqüências de "loess" incluem, ao mesmo tempo, não só as mudanças glaciais/interglaciais mas também mudanças estadiais/interestadiais (o que parece mais provável) e quando se considera que as variações de  $^{18}O$  representam não somente mudanças no volume das geleiras mas também alterações de volume da água no Oceano Ártico devidas a forças gravitacionais (MÖRNER, 1978), não se pode reconhecer mais que cerca de metade desses períodos glaciais/interglaciais. Esta última hipótese é baseada no fato que, sobre as

curvas de variação de  $^{18}O$ , a última glaciação é representada pelos estádios 2, 3 e 4 e parte do estádio 5.

Freqüentemente tem-se falado que o início da formação das geleiras continentais tenha ocorrido há 3,2 milhões de anos (BERGGREN, 1972; SHACKLETON e OPDYKE, 1977). No entanto, essa afirmação é dificilmente defensável (BACKMAN, 1979 e MÖRNER, 1980c). Atualmente, pensa-se que a formação das geleiras continentais tenha se iniciado há cerca de 2,5 milhões de anos, que corresponde na Europa ao início da glaciação pretigliana. Vimos que o evento climático que aparece há cerca de 3,5 milhões de anos sobre as curvas de variação de  $^{18}O$  dos sedimentos de mares profundos deveria corresponder ao fechamento do estreito de Balboa na América Central.

#### 1.4.3. A formação das geleiras continentais

A formação das geleiras alpinas e das continentais é uma função da temperatura e das precipitações. As geleiras continentais atingiam em geral uma espessura de cerca de 3 km. As de Laurentides tinham, segundo FLINT (1971), cerca de 2,2 km de espessura e as da Fenoscândia possuíam, segundo MÖRNER (1979), aproximadamente 3 km de espessura. A Figura 2 mostra a dinâmica de uma geleira continental. A neve se acumula, transforma-se em gelo, afunda-se e escorre para fora. A fusão na periferia controla tanto o avanço quanto o recuo da frente de uma geleira. A geleira se desloca continuamente rumo à periferia erodindo a superfície rochosa e arrancando fragmentos de rochas que são depositados posteriormente nos depósitos marginais. A geleira continua ativa enquanto o escoamento para o exterior continua. É importante notar que este escoamento para as bordas prossegue mesmo durante os períodos de rápido recuo das geleiras. O esquema da Figura 2 representa uma geleira continental de forma simétrica, entretanto, na realidade as geleiras continentais são mais ou menos complexas. A geleira de Lauren-

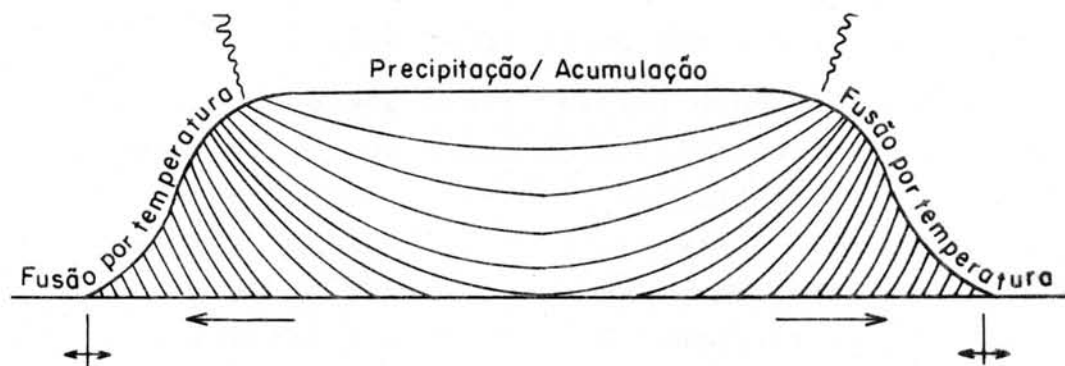


Fig. 2 - Dinâmica geral de uma geleira continental. Verifica-se um movimento interno contínuo para baixo e para fora. As condições da margem (setas opostas) dependem do equilíbrio entre este movimento e a fusão.

tides era composta de diversos domos ou centros de escoamento que agiam mais ou menos independentemente no início e no fim da glaciação Wisconsiniana. A geleira elíptica da Fenoscândia tinha um centro de escoamento alongado, que mudava de posição em função do tempo e de sua geometria.

Do ponto de vista dinâmico as coberturas glaciais podem ser classificadas em duas categorias: as geleiras "quentes" ou de base úmida e as geleiras "frias" ou de base seca. As geleiras "quentes" deslocam-se plasticamente sobre o substrato e os túneis de água de fusão localizam-se na base. As geleiras "frias" estão diretamente em contato com a superfície do substrato, com ou sem uma pequena diferença de temperatura. O movimento principal processa-se seja no interior do pacote de gelo, seja no limite geleira/substrato rochoso, e até no interior do substrato rochoso (o que explica o grande poder erosivo de certas geleiras). Os túneis de água não estão, desta maneira, necessariamente localizados na base da cobertura glacial. Uma parte das geleiras Laurentides comportou-se como uma geleira "fria". Frequentemente as conclusões de estudos efetuados so



bre as geleiras atuais de montanha são aplicadas na interpretação dos paleomecanismos de coberturas glaciais continentais. Entretanto, isto pode introduzir graves erros pois nada nos permite imaginar que elas tenham funcionado da mesma maneira.

Diz-se freqüentemente que teria ocorrido uma defasagem de tempo entre uma mudança climática e a resposta glacial correspondente. No entanto, as pesquisas de campo confiáveis não confirmam esta assertiva. Na verdade parece que, contrariamente, as geleiras tenham reagido de modo extremamente rápido às variações climáticas. De fato, não se constata qualquer defasagem. Os supostos retardamentos parecem ser desprezíveis, estando compreendidos dentro da margem de erro das datações.

#### 1.5. AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS QUATERNÁRIAS E SUAS CAUSAS

As Idades do Gelo não são exclusivas do Quaternário (Figura 3), e mesmo as glaciações quaternárias podem ter tido início no Terciário, segundo indícios em sedimentos submarinos paleogênicos e neogênicos encontrados em várias partes do mundo (Atlântico Norte e Sul, Antártida, etc.). Glaciações continentais estiveram presentes, por exemplo, no Proterozóico Inferior (África, América do Norte e Austrália Ocidental), no Proterozóico Superior (todos os continentes exceto Antártida), no Cambriano (África, Bolívia e Europa), no Ordoviciano Superior/Siluriano Inferior (América do Norte, América do Sul, África e Europa) e no Permocarbonífero (Gondvana: América do Sul, África, Arábia, Austrália, Antártida, Índia e Nova Zelândia), segundo HAMBREY e HARLAND (1981). No Brasil, as evidências de glaciações pré-quaternárias acham-se representadas principalmente pelas seguintes unidades geológicas: Grupo Macaúbas (Proterozóico), Grupo Trombetas (Siluriano Inferior), Formações Itararé/Aquidauana/Batinga (Permocarbonífero) e Formação Cabeças (Devoniano), esta de caráter duvidoso (HAMBREY e HARLAND, 1981).

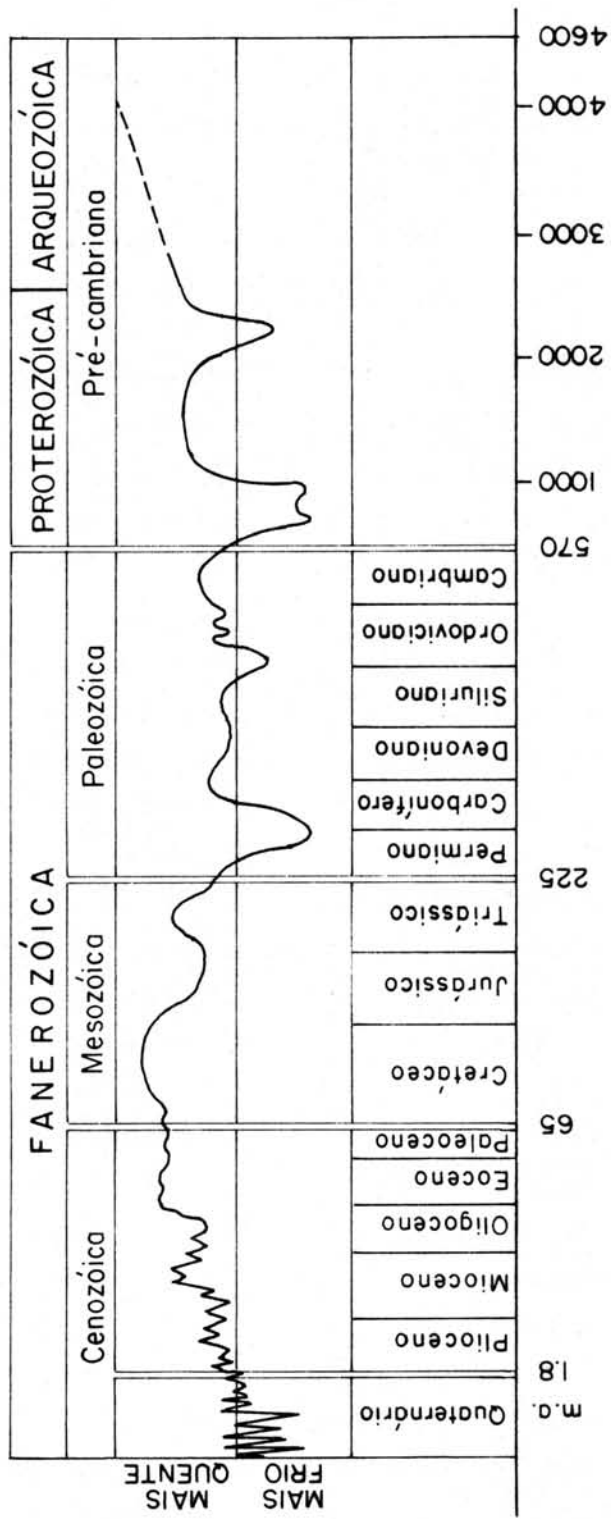


Fig. 3 - Mudanças paleomagnéticas generalizadas, através da história da Terra, em relação às condições atuais (modificado de FRAKES, 1979). Tempo em m.a. (milhões de anos) com quatro mudanças na escala (linhas duplas).

Admite-se que as alternâncias glacial/interglacial durante o Quaternário tenham sido causadas por mudanças climáticas cíclicas. O mais surpreendente é que estas alternâncias parecem ter-se iniciado bruscamente há cerca de 2,4 milhões de anos (ou 2,1 milhões de anos). Isto mostra que uma espécie de "idade limiar" desempenhou um papel muito importante no início das flutuações climáticas quaternárias.

Numerosas teorias têm sido propostas para explicar a causa dos períodos glaciais e das mudanças cíclicas glacial/interglacial que se produziram no decorrer do Quaternário. No entanto as palavras-chaves são: "complexidade e interação" e parece totalmente absurdo procurar um único mecanismo. As variações climáticas podem ser de curta duração e de longa duração (Figura 4) e certamente esses dois tipos de variações possuem origens diferentes. As mudanças climáticas compreendem tanto variações cíclicas quanto variações escalonadas. As mudanças climáticas podem variar, simultaneamente, em amplitude e frequência em função do tempo. Extrapolações de supostos ciclos podem dar resultados ilusórios. Uma nítida distinção deve ser estabelecida entre os mecanismos causadores, que dirigem e modelam as mudanças climáticas. Diversos parâmetros que têm sido considerados como característicos de mudanças climáticas mostram geralmente íntimas correlações entre si. Porém isto pode corresponder, seja a uma relação do tipo reação em cadeia, seja a um desenvolvimento paralelo de origem muito comum como está ilustrada na Figura 5. Um testemunho de mudança climática pode corresponder a uma mudança completamente local. Por outro lado, um testemunho local pode ser a expressão local de uma mudança climática global. O significado de um testemunho depende muito da posição geográfica do mesmo no interior da zona climática. De fato, na borda de zona climática, uma pequena variação pode ter um efeito muito grande, enquanto que no meio da zona climática o efeito da mesma variação pode ser fraco ou nulo.

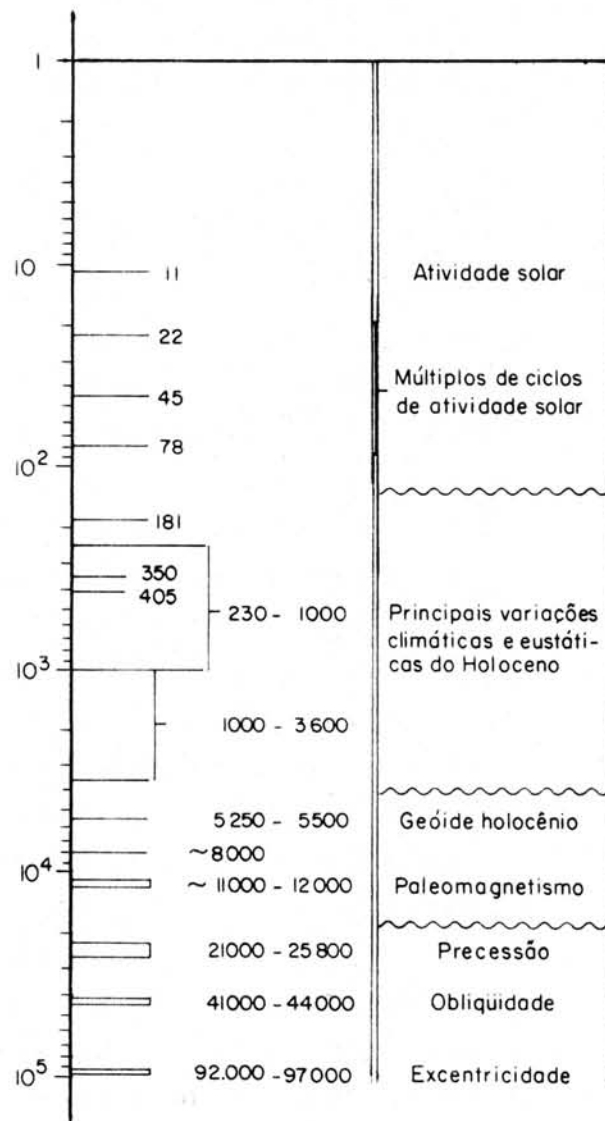


Fig. 4 - Algumas ciclicidades relacionadas (coluna esquerda) e suas origens (coluna direita) com escala de tempo logarítmica (em número de anos).

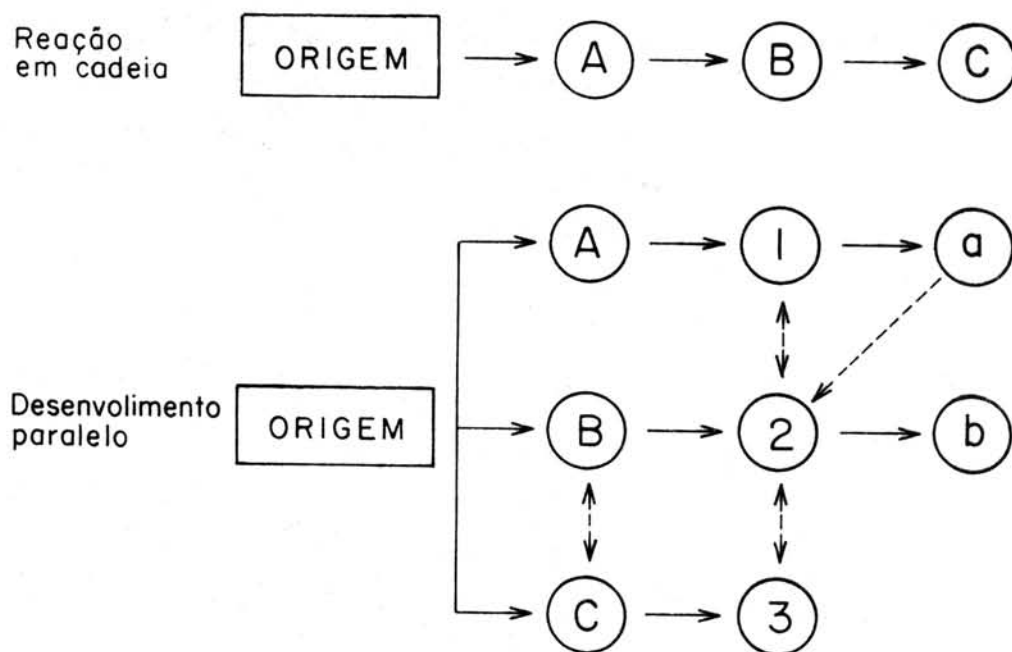


Fig. 5 - Correlações paleoclimáticas podem representar uma reação causal em cadeia ou um desenvolvimento paralelo de origem comum (Seg. MÖRNER, 1978).

A origem das variações paleoclimáticas é complexa e resulta da interação de diversos fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos. Assim, não existe uma única causa para uma mudança climática, mas sim a interação de duas ou mais causas. Os mecanismos suscetíveis de provocarem variações paleoclimáticas estão associados com diversos fenômenos, entre os quais podemos destacar os seguintes:

a) Atividade solar - A atividade solar varia com o ciclo das manchas solares (de aproximadamente 11 anos, em média) ou com seus múltiplos ( $N \times 11$  anos), constituindo-se em variações de período curto. Processos de períodos mais longos estão associados com os ciclos astronômicos de 567 anos e 1134 anos, onde a atividade solar seria estimulada por um efeito de maré devido à conjunção da maioria dos planetas do sistema solar (FAIRBRIDGE *et al.*, 1977). Segundo McCREA (1975) durante o movimento do Sol no interior da Galáxia, ocorreriam períodos de maior ou menor acreção de matéria interestelar. Períodos de maior acreção corresponderiam a passagens por regiões contendo nuvens de poeira de densidades variadas, o que tornaria o Sol mais luminoso a medida que a energia potencial gravitacional fosse liberada sob forma de calor.

De qualquer modo, com a variação da atividade solar há um aumento ou diminuição da quantidade de calor irradiado sobre a Terra, resultando pois em mudanças climáticas. Além da variação da intensidade luminosa, é preciso considerar mudanças no espectro da radiação solar que, por sua vez introduzem modificações na abundância relativa dos gases atmosféricos, em particular o  $CO_2$  e o  $O_3$  (ozônio). Por outro lado, variações na redistribuição da energia solar recebida pela Terra modificam os gradientes de temperatura que vão das regiões tropicais aos polos modificando a dinâmica da circulação e das precipitações.

b) Variáveis astronômicas do sistema Sol/Terra (efeito de Milankovitch) - As variáveis astronômicas ou ciclos astronômicos que podem influenciar o clima têm um papel relevante na radiação solar efetiva que incide sobre a Terra. Esta radiação efetiva é denominada insolação e está sujeita a variações que dependem dos seguintes parâmetros planetários: excentricidade da órbita da Terra, obliquidade da eclíptica e precessão dos Equinócios (Veja item 1.5.2 deste volume). Assim, para que uma era glacial possa se instalar, a insolação deve ser tal que nas altas latitudes do Hemisfério Norte, os verões sejam tão frios que a neve e o gelo depositados no inverno não venham a se derreter. Desta maneira, estabelece-se um balanço anual positivo de neve e gelo que provoca um resfriamento progressivo da Terra.

c) Variações na densidade da matéria interestelar no espaço entre o Sol e a atmosfera terrestre - Supõe-se que as variações das densidades das partículas entre o Sol e a Terra modifiquem a taxa de absorção da radiação solar, provocando mudanças na fração que alcança a superfície terrestre.

d) Modificações da atmosfera terrestre - Além das variações no espectro da radiação solar que introduzem modificações na composição da atmosfera (ozônio =  $O_3$ ), variações das superfícies dos oceanos são responsáveis por modificações no teor em  $CO_2$  e vapor de água (efeito "estufa"). Do mesmo modo, a atividade vulcânica, ao introduzir matéria em suspensão na alta atmosfera, provoca variações na transmissividade e absorvência da radiação solar incidente, levando também a mudanças na temperatura. Por outro lado, variações do campo magnético terrestre reduzem ou aumentam o efeito de blindagem da ação dos raios cósmicos. Períodos de campo magnético menos intenso permitem uma maior penetração do fluxo cósmico primário aumentando a taxa de ionização dos átomos constituintes da atmosfera. Deste modo, resultam mudanças na taxa de absorção da radiação solar pela atmosfera.

Em geral os testemunhos paleoclimáticos nos fornecem informações fragmentárias. Mesmo quando eles são perfeitos, é difícil reuni-los em uma seqüência confiável. Todavia, existem algumas exceções. Os testemunhos de sedimentos de mares profundos e certas seqüências de "loess" européias fornecem registros contínuos dos eventos climáticos quaternários. Testemunhos de sedimentos lacustres também podem fornecer informações contínuas por um longo período de tempo do Quaternário (lago Biwa no Japão, lago Philippe na Macedônia e lago Grande-Pile na França). Entretanto a interpretação de testemunhos paleoclimáticos deve ainda enfrentar numerosos problemas de continuidade, correlação e de grau de representatividade.

#### 1.5.1. Mudanças climáticas de longa duração

Três testemunhos de sedimentos de mares profundos forneceram curvas de variação contínua de  $^{18}O$  nos dois últimos milhões de anos. Estes testemunhos foram V28-239 do oeste do Pacífico (SHACKLETON e OPDYKE, 1976), V16-205 do Atlântico equatorial (DONK, 1976) e do sítio 397 do Projeto de Perfuração Submarina Profunda (D.S.D.P.) do leste do Atlântico (SHACKLETON e CITA, 1979).

Segundo KUKLA (1977), o clima do Quaternário tem sido comandado pelas "variáveis de Milankovitch", cujas mudanças estão registradas nos últimos 1,8 milhões de anos das seqüências de "loess" européias e até 2 milhões de anos nos sedimentos do testemunho V28-239. Todavia, um exame minucioso deste testemunho revela que há, sem qualquer dúvida, uma forte tendência evolutiva nas flutuações climáticas sugeridas pela freqüência e amplitude das variações de  $^{18}O$  ocorridas nos últimos milhões de anos (Figura 6). Pode-se constatar sobre a curva de variação de  $^{18}O$  que a amplitude e a freqüência são fracas abaixo de - 13 m, que a amplitude é fraca mas a freqüência grande entre - 11 e - 13 m e que a amplitude é grande e a freqüência



fraca nos 8 m superiores. A mudança ocorrida há cerca de 0,85 milhões de anos é radical e deve ter uma causa especial. A curva de variação do  $^{18}O$  obtida a partir do testemunho do sítio 397 do D.S.D.P. (SHACKLETON e CITA, 1979) é interessante porque ela mostra algumas semelhanças entre as glaciações européias e os dados paleoclimáticos. No entanto, as informações fornecidas pela curva de variação de  $^{18}O$  do sítio 397 diferem claramente dos dados fornecidos pela curva de variação do  $^{18}O$  do Pacífico (SHACKLETON e OPDYKE, 1973 e 1976), que KUKLA (1977) considerou como sendo o registro mais sensível das variações climáticas e glaciais verdadeiras. A taxa elevada de sedimentação (0,1 mm/ano) e sua posição geográfica fazem com que as condições sejam melhores no local do sítio 397 para registrar a história glacial do norte da Europa. Além disso, as flutuações principais não mostram um ciclo de 100 000 anos mas sim de 180 000 a 200 000 anos. A Figura 7 mostra as correlações entre as informações fornecidas pelo sítio 397 e as variações glacial/interglacial do noroeste da Europa. Pode-se ver na figura que a Pretigliana começou há cerca de 2,15 milhões de anos, o que está de acordo com a idade indicada por BRUNNACKER *et al.* (1977) e URBAN (1978) e está razoavelmente de acordo com a idade de 2,5 milhões de anos indicada por ZAGWIJN (1974) e BACKMAN (1979).

As contradições entre as diversas curvas de  $^{18}O$  mostram que talvez elas não possam ser consideradas como sendo unicamente função de variações de volume de geleiras, conforme admitidas por diversos autores (SHACKLETON e OPDYKE, 1973; HAYS *et al.* 1976; KUKLA, 1977 e BLOOM, 1980).

#### 1.5.2. Mudanças climáticas de períodos compreendidos entre 100 000 e 10 000 anos

A geometria da órbita terrestre e a posição da Terra em relação ao Sol ("variáveis de Milankovitch") são relacionadas a três causas cíclicas:

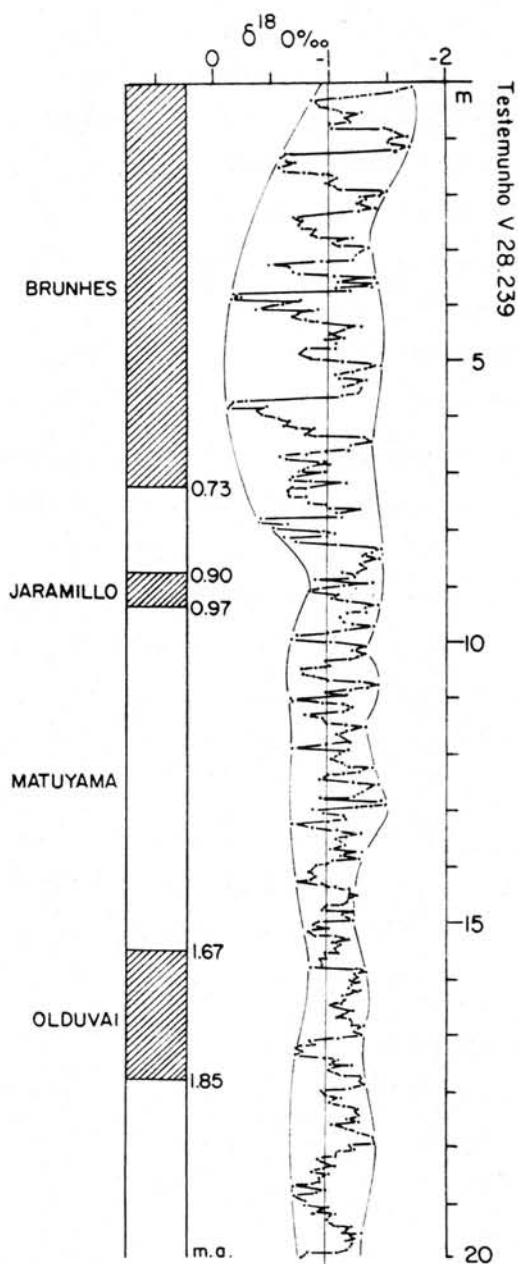


Fig. 6 - A curva-padrão de isótopo de oxigênio de SHACKLETON e OPDYKE (1976) exibe, na realidade, drásticas mudanças de amplitude e frequência com a época das flutuações registradas (Seg. MÖRNER, 1981a). Magnetoestratigrafia com o tempo em m.a. (na base).

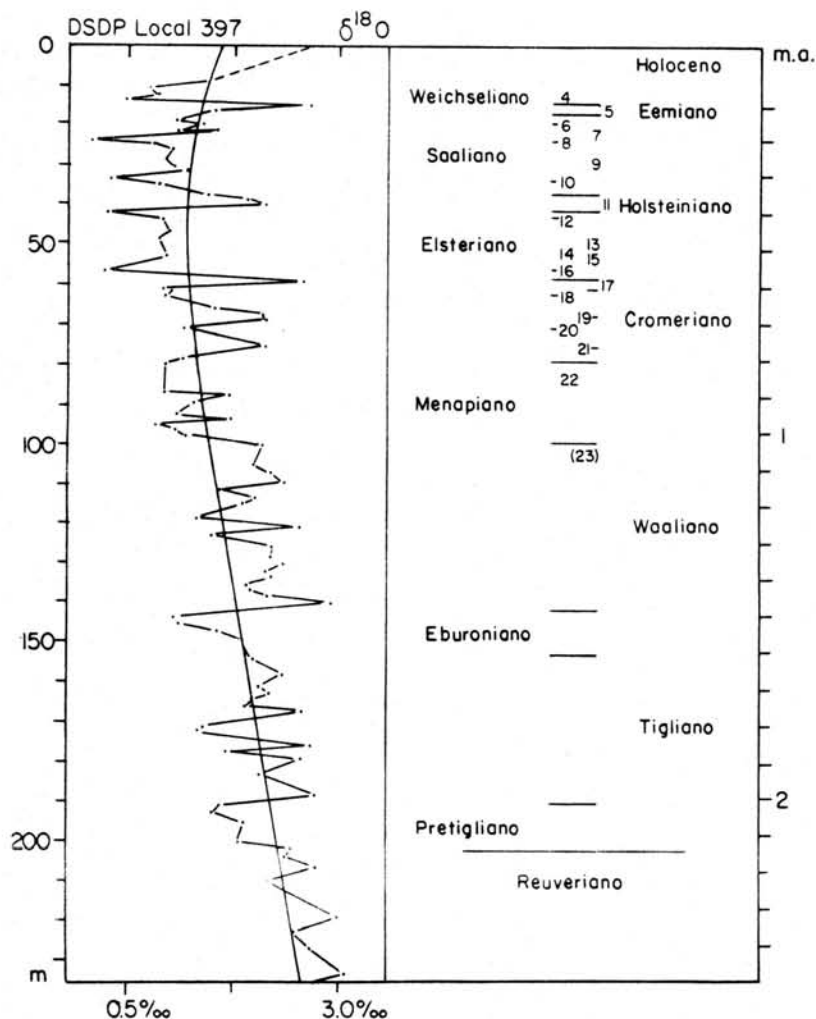


Fig. 7 - Curva de isótopo de oxigênio do local 397 do D.S.D.P. (Projeto de Perfuração Submarina Profunda) ao largo da costa oeste da África (SHACKLETON e CITA, 1979), com uma linha média adicionada para separar períodos glaciais e interglaciais. A coluna da direita fornece os glaciais e interglaciais identificados segundo o sistema europeu (as figuras denotam estágios de isótopos de oxigênio de SHACKLETON). A curva abrange os últimos 2,5 m.a. e sugere que o início das glaciações continentais (Pretigliano) ocorreu 2,15 m.a. (Seg. MÖRNER, 1981a).

a) A excentricidade da órbita terrestre em torno do Sol, que varia com uma periodicidade de cerca de 93 000 anos.

b) A inclinação do eixo de rotação da Terra, que varia de  $22,1^{\circ}$  a  $24,5^{\circ}$  com uma periodicidade de aproximadamente 41 000 anos.

c) O periélio da órbita terrestre, que varia com uma periodicidade de cerca de 21 000 anos.

Os dados astronômicos foram discutidos, por exemplo, por MILANKOVITCH (1941), VERNEKER (1972) e BERGER (1978). Numerosos autores (MESOLELA *et al.*, 1969; BROECKER e DONK, 1970; KUKLA, 1972; CHAPPELL, 1973 e IMBRIE e KIPP, 1976) disseram ter identificado as "variáveis de Milankovitch" nos registros paleoclimáticos. HAYS *et al.* (1976) baseados nos estudos de testemunhos do Oceano Índico, mostraram que as "variáveis de Milankovitch" eram a característica dominante dos registros oceanográficos dos últimos 500 000 anos. Estes autores apoiaram esta constatação admitindo que as variações de insolação (relacionadas às mudanças de órbita) constituem a ligação entre as mudanças na geometria da órbita e as variações registradas nos testemunhos de mares profundos. Entretanto, isto não é absolutamente correto. De fato, numerosas flutuações de  $^{18}O$  oceânico podem ser provocadas pelas mudanças geóido-eustáticas; estas poderiam estar ligadas às variações da órbita terrestre (Figuras 10 e 20). As incoerências da posição dos níveis marinhos de mesmas idades ao redor do mundo não estão a favor das "variáveis de Milankovitch", contrariamente às flutuações geóido-eustáticas.

A época de passagem do último interglacial ao último glacial é ainda uma questão não resolvida. Segundo CLIMAP (1976) esta passagem teria ocorrido entre 115 e 110 000 anos A.P. pois os dados continentais nos fariam supor que ela tenha se produzido há cerca de 75 000 anos A.P. (talvez, há cerca de 90 000 a 95 000 anos A.P.). Como foi demonstrado por RUDDIMAN *et al.* (1980), a zona isotópica de transição 1/5 que se situa há cer

ca de 75 000 anos A.P. (Figura 8) corresponde a um período de construção glacial de 10 000 anos no Hemisfério Norte.

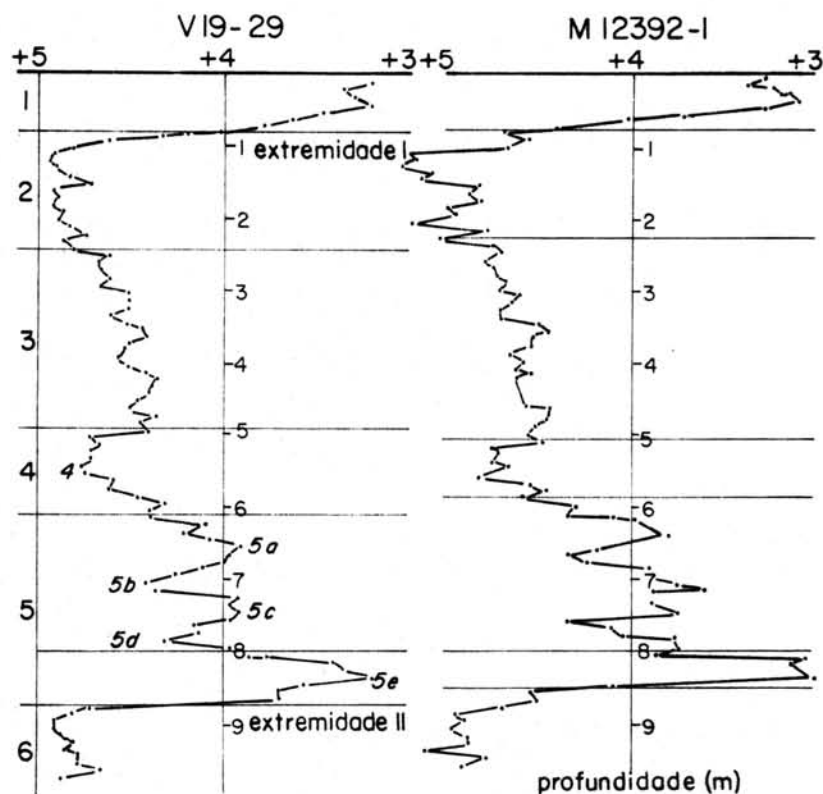


Fig. 8 - Mudanças paleoclimáticas durante os últimos 140.000 anos conforme registradas por curvas de isótopos de oxigênio oceânico (ligeiramente modificada de RUDDIMAN *et al.*, 1980). É assunto controverso se o último período glacial começou no limite 4/5a ou 5d/5e.

Em contrapartida isto não implica em que a zona 5d não represente um máximo glacial importante mas seja antes a consequência de uma redistribuição geóido-eustática de massa das águas oceânicas.

A análise paleomagnética de um testemunho lacustre de 19 m de comprimento coletado no leste da França (MÖRNER,

1977c) mostra que o campo magnético terrestre tem estado sujeito a migrações nos últimos 11 a 12 000 anos de uma maneira muito regular.

Tem-se dito sempre que as "variáveis de Milankovitch" forneciam uma cronologia "astronômica" absoluta. Entretanto, isto corresponde a uma simplificação exagerada da realidade. De fato as taxas e os sentidos das três variáveis são afetados pelas mudanças na velocidade de rotação da Terra.

