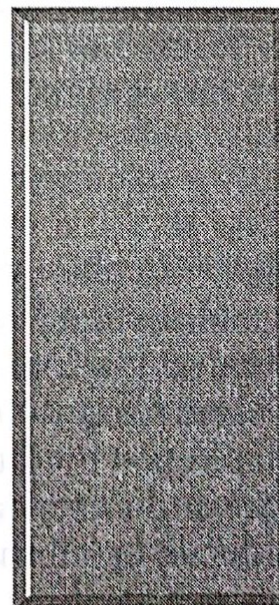




Anísio Baptista Pereira (*)

O Quaternário e as formações superficiais

(*) Professor do Curso de Geografia da Universidade de Sorocaba – UNISO.



RESUMO

O propósito deste artigo é situar o quaternário na cronologia da era cenozóica, e, num segundo momento, analisar os depósitos sedimentares e os produtos do intemperismo, produzidos nesse período da história. São analisadas as glaciações pleistocênicas e os paleoclimas que delas derivaram, e suas repercussões na paisagem dos continentes. Na segunda parte são consideradas as "formações superficiais", produzidas por todos os agentes geológicos, em todas as zonas morfoclimáticas da Terra.

ABSTRACT

This article proposes to place the Quaternary period in the chronology of the cenozoic age and, secondly, to analyze the sedimentary deposits and products resulting from climatic and biological action during this period of history. Also analysed are pleistocene glaciations, the resulting paleoclimate and their repercussions upon the landscape of the continents. In the second part of the article, the author seeks to take into consideration the superficial formations produced by all the geological agents of morphoclimatic zones of the Earth.

O quaternário

O termo “quaternário” foi proposto pelo geólogo francês Jules Desnoyers, em 1919. Juntamente com o período terciário, formam a era cenozóica. Por sua vez, os nomes das épocas geológicas nas quais o quaternário se acha subdividido – o pleistoceno e o holoceno (do grego, *Pleisto* = mais, e *kainos* = recente) foram propostos por Charles Lyell, em 1929.

A duração total do quaternário fica em torno de dois milhões de anos. Todavia, segundo Salgado-Laboriau (1994), recentes descobertas nos campos da Paleontologia e da Palinologia, levantaram dúvidas sobre o limite temporal entre o plioceno e pleistoceno, que seria mais remoto do que aquele atualmente admitido. O holoceno, também conhecido por “recente” e “pós-glacial”, compreende os 10 ou 12 mil anos entre a glaciação de Wurm (Wisconsin) e os dias de hoje. Ao pleistoceno pertenceria o tempo restante, retroativamente. Além disso, no hemisfério Norte, o momento do início do holoceno varia de uma região para outra, conforme o tempo de desaparecimento da última grande calota glaciária (inlandsis). O limite entre o pleistoceno e o holoceno, como qualquer delimitação do tempo geológico, não tem precisão na datação absoluta, ou porque os critérios adotados não são os mesmos de lugar para lugar, ou porque eles carecem de exatidão.

Ao findar-se o plioceno (terciário), a distribuição geográfica dos oceanos e dos continentes já estava consolidada, e permaneceria, sem alterações, por todo o quaternário. Os movimentos das placas tectônicas, devido à sua lentidão, não acarretariam quaisquer alterações relevantes a esse quadro. Entretanto, no interior dos continentes do hemisfério Norte, as glaciações, movimentando volumosas massas de gelo, criaram importantes acidentes geográficos, como mares interiores e lagos. Mesmo algumas bacias hidrográficas seriam criadas, ou retocadas, pelas geleiras. Noutra perspectiva, Thornbury, invocando o testemunho e as opiniões de várias autoridades no assunto, põe em evidência o fato de que a grande maioria das feições topográficas da superfície terrestre foi modelada no final do terciário e durante o quaternário. O referido autor norte-americano afirma que “most of the details of our present topography probably do not date back of Pleistocene, and certainly little of it existed as surface topography back of the Tertiary” (1954).

Se a era mesozóica foi a época dos dinossauros, a era cenozóica foi, e continua sendo, a época dos mamíferos. Os registros fósseis do pleistoceno revelaram os ancestrais evolutivos das espécies, vegetais e animais, que

vivem atualmente. Os animais fósseis impurezam-se não só pelo seu número, mas também pelo seu tamanho. Eram animais de porte avantajado, com exceção do cavalo (gen. *Equus*), que veio evoluindo e “crescendo”, até resultar nas espécies eqüinas que conhecemos hoje, inclusive a zebra. Alguns dos mamíferos mais conspícuos da fauna pleistocênica são os mastodontes, os gliptodontes, o mamute lanudo (*Elephas primigenius*), o rinoceronte lanudo (*Rhinoceros tichorhinus*), o bisão real (*Bison latifrons*), a preguiça-gigante (gen. *Megatherium* e *Megalonix*), o tigre-dente-de-sabre (gen. *Smilodon*), o lobo primitivo (*Canis dirus*) e um gato gigante (*Felis atrox*). A eles associaram-se os primatas, ancestrais dos macacos e do homem (gen. *Homo*, *Pitecanthropus*, *Australopithecus*, etc.). Peter Wilhelm Lund (1801-1880), paleontólogo dinamarquês, que viveu em Lagoa Santa (MG), nas suas cinco “Memórias” (relatórios), e outros escritos, sobre a fauna fóssil das cavernas mineiras, revelou a existência de várias espécies pleistocênicas de mamíferos, as quais descreveu criteriosamente.

Com relação à flora do pleistoceno, os fósseis de diversos tipos, encontrados em terrenos quaternários, revelam que ela não apresentou mudanças evolutivas, permanecendo a mesma. Os grãos de pólen e os esporos de pteridófitas, por serem produzidos em grande quantidade, e sendo muito resistentes à decomposição, conseguem ficar preservados por milhões de anos. Ao estudo desses órgãos vegetais dá-se o nome de “análise polínica” ou “análise palinológica”, que é uma técnica científica de reconhecido valor para a identificação de tipos de vegetação e de climas do passado (paleoclimas). “Desta forma, é possível reconstituir os ecossistemas, estudar a sucessão da vegetação de uma região e observar o seu comportamento frente às mudanças e oscilações climáticas” (Salgado-Laboriau, 1994).

