CONSEQUÊNCIAS HIGROCLIMÁTICAS DAS GLACIAÇÕES QUATERNÁRIAS NO RELEVO COSTEIRO A LESTE DA BAÍA DE GUANABARA

DIETER MUEHE *

ABSTRACT After the mid-Tertiary rupture of the Sul-Americana surface through block faulting, responsible for the origin of the coastal range and also of the Serra do Mar escarpment, the evolution of the coastal relief below altitudes of 100 m in southern Rio de Janeiro State was driven mainly by alternation between morphoclimatic processes of pedimentation – associated with the deposition of thick colluvial deposits – and valley incision.

The occurrence of such intense morphogenetic processes is mostly attributed to Pleistocene climatic changes, with alternating moist and dry periods. More recently some researchers expressed disagreement about the development of dry climates during the Pleistocene epoch. In the study area the application of van Wambeke's silt-clay ratio, for the dating of soils, indicated an ante-Pleistocene age for the colluvium and a Pleistocene age for the basal layers (including stone beds) of some of the colluvial deposits. Because the top material can not be older than the underlying material, the explanation is that at least part of the ante-Pleistocene (Tertiary) sediments have been reworked in Pleistocene time. Micropaleontological analysis of cores collected from the continental slope, adjacent to the study area, indicated a change in the water temperature from cold to warm, suggesting the advance of the Falkland current to lower latitudes than at present during the glacial period with probable decrease in precipitation. The evidence supports the hypothesis that dry climates were associated with Pleistocene glaciations and agrees with the Pleistocene age postulated for part of the topographic forms between the altitudes of 90 and 25 m.

INTRODUÇÃO As primeiras inferências sobre os efeitos climáticos das glaciações quaternárias na região subtropical do Brasil se devem a Maack (1947), que associa a ocorrência de depósitos detríticos, na serra do Mar do Paraná, a um clima semi-árido. Interpretações semelhantes foram posteriormente realizadas por Ruellan (1952) e Ab'Saber (1956, 1957).

Tricart (1958), em um trabalho já clássico, baseando-se nas formações atuais de cerrado e floresta, postulou para o Pleistoceno a ocorrência de três a quatro períodos de clima semi-árido durante os quais teria predominado intenso intemperismo mecânico e movimentos de massa englobando desde material grosseiro a material fino. Bigarella, com vários colaboradores (1961, 1964, 1965), associou a gênese de pedimentos relictos a climas semi-áridos que teriam ocorrido durante os períodos glaciais das altas latitudes, criando assim, em analogia ao que foi estabelecido para as Montanhas Rochosas (EUA), uma cronologia das fases de pedimentação. Postulou ainda a ocorrência de climas semi-áridos para todo o Brasil.

Jackson (1978), baseado nas diferenciações alopatricas das espécies de lagartos (iguaniidae) do gênero *enyallius* e *strobilurus*, que vivem atualmente em ambiente de floresta, interpreta tal diferenciação como decorrente de isolamento durante períodos climáticos secos. Por meio de análise da distribuição das formações vegetais atuais, pôde elaborar um mapa de localização das zonas de floresta e das formações vegetais de clima seco (Fig. 1).

Opiniões divergentes surgiram mais recentemente em trabalhos de Fränze (1976) e Klammer (1981). Franzle, analisando a preservação de ferralsols e acrisols como solos clímax terciários, infere que, devido às condições peculiares da circulação atmosférica durante os períodos glaciais, a intensidade das chuvas orográficas se manteve

Figura 1 – Refúgios hipotéticos de florestas úmidas e expansão do cerrado e da caatinga durante os períodos de clima seco do Pleistoceno segundo Jackson (1978)

tão alta que os limites de estabilidade pedogenética e morfodinâmica desses solos não foram ultrapassados, resultando na preservação, não concordando assim com a ocorrência de climas secos, pelo menos para a área da escarpa da serra do Mar.

* Departamento de Geografia, Instituto de Geociências – UFRJ, CEP 21 941, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Klammer (1981) sugere a ocorrência de apenas uma fase de clima seco, que entretanto teria ocorrido antes do Pleistoceno, já que, segundo o mesmo autor, teria lugar, durante os períodos glaciais, um aumento e não uma diminuição das precipitações em decorrência da intensificação da frontogênese. Klammer baseia sua hipótese no registro de apenas uma sequência deposicional em exposições no interior de Minas Gerais e por meio da correlação de terraços costeiros, de altitude inferior a 80 m, com variações do nível do mar. Ainda segundo Klammer, somente ocorrem pedimentos em nível altimétrico acima de 80 m, o que implicaria uma idade pré-pleistocênica para eles.

Com relação ao questionamento dos aspectos climáticos apresentado por Klammer, é fato que a maioria das precipitações no sudeste do Brasil resulta de atividade frontogenética. Entretanto, a mudança, nos períodos glaciais, da circulação aérea e oceânica, além do abaixamento da temperatura, pode, na realidade, ter atuado no sentido de reduzir a umidade do ar e, conseqüentemente, as precipitações, conforme será tratado mais adiante.

