

## DIVISÃO MORFOCLIMÁTICA DO BRASIL ATLÂNTICO CENTRAL

J. TRICART

*Devidamente autorizados pelo Prof. JEAN TRICART, Diretor do Instituto de Geografia de Strasbourg, temos a satisfação de oferecer aos nossos leitores o presente estudo, publicado em primeira mão na "Revue de Géomorphologie Dynamique", IX, ns. 1-2, correspondente a janeiro-fevereiro de 1958. O original francês foi traduzido pelo Prof. Antônio Christofoletti.*

O Nordeste do Brasil é caracterizado por uma excepcional violência dos contrastes climáticos em pequenas distâncias. Passa-se, em 200 km, da floresta litorânea do tipo tropical úmido às matas xerofíticas com cactáceas das regiões semi-áridas. Todos os aspectos geográficos da região e, naturalmente, também a morfogênese, são comandados por este fato. Entretanto, as relações entre o clima e o modelado não foram ainda estudadas sistematicamente no Brasil, mesmo na fachada atlântica, onde são de uma importância fundamental: aí comandam, não somente as formas do relevo, como também a gênese dos solos e as medidas a tomar para os conservar. Se alguns dos aspectos mais característicos, notadamente das regiões secas, foram já descritos, principalmente por AB'SABER (1956) e por J. DRESCH (1957); e se DE MARTONNE fez da Serra do Mar um tipo de modelado tropical úmido; se diversas idéias foram emitidas quanto à existência de flutuações paleoclimáticas (J. L. RICH, 1953; AB'SABER, 1956 e 1957; J. DRESCH, (1957) — ainda não

NOTA. Uma parte das observações, sobre as quais repousa este estudo, foi feita em companhia de A. CAILLEUX, E. STRETTA e P. TALTASSE, no decurso de uma missão no Nordeste, efetuada graças à UNESCO; uma outra, em 1957, no decorrer de uma permanência de quatro meses, devida à Cooperação Técnica Bilateral Franco-Brasileira, durante a qual fomos auxiliados por T. CAROSO DA SILVA e AZIZ AB'SABER; o resto de nossas viagens foi facilitado por diversos organismos brasileiros. Que todos aqueles que nos auxiliaram ou guiaram com uma incansável gentileza, bem típica do Brasil, estejam certos de nossa gratidão e queiram considerar o presente artigo como uma homenagem de reconhecimento.

existe nenhuma discussão sistemática do problema, proposto de maneira notável por F. RUELLAN (1953): a zonação morfoclimática do Brasil central atlântico encontra-se ainda por ser definida. Gostaríamos de completar, aqui, algumas observações preliminares (A. PÓRTO DOMINGUES, 1956, A. CAILLEUX e J. TRICAPT, 1957) e de ampliá-las, embora apenas se trate de indicações forçosamente muito gerais, após sete meses somente passados na região. Esperamos, entretanto, que elas auxiliem a reunir novos dados, atraindo a atenção sobre questões muito negligenciadas até o presente, malgrado seu grande interesse teórico e prático.

Começaremos por definir as zonas morfoclimáticas atuais e por esquematizar a sua extensão; depois, discutiremos o problema das oscilações paleoclimáticas quaternárias.

#### I -- A ZONAÇÃO MORFOCLIMÁTICA ATUAL

Assim como na África, é a vegetação que constitui a melhor expressão sintética dos dados climáticos. Com efeito, é ela estreitamente influenciada pela combinação dos totais anuais, do regime e da maior ou menor regularidade das precipitações. Para o sul, a partir do trópico, registra ela, também, os efeitos do regime térmico. Eis porque, no Nordeste, os nomes populares dados às unidades regionais são os de tipos de paisagens vegetais. Do litoral para o interior, passa-se da *mata* (floresta) ao *agreste*, espécie de savana arbórea e, depois, ao *sertão*, que é aqui sinônimo de caatinga e que designa a mata xerofítica com cactáceas. Cada uma destas zonas é caracterizada por seu clima, seus solos, suas aptidões agrícolas e sua economia rural, fruto de uma longa adaptação empírica. Os restos de vegetação natural ou degradada são por demais freqüentes para que qualquer hesitação seja possível quanto à delimitação destas regiões, ao mesmo tempo naturais e humanas. Entretanto, esta divisão, de uma nitidez esquemática, é característica do Nordeste, apenas do Ceará ao centro da Bahia. Perde tal nitidez para o Sul e não se a encontra mais nos Estados de Minas Gerais, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. Os contrastes aí cedem lugar às transições e os termos mais secos da série são eliminados: a caatinga termina, em direção ao sul, no centro da Bahia. Esta zonação climática é, também, limitada à fachada atlântica do Brasil. Além, para oeste, extensões imensas, muito mais uniformes, monótonas, sucedem-se-lhe, iniciando-se na Bahia, desde a Chapada Diamantina e, em Minas, um pouco além de Belo Horizonte. É, portanto, do ponto de vista da divisão morfoclimática, a parte central do Brasil atlântico que apresenta os problemas mais interessantes. É também

onde eles se revestem da maior importância prática, em virtude do papel predominante que esta parte do território representa no povoamento e na economia nacional.

Definiremos, inicialmente, as diversas zonas morfoclimáticas e depois esquematizaremos sua extensão.

### 1 — *As grandes zonas morfoclimáticas*

No Nordeste, são caracterizadas pelos tipos de paisagens vegetais que tem, cada um, seu nome popular. Estes tipos refletem muito melhor os dados do clima e sua variabilidade, do que as médias tiradas das observações meteorológicas. Esta vegetação, aliás, tem uma influência direta sobre a morfogênese, enquanto que o clima intervém, sobretudo, indiretamente. É-se, pois, levado a aplicar aqui a regra geral de J. TRICART e A. CAILLEUX (1957) e, partindo-se das grandes zonas fitogeográficas, estabelecer as divisões morfoclimáticas.

a) **A floresta higrófila litorânea (mata).** — Bordeja a costa atlântica de maneira contínua, desde o sul do Rio Grande do Norte até além dos limites meridionais do Estado de São Paulo, onde terminam nossas observações. Esta floresta higrófila, como a da África, exige, ao mesmo tempo, precipitações elevadas, superiores a 1500 mm por ano, e bem repartidas, sem estação seca. Forma uma cobertura muito densa, com diversos estratos, muito maciça, mas menos elevada do que na baixa Costa do Marfim, onde as maiores árvores atingem dimensões um pouco superiores. Outras diferenças significativas referem-se ao aspecto da superfície do solo. Enquanto na Costa do Marfim observam-se muito poucas plantas baixas, aqui são elas mais abundantes e formam um verdadeiro sub-bosque de pequenos arbustos, de 30 a 50 cm de altura, lenhosos mas flexíveis, mesmo nas florestas, que nos asseguraram ser primárias, como a que se acha perto de Ituberá (Bahia). O próprio solo está quase sempre coberto por detritos de folhas, ramos apodrecidos, gravetos, que formam uma camada de "humus" contínua, de 5 a 6 cm de espessura, mesmo nas vertentes pronunciadas (30º na cachoeira de Pancada Grande, Ituberá). Nós a reencontramos nas vizinhanças do Rio de Janeiro (flancos do Corcovado) e de Santos. Nas elevações da Serra do Mar, junto de Santos ou de Ubatuba (SP), que a neblina freqüentemente recobre, os próprios cortes das estradas revestem-se de uma espessa camada de musgos, samambaias e outras pteridófitas, que formam, às vezes, um tapete contínuo. Esta é uma importante diferença relativamente às florestas que conhecemos na Costa do Marfim e na baixa Guiné. Nestas, o solo nunca desaparece sob uma camada humosa ou de

musgos. Os detritos vegetais distribuem-se, sôbre o mesmo, de modo esparso, deixando-o, em sua maior parte, a descoberto. Vê-se êle submetido a um escoamento difuso e lento, pelicular, mas que é suficiente para deslocar os "limons" e um pouco de argila. G. ROUGERIE pôde medir, na Costa do Marfim, em declives inferiores a 10°, uma ablação de 1-2 cm em 18 meses. Esta lavagem progressiva explica as águas lamacentas e as fortes acumulações limonosas das baixadas. Parece ela muito menos ativa no Brasil, onde, efetivamente, as águas da zona florestal são raramente turvas pela presença dos coloides em suspensão, mesmo na Amazônia, onde tôdas as testemunhas descrevem-nas como negras, carregadas de matéria orgânica e de óxidos de ferro, e não lamacentas.

Parece, portanto, que a floresta higrófila litorânea brasileira acha-se submetida a uma ação menor do escoamento que sua homóloga guineana, composta, aliás, de outras espécies e apresentando aspectos diferentes. Os fenômenos mecânicos aí seriam, portanto, mais reduzidos, limitados praticamente (com exceção dos talwegues, cuja rede é de uma densidade medíocre) a um movimento extremamente lento das partículas do solo ("reptation") e, de tempos em tempos, nas vertentes muito abruptas (onde o contacto entre a rocha sã impermeável e o solo se faz bruscamente), aos deslizamentos em massa. Estes últimos produzem-se, principalmente, nos morros do tipo "pães de açúcar", das vizinhanças do Rio de Janeiro. Possuem um papel primordial na desnudação das paredes rochosas, mas exigem condições litológicas especiais; não afetam as formações onde a transição se faz gradualmente entre a rocha sã, a decomposição em bolas, a rocha apodrecida e o latossolo que a recobre. Neste último caso, com efeito, as diaclases alargadas pela alteração da parte superior do "substratum" asseguram uma boa drenagem, que impede a formação de um horizonte de deslocamento. Dêste modo, os deslizamentos em massa, espetaculares, não têm senão importância morfológica limitada. Seu papel restringe-se à desobstrução dos morros rochosos, que são um tipo particular de relêvo da zona florestal litorânea.

O tipo de relêvo característico desta região, que se encontra tanto nas diversas rochas cristalinas e metamórficas como nas formações sedimentares arenosas ou argilosas (série Barreiras), consiste em colinas com vertentes convexas, cuja parte média oscila entre 30° e 40° e que a floresta cobre completamente. Quando a dissecção está suficientemente adiantada, apresentam-se isoladas, em meias-laranjas, no meio das baixadas argilo-limonosas resultantes das acumulações aluviais ou coluviais. Num estágio de evolução anterior, os interflúvios formam serras lobulosas entre os vales largos e de fundo chato, cada talvegue afluente esboçando o destacar de um morro convexo análogo a uma porção de meia-laranja.

Este relêvo é, geralmente, caracterizado no escudo por solos muito espessos, que os cortes das estradas entalham de 10, 15, 20 ou mais metros. Comportam eles, quase sempre, um horizonte argilo-limonoso amarelo-escuro, superficial, espesso de 2 a 3 m, pobre em grãos de areia quartzosa, o que mostra bem a fraqueza da lavagem pelo escoamento. Realmente, quando este se acentua sob o efeito das práticas agrícolas, uma concentração de areia se opera na superfície, pela lavagem. Nas regiões de culturas relativamente antigas, como entre Recife e Gravatá, observa-se freqüentemente a mistura deste horizonte amarelo, superficial, com o argiloso, vermelho, subjacente. As camadas são entrosadas, dispostas desordenadamente, embaralhadas. É o caso de deslizamentos que afetam, às vezes, uma área em lente e que se desencadeiam sob o efeito das chuvas, quando as raízes das árvores não retêm mais o solo. A vertente suaviza-se sensivelmente, seu declive cai a 15°-20°, tornando-se caótico e irregular. A natureza muito argilosa destes solos bastante evoluídos, faz da solifluxão o principal mecanismo de erosão antrópica nas plantações de cana de açúcar. O escoamento não possui senão um papel secundário: permanece difuso e as lentes impedem, geralmente, a formação de ravinas. Existe aí uma indicação muito importante para a defesa dos solos.

Sob a cobertura florestal natural, a ablação mecânica é das mas reduzidas e é o que permite, ao lado de uma relativa estabilidade climática, já há muito realizada, o desenvolvimento de solos particularmente espessos, muito mais volumosos e típicos do que os da baixa Costa do Marfim. Na cidade de São Paulo, onde a altitude já torna o clima mais fresco, o que pode tornar mais lenta a sua gênese, a espessura média dos solos é de 20 m, segundo V. LEINZ e A. M. CARVALHO (1957). Perto de Recife, freqüentemente, atingem 30 e 40 m. As fracas variações de espessura do horizonte amarelo superficial testemunham a mediocridade do coluvionamento: ao longo da rodovia de Salvador a Feira de Santana, têm a espessura média de 2,5 m nas elevações e de 1,75 m nas vertentes abruptas (20-30°).

Há lugares, entretanto, onde os solos são mais delgados, como nas intrusões de diabásio de Salvador e Ilheus. Ali não atingem senão 10 m de espessura, contrapondo-se aos de mais de 25 dos gnaisses circundantes. De resto, o contacto entre o diabásio, perfeitamente são, pois é explorado para a confecção de calçadas, e os latossolos argilosos, é muito brusco: em Salvador, êle se faz com menos de 0,3 m de fôlhas de diabásio friável. Isto é o que explica o fato de que os cursos d'água, entalhando-se, desnudam facilmente as protuberâncias subterrâneas de rocha sã, transpondo-as em corredeiras, às vezes cachoeiras, cuja incisão é particularmente lenta



FIG. 1 — *Modelado da zona florestal litorânea, em área gnáissica, próximo de Moreno, Pernambuco* (Desenho de D. Tricart) — Colinas muito convexas, com vertentes escarpadas. Vale largo, embora ocupado por um regato insignificante. A cultura da cana provoca intensa erosão antrópica, com deslizamentos e ravinas.

