

OS AMBIENTES PERIGLACIARIOS  
E O SIGNIFICADO CLIMATICO DAS MANIFESTAÇÕES  
PERIGLACIARIAS HERDADAS

INTRODUÇÃO

Segundo a célebre classificação climática de KÖPPEN, as regiões polares dividem-se em dois domínios: o EF, em que as temperaturas médias mensais são sempre negativas, e que corresponde essencialmente ao domínio dos *inlandsis*; o ET, em que há pelo menos um mês no ano com temperatura média positiva mas inferior a 10° C. Isto significa que, neste último domínio, a vida vegetal é possível, embora não haja nele condições favoráveis ao crescimento da árvore. Esse domínio corresponde, fundamentalmente, à tundra e aos desertos polares não cobertos pelos glaciares e constitui o essencial da chamada zona periglaciária. Havendo, de certo modo, uma réplica destas condições zonais nos andares frios de montanha, pode dizer-se, generalizando, que o domínio periglaciário se estende entre dois limites: o limite da árvore e o limite das neves perpétuas.

O primeiro autor que se referiu a uma «zona periglaciária» foi o geólogo polaco WALERY VON LOZINSKI, por ocasião do Congresso Internacional de Geologia, realizado em Estocolmo, em 1910. Para LOZINSKI a zona periglaciária correspondia a uma faixa em torno dos *inlandsis* pleistocénicos, onde a meteorização das rochas era marcada pela acção do gelo no solo. Como bem acentuou FRENCH (1976), essa definição é demasiado restritiva, não só porque não tem em conta a morfogénese actual, mas também porque a acção do gelo no solo pode ocorrer a grandes distâncias dos *inlandsis* e dos glaciares em geral, sem qualquer estreita relação com estes. Por isso, o significado do termo periglaciário foi alargado, passando a designar ambientes e processos que se desenvolvem em climas frios não glaciários, independentemente da idade e da proximidade ou não dos glaciares (WASHBURN, 1979).

Para certos autores, como PÉWÉ (1969), HARRIS (1988) e, de um modo geral, os autores russos, o verdadeiro domínio periglaciário coincide

com a extensão do *permafrost*, isto é, do solo permanentemente gelado <sup>(1)</sup>. Outros, como TRICART (1967), FRENCH (1976) e WASHBURN (1979), preferem alargar o domínio periglaciário a todas as áreas onde, mesmo na ausência do *permafrost*, a acção do gelo no solo constitua o aspecto fundamental da morfogénese. FRENCH (1976) vai mesmo ao ponto de propor dois subdomínios: um, que corresponderia ao periglaciário propriamente dito, em que a acção do gelo no solo domina a morfogénese, e seriam áreas com temperatura média anual inferior a  $-2^{\circ}\text{C}$ ; outro, entre as isotérmicas anuais de  $-2^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$ , em que a morfogénese não seria necessariamente dominada pela acção do gelo no solo, correspondendo, assim, a áreas marginalmente periglaciárias (*ob. cit.*, p. 5). Segundo o autor esse critério teria o mérito de dar uma ideia da máxima extensão do domínio periglaciário.

Entendido o «periglaciário» neste sentido muito amplo, pode considerar-se que 20% das terras emersas conhecem hoje condições periglaciárias, a que devem acrescentar-se outros 20% durante os períodos frios do Pleistocénico (FRENCH e KARTE, 1988). Isso significa que a maior parte das regiões temperadas não cobertas por glaciares foram afectadas por processos geomorfológicos relacionados com a existência de gelo no solo.