### 1.5.3. Mudanças climáticas de curta duração

Para o Holoceno e Pleistoceno Superior existem numerosos registros baseados em:

a) Flutuações glaciais (PUTZEL, 1973 e SCHNEEBELI e RUTHLISBERG, 1976) - Nos Alpes, por exemplo, foram registrados períodos de avanço ou recuo de frentes glaciais de alguns anos a dezenas de anos.

b) Vários parâmetros botânicos - Deslocamentos rumo norte ou sul de certas espécies de plantas.

c) Mudanças eustáticas - Segundo MÖRNER (1973) estas mudanças são devidas à retenção de gelo sobre os continentes.

d) Registros de testemunhos de sedimentos de mares profundos (WOLLIN *et al.*, 1971 e EMILIANI *et al.*, 1975) Esses testemunhos indicam deslocamentos da fauna.

e) Variações de  $^{18}O$  de testemunhos de gelo - DANSGAARD *et al.* (1971) estabeleceram claramente, a partir da curva de variação de  $^{18}O$  de testemunhos de gelo da Groenlândia, ciclos de 75 e 181 anos.

f) Anéis de crescimento de árvores (LIBBY *et al.*, 1976) - Quando a primavera e o verão são frios os anéis são mais delgados, enquanto que suas espessuras são maiores quando as condições são mais propícias.

g) Flutuações de  $^{14}\text{C}$  (SUESS, 1970; RALPH *et al.*, 1973) - Como foi demonstrado por EDDY (1977), a atividade do radiocarb<sup>o</sup>bono aumenta e o clima se deteriora eventualmente originando "pequenas idades do gelo", durante os períodos de baixa atividade solar (mínimo de Maunder e Sporer).

h) Registros de testemunhos de sedimentos lacustres (MÖRNER e WOLLIN, 1976).

i) Variações magnéticas seculares (CREER, 1977 e TURNER e THOMSSON, 1979).

j) Dados históricos (LAMB, 1961) - Na Idade Média, por exemplo, foram registrados vários anos excepcionalmente frios que se traduziram por épocas de penúria.

Numerosos outros ciclos têm sido identificados mas as suas origens frequentemente não são claras. Diz-se, muitas vezes, que estes ciclos (quando eles não são múltiplos do ciclo de manchas solares) guardam uma frequência constante (DANS-GAARD *et al.*, 1971 e THOMSSON, 1975). Porém esta não é mais que uma afirmação e MÖRNER (1973c) mostrou que a maior parte das flutuações paleoclimáticas, por exemplo, obedece a ciclos variáveis.

Um problema importante no estudo das variações climáticas de curta periodicidade é de saber se estas mudanças representam deteriorações e melhorias globais, expressões locais de mudanças globais, ou fenômenos inteiramente locais. Sendo conhecidos todos os problemas ligados às evoluções e previsões meteorológicas poder-se-ia ficar desencorajado a analisar os registros pretéritos em detalhe. Entretanto, não estaríamos em situação melhor analisando os registros de variações de longa periodicidade, onde a informação já está perdida no processo de registro. Além disso, nos registros de paleotemperaturas é necessário fazer uma distinção entre as mudanças naturais e as resultantes da ação do homem sobre o clima.

As mudanças paleoclimáticas de curto período são também em geral de pequena amplitude, o que é bastante natural. Porém, o acúmulo de dados parece mostrar que mudanças radicais (para não dizer catastróficas) podem se produzir com periodicidades muito curtas, da ordem de 50 a 100 anos (DANSGAARD *et al.*, 1971; FLOHN, 1979 e WOILLARD, 1979)...O incremento de volume de gelo em curtos períodos de tempo pode ter sido muito importante.

#### 1.6. AS VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR

O nível atual do mar é algo que podemos medir e observar muito bem, tanto ao longo de praias como no meio dos oceanos, neste caso, graças à geodésia por satélite. Porém, os níveis marinhos pretéritos devem ser reconstruídos a partir de indicações fornecidas pelas antigas linhas de costa (contato entre o continente e o oceano). A posição dos níveis antigos que medimos no campo é então, ao mesmo tempo, função das mudanças reais no nível do mar (eustasia) e das mudanças no nível da crosta terrestre (tectonismo e isostasia), conforme está ilustrado na Figura 9. Deste modo, nós medimos então um nível relativo do mar. Como nenhuma região do mundo pode ser considerada como absolutamente estável, todas as curvas de variação do nível do mar devem ser consideradas como relativas até que as componentes eustáticas e crustais possam ser separadas.

O termo eustasia foi introduzido por SUESS (1888) para designar as mudanças do nível do oceano em oposição às mudanças do nível da crosta. Como se pensava que o nível do mar não poderia mudar senão em consequência das variações de volume de água do mar (glácio-eustasia) ou em consequência das variações de volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia), e como se pensava que essas mudanças tinham uma repercussão mundial, a eustasia foi originalmente definida como "mudança mundial do nível do mar" (FAIRBRIDGE, 1961). Com a introdução da



idéia de mudança da superfície do geóide (geóide-eustasia), o termo deve ser redefinido simplesmente como "mudança do nível do mar" (MÖRNER, 1976).

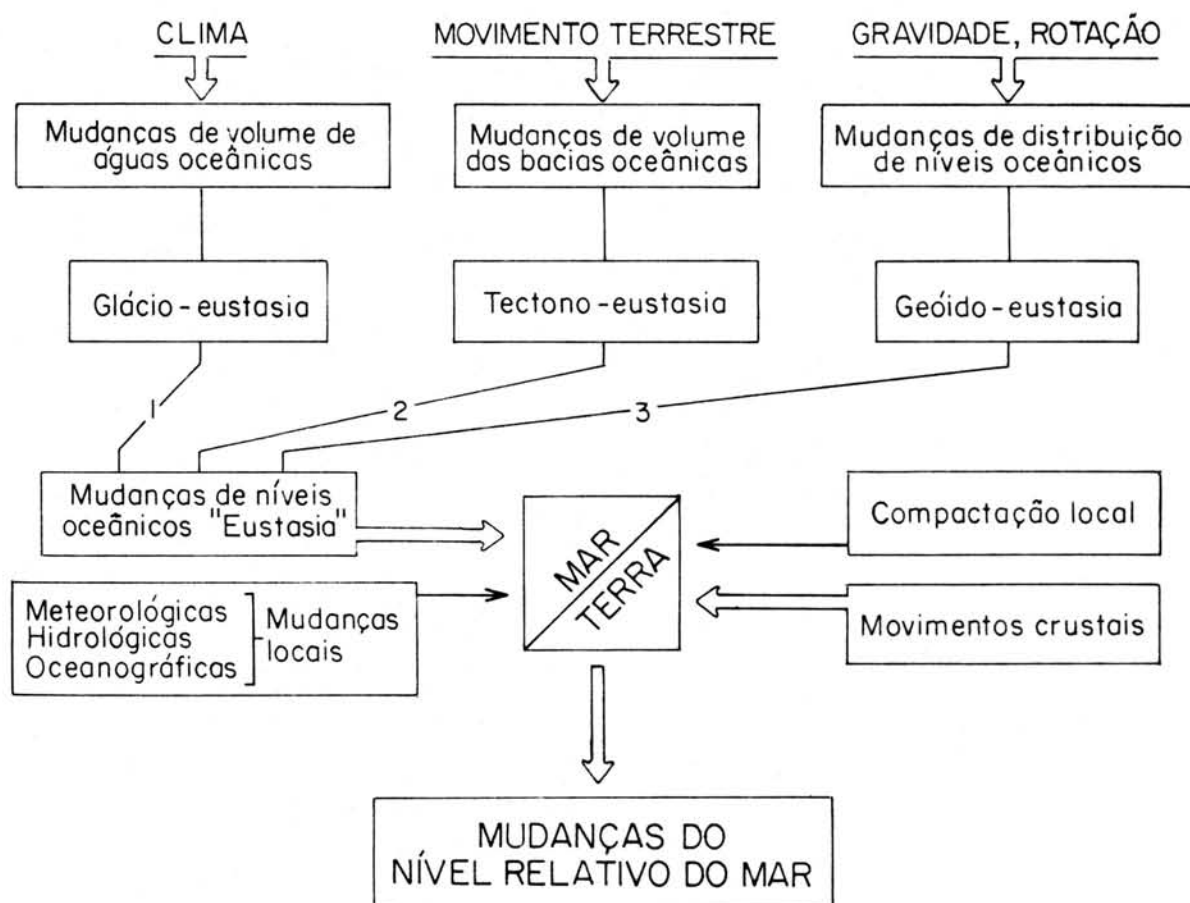


Fig. 9 - Fatores que controlam o nível do mar e o "nível do continente" sendo, portanto, responsáveis pelas mudanças do nível relativo do mar, especialmente os três fatores eustáticos principais (Seg. MÖRNER, 1980a).

#### 1.6.1. Variação da massa total das águas oceânicas

A quantidade de água contida nas bacias oceânicas depende do balanço hidrológico mundial. O equilíbrio deste balanço prevê que:

$$A + O + L + R + P + B + S + SS + G + F + J = K$$

onde as letras indicam as quantidades de água contidas respectivamente em:

- A = atmosfera,
- O = oceanos e mares,
- L = lagos e reservatórios,
- R = rios e canais,
- P = pântanos,
- B = ciclos biológicos,
- S = solos,
- SS = subsolos,
- G = geleiras,
- F = fuga de umidade atmosférica para o espaço sideral,
- J = água juvenil,
- K = valor constante.

A Tabela 4 mostra que, em primeira aproximação, os parâmetros A, L, R, P e S são desprezíveis, cuja altura equivalente de água acumulada atinge apenas cerca de 40 cm. Os parâmetros F e J, ao contrário, se bem que desprezíveis em curto espaço de tempo, podem desempenhar algum papel no decorrer das eras geológicas. Os parâmetros que têm podido desempenhar um papel importante nas variações de volume dos oceanos durante o Quaternário são os que representam as águas subterrâneas e as águas retidas pelas geleiras.

Muito pouco sabemos sobre as variações das quantidades de água retidas no subsolo, mas é suficiente pensar em uma região como o Saara e imaginá-la outrora menos desértica para compreender a que ponto o balanço hidrológico possa ser diferente do atualmente existente.

A formação e a fusão de geleiras continentais podem explicar uma boa parte das flutuações de volume dos oceanos du

Parâmetros		Volume atual (Km <sup>3</sup> )	Altura equi- valente de água (*)	Tempo médio de residên- cia
Água atmosférica	A	13 000	25 mm	8 a 10 dias
Oceanos e mares	O	1 370x10 <sup>6</sup>	2,5 km	Muito longo
Lagos e reservatórios	L	125 000	25 cm	Freqüentemente determi- nado pelo homem
Rios e canais	R	1 700	3 mm	Duas semanas
Pântanos e turfeiras	P	3 600	7 mm	Cerca de 1 ano
Águas biológicas	B	700	1 mm	Cerca de 1 semana
Umidade dos solos	S	65 000	13 cm	2 semanas a 1 ano
Água de subsolo	SS	4x10 <sup>6</sup> a 60 x 10 <sup>6</sup>	8 a 120 m	Alguns dias a várias dezenas de milhares de anos
Geleiras	G	30 x 10 <sup>6</sup>	60 m	Dezenas de milhares de anos
Umidade atmosférica escapando para o espaço sideral	F	Desconhecido	- - - - -	- - - - -
Água juvenil	J	Desconhecido	- - - - -	- - - - -

(\*) Calculada como se a água estivesse distribuída uniformemente por toda a superfície terrestre.

TABELA 4 - Estimativas de volumes de armazenagem e de tempos médios de residência dos parâmetros que compõem o balanço hidrológico mundial (Segundo UNESCO, 1971).

rante o Quaternário. Já foi visto anteriormente que foram feitas numerosas tentativas para se calcular as variações de volume de água dos oceanos em função do volume das geleiras terrestres. Muitos autores estimaram o volume das diversas geleiras quaternárias em função de suas áreas e espessuras. Embora as áreas sejam relativamente bem conhecidas as espessuras são bem menos. Então, é evidente que os cálculos de volume poderão apresentar erros muito grandes. A partir da cubagem da geleira tem-se calculado o volume de água correspondente, que tem sido distribuído sobre toda a superfície dos oceanos, mas em geral sem considerar a diferença de superfície entre os oceanos antigos (menos cheios) e os atuais. Desta maneira podem ser calculados os desnivelamentos médios entre os períodos glaciais e interglaciais. Estes cálculos, baseados em um conjunto de postulados, têm fornecido valores compreendidos entre 80 e 160m. Assim, FLINT (1971) estimou que a cota atingida por uma regressão devida a um máximo glacial seria de -132 m. Mas para MÖRNER (1979) a fusão das geleiras da Fenoscândia durante o Weichseliano teria produzido uma subida do nível do mar de 67 m, embora neste caso FLINT tenha estimado uma subida de apenas 34 m. Deste modo, considerando-se os cálculos de MÖRNER, um máximo glacial corresponderia a um abaixamento do nível marinho de 165 m (Tabela 5). PATERSON (1972) executou um cálculo de volume de gelo da geleira Laurentides, e concluiu que a sua fusão durante o Wisconsiniano teria produzido uma subida de 56 a 76m no nível do mar. Um outro método de estimar o volume das geleiras é baseado nas variações da composição isotópica da água do mar ( $^{18}O/^{16}O$ ). Inicialmente pensou-se que as curvas de variação do  $^{18}O$  indicariam paleotemperaturas (EMILIANI, 1955). Atualmente são consideradas como curvas de paleoglaçiações (DANSGAARD e TAUBER, 1971 e SHACKLETON e OPDYKE, 1973). SHACKLETON e OPDYKE (1973 e 1980) e também BLOOM (1980) têm dito que as curvas de variação de  $^{18}O$  poderiam ser transformadas em curvas de variação do nível do mar. 1% de variação de  $^{18}O$  equivale

Calota glacial	Geleiras atuais	Subida de nível há 20 000 anos A.P.
Antártida	59 m	7 m
Groenlândia	6	5
Outras geleiras atuais	0,5	
Fenoscandiana		67
Laurentidiana		76
Cordilheirana		9
Outras geleiras		2,5
Subida total do nível do mar	65,5 m	166,5 m

TABELA 5 - Volumes aproximados de geleiras durante o máximo glacial há 20 000 anos passados e hoje em dia expressos em número de metros equivalentes à subida do nível do mar (Segundo FLINT, 1971; PATERSON, 1972 e MÖRNER, 1981).

ria aproximadamente a 100 m de variação do nível do mar. Porém, a distribuição desigual em latitude das massas de água nos oceanos, mas particularmente entre o Oceano Ártico e as latitudes equatoriais, poderia ter um efeito significativo sobre os valores de  $^{18}\text{O}$  em função das mudanças médias de circulação oceânica. Os valores de  $^{18}\text{O}$  devem ser, de fato, função de diversas variáveis (Figura 10), tais como:

a) Variação de volume das geleiras.

b) Variação gravitacional das massas de água entre as regiões árticas e equatoriais.

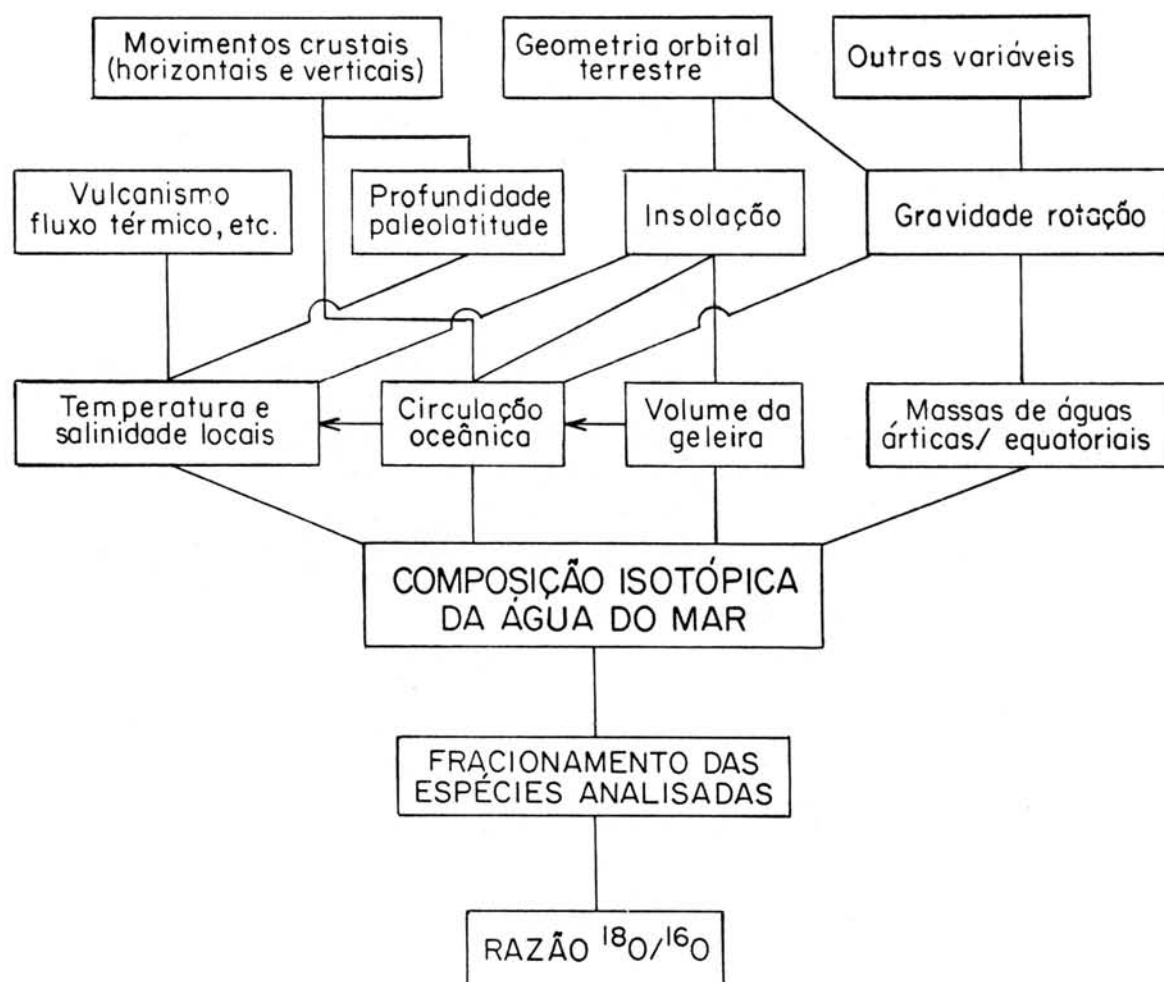


Fig. 10 - A composição isotópica de oxigênio das águas oceânicas resulta do efeito combinado de muitos fatores, que parecem variar com o tempo (Seg. MÖRNER, 1981a).

c) Variações verticais e horizontais na circulação oceânica.

d) Variação na temperatura e salinidade locais.

### 1.6.2. Massa dos oceanos e nível médio do mar

A dependência entre as variações de massa dos oceanos e do nível médio do mar é afetada por distorções em três níveis: escala global (diferença entre a massa e o volume dos oceanos), escala zonal (variações zonais da densidade e deslocamento do centro de gravidade da Terra em função da disposição das massas de gelo) e escala regional (anomalias de gravidade tais como as que produzem as deformações do geóide e desvios regionais de densidade da água).

#### 1.6.2.1. Distorções de escala global entre massa e volume

A relação entre a massa e o volume de água salgada é determinada pela influência da temperatura sobre a densidade da água, por um lado, e da salinidade, por outro. Esses dois fatores variaram no decorrer do Quaternário, tanto a longo prazo como por alternâncias ligadas às glaciações.

a) Variações da temperatura média dos oceanos, a longo prazo, após o aparecimento da calota glacial antártica.

É bastante difícil estimar a temperatura média mundial dos oceanos para épocas pretéritas. Porém, baseando-se na temperatura das águas muito profundas, que se pode estimar por medidas isotópicas, pode-se admitir que esta temperatura tenha abaixado de cerca de  $8^{\circ}\text{C}$  após o término do Mioceno, data da instalação de uma calota glacial sobre a Antártida. Esta diferença de temperatura nos dá alguma idéia da temperatura média dos oceanos, que deve ter produzido uma variação de densidade de 1%, que corresponderia para um oceano de 4 000 m a uma dife

rença de 4 m na altitude da superfície.

b) Variações alternantes entre períodos glaciais e interglaciais.

Aqui também é difícil conhecer a temperatura média dos oceanos em período glacial. Desvios indicados de 5 a 7°C nas águas superficiais não podem afetar as águas profundas, já muito próximas em período interglacial do mínimo possível. Um desvio de 2°C para a média global corresponderá a apenas 1 m no desnível do nível marinho.

c) Variações de salinidade

Parece que a longo prazo, após as primeiras glaciações até os nossos dias, não ocorreram variações apreciáveis da salinidade dos oceanos. Por outro lado, as variações entre períodos glaciais e interglaciais são calculáveis e teriam ocasionado uma elevação proporcional do nível dos oceanos um pouco superior a 1 m. Mas como esta elevação é proporcional às variações conjuntas de nível (eustáticas), ela pode ser desprezível.

#### 1.6.2.2. Distorções de escala zonal

Para um volume total determinado, a superfície do oceano mundial deveria se encontrar, em qualquer lugar, à mesma distância do centro de gravidade da litosfera em ausência de perturbações. Entre as numerosas perturbações que afetam a distância entre a superfície do oceano e o centro de gravidade da litosfera, algumas são zonais, outras regionais ou locais. Entre as perturbações zonais destacam-se dois tipos: a) perturbações geradas pela heterogeneidade zonal dos oceanos e b) perturbações geradas pelo deslocamento do centro de gravidade terrestre em consequência do desenvolvimento de calotas glaciais.

a) Perturbações geradas pela heterogeneidade zonal dos oceanos.



Enquanto as temperaturas das águas profundas são relativamente constantes, qualquer que seja a latitude, as águas intermediárias e sobretudo as superficiais têm as suas temperaturas ligadas à zona climática na qual elas se encontram. A grosso modo, pode-se considerar que abaixo de um nível situado a cerca de 1 000 m de profundidade as diferenças de densidade (excetuando-se as regiões polares) são muito pequenas para terem uma influência apreciável sobre o nível da superfície. Este nível forma então um assoalho abaixo do qual a pressão exercida pelas colunas de água das diversas zonas climáticas deve-se equilibrar. PINOT (1979) pesquisou sobre a altura precisa de uma coluna de água do mar exercendo a mesma pressão que uma coluna de água doce (à 4°C) de 1 000 m de altura e densidade 1. Ele encontrou os seguintes resultados: no Atlântico equatorial os 1 000 m superiores são formados por cerca de 700 m de água à 6°C (densidade = 1,0276; 681 m exercendo a mesma pressão que 700 m de água doce); cerca de 200 m de água a 15°C (densidade = 1,0260; 195 m exercendo a mesma pressão que 200 m de água doce) e cerca de 100 m de água a 25°C (densidade = 1,0234; 98 m exercendo a mesma pressão que 100 m de água doce). Neste caso, uma coluna de água do mar de 974 m equilibrará 1000 m de água doce de densidade 1. PINOT fez o mesmo cálculo para uma região situada aproximadamente a 60° de latitude norte, com 500m de água a 0,5°C, 300 m de água a 5°C e 200 m a 10°C e chegou à conclusão que são suficientes 972 m para equilibrar 1 000 m de água doce. A perturbação produzida na superfície é então da ordem de 2 m. A consequência desta influência de temperatura das águas sobre o nível do mar é que, conservando o mesmo nível médio mundial, uma modificação de temperatura da superfície em uma dada zona climática pode ocasionar uma mudança do nível do mar. Este fenômeno tem sido chamado de "termo-eustasia".

b) Perturbações geradas pelo deslocamento do centro de gravidade terrestre em consequência do desenvolvimento de calotas glaciais.

O desenvolvimento de calotas glaciais importantes nas vizinhanças dos polos deve provocar um deslocamento do centro de gravidade do globo em relação ao da litosfera (THOULET, 1890). PINOT (1979) tentou estimar a importância deste efeito supondo a calota antártica mais espessada de 500 m sobre a totalidade de sua superfície de 15 000 000 km<sup>2</sup>. Este volume suplementar de gelo de 7 500 000 km<sup>3</sup> com densidade 0,9 representa uma massa equivalente de 1/670 000 da massa total da Terra, colocada em um dos polos ao invés de ser distribuída como hoje por todos os oceanos. O efeito deve resultar em um deslocamento do centro de gravidade da ordem de 1/670 000 do raio terrestre, isto é, 10 m rumo ao polo sul. Este deslocamento deve ter consequência como um desnível sistemático do nível do oceano, que será positivo no Hemisfério Sul, negativo no Hemisfério Norte e praticamente nulo no Equador. Em período pleni-glacial é possível que a formação das calotas boreais compense mais ou menos o espessamento da calota antártica. Mas o deslocamento da gravidade terrestre deve ser importante nos períodos de desequilíbrio entre as duas zonas polares, seja porque tenha havido um atraso na fusão parcial da calota antártica, seja porque ocorra uma franca oposição de fase entre os máximos glaciais boreais.

#### 1.6.2.3. Distorções de escala regional

##### a) Anomalias de gravidade

Abstraindo-se as perturbações devidas à densidade da água, ao vento e a diversas ondas, o nível do mar pode ser considerado horizontal, isto é, perpendicular à vertical do lugar. As deformações da vertical pela presença de massas densas, seja em profundidade (intrusões de materiais densos ou cadeias de montanhas submarinas), seja lateralmente (relevos próximos ao litoral ou massas glaciais) introduzem então deformações na superfície do oceano. A maior parte dessas causas de anomalia

é permanente mas os desvios devidos à presença de calotas glaciais se modificam ao mesmo tempo que a massa dessas calotas e desaparecem com elas.

b) Irregularidades da superfície do geóide

O geóide ou nível marinho geodésico é a superfície equipotencial do campo de gravidade. A superfície atual do geóide é altamente irregular com "tumores" e "fossas" de várias dezenas de metros (Figura 11). Os desvios entre a superfície do geóide e a superfície do elipsóide regular mais aproximado são importantes: o geóide é 62 m mais alto no canal da Mancha, 67 m mais alto em torno de Nova Guiné, 79 m mais baixo nas ilhas Seychelles e 29 m mais baixo nas ilhas Lucaias. A superfície do geóide é conhecida com boa exatidão graças à geodésia por satélite, tendo sido possível levantar mapas da superfície do geóide (GAPOSCHKIN, 1973). Qualquer mudança em um fator afetando a taxa de rotação ou a distribuição da gravidade resultará em deformação da superfície do geóide (Figura 11). Então, a forma do geóide pode claramente mudar através do tempo. Isto significa que o nível do oceano pode simultaneamente abaixar em uma região e subir em outra. Neste caso, como é o nível do oceano e não o da crosta que varia, pode-se dizer que esta variação é eustática.

Como consequência de uma redistribuição das massas no interior da Terra, ocorrendo ao nível da interface núcleo/manto e da crosta/astenosfera, pode-se esperar por mudanças na configuração do geóide (paleogeóide e variações eustático-geoidais). Estas mudanças podem resultar de dois tipos de variações ou da sua combinação:

- Deriva horizontal, parcialmente irregular, das feições principais do relevo correspondente à superfície paleogeoidal;

- Variações verticais da intensidade do campo de gravidade, parcialmente de grande escala, levando a contrações e

expansões da superfície paleogeoidal.

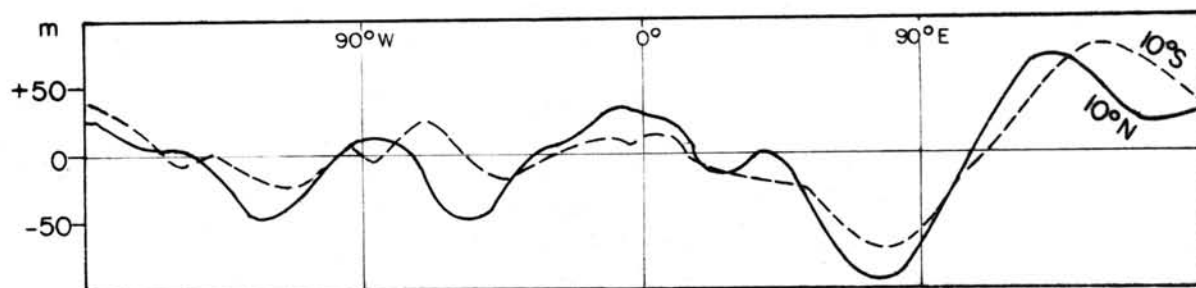


Fig. 11 - Dois perfis de geóide mostrando o desvio em metros do elipsóide de rotação (Seg. MÖRNER, 1980a). O fator eustático geoidal causa o mesmo tipo de deformação através do tempo.

Estes efeitos implicam logicamente em um aumento ou diminuição das protuberâncias e depressões do relevo da superfície paleogeoidal. Nas bordas de um continente essas variações traduzir-se-ão por um efeito transgressivo se a amplitude da depressão paleogeoidal diminuir. Reciprocamente, na situação oposta, isto é, de uma diminuição de uma protuberância ou de um aumento de uma depressão paleogeoidais, resultarão um efeito regressivo.

O primeiro tipo de mudança pode ser identificado no Holoceno e o melhor exemplo é dado pela diferença existente entre as curvas eustáticas regionais do Brasil e do noroeste da Europa (Figura 12). O segundo tipo de mudança pode ser identificado pelas variações de longo período que são produzidas durante o Plioceno e Cretáceo. Entretanto, este tipo de mudança pode também ser produzido pelo ciclo de precessão que gera expansões e contrações fora de fase no Oceano Ártico e regiões equatoriais. Este fenômeno poderia explicar as flutuações dos valores de  $^{18}O$  dos testemunhos de sedimentos de mares profundos e a existência de níveis marinhos contraditórios em certas

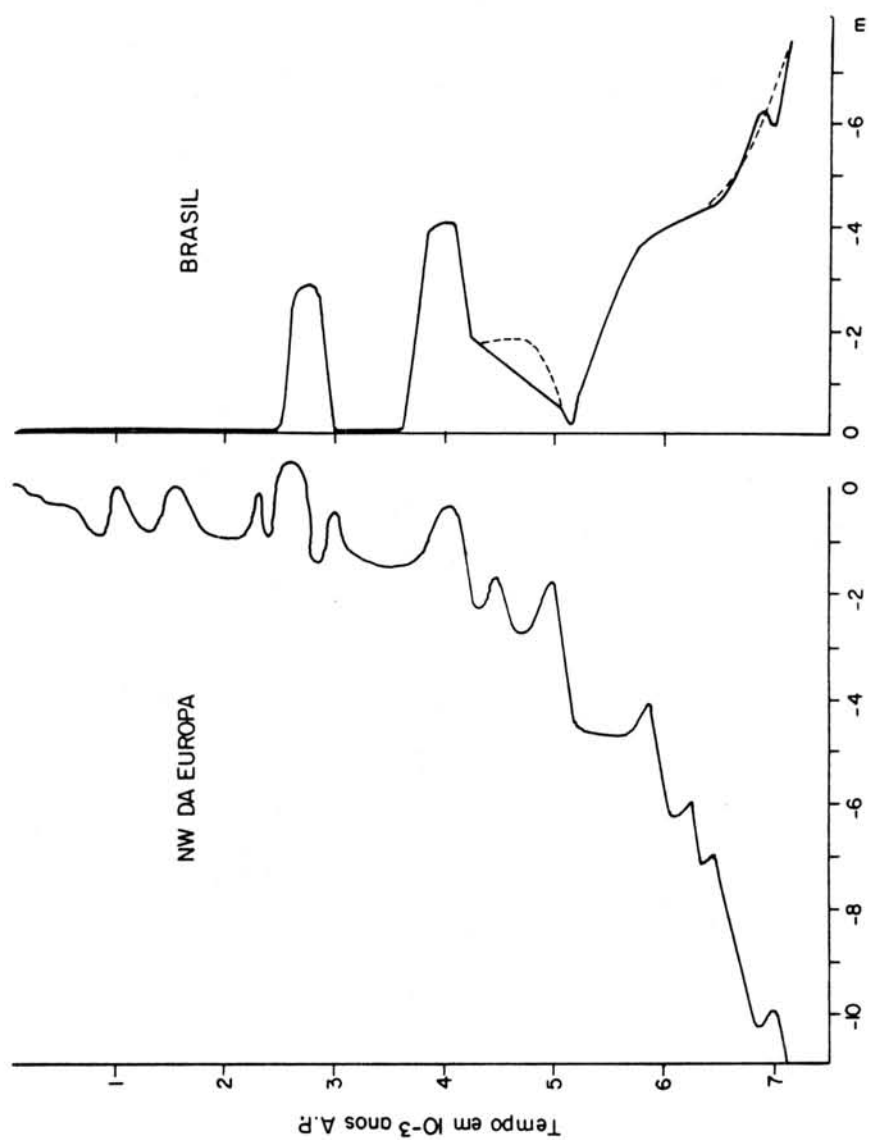


Fig. 12 - Comparação entre duas curvas eustáticas regionais (sem o efeito das componentes crustais); a primeira do noroeste da Europa e a outra do Brasil (Seg. MÖRNER, 1981b). As curvas são muito diferentes e estão fora de fase (comumente com sinais opostos), indicando origem ligada a mudanças do geóide e não a glácio-eustasia, como muitas vezes se tem falado.

épocas (por exemplo, há cerca de 30 000, 115 000 e 130 000 anos A.P.).

Com o aparecimento do conceito de geóido-eustasia, não é possível falar em curvas eustáticas globais mas somente de curvas eustáticas regionais (ou locais).

c) Efeito das correntes carreando águas superficiais de temperaturas variáveis. A ação das correntes marinhas carreando para uma zona climática, águas de temperatura diferente da normal para aquela zona pode provocar anomalias de escala regional do mesmo gênero daquelas que descrevemos em escala zonal. Por exemplo, ao longo da costa leste da América do Norte, as águas frias da corrente do Labrador são tão densas que a superfície do mar situa-se 1 m abaixo do nível normal a leste de Terra Nova, enquanto que as águas quentes da corrente do Golfo estão 0,4 m acima próximo às Lucaias. Neste lugar, onde as águas frias mergulham sob as águas quentes, a diferença de nível entre as massas de água é ainda de 0,5 m. Logo, parece que a substituição de uma massa de água por outra, no decorrer de uma flutuação climática, pode modificar localmente o nível do mar, sem que geralmente este fator introduza diferenças superiores a 1 m.

### 1.6.3. Deformação da litosfera e sua consequência sobre o nível médio do mar

O nível do mar, alterado zonalmente ou regionalmente por todas as causas evocadas acima, situa-se então a uma certa distância do centro de gravidade da litosfera. Mas não é esta distância que nós medimos no campo, pois estudamos as indicações de níveis marinhos pretéritos. Com o tempo, um certo número de novas causas de desvios, entre elas variações de massa total dos oceanos e flutuações do litoral, são introduzidas pelo movimento da litosfera, algumas independentes das variações do nível do mar e outras, ao contrário, provocadas por estas variações.

### 1.6.3.1. Deformações da litosfera independentes das variações de massa dos oceanos

Essas deformações são aquelas comumente tratadas sob a designação "neotectônica" e resultam da deformação das massas continentais sob o efeito de um agente interno ou dos movimentos isostáticos relacionados à sobrecarga ou a alívio de carga.

#### a) Tectônica de placas

A teoria de tectônica de placas distingue na crosta terrestre duas partes diferentes: a) litosfera e b) astenosfera. A litosfera é constituída de uma camada resistente e móvel, bastante delgada. Ela pode resistir a esforços de cisalhamento da ordem de centenas de "bars" a 1 000 "bars" e terremotos podem ser aqui produzidos. A astenosfera, que se encontra logo abaixo da litosfera, estende-se até cerca de 800 km de profundidade. A sua viscosidade é baixa e aí ocorrem movimentos de convecção. Esta camada não resiste a esforços de cisalhamento e portanto não ocorrem terremotos.

Vários autores propuseram modelos constituídos de número variável de placas litosféricas com movimentos relativos entre si. As regiões de acreção (adição) estão situadas no meio das dorsais oceânicas. A destruição da borda de uma placa processa-se pelo afundamento sob uma outra placa. Podem ser reconhecidos dois casos:

- Se a placa acavalada é oceânica, ela afunda-se na astenosfera. A feição morfológica superficial do limite entre duas placas é, neste caso, um conjunto fossa oceânica - arco insular (ilha em arco) ou então um conjunto fossa oceânica-cordilheira, conforme a placa que acavala seja oceânica ou continental, respectivamente.