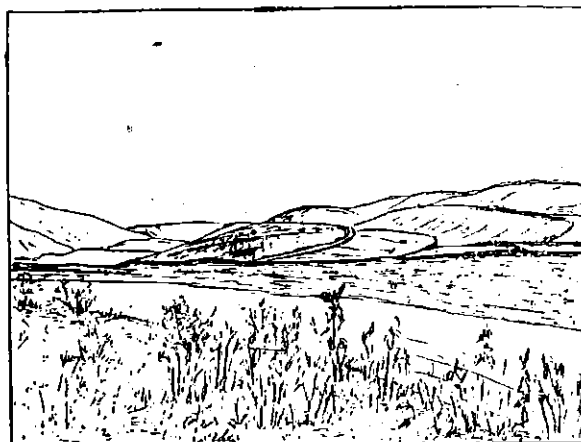


FIG. 2 — *Modelado típico do agreste, perto de Rusinha, Pernambuco* (Desenho de D. Tricart) — Área gnáissica. Vale aberto em alvéolo durante fases mais úmidas. Vertentes irregulares e mais suaves do que as da região florestal; concavidade basal.

(J. TRICART, 1958). Entretanto, malgrado a analogia completa dos cortes, êstes núcleos resistentes à alteração não surgem como paredes rochosas nuas, a não ser na parte sul da região que estudamos, aproximadamente a partir da latitude da Vitória (Espírito Santo). Êste fato explica-se pela evolução páleoclimática, a respeito da qual voltaremos a falar.

b) **As zonas de transição** (agreste, mata de cipó). — Para além da floresta típica, a vegetação torna-se menos bela. Entra-se nas zonas de transição, cujos aspectos variam muito mais em função da latitude que os da floresta higrófila.

No Nordeste, constituem o *agreste*, particularmente típico a oeste de Recife. O termo tem, antes de tudo, um conteúdo humano e designa as regiões onde se combina a agricultura, sobretudo de subsistência (não há cana de açúcar) à criação, o que acarreta o fechamento dos campos por meio de cercas. Esta combinação de recursos, porém, não pode instalar-se senão num determinado quadro natural, de modo que o termo estendeu-se a êle. O agreste é caracterizado por uma savana arbórea, com sub-bosque muito desenvolvido, formado por arbustos, gramíneas e ervas diversas. Aparece em virtude de uma estação seca prolongada. A vegetação natural aí é também frágil. Sob a influência da degradação, as árvores desaparecem em proveito de moitas e arbustos retorcidos: surgem as cactáceas, que exigem forte insolação para se desenvolver. As diferenças com a caatinga diminuem. O agreste comporta, sob a influência das chuvas orográficas, ilhas florestais, os *brejões*, que se assemelham muito à "mata de cipó" baiana.

Na Bahia, entre a floresta higrófila e a mata xerofítica, intercalam-se diversos tipos de vegetação. Ao redor de Feira de Santana e em direção a Ipiau, domina a *mata de cipó*, a floresta com lianas. Trata-se de uma formação mais baixa que a floresta higrófila, cujas árvores não atingem, a maior parte das vezes, senão 10 a 12 metros de altura, mas formam um estrato muito contínuo e denso, dificilmente penetrável por causa da freqüência das lianas e de um sub-bosque de arbustos delgados, que se alçam em busca da luz. Sobre os solos arenosos, mais pobres, é ela substituída por uma formação arbustiva muito fechada, designada, bem como as savanas do interior (no entanto, bem diferentes), sob o nome popular de *campo cerrado*. É uma massa intrincada de arbustos, de 4 a 6 m de altura, onde aparecem algumas cactáceas, como o facheiro, e plantas espinhosas. Nos planaltos cretáceos, com solos muito permeáveis, a formação é menos densa e elevada. Comporta árvores retorcidas, que atingem 6 a 7 metros, arbustos em tufos, pequenos bosques e clareiras de altas gramíneas e moitas. Vê-se designada, então, bem

como o tipo de relêvo sôbre o qual repousa, pelo nome de *tabuleiro*. Corresponde à pluviosidade de 1000 a 1500 mm.

Do ponto de vista geomorfológico, estas diversas formações vegetais têm comportamentos sensivelmente equivalentes. Asseguram, quando não são degradadas, uma proteção eficaz contra as ações mecânicas, mas engendram uma alteração química bem inferior à da floresta higrófila. Os solos são muito menos profundos. Nas rochas magmáticas têm, geralmente, de 2 a 5 m de espessura. O horizonte superficial não ultrapassa 0,5 m e recobre uma decomposição arenosa irregular, com numerosas bolas, onde os filões de quartzo estão fragmentados, mas sem sofrerem corrosão. Estes solos são muito menos argilosos que os da floresta e pouco aptos a deslizar. São permeáveis, mas sua capacidade de retenção, por metro de superfície, é bem inferior à dos da floresta, tanto por sua textura como pela sua menor espessura. Somemos a isto a existência de uma pronunciada estação sêca, no fim da qual as condições são desfavoráveis à infiltração, e a ocorrência, de vez em quando, de aguaceiros fortes e brutais, capazes de ultrapassar 100 mm em 24 horas, e compreender-se-á que as possibilidades de escoamento sejam maiores do que na floresta.

Entretanto, quando a vegetação não se acha degradada, este escoamento não age senão quando está concentrado. Entalha, então, talvegues mais profundos que na floresta e carrega as areias. A superfície mínima para a alimentação de um escoamento concentrado é menor que na floresta, embora, como sempre, varie com a inclinação topográfica. Isto esclarece a maior densidade dos talvegues e explica-se, pela quase ausência da camada humosa, a capacidade mais fraca de retenção dos solos e sua espessura menor. Sob a vegetação intacta, o escoamento difuso carrega os "limoens" e lava o solo, contribuindo para conservar-lhe uma potência medíocre. Sob a vegetação degradada, as manchas de solo nu aparecem, favorecendo a multiplicação de pequenas ravinas. A proteção é menos eficaz e o escoamento pode transportar areias. Uma deflação exerce-se, o que leva à formação de lajes, como sob a caatinga. As principais formas de erosão antrópica são, aqui, as ocasionadas pelo escoamento.

O modelado do agreste e das regiões de transição equivalentes registra fielmente a ação destes processos. A menor espessura do solo origina relevos mais acentuados, mais irregulares, deixando aparecer as diferenças litológicas sob a forma de rupturas de declive, de concavidades e convexidades sucessivamente e, às vezes, pequenos afloramentos de rocha nua: cornijas areníticas nas regiões sedimentares, lajes rochosas em material magmático. Os filões de pegmatito, em particular, formam sempre cristas desnudas. Frequentemente, cáos de blocos semi-descobertos aparecem à meia-encosta e,



às vezes, no tôpo de alguns morros. Sob a influência do escoamento, as vertentes suavizam-se. Sua inclinação, em consequência da ação mais importante da litologia, é mais variável, mas a média é mais baixa que na zona florestal litorânea. Os declives de 10° não são raros, a média estabelecendo-se em cêrca de 20°. A mesma intervenção do escoamento acarreta o aparecimento de incipientes bacias de recepção nos flancos das colinas e bases de vertentes, de aspecto geral côncavo.

A topografia modifica sensivelmente, em curtas distâncias, a parte que diz respeito às ações químicas ou físicas. Nas depressões, a água se concentra e permanece estagnada durante os períodos chuvosos. O teor em matéria orgânica é relativamente elevado, porque o volume vegetal está longe de ser negligenciável e o metabolismo das plantas é ainda muito intenso. As depressões inundáveis são, assim, pontos de alteração química, onde a rocha é atacada mais facilmente que nas vertentes. A corrosão age, sobretudo, na parte baixa das vertentes e acelera, desta forma, o seu recuo. Daí resultam alargamentos irregulares, influenciados pela resistência química das rochas, produzindo alvéolos perfeitamente característicos. É nesta zona, assim como nas savanas africanas, que são mais freqüentemente encontrados e onde são mais nítidos. Na floresta, o ataque químico muito intenso desencadeia um recuo mais rápido, que ocasiona um festonamento mais regular.

É também nesta zona de transição que se observam, em meio cristalino, as grandes depressões fechadas, não rochosas, para as quais A. PÔRTO DOMINGUES (1953) chamou a atenção. A sua profundidade não ultrapassa 2 a 10 m abaixo da soleira, pela qual se comunicam com um vale mal delineado. Seu diâmetro oscila entre 300 e 1000 m. São grosseiramente circulares ou ligeiramente alongadas. Em parte alguma a rocha aflora nos bordos, sempre formados por arenas cristalinas. Seu fundo é pantanoso e entulhado por um coluvionamento argiloso. A descoberta, nestas argilas, de fósseis que parecem remontar, geralmente, ao Quaternário antigo, indica uma evolução muito lenta. Aparecem sempre onde, não longe delas, existam vales sensivelmente mais baixos, achando-se geralmente próximas de feixes de falhas. Nós as observamos nos campos perto de Limoeiro (Pernambuco), Feira de Santana (Bahia), ao sul de Senhor do Bonfim (Bahia), ao norte de Vitória da Conquista (Bahia), em gnaisses de tipos variados.

Parece-nos que sua formação é análoga à dos alvéolos, típicos da mesma zona morfoclimática, levando-se em consideração que as diaclases, as zonas de trituração ou de falhas, permitem uma certa evacuação subterrânea dos produtos finos de alteração. Como pensa A. PÔRTO DOMINGUES, uma parte dos fragmentos pode ser eva-

cuada em suspensão, por ocasião dos transbordamentos devidos às grandes chuvas, o que torna mais lenta a colmatagem por coluvionamento. Este, naturalmente, tende a freiar a evolução em bacia fechada, pois impermeabiliza o fundo da depressão. De todo modo, como o confirmam os fósseis, a gênese deste tipo de formas só pode ser muito lenta. Sua persistência testemunha fracas oscilações climáticas quaternárias: uma acentuação da seca, aumentando o escoamento, provocaria a sua fossilização sob depósitos mais grosseiros; uma pluviosidade maior asseguraria sua drenagem sub-aérea por transbordamento permanente e, depois, sua colmatagem pelos "limons".

c) **A mata xerófita** (caatinga). — As formações arbustivas de transição dão lugar para o interior, quando a seca se acentua, a uma mata com xerófitas — a caatinga. Diferentemente do que se observa na África tropical, o regime das chuvas é aqui muito irregular. Não há estação úmida propriamente dita, mas alternâncias muito variáveis, conforme os anos, de períodos chuvosos e secos. As chuvas caem indiferentemente em qualquer estação, durante mais ou menos tempo, e são mais ou menos violentas. Os totais anuais são de uma notável irregularidade, podendo variar, para uma mesma estação, de 200 a 900 mm. Assim, estas médias, geralmente compreendidas entre 300 mm (região mais seca da Paraíba) e 700 mm, não significam grande coisa. O que importa aqui é o número de dias de chuva por ano e a duração média dos períodos sem chuva. A vegetação, em seu conjunto, apresenta caracteres xerofíticos muito mais acentuados que os que se poderia esperar de totais médios anuais relativamente elevados, vizinhos, no conjunto, dos de estações como Kays, Mopti e Gao, na África Ocidental Francêsa.

A vegetação está adaptada, de modo notável, à grande irregularidade das precipitações, o que implica numa longa evolução em condições que pouco se modificaram. A caatinga típica comporta associações de arbustos espinhosos, cujas folhas brotam rapidamente após uma chuva suficiente e caem desde que começa a seca: cactáceas que aí encontram a forte insolação, de que têm necessidade para crescer, e vivem graças à sua fraca transpiração e às suas reservas d'água, e plantas efêmeras, gramíneas, que crescem logo após os aguaceiros. Mas o que domina são os arbustos e moitas. Quando a seca se acentua, os arbustos tornam-se mirrados e as plantas herbáceas desaparecem. A caatinga é uma formação vegetal aberta, com grandes manchas de solo nu, tanto maiores e aproximadas quanto o clima é mais seco, ou onde a degradação pelo homem, sobretudo sob o efeito da pastagem do gado pequeno, é mais avançada.

A caatinga fornece muito pouca matéria orgânica ao solo: as folhas pequenas e lenhosas, as hastes das gramíneas, são pouco abundantes. Assim, os solos são muito pobres em "humus" e mal agregados. São muito pouco permeáveis e favorecem o escoamento que a vegetação, por sua vez, não entrava. São, também, muito pouco espessos: 1 m em média. Nas rochas magmáticas, o perfil mais típico comporta um horizonte superficial de 10 a 20 cm, de cor marron-escuro, às vezes ligeiramente avermelhado, negro em algumas rochas que não pudemos identificar com precisão. Éle é argiloso e enriquecido em óxido de ferro, que peptisa a argila e a torna pouco absorvente. Nas regiões de caatinga menos seca, éle desaparece, sendo substituído por um horizonte de lixiviação moderada. Abaixo, os gnaisses acham-se desagregados em arenas grosseiras, onde uma parte dos feldspatos é conservada. Este horizonte C é muito irregular, formando bolsas de 1 a 3 m de profundidade, onde a rocha é mais alterável, desaparecendo quase inteiramente sobre os bancos mais resistentes ou filões silicosos. A capacidade de retenção destes tipos de solos é muito fraca.