A alegada ausência de pedimentos abaixo do nível altimétrico de 80 m também não corresponde à realidade, pois há referência sobre a ocorrência no Paraná de remanescentes do pedimento P_2 à altitude de 27 a 30 m (Ab'Saber & Bigarella 1961, p. 104; Bigarella 1978, p. 106). Amador (1980b), em seu trabalho sobre a bacia do São João, apresenta um mapa das feições geomorfológicas com os pedimentos P_1 e P_2 . Apesar de não citar as altitudes, verifica-se, por meio do mapa topográfico da área, que também ali os pedimentos ocorrem abaixo da cota de 80 m.

Finalmente, a correlação entre regressões eustáticas e fases de entalhamento não constitui um elemento muito seguro, já que, numa plataforma continental larga, um abaixamento do nível do mar se traduz mais em incremento da componente horizontal, diminuindo o gradiente dos baixos cursos fluviais, que perderiam com isso sua capacidade de entalhar.

Os argumentos de Klammer, não obstante, merecem ser considerados e representam um estímulo contra a tendência em geral pouco crítica de aceitação do modelo de pedimentação pleistocênica subcontinental.

EVOLUÇÃO DO RELEVO A **Elaboração dos Grandes Aplainamentos do Brasil** Alternâncias entre processos de erosão e aplainamento induzidos por mudanças climáticas e processos tectônicos e isostáticos levaram à elaboração de superfícies de altitude e idade crescentes que no Brasil puderam ser identificadas até ao Cretáceo.

A primeira tentativa de classificação macromorfológica do relevo foi realizada por King (1956), que interpretou as superfícies aplainadas como resultado de processos de pedimentação, entendendo como tais o alargamento dos vales por recuo paralelo das encostas após soerguimento isostático do relevo. Uma cuidadosa revisão do trabalho de King, levando a substanciais correções na idade das superfícies, foi apresentada por Braun (1971). Outra concepção da evolução morfogenética das superfícies aplainadas foi apresentada por Bigarella & Ab'Saber (1964), Bigarella & Andrade (1965) e Bigarella, Mousinho & Silva (1965). Esse grupo de pesquisadores, ao contrário de King, que condicionava o início de um ciclo à epirogênese

se positiva, passou a enfatizar as modificações climáticas entre árido e úmido como causadoras, respectivamente, de fases de aplainamentos e entalhamento do relevo.

Apesar da divergência de critérios e o fato de os trabalhos terem sido realizados em diferentes regiões, parece ao menos haver agora, após os trabalhos de Bigarella & Becker (1975) e Braun (1971), uma certa concordância quanto à idade das superfícies (Fig. 2).

Figura 2 — Comparação das idades das superfícies de aplainamento identificadas no Brasil por Bigarella et al. (pedimentos e pediplanos) & King (superfícies e ciclo). Escala geológica segundo compilação de van Eysinga

Considerando os longos espaços de tempo necessários à elaboração de superfícies aplainadas de maior expressão, é entretanto mais provável que sua elaboração tenha ocorrido sob diferentes condições climáticas, constituindo-se assim muito mais numa resultante de um fenômeno de convergência poligenética de formas principalmente moldadas por processos de pedimentação e de elaboração de *Rumpffflächen*. Essas últimas se desenvolvem sob condições de climas de savana, onde a umidade é suficiente para permitir um intenso intemperismo químico e o conseqüente desenvolvimento de espesso manto de decomposição, submetido por sua vez a eficientes processos de lavagem por escoamento superficial, sem entalhamento, levando ao aplainamento e concomitante rebaixamento do relevo. Tudo nesse sistema se passa ao longo de duas interfaces, uma "subcutânea", ou seja, a frente de intemperização, e outra subaérea, isto é, a superfície do terreno, por um processo denominado por Büdel (1957, 1969), de "mecanismo das duplas superfícies de aplainamento". A Austrália central, com suas amplas superfícies aplainadas em condições de clima de savana, atualmente submetidas a um clima árido, é um exemplo de elaboração de *Rumpffflächen*, e não de pediplanos, hoje praticamente fossilizadas (Bremer 1965).

A Evolução do Relevo Costeiro A evolução das formas de relevo do litoral sul do Estado do Rio de Janeiro está intimamente relacionada à evolução tectônica e a mudanças climáticas. A evolução tectônica levou ao fraturamento da borda do continente após soerguimento deste a partir do Cretáceo superior (Braun 1971). As mudanças climáticas foram resultantes da modificação da circulação oceânica em decorrência do gradual fechamento do istmo do Panamá, e concomitantemente a ele — o qual passou a impedir o fluxo de água do Atlântico para o Pacífico, reforçando a corrente do Golfo —, e da subsidência da cadeia da Islândia, que provocou um afluxo de água salina, profunda, não muito fria, do Atlântico norte em direção à bacia circum-Antártica, levando a um aumento de umidade que, numa região já muito fria e pos-

sivelmente seca desde o Eoceno, desencadeou a glaciação miocênica (Strobilurus, 1980). A coincidência entre o resfriamento antártico pré-glacial e glacial e a elaboração das superfícies do ciclo Sul-Americano sugere a existência de relações de causa e efeito entre o clima vigente nas altas latitudes e os processos morfoclimáticos das regiões tropicais e subtropicais.