- Se a placa acavalada é continental, sua baixa densidade impede que ela se afunde e os fenômenos destrutivos tornam-se mais complexos.

No primeiro caso, a feição mais típica é uma forte sismicidade. A cada grande terremoto abrem-se rupturas que podem estender-se por centenas de quilômetros com deslocamentos verticais superiores a 10 m. A consequência desses sismos se manifesta nas placas que acavalam por uma tendência ao levantamento generalizado, às vezes por várias centenas de quilômetros a partir do eixo da fossa. Este levantamento é equilibrado, mais longe, por uma tendência à subsidência sobre uma zona que pode ser mais ampla. No caso de colisão entre duas placas continentais as zonas de instabilidades sísmicas e tectônicas são muito mais extensas e os levantamentos ou subsidências podem ser muito importantes. Conhecem-se em Cachemira depósitos marinhos pleistocênicos situados a 1 500 m de altitude (PIRAZZOLI, 1976).

A hipótese de tectônica das placas e dos processos que a acompanham implicam em uma modificação quase contínua da forma da bacia oceânica. Infelizmente, os conhecimentos atuais não permitem desvendar as consequências desses movimentos nas variações do nível mundial dos oceanos. Todavia, pode-se imaginar que exista um certo equilíbrio entre a acreção e a destruição. Por outro lado, nas regiões próximas às bordas das placas ou, de um modo geral, as regiões caracterizadas por atividades sísmicas ou vulcânicas, são tectonicamente muito instáveis podendo ocorrer variações importantes do nível relativo do mar. Conforme a teoria de tectônica das placas as deformações ocorrem somente nas bordas mas também podem aparecer às vezes intumescências no interior das placas mais ativas.

#### b) Isostasia

Em geral, acredita-se que a matéria que constitui a astenosfera é mais densa que a da litosfera, apresentando-se viscosa pelo incremento de temperatura e pressão. A litosfera estaria então flutuando sobre as camadas mais profun-



das. A maior ou menor emersão de suas partes dependerão de sua densidade e de sua espessura. Qualquer modificação de peso ou de espessura ocasionarão, em consequência, variações da emersão até que um novo equilíbrio isostático seja estabelecido. Os continentes submetidos à erosão são aliviados de peso e pelo efeito do equilíbrio isostático tendem a emergir. O transporte dos sedimentos corresponde a um deslocamento de carga rumo às planícies aluviais, às plataformas continentais e aos fundos submarinos. Do mesmo modo, durante um período interglacial, o fundo do mar estará sujeito a uma carga adicional devida, de um lado, à água de degelo das calotas glaciais e, por outro lado, aos sedimentos que a erosão e as correntes aí fazem chegar. A tendência dominante, na ausência de outras perturbações, será então de subsidência e a parte central dos oceanos deverá se abater mais que as litorâneas. Porém, na realidade, os litorais se encontram em uma posição intermediária entre a emersão continental e o abatimento oceânico. Onde a sedimentação litorânea é importante a subsidência poderá predominar, enquanto que em costas rochosas sem sedimentação poderá ocorrer uma lenta emersão. Outros fenômenos isostáticos estão ligados às variações da massa dos oceanos.

#### 1.6.3.2. Deformações da litosfera tendo causas comuns com as variações da massa dos oceanos

A armazenagem de águas nas geleiras no decorrer dos períodos frios provocou sobrecargas nas regiões cobertas por calotas glaciais. Esta sobrecarga de gelo ocasionava a subsidência das zonas afetadas por geleiras e sua posterior emersão em consequência da sua fusão. Os princípios da glácio-isostasia têm sido discutidos por numerosos autores (NANSEN, 1922, DALY, 1934; CATHLESS, 1975; MÖRNER, 1979). A deformação e a compensação glácio-isostática dependem da geologia do manto. Existem duas alternativas:

- Se ocorre uma astenosfera de baixa viscosidade no manto superior a alternância carga/descarga será compensada por transferências horizontais na astenosfera. O tempo requerido para o equilíbrio será curto.

- Se as características reológicas do manto são mais ou menos uniformes a alternância carga/descarga repercutirá sobre o manto inteiro, como foi discutido por CLARK e FARRELL (1976) e CLARK *et al.* (1978). O tempo de compensação será muito mais longo que no primeiro caso. Os dados sobre a glácio-isostasia da Fenoscândia mostram, sem dúvida, que o modelo de astenosfera de baixa viscosidade é o que melhor se aplica a esta região (MÖRNER, 1980b), conforme ilustrado na Figura 13. Este fato está plenamente de acordo com os cálculos de ARTYUSKOV (1971) e as deduções teóricas de MESSNER e VETTER (1976). Os dados da Fenoscândia mostram que a litosfera possui uma rigidez a flexura muito maior que geralmente admitida (CLARK e BLOOM, 1979).

#### 1.6.3.3. Deformações da litosfera provocadas di- retamente pelas variações de massa dos oceanos

Certamente a carga e a descarga da água sobre as plataformas continentais no decorrer dos períodos glaciais e interglaciais, respectivamente, geram deformações do tipo flexura continental. Este fenômeno recebeu o nome de "hidro-isostasia" (HIGGINS, 1965; MAITERA, 1966 e BLOOM, 1967). Durante os períodos de sobrecarga, a plataforma continental afunda e a ârea continental adjacente se levanta. O fenômeno inverso ocorrerá durante os períodos de alívio de carga. É evidente que este fenômeno variará em função da largura da plataforma continental. Do mesmo modo, é claro que as zonas externas da plataforma (mais carregadas) serão mais deformadas que as internas (menos carregadas). Então, sobre uma mesma radial os níveis

de referência sofrerão deformações diferentes. Desta maneira, nas regiões emersas, os testemunhos situados hoje em dia no interior do continente terão sofrido deformações diferenciais em relação aos testemunhos situados na linha de costa. Então é mais correto construir curvas de variação utilizando-se as indicações altimétricas dos testemunhos situados ao longo da linha de costa.

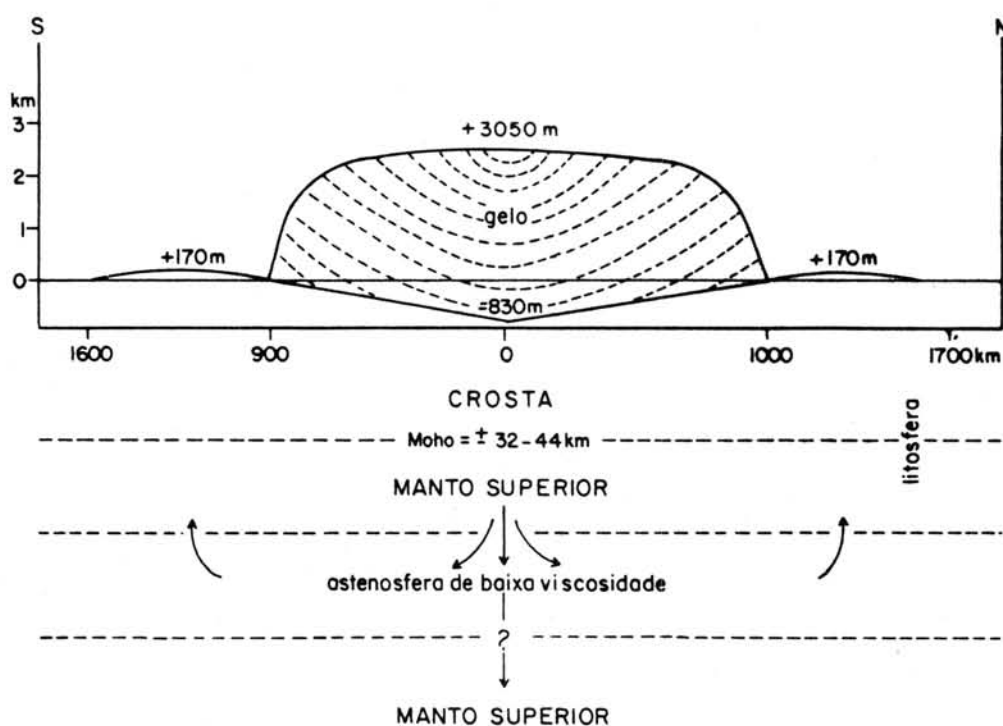


Fig. 13 - Deformação da litosfera pela calota glacial da Fenoscândia durante o máximo da última glaciação (Seg. MÖRNER, 1979 e 1981a). A relação de massa entre o cone elíptico pressionado para baixo e do anel de intumescimento circundante é 1:1, indicando uma perfeita compensação através de movimentos em uma astenosfera de baixa viscosidade.

Como o principal mecanismo geológico, a longo prazo, corresponde a uma lenta subsidência do fundo oceânico, a sobrecarga da água correspondente à transgressão eustática poderá gerar uma resposta hidro-isostática (acelerando os movimentos a longo prazo) enquanto que a diminuição da carga durante uma regressão eustática terá provavelmente pouco ou nenhum efeito hidrostático. As costas margeando as zonas de subducção, por exemplo, do Chile, devem elevar-se no decorrer de uma transgressão porque o mecanismo de expansão do fundo oceânico deve ser acelerado por uma subida eustática.

#### 1.6.4. Nível marinho médio local e nível máximo

Certos indicadores do nível marinho estão associados ao nível de maré alta. Neste caso é suficiente uma variação da amplitude das marés para modificar a altitude desses indicadores sem que o nível médio seja alterado.

Mesmo para níveis marinhos holocênicos, próximos ao atual, conhecem-se diferenças locais de amplitudes de marés. Elas são observadas cientificamente há um século nos estuários controlados, como o do Sena (LE FLOCH, 1961). A estreita dependência existente entre as características da maré, em um ponto de uma baía, e a forma da baía foi realçada por POLLI (1955). Uma variação mesmo mínima da morfologia repercute imediatamente nos valores dos parâmetros das marés. A erosão e a sedimentação, a subsidência, o levantamento ou o basculamento tectônico, as mudanças de nível do mar igualmente introduzem modificações na forma de uma baía e, portanto, na sua amplitude de marés. JOHNSON (1912) discutiu vários casos teóricos de mudanças de nível do mar em consequência das variações de amplitude das marés. A Figura 14 ilustra certas modificações provocadas pela formação ou destruição de um cordão litorâneo na entrada de uma baía. Vários testemunhos de pretensos níveis marinhos holocênicos estão situados no interior de estuários, outrora ampla

mente abertos e hoje em dia estrangulados por flechas arenosas. PINOT (1979) dá o exemplo do estuário do Sienne (França), onde um depósito antigo de vasa estuarina situa-se 3 m acima do depósito atual correspondente. O testemunho está situado no fundo de um estuário que outrora tinha uma forma de funil com uma entrada de 4 km de largura, seguida de estreitamento progressivo até o fundo. Após a construção do depósito antigo de vasa estuarina, uma flecha arenosa reduziu a entrada para 1 km de largura. Parece claro que outrora a amplitude das marés era fortemente realçada neste estuário e que o desnível entre os depósitos de vasas estuarinas antigo e moderno seja talvez o resultado da variação de amplitude das marés. Há muito tempo que se dá importância à relação S/C, entre a superfície S da bacia atrás do cordão e a seção C do canal por onde penetram as marés. Quanto mais largo e profundo é o canal tanto mais facilmente a água flui para o interior. Quanto menor for a extensão da bacia menos importante é a diminuição de amplitude das marés. O grau de amortecimento da onda de marés depende, entre outras coisas, das dimensões da passagem que a água pode utilizar. Quando essas passagens são mal definidas e a água pouco profunda a amplitude da maré diminui grandemente. Por outro lado, se as dimensões forem suficientes as marés penetram facilmente até o fundo da baía ou da laguna com valores próximos e talvez superiores aos de alto mar. Deste modo, nas turfeiras da Flórida, Estados Unidos, onde a penetração da água para o interior é pouco livre, a amplitude de maré passa de 1 a 1,2 m nas bordas a 0,45 m (com vento) e 0,1 m (sem vento) no interior. As variações de amplitude das marés podem prosseguir, às vezes, por longos períodos; na baía de Fundy (Canadá) o nível das marés cheias tem subido de 15 cm por século nos últimos 4 000 anos, sendo superior à subida do nível médio do mar (GRANT, 1970). Na porção leste do canal de Bristol (Inglaterra) as amplitudes das marés do Neolítico e da época romana teriam sido inferiores à atual de 0,9 a 1,8 m (HAWKINS, 1971). Mas as am

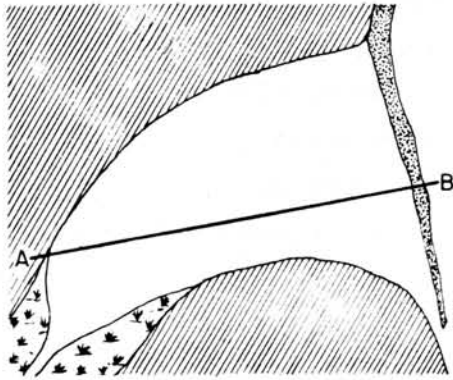


Fig. 14a - A formação ou a destruição de um cordão litorâneo provoca mudanças nas amplitudes de marés no interior de uma baía (JOHNSON, 1912).

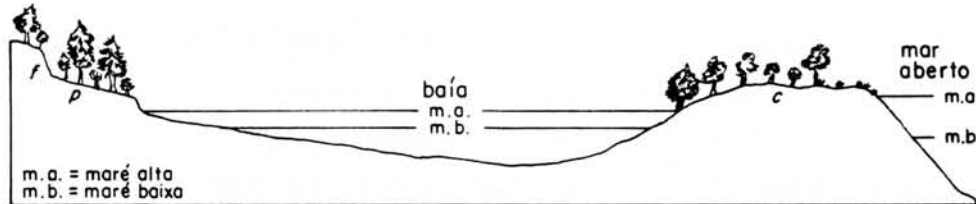


Fig. 14b - Antes da formação do cordão (c) o mar havia modelado uma falésia (f) e uma plataforma (p). Uma diminuição de amplitude de maré cria uma situação de emersão (m.a. = maré alta e m.b. = maré baixa).

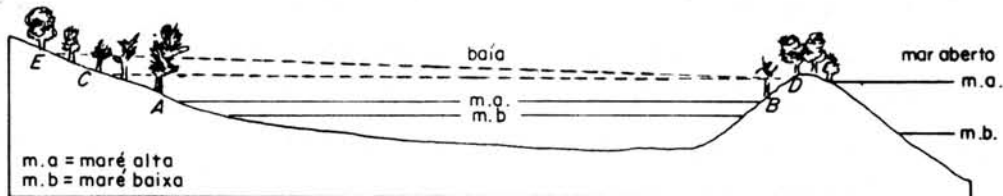


Fig. 14c - Quando a seção do canal aumenta ou ocorre a destruição do cordão, o nível de maré alta sobe a A para C ou E (caso de uma baía em "forma de funil"), produzindo uma aparente submersão.

plitudes das marés podem variar sensivelmente em curtas distâncias. Ao norte de Cotentin (França), a amplitude das marés varia de 6,22 a 8,53 m em uma distância de 20 km (ALLARD, 1950).

Todos esses exemplos mostram a necessidade de se ter em conta as margens de incertezas adequadas antes de extrapolar para o passado geológico as amplitudes atuais. Essas margens deverão ser estabelecidas com prudência nas regiões onde a amplitude de maré é elevada, onde os fenômenos de colmatagens sedimentares são importantes e onde cordões litorâneos podem ser formados ou destruídos na entrada de baías.

#### 1.6.5. Variações do nível do mar de caráter sazonal ou de curta duração

##### 1.6.5.1. Variações sazonais

###### a) Influência da pressão atmosférica

Em teoria, a um aumento de pressão atmosférica de cerca de 1 milibar deveria corresponder um abaixamento "isostático" do nível do mar de 1 cm, e vice-versa. Para que este caso ideal ocorra é necessário que a variação de pressão se estenda por vários milhares de quilômetros e que ela persista, se possível, sem vento durante vários dias. Essas condições são muito excepcionais. Não obstante, para períodos de curta duração, isto é, quando se consideram os valores médios anuais ou sazonais, a relação "isostática" parece satisfatória.

A distribuição média da pressão atmosférica sobre o conjunto dos oceanos não é constante, nem no espaço e nem no tempo. O seu valor médio anual varia de uma região a outra, o que implica em variações de sentido inverso do nível marinho. Em certas regiões e somente para aquelas o nível do mar pode ser, por exemplo, 32 cm mais deprimido que em outras regiões. Em uma mesma região, variações sazonais de pressão podem ser produzidas. Os pontos altos e os pontos baixos das flutuações



não ocorrem em todos os lugares ao mesmo tempo, existindo defasagens importantes de uma região a outra. Em certos lugares as variações "isostáticas" do nível marinho podem ultrapassar 16 cm em torno do valor médio local, porém mais frequentemente elas são inferiores de 16 cm.

b) Influência da densidade da água do mar

Uma síntese da distribuição mundial das variações sazonais do nível marinho foi realizada por PATTULLIO *et al.* (1955), com base nos registros de 419 estações mareográficas. Esses autores compararam, em seguida, os valores registrados aos níveis "estéricos", isto é, resultantes das variações sazonais de densidade da água. Eles concluem que a faixa de variação média sazonal dos níveis marinhos registrados ficou fixada entre alguns centímetros (certas ilhas de baixa latitude) e 165 cm (baía de Bengala). As flutuações sazonais parecem relativamente mais importantes nas regiões de monções do oeste do Pacífico e do oceano Índico, no mar Vermelho e golfo Pérsico, na costa oeste do golfo do México e da América Central, no oceano Atlântico ao norte de 60°, no golfo do Alasca e no mar do Japão. Em cada um dos dois hemisférios, o nível marinho é baixo durante a primavera e alto no outono. No conjunto as variações sazonais serão, em média, de 11 cm com máximo de 25 cm. A componente salina, inferior a 5 cm em dois terços dos casos, alcança alguns decímetros no golfo de Bengala (41 cm), na costa oriental do continente asiático entre Formosa e Hokkaido (Japão), e em algumas outras regiões. Porém, é principalmente nas baixas latitudes que o fator "estérico" (stérique) aparece predominante. Rumo às altas latitudes, por outro lado, a ação da pressão atmosférica torna-se mais importante.

c) Outros fatores que provocam variações sazonais do nível do mar

Os efeitos "isostáticos" (efeito da pressão atmosférica)



rica) e "estéricos" (efeito da densidade da água do mar) não podem explicar totalmente as variações sazonais do nível marinho. Entre outras causas pode-se citar o vento. De fato, quando há ventos constantes, próximos à costa, podem formar-se acumulações de água que fazem subir localmente o nível marinho.

#### 1.6.5.2. Variações de curta duração

Fenômenos pouco freqüentes podem provocar a subida do mar, durante curtos períodos, a níveis anormalmente altos. Se as mudanças morfológicas provocadas por uma onda de tempestade são freqüentemente resultantes da ação de vagas atuando a um nível excepcionalmente alto, "tsunamis" podem também provocar importantes modificações topográficas em um tempo muito breve, mesmo em mar calmo. Além disso, um "tsunami", que se propaga através de um oceano, deixaria traços de sua passagem sobre as costas de vários continentes, enquanto que uma onda de tempestade se manifesta em geral sobre uma região limitada.

Após a passagem de uma onda de tempestade ou de "tsunami", vencendo barreiras naturais ou destruindo-as, vastas regiões ficam inundadas e podem sofrer, neste caso, modificações morfológicas duráveis. De fato, após a inundaçãõ, a água do mar fica estagnada às vezes por longo tempo, deixando registros estratigráficos que podem causar problemas de interpretação.

##### a) As ondas de tempestade

O efeito da força de atrito pelo vento soprando sobre uma superfície de água depende da velocidade do vento e do estado da superfície que, por sua vez, é função do vento. Arrastada pelo vento, a água se movimenta, gerando correntes. Quando essas massas de água atingem regiões pouco profundas, como no interior de baías, de estuários ou de golfos, será produzida uma acumulação de água próxima à costa e o nível marinho au

menta rapidamente. Se, por outro lado, a ação dos ventos ocorrer das costas para o mar, o nível da água tenderá a baixar.

O efeito das vagas sobre fundos que se elevam suavemente pode ser comparável ao do vento. Massas de água são lançadas para frente aumentando a acumulação de água próxima à costa. Sobre uma praia, por exemplo, a profundidade de água será aumentada e o efeito das vagas se fará sentir até mais longe e a níveis mais altos. Na entrada de uma laguna, de um estuário ou de um delta o escoamento da água para o mar será dificultado, tornando mais graves as inundações eventuais. A ação conjugada desses fenômenos pode provocar, em algumas regiões, uma subida temporária do nível marinho de vários metros. Felizmente, o máximo das ondas de tempestade coincide só raramente com a maré alta.

b) "Tsunamis" (maremotos)

Uma onda marinha produzida por movimentos telúricos é chamada de "tsunami" em japonês, "maremoto" em português, espanhol e italiano, "tidal wave" em inglês e "raz de marée" em francês. Na maior parte dos casos essas ondas resultam de terremotos. Elas podem também ser causadas por deslizamentos litológicos ou submarinos e por explosões submarinas como, por exemplo, do Krakatoa. As ondas de origem sísmica ou vulcânica, assim geradas, podem propagar-se por distâncias muito longas.

1.6.6. Complexidade dos fenômenos causadores das flutuações do nível marinho e impossibilidade de correlações em escala mundial

A teoria da glácio-eustasia (MAC LAREN, 1841 e DALY, 1934) implica em que cada aumento de volume das geleiras corresponda a uma regressão eustática global. Porém, segundo ZEUNER (1952) e FAIRBRIDGE (1961) parece que os ciclos de glaciações/deglaciações e regressões/transgressões tenham deixado, no de

correr do Quaternário, testemunhos situados a altitudes cada vez mais baixas. Esses testemunhos de níveis marinhos cada vez mais baixos podem representar mudanças eustáticas regionais na região mediterrânea e, também em outras regiões de baixas latitudes, mas não podem absolutamente corresponder a uma eustasia global. Em regiões como o Brasil, Austrália, África e noroeste da Europa, as mudanças eustáticas regionais incluem, entre os níveis marinhos terciários e os altos níveis interglaciais do Quaternário Recente (compreendendo o Holoceno), de zero a alguns níveis situados acima do nível atual do mar (dois níveis no Brasil, dois níveis no sudeste da Austrália, quatro na Holanda, etc.). Isto indica diferenças significativas nas variações eustáticas regionais. É verdade que essas diferenças são devidas a mudanças consideráveis do paleogeóide. Naturalmente, movimentos crustais mais rápidos e ativos do que os geralmente admitidos podem estar envolvidos.

Diz-se frequentemente que os níveis marinhos altos do último interglacial eram coerentes em idade e em altitude no mundo inteiro. Entretanto, parece que a realidade é muito mais complicada. De início, os testemunhos de níveis marinhos desta época são encontrados somente em regiões equatoriais ou de baixas latitudes (regiões de corais). Em segundo lugar, os dados disponíveis não apresentam entre si uma boa concordância, como se pode ver na Figura 15. Além disso, o número de níveis altos difere de uma região a outra. No norte da Europa e no Brasil não parece ter ocorrido mais que uma transgressão. O último máximo glacial (Wisconsin = Weichselian = Würm) ocorreu há cerca de 20 000 anos A.P. Porém, as posições dos máximos regressivos correspondentes diferem consideravelmente de uma região a outra, como se pode ver na Figura 16. Além disso, nas diferenças de níveis absolutos, notam-se grandes variações na subida do nível do mar antes e após 10 000 anos A.P. (Figura 16). Essas diferenças são certamente uma consequência da geóide-eustasia, da isostasia e de um pouco de tectonismo.

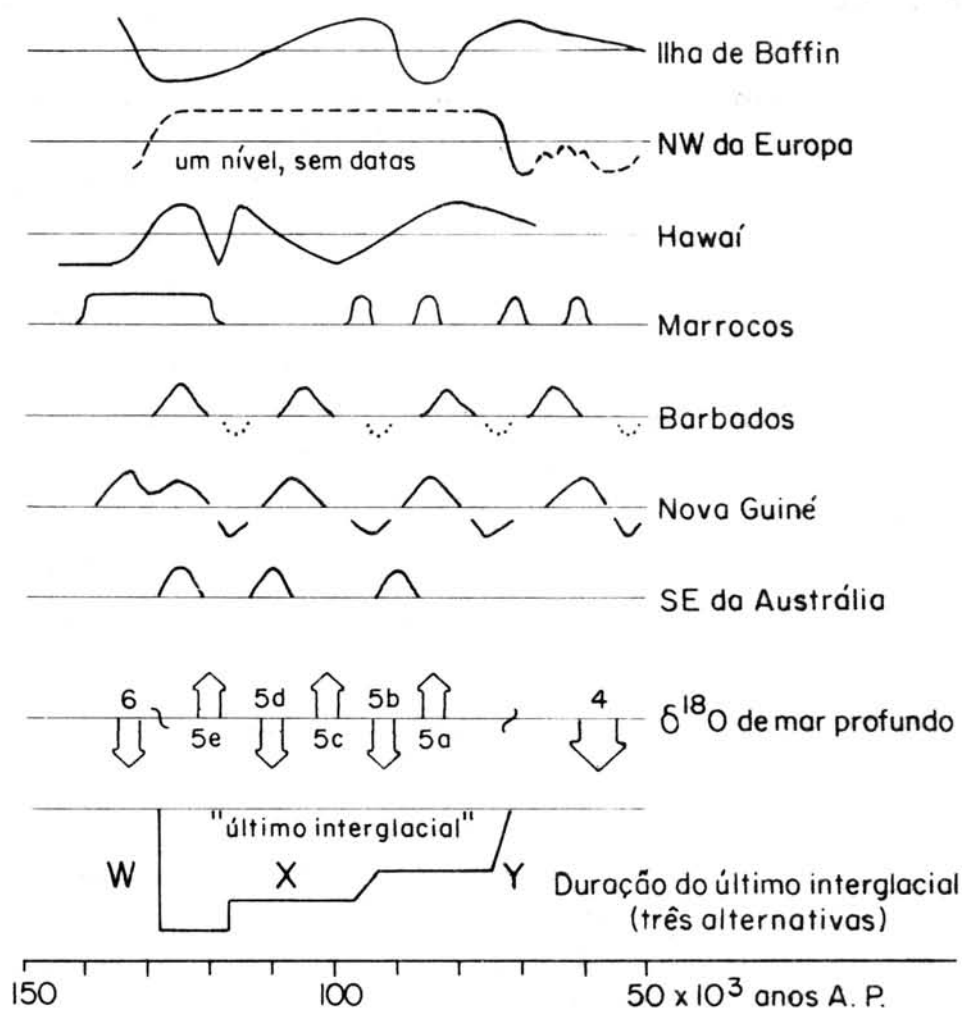


Fig. 15 - Registros de níveis marinhos de sete diferentes áreas comparados com os estágios de isótopos de oxigênio oceânico (setas para cima = períodos quentes e setas para baixo = períodos frios) e a duração do Último Interglacial (Zona X) de acordo com três alternativas (Seg. MÖRNER, 1981a). Os registros estão cheios de inconsistências do ponto de vista da glácio-eustasia e sugerem uma considerável influência das mudanças eustáticas geoidais.

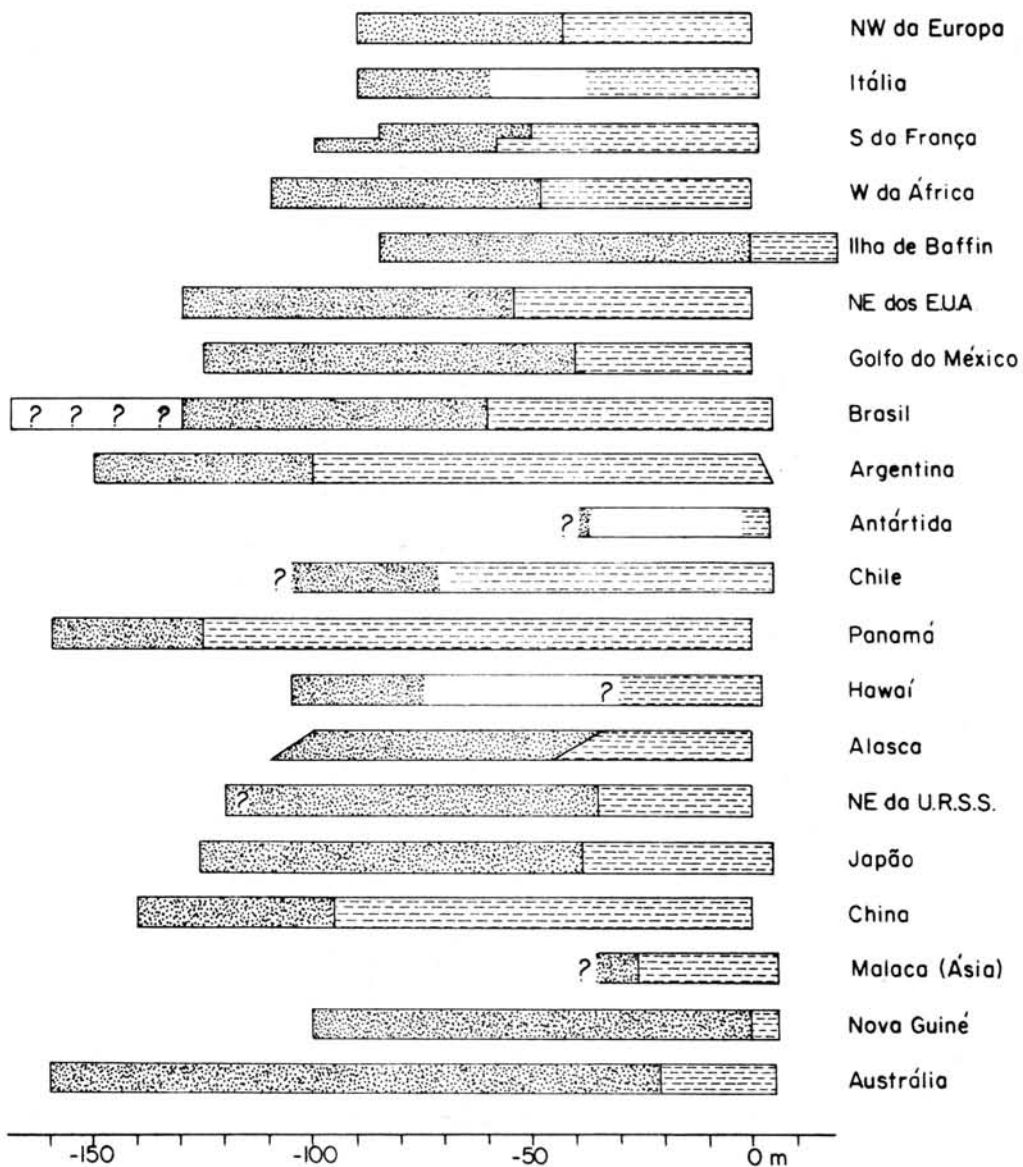


Fig. 16 - Registros de níveis marinhos de vinte localidades espalhadas pelo mundo (Seg. MÖRNER, 1981a). Base das colunas pontilhadas = nível de 20.000 anos A.P., base das colunas tracejadas = nível de 10.000 anos A.P., e topo das colunas tracejadas = nível atual e/ou máximo holocênico. As diferenças de níveis, a amplitude total e as relações entre os campos pontilhados e tracejados evidenciam influência das mudanças eustáticas geoidais.

As diferenças entre as diversas curvas supostamente eustáticas para os últimos 8 000 anos aparecem na Figura 17. Porém, a despeito das grandes diferenças de forma e da posição dos níveis, todas as curvas convergem para um mesmo ponto entre 7 000 e 8 000 A.P. Esta convergência deve indicar uma variação cíclica do paleogeóide no decorrer dos últimos 8 000 anos (MÖRNER, 1971 e 1980).

### 1.7. VARIAÇÕES DO CAMPO MAGNÉTICO DURANTE O QUATERNÁRIO

O Quaternário se situa nas épocas paleomagnéticas inversa Matuyama e normal Brunhes (Figura 18). A época Matuyama inclui três eventos bem estabelecidos: Jaramillo, Olduvai e Reunião. A época Brunhes abrange várias divagações magnéticas cuja validade é ainda muito discutida (Black, Laschamp, lago Mungo e Gothenburg).

Considera-se geralmente que o campo magnético terrestre é produzido por movimentos na interface núcleo/manto. Todos os eventos que afetam a taxa de rotação (mudanças eustáticas) e modificam a posição do eixo de rotação (levantamentos e ciclo de precessão) devem modificar o campo magnético terrestre, pois estes fatores interferem diferentemente no manto e no núcleo. Então, não é muito surpreendente que os estudos de talhados de sedimentos com elevada taxa de deposição registrem muitas divagações e anomalias magnéticas no decorrer do Brunhes Recente, como foi constatado no lago Biwa, Japão (KAWAI *et al.*, 1972) e no lago Grande-Pile, França (MÖRNER, 1971c).

As inversões, os eventos e as divagações magnéticas constituem excelentes indicadores cronoestratigráficos. Do mesmo modo, divagações e anomalias parecem corresponder a mudanças geofísicas significativas.

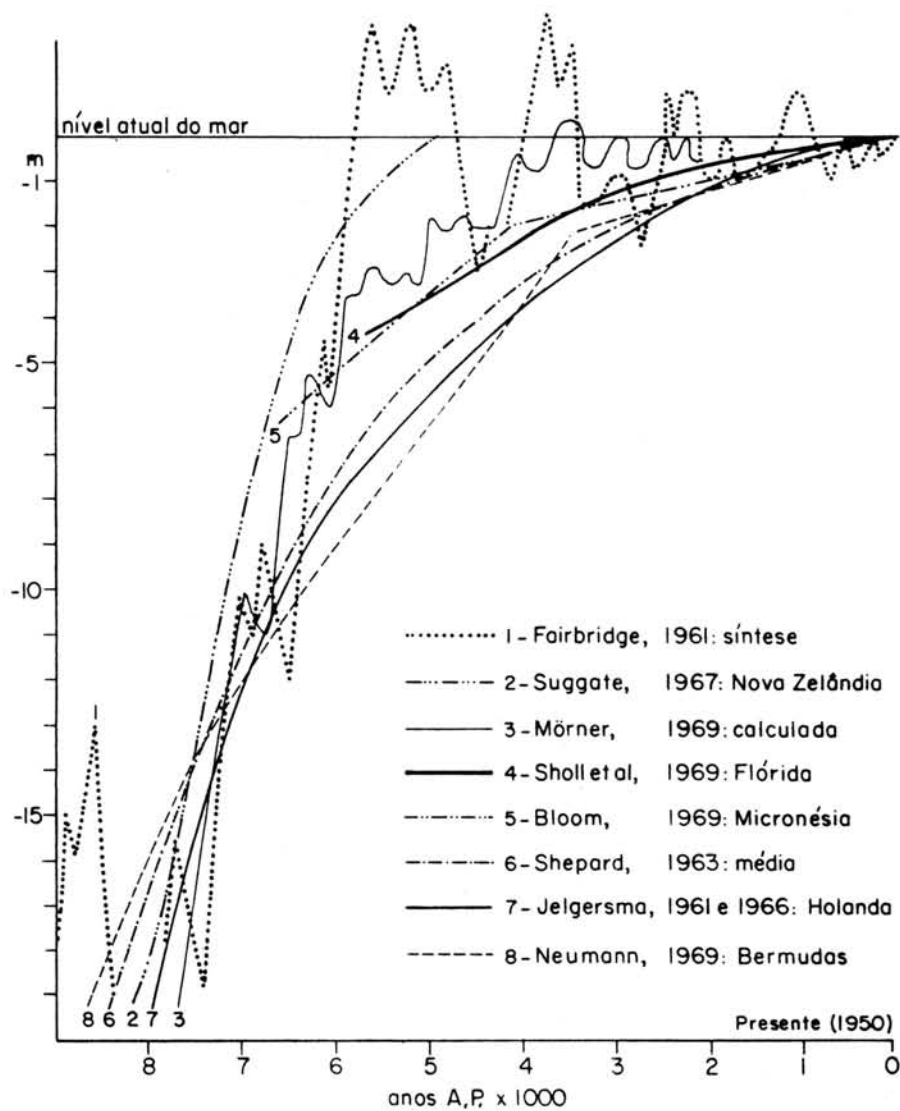


Fig. 17 - Oito diferentes curvas supostamente eustáticas (Seg. MÖRNER, 1971 e 1976). Embora grandes diferenças sejam registradas, todas as curvas parecem convergir para um ponto de cerca de 7.000 anos radiocarbônico A. P. (= 5.000 anos A.C. ou cerca de 7.750 anos absolutos A.P.). Esta convergência pode ser entendida em termos de uma deformação cíclica geral da superfície do geóide.