No contexto geológico, o quaternário é o período que, por ser o mais recente, comporta os terrenos, ou as camadas, não consolidados ou não endurecidos, pelos processos da diagênese. São as “formações superficiais” que recobrem, quase por toda parte, as estruturas rochosas mais antigas e consolidadas. Seu estudo tem sido descurado pelos geólogos até poucas décadas atrás. Porém, no momento, com as preocupações de caráter ambientalista, há um interesse crescente no seu conhecimento.

As glaciações

O quaternário é considerado “a idade do gelo”, por ter sido atingido por várias glaciações, que espalharam suas grandes geleiras, as quais teriam

ocupado, aproximadamente, um terço das superfícies continentais do planeta. Mais precisamente, as glaciações constituíram um fenômeno exclusivo do pleistoceno (dentro da era mesozóica).

Curiosamente, as grandes calotas de gelo (inlandsis) que se instalaram no hemisfério Norte, não tiveram seu foco de irradiação no pólo Norte. Segundo Dunbar (1960), existiram três grandes "ice-sheets" (inlandsis) em torno desse pólo, com centros na baía de Hudson, no mar Báltico e na Sibéria Oriental. A Groenlândia, que hoje é um bloco glaciário remanescente, teria formado um bloco secundário, anexo ao inlandsis canadense. No hemisfério Sul, a Antártida está nas mesmas condições, embora seja um bloco bem maior e mais centralizado no pólo. Como vivemos numa época pós-glacial, mais quente, a Groenlândia e a Antártida - os grandes inlandsis da atualidade - são considerados "sobrevivências" climáticas da última fase glacial. Elas mantêm suas enormes calotas de gelo em função do frio intenso e permanente e à evaporação quase nula; é o "gelo morto", no dizer dos glaciologistas.

Na América do Norte, com centro na baía de Hudson, as glaciações estenderam-se por todo o Canadá, avançando para o sul (Estados Unidos), e ficando limitadas pelos atuais rios Missouri e Ohio. Foram quatro glaciações: Nebraska, Kansas, Illinois e Wisconsin, separadas entre si por períodos interglaciários, mais quentes. Com a retração e a extinção da glaciação de Wisconsin, formou-se a baía de Hudson, a planície canadense e os incontáveis lagos, que se alinham, em vasta diagonal, desde o Grande Lago do Urso (Canadá) até o lago Michigan (Estados Unidos). Inúmeros rios drenam a planície canadense, dirigindo-se para a baía de Hudson e para o litoral setentrional do Canadá. Os Grandes Lagos da América do Norte são o notável legado geográfico que as glaciações pleistocênicas deixaram para o mundo atual, especialmente para os países que deles se assenhorearam.

No continente europeu ocorreram, da mesma forma, quatro glaciações: Gunz, Mindel, Riss e Wurm, separadas entre si por períodos interglaciários. São contemporâneas das glaciações da América do Norte, e com as quais tem certa correlação cronológica. Com centro no mar Báltico, elas estenderam-se para sudoeste, sul, sudeste e leste, cobrindo enormes áreas. Seu limite meridional passava pelo sul da Grã-Bretanha, Bélgica, Holanda, centro da Alemanha e Polônia. Com a extinção da glaciação de Wurm, a geografia física da Europa do Norte e do Noroeste ganhou novos contornos, com o surgimento do mar Báltico e seus anexos, do mar do Norte, do mar

da Irlanda, dos fiordes da Noruega, da planície Germano-Polonesa e dos milhares de lagos espalhados pela Suécia, Finlândia e Rússia. Nos Alpes instalou-se uma geleira de menores proporções, beneficiadas pela altitude, que entalhou as bacias lacustres existentes na Suíça e na Itália. No sul da Alemanha, entre os Alpes e o maciço da Floresta Negra, em 1930, foi reconhecido aquele que é considerado o mais antigo estágio glaciário do pleistoceno: a glaciação de Donau (Danúbio).

Durante o holoceno, após a retirada das últimas glaciações, com as geleiras ficando confinadas às cordilheiras e aos arquipélagos subpolares, à Groenlândia e à Antártida, instalou-se um novo quadro fisiográfico, que os geógrafos chamam de "domínio periglaciário". Esse domínio, que se estende pelas zonas temperadas e subpolares, está repleto de marcas (sobrevivência) deixadas pelas últimas glaciações, mas que, aos poucos, vão sendo retrabalhadas pelos processos morfoclimáticos inerentes ao meio periglaciário.

O degelo, em larga escala, das glaciações de Wisconsin e de Wurm provocou o eustatismo positivo em todos os oceanos. E como consequência imediata desse fenômeno, ocorreu a glacioisostasia positiva na península Escandinava (Fenoscândia) e a transgressão flandriana no resto do planeta. A glacioisostasia positiva teve lugar à medida que o inlandsis escandinavo perdia volume e se retraía, até desaparecer; por esse motivo, os terrenos subjacentes à grande geleira, aliviados do seu enorme peso, começaram a erguer-se, lentamente; a prova geomorfológica desse processo tectônico, na região, é o "strandflat" - uma extensa plataforma de abrasão marinha, com várias dezenas de quilômetros de largura, que se justapõe ao recortado litoral ocidental da Noruega. Já a referida transgressão flandriana, de abrangência mundial, continua atuando (ou influenciando) nos dias atuais, tendo ocasionado o surgimento de inúmeros acidentes geográficos, como fiordes, "rias", estuários, recifes e planícies litorâneas.

PALEOCLIMAS.

São climas do passado geológico recente, que influíram eficazmente na elaboração das formas de relevo, presentes ainda hoje na paisagem. As glaciações, em alternância com períodos interglaciários, proporcionaram paleoclimas contrastantes, que se alternaram repetidas vezes durante o pleistoceno, e que se prolongaram até o presente. A essas repetidas

alternâncias de clima deu-se o nome de “flutuações paleoclimáticas” ou “oscilações paleoclimáticas”. As zonas de altas e médias latitudes foram diretamente atingidas pelo fenômeno, especialmente no hemisfério Norte, pois as geleiras, de grande extensão e espessura, deixaram expressivas marcas na paisagem, com vales em U, numerosos lagos, depósitos glaciários, além dos depósitos fluvioglaciários e glaciolacustres e formações de loess. Posteriormente, surgiram feições ligadas a processos de meio periglaciário (gelivação, solifluxão, etc.), de menor expressão morfológica. Nos períodos interglaciários, mais quentes, as formas de relevo deixadas pelas grandes geleiras passaram a ser remodeladas por outros processos morfoclimáticos, ligados sobretudo às ações pluvial e fluvial, e à atuação do escoamento superficial em todas as suas formas (“run off”). Com o advento de outra glaciação, o ciclo se fechava e a paisagem novamente se transformava.