Tudo concorre, pois, para favorecer o escoamento, que é o agente essencial da mata xerofítica. As gotas d'água dos aguaceiros, geralmente violentos, fustigam o solo, sobretudo, como é a regra, quando éle foi dessecado durante longos meses. O escoamento, entretanto, permanece difuso, porque sua concentração é impedida pelas moitas e arbustos, cujas raízes são muito profundas para serem por éle postas a descoberto. O conjunto das vertentes é, assim, submetido a um intenso escoamento difuso, que se organiza em pequenos rêgos de 10 a 15 cm de largura sobre as lajes do solo nu, divide-se depois ao encontro de um maciço de moitas, para concentrar-se, novamente, logo após. Transporta areia e "limons". A areia, salvo quando por ocasião dos maiores aguaceiros, fica retida ao menor obstáculo: tufo de vegetação ou gravetos. Ela é sem cessar depositada, retomada, redepositada e só pode caminhar em declives de 4-5º no mínimo. O "limon", pelo contrário, atinge sem dificuldade o sopé das vertentes e decanta-se nas baixadas submetidas a inundações temporárias. A ablação por erosão pluvial e escoamento difuso é considerável. Lava ela sem cessar o horizonte superficial dos solos, mantendo-os pouco espessos. Entretanto, é a pedogênese que lhe dá sua eficiência morfogenética, porque lhe coloca à disposição os grãos de areia e as partículas de "limons" que utiliza.

Assim, este sistema morfogenético comporta uma intensa erosão diferencial. Reduz as rochas alteráveis a superfícies muito planas, cujas irregularidades são desfeitas pelo coluvionamento, mas cuja inclinação permanece sensível, o que origina "glacis" cujo declive-limite, no Nordeste do Brasil, parece estar compreendido entre 1 e 2º.



Fig. 3 — "Glacis" nos gnaisses, próximo de Malta, Pernambuco (Desenho de D. Tricart) — Modelado típico da zona seca: pedimento apenas dissecado. "inselbergs". Caatinga bastante aberta.

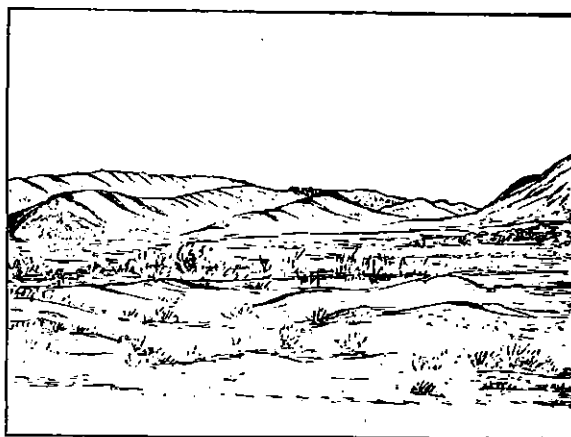


Fig. 4 — Vertentes nos gnaisses, próximo de Patos, Paraíba (Desenho de D. Tricart) — Vale tectônico. Vertentes rochosas, sem solo, vigorosamente dissecadas por ravinas paralelas, que se perdem no "glacis". Bem à esquerda, os gnaisses cedem lugar aos quartzitos.

Pelo contrário, as rochas que resistem à pedogênese vêm-se rapidamente privadas do solo delgado que as recobria e surgem à sua superfície sob a forma de bossas rochosas colocadas, progressivamente, em relêvo pela ablação das formações circundantes alteráveis. Assim, aparecem, pouco a pouco, cáos de blocos, bossas rochosas, domos cristalinos, e "inselbergs" de formas diversas. Pela ausência de gelo, a fragmentação das paredes de rocha nua coerente é extremamente lenta, o que favorece a formação desses relevos residuais de erosão diferencial.

O escoamento concentra-se desde que os débitos atingidos ultrapassem uma determinada base, que permita a formação de uma corrente suficientemente forte para cortar o solo. Por ocasião dos fortes aguaceiros, estabelecem-se rédes mais densas de pequenas ravinas, mas seus ramos superiores logo desaparecem. Só as ravinas alimentadas muito regularmente tornam-se permanentes, transformando-se em "ueds" que entalham os "glacis". A densidade desta réde é muito fraca, de modo que a planura do relêvo não é alterada. As próprias vertentes dos vales dos "ueds" evoluem em função do escoamento difuso e formam esbôços de pequenos "glacis" laterais, inclinados de 5-10°. Nos relevos residuais, que dominam os "glacis", o escoamento é muito mais intenso pelo fato de que o declive e a densidade das ravinas tornam-se muito maiores, desde que seja atingida ou ultrapassada uma dezena de graus. Uma grande parte das ravinas termina nas deposições que lhes ficam ao pé. Só os maciços de colinas, muito estensos, dão origem a "ueds" que, quando formados, conseguem manter, e que entalham vales nos "glacis" de piemonte. Por outro lado, uma cintura de "glacis" não dissecados envolve os relevos residuais e somente a uma certa distância dos mesmos é que a concentração das águas é suficiente para originar "ueds". Todas as nossas observações levam-nos, portanto, a pensar que os relevos residuais, os "glacis" e os "ueds" ligeiramente encaixados nos "glacis", são formas contemporâneas, associadas umas às outras num mesmo conjunto genético. Não cremos que se possa encontrar argumentos em favor de uma oscilação paleoclimática, que teria provocado uma dissecação dos "glacis" anteriores.

d) **As savanas do interior** (campos cerrados). — A oeste das regiões de caatinga, no médio São Francisco e no oeste do Piauí, reaparecem formações vegetais mais densas do que a caatinga e que, no Piauí, formam uma transição com a floresta amazônica. Constituem elas um equivalente exato das savanas africanas. As das vizinhanças de Bom Jesus da Lapa (Bahia) assemelham-se muito às da região de San e Ségou, no Sudão. A pluviosidade é um pouco menor, mas a estação seca é menos acentuada e mais curta, o que constitui uma compensação.

São formações vegetais quase fechadas, quando não estão degradadas. São constituídas por uma cobertura rala de árvores, que atingem 10 m de altura, e menos, por um estrato de grandes arbustos, muito denso, de folhas caducas, atingindo 6-7 m. No solo, enfim, o estrato herbáceo compõe-se de gramíneas, plantas com rizomas, moitas e lianas. Ele é menos denso em virtude da grande absorção de água pelos arbustos, que mantêm um lençol freático relativamente baixo na estação seca, o que prejudica as pequenas plantas. Este estrato herbáceo comporta numerosas plantas sazonárias, o que faz com que o solo não esteja bem protegido no fim da estação seca.

A alteração das rochas assemelha-se muito à da zona de transição do agreste. A espessura da camada decomposta é muito irregular. Nos arenitos das vizinhanças de Barreiras (Bahia), L. BRAMÃO e G. BLACK (1955) notaram solos argilosos amarelos, alaranjados, avermelhados, atingindo 5 a 7 m de espessura nos planaltos horizontais. Ao contrário, nas vertentes, diminuem consideravelmente. Quando estas são íngremes, mesmo nos xistos, não ultrapassam 1 m para os solos pseudo-mediterrâneos vermelhos ou marron-avermelhados. Dêste modo, nas vertentes, a ossatura estrutural do relêvo aparece nitidamente, sob a forma de cornijas e "replats" nas formações sedimentares, e sob a forma de bossas irregulares nas rochas metamórficas e cristalinas.

Este adelgaçamento dos solos nas vertentes explica-se pelo papel importante do escoamento difuso, para o qual F. RUELLAN (1953) chamou a atenção. A vegetação, devido à sua maior densidade, impede o escoamento nos declives muito fracos, o que não aconteceria na caatinga. Os solos são, geralmente, permeáveis e possuem, à superfície, um pouco de "humus", o que lhes dá uma estrutura satisfatória. Nos declives inferiores a 5°, a totalidade das chuvas infiltra-se, mesmo nos grandes aguaceiros de 100 mm em 24 horas, que ocorrem quase todos os anos. É isto que explica os solos profundos dos planaltos: num solo plano, a decomposição é muito intensa e a lavagem superficial insignificante. Pelo contrário, nas vertentes, o escoamento difuso atua intensamente e os solos permanecem delgados devido tanto à fraca infiltração, que entrava sua gênese, quanto à ablação superficial considerável, que aí se observa.

Os tipos fundamentais de meios morfoclimáticos achando-se, assim, definidos, examinaremos agora sua repartição.

## 2 — *Extensão atual das grandes zonas morfoclimáticas*

A repartição das grandes zonas morfoclimáticas apresenta, no Brasil oriental, uma disposição bem mais complicada no que na África ocidental, sendo responsável por êsse fato as influências combinadas da posição do país na face oriental do continente e de um relêvo vigoroso próximo ao mar. Não se observa aqui aquela disposição esquemática em faixas, orientadas segundo a latitude, e que justifica mesmo o termo "zona". Cada um dos grandes tipos morfoclimáticos ocupa uma área de forma irregular, às vêzes mesmo descontínua, de tal modo que não se deve tomar a expressão de "zona morfoclimática" no sentido estrito da etimologia.

Como mostra a figura 5, o litoral é bordejado desde a Paraíba (inclusive) até o sul de São Paulo, por uma faixa de floresta higrófila. Sua largura é variável. É muito pequena no Norte, de 40 a 60 km na altura de Recife. Sòmente nas proximidades do Rio de Janeiro é que se alarga para além das latitudes caracterizadas por uma zona sêca no interior. Em tôda a área, o relêvo desempenha um importante papel nesta disposição. Perto de Vitória de Santo Antão (Pernambuco), por exemplo, a floresta interrompe-se no tôpo das primeiras altas colinas do escudo. Imediatamente atrás, na vertente interior, encontra-se o agreste. A passagem faz-se bruscamente, em 5 ou 6 km sòmente, embora o obstáculo topográfico não seja alto nem contínuo. Esta influência considerável do relêvo dá uma grande nitidez ao contacto entre a floresta e o agreste e, no detalhe, um traçado sinuoso cujas saliências correspondem aos golfos de planícies abertas a leste e as reentrâncias coincidem com os maciços altos que se aproximam do oceano. Estas irregularidades são particularmente nítidas no Estado de Pernambuco, devido à existência da Borborema, perto da costa.

Mais ao sul, em Sergipe e Bahia, a largura da faixa florestal litorânea mantém-se pequena, mas seu limite é menos nítido, salvo em alguns pontos particulares, pelo fato de não ser o relêvo tão vigoroso. A noroeste de Aracaju, as cristas de quartzito, situadas a alguns quilômetros ao sudeste de Itabaiana, originam novamente um contacto muito brusco. A largura da zona, aqui, é apenas de 50 km. Ao redor da Baía de Todos os Santos, a disposição é mais complicada devido à ausência de um maior relêvo e da influência dos solos: as areias e arenitos do Cretáceo são muito mais permeáveis do do que o escudo e, conseqüentemente, pouco favoráveis à floresta, desde que a pluviosidade decresça. Além disso, uma vez que a vegetação tenha sido degradada, a floresta é eliminada e substituída por campos pobres, onde se acham disseminadas raras moitas, disso resultando um aspecto de "savana" herbácea, semelhante à que se

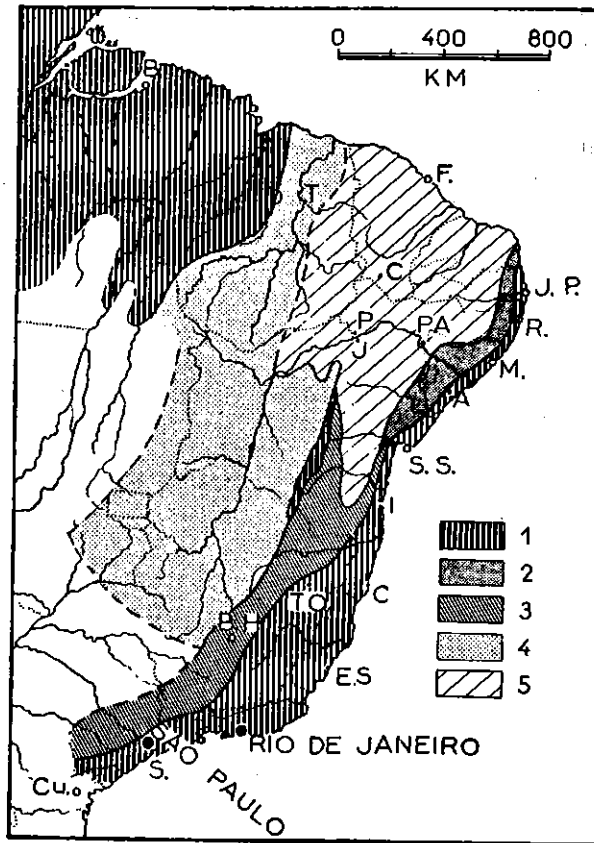


FIG. 5 — Zonação morfoclimática atual

Legenda: 1 — Floresta higrófila litorânea; 2 — Agreste; 3 — Floresta seca de transição; 4 — Savanas (Campos cerrados); 5 — Mata xerófila (Caatinga).



encontra, em alguns lugares, nas areias neógenas próximas às lagoas da Costa do Marfim. Tais paisagens são freqüentes em direção a Camaçari. Em outros lugares, é a mata onde as moitas são muito densas, mas que não ultrapassam 2 a 3 m de altura, que reveste o solo. Tais formações degradadas são freqüentes, sobretudo perto das cidades antigas do litoral (São Cristovão, Sergipe, nas areias da série Barreiras, região do Baixo São Francisco, etc.). Nesses campos, o solo permanece a descoberto e é submetido a uma intensa erosão pelo escoamento difuso entre as hastes das gramíneas aí disseminadas. Formam-se camadas de seixos e os ravinamentos aparecem. Torna-se, então, praticamente impossível, e de certa forma sem grande interesse, delimitar as zonas morfoclimáticas naturais. Entretanto, entre Salvador e Feira de Santana, após a região degradada de Camaçari e São Sebastião do Passé, a floresta reaparece nos bordos da fossa cretácea, ao redor de Humildes. A transição com o agreste é gradual, embora facilitada pela aparição do escudo. Para o sul como para o norte, o limite da floresta higrófila aproxima-se do litoral, passando um pouco a leste de Alagoinhas e Cruz das Almas. O relêvo permite-lhe, novamente, avançar mais para oeste, à direita de Gandu, onde atinge a linha divisória das águas entre os rios costeiros e o Jequiriçá. Passa, a seguir, um pouco a oeste de Ipiáu, e depois distancia-se progressivamente do litoral, nas cercanias de Teófilo Otoni e da região de Belo Horizonte.