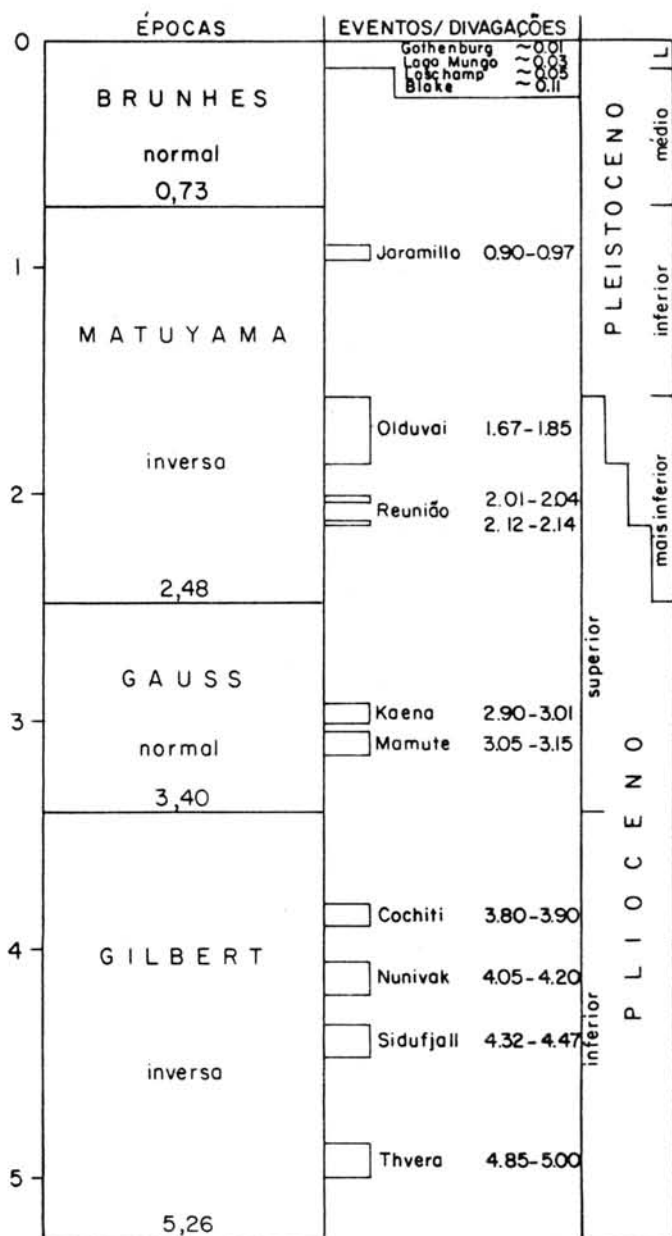


Fig. 18 - Complexidade e interação caracterizam as relações entre os processos externos, internos e variáveis planetárias. O diagrama ilustra algumas dessas interações e as conexões causais (Seg. MÖRNER, 1981a).



## 1.8. COMPLEXIDADE E INTERAÇÃO DOS FENÔMENOS QUATERNÁRIOS

Uma situação estável parece, à primeira vista, resultar de um processo simples. Na realidade ela é quase sempre o resultado da interação complexa de diferentes variáveis. Em geral nós temos somente um pressentimento de tal interação. Então, freqüentemente é absurdo quantificar partes de um sistema com a pretensão de resolver o problema no seu conjunto. Na literatura encontram-se freqüentemente uma só resposta, uma só causa, um só mecanismo, ciclos constantes, etc. "Complexidade e interação" querem dizer uma complexidade e uma interação de mecanismos simples e naturais e que praticamente nenhuma variável geofísica pode mudar sem afetar o conjunto das outras variáveis interagentes. Por exemplo, as flutuações do nível marinho são um produto final de uma interação complexa entre os movimentos crustais, mudanças eustáticas de diversas origens (Figura 9), onde as deformações da superfície do geóide (geóide-eustasia) representam claramente um sistema complexo de outras variáveis geofísicas (Figura 19). Existe uma interação entre os processos superficiais, internos e as variáveis planetárias. Algumas dessas interações e conexões causais são mostradas na Figura 19. Fala-se que a relação Terra/Sol ("variáveis de Milankovitch") afeta o clima da Terra (HAYS *et al.*, 1978). Porém, este efeito climático pode ser resultante integralmente de variações de insolação. Os efeitos múltiplos das "variáveis de Milankovitch" aparecem na Figura 20. Não somente a insolação mas também o campo magnético e a forma do geóide são afetados (MÖRNER, 1978). As variações da forma do geóide podem ocasionar a redistribuição de importantes massas de água entre o oceano Ártico e as regiões equatoriais, o que terá uma influência radical na composição isotópica da água e sobre a circulação oceânica. Isto afetará de modo significativo os valores de  $^{18}O$  (Figura 10). Um incremento no valor de  $^{18}O$  pode então representar uma expansão oceânica do oceano Ártico, ou um aumen-

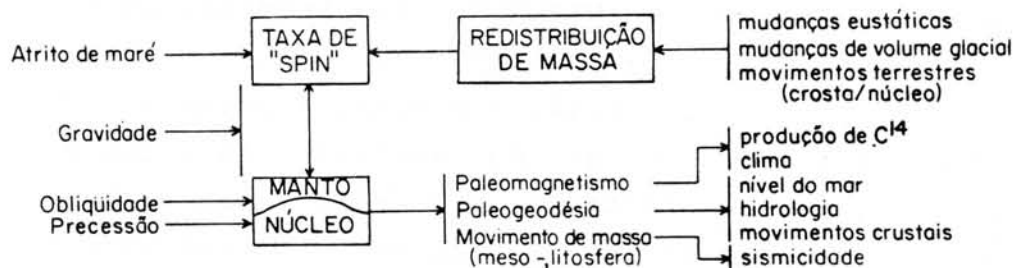


Fig. 19 - Efeitos "paralelos" múltiplos (cf. Fig. 5) das mudanças nos elementos orbitais da Terra, as chamadas "variáveis de Milankovitch" (Seg. MÖRNER, 1981a).

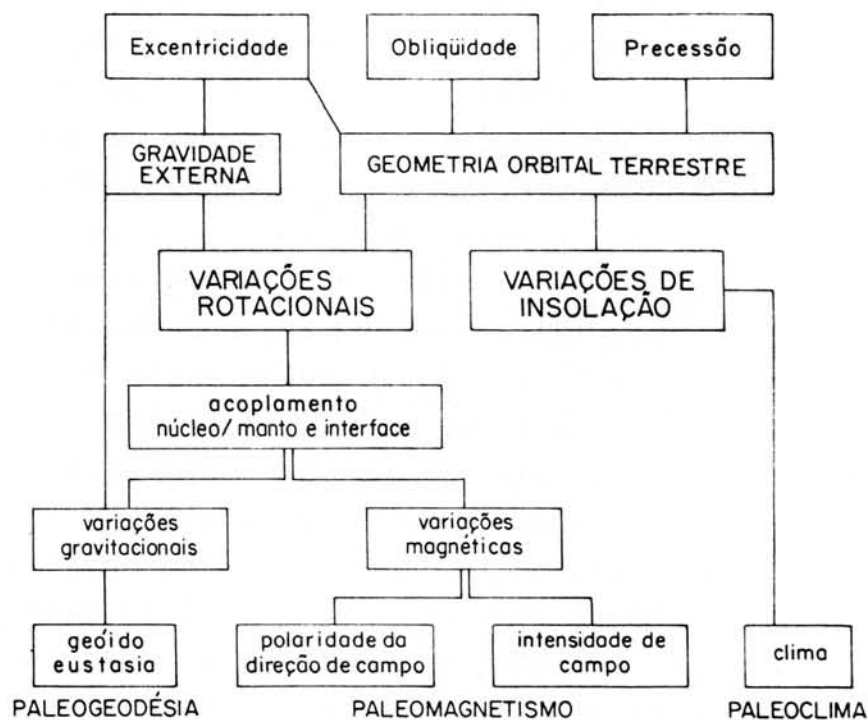


Fig. 20 - Múltiplos parâmetros interagentes relacionados à glaciação. O diagrama ilustra também o drástico poder geodinâmico de uma glaciação (MÖRNER, 1981a).

to de volume das geleiras. A Figura 10 mostra os múltiplos fatores que afetam a relação  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  nas espécies de sedimentos de mares profundos. Durante o último interglacial verificam-se incoerências fundamentais entre os valores de  $^{18}\text{O}$ , dados glaciais continentais, forma e idades das curvas de variação do nível do mar nas diversas partes do mundo. Isto sugere fortemente a implicação de deformações consideráveis na superfície do geóide.

As glaciações, características do Quaternário, estavam certamente ligadas a um sistema muito complexo de variáveis interagindo-se mutuamente como se vê na Figura 21. Modificações na geometria da órbita terrestre (Figura 20) provocam mudanças na intensidade de insolação e no campo magnético. Em função dessas mudanças ocorrem deteriorações globais do clima, dando origem às glaciações. A glaciação, por sua vez, afeta o volume dos oceanos, a taxa de rotação e a distribuição do peso que, por seu turno, ocasionarão importantes variações na superfície do geóide (Figura 19).

### 1.9. CONSIDERAÇÕES GERAIS

A geologia do Quaternário é fascinante pelas variedades de informações abrangendo mecanismos atuais e antigos. Embora apresente numerosos pontos de vista característicos, a geologia do Quaternário ocupa uma posição normal na seqüência dos eventos geológicos naturais. "Simplicidade" nos mecanismos e "multiplicidade" nas suas interações e ligações mútuas parecem constituir as palavras-chaves.

Muito já se tem escrito sobre o Quaternário mas ainda restam várias coisas a serem descobertas e questionadas. Certos trabalhos podem nos parecer maravilhosos e outros sofríveis, mas não se deve esquecer que as mais belas teorias podem ser amanhã invalidadas, assim como uma pérola pode estar ocul

ta no meio de um lixo. Não devemos descansar sobre postulados mas continuar a questionar cada fato, mesmo aqueles que parecem os mais corretamente estabelecidos. Nunca se deve servir de um fato a ser estabelecido e sempre contar com surpresas e novas ligações. Por outro lado, não se deve ignorar os trabalhos antigos, pois estes podem ser o germe de novas idéias. Conhecimento e imaginação devem caminhar juntos, de mãos dadas. Porém um fato jamais deve ser considerado como definitivamente estabelecido. O progresso real surge da combinação de conhecimento, imaginação e interrogação.

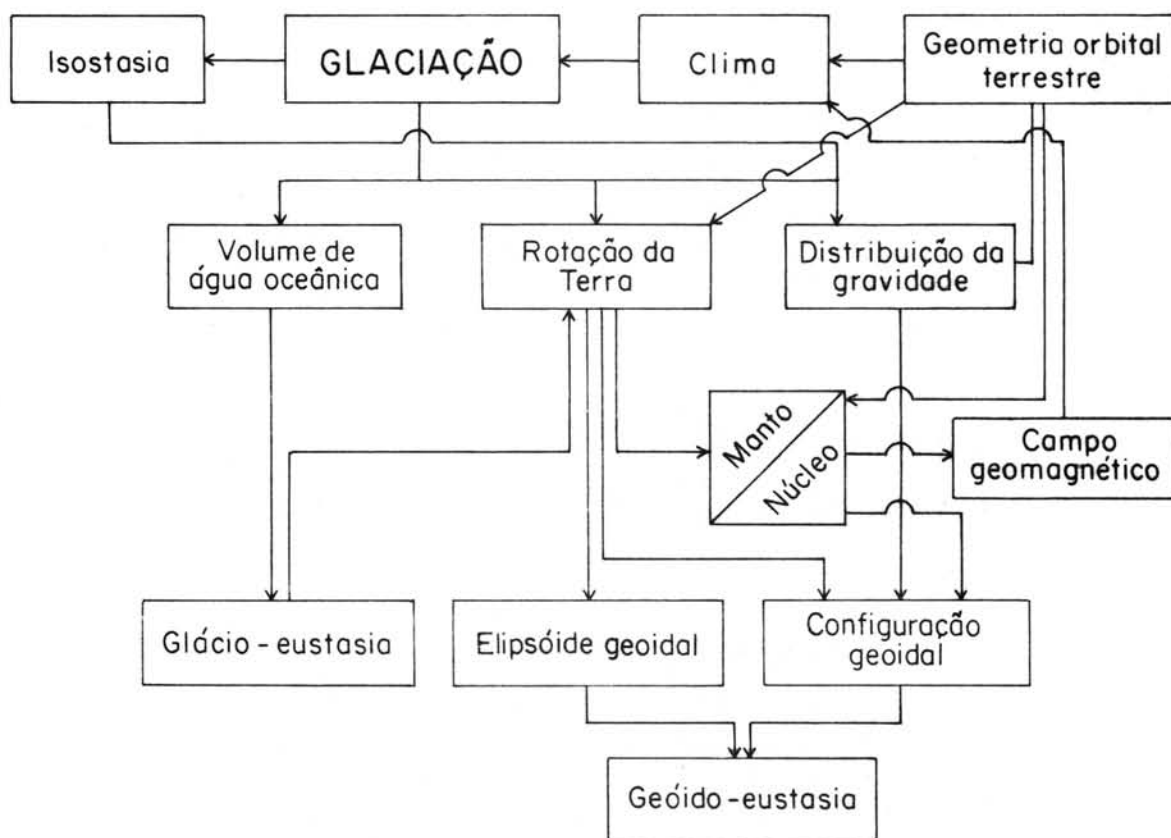


Fig. 21 - Múltiplos efeitos eustáticos de uma glaciação ou de deglaciação (Seg. MÖRNER, 1980a).

## 2. RECONSTITUIÇÃO DE ANTIGAS LINHAS DE COSTA

### 2.1. GENERALIDADES

#### 2.1.1. Por que reconstituir antigas linhas de costa?

O estudo das variações do nível do mar mostra-se de uma importância muito grande em diversos domínios do conhecimento.

Do ponto de vista da geografia humana e da economia, porque em alguns litorais o perigo de submersão torna precárias as atividades humanas, pois uma pequena variação do nível do mar tornaria, talvez, insustentáveis situações já difíceis. De fato, em muitas regiões de deltas superpovoados, como em Bangladesh; do mesmo modo que lá, onde as ondas de tempestade acompanham cada passagem de depressões atmosféricas provocando inundações catastróficas freqüentes, seria suficiente uma leve subida do nível do mar para obrigar os homens a escolherem entre o trabalho de defesa muito oneroso, talvez impossível, e o puro e simples abandono de seu local de morada. Além disso, o estudo de antigas situações pode talvez nos permitir a fazer algumas previsões sobre a evolução da situação atual. Desta maneira, HOLLIN (1962) imaginara que tenha ocorrido há cerca de 95 000 ou 115 000 anos A.P. uma brusca elevação do nível do mar em escala anual e não em escala secular. Este fenômeno, relacionado à Antártida, teria submergido rapidamente todas as costas sob uma dezena de metros de água e teria sido provocado por desmoronamento de 1/4 da massa de gelo da Antártida (WILSON, 1964). Nos últimos anos, diversos estudos chegaram à conclusão que a parte oeste da calota antártica era instável e pode desmoronar rapidamente e provocar um aumento global de nível do mar similar ao produzido há cerca de 100 000 anos. Recentemente, MERCER (1978) sugeriu que o aquecimento climático em virtude do aumento de CO<sub>2</sub> atmosférico, em consequência da

queima de combustíveis fósseis, poderá provocar o aparecimento deste fenômeno no decorrer dos próximos 50 anos. O desaparecimento possível de cidades costeiras constitui um assunto de preocupação suficientemente importante para justificar os esforços desenvolvidos para estudar esta eventualidade, mesmo que a probabilidade de que tal cataclisma venha a ocorrer seja muito remota.

Do ponto de vista puramente científico, um bom conhecimento dos fenômenos gerais e locais ligados às variações do nível relativo do mar prometem progressos seguros no domínio da geofísica e tectônica, da oceanografia e das geociências em geral. WALCOTT (1972) afirma que o estudo das curvas de níveis marinhos holocênicos pode fornecer informações únicas sobre as propriedades da astenosfera.

Do ponto de vista prático, a reconstrução das antigas linhas de costa pode ser de grande ajuda na pesquisa de plácers de minerais pesados. Tais concentrações são produzidas durante períodos erosivos correspondentes às fases transgressivas.

#### 2.1.2. Como reconstruir as antigas linhas de costa?

Para poder reconstruir a posição de uma antiga linha de costa é necessário definir um indicador (testemunho) dessas posições no tempo e no espaço. Para o Pleistoceno, ao longo do qual as variações têm sido importantes e nos servem sobretudo para marcar o ritmo das alternâncias climáticas principais, é suficiente conhecer o nível do mar com aproximação de alguns metros. Por outro lado, as variações no decorrer do Holoceno, principalmente depois que o mar atingiu nível próximo ao atual, precisões de alguns decímetros são necessárias para que os dados possam servir mais eficientemente. As técnicas de estudo disponíveis não nos permitem atingir a mesma precisão em todos os casos. Uma boa precisão pode ser atingida para os níveis vi

zinhos ao atual porque nós temos acesso fácil às formações litorâneas. Por outro lado, para os níveis baixos hoje submersos é mais difícil estudar as formações.

Os problemas ligados à altitude relativa das antigas linhas costeiras devem então ser tratados sucessivamente em duas escalas, isto é, se possível à escala decimétrica mas no mínimo à escala métrica. Por um lado deve-se determinar a altitude atual precisa dos indicadores e, de outro lado, saber correlacioná-los corretamente a uma altitude original.

## 2.2. DEFINIÇÃO DOS INDICADORES (TESTEMUNHOS) NO ESPAÇO

Antes de mais nada parece ser muito útil recordar-se de algumas definições importantes como, por exemplo, sobre o nível do mar, nível de equilíbrio, nível médio e nível de maré média.

O nível do mar é um termo muito vago porém bastante utilizado que indicaria a superfície de referência do mar próximo à praia. Esta superfície varia a todo momento, com a maré, agentes meteorológicos, vagas, etc. sendo, portanto, necessário distinguir tipos diferentes de níveis marinhos, tais como:

Nível de equilíbrio - É um termo proposto por LAPLACE para indicar o nível da superfície do mar se não houvesse a ação da Lua e do Sol. Este é puramente teórico e situa-se levemente acima dos outros níveis.

Nível médio - Este é também chamado de nível de maré nula, representando a superfície em torno da qual oscilam as ondas de marés.

Nível de maré média - Representa a média aritmética dos níveis de marés alta e baixa.

O nível médio e o nível de maré média, muito próxi

mos entre si na maior parte dos oceanos, podem diferir sensivelmente porque as marés apresentam desigualdades diurnas pronunciadas. Em numerosos casos conhece-se apenas o nível de maré média, que é denominada freqüentemente, de maneira imprópria, de nível médio do mar, pois muitas vezes confundem-se os dois termos. Neste trabalho, utilizaremos em geral o termo "nível do mar" como sinônimo de "nível médio do mar".

### 2.2.1. Altitudes original e atual dos indicadores

Os indicadores podem fornecer informações utilizáveis somente sob duas condições. É preciso conhecer com precisão a altitude atual do testemunho (base e topo) em relação ao zero absoluto (do nivelamento geral) ou em relação a um zero local (nível médio do mar nas proximidades). Este é um problema técnico de nivelamento que não tem sido resolvido de maneira satisfatória, de modo que muitas das altitudes atuais citadas na literatura são muito imprecisas. Em seguida é preciso situar o testemunho em relação ao nível médio do mar no momento de sua formação, isto é, identificá-lo como correspondente a uma forma típica comumente encontrada a tal nível, conforme o tipo de costa e suas características ambientais. Muitos indicadores de níveis são ambíguos e não permitem uma boa identificação deste nível original. Seria normal descartar esses dados quando se procura uma grande precisão, mas a raridade de bons indicadores tem conduzido freqüentemente a utilizar alguns maus indicadores, com ou sem correções. Isto não representa um grave inconveniente para os níveis mais antigos porque, de qualquer modo, eles apresentam uma precisão relativamente baixa. Porém, o emprego de indicadores ambíguos no Holoceno pode conduzir à multiplicação das frequências de oscilações.



### 2.2.1.1. Determinação de altitude atual dos indicadores

As técnicas de medida e o seu grau de confiança diferem segundo os indicadores estejam no domínio litorâneo atual, a níveis ao menos temporariamente emersos e acessíveis aos topógrafos ou nas partes permanentemente submersas.

- a) Caso de indicadores emersos acessíveis às técnicas de nivelamento terrestre

Ao contrário do que se poderia imaginar uma medida precisa apresenta algumas dificuldades e a principal consiste em relacioná-los a um nível zero de referência.

#### Amarração ao nivelamento geral

A maior precisão é atingida aparentemente por um caminhamento efetuando uma amarração ao nivelamento geral terrestre. Obter-se-á, com isso, a altitude absoluta do testemunho em relação a este nivelamento. O problema é que a diferença entre o zero de nivelamento geral e o nível médio do mar nas regiões estudadas é raramente conhecida com precisão. Mesmo quando o zero de origem foi determinado a partir do nível médio do mar, a concordância é boa somente nas proximidades do mareógrafo de partida.

#### Amarração ao nível médio local

Tem-se tentado amarrar diretamente os testemunhos ao nível médio do mar nas proximidades do local onde se procura a altitude atual. Em condições boas, com a ajuda de tabelas de previsão das marés, pode-se conhecer o nível médio do dia. Entretanto, as condições necessárias para uma boa medida são muito dificilmente encontradas, o que impede frequentemente de termos uma adequada base de referência ao nível médio do mar.

#### Amarração a outros níveis de referência

Nível do mar mais alto - Este parâmetro pode dar ori

gem a mal entendido se o seu modo de determinação não for esclarecido. De fato, em uma costa abrigada e com amplitudes de maré elevadas, ele se tratará do nível do mar mais alto atingido pela maré de equinócio; em alguns golfos de mares sem marés, ele se referirá ao nível atingido pelas ondas de tempestade com uma frequência que resta por determinar. Nos estuários os períodos de enchente dos rios elevam o nível do mar. Enfim, em geral indica-se por este termo depósitos de tempestade, cujos níveis em relação ao mar podem ser muito variáveis. As variações de amplitude de marés, das condições meteorológicas e da morfologia litorânea apresentam, sobre este nível, uma considerável influência.

Níveis de preamar (de sizígia, médio e de quadratura) - Numerosos indicadores biológicos e morfológicos, da mesma maneira que os restos deixados pelos níveis de preamar precedentes sobre as praias, fornecem informações complementares para a determinação prática desses níveis.

Níveis de baixamar (extremos, de sizígia, médio e de quadratura) - Estas quatro bases de referência, das quais as três últimas são publicadas em certos anuários de maré, são dificilmente acessíveis e, portanto, menos frequentemente utilizadas. Contudo, numerosos indicadores morfológicos e litológicos caracterizam estas bases de referência e fornecem elementos de comparação muito úteis, sobretudo em costas caracterizadas por fenômenos de emersão.

Comparação de testemunhos antigos com formas análogas atuais - Na prática, por razões operacionais, é tão difícil efetuar amarrações com o nivelamento geral quanto determinar precisamente o nível médio, devido ao estado em geral agitado do mar. Então, o mais seguro consiste em comparar diretamente a altitude atual do testemunho com a altitude de uma forma ativa de mesma natureza, da mesma exposição e de mesmo grau

de evolução. O desnível entre as duas formas fornece a altitude do mar responsável pela formação do testemunho. Este método simples e tentador apresenta, no entanto, grandes perigos. Deve-se estar certo da natureza exata do indicador, o que não é tão evidente. É preciso, sobretudo, estar certo de que as condições de exposição e o grau de evolução sejam as mesmas para a forma atual tomada como padrão.

#### 2.2.1.2. Casos de testemunhos submersos

A altitude atual negativa de testemunhos de litorais antigos é conhecida pela medida do desnível entre o fundo e a superfície do mar. Neste caso também aparecem vários problemas.

##### a) Problema do zero de referência

Os diversos serviços hidrográficos não utilizam o mesmo zero de referência. Qualquer que seja este zero, o problema existe na sua amarração com o zero do nivelamento geral terrestre de um lado, e com o nível médio de outro lado. Em alguns casos a amarração entre o zero hidrográfico e o zero de nivelamento geral é conhecida com precisão, mas esta é uma situação muito excepcional. O zero hidrográfico, quando ele é definido em função da baixamar, muda de altitude em relação ao nivelamento geral, em função da amplitude de maré local, sendo, portanto, conhecido imperfeitamente.

##### b) Problema da variação da velocidade do som na água

A velocidade do som na água (ecossonda) varia para uma salinidade comum de 35‰, entre 1 450 e 1 520 m/s. Daí pode ser introduzido um erro no cálculo da profundidade, que poderá ser corrigido quando se conhece também a estratificação térmica da camada de água atravessada pelo som.

##### c) Problema da diferença de unidade de medida

A leitura de publicações relativas a níveis marinhos

submersos mostra que vários autores utilizam profundidades não corrigidas expressas em braças.

A diferença entre as técnicas de nivelamento aplicadas em terra e empregadas no mar, torna difícil a comparação entre as altitudes absolutas dos testemunhos quando coexistem litorais emersos e submersos. Para esta comparação seria desejável restituir os dois conjuntos de dados ao mesmo zero, que seria o nível médio do mar.

#### 2.2.1.3. Determinação de altitude original dos testemunhos

A fim de compararmos a altitude atual à original é preciso estabelecer com precisão, tanto quanto possível, a posição do testemunho em relação ao nível médio do mar na época de sua formação, isto é, avaliar as transformações de altitude do indicador em relação ao seu homólogo atual.

##### a) Método de comparação com as formas atuais

Este método parece ser o mais racional. Para aplicá-lo é necessário procurar no litoral atual, tão próximo quanto possível da forma antiga da qual se deseja conhecer a altitude original, uma forma atual ativa indubitavelmente originada após a estabilização do nível do mar, apresentando as mesmas características da forma antiga. As características que devem ser levadas em conta são todas aquelas referentes à altitude da forma em questão, com respeito ao nível médio do mar, seja ao se tratar de episódios (como uma exposição) para os quais a altitude fica estabelecida, seja ao se tratar de eventos que são uma consequência da situação em altitude (como a estrutura interna dos depósitos). Algumas dessas características são próprias a este ou aquele tipo de forma, enquanto que outras são comuns a todas as formas.

### Fatores que influem sobre a altitude de todos os tipos de formas

Em relação a um zoneamento-tipo, definido em uma região medianamente exposta sobre um litoral pouco recortado, apresentando então pouco contraste de altitude entre as reentrâncias e saliências e precedido por uma zona ante-litoral medianamente angulosa, as altitudes das diversas formas são modificadas em função da força com que as vagas batem na costa. Entretanto, seria errôneo pensar que os desníveis de altitude das formas obedecem a uma regra uniforme. Então, é necessário pesar o argumento com cuidado para encontrar o homólogo exato da forma em estudo.

### Caráter mais ou menos batido do litoral

Os biólogos definem como estando submetidos a "modo batido", em oposição ao "modo abrigado", as partes do litoral que são batidas mais violentamente pelas ondas de tempestade. Este vocabulário pode ser estendido a duas feições morfológicas. O "modo batido" ocasiona um desnível para o lado das formas ligadas aos níveis mais altos do mar, como as cristas de cordões ou os pés de falésias. Mas ele dá origem também a desníveis para baixo de formas relacionadas à baixa-mar, como a parte inferior da plataforma de abrasão ou as barras de estuário. A exposição às vagas de largo tem então o mesmo efeito que amplitudes de marés acentuadas.

A avaliação do caráter mais ou menos batido de uma forma atual do mesmo tipo, deve ser feita em função de dois critérios principais: a abertura às ondas de largo, que são vigorosas ao longo dos litorais pouco recortados, mais vigorosas ainda sobre saliências de costa e mais ou menos atenuadas em reentrâncias, e declive ante-litorâneo, pois uma costa abrupta, com grandes profundidades perto da costa, permite um ataque de vagas mais ativas do que em regiões de ante-litorais de fraca

declividade. Este é o fator mais difícil no reconhecimento da identidade ao se procurar um ponto de comparação moderna. De fato, os litorais antigos, frequentemente situados a curta distância horizontal dos atuais, podem ser sensivelmente mais elevados. Se a topografia do ante-litoral for a mesma que a atual, isto significa que a profundidade média em frente aos litorais antigos era maior que todo o desnível entre eles e o litoral atual. Eles eram então mais batidos que tudo que hoje possa lhes parecer.

#### Perfil de vertente litorânea

Se o caráter batido impõe, para um determinado setor da costa, a dispersão em altitude do conjunto de formas, ele não impede que no detalhe cada forma particular apresente uma altitude em função do seu contexto imediato. É desta maneira que a altitude do pé de uma falésia é condicionada à da plataforma de abrasão logo a frente da falésia, qualquer que seja, por outro lado, o grau de altitude do conjunto desta plataforma. Deste modo o caráter batido deve ser avaliado em comparação ao conjunto de um setor da costa que determina o declive e as altitudes extremas da vertente litorânea. Mas para os detalhes de um dado setor, pode-se verificar que pontos mais salientes, apesar de mais batidos, preservam seus traços característicos em altitudes mais baixas que os pontos em reentrância, já que o assoalho da vertente litorânea aí está mais baixo.

#### Fatores que influem especificamente sobre as formas de erosão

A natureza das rochas envolvidas, sua resistência, sua foliação, a disposição dos seus planos de fraqueza intervêm na altitude em que se encontram as diversas formas de erosão. Sendo todo o resto igual, pode-se ter um entalhe no pé da falésia preferencialmente ao longo de um leito mais mole, com a altitude variando com a posição deste leito; o que evidente

mente elimina grande parte do interesse sobre a altitude do entalhe. Disto resulta que a escolha de um termo moderno de comparação deve ser feita em litologias comparáveis.

#### Dados relacionados às formas de construção

Fatores responsáveis pela altitude das formas - A comparação das formas antigas e atuais deve, de início, considerar a natureza do sedimento, principalmente a sua granulometria. As acumulações apresentam declives mais acentuados e altitudes mais elevadas quando elas são constituídas de materiais mais grosseiros. No caso de umedecimento da praia, que é um fator importante no declive de acumulações arenosas, é mais difícil reconstruir a situação antiga. Uma praia saturada de água apresenta um declive mais fraco que uma praia bem drenada, onde uma parte de água do fluxo fluvial se infiltra e não contribui para formação do lençol de fluxo superficial, de modo que o mecanismo que faz amontoar a areia é sistematicamente mais ativo do que aquele que o faz descer. Tanto pela determinação precisa da altitude de ruptura do declive que, nas praias de regiões úmidas, marca a intersecção da praia com o nível do lençol freático, que para a altitude máxima da ante-praia, serã fundamental saber qual era o grau de umidade da praia antiga, quando de sua formação. Em geral, fica-se reduzido à suposições, o que torna delicada a pesquisa de uma forma moderna homóloga.

Estruturas resultantes da altitude - Em um depósito litorâneo, principalmente do tipo arenoso, as estruturas internas, essencialmente as estratificações diferem, segundo o nível da praia ao qual estava relacionado. Em condições análogas de materiais e de exposição, a procura de estruturas internas nas praias modernas fornece precisa indicação sobre a altitude na qual foram formados os testemunhos encontrados nas praias antigas.



Esta breve revisão das condições que determinam a altitude das formas litorâneas mostra que é extremamente difícil encontrar no litoral atual formas que sejam rigorosamente comparáveis com as antigas, das quais se deseja conhecer a altitude original.

- b) Determinação de altitudes originais por referência a um catálogo de altitudes-padrão

Pode-se conceber um catálogo de formas litorâneas indicando altitudes-padrão nas diversas condições possíveis. Para cada forma se definiria, de início, um modelo básico correspondente às condições médias de energia do mar, de amplitude de maré, de natureza litológica e de granulometria. Tendo estabelecido, para cada modelo, a que altitudes se encontram as diversas feições características, mediria em seguida os desvios em relação ao modelo quando as condições são modificadas.

### 2.2.2. Principais indicadores de níveis marinhos

Grande parte das considerações a seguir foram empregadas de comunicações apresentadas por ocasião do seminário sobre os "indicadores de níveis marinhos", que ocorreu em dezembro de 1978 e que foram publicadas no volume 5 da revista *Oceanis*. Quando possível, estes dados foram completados com exemplos brasileiros.

#### 2.2.2.1. Indicadores arqueológicos e históricos (FLEMING, 1979)

Podemos classificar os indicadores arqueológicos de níveis marinhos nas seguintes categorias:

- a) Estruturas normalmente imersas.
- b) Estruturas terrestres.
- c) Estruturas terrestres em parte submersas.



Em primeiro lugar deve-se encontrar a posição original do vestígio observado em relação ao nível do mar. Se pudermos estabelecer uma relação entre o indicador e o antigo nível marinho (caso de estruturas normalmente imersas e de estruturas em parte submersas), podemos reconstruir a posição do antigo nível em relação ao nível atual. Entretanto, freqüentemente não se conhecem as relações que existiam entre o nível do mar e o indicador no momento de sua construção. É o caso, por exemplo, das estruturas terrestres. Mas nós podemos postular que as estruturas terrestres foram construídas acima do nível atingido pela maré alta. Na época de sua construção, o nível da maré alta não podia então ser superior à altitude de sua base.

Nas costas brasileiras, os únicos vestígios arqueológicos que podem ser utilizados são os sambaquis construídos pelos antigos índios. Os sambaquis são estruturas terrestres e freqüentemente não se conhecem as relações que existiam entre a base do sambaqui e o nível da maré alta. Em geral os sambaquis nos fornecem somente informações sobre uma posição limite do nível do mar e poderão caracterizar períodos de nível do mar alto. Por exemplo, os sambaquis situados muito para o interior do continente, às margens de lagunas ressecadas, indicarão sob certas condições de sedimentação, períodos de nível marinho mais alto. Esta interpretação é baseada no postulado de que os antigos índios não transportavam para longe do local de coleta os moluscos, cujas conchas serviram para a construção dos sambaquis. Entretanto, o homem é um animal de tal modo complexo que a "lei do mínimo esforço" não é sempre verdadeira. Os dados arqueológicos deverão então ser utilizados com cuidado e ser confrontados com outras informações.