Um novo soerguimento continental, no final do Oligoceno, rompeu a superfície Sul-Americana na borda sudeste, dando origem aos maciços litorâneos, à serra do Mar e ao gráben do Paraíba (Fig. 3). O final do ciclo, ocorrido há cerca de 5 milhões de anos no Terciário superior, coincide, segundo Braun (1971), com o início da sedimentação Barreiras, cujos depósitos, com suas formas tabulares, depositadas no interlúdio dos ciclos Sul-Americano e Velhas, dão freqüentemente a impressão de terem sido truncados no transcorrer do ciclo Velhas, havendo dificuldade em diferenciar entre superfícies truncadas e estruturas (Braun 1971).

A distribuição das superfícies de erosão e acumulação entre Niterói e Ponta Negra mostra, como decorrência da evolução tectônica e morfoclimática, uma diminuição irregular das suas freqüências de ocorrência, com o aumento de altitude. A análise visual dessa distribuição (Fig. 4) permite subdividi-la em três curvas distintas de distribuição de freqüências com valores modais em torno de 40, 144 e 242 m de altitude. A primeira dessas distribuições, compreendendo os níveis altimétricos mais baixos e, portanto, geneticamente relacionados aos episódios mais recentes da evolução do relevo, permite uma subdivisão

Figura 3 - Representação do relevo costeiro ao longo de perfis N-S segundo vários autores.

- A) Perfil dos degraus de falha idealizado por Asmus & Ferrari (1978)
 B) Superposição de perfis topográficos a oeste e leste da baía de Guanabara, destacando-se a escarpa da serra do Mar e o maciço costeiro, segundo Ruellan (1944)
 C) Perfil esquemático com indicação das superfícies de aplainamento: Gondwana, Post-Gondwana, Sul-Americana e Velhas, segundo King (1956). BH = Belo Horizonte; B = Barbacena; SD = Santos Dumont; JF = Juiz de Fora; P = Petrópolis; RJ = Rio de Janeiro

Figura 4 - Distribuição de freqüências de altitudes de níveis de erosão entre Niterói e Ponta Negra. Superfícies acima de 350 m não foram representadas devido a sua reduzida freqüência

mais detalhada a partir da análise dos picos de freqüência da distribuição e da interpretação de perfis topográficos, definindo-se os níveis de 6; 14-18; 24-30; 34-44; 50-60 e 70-87 m. Essa divisão altimétrica coincide muito bem com as referências altimétricas feitas por vários autores (Ruellan 1944, Ab'Saber 1955, Cruz 1975), mesmo em áreas distintas como o litoral de São Paulo. Conseqüentemente, a ocorrência de aplainamentos em altitudes idênticas em locais tão distantes parece tornar plausível admitir que a evolução desses níveis mais baixos se tenha feito sob idênticas condições epirogenéticas, ou seja, sem perturbações tectônicas de maior importância, conforme já ressaltado por Ab'Saber (1955).

Na área costeira de Maricá, as formas de relevo mais baixas, portanto mais recentes, desenvolveram-se a partir do entalhamento de um tabuleiro (pedimento?), possivelmente associado à sedimentação Barreiras, cuja superfície, representada pelo bloco-diagrama da Fig. 5 - elaborado a partir de uma análise de tendência linear -, mergulha de uma altitude de 70 m suavemente num ângulo de $0^{\circ}05'$ em direção a 183° , o que a levaria a interceptar o atual nível do mar a cerca de 3 km, e o fundo do mar, com lâmina de água de 60 m, a cerca de 11 km da linha de praia. Isto sugere que, sob condições tectônicas estáveis, o entalhamento dessa superfície deve ter sido muito mais devido a processos morfoclimáticos do que a variações eustáticas negativas.

A topografia na área dos tabuleiros apresenta nitidamente níveis de 50-60, 34-45, 25-26 e 15 m, que também ocorrem no restante da área costeira.

A estrutura subsuperficial é facilmente reconhecível nas exposições das falésias em torno das lagunas. É constituída por depósitos coluviais vermelho-amarelados de 3 a 8 m de espessura, capeados por um material de coloração amarelada que recobre o embasamento gnaisse-granítico do

Figura 5 - Bloco-diagrama do tabuleiro da região de Maricá representado por uma superfície de tendência linear

Pré-Cambriano, freqüentemente bastante alterado a ponto de às vezes ser inferível apenas pela presença de pequenos diques de quartzo. Em alguns locais, o embasamento é separado do colúvio indiferenciado por um depósito de seixos de quartzo cujas características morfométricas são as de depósito fluvial.

INFERÊNCIAS SOBRE O PALEOCLIMA DA REGIÃO COSTEIRA

O maciço costeiro do município de Maricá, a leste da baía de Guanabara, primeiro bloco soerguido à frente da serra do Mar, provavelmente não se beneficiou das condições climáticas postuladas por Franzle (1976) e Jackson (1978) para as escarpas de maior altitude, como as da serra do Mar, devendo ter sido submetido a uma clima mais seco. Tal conclusão se apóia na constatação de que o balanço hídrico atual não indica excesso de água, acrescida do fato de que, durante as regressões eustáticas, a emersão da plataforma continental criou uma planície costeira com até 90 km de largura, levando a um aumento da continentalidade hídrica da região litorânea. As características sedimentológicas das áreas deprimidas, periféricas ao maciço litorâneo, também favorecem a interpretação em favor de um clima seco. Linhas de seixos residuais a leste de Niterói, entre Maricá e Cabo Frio, foram descritas por Tricart (1958) como tendo sido depositadas sob condições de clima semi-árido. Sedimentos quaternários da Formação Macacu, na área da Baía de Guanabara, foram interpretados como tendo sido depositados por rios anastomosados em clima seco, possivelmente semi-árido (Amador & Meis 1972, Meis & Amador 1977, Amador 1980a). A ocorrência de montmorillonita como mineral de argila dominante nos sedimentos marinhos da plataforma continental (Kowsmann & Costa 1979) pode ser outra indicação de um intemperismo mais reduzido.