No Estado do Rio de Janeiro e no sul do de Minas Gerais, os tipos de floresta são mais variados, ao mesmo tempo que a zona alarga-se consideravelmente. Poder-se-ia distinguir uma floresta higrófila típica, como a da vertente atlântica da Serra do Mar, rica em epífitas, muito densa, muito úmida, com solo coberto por uma camada húmida, às vezes por musgos, e onde o escoamento exerce-se somente sobre uma cobertura protetora e não diretamente sobre a terra, e uma floresta sub-higrófila, muito mais seca, fácil de derubar, onde o escoamento não é desprezível do ponto de vista geomorfológico. O "humus" aqui é raro, a camada de matéria orgânica pouco abundante e descontínua, o solo parcialmente nu. É a esta que se aplicam melhor algumas descrições de F. RUELLAN (1953). Esta variedade é o domínio de ações geomorfológicas comparáveis às estudadas por G. ROUGERIE, na Costa do Marfim (1956). Se bem que a floresta ocupe aqui, em conjunto, uma faixa de mais de 500 km, aumentando ainda em direção do SW, principalmente no Estado de São Paulo, esta formação vegetal não é exclusiva. É interrompida, devido à influência do relêvo, conjugada, às vezes, com a dos solos, em algumas depressões relativamente secas, onde aparecem savanas, campos cerrados, como em alguns pontos da fossa

do Paraíba e em alguns cumes que se elevam acima de seu limite. Encontram-se, também, campos de altitude, como em Campos do Jordão e no maciço do Itatiaia. Aparecem êstes acima de 1800 metros e representam um estágio característico das montanhas, cuja morfogênese é bem diferente das baixas altitudes vizinhas (forte corrosão direta da rocha pelas águas ácidas das chuvas teni-pestuosas, originando os "lapiés" das Agulhas Negras; intervenção provável do gelo, solos úmidos muito ácidos com numerosas baixadas turfosas, alteração pouco profunda, etc.).

É essencial notar que esta faixa florestal litorânea estende-se, em determinadas áreas, em formas de relêvo e tipos de solo diferentes daqueles que, em geral, a caracterizam. No Nordeste ela avança, perto de seu limite ocidental, sôbre um modelado do tipo agreste, com solos relativamente delgados e pouco alterados, arenosos e não argilosos. Dá-se o mesmo em direção a Itabuna. Em tôda a região do Rio de Janeiro, a floresta recobre formas de forte dissecação mecânica. Trata-se aí de modificações de extensão recentes, que propõem o problema dos páleoclimas, sôbre o qual voltaremos a falar.

A floresta não é, entretanto, limitada sômente à fachada litorânea. Encontrámo-la muito mais para o interior, além das formações mais ou menos xerofíticas. No Nordeste, é o caso dos "brejões", que estão ligados à existência de chuvas orográficas importantes e que atingem, por vêzes, uma extensão considerável. Em Crato, o bordo setentrional da Chapada do Araripe é coberto por uma bela floresta, com árvores que atingem 20 m de altura, formação muito densa, bem fechada, sob a qual desenvolvem-se solos profundos, que não sofrem nenhum escoamento apreciável. Cobre ela a vertente dessa mesa arenítica e avança uma dezena de quilômetros a seus pés, penetrando 4 ou 5 km sôbre o tampo, onde cede lugar a uma savana (campo cerrado). Encontram-se novamente regiões de florestas relativamente extensas, ligadas a chuvas orográficas, no centro do Estado da Bahia, numa latitude onde, aliás, a seca do Nordeste já se atenua sensivelmente. A disposição do relêvo, com o rebordo bem marcado e muito contínuo da Chapada Diamantina, situado a certa distância para o interior, lhe é muito favorável. Belas florestas, muito densas, com solos profundos e de morfogênese essencialmente química, estendem-se entre Itaberaba e Lençóis, numa largura de quase 150 km. Desaparecem, porém, desde o rebordo da Chapada, domínio dos cerrados, freqüentemente degradados em campos. Para o sul, esta região florestal termina com o aparecimento do planalto de Vitória da Conquista, que estende mais para leste a zona das chuvas orográficas. Para o norte, a crescente secura restringe, pouco a pouco, o domínio onde as

chuvas são suficientes para permitir a floresta. Forma esta apenas, uma faixa de cerca de 20 km de largura, limitada às vertentes montanhosas, nas proximidades de Jacobina, desaparecendo um pouco ao norte de Senhor do Bonfim.

A caatinga ocupa uma área uniforme em extensão, cortada, entretanto, por ilhas mais úmidas devido ao relevo, que está concentrado na parte nordeste. Atinge sua maior extensão no paralelo do Recife, onde começa desde as vizinhanças de Caruaru e continua até Picos, no Piauí. A posição, muito próxima do litoral, das elevações da Borborema tem, com efeito, a consequência de reforçar a secura do interior. Para o sul, a zona da caatinga restringe-se sensivelmente pelo fato de haver uma outra disposição das linhas de relevo. Na parte leste do Estado da Bahia, lança uma ponta para o sul, ao longo da depressão do São Francisco, até às proximidades de Remanso. Pelo contrário, as elevações da Chapada Diamantina dão-lhe um limite nítido. Ao longo de seu rebordo, uma faixa úmida lança-se para o norte até Senhor do Bonfim, enquanto que atrás, abrigada, a bacia do rio Salitre permanece francamente semi-árida. Mas, desde Jacobina, a Chapada escapa ao domínio da caatinga e está coberta de savana. Estende-se esta sobre toda a bacia do Médio São Francisco e pelos planaltos do oeste do Estado. Deixa-se, com ela, a fachada atlântica para entrar na imensidão do interior brasileiro, muito mais monótono e que constitui o domínio, ao sul da floresta amazônica, da savana dos campos cerrados.

Fora das áreas em que dominam as chuvas orográficas, o limite da caatinga e dos campos cerrados está longe de ser tão nítido como o da floresta e do agreste ou mesmo, a leste, da caatinga e do agreste. Toda a borda ocidental da mata xerofítica é uma zona de transição muito gradual, estendendo-se, no Piauí, onde o relevo é muito uniforme, por mais de 200 km. Caracteriza-se por uma densidade progressivamente crescente das formações vegetais que se traduz pelo desaparecimento das áreas de solo nu, típicos da caatinga, e uma concomitante redução do escoamento, que exige declives mais fortes para efetuar mais do que uma simples lavagem acompanhada de coluvionamento. Ao mesmo tempo, as cactáceas rarefazem-se. As primeiras a desaparecer são as mais baixas, como as "cabeças de frade". Os arbustos espinhosos ou com folhas caducas substituem-nas, tornando-se progressivamente mais altos e mais cerrados. Enfim, quando a savana típica é atingida, uma *sinusia* arbórea rala aparece acima deles.

No Estado da Bahia, ao sul de Senhor do Bonfim, os limites ocidentais da caatinga são muito mais nítidos, tão bruscos quanto no agreste de Pernambuco. São subordinados ao relevo. Entre as

florestas devidas às chuvas orográficas e a mata xerofítica, a transição é assegurada, numa extensão de 10 a 50 km somente, por uma formação arbórea e arbustiva muito densa, de 4 a 6 m de altura, dominada por alguns facheiros. É particularmente bem desenvolvida nos "glacis" detríticos arenosos a leste de Jacobina e constitui, assim como o "tabuleiro", ao qual muito se assemelha e que também cresce sobre as areias, uma variedade de agreste influenciada pela natureza dos solos.

Para o sul, a caatinga retrai-se muito rapidamente. É perfeitamente típica ao redor de Queimadas e estende-se até Tucano, onde passa às formações de tabuleiros até uns 40 km a leste de Jacobina, numa largura total de cerca de 200 km. Progressivamente, a secura geral é menos acentuada e esta faixa vê sua largura diminuir. Em Milagres, onde é perfeitamente típica devido ao abrigo constituído pelas elevações da região de Amargosa, termina a leste um pouco antes de Cruz das Almas, que está no agreste, e a oeste, próximo de Iaqu. Pode-se atravessá-la, portanto, em menos de 100 km. Continuando ainda para o sul, ela perde progressivamente os seus caracteres próximo a Jequié, ao pé do planalto de Vitória da Conquista. Nesta região, como no Piauí, da caatinga passa-se ao campo cerrado. A partir do planalto de Conquista, há uma transição direta entre as florestas higrófilas do litoral e os campos cerrados do interior, por intermédio das matas secas.

O limite oriental da caatinga está assegurado pelo agreste e a mata de cipó, no escudo; pelas formações de tabuleiros, nas areias e arenitos cretáceos. O agreste corresponde à borda da parte mais seca do Nordeste, onde a caatinga é mais nítida. A mata de cipó aparece somente mais ao sul, no Estado da Bahia, sobretudo onde a caatinga está um pouco abastardada por uma relativa umidade, como em Feira de Santana, Ipiáu ou Jequié. Anuncia ela, então, a mata seca que predomina ao sul de Minas, entre a floresta higrófila e os campos cerrados. Quanto ao "tabuleiro", é uma formação muito densa, mas pobre em plantas herbáceas, de modo que o solo permanece parcialmente descoberto sob os arbustos e moitas que o constituem. Aproveita-se essa formação da água que se armazena, a alguns metros de profundidade, nas areias porosas que absorvem a totalidade das chuvas nas superfícies planas. Corresponde a pluviosidades que atingem até quase 1500 mm, como nas vizinhanças de Itapicuru. Em Tucano, só cede lugar à caatinga quando os totais anuais descem a menos de 600 mm. É preciso notar que, em substrato cristalino ou metamórfico, impermeável, e onde a perda de água pelo escoamento é muito mais forte, a caatinga aparece com totais anuais sensivelmente mais elevados, da ordem de 800 mm.

Todo êste estudo da repartição das zonas morfoclimáticas atuais mostra-nos o quanto é grande o papel desempenhado pelo relêvo e pela posição geográfica no que diz respeito ao continente sul-americano. A diferença é muito grande com relação à África Ocidental, onde as zonas biogeográficas seguem, em geral, a latitude. O princípio de zonação acha-se profundamente modificado no Brasil, por caracteres geográficos típicos do país. Ora, êstes são, na escala do Quaternário, permanentes. É o que explica que as oscilações morfoclimáticas sejam, aqui, de amplitude bem reduzida em comparação àquelas que, no mesmo momento, ocorreram na África de Oeste.

## II — AS OSCILAÇÕES PALEOCLIMATICAS QUATERNÁRIAS

F. RUELLAN (1953) foi o primeiro a assinalar oscilações paleoclimáticas quaternárias no Brasil. Foi seguido, principalmente, por A. AB'SABER (1956, 1957), que tem a tendência a lhes atribuir, no Nordeste, uma importância relativamente grande. Na realidade, segundo nossas próprias observações, a amplitude das variações recentes de climas do Brasil difere muito conforme as zonas e, longe de ser máxima no Norte, é no Sul que ela é maior. Seguiremos, pois, um plano regional para discutir esta primordial questão.

### 1 — *No Nordeste e na Bahia*

A caatinga constitui uma área de vegetação xerofítica completamente isolada, situada muito longe das formações análogas (Antilhas, costa setentrional da Venezuela, México). A importância do endemismo, assim como sua notável adaptação a um tipo de clima muito especial, implicam numa longa evolução em condições que não sofreram senão pequenas modificações. As formas de relêvo incitam às mesmas conclusões. A generalidade das paisagens com "glacis" e "inselbergs", sua extensão às vêzes enorme, como, por exemplo, no norte do Estado da Bahia, obrigam a admitir a persistência geral de climas secos desde há muito tempo nessas regiões. É assim que pudemos datar do início do Neógeno o sistema de "glacis" generalizados que constituem os importantes aplainamentos que bordejam o São Francisco, a montante de Paulo Afonso (\*). A antiguidade de um clima regional semi-árido no Nordeste não é mais questão de dúvida. Constitui, mesmo, a dominante de tãda a evolução geomorfológica e biogeográfica do

(\*) Um estudo geomorfológico regional a respeito de parte do Estado da Bahia acha-se em preparo, em colaboração com a Srta. T. CARDOSO DA SILVA.