Ao longo do litoral paulista os sambaquis forneceram informações muito interessantes (MARTIN e SUGUIO, 1976). As datações de conchas situadas no interior da planície quater

nária Cananêia-Iguape mostraram que esses sambaquis foram construídos durante a época de nível alto do mar há 5 000 anos A. P., cuja existência é também indicada por outras informações. Da mesma maneira a posição do sambaqui de Pedra Oca (Baía de Todos os Santos, Salvador) implica em que o mar não poderia ser superior a 0,5 m do nível atual. Sua datação estabeleceu a época de sua construção então em um período de oscilação negativa do nível relativo do mar, que tinha sido estabelecido também a partir de outros dados (MARTIN *et al.*, 1980). Esta é a mesma situação do sambaqui de Maratuá (São Paulo), cuja posição implica em um nível marinho inferior ao nível atual. Duas novas datações definiram a época de sua construção como correspondendo a uma oscilação negativa do nível do mar (MARTIN *et al.*, 1980).

#### 2.2.2.2. Indicadores ecológicos de domínio litorâneo: vegetação e plâncton orgânico (MORZADÉC-KERFOURN, 1979)

O domínio litorâneo tem sido atingido progressivamente pelo mar no decorrer das transgressões. Esta fase é precedida nas zonas baixas por depósitos orgânicos. Estes representam marcos preciosos para acompanhar a evolução da linha de costa. No caso da turfa de água doce, só o topo do depósito fornecerá a idade da submersão; infelizmente este tipo de depósito é frequentemente erodido no momento da transgressão. Todavia é possível conhecer, com uma certa precisão, a posição relativa do mar e dos pântanos no instante da deposição, graças à análise palinológica e ao estudo do plâncton. Porém, independentemente da erosão da parte superior, ocorre uma compactação dos sedimentos. Importante nas turfas, a compactação não deve ser desprezada nas areias e lamias. Ela resulta do peso dos sedimentos acumulados e/ou ressecação natural ou artificial dos terrenos. É muito difícil estimar a parte que cabe à compactação. Pode-se corrigir a altitude de um certo coeficiente de compactação

mas este será sempre uma aproximação. No caso de antigos mangues a relação com o nível médio do mar é mais fácil. Pode-se distinguir duas zonas de mangue. A zona superior muito rica em fragmentos de madeira e a zona inferior sobretudo lamosa. Pode-se estimar que no primeiro caso, a deposição tenha ocorrido entre nível médio e o de maré alta e no segundo caso entre o nível médio e o de maré baixa.

### 2.2.2.3. Indicadores biológicos e ecológicos de ambiente marinho

Os indicadores biológicos e ecológicos de nível marinho são particularmente abundantes e o seu número aumenta regularmente. Alguns apresentam distribuição extremamente ampla em escala global, enquanto que outros são mais restritos em extensão e finalmente alguns podem ser unicamente locais. Pode-se classificar em duas categorias: indicadores de nível do mar e indicadores paleobatimétricos e paleoambientais.

Indicadores de nível do mar - São representados por restos biogênicos, colônias ou traços identificáveis de seres vivos desenvolvendo-se na vizinhança imediata do nível do mar, apresentando distribuição vertical suficientemente restrita para permitir a dedução, com certa precisão, da posição do nível do mar ou, mais exatamente, a reconstrução do zoneamento marinho litorâneo correspondente e os limites de faixas de distribuição.

Indicadores paleobatimétricos e paleoambientais - Estes são geralmente representados por populações mortas e ainda *in situ* (biocenose), permitindo reconstruir as condições do antigo ambiente, particularmente na sua profundidade. No interior de uma formação fóssil podem ser conseguidas numerosas informações sobre as variações do nível do mar, através do conhecimento da velocidade de crescimento dos elementos de um bioherma ou de sua substituição por outras espécies.

Os problemas relacionados à interpretação dos indicadores biológicos de nível do mar são muito parecidos com os de outros tipos de indicadores, quais sejam:

- Posição *in situ* de testemunhos observados.
- Precisão relativa à amplitude vertical de desenvolvimento do testemunho.
- Influência de fatores ecológicos não relacionados à profundidade, tais como, temperatura, transparência da água, etc. De fato, pode-se perguntar se variações desses fatores podem perfazer a totalidade ou parte dos fenômenos atribuídos somente à variação de nível.
- Problema do nível de referência, em geral de difícil solução.

Na maior parte dos casos, o estudo dos indicadores biológicos requer uma estreita colaboração entre o geólogo e o biólogo. Este deverá apoiar-se ao máximo no seu conhecimento dos meios atuais. O indicador biológico apresentará todo o seu valor quando associado a outros tipos de indicadores.

#### Zoneamento biológico de organismos marinhos (LABOREL, 1979a)

O termo zoneamento é aqui utilizado no sentido atribuído pelos biólogos marinhos. O zoneamento biológico corresponde à distribuição vertical dos organismos em linhas ou faixas paralelas à linha de costa em consequência de um ou vários gradientes ecológicos verticais, tais como, exposição subaérea ou extinção progressiva da luz com a profundidade.

Diversos esquemas de zoneamento têm sido propostos e podem ser utilizados no litoral do Brasil. O mais utilizado pelos autores de língua inglesa é o de STEPHENSON e STEPHENSON (1949), estabelecido na Flórida e posteriormente utilizado por LAWSON (1966) nas costas da África ocidental. LABOREL utiliza o esquema de MOLINIER e PICARD (1953) e PERES e PICARD (1964)

com as seqüências verticais de andares e zonas.

Estes andares não são definidos pela sua altura relativa em relação ao nível médio e podem eventualmente ser completamente independente de um critério de definição hidrográfico. Eles são baseados no agrupamento vertical dos próprios organismos. Isto é muito importante porque às vezes é difícil definir com exatidão o nível médio do mar. O zoneamento biológico, ao contrário, é bastante fácil de ser efetuado, principalmente em costões rochosos, e pode permitir a comparação com testemunhos fósseis quando são encontrados (Figuras 22 e 23).

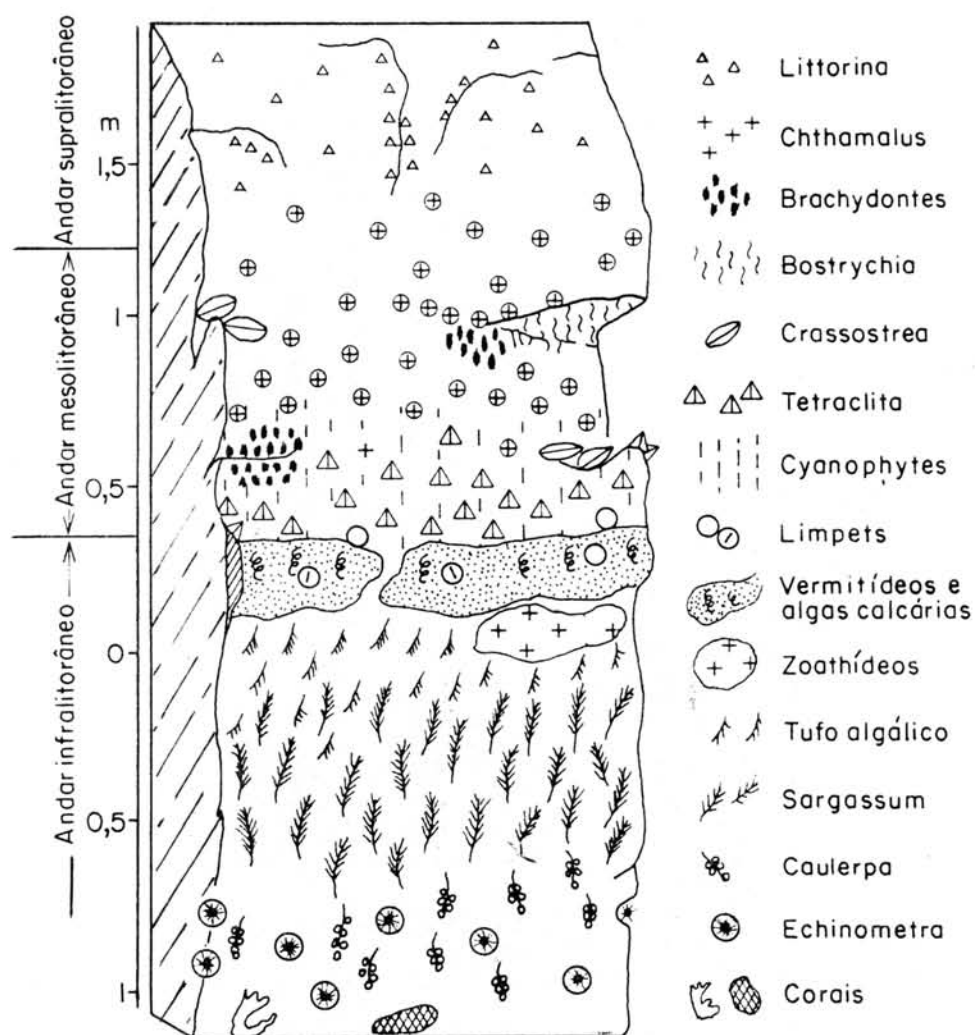


Fig. 22 - Zoneamento biológico sobre costão rochoso do nordeste brasileiro, Gaibu, Pernambuco (LABOREL, 1979).

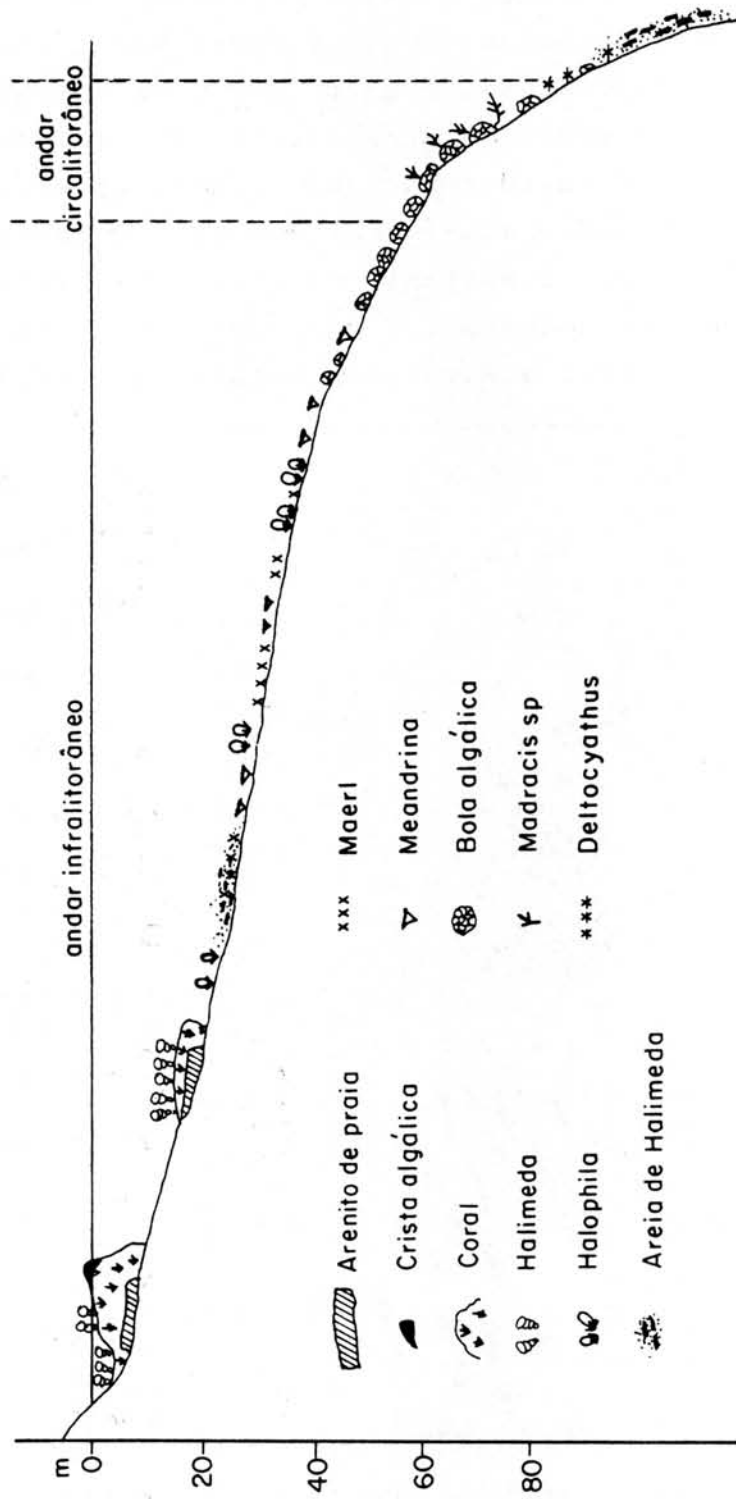


Fig. 23 - Zoneamento biológico sobre a plataforma continental nordeste brasileira (LABOREL, 1979).

Andar supralitorâneo (Littoral fringe de STEPHENSON)

Esta é a zona dos respingos que recebe água somente quando há vagas bastante fortes. Ela é bem desenvolvida nas porções de costa submetidas a forte quebra de ondas. Neste caso, pode atingir vários metros de largura mas ela é estreita nas regiões calmas.

Nas costas tropicais do Brasil ela é caracterizada por um pequeno gastrópodo denominado *Littorina zigzag brasiliensis* e por um pequeno crustáceo do gênero *Ligia*. LABOREL considera que não se trata de um nível interessante porque nenhum dos organismos que aí vivem deixa vestígios fossilíferos interpretáveis.

Andar mesolitorâneo (Upper eulittoral de STEPHENSON)

Esta zona pode ser definida como sendo a de maré porque ela é submetida à alternância regular de submersão e emergência sob o efeito das marés e das vagas. A sua extensão é função da amplitude da maré e da altura de quebra das ondas. Ela pode ser dividida em algumas zonas biológicas que, do topo para base, são:

a) Zona de *Chthamalus*

Esta é caracterizada pela abundância de pequenas cracas do gênero *Chthamalus stellatus* sobre as rochas. Não se verifica a presença de outros organismos. Esta zona, nas condições de forte quebra de ondas, pode ter vários metros de altura. Na base ocorre um pequeno nível de algas, sobretudo cianofíceas. Encontram-se pequenos mexilhões (*Brachydontes solisianus*) e ostras de mangue (*Crassostrea* sp.), onde ocorrem pequenas poças ou reentrâncias que conservam a água do mar.

b) Zona de *Tetraclita*

Os *Chthamalus* desaparecem e são substituídos pela grande craca cônica, *Tetraclita stalactifera*, que se desenvolve



ve especialmente nos rebordos de saliências rochosas. Esta zona não é tão larga quanto a precedente e pode ser formada por uma só linha de cracas nas águas calmas de baías e atrás de recifes. As algas são mais abundantes que na zona precedente mas pode formar uma esteira que pode reter os sedimentos. Nas costas calcárias a erosão biológica é intensa nesta zona. O limite inferior da zona de *Tetraclita* marca o fim da parte atingida por emersões e submersões regulares.

Andar infralitorâneo (Lower eulittoral ou infra-littoral de STEPHENSON)

Abaixo da zona precedente encontram-se organismos adaptados a uma submersão contínua ou praticamente contínua. A sua distribuição vertical é comandada pela absorção gradual da luz pela água do mar. Entretanto, a parte superior do andar infralitorâneo sofre emersão durante as marés baixas excepcionais, isto é, a cada duas semanas, sendo então parcialmente afetada pela emersão. Por outro lado, o limite inferior deste andar fica permanentemente submerso e corresponde ao limite inferior das fanerógamas marinhas.

O andar infralitorâneo estende-se desde logo abaixo da baixamar média de sizígia (0,5 m acima das marés mais baixas em Recife) até uma profundidade de cerca de -40 m nas regiões de águas claras das costas do nordeste brasileiro. Ele pode ser subdividido em algumas zonas compreendendo populações características.

a) Zona de algas calcárias e de vermitídeos

O limite superior do andar infralitorâneo corresponde nas regiões rochosas às camadas de algas calcárias incrus-tantes, cuja cor rósea contrasta fortemente com a cor escura das rochas. Estas algas, que ainda não foram bem identificadas no Brasil, parecem ser bastante semelhantes às que se desenvolvem no mesmo nível das Antilhas. Misturadas às algas calcárias



podem aparecer importantes colônias de vermitídeos. A proporção relativa de cada grupo é função da intensidade de quebra das ondas: passando das incrustações de vermitídeos nas áreas pouco batidas de águas claras para incrustações de algas nas regiões mais batidas.

b) Zona dos sargassos e das sêrpulas

Onde há areia em contato com a rocha, podem ser encontradas importantes estruturas biológicas devidas a um anelídeo do gênero *Phragmatopoma*. Esses animais utilizam os grãos de areia para construir tubos que formam massas arredondadas de cerca de 1 m. Esses edifícios são numerosos nas regiões estudadas mas a sua estrutura arenosa inconsolidada não permite a fossilização. Eles vivem em águas pouco profundas e o seu limite superior de vida é mais ou menos a mesma altura do limite inferior dos vermitídeos. Quando ocorrem fatores quebras de onda, a rocha, abaixo da zona de vida dos vermitídeos, é ocupada pelos sargassos.

c) Zona de corais de recifes

A partir da zona dos sargassos, os corais começam a aparecer. No início, encontram-se raras colônias de *Siderastrea stellata* e a forma meandróide de *Favia gravida*, que se desenvolve sobre a rocha ou sobre os recifes com uma preferência pelas "poças de maré". No Brasil não existem espécies adaptadas à emersão. Somente a uma profundidade maior que o nível das marés mais baixas crescem as colônias de corais que unindo-se podem formar um recife.

Ocorrem corais na plataforma continental até profundidades de 90 a 100 m, portanto fora do andar infralitorâneo.

Numerosos outros organismos vivem na zona dos corais: espécies perfurantes tais como as esponjas, cliones, lameli-brânquios comedores de rochas (*Lithofaga*), equinodermas (*Echinometra lucunter*) são comuns. No grupo das algas calcárias, o

gênero *Halimeda* desempenha um papel importante na produção de material biodetrítico sobre a plataforma continental brasileira. Um outro gênero de alga é também importante nas partes superior e média da plataforma continental. Trata-se de uma alga calcária vermelha, livre, determinada por LABANCA (1970), como sendo *Lithothamnium occidentale*.

#### Andar circalitorâneo

Ele começa com o desaparecimento dos leitos de *Halophila*, a cerca de 40 a 50 m de profundidade, e vai até o limite extremo das algas bentônicas. Corresponde aproximadamente a parte inferior da plataforma continental (40 a 80 m). O seu estudo nas costas brasileiras é ainda incompleto.

Em profundidades maiores (superior a 100 m) as algas desaparecem. Os fundos são caracterizados por um pequeno número de espécies de corais de grandes profundidades (sem zooxantelas), tais como *Deltocyathus* sp., *Dasmosmilia lymani*, *Fungia cyathus* sp. e outras espécies ramificadas como *Solenosmilia variabilis* e *Ennallospsamnia* sp. Esta zona profunda é em geral chamada de andar batial por PERES e PICARD.

#### Os gastrópodos vermitídeos (LABOREL, 1979b).

Sistemática e biologia - Segundo KEEN (1961), os vermitídeos podem ser classificados em cinco gêneros distintos, estes subdivididos em dez sub-gêneros. Entre estes grupos taxonômicos, alguns apresentam pouca importância, para o nosso caso, por serem representados por formas solitárias cujo domínio de vida se estende verticalmente em profundidade além da zona litorânea. A sua utilização como indicador de nível marinho não é então possível a não ser em alguns casos e sob certas condições.

Dois grupos, por outro lado, são de importância fundamental: *Dendropoma* Mörch sub-gênero *Novastosa* Finaly e *Petalocochus* Lea sub-gênero *Macrophragma* Carpenter, que consti-

tuem a quase totalidade das formações assinaladas utilizáveis. Deve-se também adicionar o gênero *Vermetus* Dandin com dois sub-gêneros, *Vermetus* sensu-stricto e *Thylaeodus* Mörch bastante frequentemente citados, ainda que ocorram algumas confusões entre este último sub-gênero e o *Petalocochnus*, em virtude de grande semelhança de forma.

O tubo de vermitídeos é em geral bastante fácil de ser diferenciado do de anelídeos, poliquetas tubícolas, principalmente serpulídeos. Ele é formado de três camadas que são essencialmente constituídas de aragonita: uma camada externa de cor acastanhada com ornamentações, em geral, radiais ou transversais (ou ambas); uma camada intermediária mais espessa não apresentando em geral estrutura em prisma e uma camada interna brilhante, de cores branca ou escura. Além disso, as fases embrionárias frequentemente conservadas mostram uma morfologia típica de gastrópodes.

Situação no zoneamento biológico (Figura 24) - Acima foi visto que as formações da base dos vermitídeos localizam-se no limite superior do andar infralitorâneo, não nos interessando aqui as espécies que vivem a profundidades maiores. Os vermitídeos se desenvolvem frequentemente em concorrência com as algas calcárias. É bom recordar que, se, no Mediterrâneo as algas calcárias situam-se acima dos vermitídeos, os quais elas frequentemente recobrem, nas regiões tropicais, principalmente no Atlântico tropical e no Pacífico, as algas calcárias que constituem recifes de algas (algal ridges) desenvolvem-se em nível inferior ao dos vermitídeos. Entretanto, sob influência de vagas, eles podem constituir formações elevadas em frente aos vermitídeos enquanto que eles mesmos se desenvolvem ligeiramente atrás, em águas menos agitadas. Parece que em nenhuma parte da zona tropical se conhecem, como no Mediterrâneo, formações concrecionárias à base de algas calcárias situadas no andar mesolitorâneo. Com relação aos recifes coralígenos, en-

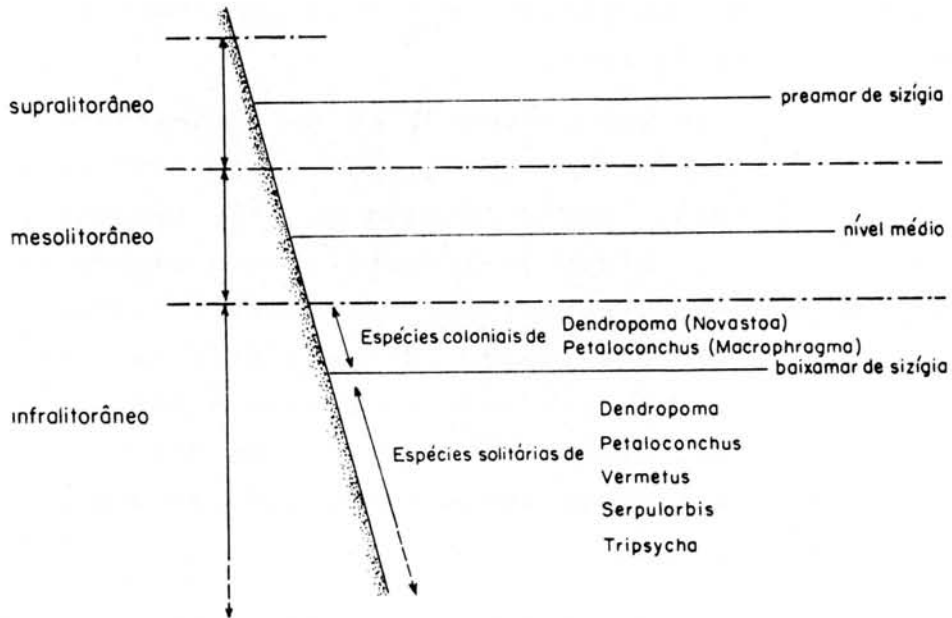


Fig. 24 - Localização dos diferentes gêneros de vermitídeos no zoneamento litorâneo (PERES e PICARD, 1964). As alturas dos limites dos diferentes andares em relação à baixamar de sizígia, à preamar de sizígia e nível médio são fornecidas. Estas alturas variam em função das características locais de cada setor estudado, principalmente em função do modo batido ou abrigado (LABOREL, 1979b).

contram-se bastante freqüentemente formações de vermitídeos e algas calcárias recobertas de Madreporárias ahermatípicas que atingiram o limite superior de seu crescimento vertical. No Brasil, como nas Caraíbas, as cristas algálicas com vermitídeos e algas calcárias recobrem diretamente os corais *in situ*.

Relações com o perfil e a natureza do substrato - No substrato dos vermitídeos têm sido encontradas rochas de todos os tipos, desde rochas cristalinas até sedimentos arenosos. Os perfis são tão variáveis quanto a natureza desses substratos, subentendendo-se que os fatores hidrodinâmicos desempenham um papel considerável que não pode ser separado dos fatores litológicos.

Relação com os fatores hidrodinâmicos - Os fatores hidrodinâmicos são de grande importância prática. Constata-se, de início, que o desenvolvimento dos vermitídeos corresponde a um ótimo grau de agitação de água. Na escala local, um fenômeno importante, ligado à agitação, consiste na possibilidade de deslocamento para cima das zonas biológicas. Este fenômeno é especialmente sensível nas extremidades dos cabos, nas fissuras que concentram a ação da ressaca. Este é, em geral, um fenômeno muito local. Sua amplitude nunca foi medida com precisão; não parece que ela possa ultrapassar 1,5 m no máximo, na ausência de poças de água. Quanto a maré, sua importância é difícil de se perceber por várias razões. Antes de mais nada, a maioria das formações de vermitídeos conhecidas no mundo desenvolvem-se em mares de maré nula ou fraca. Nestas condições a espessura total máxima das formações de vermitídeos não pode ultrapassar o meio metro (em geral, 20 a 30 cm). Constituem exceção as costas brasileiras onde os vermitídeos se desenvolvem apesar da amplitude de maré que pode ultrapassar 3 a 4 m. Nessas condições constata-se que a amplitude vertical das formações de vermitídeos não sofre, por esta fato, uma extensão muito grande e mantém-se na ordem de 0,5 a 1,5 m (Figura 25) no máximo, ainda que tal amplitude não seja possível senão em zonas muito batidas. O efeito biológico das amplitudes elevadas de maré não parece então influir na extensão vertical dos vermitídeos, sendo menos importante que a agitação da água. Quando se compara populações de vermitídeos do Mediterrâneo com as populações das zonas de amplitude de maré mais forte, percebe-

se que elas não se desenvolvem em níveis mais baixos, em relação ao nível médio, no segundo caso do que no primeiro. De fato, em um mar sem maré ou com maré muito fraca (0,2 a 0,5 m) a amplitude média das vagas é da mesma ordem que a amplitude de maré e o nível médio estatístico corresponde ao limite superior do andar infralitoralâneo.

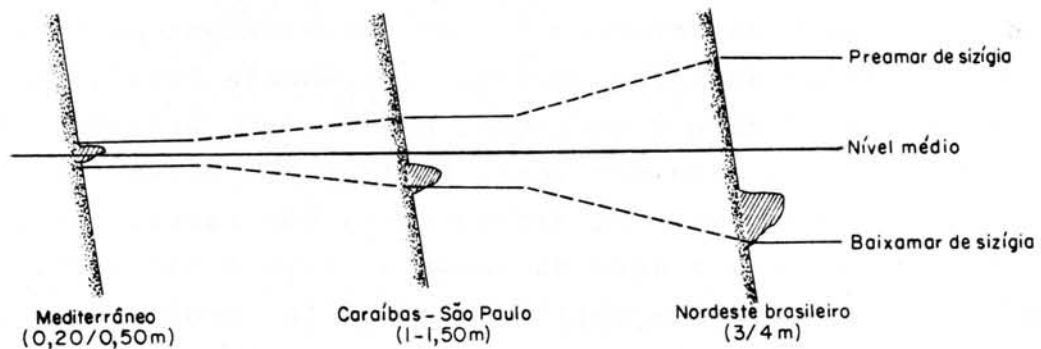


Fig. 25 - Variação da altura dos vermitídeos em relação ao nível médio em função da amplitude da maré: 1 - caso de mar sem maré ou de maré fraca; 2 - costa das Caraíbas e de São Paulo (1 a 1,5 m) e 3 - costa do nordeste brasileiro (3 a 4 m) (LABOREL, 1979).

Por outro lado, quando a amplitude de maré aumenta, o nível médio estatístico corresponde a uma zona regularmente emersa (horizonte de maré média), isto é, ao estágio mesolitoralâneo médio. Quanto maior for a amplitude de maré mais abaixará o limite do andar infralitoralâneo. Quando se considera este limite como um "zero biológico", não é necessário esquecer que esta noção não corresponde nem ao nível médio e, evidentemente, nem ao zero das cartas marítimas. Os vermitídeos encontram-se em média abaixo da altura média das marés de quadratura e sempre acima das marés baixas de sizígia. Ainda lá a influência das vagas é pre

dominante e pode deslocar sensivelmente todo o zoneamento para o alto. Em primeira aproximação pode-se dizer que os vermitídeos se desenvolvem em torno de uma cota correspondente ao quarto inferior da amplitude de maré e que a espessura das formações dependerá essencialmente do modo (batido ou abrigado). Mudanças na amplitude de maré ocasionarão então subida dos vermitídeos, quando ocorre a diminuição e descida no caso de aumento de amplitude de maré.

#### Problemas envolvidos na utilização prática de vermitídeos como indicadores de níveis marinhos

Distribuição geográfica - Se vermitídeos construtores ocorrem atualmente em todos os mares tropicais e parte dos mares temperados, não se deve perder de vista que sua área de distribuição pode ter sido mais extensa e que formações fósseis holocênicas podem estar ausentes nas populações atuais.

Tipos de costas a prospectar - Os vermitídeos desenvolvem-se essencialmente em costas rochosas. As formações bem desenvolvidas (fósseis ou viventes) serão encontradas sobretudo nos setores costeiros suficientemente batidos. A presença de acumulações sedimentares, apesar de impedir o desenvolvimento atual, pode muito bem ser um fenômeno recente. Assim, testemunhos de vermitídeos frequentemente podem ser encontrados em contato com uma praia atual.

Condições de jazimento e de preservação - Nos mares com marés e de rochas cristalinas, como em muitas partes do Brasil, os níveis de vermitídeos são frequentemente conservados sob forma de pedaços por vezes muito fragmentados. Em clima úmido, os testemunhos elevados são em geral dissolvidos pelos ácidos húmicos do solo se estiverem situados acima do nível atual das marés altas. A probabilidade de se encontrar testemunhos será maior nas zonas desprovidas de vegetação e de



preferência sob lages rochosas que os tenham protegido contra a ação das águas de escoamento. Em clima mais seco, por outro lado, formações poderão subsistir ao ar livre ou sob fina camada de solo bem drenado. Por outro lado, se os testemunhos situam-se na zona de marés será difícil, por vezes, de isolá-los das populações viventes que os rodeam ou recobrem. A contaminação por organismos calcários atualmente viventes pode também constituir uma fonte de erro; então, convém limpar e fragmentar os blocos coletados a fim de eliminar esses organismos.

Crítérios de posição *in situ* - É evidente que esses critérios têm uma enorme importância para permitir a utilização dos vermitídeos como indicadores de níveis marinhos, devendo ser definidos com a maior certeza. O único critério adequado consiste na observação dos tubos, tanto de *Petalocochnus* quanto de *Dendropoma*, que se desenvolvem frequentemente em dois tempos. Inicialmente, o tubo desenvolve o seu enrolamento diretamente sobre o substrato. Este estágio pode não ter sido ultrapassado se a espessura da formação permanece delgada. Forma-se então apenas um fino revestimento, às vezes descontínuo, que pode ser destacado sem destruí-lo. Quando este tipo de crosta é encontrado sobre uma superfície rochosa *in situ*, deve estar obrigatoriamente em posição de vida. Como os gastrópodes são extremamente numerosos e encontram-se espremidos, cada vermitídeo se recurva perpendicularmente ao substrato. Frequentemente são os emaranhados desses tubos verticais que originam as formações mais espessas. Quando esta incrustação é fraturada, torna-se fácil reconhecer a orientação do bloco, pois a camada inferior, no contato com o substrato, é formada somente de tubos enrolados; a parte externa, por outro lado, é inteiramente ou em parte formada de tubos verticais. Isto permite reconhecer, em geral sem muita dificuldade, uma amostra quebrada e recimentada na qual a orientação dos tubos não é compatível com a do substrato. Além disso, destacando-se uma amostra do



seu substrato rochoso, deve-se encontrar a sua parte inferior formada de tubos enrolados em contato íntimo com a rocha moldando suas mínimas asperezas. A presença de material estranho ao bioherme de vermitídeos, particularmente valvas isoladas de lamelibrânquios de substrato mole, fragmentos de ouriços, etc., constitui um forte indício de retrabalhamento. Frequentemente os vermitídeos aparecem *in situ* sobre o substrato, mas o próprio substrato constituído de blocos rochosos, lages, etc., pode ter sido deslocado. Um caso particular é o de certas lages que podem atingir vários metros de largura e que são inteiramente formadas de *Petalococonchus*. A ligação dessas lages com o substrato parece ter sido bastante frouxa. Elas são então facilmente deslocadas e retrabalhadas, sendo por vezes difícil estabelecer com certeza a sua posição de vida, pois nenhuma formação de animais viventes comparável tem sido encontrada.

Medida de altura e sua precisão - A altura de uma formação de vermitídeos fósseis, principalmente em mar com maré, deve ser medida em relação ao limite superior das formações de vermitídeos viventes e, na ausência destes, em relação ao limite superior das populações infralitorâneas (limite entre as populações de algas infralitorâneas e a faixa de *Tetraclita*, por exemplo). Nessas condições, a precisão é variável em função das circunstâncias. No caso brasileiro ela é da ordem de 0,5 m. Em alguns casos, as incrustações de vermitídeos contêm elementos faunísticos que permitem precisar se o testemunho se encontra no limite inferior ou superior da formação. Desta maneira, no Atlântico tropical, a presença de *Tetraclita* misturada com vermitídeos indica o nível superior do bioherme; a ocorrência de algas calcárias e sobretudo de foraminíferos sésseis e bivalves perfurantes indicam, por outro lado, o nível inferior.

- b) Utilização de cnidários hermatípicos como indicadores de nível (LABOREL, 1979)

Entende-se por cnidários hermatípicos os diferentes organismos pertencentes ao grupo animal que, no estado vivo, possuem no interior de seus tecidos algas simbióticas (zooxantelas) e, portanto, não podem desenvolver-se na ausência de luz solar. O grupo das escleractínias (Madreporárias) e alguns outros organismos recifais pertencem a outros grupos construtores como as alcionárias ou os hidrocorais que são aqui considerados. É evidente que poderão ser utilizadas somente informações fornecidas pelas formas fixas e fossilizáveis graças ao seu esqueleto calcário, quando elas são transportadas ou retrabalhadas.

Distribuição vertical - Os cnidários hermatípicos, pelo grande número de espécies existentes, não constituem um material homogêneo do ponto de vista ecológico. As leis da distribuição vertical geralmente aceitas são, na realidade, muito pouco confiáveis. A amplitude vertical de distribuição do grupo vai da superfície a uma centena de metros de profundidade em termos de zoneamento litorâneo, após o limite superior do andar infralitorâneo até a base do andar circalitorâneo, onde se desenvolvem os últimos organismos fotossintetizadores.

A Tabela 6 fornece alguns valores para as espécies de Madreporárias do Atlântico tropical.

Espécie	Profundidade	Observações
<i>Cladocola arbuscula</i>	0 a -5m	Modo calmo
<i>Porites divaricata</i>	0 a -5m	Modo calmo
<i>Acropora palmata</i>	B.S.a -10m	Modo batido
<i>Mavia gravita</i>	Poça a -10m	Costa do Brasil
<i>Diploria strigosa</i>	B.S.a -10m	
<i>Montastrea anularis</i>	-2 a -4m	
<i>Montastrea cavernosa</i>	-2 a -90m	Muito tolerante
<i>Agaricia undata</i>	-30 a -90m	

B.S. = Baixamar de sizígia

Tabela 6 - Amplitude vertical de distribuição de Madreporárias do Atlântico tropical.

Na região indo-pacífica somente um pequeno número de espécies é encontrado na zona de marés. Não se conhece a distribuição deste tipo no Atlântico tropical.

Uma amplitude de distribuição vertical considerável é então um fator muito desfavorável. No entanto, a grande abundância, a ampla distribuição geográfica e a importância geomorfológica fazem dos corais um material frequentemente empregado como indicador de nível marinho.