Damuth & Fairbridge (1970) vêem o mecanismo provocador da semi-aridez no deslocamento da célula de alta pressão do Atlântico sul em cerca de 10° para o norte. Com isso os ventos alísios deixariam de fluir em direção ao continente para se deslocar mais paralelamente ao litoral, deixando assim de levar umidade para o continente. Uma outra consequência da modificação da circulação atmosférica teria sido a mudança de direção da corrente do Brasil, que passou a infletir em direção a leste em latitudes menores que atualmente, permitindo o avanço da corrente das Falklands para além do trópico de Capricórnio (Fig. 6), o que levou a uma diminuição da temperatura da água e conseqüentemente da evaporação.

Com o intuito de verificar mudanças de temperatura da água do mar por efeito da postulada mudança de circulação oceânica, foram coletados três testemunhos no talude continental, defronte à região de estudo, em profundidades de 190, 296 e 405 m (Muehe 1982).

A análise desses testemunhos gentilmente realizada por Rodrigues, Carvalho & Moreira (1981) permitiu reconstruir uma curva de paleotemperatura a partir do testemunho T-III, mais profundo, e que apresentou um predomínio de foraminíferos planctônicos (Fig. 7). A *Globigerina bulloides* e a *Globigerina truncatulinoides*, típicas de águas frias, são bruscamente substituídas na parte superior do testemunho pela *Globorotalia menardii*, típica de água quente. A curva de paleotemperatura foi

Figura 6 — Circulação aérea e oceânica, respectivamente, sob condições atuais e durante as glaciações, segundo Damuth & Fairbridge (1970)

Figura 7 — De A a C: relação entre foraminíferos bentônicos e planctônicos; e D, relação entre foraminíferos planctônicos de água quente e fria, em função da profundidade, em testemunhos coletados no talude continental durante a Operação GEOMAR-X, segundo Rodrigues, Carvalho & Moreira (1981)

elaborada a partir do total de foraminíferos planctônicos e indica uma mudança de frio para quente a cerca de 80 cm do topo do testemunho. Em torno dessa profundidade também é registrada uma mudança na relação entre foraminíferos bentônicos e planctônicos no testemunho T-II, coletado à profundidade de 296 m. O predomínio de foraminíferos planctônicos no topo desse testemunho pode ser consequência do aumento de profundidade em decorrência da transgressão holocênica.

Ericson *et al.* (1964) observaram que modificações sensíveis das espécies de foraminíferos planctônicos ocorreram no Atlântico há cerca de 11 000 anos, o que é correlacionável com o término da glaciação, quando se leva em conta o lapso de reação entre a implantação da circulação pós-glacial e o aquecimento das águas superficiais (Pisias, Heath & Moore Jr. 1975). É assim muito provável que a profundidade de 60 a 80 cm dos testemunhos II e III, caracterizada por mudança faunística, represente o limite Pleistoceno-Holoceno, o que daria, para os depó-

sitos holocênicos do talude superior, uma taxa de sedimentação de 5,5 a 7 cm/1 000 anos.

A constatação de mudanças localizadas de temperatura na água do mar, faunisticamente significativas, entre o período glacial e pós-glacial, não registradas para o lado ocidental do Atlântico sul subtropical (Climap 1976), estaria, pois, de acordo com o modelo de paleocirculação de Damuth & Fairbridge (1970).

Em vista dessas inferências, que favorecem a interpretação sobre a ocorrência de climas secos durante as glaciações pleistocênicas, a determinação da idade dos depósitos e, principalmente, das linhas de seixos, cuja presença vem sendo associada à ocorrência de climas secos, passa a ser fundamental. Tal avaliação, infelizmente, sempre se revestiu de muitas incertezas devido à ausência de fósseis e à impossibilidade de datação por métodos isotópicos, a ponto de ainda haver dúvidas sobre a efetiva ocorrência, no sudeste do Brasil, de processos de pedimentação pleistocênica (Klammer 1981).

AVALIAÇÃO DA IDADE DOS SEDIMENTOS, DOS EVENTOS DEPOSICIONAIS E DOS NÍVEIS DE EROÇÃO

Na tentativa de definir a idade dos sedimentos, foi determinado o grau de atividade do ferro e o quociente silte/argila em amostras coletadas nas exposições de falésias em torno das lagoas de Maricá, Barra e Guaratiba (Fig. 8) e em cortes de estrada no interior das baixadas de Piratininga, Itaipu, Itaipuaçu e Guaratiba. Foi ainda realizada a análise polínica em uma amostra de sedimento coluvial.

Figura 8 – Localização dos perfis analisados nas falésias ao redor das lagoas de Maricá, Barra e Guaratiba

O Grau de Atividade do Ferro O ferro livre retirado da estrutura cristalina dos minerais por processos de intemperismo químico, e portanto disponível para as plantas, apresenta-se em forma “amorfa” (ao raio X) e em forma cristalizada. O cociente entre o ferro amorfo e o ferro cristalizado (Fe_o/Fe_d) é definido como grau de atividade do ferro (Fe_A) que oferece uma medida indireta do envelhecimento do solo, já que o ferro mal cristalizado (“amorfo”) se cristaliza com o correr do tempo.