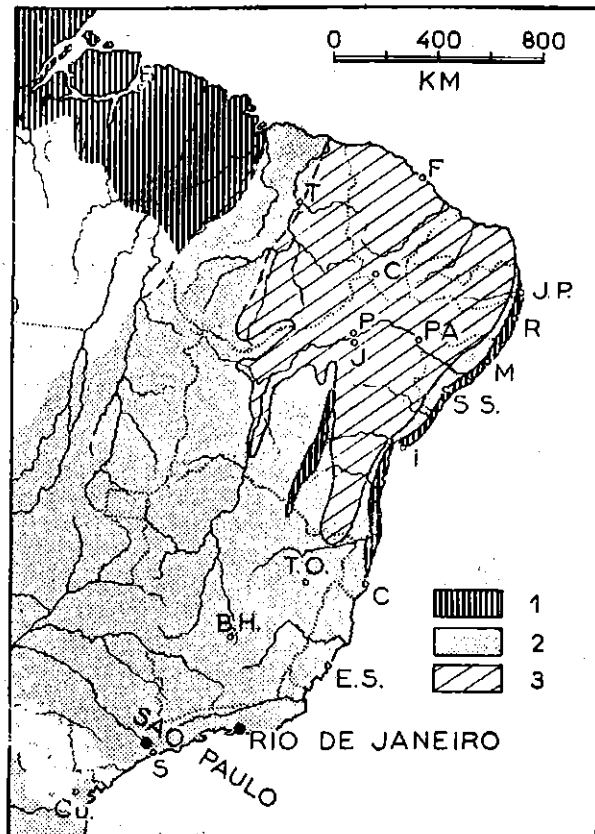


FIG. 6 — Páleoclimas do último período seco

Legenda: 1 — Floresta higrófila litorânea; 2 — Regiões que conheceram climas secos, com aguaceiros violentos e irregulares; 3 — Regiões semi-áridas, caatingas.

Neógeno e do Quaternário. Resta, entretanto, determinar suas eventuais flutuações e as variações possíveis da área sobre a qual se exerceu.

Para AB'SABER (1956) o Nordeste teria conhecido fases muito mais secas do que a atual. Em certas épocas, as condições teriam sido realmente áridas, com formação de depressões fechadas, bolsões e escoamento endorrêico. Talvez isto se tenha produzido no Terciário embora, entretanto, nada tenhamos encontrado nas regiões de Patos (Paraíba) e Milagres (Bahia), citadas pelo autor, que pudesse se assemelhar aos lagos ou deposições semi-áridas, cujas características, entretanto, são bem definidas. Em todo caso, no Plioceno e Quaternário, certamente nada ocorreu de semelhante. Climas muito mais secos teriam destruído parcialmente a vegetação e ocasionado ações eólicas. Ora, como aliás reconhece AB'SABER, não se encontra no Nordeste nem cascalhos, nem areias francamente eolizados. Nas regiões mais desnudadas e mais secas, como em Patos, apenas notamos, bem como A. CAILLEUX, em 1956, alguns traços duvidosos da ação do vento num seixo de quartzo. Existem, realmente, algumas dunas ao longo do São Francisco, nas proximidades de Remanso, mas estão hoje fixas e foram constituídas pelas areias aluviais. Desenvolveram-se num período, aliás recente, em que o regime do rio devia ser mais irregular, o que dificultava a colonização dos bancos de areia pela vegetação e permitia ao vento movimentá-las. O fato de que não progrediram mais do que 1 ou 2 km mostra que o seu deslocamento foi bloqueado pela vegetação. Os bancos de areia atuais são abundantes neste grande curso d'água, achando-se nus, em sua maioria. Uma diferença maior entre as cotas de cheia e de estiagem seria, portanto, suficiente para permitir ao vento agitá-los, intensamente, por ocasião das águas baixas e construir dunas com seu material. Atualmente, os bancos não se descobrem o suficiente, nem em extensão nem em tempo, para que isso aconteça. O vento, entretanto, exerce sua ação sobre a superfície dos mesmos: em Juazeiro pudemos observar "rugos" bem características. As dunas das vizinhanças de Remanso não podem, portanto, servir para comprovar a hipótese de fortes oscilações climáticas. Resultam somente de ligeiras alterações do regime, que podem ser provocadas por fracas modificações no modo de distribuição das chuvas e na intensidade dos aguaceiros.

É, principalmente, no modelado dos vales e nos fácies dos depósitos aluviais que encontraremos os indícios de modificações paleoclimáticas recentes. Examinêmo-los, portanto.

a) Os terraços da região seca. — Os cursos d'água possuem, geralmente, terraços bem desenvolvidos, que estudamos, principalmente, nos rios Itapicuru e Vasa Barris. Todos os dois são

oriundos de terrenos metamórficos, atravessando depois a fossa cretácea antes de transpor novamente o escudo perto da embocadura. Atualmente transportam, unicamente, areias fornecidas pela desagregação dos gnaisses e micaxistos ou pelo remanuseamento das formações cretáceas. Mesmo a jusante das corredeiras nos gnaisses, como as de Queimadas, encontram-se muito poucos seixos metamórficos (11,5% a 2 km a jusante, com dimensão de 4-6 cm). Ainda assim, uma boa parte deles é visivelmente remanuseada dos terraços do fundo dos vales. De resto, estes seixos desaparecem muito rapidamente, para jusante. Não se trata de um efeito de triagem, pois a capacidade é mais do que suficiente, nas cheias, para permitir sua evacuação. É a alteração que os elimina.

Ora, estes dois cursos d'água são ladeados por importantes sistemas de terraços, ricos em seixos, que atingem, em alguns casos, cerca de 20 a 30 cm, muito maiores, portanto, do que os raros seixos atuais. Pode-se distinguir, com segurança, três camadas aluviais acima das aluviões atuais. Uma quarta, mais elevada, permanece duvidosa devido à mediocridade dos documentos topográficos. No fundo dos vales, um baixo terraço, de margens abruptas, foi entalhado pelos cursos d'água. Por vezes é ainda atingido pelas cheias, que aí criam braços mortos e depositam um pouco de "limon". Sua massa principal, porém, é formada por um material mais antigo, bem diferente do atual. Em Cipó, no rio Itapicuru, contém numerosos seixos de 4 a 6 cm, que formam lente. Entre eles, a proporção de rochas cristalinas é grande: 15% para os gnaisses e granitos, embora se encontrem a mais de 70 km os afloramentos mais próximos. O contraste com as condições atuais é violento. Isto obriga a admitir, quando do depósito desta camada aluvial, fornecimentos laterais pelos "ueds" afluentes, muito mais volumosos e grosseiros, compreendendo fragmentos de rochas, enquanto que em nossos dias só carregam areias. É preciso, também, admitir que o material alterava-se menos durante o seu percurso no rio principal. Isto implica períodos secos mais prolongados, repetidos regularmente, enquanto que em nossos dias o rio Itapicuru só cessa de correr nos anos mais secos. Com efeito, num clima quente, os seixos alteram-se rapidamente no fundo dos rios entre as cheias, mesmo quando o débito é muito fraco. Enfim, a torrencialidade aumentada, asseguraria um transporte mais rápido dos detritos e um fornecimento maior de material permitiria aos seixos escaparem momentaneamente à decomposição, quando recobertos pelas areias.

O estudo do baixo terraço de Cipó nos leva a reconstituir, com referência à época de sua formação, um regime sensivelmente diferente do atual: cheias violentas, estiagens provavelmente mais frequentes e prolongadas, maior massa de aluviões provocando uma



acumulação onde hoje se exerce um escavamento, o que é típico dos terraços climáticos (J. TRICART, 1948). Tudo isto não implica, necessariamente, um clima muito mais sêco do que o atual: sob um verdadeiro clima árido, os cursos d'água não teriam deslocado os seixos a tais distâncias. Houve, somente, notável acentuação do escoamento, o que parece ter sido provocado, essencialmente, por uma irregularidade ainda maior das precipitações com, por exemplo, aguaceiros muito violentos, mais freqüentes do que em nossos dias, alternando com sêcas mais acentuadas e, talvez, mais duráveis. O regime de todo o escoamento tornou-se, assim, mais torrencial, donde uma ablação mais intensa nos interflúvios, uma carga aluvial mais abundante e a construção de terraços com menor alteração do material frágil do que em nossos dias. Reencontramos aí conclusões análogas àquelas sugeridas pelas dunas do São Francisco.

Os terraços mais antigos sobem, no rio Itapicuru, perto da cidade de Itapicuru, até uma centena de metros acima do fundo do vale. No Vasa Barris, a montante de Jeremoabo, atingem quase a mesma altitude relativa. São todos caracterizados por um material muito grosseiro, em certos pontos quase unicamente constituído por cascalho, com seixos que atingem 20 a 30 cm nos maiores, e que são os mais grosseiros. Todo o material é silicoso: se existiam outros elementos, foram provavelmente eliminados pela decomposição. Em Itapicuru, o mais alto terraço é formado principalmente de *meulière*s (pedras de mó), grosseiramente roladas

Estes caracteres sugerem conclusões análogas àquelas que havíamos formulado com relação ao baixo terraço: êste material só poudé ser localizado em virtude de fortes e repetidas cheias, indicando um escoamento mais irregular que o atual, mas não um clima árido. Tais episódios foram reproduzidos, três ou quatro vêzes, no decorrer do Quaternário. Examinaremos a seguir, em que medida afetaram êles igualmente a região úmida litorânea.

b) **As oscilações climáticas no litoral.** — Na região de Recife, camadas aluviais foram conservadas ao longo de alguns cursos d'água na zona florestal litorânea. Em Jaboatão, são constituídas de formações finais, limonosas, profundamente alteradas e rubificadas, cortadas por raros leitos de seixos, unicamente quartzosos e quartzitosos. Êstes seixos encontram-se numa camada única e estão, geralmente, desarranjados pelas acumulações que resultam, provavelmente, da diminuição irregular do volume das formações subjacentes, aluviões e rochas locais, sob o efeito da alteração. Nos flancos das colinas entalhadas nessa camada, o deslissamento contribui também para êsse desarranjo. Êstes seixos são, na acumulação que forma o terraço, um fenômeno de cheia

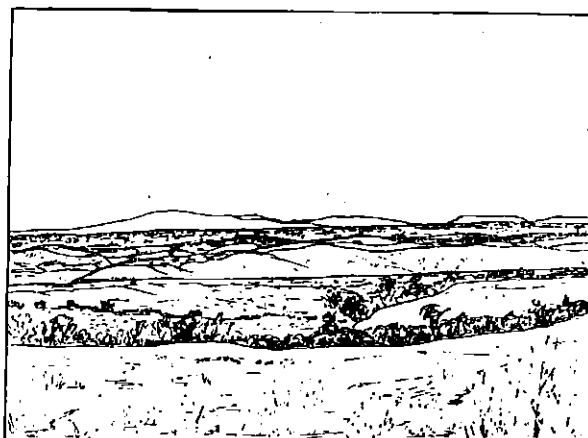


FIG. 7 — *Modelado da zona de transição subglacial, próximo de Nazaré da Mata, Pernambuco* (Desenho de D. Tricart) — Uma superfície de "glacis" pliocênica, semi-árida, correspondente ao depósito da Série Barreiras, foi dessecada no Quaternário. Alvéolos vieram a se formar durante as fases úmidas, predominantes, mas as vertentes foram suavizadas e tornaram-se ligeiramente côncavas durante as fases secas, sobretudo a última. Solos delgados.

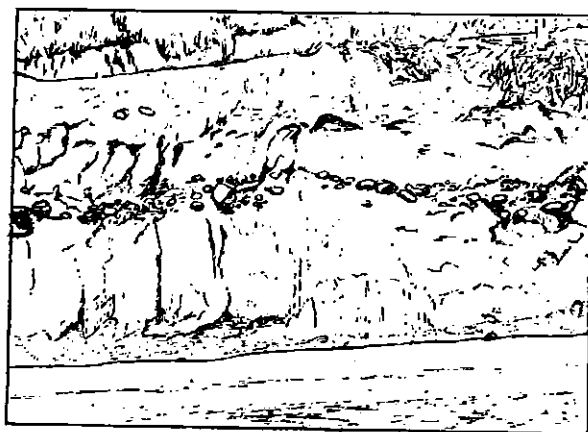


FIG. 8 — *Terraço do Rio Ouro, a leste de Niterói, Rio de Janeiro* (Desenho de D. Tricart) — Na base, "limons" vermelhos; em seguida, leito de seixos de quartzo e de quartzo, de grande tamanho, ondulado pelo amontoamento ocasionado pela alteração. Em cima, "limons" amarelos. Depósito desordenado de origem torrencial.

excepcional, episódica, correspondendo a chuvas particularmente violentas que ravinaram os solos da alta bacia semi-árida e denudaram, por vêzes, a rocha local alterada. É somente neste nível, com efeito, que os filões, em virtude de sua pouca alteração, conservam a capacidade de fornecer seixos. As cheias muito fortes foram suficientemente vigorosas para espalhar este material grosseiro até nas baixadas com densa vegetação da zona florestal litorânea.