#### Utilização como indicador de nível marinho

Características de posição *in situ* - Trata-se de um problema fundamental. De fato, as colônias coralígenas maciças e de grandes dimensões (*Porites*, *Montastrea*, etc.), podem ser arrancadas pelas vagas na zona de quebra das ondas (entre 0 e -5m de profundidade) e lançadas sobre a praia. Frequentemente essas colônias, que possuem em geral uma tendência de se depositar com uma orientação análoga à da colônia *in situ*, podem ser recimentadas por algas calcárias e apresentam superficialmente o aspecto de uma colônia em posição de vida. Isto pode dar margem a graves erros de interpretação. Este fenômeno ainda é agravado nas regiões de ciclones.

Os bons testemunhos são geralmente constituídos por colônias de grandes tamanhos (demasiado grandes para terem sido transportadas) ou ainda colônias ramificadas que não podem ser transportadas sem fragmentação. No caso das formas incrustantes ou achatadas o exame da superfície inferior da colônia pode dar indicações precisas. Neste caso a epiteca, frequentemente enrugada, molda-se intimamente à superfície do substrato. A ausência desta epiteca e sobretudo a presença de seções erodidas de coralitos são quase sempre indício de transporte.

Avaliação do nível marinho correspondente ao testemunho - As espécies que necessariamente acompanham a vizinhan-

ça imediata do nível marinho são muito raras e, portanto, os testemunhos de corais fornecerão uma avaliação aproximada. Eles fornecem um limite máximo para os testemunhos submersos e mínimo para os testemunhos emersos. Entretanto, essas avaliações podem ser melhoradas nos seguintes casos:

- A presença de ressurgência ou ainda a influência de correntes frias podem dar origem a uma estratificação térmica especial, constituída de uma delgada camada de água quente na superfície limitada inferiormente por uma camada de água fria. A espessura de água na qual as raras madreporárias tropicais podem desenvolver-se é então muito reduzida. Nas costas brasileiras, ao sul de Cabo Frio, observa-se uma distribuição deste tipo. Os raros corais que aí se encontram estão localizados a profundidades muito rasas (0 a -3m) nas baías abrigadas, onde o sol aquece as águas superficiais. Toda descoberta de madreporárias sobre a plataforma poderia estar ligada, em termos de altitude, a um nível marinho antigo com uma precisão bastante boa. Por outro lado, ao norte de Cabo Frio, onde os corais descem até mais de 50 a 60 m sobre a plataforma, a precisão seria muito menor. Essas considerações são tidas como perfeitamente válidas se as condições hidrográficas reinantes na época de nível mais baixo eram as mesmas que atuais, o que é difícil de ser estabelecido.

- Nas regiões de fraco gradiente vertical, onde os corais se desenvolvem sobre uma grande parte da plataforma existem outras maneiras para se melhorar a precisão. O estudo de assembléias faunísticas atuais permite reconhecer fácies características de diferentes profundidades. O estudo das colônias coralígenas mostra que a morfologia do seu esqueleto está intimamente ligada à profundidade. Outras espécies especialmente tolerantes como a *Montastrea cavernosa*, muito variáveis morfológicamente, podem fornecer interessantes informações sobre a profundidade no momento de desenvolvimento da colônia.

Finalmente, não se deve perder de vista que testemunhos de corais encontrados *in situ*, ao mesmo nível, sobre uma plataforma podem ter idades diferentes e corresponder a níveis marinhos diferentes.

- c) Utilização de foraminíferos bentônicos como indicadores paleobatimétricos (BLANC-VERNET e CLAIRE-FOND, 1979)

Critérios de acompanhamento de variações ecológicas, principalmente de profundidade, no decorrer do tempo

Critérios diretos:

- As formas polihalinas são indicadoras de níveis intermarés ou de lagunas costeiras.

- As formas epífitas sobre as fanerógamas, onde as algas eufóticas não ultrapassam os limites do andar infralitoral (40 a 45 cm).

- As espécies de *habitat* circalitorâneo ou batial constituem exceção abaixo de 40-50 e 150-200 m, respectivamente.

- A relação foraminíferos pelágicos/foraminíferos bentônicos é uma indicação do distanciamento da costa e constitui, em geral, um bom indicador batimétrico.

Critérios indiretos:

- Critérios climáticos - O aparecimento ou o incremento de espécies termófilas pode indicar os estádios de aquecimento pós-glacial.

- Critérios sedimentológicos - Os foraminíferos trabalhados estão, em geral, relacionados a determinados perfis definidos pelos outros critérios, como estádios de nível do mar mais baixo.

- d) Utilização de ostracódios como indicador paleoba

## timétrico (PEYPOUQUET, 1979)

Numerosos estudos ecológicos e paleoecológicos realizados nos últimos quinze anos permitem compreender as principais características da distribuição espacial das associações faunísticas de ostracódios, desde o ambiente de supramaré até batial. Além disso, parece que esses organismos são suscetíveis a fornecer respostas positivas em relação a problemas de procura de paleolinhas de costa sobre as plataformas e margens continentais, tanto nos últimos milênios como em tempos mais antigos.

A pesquisa de paleolinhas de costa em base microfau-nística, utilizando-se de ostracódios, consiste essencialmente na determinação dos ambientes representados pelas associações determinadas nos sedimentos.

Três ambientes principais podem ser evidenciados, no sistema litorâneo: supramaré, intermaré e inframaré. A zona de oscilação das marés constitui o ambiente que fornecerá indicações mais precisas na determinação do nível médio do mar. Nesta zona, a emersão periódica impõe restrições ecológicas elevadas à fauna de ostracódios, que sofrem seleção importante. Além disso, a zona intermaré possui uma fauna diversificada mas relativamente pobre. Em geral ocorrem uma ou duas espécies dominantes na associação. Entretanto, é necessário notar que as faunas alóctones frequentemente provenientes da zona inframaré atingem por efeito das correntes, o domínio intermaré. O número de testas transportadas é quase sempre muito importante e pode então falsear a interpretação ecológica. A pesquisa de paleolinhas de costa consiste em encontrar a zona intermaré com o auxílio da associação faunística de ostracódios. Entretanto, a tarefa é relativamente difícil em função da extensão geográfica limitada desta particular zona. Em casos mais favoráveis este reconhecimento conduzirá a informações sobre o nível marinho com precisão de 2 a 3 m. As variações de pequena amplitude

e/ou muito rápidas não podem ser detectadas pela técnica dos ostracódios.

- e) Utilização de galerias fossilizadas de *Callichirus* como indicador de nível marinho (SUGUIO e MARTIN, 1976)

#### Ecologia de *Callichirus* da costa brasileira

O gênero *Callichirus*, representando um crustáceo de cápodo marinho, contém quase 95 espécies distribuídas pelos mares do mundo inteiro. Entretanto, em 1900, somente uma espécie *Callichirus branneri* Rathbun havia sido assinalada nas costas do Atlântico da América do Sul. Em sua tese de doutoramento, RODRIGUES (1966) descreveu cinco espécies nas costas brasileiras, das quais três eram até então desconhecidas: *Callichirus major* Say (1918), *Callichirus jamaicensis* Schmidt (1933), *Callichirus guassutinga*, *Callichirus guara* e *Callichirus mirim*.

#### Habitats e galerias de *Callichirus* (RODRIGUES, 1966)

*Callichirus major* - Esta espécie tem sido encontrada em locais abrigados e nas zonas de mar aberto. Pode ser encontrada em sedimentos de granulometria variada, embora jamais tenha sido assinalada em sedimentos muito lamosos ou grosseiros. A zona por ela habitada corresponde à infralitorânea superior, isto é, zona das marés baixas normais. Para cima, ela não ultrapassa o limite do nível médio de maré e para baixo não é encontrada nas zonas permanentemente submersas. A galeria é formada por um tubo estreito perpendicular à superfície e que se aprofunda na areia sem variação de diâmetro por 20 a 40 cm, formando acima o orifício que se abre sobre a praia. Depois o tubo se alarga e muda de direção para tornar-se praticamente horizontal. Finalmente a galeria encurva-se para baixo mergulhando vertical ou obliquamente por 40 a 60 cm ou até mais (Figura 26). Uma característica das galerias de *Callichirus major* está ligada a boa cimentação das paredes que se apresentam, por ve

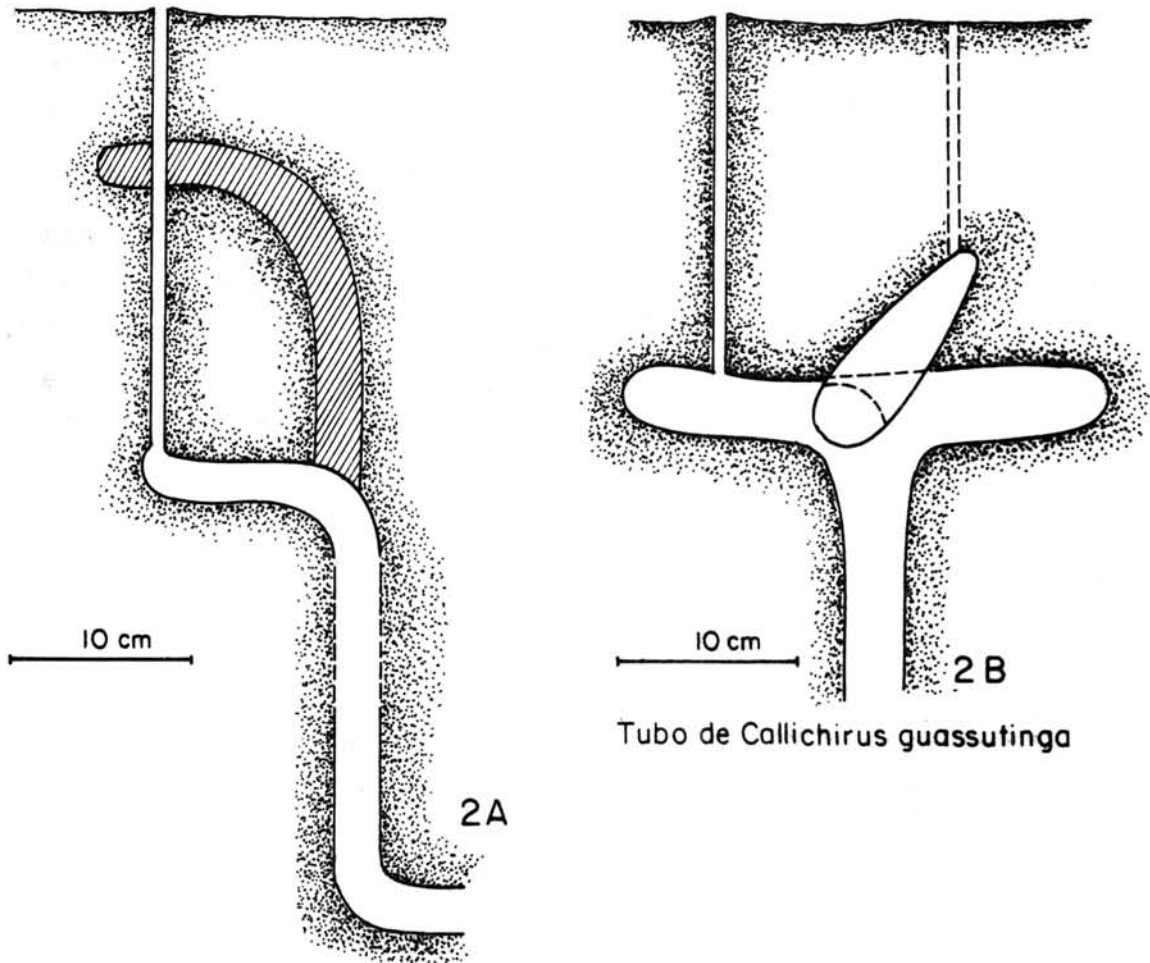


zes, ferruginizadas. Esta cimentação permite ao animal manter o tubo aberto em areias praias saturadas de água. A areia que envolve a galeria é impregnada de uma substância secretada pelo animal que penetra 0,5 a 1 cm nas areias.

Callichirus guassutínga - A zona de vida desta espécie situa-se entre o limite de maré baixa normal e de maré baixa excepcional. Na maioria dos casos, as zonas ocupadas por *Callichirus major* e *Callichirus guassutínga* não se recobrem. O orifício de comunicação com a superfície é parecido com o de *Callichirus major*. Um tubo vertical cilíndrico de diâmetro igual a do orifício mergulha na areia verticalmente por 30 a 40 cm. Em seguida ela se abre em túnel horizontal de 3 cm de diâmetro e cerca de 10 cm de comprimento. Esta galeria desemboca em uma câmara de 5 cm de diâmetro, onde chegam igualmente duas outras galerias de 3 cm de diâmetro. Estas últimas podem ou não comunicar-se com a superfície por intermédio de tubos parecidos ao primeiro. Desta câmara parte um tubo vertical de cerca de 4 cm de diâmetro que se aprofunda sem mudar de direção por, no máximo, 40 cm (Figura 26). As galerias não apresentam ferruginização como nas de *Callichirus major*, o que pode sugerir um mecanismo diferente de cimentação.

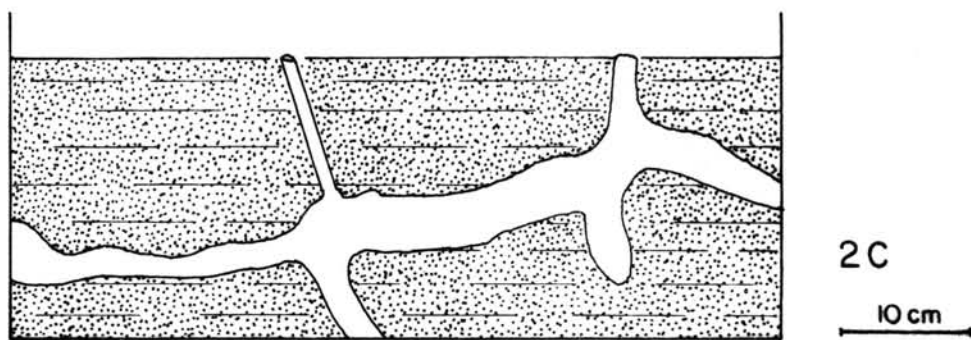
Callichirus mirim - Ela ocupa uma zona ligeiramente mais profunda de que a da *Callichirus major*, sendo bastante semelhante a da *Callichirus guassutínga*. O orifício da galeria com 0,5 cm de diâmetro dá acesso a um tubo de 20 a 30 cm de comprimento, similar ao das duas espécies precedentes. Em seguida as galerias são muito irregulares (Figura 26). Isto se explica pelo fato que, contrariamente às espécies precedentes que filtram a água para encontrar alimentação, a *Callichirus mirim* procura os nutrientes nos sedimentos e para isso modifica incessantemente a forma das galerias.





Tubo de *Callichirus guassutinga*

Tubo de *Callichirus major*



Tubo de *Callichirus mirim* (obtido em aquário)

Fig. 26 - Tipos de tubos de *Callichirus* de acordo com as espécies (Seg. RODRIGUES, 1966).

*Callichirus jamaicensis* - Ela habita uma zona litorânea muito parecida com a da *Callichirus major* mas é muito menos frequente. A sua galeria é bastante parecida com a de *Callichirus major*.

*Callichirus guara* - Há poucas informações a respeito do seu *habitat* mas deve ser sublitorâneo. RODRIGUES (1966) conseguiu capturar somente dois espécimes. O primeiro foi coletado em São Sebastião (SP) dentro de areia argilosa durante uma maré excepcionalmente baixa; o segundo foi coletado em Guarujá (SP) por dragagem de fundo lamoso de 12 m de profundidade. Como esta espécie vive a profundidades muito maiores que as anteriores a forma de sua galeria é mal conhecida.

Comparação de galerias de *Callichirus* atuais com as galerias fossilizadas de formações quaternárias do litoral brasileiro (SUGUIO e MARTIN, 1976)

Embora escassamente, ocorrem galerias inteiras fossilizadas nas formações quaternárias do litoral brasileiro. Mais comumente só a porção inferior dos tubos se acha preservada, mas podem ser encontrados fragmentos da parte superior ligados à galeria inferior. Essas galerias fossilizadas parecem pertencer a *Callichirus major* e *Callichirus guassutinga*, sendo as do primeiro grupo muito mais abundantes.

Utilização das galerias fósseis na reconstrução de antigos níveis marinhos

Vimos que a *Callichirus major* vive na zona do litoral delimitada pelo nível médio do mar e pelo nível de maré baixa normal, enquanto que a *Callichirus guassutinga* ocupa uma zona ligeiramente mais baixa delimitada entre os níveis de marés baixas normais e excepcionais.

Nas formações antigas o limite superior da zona de tubos indica a posição do nível médio do mar na época em que

viviam as *Callichirus* que as escavaram. As galerias apresentam uma importância suplementar por estarem na posição de vida, o que nem sempre acontece com as conchas que podem sofrer vários retrabalhamentos. Finalmente, nos países tropicais úmidos, os restos de conchas são rapidamente dissolvidos mas as galerias de *Callichirus* ficam incólumes dentro dos sedimentos. Mas para a reconstrução da posição do antigo nível marinho é preciso lembrar-se que entre o orifício de entrada e o fundo do tubo pode existir uma diferença de nível de quase 1 m. Infelizmente as galerias não são datáveis, mas pode acontecer que ocorram juntamente conchas ou fragmentos de madeira que poderão ser submetidos à datação.

f) Os indicadores resultantes de processos sedimentares e diagenéticos

#### Indicadores sedimentológicos

A natureza e a estrutura dos sedimentos devem ser bem estudadas porque essas propriedades são indispensáveis para uma interpretação correta. Além disso, é necessário conhecer os ambientes de sedimentação e sua dinâmica e então determinar qual era o paleoambiente em que ocorreu a sedimentação, quando comparado com os ambientes atuais. Ter-se-á então um quadro paleogeográfico que vai desempenhar um papel importante na interpretação e pesquisa da posição do nível do mar a cada instante.

#### Exemplos de reconstrução através de arenitos de praia (beach rocks) da região de Salvador (FLEXOR e MARTIN, 1979)

As areias depositadas na zona litorânea apresentam estratificações e características granulométricas que são uma função da zona de deposição. A comparação das estruturas sedimentares e características granulométricas fósseis com as de praias atuais pode permitir esta reconstrução com uma precisão aceitável. Representamos na Figura 27, as diferentes estratificações

e características granulométricas que podem ser encontradas em uma praia. Na zona situada por detrás da crista de praia podem ser encontradas estratificações cruzadas mas as características granulométricas (elementos mais finos) permitirão diferenciá-las das de baixa-praia. A crista de praia é caracterizada por estratificações plano-paralelas inclinadas alternadamente, rumo ao continente e ao mar. A alta praia (pós-praia) apresenta estratificações plano-paralelas e uma superfície inclinada unicamente para o mar. As características granulométricas per

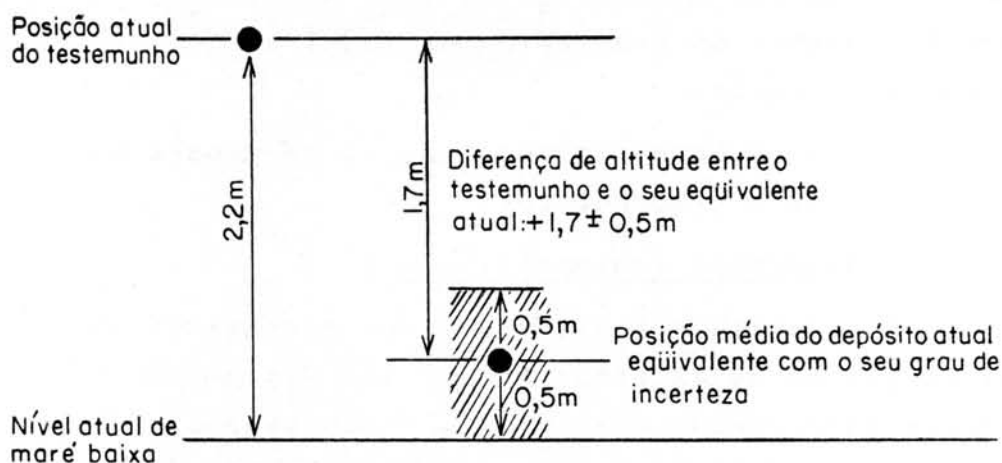


Fig. 27 - Cálculo da posição do nível do mar por ocasião da sedimentação do banco de arenito da praia de rio Vermelho, Salvador, Bahia.

mitem diferenciar uma alta-praia (pós-praia) inferior (grãos mais grosseiros) e superior (grãos mais finos). A baixa-praia (estirâncio: zona intermarês) apresenta uma superfície levemente inclinada em direção ao mar e eventuais estratificações cruzadas.

Bancos de arenitos representando paleolinhas de costa - Próximo ao Clube Espanhol (Salvador) encontra-se, na zona intermarê, um banco de arenito caracterizado pela presença de estratificações inclinadas alternadamente para o continente e

para o mar. Este banco está localizado ao pé de uma colina de rochas cristalinas pré-cambrianas e só pode, por razões de espaço, tratar-se de uma antiga crista de praia. Então, pode-se admitir que a deposição tenha ocorrido levemente acima do nível de maré alta. O banco de arenito situa-se atualmente na zona intermaré e testemunha então um antigo nível marinho inferior ao nível atual.

Banco de arenito representando uma antiga baixa-praia (estirâncio) - Em algumas localidades da costa de Salvador e proximidades, principalmente em rio Vermelho, Hotel Méridien e Arembepe, encontram-se bancos de arenito de superfície praticamente horizontal e apresentando estratificações cruzadas muito evidentes. Pelas características granulométricas e abundância em conchas, deve-se pensar que a sedimentação tenha se processado na zona de baixa-praia. Podemos considerar como ponto médio do depósito a zona situada 0,5 m acima do nível de maré baixa com uma incerteza de  $\pm 0,5$  m. No caso do banco do rio Vermelho o testemunho considerado situa-se 2,2 m acima do nível de maré baixa (Figura 27). A sedimentação então ocorreu quando o nível do mar se encontrava  $1,7 \pm 0,5$  m acima do nível atual.

Banco de arenito representando uma antiga alta-praia (pós-praia) - Ao sul do povoado de Arembepe e ao norte do Estado da Bahia, nas localidades de Subaúma e Conde, ocorrem bancos de arenitos cuja superfície é inclinada rumo ao mar e apresenta somente estratificações plano-paralelas. Ao sul de Arembepe, as características granulométricas mostram que a sedimentação ocorreu na parte inferior da alta-praia. A parte considerada situa-se aproximadamente na posição de ruptura de declive entre a alta e baixa-praia atuais e então deve corresponder a uma zona de deposição bastante semelhante. Então, pode-se pensar que a sedimentação tenha ocorrido quando o nível do mar era próximo ao atual com uma incerteza de  $\pm 0,5$  m.

Processos diagenéticos (MONTAGGIONI, 1979)

As testas calcárias de organismos bentônicos e os cimentos carbonatados originados em meio marinho podem apresentar-se sob duas formas mineralógicas distintas: a aragonita, caracterizada por um alto teor de estrôncio e a calcita fortemente magnesiana. Estes carbonatos são relativamente estáveis nos seus ambientes marinhos originais mas, quando sofrem emersão, são submetidos a modificações químicas e mineralógicas mais ou menos profundas, dependendo do tempo de exposição e das condições oceanográficas e climáticas locais. A ação das águas (lixiviação do magnésio e do estrôncio incorporados, respectivamente na calcita e aragonita) causa transformação dessas espécies mineralógicas em calcita estável não-magnesiana. Inversamente toda imersão marinha, mesmo temporária, dessas rochas é acompanhada teoricamente de cessação de sua degradação e reconstituição parcial de sua composição mineralógica inicial, com precipitação de cimento de aragonita e de calcita magnesiana, se a porosidade primária era suficientemente acentuada. Da mesma maneira, rochas com cimentação primária subaérea podem adquirir características marinhas secundárias em seguida a uma imersão. Deste modo, a alternância de períodos de emersão e de imersão pode ser materializada por franjas sucessivas de carbonatos com características subaéreas e submarinas. Essas propriedades podem ser evidenciadas, seja pela observação direta ao microscópio óptico, seja por análises mineralógicas e geoquímicas globais ou pontuais.

O interesse deste método reside na possibilidade de se determinar as flutuações rápidas do nível marinho (de ordem decenal ou secular) que, em geral, não podem ser obtidas pela utilização de indicadores biológicos ou feições de acumulação ou erosão. De fato, as avaliações relativas da velocidade de cimentação carbonatada em meio marinho pouco profundo são da ordem de alguns anos. Então, é possível registrar cada fase

de imersão ou emersão, mesmo de curta duração. Entretanto, este método pode ser aplicado somente em afloramento de zonas costeiras calmas, pois em setores submetidos a ação de quebra das ondas e respingos, a cimentação marinha pode afetar os horizontes supralitorâneos até várias dezenas de metros de altura.

g) Indicadores resultantes de processos erosivos

As formas costeiras indicadoras de processos de erosão marinha são representadas principalmente por plataformas e entalhes de abrasão e de corrosão. Este último mecanismo é mais efetivo nas rochas calcárias e vulcânicas. Frequentemente se faz o exame da situação de plataformas de abrasão marinha completamente desprovidas de depósitos para se reconstruir antigos níveis marinhos. Este procedimento é, em geral, demasiadamente aleatório já que plataformas em regiões litorâneas não são necessariamente devidas à erosão marinha. Todavia, a utilização pode em parte ser legitimada quando elas possuem configurações características e pelo fato dessas plataformas se encontrarem na mesma altitude dos depósitos devidamente identificados como litorâneos. Eles permitem realizar a correlação espacial dessas feições.

Para mostrar a complexidade dos processos atuantes e a dificuldade de comparação, principalmente altimétrica, entre os entalhes, citaremos algumas observações de LABOREL (1979) sobre o mecanismo de formação dos "entalhes marinhos". Existe uma série de mecanismos diferentes (biológicos, bioquímicos, químicos e físicos) capazes de erodir as rochas (particularmente calcários). Entretanto, isto pode ocorrer sob condições muito diferentes e a altitudes variáveis em relação ao nível médio. Além disso, esses mecanismos frequentemente coexistem com mecanismos construtivos e as suas interações são complexas. Classificando-se as diversas zonas de erosão ao longo de uma vertical, utilizando-se não critérios altimétricos ou mareográ



ficos mas os estágios bionômicos (cuja extensão vertical varia em função das condições locais), obtém-se o esquema seguinte:

- Andar supralitorâneo - Esta zona é caracterizada pela predominância de borrifos de água que podem provocar uma erosão física, podendo também processar-se a dissolução bioquímica por ação de cianofíceas perfurantes.

- Andar mesolitorâneo - Esta faixa é submetida a emersão e imersão alternantes, por ação de vagas e marés. Caracteriza-se por forte erosão principalmente biológica. A zona de ação pode estar bastante deslocada em altura quando se compara regiões de quebra de ondas com zonas mais calmas.

- Andar infralitorâneo - No limite superior deste andar a emersão deixa de ser o fator ecológico dominante. Este limite superior é freqüentemente uma zona de forte construção biológica pelos vermitídeos e algas calcárias que podem formar uma cornija em relevo situada ao pé do entalhe mesolitorâneo. Abaixo desta zona de construção existe uma zona de forte erosão biológica, onde o calcário, por exemplo, é fortemente atacado pelas esponjas cliones e moluscos litófagos. Esta ação pode ser forte a ponto de resultar um entalhe profundo de vários metros e inteiramente situado abaixo do nível médio do mar. Este entalhe sofre o maior desenvolvimento em costas muito calmas contrariamente ao entalhe mesolitorâneo.

Tem-se então não somente uma mas três zonas biológicas nas quais pode ocorrer o desenvolvimento de entalhes e nada impede que haja formação de dois entalhes simultâneos superpostos ou afastados a pequena distância entre a ponta de um cabo e o interior de uma reentrância (baía, por exemplo), como foi descrito por KEMPF e LABOREL (1968) no Brasil.

Em virtude da pluralidade de origem, é importante de terminar, em cada caso de estudo de uma forma fóssil, os processos genéticos, sob pena de estar introduzindo erros na ava



liação do nível marinho correspondente.

h) Informações fornecidas pela geoquímica isotópica

Relação isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

Testemunhos de oscilações lagunares (FLEXOR *et al.*, 1979a, b)

A relação isotópica  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  dos carbonatos expressa em  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) apresenta um espectro de valores bastante dispersos em função do ambiente onde eles foram formados. Medidas efetuadas sobre conchas de organismos vivos (KEITH *et al.*, 1964), bem como sobre grande variedade de carbonatos marinhos e continentais (KEITH e WEBER, 1964) mostraram que as diferenças devidas a efeitos do ambiente são importantes. Na maior parte dos casos a relação  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  permite diferenciar as espécies tipicamente marinhas das espécies tipicamente continentais. As espécies marinhas apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) que variam em torno de zero, em contraposição aos carbonatos de organismos tipicamente de água doce que possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) acentuadamente negativos (da ordem de  $-12$  a  $-14$ ‰). Esses valores negativos resultam do fato que os organismos tipicamente de água doce absorvem carbono de origem vegetal proveniente da decomposição de matéria orgânica de plantas terrestres. A matéria vegetal viva apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) variáveis segundo sua natureza de  $-11$  a  $-32$ ‰. Então, parece lógico imaginar que os carbonatos de conchas de organismos lagunares apresentam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) intermediários entre os carbonatos de conchas de organismos marinhos e os de carbonatos de organismos subaquáticos continentais. Na mesma época os carbonatos de conchas de organismos lagunares vivendo nas zonas internas de lagunas deveriam apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) claramente mais negativos que os carbonatos de conchas de organismos lagunares vivendo nas zonas externas. Por outro lado, em um mesmo ponto da laguna mas em diferentes épocas, correspondentes a níveis lagunares diferentes, os carbona

tos de conchas de organismos deveriam apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) diferentes. Deste modo, as transgressões caracterizadas por uma diminuição da influência continental, deveriam apresentar valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) menos negativos. Por outro lado, as regressões, marcadas por um aumento da influência continental, deveriam ser caracterizadas por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) mais negativos. Teoricamente deveria ser possível registrar, ao longo do testemunho de sedimentos lagunares contendo conchas, por exemplo, essas variações de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB). Deste modo, da mesma maneira como as variações de  $\delta^{18}\text{O}$  nos testemunhos de mares profundos são correlacionáveis com variações de temperatura, deveria ser possível correlacionar variações de  $\delta^{13}\text{C}$  com as variações do nível lagunar e, portando do nível marinho.

Este método foi aplicado na planície quaternária de Cananéia e Iguape (São Paulo) e forneceu informações muito interessantes sobre as oscilações dos níveis lagunares, permitindo precisar a posição do máximo de 5 100 anos A.P. (FLEXOR *et al.*, 1979a, b).

Determinação da origem marinha ou continental do cimento de arenito de praia e possibilidade de datação das oscilações negativas do nível marinho datando o cimento (FLEXOR e MARTIN, 1979a, b).

Para alguns autores o cimento dos arenitos de praia proviriam de carbonatos dissolvidos na água do mar. Para outros autores, ele seria originado da dissolução, pelos ácidos orgânicos presentes na água doce, de parte dos fragmentos de conchas contidas no sedimento, seguida de uma recristalização posterior dos carbonatos. No primeiro caso as épocas da sedimentação e da cimentação poderiam ser praticamente contemporâneas, enquanto que no segundo caso elas seriam discordantes. Neste caso seria então teoricamente possível datando o cimento determinar a idade da cimentação, que deveria corresponder a

um período de emersão. Um estudo prévio da relação isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  do cimento permitirá conhecer qual é a sua origem. De fato, os carbonatos de origem marinha apresentam um  $\delta^{13}\text{C}$  totalmente diferente dos carbonatos de origem continental. Deste modo, na ilha de Itaparica (Bahia), CAMPOS (1976) realizou algumas medidas da relação isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  no cimento de dois tipos de arenitos conchíferos. O primeiro, em vias de cimentação (idade aparente =  $130 \pm 90$  anos A.P.), situa-se na parte inferior da alta-praia. O valor de  $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) dos carbonatos do cimento ( $+1,38\text{‰}$ ) mostra que, neste caso, tem-se uma origem marinha incontestável). Como a cimentação se produz na parte inferior da alta-praia, pode-se pensar que o mecanismo deve estar ligado à evaporação da água do mar que impregna as areias. O segundo tipo de arenito estudado por CAMPOS situa-se em um terraço marinho holocênico. Ele aflora em uma pequena falésia formada pela erosão da costa neste local. De fato, tratam-se de restos de conchas e de artíficos de *Halimeda* no meio de uma areia quartzosa fracamente cimentada. O valor de  $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) dos carbonatos do cimento ( $-9\text{‰}$ ) mostra que, com certeza, é de origem continental. Considerando-se a posição deste arenito intercalado em um terraço arenoso marinho, pode-se pensar que cimentação relativamente recente (idade aparente do cimento =  $515 \pm 115$  anos A.P.) tenha se efetuado em conexão com as oscilações do lençol freático local. Durante a estação das chuvas, a água ácida (carregada em matéria orgânica de origem vegetal) dissolve os fragmentos carbonatados. Por outro lado, durante a estação seca, o nível do lençol desce e uma parte dos carbonatos dissolvidos cristaliza-se e cimenta os grãos. O mecanismo de cimentação por dissolução de detritos de conchas e a recristalização posterior dos carbonatos implica em emersão dos sedimentos marinhos. Neste caso, a datação das conchas poderia indicar a época de deposição e a datação do cimento uma fase de nível marinho inferior mais recente. A idade da cimentação poderia então corresponder a uma fase negativa do tipo registrado na

região de Salvador (MARTIN *et al.*, 1979).

Com este enfoque, FLEXOR e MARTIN (1979a, b) efetuaram medidas sobre os bancos de arenito de praia do rio Vermelho, Hotel Méridien e Arembepe 1 e 2, conforme já foi mencionado. A reconstrução, no espaço e no tempo, do nível médio relativo do mar, no momento da deposição está completamente de acordo com os dados fornecidos pelos outros indicadores. Nos quatro casos, a sedimentação ocorreu antes do máximo de 5 100 anos A.P. O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  do cimento é sempre claramente positivo, indicando que os carbonatos do cimento provêm de carbonatos dissolvidos na água do mar. Neste caso, se a cimentação não se efetuou subaquaticamente, poderia indicar que tenha ocorrido:

- No momento da deposição, durante a fase transgressiva. A cimentação seria então feita de baixo para cima, à medida que ocorria a acumulação das areias.

- No instante da curta regressão que precedeu o mínimo de 3 900 anos A.P. Neste caso, a cimentação seria feita de cima para baixo, o que é bastante difícil de ser concebido. De fato, não se pode entender como mais de 3 m de espessura de areias poderiam ter sido cimentadas deste modo. Todavia, seria interessante tentar datar o cimento desses arenitos para verificar se as idades obtidas concordam com alguns dos dois acontecimentos. Finalmente, as datações efetuadas nos cimentos deram idades muito dispersas e totalmente falsas. Surge imediatamente a questão de saber que crédito deve-se atribuir a idades de cimentos de arenitos de praia. Os resultados obtidos mostram claramente que é completamente ilusório querer conhecer a idade de cimentação desses arenitos datando-se o seu cimento por radiocarbono. De fato, não se sabe se a cimentação foi rápida ou se ela se efetuou no decorrer de um longo período de tempo. Neste caso, a datação obtida corresponderia à integração de uma série de idades. Além disso, as amostras estudadas

foram amostradas na superfície dos bancos de arenito e existe a possibilidade de terem ocorrido dissoluções e recristalizações muito recentes, rejuvenescendo irregularmente as idades.