Por seu turno, as zonas intertropical e subtropical sofreram influências indiretas das glaciações e períodos interglaciários, do hemisfério Norte. Nelas, as flutuações paleoclimáticas passaram a ser regidas pela “pulsção” dos oceanos, ora subindo ora descendo de nível, ocasionando as regressões e as transgressões marinhas, também alternadas. As transgressões implicavam em extensos afogamentos dos litorais baixos, do mundo todo, e as regressões causariam, ao contrário, o exondamento de vastos trechos litorâneos. Essas mudanças paleogeográficas das orlas continentais teriam, naturalmente, repercussões importantes nos mecanismos climáticos, com abrangência global. À ocorrência de uma glaciação, nas altas e médias latitudes do hemisfério Norte, correspondia uma regressão marinha, nas baixas latitudes, com suas seqüelas climáticas; e quando sobrevinha o período interglaciário seguinte, acontecia uma transgressão marinha, nas suas respectivas latitudes. É oportuno lembrar que as transgressões e regressões marinhas fazem parte ou são consequência do mecanismo do eustatismo, mais precisamente, do glacioeustatismo, e que têm um alcance geral. As flutuações paleoclimáticas, nas baixas latitudes, assim se processaram: a) glaciações - provocaram as regressões marinhas, que, por sua vez, causaram o recrudescimento da aridez e a desertificação do clima; b) períodos interglaciários - provocaram as transgressões marinhas, que, por seu turno, causaram o umedecimento do clima, com a intensificação das precipitações. Portanto, nessas latitudes, os climas alternaram-se do seco para o úmido e vice-versa.

Parece ter ficado bem claro que as flutuações paleoclimáticas, no quaternário, evidenciaram a vigência de um gigantesco balanço hídrico,

que comandou a dinâmica atmosférica, repercutindo na composição dos climas do nosso planeta. Mesmo que um clima tenha sido substituído por outro, bem diferente, ele deixa marcas tanto no relevo como nos solos, e até mesmo na vegetação: tais são as "reliquias", "heranças" ou "sobrevivências" paleoclimáticas.

Thornbury (1954) revelou que, em muitas regiões que hoje tem drenagem endorreica, existiram lagos de água doce, e que, pelo menos 98 das 126 bacias fechadas, no oeste dos Estados Unidos, abrigaram lagos pleistocênicos. Uma das regiões que, certamente, pode ser incluída nessas condições é a bacia do lago Eyre, na Austrália, atualmente reduzida a um grande pântano salino. Na mesma linha de pensamento, também o mar de Aral - que no mioceno esteve unido aos mares Cáspio e Negro - vem "encolhendo", com suas margens se contraindo, devido ao escasso suprimento de águas fluviais que chega até ele, em consequência do clima ter-se tornado bem mais seco na época pós-glacial (holoceno).

No Saara - imenso deserto tropical - que é a maior expressão da aridez no planeta, existem inúmeros vestígios de um clima mais úmido, no passado recente. E.-F. Gautier, ex-professor da Universidade de Argel, escreveu: "l'oscillation dont les traces sont les plus apparentes concerne la période qui précède immédiatement la nôtre, celle que les géologues appellent quaternaire; elle porte, aussi chez nous un surnom populaire, celui le période quaternaire. Dans l'Afrique Septentrionale, la latitude est trop basse pour que les glaciers aient pu se développer. Mais en Afrique comme chez nous le climat quaternaire a été beaucoup plus humide que l'actuel. Ici comme là les fleuves actuels sont des nains perdus dans des valles qui ne sont plus à leur taille parce qu'elles ont été creusées par des ancêtres gigantesques" (1950). E mais adiante: "à l'époque géologique immédiatement antérieure à la nôtre, au quaternaire, il y eut au Sahara, comme en Europe, une vive oscillation de climat dans les sens de l'humidité. Des grands fleuves sillonnèrent le Sahara sans avoir pourtant la force d'arriver à la mer" (idem, 1950). Nesse seu livro, Gautier refere-se a alguns pontos do grande deserto, onde há vestígios morfológicos e biológicos de paleoclimas mais úmidos. Entre outros casos, servem de exemplo os extensos "ueds" (rios temporários) que se irradiavam do maciço de Hoggar no sul da Argélia, hoje praticamente inativos. E também a extensa depressão de Bodelê (Chade), onde se aloja o lago Chade; esse lago africano, conforme atestam algumas pesquisas, teria ocupado uma área bem maior no passado recente; hoje é um lago residual e de margens imprecisas.

“Ao contrário do que muitos pensam, os ambientes intertropicais são aqueles que podem apresentar os maiores contrastes climáticos, paisagísticos e ambientais. Daí a infinidade de variações importantes sofridas por tais áreas por ocasião das flutuações climáticas de âmbito universal que caracterizam o quaternário” (Ab’Saber, 1957). Na zona equatorial da América do Sul, sob climas megatérmicos superúmidos, estende-se a floresta Amazônica - uma floresta ombrófila, perenifólia, densamente estratificada - que domina uma planície predominantemente sedimentar, de solos, em geral, muito pobres. Sua vastidão e sua monotonia paisagística, assim como sua rica biodiversidade, impressionaram a todos quantos a visitaram. Há milênios ela sobrevive às custas de seus próprios recursos, numa dupla reciclagem: de água (precipitações/evapotranspiração) e de nutrientes. Constitui um ecossistema gigantesco, desdobrado em numerosos meso e microecossistemas. Sua flora e sua fauna, riquíssimas, compõem uma biota que vem desafiando a pertinácia dos pesquisadores, desde Alexandre Rodrigues Ferreira (1755-1815).