A determinação do ferro nas amostras coletadas nos perfis representados na Fig. 8 foi efetuada por meio de colorimetria, empregando-se um espectrofotômetro. A extração do ferro “amorfo” foi realizada por meio de solução de oxalato de sódio pelo método de Tamm & Schwertmann, e a do ferro livre total por meio de solubilização

com ditionito de sódio pelo método de Mehra & Jackson (Schlichtig & Blume 1966). Os resultados, juntamente com outras características como cor, pH, diâmetro granulométrico mediano, são apresentados na Tab. 1.

O agrupamento dos resultados por horizonte indicou os valores médios apresentados na Tab. 2.

Tabela 1 – Teor de ferro livre “amorfo” (Fe_o) e de ferro livre total na fração fina (<0,062 mm) de amostra de solo. (Os números indicados nos horizontes das amostras não obedecem à notação pedológica, servindo apenas para indicar a posição relativa das amostras no perfil.)

Perfil	Amostra	Profundidade (m)	Cor		pH		Md_ϕ	$Fe_o\%$	$Fe_d\%$	$Fe_A\%$
			Úmido	Seco	H_2O	KCl(1N)				
1	B1	2,8	7.5YR5/R	5YR7/4	3,5	3,2	10,2	0,625	39,125	1,6
1	B2	9,2	7.5YR6/8	5YR7/4	3,7	3,4	15,2	0,775	5,000	15,5
1	S	12,3	5YR5/8	5YR7/7	3,5	3,3	5,8	0,950	3,800	25,0
1	Matriz	14,5	10YR4/8	10YR6/4	3,3	3,2	1,6	0,5125	44,875	1,1
1	C	17,0	7.5YR8/2	10YR6/4	3,6	3,4	2,4	0,950	44,750	2,1
2	B1	3,0	5YR8/2	10YR7/4	3,6	3,3	10,5	1,850	39,875	4,6
2	B2	7,8	10YR5/8	7.5YR7/6	3,6	3,3	4,8	1,325	51,875	2,5
2	C1	14,2	7.5YR5/8	2.5YR5/4	3,8	3,6	—	1,0125	88,375	1,1
3	B1	3,0	10YR6/8	7.5YR7/6	3,6	3,4	10,0	1,0125	43,250	2,3
3	B2	3,7	10YR6/8	2.5YR6/6	3,4	3,3	1,0	1,0125	73,250	1,4
3	C1	4,3	2.5YR4/8	5YR7/6	3,3	3,2	8,8	0,950	116,500	0,8
3	C2	6,8	2.5YR5/8	7.5YR7/6	3,4	3,2	6,4	0,5375	111,750	4,0
4	B0	1,5	5YR5/8	10YR7/4	4,0	3,5	9,2	1,4125	35,250	4,0
4	B1	2,5	10YR6/8	10YR7/4	3,8	3,3	10,8	0,825	36,875	2,2
4	B2	3,5	10YR6/8	7.5YR7/4	—	—	5,0	0,7625	34,875	2,2
4	B3	6,2	7.5YR5/8	2.5YR6/6	3,6	3,1	0,8	0,8625	73,000	1,2
4	C1	8,4	2.5YR4/8	5YR7/4	3,4	3,2	5,8	0,250	48,625	0,5
6	B1	3,7	2.5YR6/6	5YR7/4	4,2	3,9	—	0,100	32,875	0,3
6	B2	5,7	5YR5/8	7.5YR7/6	3,7	3,5	11,0	1,175	36,625	3,2
7	B1	0,7	5YR5/8	10YR7/4	4,0	3,5	6,2	1,0625	33,500	3,2
7	B2	1,4	10YR6/8	7.5YR7/4	3,5	3,2	10,2	0,7625	40,875	1,9
7	B3	2,6	7.5YR6/8	7.5YR7/4	3,6	3,1	2,4	1,3125	42,500	3,1
7	C1	3,8	7.5YR6/6	5YR7/4	3,7	3,4	7,0	0,425	39,500	1,1
16	B	2,0	5YR7/8	10YR7/4	4,0	3,4	12,0	0,375	28,250	1,3
17	Matriz	11,5	10YR7/4	10YR8/6	3,8	3,5	0,4	1,400	108,000	1,3
18	B	1,8	10YR8/6	7.5YR7/4	3,6	3,2	10,9	0,4875	43,250	1,1
18	C	7,8	7.5YR5/8	10YR6/6	4,0	3,5	5,3	0,3875	75,875	0,5
21	B	1,6	10YR6/6	7.5YR7/4	3,8	3,4	10,6	0,2875	38,125	0,8
21	B2	2,4	10YR5/8	7.5YR7/4	3,5	3,2	4,5	0,9375	42,625	2,2
21	B3	2,8	5YR5/8	7.5YR7/4	3,6	3,4	5,0	0,4125	42,250	0,9
21	C1	6,5	5YR4/8	7.5YR7/4	3,6	3,3	—	0,0012	51,875	0,0024

Tabela 2 – Valores médios de teores de ferro nos solos e sedimentos coluviais da região lagunar de Maricá e Guaratiba