#### Relação isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

A interrelação entre o volume total do oceano e o seu nível médio parece evidente. É isto que explica porque tenha havido numerosas tentativas para se calcular as variações de volume dos oceanos em função dos volumes de geleiras terrestres e deduzir as variações do nível do mar. Cálculos baseados em conjuntos de postulados têm fornecido valores compreendidos entre -80 e -160 m para os níveis marinhos contemporâneos às glaciações quaternárias. Cálculos baseados em variações da composição isotópica da água do mar em função da quantidade de água estocada nas geleiras podem permitir avaliar o volume das geleiras. O oxigênio incluído nas moléculas de água é formado por três isótopos estáveis:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ . As moléculas de água formadas com  $^{18}\text{O}$  (0,2% do conjunto) se evaporam menos facilmente que as formadas com  $^{16}\text{O}$ ; as neves são então mais pobres nas moléculas pesadas. As moléculas leves são mais rapidamente arrastadas pelas nuvens, distanciando-se do mar, razão porque as chuvas e as neves são pobres em  $^{18}\text{O}$ . A temperatura da atmosfera influi igualmente, pois quanto mais baixa há menos isótopos pesados na neve. Constata-se que atualmente as geleiras têm um teor de  $^{18}\text{O}$  de 1 a 3% diferente da água do mar. Como as geleiras tinham 1 a 2 km de espessura nos períodos frios, com temperaturas mais baixas de uma dezena de graus, o teor de  $^{18}\text{O}$  das geleiras profundas, talvez antigas (mais de 100 000 anos A.P. na base das calotas atuais) apresentam uma diferença de 3 a 5% em relação ao teor típico de  $^{18}\text{O}$  da água dos oceanos. Parece que o teor médio de  $^{18}\text{O}$  das calotas glaciais pleistocênicas tenha tido, em relação ao da água do oceano atual, uma diferença de cerca de 33%. Como a formação dessas calotas retirou proporcionalmente da água do mar menos  $^{18}\text{O}$ , o oceano de

veria ter nos períodos frios, uma composição isotópica diferente da atual, isto é, ele deveria ser mais rico em  $^{18}\text{O}$ . Medindo-se este enriquecimento pode-se calcular a proporção de água estocada nas geleiras. A composição isotópica das testas de foraminíferos reflete não somente a da água onde os foraminíferos viveram, mas também a influência da temperatura da água. De fato, a temperatura influi sobre a assimilação de oxigênio da água pelos animais. Quanto mais fria a água mais  $^{18}\text{O}$  é incorporado pelos foraminíferos. Os estudos feitos a partir de foraminíferos pelágicos que são muito abundantes nos testemunhos de sedimentos de grandes profundidades, mas que viviam sobretudo nas águas superficiais, e sem que se saiba exatamente em que tipo de água, são falseados pela influência das variações de temperatura dessas águas. Para eliminar esta causa de incerteza, deve-se comparar as composições isotópicas de diversos períodos com as de foraminíferos bentônicos atuais vivendo a grandes profundidades, onde a água atual já é tão fria quanto nos períodos glaciais. Nos testemunhos coletados nas zonas de altas taxas de sedimentação, então pouco misturadas por bioturbação, as diferenças entre períodos glaciais e interglaciais são da ordem de 1,6% nos casos mais contrastados. Porém, considerando-se o efeito de um eventual resfriamento das águas de fundo, a parte devida às mudanças de massa dos oceanos poderia ser de 1,2%. Para testemunhos provenientes de regiões de baixa taxa de sedimentação, os únicos que atingem os períodos recuados do Quaternário, a bioturbação misturou foraminíferos de idades diferentes e os contrastes parecem menos marcados. Da diferença de 1,2% entre o atual e o período de nível baixo, há cerca de 18 000 anos A.P., DUPLESSY (1978), partindo da idéia de que o nível marinho situava-se aproximadamente a -120m, calculou que haveria um desvio isotópico de 0,1% a cada 10 m de abaixamento do nível marinho. Entretanto, segundo cálculos baseados em dados isotópicos relacionados à massa dos oceanos, pode-se considerar como pouco rigorosas as correlações entre a



massa total e o volume dos oceanos. Todavia, no estado atual dos conhecimentos, o erro introduzido pela equiparação da massa ao volume é desprezível, quando confrontado com as incertezas dos teores médios de  $^{18}O$ .

### 3.3. DEFINIÇÃO DOS INDICADORES (TESTEMUNHOS) NO TEMPO

A definição dos indicadores no tempo é expressa através de "datações absolutas" obtidas por diversos métodos que repousam sobre propriedades nucleares e atômicas da matéria. Deste modo, é possível fixar, dentro de certas condições inerentes a cada método de datação, a época em que o testemunho vivia (no caso de uma amostra de origem biológica), foi depositado ou então foi fabricado pela mão do homem.

Atualmente existem diversos métodos de datação absoluta utilizáveis na faixa de idades correspondentes ao período coberto pelo Quaternário, entre os quais podemos citar os seguintes:

- a) Método do radiocarbono.
- b) Método das famílias radiativas naturais do U e do Th.
- c) Método da termoluminescência.

Dos métodos apresentados acima, o mais conhecido e utilizado é o do radiocarbono, que será aqui descrito com alguns detalhes sobre os princípios em que se baseia o método, juntamente com exemplos de casos específicos que mostram as precauções que devem ser tomadas ao se utilizar as idades obtidas em laboratório.

#### 3.3.1. Método do radiocarbono

A "idade radiocarbono" de uma amostra fóssil é obtida a partir da determinação da radiatividade residual devida ao isótopo natural  $^{14}C$ . Este radioelemento que aparece em uma

razão de  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \approx 10^{-12}$  é um emissor de partículas (elétrons), de energia máxima  $E_{\text{máx.}} = 155 \text{ keV}$ . A sua meia-vida é de  $5\,570 \pm 30$  anos.

O radiocarbono é continuamente produzido na alta atmosfera pela ação de nêutrons pela origem cósmica nos átomos de nitrogênio do ar. Os nêutrons secundários da radiação cósmica perdem sua energia através de colisões sucessivas com o ar e quando estão aproximadamente termalizados ocorre a seguinte reação nuclear:



Como a probabilidade de ocorrência da reação acima é muito alta, pode-se considerar que cerca de 90% dos nêutrons produzam  $^{14}\text{C}$ .

O caráter secundário do fluxo neutrônico é evidenciado pela sua variação com a penetração dos prótons primários na atmosfera. A intensidade deste fluxo que atinge um máximo por volta de 15 km de altitude, passa depois a diminuir. A proporção dos prótons primários também decresce em função da espessura de ar atravessada. Deste modo, a maior parte do radiocarbono natural é produzida na estratosfera entre 15 a 20 km de altitude.

Além da altitude, os outros fatores que influem na taxa de produção de radiocarbono são:

a) Latitude - O momento de dipolo magnético terrestre varia com a latitude. A componente horizontal que apresenta um máximo no Equador, provoca um maior desvio dos prótons primários. Resulta assim uma taxa de formação cerca de quatro vezes mais importante nos polos do que no Equador.

b) Atividade solar - Este fator provoca modulações heliomagnéticas que podem afetar o fluxo de prótons primários que entram na atmosfera. Existem uma relação inversa entre a taxa de produção e a atividade solar, isto é, 2,8 átomos de



$^{14}\text{C}/\text{cm}^2/\text{s}$  para o mínimo de atividade solar de 2,5 átomos de  $^{14}\text{C}/\text{cm}^2/\text{s}$  para o máximo.

Tomando todas essas variações em consideração e observando que o radiocarbono assim formado se oxida rapidamente vindo a se distribuir de maneira homogênea na atmosfera, pode-se mostrar que a taxa média de produção é igual a:

$$Q = 2,5 \pm 0,5 \text{ átomos de } ^{14}\text{C}/\text{cm}^2/\text{s}$$

Após a oxidação, o carbono-14 mistura-se rapidamente com o  $\text{CO}_2$  atmosférico e vem a se distribuir nos diversos reservatórios do chamado "sistema intercambiável", isto é, águas oceânicas superficiais e profundas, biosfera e húmus (matéria orgânica). Resulta pois uma radiatividade específica diferente para cada reservatório. O valor característico médio para a atmosfera e a biosfera é de cerca de 15 desintegrações/min./g de carbono (LIBBY, 1952).

A partir de 1950, com o advento dos ensaios termoneutroclares atmosféricos, houve um acréscimo importante na radiatividade específica do  $\text{CO}_2$  do ar devido à produção de  $^{14}\text{C}$  artificial. Os nêutrons liberados durante o processo de fissão nuclear interagem com o nitrogênio do ar e produzem  $^{14}\text{C}$  do mesmo modo que os nêutrons cósmicos. Em 1963, a atividade de  $^{14}\text{C}$  do ar tinha aumentado de mais de 100% em relação ao ano de 1950, no Hemisfério Norte, enquanto que no Hemisfério Sul, um máximo de 65% foi atingido em 1965. Atualmente, este valor está cerca de 35% acima do nível pré-atômico para os dois hemisférios. Esta é uma das razões pela qual conserva-se o ano de 1950 como referência para o presente (A.P. = antes do presente).

### 3.3.1.1. Princípio de datação de amostras antigas

A datação de amostras antigas é baseada nas seguintes hipóteses:

a) Supõe-se que tenha prevalecido um estado de equi

líbrio entre a taxa total de produção do radiocarbono e o decaimento radiativo. Isto equivale a afirmar que a radiatividade específica de  $\text{CO}_2$  atmosférico e da biosfera (considerados em equilíbrio) não variou no decorrer do tempo.

b) Supõe-se que após a morte do ser vivo, do qual se deseja datar os restos fósseis, não tenha ocorrido posteriores trocas entre o carbono da amostra e do meio ambiente. Isto quer dizer que o sistema deva ter permanecido quimicamente "fechado" desde o instante de sua morte ou do rompimento do seu equilíbrio com a biosfera até a sua coleta. Nestas condições, a idade é função da radiatividade residual, sendo encontrada através da seguinte relação:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A}$$

onde:  $A$  = radiatividade da amostra;  $A_0$  = radiatividade inicial (= radiatividade de  $\text{CO}_2$  atmosférico);  $\lambda$  = constante de decaimento do radiocarbono ( $\ln 2/T_{1/2} = 0,693/51730 \text{ ano}^{-1}$ ); e  $t$  = idade da amostra.

### 3.3.1.2. Medida de radiatividade específica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ e cálculo de idade

A razão  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  é geralmente obtida através da contagem proporcional de um composto gasoso produzido a partir da amostra. O gás é produzido para encher um contador proporcional cujo volume útil pode variar de 0,2 a 10 l, a pressões que vão de 1 a 10 atm.

Os gases comumente obtidos nos diversos laboratórios são o  $\text{CO}_2$ , o  $\text{CH}_4$ , o  $\text{C}_2\text{H}_2$ . O  $\text{CO}_2$ , apesar de ser obtido facilmente, apresenta problemas ligados à presença de impurezas "eletronegativas". Assim, o  $\text{CO}_2$  deve apresentar um teor em impurezas inferior a 1 ppm para que seja adequado à contagem proporcional.

Atualmente são também utilizadas técnicas onde o carbono da amostra é sintetizado sob a forma de benzeno ao qual é adicionada uma substância capaz de cintilar quando da passagem de um elétron resultante da desintegração de  $^{14}\text{C}$ . A detecção dos pulsos luminosos assim produzidos é efetuada através de duas fotomultiplicadoras em coincidência, refrigeradas a fim de diminuir o ruído de fundo eletrônico.

De qualquer modo, a radiatividade específica da amostra é medida com respeito a um padrão universal de referência, geralmente o "ácido oxálico NBS", fornecido pelo "National Bureau of Standards" (E.U.A.), cuja radiatividade devidamente corrigida corresponde à do  $\text{CO}_2$  atmosférico em 1950.

O cálculo da idade é efetuado a partir dos seguintes dados:

$N_a$  = taxa média de contagem bruta da amostra.

$N_p$  = taxa média de contagem bruta do padrão de referência.

$N_b$  = taxa média de contagem do ruído de fundo (obtida com  $\text{CO}_2$  inativo, isto é, isento de radiocarbono), o que permite reescrever a relação anterior (item 3.3.1.1) sob a forma:

$$t = \frac{T_{1/2}}{0,693} \ln \frac{0,95 (N_p - N_b)}{N_a - N_b} \quad (2)$$

com  $T_{1/2}$ , meia-vida do  $^{14}\text{C}$  e  $0,95 (N_p - N_b)$  correspondendo à radiatividade do ar em 1950.

Introduzindo a notação fracional (millesimal), tem-se:

$$\delta^{14}\text{C}_o/oo = \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_a - (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_p}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_p} \times 1000 \quad (3)$$

onde os índices a e p se referem à amostra e padrão de referência, respectivamente. Então, a fórmula para se encontrar a idade pode ser reescrita finalmente sob a forma:

$$t = 8\,033 \ln \frac{1}{1 + \delta^{14}\text{C} \times 10^{-3}} \quad (4)$$

onde 8 033 anos corresponde à vida-média do  $^{14}\text{C}$ .

A idade máxima detectável para as instalações do Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Federal da Bahia é de cerca de 33 000 anos A.P. para um tempo de contagem de 2 000 minutos.

### 3.3.1.3. Correção devida ao fracionamento isotópico

Os isótopos estáveis de carbono natural de massas 12 e 13, apesar de apresentarem comportamentos químicos idênticos, podem reagir de maneira ligeiramente diferente devido à diferença das massas. Este fenômeno é devido ao fato de que as energias de vibração, translação e rotação das moléculas  $^{12}\text{CO}_2$  e  $^{13}\text{CO}_2$  variam um pouco. Assim, todos os processos naturais que envolvem trocas moleculares de gás carbônico provocam fracionamento isotópico em maior ou menor intensidade. Por exemplo, a dissolução do  $\text{CO}_2$  atmosférico na água do mar provoca enriquecimento no isótopo mais pesado, enquanto que a sua assimilação pelas plantas conduz a um enriquecimento no isótopo mais leve.

A razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de uma amostra, medida através de um aparelho denominado espectrômetro de massa, costuma ser expressa com respeito a um padrão internacional de referência (PDB = *Belemnitella americana* da Formação Pee Dee, Cretáceo da Carolina do Sul, E.U.A.), por meio do desvio milesimal, segundo a expressão:

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \frac{(\text{}^{13}\text{C}/\text{}^{12}\text{C})_a - (\text{}^{13}\text{C}/\text{}^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(\text{}^{13}\text{C}/\text{}^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000 \quad (5)$$

Por outro lado, a mecânica estatística quântica mostra que o enriquecimento no isótopo  $^{13}\text{C}$  produz um efeito duas vezes maior no isótopo  $^{14}\text{C}$  (CRAIG, 1954). Deste modo, a idade de uma amostra deve ser corrigida dos efeitos de fracionamento isotópico seja devido a processos naturais, seja induzido no laboratório por ocasião da sua preparação.

O padrão utilizado por diversos laboratórios para definir a atividade moderna (1950) consistiu usualmente de madeira, cujo valor normal para  $\delta^{13}\text{C} \cong -25 \text{ ‰}$  com respeito ao PDB. Assim, todas as medidas da razão  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  para fins de datação devem ser ajustadas a este valor. Pode-se mostrar que o valor ajustado é escrito sob a forma:

$$\Delta^{14}\text{C} \text{ ‰} = \delta^{14}\text{C} - 2 (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 25,00) (1 + \delta^{14}\text{C} \times 10^{-3})$$

Um carbonato tipicamente marinho ( $\delta^{13}\text{C} \cong \text{ ‰}$  PDB) precisa de uma correção na atividade  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  de aproximadamente  $-50 \text{ ‰}$ , o que corresponde teoricamente a um envelhecimento aparente de cerca de 400 anos.

#### 3.3.1.4. Influência das contaminações na idade da amostra

Das relações (3) e (4), que definem o  $\delta^{14}\text{C}$  e a idade radiocarbono de uma dada amostra, pode-se observar que uma amostra de atividade nula (exceto ruído de fundo) apresenta uma idade  $^{14}\text{C}$  "infinita". Trata-se pois de uma amostra cuja idade real está fora dos limites de datação pelo método do radiocarbono (varia de 35 000 a 45 000 anos segundo o tipo de instalação utilizado). Pode-se verificar também que uma contaminação da amostra por cerca de 2% de carbono moderno (15dpm/gC) pro

duz uma radiatividade residual detectável que corresponde a uma "idade aparente" de cerca de 30 000 anos para o caso de uma amostra completamente inativa como, por exemplo, um calcário do Pré-Cambriano. Este fenômeno de rejuvenescimento se verifica com amostras mais recentes. Assim, segundo o grau de contaminação, uma amostra de idade verdadeira de 6 000 anos A.P., poderá apresentar uma "idade  $^{14}\text{C}$ " medida em laboratório de, digamos, 4 500 anos A.P. Reciprocamente, grafite ou carbono provenientes de depósitos muito antigos, podem contaminar uma amostra mais recente provocando um "envelhecimento aparente".

Torna-se pois evidente que somente uma datação obtida para uma dada região, sem confronto com outros dados de natureza geológica, pode acarretar erros grosseiros. Em seguida, iremos dar exemplos de precauções que devem ser tomadas ao se utilizar datações pelo método do radiocarbono na reconstrução de antigos níveis marinhos (MARTIN *et al.*, 1979a).

Primeiro caso: No litoral do Estado de São Paulo, na região de Bertiooga, existe um testemunho de arenito de praia depositado em uma reentrância do morro do São Lourenço. O topo atual do afloramento está a cerca de 4,2 m acima do nível médio atual do mar. Pelas características dos sedimentos conclui-se que se pode tomar como zona de deposição uma área situada a 0,4 m acima do nível de maré baixa com incerteza de  $\pm 0,4$  m (Figura 28a). Como a formação não apresenta descontinuidade e a deposição se efetuou no decorrer de uma mesma fase transgressiva poder-se-ia pensar que o topo correspondesse a um máximo do nível médio do mar. Deste modo, associada à diferença de nível com a zona equivalente de deposição ( $+ 4,6 \pm 0,4$  m) poderia indicar a época deste máximo. A idade obtida de  $3\,480 \pm 70$  anos A.P. nos levaria a admitir que um máximo situado a aquela altura teria se produzido por volta de 3 500 anos A.P. Efetivamente, uma curva de variação do nível médio do mar construída com outros dados da mesma região mostra um máximo entre

3 600 e 3 500 anos A.P. (Figura 28b). Entretanto, a cota atingida pelo mar durante a deposição do arenito de praia corresponde a outro máximo, que teria ocorrido por volta de 5 200 anos A.P., sendo demasiadamente elevada para o máximo de 3 600 anos A.P. Ao se datar detritos conchíferos existentes a 1,5 m acima do nível médio atual do mar, testemunho de antigo nível marinho situado a  $1,9 \pm 0,4$  m, encontrou-se uma idade de  $5 470 \pm 100$  anos A.P., coerente com os dados fornecidos por outras amostras da região (Figura 28b). Já que a formação fóssil foi depositada no decorrer de uma única fase e que entre aquelas duas épocas, produziu-se uma oscilação negativa do nível médio relativo do mar, concluiu-se que uma das idades deveria ser falsa. Por outro lado, a cota de 4,6 m atingida pelo mar por ocasião da deposição da parte superior da formação sugeria a veracidade da idade da amostra da base ( $5 470 \pm 100$  anos A.P.). Consideraram-se, então, os valores de composição isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  expressos em termos de  $\delta^{13}\text{C}$  ‰ (PDB) para as duas amostras. Os carbonatos das conchas datadas de 5 470 apresentaram um  $\delta^{13}\text{C} = 0,42$  ‰ (PDB), valor normal para conchas marinhas do litoral. Por outro lado, para as amostras de 3 475 anos A.P. encontrou-se um  $\delta^{13}\text{C} = -7,25$  ‰, nitidamente negativo, que mostra uma forte influência continental. A ação de ácidos orgânicos de origem continental deve ter dissolvido parcialmente o carbonato das conchas introduzindo trocas isotópicas, seguidas de recristalização sob a forma de calcita. Neste caso teriam ocorrido trocas de carbonatos e a amostra não seria mais utilizável para uma datação pelo radiocarbono. Este efeito traduz-se por rejuvenescimento da idade. Deve-se notar também que a amostra encontrada no topo da formação, portanto a menor profundidade, deve ter estado mais suscetível ao intemperismo. Finalmente, a idade de 5 470 anos A. P. parece ser correta, enquanto que a de 3 475 anos A. P. deve ser eliminada devido ao rejuvenescimento provocado pela contaminação de ácidos orgânicos atuais de origem continental.

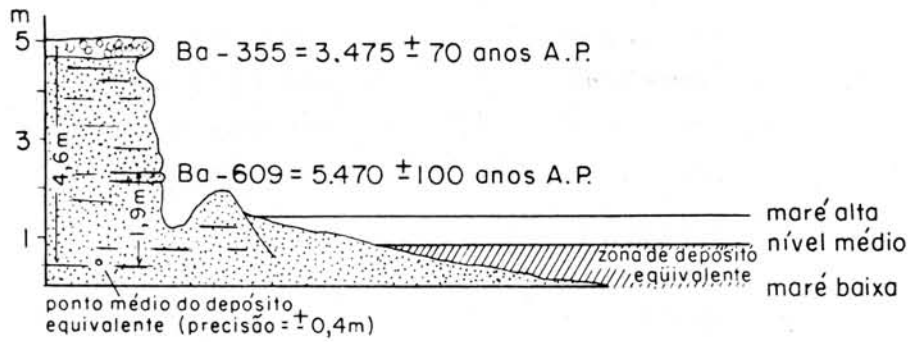


Fig. 28a - Posições das amostras datadas em relação à zona de deposição atual equivalente.

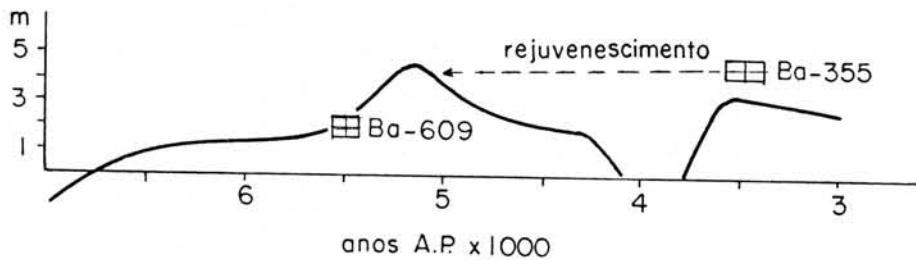


Fig. 28b - Posições das amostras datadas em relação à curva de variação do nível médio relativo do mar para a região de Santos, São Paulo (Modif. de MARTIN, SUGUIO e FLEXOR, 1979).



Segundo caso: Na região de Santos (SP), na margem do rio Mariana, encontra-se, em zona baixa da Formação Cananéia, um depósito argilo-arenoso contendo pedaços de madeira (Figura 29a). O depósito não apresenta descontinuidade e, também neste caso, teria sido construído durante a mesma fase transgressiva de um nível marinho mais alto. O tipo de sedimento parece indicar um depósito intermarés e, mais provavelmente, entre o nível médio e o nível de maré baixa com incerteza de  $\pm 0,4\text{m}$ . Uma amostra de madeira coletada 1,1 m acima do nível médio, indicando portanto um antigo nível marinho situado  $1,5 \pm 0,4\text{m}$  acima do nível atual, foi datado em  $6\ 280 \pm 130$  anos A.P. A posição do nível marinho definida por esta idade absoluta concorda com outros dados da região (Figura 29b). Por outro lado, uma segunda amostra de madeira coletada a 3,1 m acima do nível médio, indicando um antigo nível marinho situado  $3,5 + 0,5\text{m}$  acima do nível atual, foi datada em  $4\ 100 \pm 110$  anos A.P. A posição do nível marinho pretérito assim datada no tempo e no espaço não parece ser compatível com os dados globais da região representados na curva da Figura 29b. Além disso, vimos que o depósito se formou no decorrer de uma mesma fase transgressiva e as datações obtidas se colocam à direita e à esquerda do máximo de  $5\ 200$  anos A.P. Parece pois razoável que a idade de  $4\ 100$  anos A.P. seja demasiadamente jovem e que a amostra tenha, portanto, estado sujeita a um mecanismo de rejuvenescimento por matéria orgânica mais ou menos recente. Como esta amostra foi coletada próxima ao topo da sequência, ela poderia ter sido impregnada por ácidos húmicos mais recentes que não teriam sido totalmente eliminados pelo pré-tratamento com NaOH a quente. Por outro lado, a amostra de  $6\ 280$  anos A.P., estando situada sob  $2,5$  m de sedimentos argilo-arenosos, ficou relativamente protegida das infiltrações e não foi impregnada pelos ácidos húmicos mais recentes.

Este mesmo fenômeno foi verificado também ao datar amostras de madeira correspondentes à Formação Cananéia (Pleis

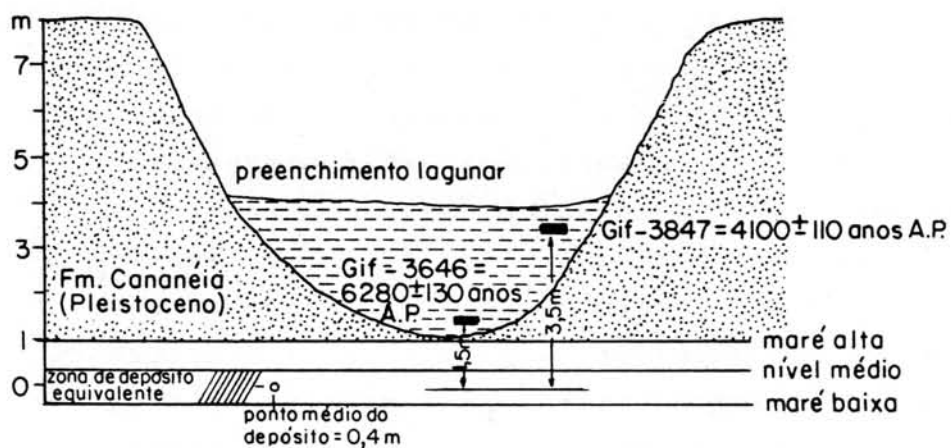


Fig. 29a - Posições das amostras datadas em relação à zona de deposição atual equivalente.

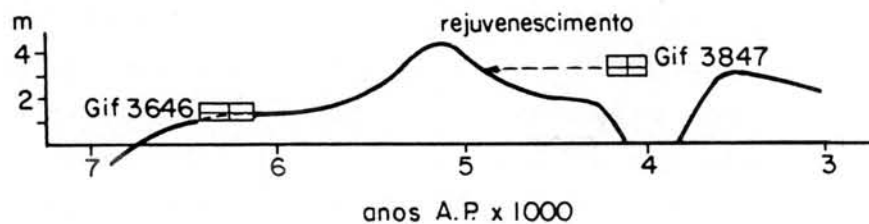


Fig. 29b - Posições das amostras datadas em relação à curva de variação do nível médio relativo do mar para a região de Santos, São Paulo (Seg. MARTIN, SUGUIO e FLEXOR, 1979).

tocênico) que forneceram idades entre 20 000 a 30 000 anos A. P., enquanto que na realidade, tinham idades ao redor de 120 000 anos A.P.

Terceiro caso: No Estado de Sergipe, na margem do rio Santa Maria, sob um terraço de areias litorâneas, cujo topo está a 4 m acima da maré alta, ocorre uma formação areno-argilosa rica em detritos orgânicos e fragmentos de madeira (Figura 30a). Este terraço ter-se-ia formado no decorrer de uma fase transgressiva, recobrando uma zona lagunar por areias litorâneas, com o seu topo indicando um período de máximo de um nível marinho mais alto. Assim, a idade de formação contendo os detritos vegetais, deve ser mais antiga do que a do máximo em questão. Ao se examinar a curva de flutuações do nível marinho obtida para a região de Salvador (BA) (Figura 30b), esta idade deve ser mais antiga que 5 200 anos A.P. ou então estar compreendida entre 3 600 e 4 100 anos A.P. Uma amostra de madeira coletada a 1,2 m abaixo do topo da formação areno-argilosa forneceu uma idade de  $7\ 200 \pm 200$  anos A.P. Tendo em vista as características dos sedimentos, que são muito ricos em detritos orgânicos e fragmentos de madeira, deve-se concluir que o depósito foi formado na parte superior da zona inter-marés, considerando-se como ponto médio de deposição o meio deste, com uma imprecisão de  $\pm 0,5$  m. A amostra datada, coletada 1,5 m abaixo deste ponto médio, deve ter sido depositada em um período em que o nível médio do mar estava a  $1,5 \pm 0,5$  m abaixo do nível atual. Pode-se verificar que a posição do mar assim definida concorda com os dados globais referentes à região de Salvador. Por outro lado, uma segunda amostra de madeira coletada no topo da formação areno-argilosa, isto é, praticamente no ponto médio da zona de deposição, corresponde a uma época quando o nível do mar estava a  $\pm 0,5$  m do nível atual. Esta amostra foi datada em  $4\ 825 \pm 100$  anos A.P. Ora, neste período o nível do mar era superior ao atual e o máximo de 5 200 anos A.P. já tinha sido ultrapassado. Conclui-se, portanto, que esta segun

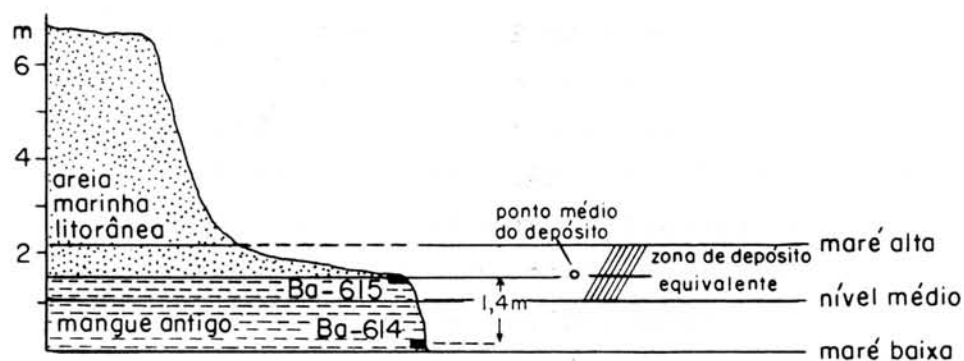


Fig. 30a - Posições das amostras datadas em relação à zona de deposição atual equivalente.

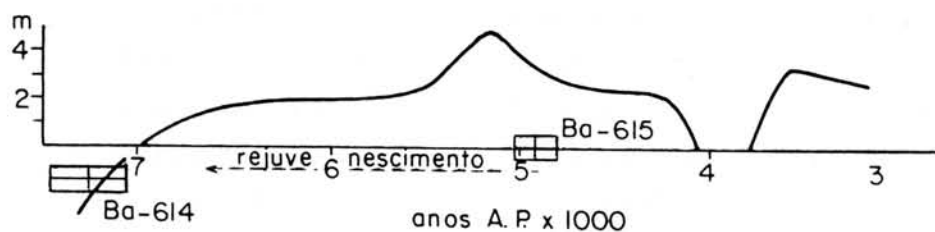


Fig. 30b - Posições das amostras datadas em relação à curva de variação do nível médio relativo do mar para a região de Salvador, Bahia (Modif. de MARTIN, FLEXOR, BITTENCOURT e VILAS-BOAS, 1979).

da datação é certamente demasiadamente jovem. Não há dúvidas de que, também neste caso, tenha ocorrido um processo de rejuvenescimento pela ação de ácidos húmicos mais ou menos recentes. No presente caso, verifica-se também que na zona de contato entre as areias e a formação areno-argilosa percola água muito rica em ácidos húmicos.

Os três casos apresentados aqui mostram que a utilização de idades  $^{14}\text{C}$  de amostras carbonatadas ou orgânicas para a reconstituição de antigos níveis marinhos deve ser efetuada com muita prudência. Nos três exemplos apresentados, a amostra mais próxima da superfície é sempre a que é rejuvenescida. Para os carbonatos, a razão isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  pode contribuir na identificação das amostras que são mais adequadas para as datações pelo radiocarbono. Infelizmente, para a madeira e detritos vegetais, é praticamente impossível detectar a presença de contaminações pelos ácidos orgânicos mais ou menos recentes, pois estes apresentam praticamente a mesma composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C} \approx -25^{\circ}/\text{oo}$  PDB). Nestes casos, critérios geológicos (posição da amostra, natureza dos sedimentos, etc.) são indispensáveis para verificar a validade das datações absolutas.

### 3.3.2. Método das famílias radiativas de urânio e tório

Ao contrário do que ocorre com o método do radiocarbono, que constitui basicamente um "relógio de decaimento radiativo", onde a radiatividade residual da amostra é comparada com o valor inicial assumido constante, a geocronometria baseada nos isótopos das famílias radiativas naturais de urânio e do tório utiliza a acumulação de produtos de filiação ou a variação do estado de desequilíbrio entre os membros da família.

As etapas mais representativas dos esquemas de decaimento das famílias radiativas naturais estão apresentadas a seguir:



Já que nas águas oceânicas o tório se precipita é de se esperar que a maioria dos organismos marinhos de concha ou esqueleto calcário não incluam este elemento na rede cristalina, mas somente urânio. Após a morte do organismo, o equilíbrio da família do urânio tende a se restabelecer e o  $^{230}\text{Th}$  começa a aumentar com meia-vida de 75 200 anos. Assim, a dosagem de  $^{230}\text{Th}$  de "origem radiogênica", ou seja produto de filiação do decaimento do  $^{234}\text{U}$ , permite datar organismos como corais, por exemplo, até cerca de 250 000 anos.

Como a água do mar apresenta uma razão  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15$ , ou seja, existe 15% de excesso de  $^{234}\text{U}$  na água do mar, e como organismos como os corais não produzem fracionamentos isotópicos ao incorporar o urânio, estes devem apresentar quando vivos o mesmo desequilíbrio. Após a morte, o desequilíbrio é rompido e a razão entre  $^{234}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  tende a 1. Deste modo, a comparação entre o estado atual de desequilíbrio da amostra fóssil e o valor inicial de 1,15 permite estabelecer um método de datação absoluta que, teoricamente, pode alcançar até cerca de 500 000 anos A.P., dependendo da precisão dos instrumentos utilizados.

As condições que devem ser preenchidas para que estes métodos possam ser utilizados são apresentados abaixo:

a) Os carbonatos em estudo devem ter teores em urânio suficientemente importantes para que se possa efetuar uma medida precisa;

b) A amostra não deve ter contido tório na origem;

c) A amostra não deve ter estado sujeita a alterações nem recristalização durante o processo de fossilização. Isto equivale a dizer que o sistema permaneceu quimicamente "fechado" desde o instante da morte do organismo.

Os corais são organismos que parecem satisfazer melhor às condições enunciadas, pois: a) os teores de urânio de

corais vivos ou fósseis são da ordem de 3 ppm com uma relação U/Ca idêntica à da água do mar, o que mostra que não houve absorção preferencial de urânio na formação do carbonato; b) os corais atuais, em geral, não apresentam tório e c) os corais cristalizam aragonita, que é uma forma instável de  $\text{CaCO}_3$ . Desta maneira, uma primeira constatação de que o sistema permaneceu fechado consiste em verificar a presença da calcita. Na prática, toda amostra de coral fóssil que apresentar mais do que 5% de calcita deve ser considerada inadequada para fins de datação. Durante o processo de recristalização observa-se uma nítida diminuição do teor em urânio, pois corais recristalizados apresentam comumente teores inferiores a 0,5 ppm de urânio. Deste modo, um baixo teor de urânio pode ser também testemunho de uma eventual recristalização.

A presença de  $^{230}\text{Th}$  não radiogênico na origem pode ser detectada medindo-se o teor em  $^{232}\text{Th}$ , já que do ponto de vista geoquímico os dois isótopos têm o mesmo comportamento.