Diversas pesquisas realizadas na Amazônia, usando metodologias e técnicas distintas, trouxeram importantes subsídios ao tema, todas convergindo para a idéia das flutuações paleoclimáticas quaternárias. Ficou patente que os terrenos da Amazônia brasileira, em vários lugares, deixam à mostra evidências de paleoclimas bem mais secos do que o clima atual. Além dos terrenos, também a vegetação e os resíduos de matéria orgânica recente (carvão vegetal), incorporados ao solo, testemunham essas mudanças climáticas. Um caso a ser lembrado são os campos do Amapá, muito pobres, assentados sobre solos arenosos e fortemente laterizados, sob condições climáticas de elevada pluviosidade; assim, onde deveria estar a floresta, estão os campos. No Estado de Roraima há extensos aplainamentos (pediplanos), com “inselbergs”, capeados por crostas limoníticas, que testemunham períodos bem mais secos do que o atual. Na ilha de Marajó, nas imediações de Belém e no Baixo Amazonas, existem terraços mantidos por espessas crostas lateríticas; o mesmo ocorre com os morros tabuliformes presentes nos municípios de Almeirim, Alter do Chão e Santarém. Todos esses fatos são indicativos de paleoclimas mais secos, outrora vigorantes na região. O mosaico floresta-campos cerrados, de certa forma, reflete o estágio atual de competição pelo espaço geográfico. Pelo que se conhece das flutuações paleoclimáticas na região amazônica, os períodos úmidos são representados por sedimentos finos, terrenos silticoargilosos, cobertos por florestas densas; e os períodos secos, por campos de dunas, cascalheiros inumados (“stone

lines”) e terrenos arenosos misturados com crostas lateríticas, cobertos por vegetação campestre (cerrado, campinas, etc.) e mesmo sem qualquer cobertura vegetal. Todavia, hoje, em função da sucessão vegetal, espessos mantos de areia pura já se acham cobertos por floresta baixa, fato que pode ser constatado nos estados do Amapá e Roraima.

As formações superficiais

Denominam-se “formações superficiais” todos os tipos de terrenos, de idade quaternária, que recobrem estruturas rochosas mais antigas. São materiais de consistência tenra, não consolidados, que oferecem muito pouca resistência aos processos de desnudação. Quando recobrem as vertentes do relevo são, também, chamadas de “depósitos de vertentes”. Sua origem e sua natureza, assim como os agentes e processos que as formaram, são muito variados, e dependem, em grande parte, das condições reinantes nas zonas e domínios morfoclimáticos. Tudo o que estiver abaixo delas pode ser considerado embasamento (“bedrock”), qualquer que seja a sua origem e a sua idade. Geneticamente, podem resultar da ação do intemperismo (ou meteorização), da pedogênese, dos movimentos de massa, da erosão e da deposição (ou sedimentação) - os chamados “processos morfoclimáticos”.

O intemperismo desintegra as rochas, cria novos materiais, aprofunda os solos e, como resultado, forma-se o manto de decomposição, constituído de partículas diversas. Porém, assentados sobre as vertentes, em estado de desequilíbrio, tais sedimentos ficam à mercê dos movimentos de massa e do escoamento superficial (“run off”) que irão modelar as encostas e criar os depósitos de vertentes. Os geólogos e geomorfólogos consagraram o termo “regolito” para designar a camada inteira de sedimentos quaternários, que recobre as rochas e camadas de idades mais antigas. A erosão e a sedimentação, de conformidade com os seus agentes (água, gelo, vento, etc.), criam formas de relevo e depósitos sedimentares característicos, cuja aparência ou aspecto denunciam a sua facies, caráter indicativo do seu ambiente de sedimentação (fluvial, marinho, glaciário, eólico, etc.).

No domínio glaciário há que se distinguir dois tipos principais de geleiras: as geleiras regionais ou “inlandsis” e as geleiras locais ou de montanha. Ambos os tipos deixam depósitos heterométricos, sem triagem e sem estratificação, chamados “till”, que recobrem as planícies glaciárias e os

fundos dos vales. Sua espessura é variável. Produzem formas de relevo conhecidos por morainas (ou morenas) e "drumlins". Os depósitos deixados pelas geleiras não têm seleção de materiais, nos quais se misturam, de modo caótico, argila, silte, areias, seixos e blocos; também não apresentam estratificação. Nas extensas planícies glaciárias do Canadá e da Finlândia, milhares de lagos ocupam as pequenas depressões encravadas nas morainas de fundo: são a sede de futuros depósitos glaciolacustres. Quando os inlandsis começam a derreter-se, as águas de fusão penetram nas fendas do gelo ("crevasses"), e outras cavidades, indo formar as torrentes subglaciárias, que depositam suas cargas na forma de depósitos alongados, chamados "eskers" ou "terraços de kame", conforme a sua posição no relevo da região. São depósitos fluvioglaciários, com uma estratificação incipiente. Nos vales de montanhas, o "till" (morainas) ocorre sob a forma de grandes amontoamentos de detritos rochosos, de granulometria variada, não raro muito grosseiros. O abandono de grandes áreas, por parte das geleiras, ainda em condições climáticas muito frias, abre caminho para uma morfogênese baseada na alternância anual de congelamento-degelo, que caracteriza o domínio periglaciário. Nessa fase, novos processos (gelivação, crioturbação, solifluxão, erosão fluvial) passam a remodelar os depósitos e as formas de relevo deixados pelas geleiras.

Nas zonas áridas - tropicais, temperadas e litorâneas - devido à ausência ou extrema escassez de cobertura vegetal e de umidade do solo, a ação do vento torna-se muito eficaz. São ventos intensos, capazes de movimentar grandes volumes de areia, que vão se acumular nas planícies e nas depressões dos desertos. Essas areias formam extensos campos de dunas, que se espalham por centenas de quilômetros quadrados - os famosos "ergs" do deserto do Saara. Agitando as areias, os ventos remodelam as dunas, sem que elas saiam do lugar; outras movimentam-se a curtas distâncias. Como agente geológico, eles realizam um trabalho altamente seletivo, poupando os fragmentos grandes e transportando as partículas menores (areias, argila), levando-as para longe do seu lugar de origem. Nas dunas, a ação eólica produz uma estratificação cruzada peculiar, que pode ficar consolidada por uma possível diagênese das areias. Em algumas depressões formam-se depósitos sedimentares, em complemento aos pedimentos, constituídos por detritos grosseiros, como seixos subangulosos e areias grossas - são as "bajadas", no centro das quais podem formar-se pequenos lagos temporários, as "playas", onde há forte concentração de soluções salinas e evaporitos.