	$Fe_o\%$	$Fe_d\%$	$Fe_A\%$
Horizonte C	0,65	72,18	0,93
Camadas basais contendo grânulos	0,92	54,96	1,60
Colúvios de granulação fina (horizonte B)	0,85	38,21	2,23

A análise de variância dos valores obtidos indicou que:

- o ferro livre “amorfo” ocorre em quantidades muito reduzidas e pouco significativas;
- o ferro livre total se apresenta nos horizontes C e nas camadas basais grosseiras em concentrações idênticas. Nos colúvios de granulação mais fina, ocorre em concentrações mais reduzidas;
- o grau de atividade do ferro no horizonte C é reduzido e não se diferencia significativamente das camadas basais e dos colúvios mais finos. Não há diferenças significativas entre camadas basais e coluviais.

O teor de ferro livre “amorfo”, ao contrário do esperado, é bastante reduzido na faixa de intemperização da rocha gnaisse-granítica do embasamento (horizonte C), o que explica a razão do reduzido grau de atividade do ferro para este horizonte. A ocorrência de concreções de ferro no horizonte C e nas camadas basais superpostas contendo seixos e grânulos, assim como a ocorrência de con-

creções de ferro pisolítico associado a grânulos de quartzo, indica tratar-se de migração do ferro da frente de intemperização do cristalino para as camadas subjacentes. Segundo Lelong (1966), pode ocorrer migração do ferro solubilizado por difusão do vapor d'água durante a estação seca. Uma outra possibilidade, mais adequada à situação na área pesquisada, é a mobilização do ferro bivalente juntamente com o lençol freático e a sua precipitação por oxidação após o rebaixamento do lençol. A análise da Fig. 9 sugere que a precipitação está associada à descontinuidade de permeabilidade (Thomas 1974, Fränze 1977). Assim, o teor de ferro livre total na fração areia, mais permeável, aumenta exponencialmente com o diâmetro mediano dos sedimentos.

Figura 9 - Correlação entre teor de ferro livre e diâmetro mediano dos sedimentos

Os resultados, portanto, oferecem uma explicação para a presença de nódulos e concreções lateríticas típicas para os depósitos da Série Barreiras, mas não permitiram chegar a qualquer indicação sobre a idade do depósito, devido ao teor extremamente baixo de ferro livre "amorfo", o que pelo menos atesta uma idade não muito recente para esses sedimentos.

Análise de Pólen A datação dos colúvios tropicais por meio de análise polínica geralmente esbarra na reduzida quantidade de grãos de pólen presentes numa amostra. Foi gentilmente realizada, pela Profa. Margarida M. Barros de Miranda, da Universidade Federal do Ceará, uma tentativa de análise em amostras do perfil 1 (Fig. 10), das quais apenas alguns grãos da amostra S, na porção superior do horizonte de grânulos, puderam ser identificados como pertencendo às seguintes famílias: Graminae, Chenopodiaceae, Amaranthaceae e Hippocrateaceae.

As gramíneas foram datadas por Miranda como pertencentes ao Paleoceno Médio e as Amaranthaceae, assim como as Chenopodiaceae, ao Paleoceno Superior. Ainda segundo Miranda, as Hippocrateaceae devem pertencer ao gênero *Iolyodepollenites*, que também aparecem no Terciário da África. Com base nesses dados e com as devidas reservas em face da qualidade insatisfatória do material, pode-se admitir, para os sedimentos do depósito, uma

Figura 10 - Localização das amostras no perfil 1

idade terciária inferior. O depósito em si, naturalmente, pode ser mais recente.

O Quociente Silte/Argila Um interessante método de datação dos solos foi idealizado por van Wambeke (1962) a partir de dados granulométricos. Esse autor sustenta que, em solos tropicais, a participação de silte se reduz com o aumento da idade, o que exprime pelo quociente entre a proporção de silte e de argila na distribuição granulométrica da amostra (Tab. 3). A faixa correspondente ao silte se situa nessa análise entre 0,02 e 0,002 mm (5,6 – 9,0 Phi), discrepando portanto um pouco dos limites adotados na classificação de Wentworth. Premissa para a análise é que os solos sejam bem drenados, com predomínio da caulinita e ausência de horizonte textural (Bt). Essas premissas são adequadamente preenchidas pelos latossolos (ferralsols) ocorrentes na região de estudo.

Tabela 3 - Quociente silte/argila como indicador de idade segundo van Wambeke (1962)

Idade do sedimento	Rocha Matriz		Grano-diorito	Micaxisto	Basalto
	1	2			
Recente	0.39	0.36	0.74	0.96	1.03
Pleistoceno	0.27	0.17	0.32	0.18	0.32
Pré-pleistoceno	0.11	0.08	0.12	0.11	0.09

Os colúvios analisados na região lagunar de Maricá e Guaratiba apresentam um quociente silte/argila médio de 0,07, com desvio-padrão de 0,03, situando-se assim, segundo van Wambeke, no Pré-pleistoceno. As camadas basais contendo seixos dos perfis 1 e 17 e as camadas com grânulos do perfil 21 apresentam quocientes entre 0,21 e 0,24 (Pleistoceno), enquanto o restante das camadas contendo grânulos dos perfis 1, 3, 4 e 7 apresentam quocientes entre 0,02 e 0,12, com valor médio de 0,06 e desvio-padrão de 0,01. Conseqüentemente, esse último grupo apresenta a mesma idade (Pré-pleistoceno) dos colúvios de granulometria mais fina. Os sedimentos eluviais na área das baixadas de Piratininga, Itaipu, Itaipuaçu, Maricá e Guaratiba apresentam resultados bastante discrepantes. Não foi possível estabelecer relações quanti-

tativas entre idade e altura dos níveis de erosão situados imediatamente acima dos locais de amostragem. Os resultados apresentados na Tab. 4 permitem inferir, para os sedimentos em altitudes inferiores aos níveis de acumulação de 24-30 e 34-45 m, uma idade geralmente pleistocênica.