Do ponto de vista puramente científico <sup>(2)</sup>, um dos aspectos mais relevantes do estudo dos ambientes periglaciários actuais consiste na possibilidade de reconstituição climática que ele oferece, nomeadamente das condições contemporâneas do máximo da última glaciação. No entanto, essa operação é muito delicada, porque, dada a evolução muito complexa desde o último pleniglaciário, poucas serão as actuais regiões verdadeiramente periglaciárias que se podem considerar em equilíbrio geomorfológico. Por outro lado, as manifestações periglaciárias são por vezes muito efémeras, logo de difícil conservação e identificação, podendo confundir-se com os efeitos de processos que nada têm a ver com os ambientes periglaciários. O interesse paleoclimático dessa reconstituição é muito grande em regiões marginais ao fenómeno glaciário e periglaciário, como é o caso de Portugal; mas é preciso estar-se preparado

<sup>(1)</sup> Todavia, os autores russos designam por «geocriologia» o estudo das manifestações actuais do gelo no solo, enquanto o termo «periglaciário» é reservado aos fenómenos herdados, no sentido de LOZINSKI. A razão é fácil de entender: quando o termo periglaciário surgiu, os estudos do *permafrost* na URSS já eram antigos e tinham adquirido um certo desenvolvimento (WASHBURN, 1979).

<sup>(2)</sup> Os mecanismos do gelo no solo colocam múltiplos problemas práticos, nomeadamente de engenharia civil. O interesse científico e prático do *permafrost* levou à realização periódica de conferências internacionais sobre o assunto, alternadamente na América do Norte e na União Soviética. Para se ter uma ideia da produção científica neste domínio, basta citar que o World Data Center, Boulder, Colorado, publicou uma bibliografia de mais de 4400 títulos, aparecidos nos anos de 1978-82, quer dizer, entre duas conferências (WORSLEY, 1984).

para os equívocos a que esse estudo pode conduzir, sobretudo se baseado em fenómenos isolados, que reflectem, a maior parte das vezes, condições locais particulares.

## 1 — OS AMBIENTES PERIGLACIÁRIOS ACTUAIS

### 1. Os ambientes polares com solo permanentemente gelado

O *permafrost* cobre 21 milhões de km<sup>2</sup>, ou seja, 14 % das terras emersas. Ocupa metade da superfície da ex-União Soviética, metade do Canadá e 80 % do Alasca (fig. 1). Como se vê, o *permafrost* é um fenómeno essencialmente do hemisfério Norte, ao contrário do que acontece com os *inlandsis*; enquanto o *inlandsis* antártico é oito vezes mais vasto do que o gronelandês, há apenas um milhão de km<sup>2</sup> de