Varrendo as superfícies desérticas, os ventos levantam poeiras finíssimas, que são levadas para bem longe, onde, sob outros climas, precipitam-se para formar o "loess", que é um depósito de sedimentos finos, silticoargilosos, compacto mas não estratificado, poroso, friável e de coloração amarelada. Apresenta estrutura colunar ou prismática, e chega a ter mais de 30 metros de espessura; na China, onde é mais desenvolvido, chega a ter 90 metros. Além do silte e da argila, entram na sua composição partículas de quartzo, micas, feldspato, piroxênio e outros minerais, todas inalteradas. É um tipo de depósito resultante do trabalho dos ventos, que varrem os sedimentos finos dos desertos e os transportam até às latitudes médias, um pouco mais úmidas. A poeira, retirada dos desertos tropicais, vai depositar-se nas estepes, nas pradarias e mesmo em áreas de florestas temperadas. Os depósitos de loess têm espessura variada, formando um manto sedimentar irregular, que recobre colinas e vales, aflorando em barrancas de rios, onde forma taludes verticais. O loess não chega a criar formas características, mas pode alterar substancialmente as formas recobertas, remodelando colinas, vales e planícies. Submetido à pedogênese, produz solos muito férteis, mas vulneráveis à erosão acelerada, e mesmo à erosão fluvial, que chega a entalhar neles verdadeiros "canyons". Tem ampla distribuição geográfica nas latitudes médias do hemisfério Norte, estendendo-se, grosso modo, de 30 a 50°L. Suas maiores áreas estão localizadas na China, na Europa e nos Estados Unidos; ocorre, também, no Pampa argentino. Alguns autores assinalaram a sua origem glaciária, em que os ventos teriam varrido e remanejado os sedimentos finos das morainas e dos depósitos fluvioglaciários, situados na orla das antigas geleiras pleistocênicas. Portanto, os sedimentos do loess teriam uma dupla origem: desértica e glaciária.

Os cursos d'água (rios, córregos, etc.), inclusive os de regime temporário (ueds), depositam no seu leito e nas suas margens, uma carga detrítica volumosa - as aluviões - que acabam por construir planícies aluviais, frequentemente ladeadas por terraços fluviais, pleistocênicos ou pliocênicos. Esses terraços, a cavaleiro das planícies contíguas, representam os níveis mais altos e mais antigos da planície; em outros termos, esses terraços são o testemunho da existência de planícies mais antigas, que foram entalhadas pelo curso fluvial. Os rios, de canais meândricos ou anastomosados, por épocas de suas cheias, acrescentam às planícies, anualmente, novas camadas de aluviões. Desembocando das montanhas, algumas torrentes e alguns rios torrenciais depositam sua carga detrítica no piemonte, lateral-

mente com relação ao rio principal; são grandes massas de sedimentos grosseiros, depositados em declive relativamente acentuado, que vão formar os leques aluviais. Nas planícies, as águas correntes, em canais múltiplos, ramificados ou entrelaçados, selecionam os sedimentos por calibre (tamanho), conforme a sua competência, acabando por depositar camadas ou lentes sedimentares, de argila, de silte, de areias e de seixos. O cascalho é um depósito fluvial, heterométrico, de espessura variável, no qual predominam seixos de diferentes tamanhos e graus de arredondamento; com frequência mantém baixos terraços, com depósitos de origem climática (terraços climáticos), relacionados a climas mais secos do que os atuais. As estruturas primárias das camadas aluviais exibem vários padrões de estratificação, refletindo a dinâmica das águas que as produziram. Ao atingir o litoral, se as condições forem propícias, os rios podem construir deltas, com sua estrutura clássica (camadas de fundo, de frente e de topo).

O litoral é uma complexa interface entre os continentes e os oceanos. Os sedimentos continentais, na sua maior parte transportados pelos rios e pelas geleiras de vale, ao atingirem o litoral, são redistribuídos ao longo da orla litorânea, onde irão formar depósitos e construir formas de relevo. Já sob a influência global da transgressão flandriana, os movimentos das águas oceânicas, além do seu trabalho erosivo (abrasão marinha), cada um a seu modo, realizam a deposição dos sedimentos. Os trechos litorâneos muito recortados vão sendo, progressivamente, retificados pela contínua acreção de sedimentos. As planícies litorâneas são o estágio final de um processo evolutivo, no qual os cordões litorâneos (restingas) ocupam lugar de destaque. Eles são formados pelas derivas litorâneas, que, ao tangenciar a linha de costa, depositam os sedimentos arenosos nos seus pontos mortos, de menor movimentação das águas. Uma vez formadas, sua face externa é remanejada pelo vaivém das ondas do mar, dando origem às praias; na sua maioria, elas são arenosas, mas podem conter leitos de seixos achatados. No litoral amazônico há extensos trechos de praias de lama. Nos estuários, nas baías, nos canais internos e em outros lugares de águas tranquilas, o lento movimento de fluxo e refluxo das marés contribui para a deposição da vasa - uma lama orgânica e escura que forma os manguezais, com seu ecossistema característico. Nos trechos litorâneos retilíneos e muito arenosos, batidos por ventos constantes, acumulam-se feixes de dunas, que, frequentemente, passam a ser colonizadas pela vegetação psamófila.