Não foi possível datar os terraços de Jabotão, mas como atingem uma boa dezena de metros acima do talvegue, não são, certamente, muito recentes.

Na região de Goiana (Pernambuco), dificuldades surgiram para a construção da rodovia federal que devia atravessar uma larga baixada colmatada no decorrer da transgressão flandriana. As sondagens, com efeito, aí encontraram a superposição de areias, muito firmes, que afloram à superfície, entalhadas pelos cursos d'água, em argilas cinzentas e negras, fluentes, com a espessura de uns 40 m (1), de fácies fluvial. Durante a transgressão flandriana, houve, portanto, sucessivamente, um regime de pântano aluvial (várzea), com depósitos muito finos de decantação, o que indica uma evolução mecânica das vertentes reduzida ao mínimo, e uma fase de acumulação detrítica mais grosseira que os "limons" atuais. Esta última fase implica uma esculturação mecânica das vertentes bastante intensa a montante para fornecer grandes massas de areia, e uma vegetação de fundo de vale suficientemente pouco densa para não as filtrar, como ocorre em nossos dias. Volta-se, como para as dunas do São Francisco, à necessidade de admitir um regime mais irregular, com cheias bruscas e violentas, dificultando a colonização das planícies inundáveis pela vegetação e permitindo o transporte distante das areias resultantes de uma erosão mais forte no interior semi-árido. Este fato pode ser datado do fim da transgressão flandriana, do Dunkerquiano.

Novamente encontram-se traços de oscilações análogas no modelado das vertentes e nos solos do bordo interior da zona florestal litorânea. Em Moreno (Pernambuco), a floresta estende-se numa estreita faixa, cujos caracteres são bem diferentes dos da zona úmida típica. Os solos, com efeito, são delgados, como os do agreste, e de espessura irregular. São, também, muito diferentes dos latosolos profundos, avermelhados, recobertos de um horizonte amarelo superficial. São arenas de desagregação das rochas metamórficas, formando bolsas a 5-6 metros de profundidade, mas permitindo a intromissão de rochas francamente alteradas até perto da superfície. Em alguns pontos apenas, geralmente nas superfícies pouco inclinadas, encontram-se "ilhas" de latosolos pro-

(1) Dados inéditos, amavelmente fornecidos por P. TALTASSE.

fundos e evoluidos. O modelado das vertentes apresenta, igualmente, fortes analogias com o agreste. O tópo dos morros é formado por convexidades irregulares, às vêzes rochosas, cáos de blocos, pontas cristalinas que se alternam com vales incipientes e ravinas, hoje sêcas. As baixas vertentes apresentam uma acumulação local de material constituído por produtos de decomposição remaneusados, pequenos cônes abaixo de ravinas esboçadas, produtos resultantes da solifluxão espalhados em "glacis", que dão um perfil côncavo ao pé da encosta, fazendo-o relacionar-se gradualmente às camadas aluviais arenosas do fundo do vale, ainda submetidas à inundação quando das grandes cheias, mas onde os cursos d'água entalham seus leitos entre margens abruptas. É, aliás, provável que, sem o incremento das irregularidades do regime provocadas pelas derrubadas, estas camadas do fundo do vale não seriam mais submersíveis.

Tudo isto nos revela a existência de uma zona de transição, que designaremos pelo nome de *zona sublitorânea*, com a largura apenas de uns 15 km em Pernambuco, onde a vegetação climax atual é a floresta higrófila, mas onde predominaram, recentemente, climas mais sêcos do tipo dos da caatinga. Este fato poderia ser datado do Dunkerquiano, pois foi êle que permitiu a localização das aluviões arenosas que coroam o entulhamento flandriano na região litorânea. Por ocasião dessa curta expansão da sêca, a floresta recuou em direção à costa, acantonando-se na metade oriental de seu domínio atual, enquanto que a caatinga recobria o que é hoje o agreste e mesmo a borda interior da zona florestal, aí permitindo a liquidação de uma boa parte dos latossolos anteriores, que apenas persistiram, em manchas, nas superfícies planas. A zona com latossolos, muito espessos e bem característicos, que orla a costa, corresponderia à região onde a floresta permaneceu no decorrer dessas oscilações recentes. Os leitos de seixos dos terraços mais antigos nos levam a admitir uma evolução análoga quando das variações climáticas mais antigas.

O mesmo fato vamos encontrar novamente no Estado da Bahia. Como publicaremos, em outro local, um estudo detalhado, aqui só iremos resumir nossas principais observações. A região mais representativa é a de Ilheus. Ali, os rios locais entalharam seus vales bem abaixo do nível do mar, quando da regressão pré-flandriana. Nesse momento, o clima era úmido, o que permitiu a desnudação das vertentes abruptas nos gnaisses com filões de diabásio, vertentes essas de perfil convexo do tipo de meias-laranjas. Foram elas recobertas por latossolos avermelhados, muito espessos (mais de 15 m), que descem bem abaixo do nível d'água atual e que foram encontrados por ocasião das sondagens para a

construção da ponte, sobre o rio Cachoeira, na estrada de Itabuna. Estes latossolos acham-se fossilizados parcialmente sob formações flandrianas de estuário, que compreendem, a jusante, uma colmatagem por vasas de "rias" com mangues e, a montante, deltas arenosos entalhados em baixo terraço. Parecem recobrir, em alguns pontos, formações finas de planície aluvial pantanosa, como em Goiana. Correspondem a um nível marinho superior ao atual em cerca de 1 metro, e podem, assim, ser datados do Dunkerquiano. Estes materiais arenosos provieram de montante: barram os vales afluentes locais sob o fácies fino de planície aluvial pantanosa (várzea). Uma disposição análoga, mas mais difícil de observar, foi reconhecida na desembocadura do rio Vasa Barris, entre São Cristovão e Itaporanga (Sergipe).

Enfim, ainda em Ilhéus, o estudo do litoral confirma a existência e a natureza desta oscilação climática dunkerquiana. Em Pontal-dos-Ilhéus, observam-se pequenas plataformas de abrasão pela cristalização das águas salinas nas poças que entalham os gnaisses, abaixo do farol. Sabe-se (J. TRICART e T. CARDOSO DA SILVA, 1958) que o desenvolvimento deste tipo de microformas exige uma insolação muito forte para cristalizar o sal. Ora, em nossos dias, o clima de Ilhéus é muito úmido e, sobretudo, muito pouco ensolarado para permitir o funcionamento deste processo. Todas essas plataformas são relíquias, colonizadas pela vegetação, e onde a rocha começa a se alterar. Estão, aliás, ligeiramente acima do nível onde se formam as poças devidas aos respingos da água do mar. Isto implica na coincidência, num passado muito recente, de um clima mais ensolarado, menos constantemente chuvoso, e de um nível marinho ligeiramente superior, que só pode ser o do Dunkerquiano. A existência de bancos de arenitos de praia, muito espalhados ao longo da costa do Nordeste e da Bahia, que por toda parte estão em curso de destruição em nossos dias e que, em numerosos pontos, ligam-se aos cordões litorâneos dunkerquianos, conduz à mesma conclusão. O mesmo ocorre em relação aos importantes maciços de dunas litorâneas de Salvador que, embora à beira-mar, estão quase que fixadas e não puderam avançar até 4 ou 5 km para o interior, a não ser numa época em que a vegetação não impedia o movimento das areias. Sua localização implica numa posição da margem pouco diferente da atual, o que impede de datá-los da regressão pré-flandriana.

Na face interior da zona florestal litorânea, observam-se fenômenos exatamente idênticos aos das cercanias de Moreno. Desde Itabuna, a 25 km da costa, os solos profundos desaparecem e o modelado dos gnaisses torna-se irregular. Numerosas bolas de decomposição misturam-se a uma arena pouco espessa. Estes solos,

desentulhados recentemente pela lixiviação, convêm particularmente ao cacau. Formam, sob a floresta atual, uma faixa muito mais larga do que em Pernambuco, indo de Itabuna até os confins da zona seca, Jitauna no rio de Contas, estendendo-se assim 70 a 80 km desde a floresta higrófila típica (Itajuípe, Ubatã, Uruçaca), a leste, até a floresta de transição (mata de cipó), a oeste.

Em conclusão, no Nordeste e na Bahia, as oscilações climáticas do Quaternário recente parecem comportar:

— Uma relativa fixidez das zonas morfoclimáticas, que só, ligeiramente, variaram em extensão. No bordo oriental que examinamos com detalhe, e onde as transições são particularmente bruscas, os limites não sofreram senão deslocamentos de algumas dezenas de quilômetros. Isto, entretanto, foi o suficiente para fazer alternar, em algumas áreas, sistemas morfogenéticos completamente diferentes, que repercutiram na pedogênese.

— As principais oscilações submeteram a região a climas um pouco mais secos do que os atuais, com redução do domínio florestal litorâneo, que é, aliás, crescente para o sul. Parece que as modificações foram mais referentes à distribuição das chuvas do que à variação do seu total anual médio. Toda uma série de indícios permite pensar que sua irregularidade aumentou, o que, ao mesmo tempo, reduziu o domínio da floresta, acentuou a torrencialidade dos cursos d'água, aumentou o escoamento, a erosão das vertentes, os transportes grosseiros, em suma, ativou a morfogênese mecânica à custa dos solos de alteração.

— A mais recente, e cujos traços são os mais visíveis, remonta somente ao Dunkerquiano. Foi, porém, precedida de várias outras oscilações análogas, que tiveram efeitos idênticos e, sobretudo para as mais antigas, muito mais acentuados. Pode-se interpretar de maneira análoga os depósitos da série Barreiras, às vezes muito grosseiros, que implicam um regime torrencial semi-árido até o litoral.

Tudo isto torna perfeitamente claro a notável adaptação e o endemismo atingidos pela caatinga: esta formação vegetal beneficiou-se, desde há muito tempo, no Nordeste brasileiro, de condições semi-áridas do tipo atual, submetidas somente a pequenas modificações, orientadas, aliás, no sentido de reforçar a irregularidade pluviométrica, que é a característica mais original do meio onde ela se desenvolve.

Examinaremos agora o que se relaciona com as flutuações paleoclimáticas mais ao sul.

2 — *Na região meridional: Rio de Janeiro, Minas e São Paulo*

Esta região meridional é caracterizada pela passagem gradual da floresta higrófila às florestas secas e, depois, à savana de campo cerrado. A sucessão de tipos de áreas fitogeográficas é muito semelhante à da África Ocidental. Entretanto, a partir do Estado de São Paulo, a combinação da altitude mais elevada do planalto interior e da latitude maior, introduz diferenças sensíveis nas condições naturais. A geada, desconhecida na África Ocidental, faz o seu aparecimento e constitui um fator importante na limitação das plantações de café. Seu papel geomorfológico direto é de pouca importância: trata-se, no estágio florestal, de geadas brancas, não penetrando no solo e, muito menos, na rocha local. Possuem, entretanto, um papel biológico incontestável, eliminando algumas espécies vegetais e animais. Há, certamente, repercussões muito importantes que não podemos, entretanto, apreciar devido à ausência de estudos biogeográficos, feitos por especialistas. Mesmo onde não gela, o planalto paulista pertence já a um meio morfoclimático um pouco diferente do do Sul de Minas e das regiões de altitudes médias do Rio de Janeiro. Com efeito, durante toda a estação fresca, as mínimas de temperatura caem abaixo de 10°, atingindo freqüentemente apenas 5 a 7°. Isto é suficiente para modificar as formações vegetais e fazer aparecer, por exemplo, espécies tipicamente subtropicais, como a araucária. As repercussões estendem-se, certamente, também à microfauna dos solos, cujo papel é decisivo para os fenômenos de alteração. Há falta completa, porém, de estudos sobre este ponto, cuja importância prática e teórica é tão considerável. Notamos, todavia, em Campinas, Sorocaba e São Roque, nos fácies de decomposição, diferenças muito apreciáveis com relação aos das regiões incontestavelmente tropicais. Suas espessuras são menores, geralmente de 5 a 10 m contra 20 a 30, embora a dissecção do modelado permaneça moderado. A decomposição é, também, menos avançada, menos argilosa. Os grãos de quartzo são mais abundantes e atingem até a parte superior do perfil. Muitos solos do interior, como por exemplo em Andradas (Minas), não são latossolos argilosos típicos, mas solos arenosos muito comparáveis, por seus aspectos físicos, aos do agreste de Pernambuco. O limite adotado em nosso estudo, imposto por motivos materiais, não é, pois, arbitrário: corresponde ao das regiões intertropicais e subtropicais do Brasil atlântico.