### 3.3.3. Método da termoluminescência

A ação da radiatividade sobre certos minerais induz o fenômeno da termoluminescência, que se traduz por uma emissão característica de luz quando sujeitos a um aquecimento devidamente programado. O quartzo, feldspato e fluorita são minerais que apresentam esta propriedade ao serem irradiados continuamente pelos elementos radiativos naturais presentes nas rochas: K, U e Th.

As radiações  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$  emitidas por estes elementos ionizam os átomos do mineral provocando a liberação de elétrons que posteriormente vão se colocar em defeitos cristalinos chamados de "armadilhas". O número destes elétrons é função do tempo de irradiação. Por ocasião de um aquecimento, os elétrons recebem energia e abandonam suas posições nas armadilhas retornando aos átomos aos quais estavam inicialmente ligados. No de



correr desta reorganização ocorre uma emissão de luz, cuja intensidade é diretamente proporcional à quantidade de radiação recebida, sendo portanto função do tempo durante o qual a amostra foi irradiada.

Assim, a propriedade da termoluminescência exibida por peças de cerâmica permitiu o estabelecimento de um método absoluto de datação em arqueologia. As argilas contêm de 2 a 6 ppm de U, 8 a 20 ppm de Th e 2 a 8% de K (a concentração do isótopo  $^{40}\text{K}$  presente no potássio natural é de 0,0119%), de modo que após terem sido cozidas na confecção de utensílios, inicia-se um processo de irradiação natural no seu interior que irá provocar o armazenamento de uma dose proporcional ao tempo de existência da amostra. A termoluminescência assim medida, conhecidos os teores de U, Th e K, permitirá calcular a idade absoluta da amostra (AITKEN *et al.*, 1964 e RALPH *et al.*, 1966).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGASSIZ, L. (1840) *Études sur les glaciers*. Neuchatel.
- AITKEN, M.J.; TITE, M.S.; REID, J. (1964) Thermoluminescent dating of ancient ceramics. *Nature*, 202:1032.
- ALLARD, P. (1950) Reduction au zéro des sondages hydrographiques. *Bull. Inf. COEC*, 2:273-283.
- ANDREWS, J.T. & IVES, J.D. (1978) "Cockburn" nomenclature and the Late Quaternary history of Eastern Canadian Arctic. *Arctic and Alpine Res.*, 10:617-633.
- ANDREWS, J.T.; MEARS, A.; MILLER, G.H.; PHEASANT, D.R. (1972) Holocene late glacial maximum and marine transgression in the Eastern Canadian Arctic. *Nature* 239(96):147-149.
- ANDREWS, J.T. & MILLER, G.H. (1976) Quaternary glacial chronology of the Eastern Canadian Arctic, a review and a contribution on amino-acid dating of Quaternary mollusks from

- the Clyde Cliff's. In: Quaternary of North America (W. Mahaney, ed.): Dowden, Hutchinson e Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- ARTYUSHKOV, E.V. (1971) Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements. *J. Geophys.Res.*, 76:1376-1390.
- AUER, V. (1963) Lateglacial and postglacial shoreline displacement in South America as established by tephrochronology compared with displacement of the Baltic shorelines. *Fennia*, 89:51-55.
- BACKMAN, J. (1979) Pliocene biostratigraphy of DSDP sites 111 and 116 from the North Atlantic Ocean and the age of northern hemisphere glaciation. *Stock.Contrib.Geol.*, 32:115-137.
- BARBETTI, M. & McELHINNY, M. (1972) Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 yr. BP., *Nature*, 239:327-330.
- BERGER, A.L. (1978) Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9:139-167.
- BERGGREN, W.A. (1972) Late Pliocene-Pleistocene glaciation. Initial Rep. DSDP 12:953-963.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; DÓMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A. (1981) Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (AL/SE) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. Atas IV Simpósio do Quaternário no Brasil (K. Suguio, M.R.M. Meis e M.G. Tessler, ed.), p. 49-67, Rio de Janeiro.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1980) Rôle des variations du niveau marins dans la sédimentation quaternaire du littoral des états de São Paulo et Bahia, Brésil. XXVI Congrès Géologique International, Paris, Résumés, p.436.

- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1979) Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K. Suguio, T. R. Fairchild, L. Martin e J.M. Flexor, eds.), p.232-253, São Paulo.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. (1978) Excursão sobre as formações quaternárias do litoral da região de Salvador, Bahia. Livro-guia do 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, 115 p.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. e MARTIN, L. (1979) Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia. In: Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos básicos, 1, 219p., Secretaria de Minas e Energia, Salvador.
- BLANC-VERNET, L. & CLAIREFOND, P. (1979) Utilisation des foraminifères benthiques comme indicateurs paléobathymétriques. *Oceanis*, 5:265-272.
- BLOOM, A.L. (1967) Pleistocene shorelines: A new test of isostasy. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 78:1477-1494.
- BLOOM, A.L. (1980) Late Quaternary sea-levels change on South Pacific coast: A study in tectonic diversity. *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (N.A. Mörner, ed.), John Wiley and Sons, p. 505-516.
- BONHOMMET, N. & ZÖHRINGER, J. (1969) Paleomagnetism and potassium/argon age determinations of the Laschamp Geomagnetic Polarity Event. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 19:267-274.
- BROECKER, W.S. & DONK, J. VAN (1970) Insolation changes, ice volumes, and the  $^{18}O$  record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8:169-198.

- BRUNNACKER, K. (1977) Investigation results of the Quaternary stratigraphy on the Middle and Lower Rhine. *Paleolimnology of Lake Biwa, Japanese Pleistocene*, 5:245-263.
- CALDERON, V. (1964) O sambaqui de Pedra Oca. Univ. Federal da Bahia, Instituto de Ciências Sociais, 2, Salvador.
- CAMPOS, H. (1976) Estudos das variações  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  em ambientes de formação de rochas de praia na Ilha de Itaparica, Bahia [Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia] 55p.
- CATHLES, L.M. (1975) The viscosity of the earth's mantle. Princeton University Press, N. Jersey: 368p.
- CHAPPELL, J. (1973) Astronomical theory of climatic changes: Status and problem. *Quaternary Research*, 3:221-236.
- CLARK, J.A. & BLOOM, A.L. (1979) The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea-levels along the Atlantic coast of South America: A numerical calculation. *Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary* (K. Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin e J.M.FLEXOR, ed.), p.61-76, São Paulo.
- CLARK, J.A. & BLOOM, A.L. (1979) Hydro-isostasy and Holocene emergence of South America. *Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary* (K.Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin e J.M. Flexor, eds.), p.41-60, São Paulo.
- CLARK, J.A. & FARRELL, W.E. (1976) On postglacial sea-level. *Geophys. J.R.Astron.Soc.*, 46:647.
- CLARK, J.A.; FARRELL, W.E.; PELTIER, W.R. (1978) Global changes in postglacial sea-level: A numerical calculation. *Quaternary Research*, 9:265-287.
- CLIMAP (1976) The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191: 1131-1137.

- CRAIG, H. (1954) Carbon-13 in plants and the relationships between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. *J. Geol.* 62:115-149.
- CREER, K.M. (1977) Geomagnetic secular variations during the last 25,000 years: An interpretation of data obtained from rapidly deposited sediments. *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, 48: 91-109..
- DALY, R.A. (1915) The glacial-control theory of coral reefs. *Proc.Americ.Acad.Art.Sci.*, 54(4):158-251.
- DALY, R.A. (1934) The changing world of the Ice-Age. Yale Univ. Press.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.J.; CLAUSEN, H.B.; LANGWAY, C.C. (1971) Climatic record revealed by Camp Century ice core. In: *The Late Cenozoic Glacial Ages* (K.K. Turekian, ed.), p.37-56, Yale University Press.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.J.; CLAUSEN, H.B.; LANGWAY, C.C. (1972) Speculation about the next glaciation. *Quaternary Research*, 2:396-398.
- DANSGAARD, W. & TAUBER, H. (1969) Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperature. *Science*, 166:499-502.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. (1981) *Evolução paleogeográfica do "delta" do rio Jequitinhonha (BA) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar.* Atas IV Simpósio do Quaternário no Brasil (K. Suguio, M.R.M. Meis e M.G. Tessler, eds.), p.69-92, Rio de Janeiro.
- DONK, J. VAN (1976)  $^{18}O$  record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch. *Geol.Soc.Amer. Memoir* 145:147-164.
- DUPLESSY, J.C. (1978) Isotope studies. In: *Climatic changes*, GRIBBIN. Cambridge University Press, p.46-47.
- EBERL, B. (1930) Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenverland. Augsburg.

- EDDY, J.A. (1977) The case of the missing sunspot. *Scientific Amer.* 269:483-489.
- EMILIANI, C. (1955) Pleistocene temperatures. *J.Geol.*, 63:538-578.
- EMILIANI, C. (1975) Paleoclimatological analysis of Late Quaternary cores from the northeastern Gulf of Mexico. *Science*, 189:1083-1087.
- ERICSON, D.B.; EWING, M.; WOLLIN, G.; HEEZEN, B.C. (1961) Atlantic deep-sea sediment cores. *Geol.Soc.Amer., Bull.*, 72:173-286.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961) Eustatic changes in sea-level. *Phys. Chem.Earth*, 4:99-185.
- FAIRBRIDGE, R.W. & HILLAIRE-MARCEL, C. (1977) An 8,000-yr paleoclimatic record of the "Double Hale" 45-yr solar cycle. *Nature*, 268:413-416.
- FARRELL, W.E. & CLARK, J.A. (1976) On postglacial sea-level. *Geophys.J.*, 46:647-667.
- FAURE, H.; FONTES, J.C.; HEBRARD, L.; MONTEILLET, J.; PIRAZZOLI, P.A. (1980) Geoidal change and shore-level tilt along Holocene estuaries: Sênégál river area, West Africa. *Nature*, 210:421-423.
- FINK, J. & KUKLA, G.J. (1977) Pleistocene climates in Central Europe: At last interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, 7:363-372.
- FLEMING, N.C. (1979) Archaeological indicators of sea-level. *Oceanis*, 5:149-166.
- FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. (1978) Sobre a utilização da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  no estudo da origem dos arenitos de praia da região de Salvador, Bahia. *Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife*, 2:880-886.

- FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. (1979) Sur l'utilisation des grès coquilliers de la région de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivage holocènes. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K.Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p.343-355, São Paulo.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. (1978) Sobre a utilização da razão isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  na determinação de paleoambientes marinhos e lagunares. Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 2:887-896.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. (1979) Utilisation du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  comme indicateur d'oscillations lagunaires. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K.Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p.356-357, São Paulo.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P. (1980) Utilisation du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  comme indicateur des dépôts marins, lagunaires et continentaux sur les côtes du Brésil. XXVI Congrès Géologique International, Résumés, p.771.
- FLINT, R.F. (1971) Glacial and Quaternary Geology, John Wiley and Sons, Nova York, 892p.
- FLOHN, H. (1979) On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events. Quaternary Research, 12:135-149.
- FRAKES, L.A. (1979) Climates throughout geological time. Elsevier Publ.Co.
- GAPOSCHKIN, E.M. (1973) Satellite dynamics. In: 1973 Smithsonian Standard Earth III. Gaposchkin Ed., Smithsonian Astron.Observ. Special Rep., 353:85-192.
- GAPOSCHKIN, E.M. (1974) Earth's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 stations from satellite and terrestrial data. J.Geophys.Res., 79:5377-5411.

- GEER, G. DE (1888) Om skandinaviens nivaförändringar under Quartärperioden. Geol.Fören.Stock.Förhandl., 10(12):366-379.
- GEER, G. DE (1940) Geologia Suecica, Principles (Text, Atlas). Kungl.Svenska Vet.Akad.Handl., Ser. 3, 18(6), 360 p.
- GRANT, D.R. (1980) Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indication of crustal deleveling. Earth Rheology, Isostasy and Eustasy (N.A. Mörner, ed.), p.201-214, John Wiley & Sons.
- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (ed.) (1981) Earth's pre-Pleistocene glacial records. Cambridge University Press, 954 p.
- HAMMER, C. U.; CLAUSEN, H.B.; DANSGAARD, W.; GUNDERSTRUP, N.; JOHNSEN, S.J.; REEH, N. (1978) Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. J.Glaciology, 20(82):3-26.
- HAQ, B.U.; BERGGREN, W.A.; VAN COUVERING, J.A. (1977) Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. Nature, 269:483-488.
- HAYS, J.D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N.J. (1976) Variations in the Earth's orbit: Pace-maker of the Ice Age. Science, 194: 1121-1132.
- HAWKINS, A.B. (1971) The Late Weichselian and Flandrian transgression of South West Britain. Quaternaria, XIV:115-130.
- HEDBERG, H.D. (1972) Introduction (and summary) to an international guide to stratigraphical classification, terminology, and usage. Lethaia, 5:283-295.
- HIGGINS, C.G. (1965) Isostatic effects of postglacial rise of sea-level. Abstracts. INQUA VII Congress, Boulder Colorado, USA, p.216-217.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1980) Multiple component postglacial emergence, Eastern Hudson bay, Canada. In: Earth Rheology Isostasy and Eustasy (N.A.Mörner, ed.) p.215-230, John Wiley and Sons.



- HITCHCOCK, E. (1841) First anniversary address before the Association of American Geologists. *Amer.J.Sci.*, 41:232-275.
- HOLLIN, J.T. (1962) On the glacial history of Antarctica. *J. Glaciology*, 4:173-195.
- HOLLIN, J.T. (1972) Interglacial climates and Antarctic ice surges. *Quaternary Research*, 2:401-408.
- IMBRIE, J. & KIPP, N. (1971) A new micropaleontological method for quantitative palaeoclimatology: Application to a Late Cenozoic Glacial Ages (K.K. Turekian, ed.), p.71-181, Yale University Press.
- JAMIESON, T.F. (1865) On the history of the last geological changes in Scotland. *Geol.Soc. London Quart.J.*, 21:161-203.
- JELGERSMA, S. (1961) Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Mededel.Geol. Stichting, Ser. C, VI, 7*, 101p.
- JELGERSMA, S. (1966) Sea-level changes during the last 10,000 years. *Proceedings International Symposium World Climate from 8,000 to 0 B.C.*, Imperial College London, Royal Meteorol. Soc., p.54-71.
- JOHNSON, D.W. (1912) Fixité de la côte atlantique de l'Amérique du Nord. *An.Geogr.* 21:193-212.
- KAITERA, P. (1966) Sea pressure as a cause of crustal movements. *Ann.Acad.Fennicae, AIII*, 90:191-200.
- KALASHNIKOVA, I.V. & MAGNITSKY, V.A. (1980) Some regularities of recent vertical movements of Earth's crust. In: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (N.A. Morner, ed.), p.371-375, John Wiley and Sons.
- KAWAI, N.; YOSHIKAWA, K.; NAKAJIMA, T.; HORIE, S. (1972) Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc.Japan Acad.* 48:186-190.
- KEEN, M.A. (1960) Vermetid gastropods and marine intertidal zonation. *The Veliger*, 3(1), 12p.

- KEITH, M.L.; ANDERSON, G.M.; EICHELER, R. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and freshwater environments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28:1757.
- KEITH, M.L. & WEBER, J.M. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28:1787.
- KEMPF, M. & LABOREL, J. (1968) Formations de Vermets et d'Algues calcaires sur les côtes du Brésil. *Rec.Trav.Stat. Marine Endoume*, 59(43):9-23.
- KENNETT, J.P.; HUDDLESTON, P. (1972) Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, 2:38-69.
- KOIDE, M. & GOLDBERG, E.D. (1965) Uranium <sup>234</sup>/Uranium <sup>238</sup> ratios in sea water. In: *Progress in Oceanography* (M. Sears, ed.), p.173-178, Pergamon Press, Nova York.
- KUKLA, G.J. (1972) Insolation and glacials. *Boreas*, 1:63-96.
- KUKLA, G.J. (1975) Loess stratigraphy of Central Europe. In: *After the Australopithecines* (K.W. Butzer e G.L. Isaac, ed.), p.99-188, Mouton, The Hague.
- KUKLA, G.J. (1975) Missing link between Milankovitch and climate. *Nature*, 253:600-603.
- KUKLA, G.J. (1977) Pleistocene land-sea correlation. I. Europe. *Earth Sci.Rev.*, 13:307-374.
- KUKLA, G.J. & KUKLA, H.J. (1972) Insolation regime of interglacials. *Quaternary Research*, 2/3:363.
- LABANCA, L. (1970) Contribuição ao conhecimento da flora algológica marinha do nordeste brasileiro. *Trab.Oceanogr. Universidade Federal de Pernambuco, Recife*, 9:325-435.

- LABOREL, J. (1979a) Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea-level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K.Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p.193-211, São Paulo.
- LABOREL, J. (1979b) Les gastéropodes vermetidés: Leur utilisation comme marqueurs biologiques de rivages fossiles. *Oceanis*, 5(Fasc. hors-série):221-239.
- LAMB, H.H. (1961) Climatic change within historical time as seen in circulation maps and diagrams. *New York Acad.Sci.*, 95(1):124-161.
- LAMB, H.H. (1974) Climate, vegetation and forest limits in early civilized time. *Phil Trans.R.Soc.London A*.276:195-230.
- LAWSON, G.W. (1966) The littoral ecology of West Africa. *Oceanogr.Mar.Biol Amer.Rev.*, 4:405-448.
- LERCH, F.J.; KLOSKO, S.M.; LAUBSCHER, R.E.; WAGNER, C.A. (1979) Gravity model improvement using Geos 3 (GEM 9 and 10). *J. Geophys.Res.*, 84:3897-3916.
- LIBBY, L.M. (1952) Radiocarbon dating - University of Chicago Press, Chicago, 175p.
- LIBBY, L.M.; PANDOLFI, L.J. (1977) Climate periods in tree, ice and tides. *Nature*, 266:573-577.
- LIBBY, L.M.; PANDOLFI, L.J.; PAYTON, P.H.; MARSHALL III, J.; BECKER, B.; GIERTZ-SIENBENLIST, V. (1976) Isotopic tree thermometers. *Nature*, 261:284-288.
- MacLAREN, C. (1841) The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. The Scotsman Office, Edinburgh (também: *Amer.J. Sci.*, 42:346-365, 1842).
- MALKUS, W.V.R. (1968) Precession of the Earth as the cause of geomagnetism. *Science*, 160:259-264.

- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K.; VILAS-BOAS, G.S. (1980) Modification de la morphologie du littoral des états de Bahia et São Paulo (Brésil) en fonction des variations du niveau marin. XXVI Congrès Géologique International e Oceanis, 7(4):409-414.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. (1980) Différenciation, sur photographies aériennes, des terrasses sableuses marines pléistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia. Photointerprétation, 81(3):fasc. 4-5.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. (1981) Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: Datação do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra, 3:16-17, Salvador.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1978) Introdução ao estudo do Quaternário do litoral da Bahia: Trecho Salvador-Ilhéus. Rev.Bras.Geoc., 4(9):309-320.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, M. (1980) Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia. Duas folhas (escala 1:250.000), texto explicativo (60 p.), Secretaria de Minas e Energia do Gov. do Estado da Bahia.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; GUIMARÃES, M.M.M. (1979) Courbe de variation du niveau relative de la mer au cours des 7,000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K.Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p. 264-274, São Paulo.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1975) The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology: The ancient strandlines. International Symposium on the Quaternary, Curitiba, An.Acad. bras.Ciênc., 47:249-263.

- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1976a) Étude préliminaire du Quaternaire marin: Comparaison du littoral de São Paulo et de Salvador, Brésil. Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér.Géologie. VIII, 1:33-47.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1976b) Les variations du niveau de la mer au Quaternaire récent dans le sud de l'état de São Paulo: Utilisation des "sambaquis" dans la détermination des anciennes lignes de rivage holocènes. Actes du XLII Congrès International des Américanistes, IX:73-83.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1978a) Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (SP) and Guaratiba outlet (RJ). 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Special Publication 2, 97p., São Paulo.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1978b) Ilha Comprida, um exemplo de ilha-barreira ligado às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 2:905-912, Recife.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. (1979a) Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K. Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p.296-331, São Paulo.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. (1979b) Précautions sur l'utilisation d'âges  $^{14}\text{C}$  dans la reconstruction des anciens niveaux marins. Additif et correctif à: Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia et Barra de Guaratiba. Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary (K.Suguio, T.R.Fairchild, L.Martin e J.M.Flexor, eds.), p.332-342, São Paulo.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILLAS-BOAS, G.S. (1980) Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud-fluminense et bahianais). Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér.Géologie, XI(1):95-124.

- MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. (1980) Origine et âges des dunes situées au nord de Salvador (Brésil): Importance paléoclimatique. Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér.Géologie, IX(1):125-132.
- MATHER, R.S.; RIZOS, C.; COLEMAN, R. (1979) Remote sensing of surface ocean circulation with satellite altimetry. Science, 205:11-17.
- MAYEWSKI, P.A. & GOLDTHWAIT, R.P. (1978) The glacial history of the Transantarctic Mountains: A record of the East Antarctic ice sheet. Report Geol.Inst., Ohio State University.
- MEISSNER, R.O. & VETTER, U.R. (1976) Isostatic and dynamic processes and their relation to viscosity. Tectonophysics, 35:137-148.
- MENARD, H.W. & SMITH, S.M. (1966) Hypsometry and ocean basin provinces. J.Geophys.Res., 71:359-373.
- MENARD, Y. (1981) Étude de la variabilité de la topographie dynamique des océans à l'ouest de la dorsale médio-Atlantique entre 30°N et 55°N en latitude. Ann.Geophys., 37:99-106.
- MERCER, J.H. (1978) West Antarctic ice sheet and CO<sub>2</sub> green-house effect threat of disaster. Nature, 271:321-325.
- MERCER, J.H.; FLECK, R.J.; MANKINEN, E.A.; SANDERS, W. (1975) Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. Roy.Soc.N.Z., Bull., 13:223-230.
- MESOLELA, K.J.; MATTHEWS, R.K.; BROECKER, W.S.; THURBER, D.L. (1969) The astronomical theory of climatic change: Barbados data. J.of Geology, 77:250-274.
- MILANKOVITCH, M. (1941) Canon of insolation and the ice-age problem. Royal Serbian Academy, Belgrade, Special Publication, Math.-Nat., 33.
- MOLINER, R. & PICARD, J. (1953) Recherches analytiques sur les peuplements littoraux se développant sur substrat solide. Rec.Trav.Stat.Mar.Endoume, 9:4.

- MONTAGGIONI, L. (1979) Les modifications diagénétiques des roches carbonatées en tant qu'indicatrices des variations du niveau marin. *Oceanis*, 5:313-318.
- MÖRNER, N.A. (1971) The Holocene eustatic sea-level problem. *Geol.en Mijnbouw*, 50:699-702.
- MÖRNER, N.A. (1972) Isostasy, eustasy and crustal sensitivity. *Tellus*, 24:586-592.
- MÖRNER, N.A. (1973a) Postglacial: a term with three meanings. *J.of Glaciology*, 12(64):139-140.
- MÖRNER, N.A. (1973b) Climatic changes during the last 35,000 years as indicated by land, sea and air data. *Boreas*, 2:33-53.
- MÖRNER, N.A. (1973c) Climatic cycles during the last 35,000 years. *J.Interdiscipl.Cycle Res.*, 4:189-192.
- MÖRNER, N.A. (ed.) (1976a) The Pleistocene/Holocene boundary. A proposed boundary stratotype in Gothenburg. Sweden. *Boreas*, 5:193-275.
- MÖRNER, N.A. (1976b) Eustasy and geoid changes. *J.Geol.*, 84:123-151.
- MÖRNER, N.A. (1977a) Southward displacement of the distribution of glaciation during the three maxima of the Last Ice Age. *J.Glaciology*, 18(79):305-308.
- MÖRNER, N.A. (1977b) Paleoclimate and short changes of the core/mantle coupling and interface. *J.Interdiscipl. Cycle Res.*, 8:207-210.
- MÖRNER, N.A. (1977c) Faulting, fracturing and seismic activity as a function of glacial-isostasy in Fennoscandia. *Geology*, 6:41-45.
- MÖRNER, N.A. (1978a) Paleoclimatic, paleomagnetic and paleogeoidal changes: Interaction and complexity. In: *Evolution*

of planetary atmosphere and climatology of the Earth, Colloque Intern. CNRS, p.221-232, Paris.

MÖRNER, N.A. (1978b) Earth movements in Sweden 20,000 BP to 20,000 AP. *Geol.Fören.Stock.Förh.*, 100:279-286.

MÖRNER, N.A. (1979a) The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics: Geological evidence. *Geojournal*, 3:287-318.

MÖRNER, N.A. (1979b) The Grande Pile paleomagnetic/paleoclimatic record and the European glacial history of the last 130,000 years. *Intern.Project Paleolimn. Late Cenozoic Clim.*, 2:19-20.

MÖRNER, N.A. (1980a) Earth's movements, paleoceanography, paleoclimatology and eustasy: major events in the Cenozoic of the North Atlantic. *Geol.Fören.Stock.Förh.*, 102:261-268.

MÖRNER, N.A. (1980b) Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (N.A. Mörner, ed.), p.535-553, John Wiley and Sons.

MÖRNER, N.A. (ed.) (1980c) *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Wiley and Sons, 599 p.

MÖRNER, N.A. (1981a) Weichselian chronostratigraphy and correlations. *Boreas*, 11:463-470.

MÖRNER, N.A. (1981b) Eustasy, paleoglaciation and paleoclimatology. *Geol.Rundschau*, 70:691-702.

MÖRNER, N.A. (1981c) Space geodesy, paleogeodesy and paleogeophysics. *Ann.Geophys.*, 37:69-76.

MÖRNER, N.A. (1981d) Crustal movements and geodynamics in Fennoscandia. *Tectonophysics*, 71:241-251.

MÖRNER, N.A.; LANSER, J.; HOSPERS, J.P. (1971) Late Weichselian paleomagnetic reversal. *Nature*, 234:173-174.

MÖRNER, N.A. & WALLIN, B. (1976) A 10,000 year temperature record from Gotland, Sweden. *Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol.*, 21: 113-138.



- MÖRZADEC-KERFOURN, M.T. (1979) Indicateurs écologiques du domaine littoral: Végétation et plancton organique. *Oceanis*, 5:207-214.
- NANSEN, F. (1922) The strandflat and isostasy. *Norske Vid, Akad., Oslo, Ser.Nat.Sci.*, 11, 350p.
- NEUMANN, A.C. (1969) Quaternary sea-level data from Bermuda. Abstracts. INQUA VIII Congress, Paris, p.228-229.
- NINKOWITCH, C.Q. & SHACKLETON, N.J. (1975) Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L" in Panama basin region. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 27:20-37.
- OCEANIS (1979) Les indicateurs de niveau marins. 5 (fasc. hors série), p.145-360.
- PATERSON, W.S.P. (1972) Laurentide ice sheet estimated volume during the Late Wisconsin. *Rev.Geophys. and Space Phys.*, 10:885-917.
- PATTULLO, J.; MUNK, W.; REVELLE, R.; STRONG, E. (1955) The seasonal oscillation in sea-level. *J.Marine Res.*, 14:88-156.
- PATZELT, G. (1973) Die Postgrazialen Gletscher und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Z. Geomorph.N.F.*, 16:25-72.
- PENCK, A. (1882) Schwankungen des Meeresspiegel. *Geogr.Gesell. München*, 7:70p.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909) Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig Bd., p.1-3.
- PERES, J.M. & PICARD, J. (1964) Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Rec.Trav.Stat.Marine Endoume*, 31(47):5-137.
- PEYPOUQUET, J.P. (1979) Les ostracodes et la recherche des paléorivages indicateurs de niveaux marins. *Océanis*, 5:273-282.

- PINOT, J.P. (1979) Méthodes et techniques permettant de déterminer l'altitude absolue actuelle des divers indicateurs. *Océanis*, 5:335-356.
- PIRAZZOLI, P. (1976) Les variations du niveau marin depuis 2,000 ans. Mémoire du Lab. de Géomorphologie. École Pratique des Hautes Études, Paris, 421p.
- POLLI, S. (1965) Variazioni delle costanti armoniche delle maree col livello del mare. *Ann.Geof.*, VIII(2):201-207.
- RALPH, E.K. & HAN, M.C. (1966) Dating of pottery by thermoluminescence. *Nature*, 210:245.
- RALPH, E.K.; MICHAEL, H.N. & HAN, M.C. (1973) Radiocarbon dates and reality. *Masca Newsletter*, 9, 20p.
- RODRIGUES, S.A. (1966) Estudos sobre *Callianassa*. Tese de Doutorado, Fac.Fil., Ciên. e Letras, Universidade de São Paulo, 168p.
- RUDDIMAN, W.F.; McINTYRE, A.; NIEBLER-HUNT, V.; DURAZZI, J.T. (1980) Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quaternary Research*, 13:33-64.
- SCHAEFER, I. (1953) Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. *Geol.Bavarica*, 19:13-64.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1979) The geotectonic stress field and crustal movements. Abstracts. Interdiscipl.Symposia, IUGC XVII, Canberra, Australia, p.298.
- SCHOFIELD, J.C. (1965) The Hinuera Formation and associated Quaternary events. *N.Z.J.Geol.Geophys.*, 8:772-791.
- SCHOFIELD, J.C. (1970) Correlation between sea-level and volcanic peridotites of the last millennium. *N.Z.J.Geol.Geophys.*, 13:737-741.
- SCHNEEBELI, W. & RÖTHLISBERGER, F. (1976) 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. Die Alpen, Schweizer Alpen-Club, 52: 152p.

- SHACKLETON, N.J. & CITA, M.B. (1979) Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifers at Site 397: Detailed history of climatic changes during the Late Neogene. Initial Report DSDP 47(1):433-445.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. Quaternary Research, 3:39-55.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1976) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239: Late Pliocene to Latest Pleistocene. Geol.Soc.America Memoir, 145:449-464.
- SHACKLETON, N.J. e OPDYKE, N.D. (1977) Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciations. Nature, 270:216-219.
- SHEPARD, F.P. (1963) Thirty five thousand years of sea-level. In: Essays in marine geology in honor of K.O.Emery (T.Clements, ed.), p.1-10, Univ. of S.Calif.Press, Los Angeles.
- SMITH, J.D. & FOSTER, J.H. (1969) Geomagnetic reversal in Brunhes Normal Epoch. Science 163:565-567.
- STEPHENSON, T.A. & STEPHENSON, A. (1949) The universal features of zonation between tide-marks and rocky coasts. J.Ecology, 37(2):289-305.
- STRÖMBERG, B. (1971) Isrecessionen i området kring Ålands hav. Geogr.Inst., Stockholm University Forskningsrapport, 10:156p.
- SUESS, E. (1888) Das Antlitz der Erde. Vienna. Tempsky (Tradução inglesa: 1966 - The face of the Earth. Oxford, Clarendon, 2:680p.).
- SUESS, H.E. (1970) Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time-scale 5200 BC to the present. In: Radiocarbon

- variations and absolute chronology (I. Olsson, ed.), p.303-311, Almqvist & Wiksell.
- SUESS, H.E. (1976) The three causes of the secular  $^{14}\text{C}$  fluctuations: their amplitude and time constant. In: Radiocarbon variations and absolute chronology (I. Olsson, ed.), p.595-605, Almqvist & Wiksell e John Wiley and Sons.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1976a) Brazilian coastline Quaternary formations: The states of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. International Symposium on Continental Margins of Atlantic Type, São Paulo, 1975. An.Acad.brasil. Ciênc., 48(suplemento):325-334, Rio de Janeiro.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1979b) Presença de tubos fósseis de *Callianassa* nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. Bol.IG, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 7:17-26.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1976c) Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. An.XXIX Congr.brasil.Geol., 1:295-305, Belo Horizonte.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978a) Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro, 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Special Publication 1:55p., São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978b) Mapas geológicos das formações quaternárias do litoral paulista (1:100.000). Secretaria de Obras e do Meio Ambiente (DAEE) do Governo do Estado de São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1980) Estudos sobre as oscilações do nível marinho quaternário ao longo do litoral brasileiro. Simpósio: Problemas geológicos del litoral atlantico bonae

- rense, Mar del Plata, maio de 1980, Anais:281-298.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1981) Progress in research on Quaternary sea-level changes and coastal evolution in Brazil. Symposium: Variations in sea-level in the past 15,000 years, magnitude and causes. Columbia (Estados Unidos), abril de 1981, IGCP Project (1982):166-181.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1982) Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast. *Geo-Marine Letters*, 1:(3/4):181-185.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. (1982) Evolução do "delta" do rio Doce (ES) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil (K.Suguió, M.R.M. Meis e M.G.Tessler, eds.), p.93-116, Rio de Janeiro.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (1976) Les variations relatives du niveau de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape (São Paulo). *Bol.IG, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, 7:113-129.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (1977) Sea level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo. X International Congress of INQUA. In: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (N.A.Mörner, ed.), p. 471-486, 1980, John Wiley and Sons.
- TAIRA, K. (1976) A wave-like pattern of Holocene crustal warping in eastern Asia. *Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol.*, 19:249-254.
- TAPLEY, B.D.; SCHUTZ, B.E.; MARSH, J.G.; TOWNSEND, W.F.; BORN, G.H. (1979) Accuracy assessment of the Seasat Orbit and altimeter height measurement. IASOM, TR 79-5 (Austin).
- THOMAS, R.H. (1977) Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system. *Geogr.Phys.Quater.*, 31: 347-356.

- THOMPSON, R. (1975) Long period European geomagnetic secular variation confirmed. *Geophys.J.R.Astron.Soc.*, 43:847-859.
- THOULE, J. (1890) *Océanographie (statique)*. Paris, Baudoin, X: 492p.
- TORELL, O. (1872) Undersökningar öfver istiden. *Kongl.S.Vet. Akad: Förhandl.*, (10):25-66 (também em: *Z.Deutsch.Geol.Gesell.*, 40:250-257, 1888).
- TURNER, G.M. & THOMPSON, R. (1979) Behaviour of the Earth's magnetic field as recorded in the sediment of Loch Lomond. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 42:412-426.
- UNESCO (1971) Scientific framework of world water balance. *Tech.Papers, Hydrology*, 7:27p.
- URBAN, B. (1978) Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinisches Bucht. *Sondepff. Geol.Inst.Univ.Köln.*, 34:165p.
- URBAN, B. (1979) Bio- und magnetostratigraphie Plio/Pleistocener Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. *Acta Geol. Acad.Sci.Hungaricae*, 22:153-160.
- VEEH, H.H. & CHAPPELL, J. (1970) Astronomical theory of climatic changes: Support from New Guinea. *Science*, 167:862-865.
- VERNAKER, A.D. (1968) Long-period global variations of incoming solar radiation. *Research on the theory of climate*, II Hartford, Conn., Report Travelers Research Center, Inc., 298p.
- WALCOTT, R.I. (1972) Past sea-levels, eustasy and deformation of the Earth. *Quaternary Research*, 2:1-14.
- WOERKOM, A.J.J. VON (1953) The astronomical theory of climatic changes. In: *Climatic changes: Evidence, cause and effects* (H.Shapley, ed.), p.147-156, Harvard University Press.

- WOILLARD, G. (1979) Abrupt end of the last interglacial s.s. in northeast France. *Nature*, 281:558-562.
- WOLLIN, G.; ERICSON, D.B.; RYAN, W.B.F.; FOSTER, J.H. (1971) Magnetism of the Earth and climatic changes. *Earth Planet. Sci.Lett.*, 12:175-183.
- ZAGWIJN, W.H. (1974) The Pliocene/Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas* 3:75-97.
- ZAGWIJN, W.H. (1977) Sea-level changes during the Eemian in the Netherlands. Abstracts. X International Congress of INQUA, Birmingham, p.509.
- ZAGWIJN, W.H. (1978) Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. In: *Ice Ages: Ancient and Modern* (A.E.Wright e F. Moseley, eds.), p.137-152.
- ZEUNER, F.E. (1952) Pleistocene shorelines. *Geol.Rundschau*, 40:39-50.