Embora seja um processo tectônico, o vulcanismo contribui, também, com sua parcela na composição dos terrenos quaternários. Devido à sua

elevada fluidez, as lavas basálticas escorrem facilmente e, aos poucos, resfriam-se e endurecem, originando o basalto, rocha abundante no Havaí e na Islândia. Entretanto, sendo uma rocha sólida, o basalto, mesmo sendo quaternário, não é considerado como uma "formação superficial". Já os vulcões mais explosivos expõem grande quantidade de materiais piroclásticos (fragmentos vulcânicos) ou "tefra", como os blocos, as bombas, os "lapilli" e as cinzas, que recobrem as encostas e vales próximos à cratera. Os detritos piroclásticos chegam, em certos casos, a construir montes cônicos, conhecidos por "cones de cinzas", os quais não chegam a ultrapassar 300 metros de altura. Quando as encostas íngremes de um vulcão são recobertas por camadas de poeiras e cinzas, há a possibilidade do desencadeamento de uma corrida de lama, de efeitos desastrosos. Esses detritos finos descem torrencialmente pelas encostas e vales, após terem sido encharcados por alguma chuva forte, ou pela rápida fusão das neves em contato com o calor vulcânico. Um fenômeno desse tipo destruiu, em 1985, a pequena cidade colombiana de Armero (23.000 habitantes), localizada na base do vulcão Nevado del Ruiz. Os resíduos mais finos e voláteis, as poeiras, são lançadas a grandes altitudes, indo precipitar-se em lugares remotos, muitas vezes em outros continentes. Submetidos ao intemperismo, os materiais vulcânicos decompõem-se rapidamente, produzindo solos de grande fertilidade.

Recobrando as vertentes de colinas, morros e vales, o regolito se apresenta como um manto detrítico pouco espesso, mas de extrema importância para nossa civilização, pois ele contém os solos - um recurso natural inestimável. O regolito é uma camada de material detrítico que recobre a rocha nua inalterada ("bedrock"); tanto pode ser o manto de intemperismo que capeia os morros e as vertentes, como as diferentes categorias de depósitos quaternários analisados acima. Em ambos os casos ocorre a atuação da pedogênese, que engendra os solos. O intemperismo e a pedogênese, num trabalho ao mesmo tempo simultâneo e seqüencial, transformam radicalmente as rochas e os depósitos subjacentes numa massa detrítica, que será o suporte para a formação do solo. (A nosso ver, a noção de regolito implica na formação do solo e na sua existência. Assim, por exemplo, uma duna móvel do deserto, recentemente formada, com suas areias esvoaçantes, é um mero depósito, mas não é um regolito; mas, se já tiver um resquício de solo no seu dorso (regossolo), então começa a ser um regolito incipiente). O intemperismo, no seu lento trabalho de desintegração das rochas, vai, progressivamente, criando um material alterado, em

que os minerais primários das rochas transformam-se em outros minerais (argilas), ou se desfazem em partículas menores (grãos de areia, palhetas de mica). Esse material, oriundo diretamente da decomposição das rochas, e que permanece *in situ*, sem qualquer deslocamento, chama-se elúvio ou saprolito. Trata-se de um material de aparência diversa, mas que, em muitos casos, preserva a estrutura original da rocha matriz. Particularmente, conhecemos boas exposições de elúvio no município de Votorantim (Jardim Archilla), em que o granito se decompõe “a olhos vistos”. Depois de bem decomposto, e mais evoluído, o elúvio transforma-se em solo, ao menos superficialmente. O binômio elúvio-solo é o mais conhecido (e reconhecido) caso de regolito.

Nas encostas dos morros e nas vertentes dos vales, por força da ação da gravidade e de certos processos (reptação, solifluxão, avalanches, “run off”), o material eluvial, em situação de equilíbrio precário, começa a deslocar-se para baixo, organizando uma outra estrutura; forma-se, então, o “colúvio”. Por definição, o elúvio é o material detrítico intemperizado, que não se deslocou do seu lugar de origem; e o colúvio é o mesmo material eluvial que desceu encosta abaixo. Também sobre o colúvio forma-se o solo, produzindo um outro tipo de regolito: colúvio-solo. O colúvio é um depósito de vertente, heterométrico, com predominância de detritos finos, sem triagem e com estratificação indefinida, geralmente inexistente, de materiais soltos e não consolidados, de idade quaternária, que recobre as seções média e inferior das encostas. Deslocando-se ladeira abaixo, ora lenta ora bruscamente, esse material heterogêneo vai se acumulando na base das vertentes, atenuando a sua angulosidade. Apresenta espessura irregular, aumentando gradualmente de cima para baixo. Nos lugares onde o relevo apresenta montanhas, ou morros muito abruptos, de forte declividade, o colúvio aparece sob a forma de “depósito de tálus”, depositado no ângulo de contato entre a vertente e a superfície imediatamente abaixo. Os detritos rochosos, conforme o caso, aí chegam arrastados pelas avalanches, ou pela queda individual de fragmentos de rocha, que se desprendem do alto dos morros. “Nas regiões cristalinas tropicais e subtropicais, os depósitos de tálus têm sua origem ligada aos desmoronamentos do regolito de vertentes muito íngremes e à queda de lajes de exfoliação mais ou menos espessas, produzidas pelos grandes paredões nus. Uma vez depositados no tálus, os fragmentos tendem a ser decompostos e colonizados pela vegetação” (Mousinho e Bigarella, 1965). À guisa de exemplo, no maciço da Tijuca e na serra dos Órgãos (RJ), os depósitos de tálus são recobertos pela Mata

Atlântica, junto ao pé dos penhascos rochosos. Neste caso, nota-se um grande contraste entre os rochedos extremamente íngremes e desnudos, e a base dos morros com regolito espesso e revestida com mata tropical densa.

Em grande parte dos regolitos de regiões tropicais úmidas, recobrimo morros e colinas - na condição de depósitos de vertentes - ocorrem cascalheiros soterrados, conhecidos por "stone lines", "linhas de pedras" ou "paleopavimentos detríticos". São considerados uma modalidade de colúvio, que suscitaram polêmicas entre os geomorfólogos, a partir da década de 1950 (1956-57). Tais depósitos ocorrem sob a forma de leitos de calhaus e de seixos subangulosos, de quartzo e de quartzito, e fragmentos de limonita, cuja espessura varia desde poucos centímetros a pouco mais de um metro, e situados em profundidades de um a três metros, assentando-se ora sobre o elúvio ora sobre o colúvio. Numa mesma "stone line", a espessura costuma variar, chegando a anular-se. Sua posição subsuperficial acompanha mais ou menos a linha da topografia, sendo invariavelmente recoberta por um manto coluvial de detritos finos. Os paleopavimentos detríticos, na atualidade, são interpretados como depósitos torrenciais, formados por enxurradas possantes, em fase de climas áridos ou semi-áridos; já o manto coluvial, que os recobre, teria se depositado sob condições de climas úmidos.