Estes diferentes caracteres atuais fazem com que a parte meridional da fachada atlântica central do Brasil difira sensivelmente do Nordeste, tanto em sua zanação atual (ausência de uma zona semi-árida na região interior), como em sua evolução paleoclimática recente. Ao contrário do que havíamos notado do Nor-



Fig. 9 — Modelado dissecado, na parte inferior no Maciço do Itatiaia, Rio de Janeiro (Desenho de D. Tricart) — Área gnáissica. Superposição de um modelado dissecado, vigoroso e recente, em parte natural, em parte exagerado após o desflorestamento, com formas pesadas e convexas devidas à alteração sob a cobertura florestal.



deste, os traços de modificações morfoclimáticas importantes são nitidamente visíveis. Podemos observá-los, de um lado, nas formações detríticas, de outro, no modelado das vertentes.

a) **As camadas aluviais.** — É muito freqüente encontrar-se, nesta região, camadas aluviais grosseiras, totalmente diferentes daquelas que se elaboram sob cobertura florestal. Com efeito, os depósitos atuais, mesmo ao pé das partes mais abruptas da Serra do Mar, como em Santos, Ubatuba (SP) ou Cachoeira do Macacu (RJ), são sempre finos. Nas planícies inundáveis, cuja dissecação ulterior dá origem a terraços, são "limons" misturados com areias finas e, muitas vezes, a argilas limonosas mais ou menos orgânicas. As análises granulométricas só revelam raramente areia grosseira, sempre em pequenas quantidades, limitada ao leito menor, onde é, aliás, pouco abundante. A densa vegetação das planícies inundáveis impede-lhe de transpor as margens, mesmo por ocasião das mais fortes cheias. Os seixos constituem, enfim, uma raridade e se desagregam muito rapidamente sob o efeito da decomposição. Em parte alguma formam bancos, mesmo no leito menor, e limitam-se a indivíduos esparsos nas anfractuosidades dos rochedos.

Ora, numerosos perfis mostram formações detríticas grosseiras, arenosas e pedregosas, espalhadas, às vezes, por centenas de metros, e mesmo de diversos quilômetros. Os seixos aí constituem, segundo os locais, lentes superpostas e representam um regime de acumulação normal, ou leitos isolados no meio das areias limonosas, depositados quando de uma cheia excepcional. São, por vezes, suficientemente extensos para terem sido tomados por terraços marinhos.

A leste de Niterói, encontram-se camadas ocupando toda a largura dos vales encaixados nos granitos, como a montante de Inoã, ao longo da estrada para Cabo Frio. Ali os seixos, que atingem até 30 cm, são grosseiramente rolados, não tendo sofrido senão um pequeno transporte. Formam leitos isolados no meio das areias limonosas num terraço dissecado, atingindo a cerca de 10 m de altitude relativa. Estão desarranjados pelas acumulações ulteriores, provocadas pela decomposição química e pelos deslizamentos de vertentes. O mesmo fácies encontra-se em diversos lugares ao longo da rodovia Rio-São Paulo, em Nova Iguaçu. Toda a região de Itaboraí e a borda N das lagoas, entre Maricá e Cabo Frio, acha-se ocupada, nas depressões ao pé dos morros, por vastos "glacis" com seixos de quartzo de 3 a 10 cm, espalhados em planos inclinados, escalonados e embutidos uns nos outros. Distinguimos aí três sistemas incontestáveis, os mais elevados sendo, geralmente, os mais grosseiros. Formações análogas nos foram mostradas por A. TEIXEIRA GUERRA nos bairros setentrionais do Rio de Janeiro,

principalmente no de Lins. Outras foram descritas por A. PÔRTO DOMINGUES (1953) e P. GEIGER (1952). O primeiro desses autores aplicou-lhes os métodos morfoscópicos, que estudou em nosso laboratório, e pôde verificar que uma boa parte deste material era caracterizado por uma esculturação fluvial, o que nós também pudemos constatar. O material dos "glacis", que cerca a Baía de Guanabara e as lagoas a leste de Niterói, foi localizado por deposições semi-áridas, violentas, desencadeadas por chuvas muito fortes e repetidas sob um clima seco, sendo a cobertura vegetal reduzida. O material provém da erosão de formações de decomposição anteriores: todos os seixos são quartzosos ou quartzíticos e formados por filões que resistiram à decomposição. Alguns dentre eles possuem traços de uma corrosão anterior à sua usura, sob a forma de cavidades irregulares de dessilicificação associada a uma ferruginização. Estão sempre misturados a areias, que representam os resíduos das rochas mais alteráveis. Tendo permanecido geralmente angulosos, seus grãos apresentam, freqüentemente, traços de corrosão e de ferruginização semelhantes aos que se observam nos granitos e gnaisses apodrecidos, sob os latossolos. A localização destas camadas detriticas grosseiras corresponde, pois, a períodos de redução acentuada da cobertura vegetal, durante os quais predominou um sistema morfogenético mecânico, no qual o escoamento era um dos principais processos. As formações de decomposição profunda das vertentes, elaboradas sob períodos anteriores de dominância química, foram remanuseadas ativamente, dissecadas, transportadas pelos cursos d'água torrenciais e abandonadas em camadas aluviais nos fundos dos vales e em "glacis" ao pé das elevações. Os antigos alvéolos, devidos à decomposição e pontilhados de "pães de açúcar" e domos magmáticos, foram assim recobertos por camadas aluviais em todos os pontos em que os fornecimentos eram muito abundantes. Seu modelado foi retocado num fácies semi-árido.

O tamanho dos seixos transportados, a distância considerável em que foram deslocados, a grande extensão das camadas por eles constituídas, a generalidade das formações detriticas grosseiras, levam a admitir, quando da localização destes cascalheiros, climas profundamente diferentes do atual, francamente secos, com cobertura vegetal muito descontínua, mesmo nas depressões que se beneficiavam das águas de deposição. Pode-se falar, neste caso, de condições nitidamente semi-áridas, com uma torrencialidade aumentada localmente pelo vigor do relevo.

Encontram-se tais camadas detriticas grosseiras em toda a região do Rio de Janeiro, São Paulo e Belo Horizonte.

Em Cubatão, perto de Santos, desobrimos, ao pé da Serra do Mar, um cône muito grosseiro, contendo blocos grosseiramente rolados atingindo 1 m. Uma grande parte é formada de micaxistos, rocha que resiste muito mal à decomposição e que não se encontra jamais em forma de seixos sob o clima atual. Esta formação acha-se profundamente alterada e todos os micaxistos estão apodrecidos, sendo o solo vermelho, argiloso, de diversos metros de espessura. Inclina-se para leste e desaparece sob as formações de minerais litorâneos flandrianos. Infelizmente, a possibilidade de deformações tectônicas recentes neste setor não permite afirmar se ela foi aí localizada quando de um período de regressão marinha, embora o cone pareça só ter sido pouco, ou quase nada, deformado. Foi, entretanto, reentalhado diversas vezes e possui a marca de um ou dois níveis de escavamentos sucessivos, o que dificulta seu estudo, tornado, aliás, difícil pela implantação de construções industriais.

No sul de São Paulo, em Registro e em Eldorado Paulista, camadas de seixos distribuídos em "glacis" ao pé da Serra do Mar, foram assinaladas por J. L. RICH (1953) após JOÃO DIAS DA SILVEIRA (1952), que condescendeu em não-las mostrar no terreno. Formam três camadas escalonadas, sendo que a mais alta atinge quase a 100 m acima dos talvegues.

Nas bacias interiores, especialmente a do Paraíba, e ao longo do rio das Velhas, perto de Belo Horizonte, encontram-se, igualmente, terraços areno-limonosos com horizontes esparsos de cascalheiros que se escalonam de maneira diversa acima dos talvegues, mas mostram, indiscutivelmente, a repetição, em diversas retomadas, de oscilações climáticas semi-áridas. A nosso ver, a diluição dos seixos nas formações mais finas explica-se, ao mesmo tempo, pelo relêvo menos acidentado e pelos fornecimentos laterais das vertentes. É sempre nos "glacis" que se observam os fácies nitidamente pedregosos, devido a uma lavagem nas planícies de deposição de piemonte. Nos vales encaixados, pelo contrário, os seixos não eram carreados em toda a largura do leito maior, senão quando das cheias mais violentas e, nos intervalos, as chuvas menos fortes provocavam a acumulação de areias e "limons" fornecidos pelo escoamento e deslisamentos locais.

Encontram-se, com efeito, traços destas oscilações climáticas no modelado das vertentes.

b) **Modelado das vertentes e formações de encostas.** — Os traços de um período sêco recente acham-se tão nítidos nas vertentes como nas camadas aluviais. Originou êsse período um modelado-reliquia, hoje fixado pela floresta, mas prestes a tornar-se novamente funcional sob o efeito de derrubadas imprudentes.

Nos declives abruptos, como nas vizinhanças do Rio de Janeiro ou em Leopoldina (Minas), numerosos paredões de rocha nua foram postos a descoberto pelos deslizamentos em massa que se produziram ao longo das superfícies de contacto muito brusco entre a rocha sã e as formações de decomposição que caracterizam alguns fácies metamórficos e cristalinos. Observa-se, então, ao pé da elevação, o material que lhe foi arrancado sob a forma de cáos de blocos misturados ao material fino. Tais desmoronamentos, favorecidos pela existência de diaclases curvas, constituem um processo primordial de desnudação dos domos e cúpulas magnáticas. Continuam a se produzir em nossos dias, em seguida às grandes chuvas, mas parecem tornar-se cada vez mais raros.

Em outras áreas, observam-se verdadeiras camadas de solifluxão, completamente fixadas, e cujo material altera-se atualmente. Empastam o sopé de numerosas colinas e, muitas vezes, desnudaram, localmente, paredes rochosas irregulares, onde as condições litológicas não permitiam a formação de uma cúpula. Observam-se algumas muito belas ao redor de Teresópolis e perto de Sambaetiba (Rio). A estrada de Cabo Frio recorta-as a oeste de Sampaio Correia. A maioria delas parece ter funcionado rapidamente e ter sido pouco diferentes dos desmoronamentos e deslizamentos. Apresentam, em sua parte superior, uma zona de descolamento, em declive forte (30 a 50°) onde muitas vezes a rocha foi desnudada e, a seu pé, uma acumulação de blocos e de material fino representando a formação alterada arrancada à vertente, acumulação essa às vezes caótica, como nos fenômenos atuais, mas freqüentemente expandida em um vago cône, o que mostra um escoamento pastoso. Parecem ter sido desencadeadas por chuvas excepcionais, que diluíram as formações superficiais móveis e lubrificaram seu contacto com a rocha sã, que não permite a infiltração senão de uma fraca fração das águas absorvidas pelo solo. Assim como as camadas aluviais, implicam numa fraca cobertura vegetal, do gênero da savana disseminada semi-árida, e um clima muito cheio de contrastes, com violentos aguaceiros irregulares, espaçados e revestindo de um caráter catastrófico.

As vertentes constituídas pelas formações suficientemente espessas, de decomposição, como é o caso geral nas regiões menos dissecadas e nas rochas menos resistentes às ações químicas, mostram geralmente os traços do escoamento. Os latossolos espessos estão sulcados pelas ravinas aprofundadas vários metros em sua massa. Acham-se, também, entalhados pelas bacias de recepção torrenciais, que atingem, por vezes, até o contacto da rocha sã, que aflora nos pontos mais altos. Tudo isto origina um modelado anguloso, irregular, violentamente burilado, que contrasta com as

amplas e regulares formas convexas dos morros e interflúvios. Há grandes possibilidades de encontrar-se aí detritos de carvão vegetal. Este método deu-nos bons resultados no Estado da Bahia.

Nos declives mais fracos, como ao norte de Belo Horizonte, os perfis mostram, muitas vezes, nas vertentes, formações características. Uma superposição encontrada freqüentemente, às vezes mesmo ao longo da rodovia Rio-São Paulo, é a seguinte:

— Na base, o latossolo truncado, estando conservado só o horizonte C, sob a forma de rocha apodrecida, que manteve sua estrutura;

— Acima, um leito de seixos, sempre formado exclusivamente de rochas silicosas resistentes à decomposição, às vezes recoberta por uma patina ferruginosa, como perto de Campinas (SP), formando uma camada mais ou menos contínua;

— Uma formação de transporte, com a espessura de 1 a 5 ou 6 metros, constituída por produtos finos limono-argilosos, retirados dos latossolos das vertentes superiores e localizado, seja por deposições, seja por solifluxão (“coulées boueuses”).

Esta sucessão típica mostra nitidamente os mesmos tipos de ações morfogenéticas que as camadas aluviais dos vales, às quais os depósitos das encostas geralmente se relacionam. Houve, inicialmente, um longo período de decomposição química originando os latossolos, depois uma fase de lavagem pelo escoamento, tendo por resultado sua truncagem e a formação de uma crosta nutrida pelos filões pouco alterados, no caso de rochas magmáticas. Em seguida, essa crosta foi fossilizada pelo entulhamento progressivo dos fundos dos vales, sob os fornecimentos laterais e recoberta pelos produtos do escoamento ou deslizamento. Acontece muitas vezes que estas formações de pé de encosta foram, a seguir, como em Belo Horizonte e Campinas, alteradas em virtude de um novo período úmido e dissecadas pelo efeito concomitante de um encaixamento dos rios.