Tabela 4 – Datação dos sedimentos regolíticos em função do quociente silte/argila para diversos níveis de erosão. (Os números representam a frequência de amostras.)

Nível	24-30	34-45	50-60	70-87	108
Idade	m	m	m	m	m
Holoceno	—	—	—	1	1
Pleistoceno	3	3	1	1	—
Terciário	1	1	1	—	—

A idade holocênica dos solos nos níveis mais elevados pode ser decorrente de erosão dos solos mais antigos.

Em resumo, com base nos resultados das análises de pólen e textural, chega-se às seguintes constatações:

- as camadas basais contendo seixos foram depositadas no Pleistoceno;
- os sedimentos coluviais, acima das camadas pleistocênicas, constituem antigos sedimentos terciários remobilizados durante o Pleistoceno;
- a superfície dos colúvios como parte integrante da mesma superfície que trunca o cristalino na região dos lagos possui uma idade pleistocênica.

Uma constatação-chave representa a idade pleistocênica das camadas basais, confirmando assim as interpreta-

ções sobre a ocorrência de climas secos durante o Pleistoceno.

CONCLUSÃO As evidências paleoclimáticas levantadas para a região costeira a leste da baía de Guanabara, e que são certamente extrapoláveis para as amplas baixadas de todo o sul do Estado do Rio de Janeiro, apontam para a vigência de condições climáticas mais secas, associadas às glaciações pleistocênicas, conforme vem sendo sustentado por numerosos pesquisadores brasileiros. A baixa resolução dos métodos de datação aplicáveis à análise dos depósitos, porém, não permitiu correlacionar níveis de pedimentos a períodos glaciais específicos. A ocorrência de pelo menos vinte episódios de mudanças climáticas no Pleistoceno, conforme constatado mais recentemente por meio de análises paleomagnéticas de testemunhos marinhos e de perfis de *loess* estratigraficamente bem definidos, certamente tornaria essa tentativa muito especulativa. Com um razoável grau de probabilidade, entretanto, pode-se admitir para os níveis de pedimentos mais altos (70-90 m) uma idade quaternária inferior, para os níveis de 25 a 45 m uma idade quaternária média e para os terraços mais baixos uma idade quaternária superior.

Agradecimentos Quero expressar meus profundos agradecimentos aos estudantes bolsistas e estagiários que participaram nos trabalhos de campo e laboratório; especialmente ao Jorge Luiz Barbosa, Marcos Antonio Santos e Regina Claudia O. de Moraes Cardoso, para citar apenas os de atuação mais contínua.

Ao Prof. Dr. O. Fränze, da Universidade de Kiel, agradeço as valiosas discussões e sugestões; e ao geólogo Renato O. Kowmann, do Centro de Pesquisas da Petrobrás, a revisão crítica do texto. Agradeço ainda ao CNPq e ao CEPG/UFRJ pela concessão de auxílio financeiro e Bolsas de Iniciação Científica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. — 1955 — Contribuição à geomorfologia do litoral paulista. *Rev. Bras. Geogr.*, XVII (1) : 3-48.
- AB'SABER, A. N. — 1956 — Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. *Bol. Paul. Geogr.*, 22 (3) : 18.
- AB'SABER, A. N. — 1957 — Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, VI (41) : 48.
- AB'SABER, A. N. & BIGARELLA, J. J. — 1961 — Considerações sobre a geomorfogênese da serra do Mar no Paraná. *Bol. Paran. Geogr.*, (4 e 5) : 94-110.
- AMADOR, E. S. — 1980 — Unidades sedimentares cenozóicas do recôncavo da Baía de Guanabara (Folhas Petrópolis e Itaboraí). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 52 (4) : 734-761.
- AMADOR, E. S. — 1980 — Traços gerais da evolução quaternária da bacia do rio São João (RJ). *Anais XXXI, Congr. Bras. de Geol.*, 1 : 542-556.
- AMADOR, E. S., & MEIS, M. R. M. — 1972 — Processos de sedimentação da formação Macacu. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 44 : 3-4.
- ASMUS, H. E., & FERRARI, A. L. — 1978 — Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. CENPES, PETROBRÁS, Série Projeto REMAC, nº 4, 75-88.
- BIGARELLA, J. J. — 1978 — A serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D., MATOS, D. J. de, & WERNER, A. (orgs.). Governo do Pará, Secretaria de Estado do Planejamento e Associação de Defesa e Educação Ambiental.
- BIGARELLA, J. J., & AB'SABER, A. N. — 1964 — Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. *Z. Geomorph. N. F.*, 8 (3) : 286-312.
- BIGARELLA, J. J., & ANDRADE, G. O. de — 1965 — Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 84 : 433-451.
- BIGARELLA, J. J., & BECKER, R. — 1975 — Topics for discussion. International Symposium on the Quaternary. *Bol. Paran. Geoc.*, (33) : 171-276.
- BIGARELLA, J. J., MARQUES, F. O., AB'SABER, A. N. — 1961 — Ocorrência de pedimentos remanescentes nas falhas da serra do Iquererim (Garuva, SC). *Bol. Paran. Geogr.*, (4-5) : 82-93.
- BIGARELLA, J. J., MOUSINHO, M. R., & SILVA, J. X. da — 1965 — Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. Geogr.*, (16-17) : 117-151.
- BRAUN, O. P. G. — 1971 — Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. Geogr.*, 3 (32) : 3-39.
- BREMER, H. — 1965 — Ayers Rock, ein Beispiel für Klimagenetische Morphologie. *Z. Geomorph. N. F.* 9 : 249-284.
- BUDEL, J. — 1957 — Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Geomorph. N. F.*, 201-228.
- BÜDEL, J. — 1969 — Das System der Klimagenetischen Geomorphologie. *Erdkunde*, 23 (3) : 165-183.
- CLIMAP, Project Members — 1976 — The surface of the ice-age. *Earth. Science*, 191 : 1131-1137.
- CRUZ, O. — 1974 — A serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba. USP, Inst. Geogr., Série Teses e Monografias nº 11, 111 p. Idem. *Rev. Bras. Geogr.*, 1975, 37, nº 2, 3 e 4.