Os chamados "solos eluviais" formaram-se diretamente sobre o manto de intemperismo (elúvio), representando este o seu horizonte C. Em situação diversa, outros solos desenvolveram-se sobre colúvios, envolvendo inclusive as "stone lines". Analisando as formações superficiais do território paulista, Ab'saber (1969) sustentou que, "na maior parte dos casos, os horizontes A e B estão acima das "stone lines", sendo que o horizonte C tanto pode iniciar-se acima e prolongar-se abaixo, como também localizar-se inteiramente abaixo dos paleopavimentos"; o referido autor também afirmou que "aparecem horizontes B abaixo dos cascalheiros subsuperficiais".

Cientificamente, entende-se por SOLO uma camada superficial e delgada da crosta terrestre, composta por partículas minerais, matéria orgânica decomposta (*humus*), organismos vivos, água e ar intersticiais. Verticalmente, ele apresenta uma sucessão de camadas, com propriedades específicas, chamadas "horizontes", cujo conjunto constitui o seu "perfil". Essas propriedades, que servem como critérios de classificação, são: cor, estrutura, textura (granulometria, classes texturais), consistência, porosidade, pedregosidade, concrecionamentos, reação do solo (pH), etc. Os horizontes são identificados e referidos pelas letras A, B e C, cuja horizontalização é marcada de cima para baixo, ou da superfície para dentro. O horizonte G

(gley) - quando existe - indica uma camada permanentemente saturada (água), situada abaixo dos horizontes A e B. *Lato sensu*, pedogênese é um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos, que resulta na formação dos solos, sobretudo o intemperismo, a lixiviação e a incorporação da matéria orgânica morta (humificação). Os horizontes C e A são os primeiros a se formar, e o horizonte B pode até estar em falta. A espessura dos solos é muito variável, sendo que, na maioria dos casos, não ultrapassa dois metros. Os tipos climáticos da Terra, influenciando diretamente na pedogênese, determinam a existência de alguns regimes pedogênicos, como a podzolização, a laterização, a calcificação, a gleização e a salinização. Ao longo do século XX houve numerosas tentativas de classificação dos solos, em vários países, inclusive no Brasil. Atualmente, uma das classificações mais utilizadas é a da Seventh Approximation, do Soil Survey Staff 1960 (U.S.A.).

Em alguns grupos de solos, conforme o seu estágio evolutivo, nota-se a existência de concrecionamentos, e mesmo de crostas bem desenvolvidas, as quais os autores de língua inglesa chamam, genericamente, de "duricrusts". São camadas de material endurecido, irregulares, em forma de crostas (pedras), que se formam no interior de alguns tipos de solos, causadas pelo intemperismo, pela lixiviação e pela capilaridade, com graus variáveis de participação nesses processos de couraçamento. Conforme os materiais de que são formadas, elas apresentam consistência, dureza e cores diferentes; esses materiais têm muito a ver, também, com a rocha matriz, o regime pedogênico e o tipo climático zonal. Por se situarem no corpo do solo, basicamente no horizonte B, elas possuem espessuras que variam desde alguns centímetros até uns poucos metros, conforme o caso.

O termo "duricrust" foi criado em 1927, por W.G. Woolnough, servindo para designar todos os tipos de crostas pedológicas, como laterita, bauxita, caliche, etc. No início deste século, G.W. Lamplugh propôs a adoção dos termos "ferricrete" e "calcrete", para as crostas ferruginosas e calcárias, respectivamente. Nos solos do grupo podzol formam-se, no horizonte B, concreções argilosas cimentadas por óxidos de ferro (limonita), chamadas "ortstein". Qualquer que seja o seu tipo, ou a sua composição química, as "duricrusts" representam um elemento de empobrecimento dos solos, dificultando até mesmo o seu aproveitamento agrícola. Noutra perspectiva, em certos tipos de relevo, essas crostas, por serem mais resistentes à erosão, protegem-no contra ela, preservando superfícies aplainadas e morros tabuliformes (mesas). Há vários exemplos do fato na África, na Austrália e

no Brasil. No norte do Piauí, a constância das couraças lateríticas no solo funciona como camada impermeável, dificultando a infiltração das águas pluviais, e originando a criação de algumas lagoas temporárias.

Os autores de língua inglesa consideram os seguintes tipos principais de "duricrusts": ferricrete (laterita), alcrete (bauxita), calcrete (caliche) e silcrete (sarsen).

A laterita (ferricrete, plintita) é uma crosta ferruginosa, que se forma nos solos das regiões tropicais úmidas, com nítida estação seca (clima de savana), a qual possibilita a oscilação do nível hidrostático, ao longo do ano. Esse nível de água subterrânea (lençol freático) regula o mecanismo geoquímico de sua formação. A laterita é um subproduto do intemperismo, em que a sílica e as bases (sódio, cálcio, magnésio, potássio) são dissolvidas e "exportadas", mediante lixiviação, restando *in loco* os hidróxidos e ferro e de alumínio, produtos residuais e insolúveis, que vão se acumulando no horizonte B do solo. Essa concentração é progressiva, iniciando-se com as concreções (nódulos) de argilas lateríticas; num segundo estágio, elas se agregam para formar uma camada, de consistência ainda tenra, chamada "carapaça"; esta, ao ser exposta ao calor dos raios solares, endurece, sendo então conhecida por "couraça" ou crosta laterítica. As couraças ferruginosas, assim formadas, podem ser tanto de idade quaternária como de idade terciária, constituindo-se num verdadeiro paleossolo. O regime pedogênico formador dessa crosta é a laterização. A crosta laterítica, situada na superfície do terreno, tem a capacidade de funcionar como um manto protetor em relação aos solos e rochas subjacentes, face à desnudação. Sendo um material mais consistente, resiste por mais tempo aos ataques da erosão, pondo em destaque alguns morros residuais, no conjunto da topografia circundante. Tal fato pode ser comprovado no baixo Amazonas, entre Prainha e Almeirim, e no baixo Tapajós, entre Belterra e Santarém. No Brasil, sobretudo nos estados de Minas Gerais e São Paulo, ela é conhecida pelos nomes populares de "tapanhoacanga", "tapiocanga" ou simplesmente "canga". Nos países guineanos (África Ocidental), é conhecida por "bowal" – termo tirado da linguagem peul, e bastante divulgado pelos pedólogos e geógrafos europeus.