Em conclusão, o sul do Brasil central atlântico foi submetido a oscilações climáticas muito mais intensas e acentuadas que o Nordeste. Fizeram reinar, por diversas vezes, no decorrer do Quaternário, climas secos em contraste com enormes aguaceiros que desencadearam ravinamentos e deslizamentos, imprimindo formas de dissecção mecânica no modelado geral convexo e amplo de alteração química tropical. A destruição da cobertura vegetal pelo homem permite a repetição de tais fenômenos por ocasião de chuvas excepcionais, como o mostram as descrições de H. O'REILLY STERNBERG (1949). Em toda a área, a floresta ocupa uma região que foi, por diversas vezes, uma zona seca. Esta evolução apresenta fortes analogias com a que caracteriza as vizinhanças de Itabuna (Bahia). Mas a zona sub-litorânea, onde a floresta recon-

quistou recentemente solos lateríticos postos a descoberto por um período de morfogênese mecânica, não sofreu, no Nordeste e na Bahia, oscilações tão acentuadas. As formas de dissecção mecânica são ai menos acentuadas, evidente contradição entre as duas séries de formas, que não se acham, aliás, na mesma escala: a dissecção de conjunto é em morros convexos, amplos, e resulta da decomposição prolongada sob condições tropicais úmidas. O modelado de detalhe é todo de sulcos, incisões e ranhuras, que entalham as anteriores formações espessas de decomposição. Da justaposição resulta algo de muito semelhante aos "lavakas" de Madagascar. Mas, se uma parte destas formas de ravinamento e de deslizamento de origem mecânica é recente e devida, como na grande ilha, ao desflorestamento, uma outra é mais antiga e desenvolveu-se em condições naturais, sendo anterior à intervenção do homem. Encontra-se, com efeito, nos confins de Minas e Espírito Santo, um tal modelado sob florestas primárias. Quando foram efetuadas práticas agrícolas, como na região do Médio Paraíba, a distinção entre as ações antrópicas recentes e as paleoformas é muito mais delicada, tanto mais que, muitas vezes, a erosão antrópica recolocou em atividade essas próprias paleoformas. Um critério existe, todavia: a generalidade da técnica das queimadas faz com que, nos depósitos resultantes dos ravinamentos antrópicos, haja camadas aluviais grosseiras menos desenvolvidas e mais delgadas, arenosas e não pedregosas. A amplitude das mudanças climáticas aumenta, pois, progressivamente, para o sul, ao mesmo tempo que afeta uma região muito maior. Na Bahia e no Nordeste, a alternância de florestas com formações vegetais semi-áridas só se observa numa faixa de algumas dezenas de quilômetros de largura, na latitude de Ilhéus, menos ainda na de Recife. Sob o trópico, é um milhar de quilômetros que foi, pelo menos, afetado. Este alargamento da região, onde há forte amplitude das oscilações climáticas, faz-se, gradualmente, a partir da latitude de Vitória da Conquista, mas é, entretanto, muito rápido. Em Teófilo Otoni, a floresta higrófila, que avança bem para o interior, ocupa uma região onde as marcas da dissecção recente são muito nítidas.

O planalto de Conquista marca, assim, um limite morfoclimático importante:

— Ao Norte, a zonação atual é caracterizada pela existência, à curta distância para o interior, de uma região seca, com caatinga, que se interpõe entre as savanas e as florestas higrófilas. A repartição das áreas climáticas, biogeográficas e morfoclimáticas é influenciada, principalmente, pelo traçado geral do continente, e não corresponde, absolutamente, ao que se observa, nas mesmas latitudes, na África Ocidental, no hemisfério norte. Os fatores geo-

gráficos regionais superam os fatores zonais. Como não foram sensivelmente modificados no decorrer do Quaternário, compreende-se, desde logo, que as variações de extensão dos diversos conjuntos morfoclimáticos sejam muito reduzidas. Este fato tem uma grande importância, não somente para o desenvolvimento do relevo mas, também, para a elaboração das formações vegetais e dos solos. A notável adaptação e o endemismo da caatinga constituem uma das conseqüências.

— Ao Sul, os fatores climáticos zonais superam a influência da posição geográfica. O relevo, embora vigoroso, apenas torna um pouco mais rápida a passagem da floresta higrófila litorânea às florestas secas e às savanas do interior. A influência das modificações da circulação atmosférica mundial é muito maior e se traduz por amplas oscilações paleoclimáticas, comparáveis, por sua intensidade, às que ocorreram na África Ocidental. Regiões, hoje florestais, foram ocupadas, momentaneamente, por savanas semi-áridas. A gênese dos latossolos foi, aí, interrompida, as antigas formações de decomposição postas a descoberto. Seria interessante pesquisar as conseqüências destas variações na composição florística da floresta destas regiões. Em todo caso, alguns botânicos encontraram no Planalto Paulista formações vegetais reliquias de um período seco muito recente, o que adiciona um argumento às nossas reconstituições.

Em todo o Brasil central atlântico, os períodos secos foram caracterizados por uma considerável irregularidade climática, com alternâncias de secas e chuvas violentas, desencadeando uma intensa esculpturação das vertentes. No Nordeste, os totais médios anuais não foram, provavelmente, muito modificados, enquanto que rebaixaram-se fortemente para o sul. Pode-se falar, para este último, em verdadeiros períodos secos, o que não acontece no Nordeste. O último deles, e o mais fácil de ser estudado, dataria do Dunkerquiano. Ora, esta época, nas latitudes equivalentes da África foi, pelo contrário, um período úmido. No sul do Saara, corresponde ao Pluvial neolítico. Não parece, portanto, que haja correspondência entre as oscilações paleoclimáticas recentes da África Ocidental e do Brasil, o que está de acordo com uma tese que já expusemos (J. TRICART, 1956) e que deve levar à uma grande prudência nas datações. Isto não é senão um dos aspectos da profunda originalidade do Brasil tropical em relação à África. Desejamos que nossos colegas e amigos brasileiros, dos quais não esqueceremos jamais a acolhida, tomem conhecimento deste fato primordial para a utilização dos recursos e para o progresso de seu grande e belo país.

## ABSTRACT

The present morphoclimatic zonation of central eastern Brazil is characterised, in the North East, by a very sharp boundary between the coastal rain-forest and the scrub formation of the caatinga. The rain-forest forms only a narrow belt (some 50 km wide in Pernambuco), where the geomorphic evolution is mainly dependent on chemical erosion. Under the forest cover the lateritic earths (from 20-40 m deep) are little affected by run-off and suffer only a slight creep, but when cultivated suffer intense solifluction. Next to the forest belt is the "agreste" where a woody savannah is developed in thinner soils. The slopes are irregular, with occasional rocky outcrops, but are smoother than under the forest, and of generally concave form. The driest region, occupied by the open formation of the caatinga, suffers sheet-wash and is characterised by pedimentation. Further W, the climate is somewhat wetter and supports the savannah formation of the campo cerrado. Under this thicker vegetal cover, sheet-wash is restricted mainly to the slopes.

These morphoclimatic belts are well-developed only in the North East, where the centre is occupied by the caatinga. Further South, in the S of Bahia, in Espirito Santo and Minas, the vegetation passes directly from coastal forest to dry forest, and then to savannah (campos cerrados).

The palaeoclimatic evolution is also quite different in the North East and in the South. In the North East the caatinga area was continuously subject to dry climates, resulting in the very close adaptation of this formation to the natural conditions. However, 3 or 4 times during the Quaternary period the arid zone expanded slightly to cover the inner margin of the present forest-belt. At this time the climate was somewhat drier but the increased irregularity of the rainfall was of more importance with intensive run-off after heavy storms. During these periods, terraces of sandy or even coarser material were built.

The last of these may be dated to the Dunkerquian, at the end of the Flandrian transgression.

In the South, climatic variations were more extreme, and semi-arid conditions affected the whole of the present savannah and forest belts. In such periods intensive mechanical erosion occurred, with landslides and gullying. This resulted in the formation of extensive climatic terraces whose material — coarse-gravel, sand and loam — differs completely from the organic-argillaceous deposits of the present flood plains. These detrital formations are widespread at the foot of the mountains, forming semi-arid fans around Guanabara Bay and in many other places. Ravines formed by mechanical erosion are sharply entrenched in the generally rounded forms developed by chemical weathering. Some are modern resulting from the shifting cultivation of the past 200 years, but many others can be observed under primary forest, and are natural. Quite fresh, they are of recent origin and probably belong to the dry period of the Dunkerquian. They may be traced without interruption from the region of Ilheus (Bahia) where they have been dated, to the south of S. Paulo. Evidence of 2 or possibly 3 earlier dry periods may be noted, giving rise to systems of terraces and fans. Frequently a truncation of the profiles of the lateritic earths can be observed, a consequence of mechanical erosion on the slopes during the dry periods.

These climatic fluctuations are of great importance, not only in the geomorphic development, but also in the evolution of the soils and vegetation cover.

In conclusion, it may be said that the palaeoclimatic evolution of the North and South has been quite different. In the North, the effect of position and of regional configuration is at present more significant than that of latitude.



This must also have been the case in the past, and climatic fluctuations were of small importance. In the South, the influence of latitude is greater. The modifications of the general atmospheric circulation had important consequences, associated with a general shift of the climatic zones. This resembles what is known to have occurred in West Africa, although the variations do not seem to have occurred simultaneously. In West Africa the Dunkerquian was, on the southern margin of the Sahara, a pluvial period, but, in Brazil was apparently dry. This supports the general view of the author in quaternary climatic variations.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, (AZIZ)  
 1956 — *Depressões periféricas e depressões semi-áridas no Nordeste do Brasil*. Bol. Paul. de Geog. n.º 22, p. 3-18.  
 1957 — *Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil*. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. VI, p. 41-48.
- ANDRADE, (G. OSÓRIO DE)  
 1955 — *Itamaracá, contribuição para o estudo geomorfológico da costa pernambucana*. Ed. autor. 84 pag. — Recife.  
 1956 — *Furos, paranás e igarapés*. Univ. do Recife, Fac. Fil. Cien. e Letras, seção E, n.º 17, 47 pag.  
 1957 — *Os rios de açúcar do Nordeste oriental: — I — O rio Ceará Mirim*. Pub. Inst. Joaq. Nabuco de Pesq. Sociais, Recife, 59 pag.
- ANDRADE, (M. CORREIA)  
 1957 — *A serra de Ororobá, contribuição ao estudo dos níveis de erosão do planalto da Borborema*. Recife, 19 pag.
- BEAUJEU-GARNIER, (J.)  
 1957 — *Problèmes morphologiques de l'Etat de Bahia*. Bull. A. G. F., n.º 265-266, pag. 210.
- BIROT, (PIERRE)  
 1957 — *Esquisse morphologique de la région littorale de l'Etat de Rio de Janeiro*. Ann. de Géog. LXVI, pag. 80-91.
- BRAMÃO, (L.) e BLACK, (G.)  
 1955 — *Nota preliminar sobre o estudo solo-vegetação de Barreiras (Bahia)*. Bol. Serv. Nac; Pesq. Agron., n.º 9.
- CAILLEUX, (A.) e TRICART, (J.)  
 1957 — *Zones phytogéographiques et morphoclimatiques au Quaternaire au Brésil*. C. R. Sommaire de la Soc. Biogéog. n.º 296, p. 7-11.
- DOMINGUES, (A. P.)  
 1953 — *Estudo sumário de algumas formações sedimentares do Distrito Federal*. Rev. Bras. de Geog. XIII, pag. 443-464. Rio.
- DRESCH, (JEAN)  
 1957 — *Les problèmes morphologiques du Nord-Est Brésilien*. Bull. A. G. F. pag. 48-59, n.º 263-264.
- FREISE, (F. W.)  
 1935-6 — *Erscheinungen des Erdfließens im Tropenurwalde*. Zeitschrift für Geomorphologie. vol. IX.
- GEIGER, (P.)  
 1952 — *Notas sobre algumas formas aparentes de pequenas "cuestas" na Baixada da Guanabara*. Bol. Carioca de Geog. V, n.º 2-3, pag. 25-31. Rio de Janeiro.

- MARTONNE, (E. de)  
1940 — *Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique* Ann. de Géograp. XLIX, pag. 1-27 e 106-129.
- RICH, (J. L.)  
1953 — *Problems in Brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951*. Un. S. P., F. F. C. e Letras, bol. n.º 146, pag. 80.
- ROUGERIE, (G.)  
1956 — *Étude des modes d'érosion et du façonnement des versants en Côte d'Ivoire équatoriale*. 1er Rapport Com. Et. Versants, U. G. I., Amsterdam, pag. 136-141.
- RUPELLAN, (F.)  
1952 — *Le rôle des nappes d'eau pluviale ruisselante dans le modelé du Brésil*. Notes Lab. Géom., Ec. Htes Etudes, n.º 3, 46 pag.
- SILVEIRA, (J. D.)  
1952 — *Baixadas litorâneas quentes e úmidas*. S. Paulo, bol. n.º 152 da F. F. C. L. da U. S. P., 224 pag.
- STERNBERG, (H. O.)  
1949 — *Floods and landslides in the Paraíba Valley, december 1948. Influence of the destructive exploitation of the land*. Cong. Geogr. Intern. Lisboa, III, pag. 633-664.
- TRICART, (J.)  
1947 — *Méthode d'étude des terrasses*. Bull. de la Soc. Geol. de France, pag. 559-575.  
1956 — *Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires*. C. R. Somm. S. G. F., pag. 164-167.  
1958 — *Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales*. Bull. Sect. Géog. Comité Trav. Hist. et Scientiphique, 1958, (Cong. d'Aix-Marseille), sous presse.
- TRICART, (J.) e SILVA (T. CARDOSO DA)  
1958 — *Observações de geomorfologia litoral no rio Vermelho (Salvador)*. Bol. Bahiano de Geografia, n.º 2, no prelo.