- DAMUTH, J. E., & FAIRBRIDGE, R. W. — 1970 — Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 : 189-206.
- ERICSON, D. B., EWING, M., & WOLLIN, G. — 1964 — The Pleistocene epoch in deep-sea sediments. *Science*, 146 (3645) : 723-732.
- FRANZLE, O. — 1976 — Die Schwankungen des Pleistozanen Hygroklimas in Sudost-Brazilien und Sudost-Afrika. *Biogeographica*, 7 : 143-162.
- FRANZLE, O. — 1977 — Hang-und Flächenbildung in den Tropen unter dem Einfluss der Eisen-und Aluminiumdynamik. *Geomorph. N. F.*, Suppl. Bd. 28 : 62-80.
- JACKSON, J. F. — 1978 — Differentiation in the genera *enyalis* and *strobilurus* (Iguanidae): Implications for Pleistocene climatic changes in eastern Brazil. *Arq. Zool.*, 30 (1) : 1-79.
- KING, L. C. — 1956 — A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, XVIII (2) : 147-265.
- KLAMMER, G. — 1981 — Landforms, cyclic erosion and deposition, and late cenozoic changes in southern Brazil. *Z. Geomorph. N. F.*, 25 (2) : 146-165.
- KOWSMANN, R. O., & COSTA, M. P. de A. — 1979 — Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRÁS, CENPES, Projeto REMAC N. 8, 55 p.
- LELONG, F. — 1966 — Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'alteration tropicale. Conséquences pour la pedogenese. *Sciences de la Terre*, XI (2) : 201-244.
- MAACK, R. — 1947 — Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, II (7) : 99-200.
- MEIS, M. R. M., & AMADOR, E. S. — 1977 — Contribuição ao estudo do Neocenoico da baixada da Guanabara — Formação Macacu. *Rev. Brasil. Geoc.*, 7 (2) : 150-174.
- MUEHE, D. — 1982 — Operação Geomar X. LXXV Comissão Oceanográfica, DG 32-XI, Diretoria de Hidrografia e Navegação, Ministério da Marinha.
- PISIAS, N. G., HEARTH, G. R., & MOORE Jr., T. C. — 1975 — Lag times for oceanic responses to climatic change. *Nature*, 256 : 716-717.
- RODRIGUES, M. A. da C.; CARVALHO, M. da G. P. de MOREIRA, L. B. R. — 1981 — Relatório de Progresso do Grupo de Micropaleontologia. Instituto de Geociências, UFRJ. Relatório não publicado.
- RUELLAN, F. — 1944 — A evolução geomorfológica da baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Rev. Bras. Geogr.*, VI (4) : 443-508.
- RUELLAN, F. — 1952 — Le rôle des nappes d'eau pluviale ruisselante dans le modelé du Brésil. *Notes Labor. Géomorph.*, Ec. Htes. Études, 3, 46 p.
- SCHLICHTING, E., & BLUME, H. P. — 1966 — Bodenkundliches Praktikum. Parey, Hamburg, Berlin.
- SCHNITTKER, D. — 1980 — Global paleoceanography and its deep water linkage to the Antarctic glaciation. *Earth-Science Reviews*, 16 : 1-20.
- THOMAS, M. F. — 1974 — *Tropical Geomorphology: A study of weathering and landform development in warm climates*. Mac-Millan.
- TRICART, J. — 1958 — Division morphoclimatique du Brésil atlantique centrale. *Rev. de Géom. Dun.*, IX : 1-2.
- VAN EYSINGA, F. W. B. — 1975 — *Geological time table*. Elsevier, 3. ed.
- VAN WAMBEKE, A. R. — 1962 — Criteria for classifying tropical soils by age. *J. Soil. Sc.*, 13 (1) : 124-132.

MANUSCRITO

Recebido em 29 de agosto de 1983

Revisão aceita em 13 de fevereiro de 1984