A bauxita (alcrete) é uma crosta aluminosa que, em linhas gerais, tem a mesma origem geoquímica da laterita, resultando do intemperismo de rochas silicatadas, ricas em alumina, sob condições de clima tropical. Na sua origem, os hidróxidos de alumínio se concentram, endurecendo-se, até formar um material consistente, terroso e leve, de cor pardacenta: a bauxita.

Na Amazônia, sobretudo no Estado do Pará - onde há enormes jazidas - o processo de bauxitização deve ter se iniciado no pleistoceno, persistindo até hoje, devido às condições favoráveis de clima, relevo, hidrogeologia, etc. Considerada o único minério de alumínio, ao ser beneficiada, produz a alumina, que é a substância básica para a produção desse metal.

A caliche (calcrete) é uma crosta calcária ou carbonática, que tem um desenvolvimento semelhante ao da laterita. No interior do solo formam-se pequenos nódulos (concreções) cálcicos, que aumentam de volume e agregam-se a outros nódulos, até formarem camadas endurecidas, de aspecto compacto, nodular ou alveolar, chegando a ter vários metros de espessura. Supõe-se que a caliche tenha outros processos de formação. No geral, considera-se a calcificação o regime pedogênico sob o qual ela se forma. Porém, qualquer que seja a sua gênese, é um produto do solo formado em condições de aridez e semi-aridez, fazendo parte integrante do domínio morfoclimático dos desertos tropicais.

A "sarsen" (silcrete, "sarsenstone", "greywether") é uma crosta silicosa, muito dura e de origem controvertida. Segundo Twidade (1976), os estudos a seu respeito ainda não são conclusivos. Na Austrália, onde sua ocorrência é freqüente, sua idade é atribuída ao terciário e ao quaternário. Não temos informação sobre sua existência no Brasil.

Além desses quatro tipos principais de "duricrusts", outros poderiam ser acrescentados, como a "gipscrete" (de gipsita ou gipso), e a "salcrete" (de sal-gema ou halita), mas suas ocorrências são mais restritas, assumindo menor importância geográfica; ambas ocorrem em regiões áridas. Nos solos do grupo podzol, nas latitudes médias do hemisfério Norte, formam-se crostas argilosas cimentadas com limonita, denominadas "ortstein" ou "hardpan".

Conclusão

As formações superficiais, de natureza geológica diversificada, têm sua importância econômica ligada à extração de algumas matérias-primas minerais e alguns materiais de construção, e em especial, ao melhor conhecimento científico dos solos e seu aproveitamento agrícola. As aluviões oferecem abundância de areias e seixos, como materiais de construção. As areias são também usadas nas indústrias de vidro e de abrasivos. A argila presta-se como matéria-prima de artigos de olaria e de cerâmica, na produ-

ção de telhas, tijolos, manilhas, louça e porcelana. O caulim, um tipo de argila branca, derivado da decomposição de feldspatos e outros minerais silicatados, é a matéria-prima nobre para a fabricação da melhor porcelana. Os depósitos aluviais, sobretudo os cascalhos, podem conter, ainda, cassiterita, diamantes e ouro aluvional. A bauxita é o único minério de alumínio, um metal essencial para a indústria moderna. A laterita (canga), que tanto empobrece alguns solos brasileiros e africanos, foi muito empregada como material de construção no meio rural, e mesmo urbano, dos estados de Minas Gerais e São Paulo. Um acurado estudo para o conhecimento do regolito, especialmente nas vertentes, é da maior importância para a Engenharia Civil, quando se trata da implantação de pontes, de viadutos, de túneis, de aterros e principalmente na prática de cortes de taludes, em rodovias e ferrovias, os quais ficam expostos à agressão dos movimentos de massa, que causam grandes estragos nas obras mal projetadas ou mal conservadas. Costumam ser graves os impactos ambientais causados pela erosão pluvial e pelos movimentos de massa nos taludes e aterros de muitas rodovias. A propósito, o geógrafo francês Jean Tricart escreveu um livro exemplar de Geomorfologia Aplicada, que traz o sugestivo título *L'épiderme de la terre*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AB'SABER, Aziz N. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do quaternário no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 6, nº 1, maio, 1957, p. 41-48.
2. _____. Uma revisão do quaternário paulista: do presente para o passado. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 31, nº 4, out. 1969, p. 1-51.
3. _____. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por causa dos períodos glaciais quaternários. *Paleoclimas*, São Paulo, nº 3, 1977.
4. BERGOUNIOUX, R.P. O quaternário. In: *Evolução, raça e cultura*. São Paulo, 1969 p. 104-137.
5. BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R., SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, nº 16, jul. 1965.

6. BUOL, S.W., HOLE, F.D., MACCRACKEN, R.J. **Soil genesis and classification**. Ames: Yoma State University Press, 1974.
7. DUNBAR, Carl O. **Historical geology**. New York: John Wiley, 1960.
8. GAUTIER, R.-F. **Le Sahara**. Paris: Payot, 1950.
9. MOUSINHO, M.R., BIGARELLA, J.J. Movimentos de massa no transporte de detritos de meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, nº 16, jul. 1965, p. 43-84.
10. PALEOCLIMAS da Amazônia. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, nº 93, v.16, ago. 1993, (Suplemento Tecnologia).
11. SALGADO-LABORIAU, Maria Léa. **História ecológica da terra**. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.
12. SCHAFER, Alois. **Fundamentos de ecologia e biogeografia das águas continentais**. Porto Alegre: Ed. UFRGS, 1985.
13. SUGUIO, K., BIGARELLA, J.J. **Ambientes de sedimentação, sua interpretação e importância: ambiente fluvial**. Curitiba: Ed. UFP, 1979.
14. THORNBURY, William. **Principles of geomorfology**. New York: John Wiley, 1954.
15. TRICART, Jean. Notas sobre as variações quaternárias do nível marinho. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, nº 28, mar. 1958, p. 3-13.
16. TWIDALE, Charles R. **The study of landforms**. Sydney: John Wiley, 1976.