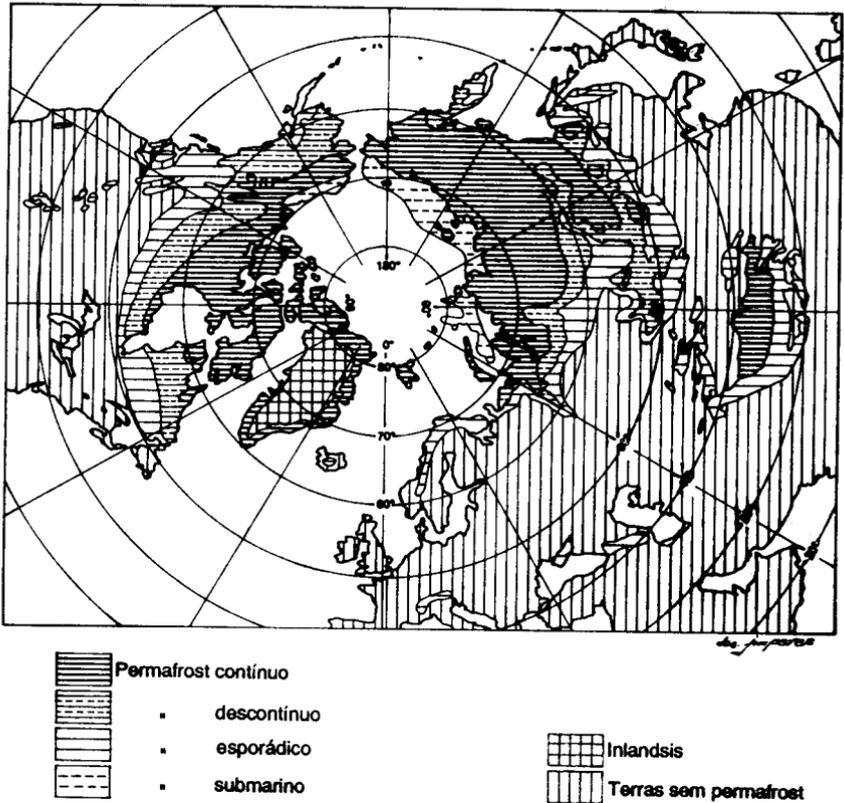


Fig. 1 — Distribuição do *permafrost* no hemisfério Norte (segundo HARRIS, 1988, fig. 15.2, modificado; em relação ao original, a figura sofreu uma rotação de 90°, para a direita).

*permafrost* no hemisfério Sul, correspondendo sobretudo às terras da Antártida não cobertas pelos glaciares <sup>(3)</sup>.

*Permafrost* significa, como se disse, solo sempre gelado. No entanto, na maior extensão do domínio do *permafrost* há pelo menos um mês com temperatura média positiva, o que permite a fusão superficial do gelo, criando condições para que exista um curto período de actividade vegetativa. Esta camada superficial, que gela no Inverno e degela no Verão é a chamada *camada activa* e nela desenvolvem-se processos essenciais da morfogénese periglaciária.

A figura 2 representa um perfil vertical do *permafrost* no Canadá, no sentido N-S, segundo BROWN (1970). Nela se verifica que a espessura do *permafrost* (p.) diminui rapidamente para sul, de 400 m a alguns

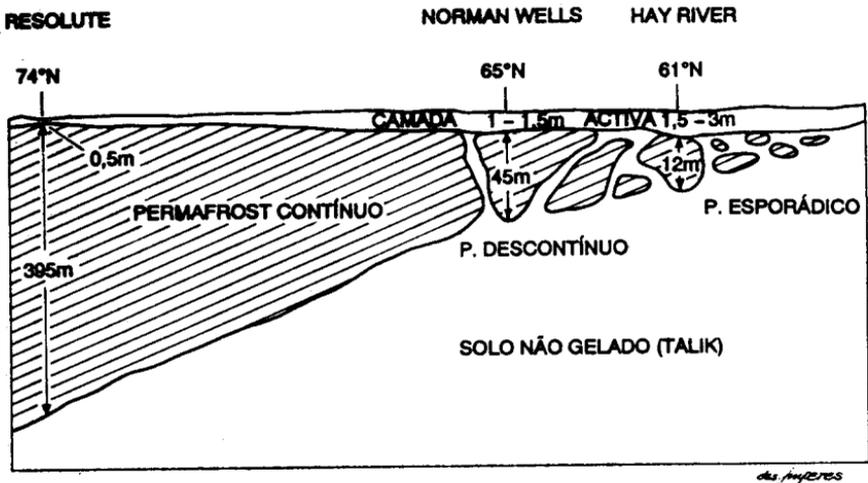


Fig. 2 — Perfil N-S do *permafrost* no Canadá (segundo BROWN, 1970, modificado; com base na fig. 3.2 de WASHBURN, 1979).

metros apenas, em 15° de altitude. Nas latitudes elevadas, no verdadeiro mundo polar, o p., além de espesso, é *contínuo*; para sul, o p. torna-se *descontínuo* e, depois, *esporádico*, quer dizer, reduzido apenas a algumas bolsadas. De um modo muito geral, pode dizer-se que, no Canadá, o p. contínuo corresponde aos desertos polares não cobertos por glaciares (*barren grounds*) e à tundra, enquanto o p. descontínuo e esporádico se situa na transição entre a tundra e a floresta boreal.

Na Sibéria, onde o *permafrost* é mais antigo do que no Canadá, como se verá mais adiante, o p. contínuo penetra largamente no domínio da taiga, quer dizer, já na zona temperada. As espessuras chegam a

<sup>(3)</sup> Os dados são do *World water balance and water resources of the earth*, UNESCO, 1978.

ultrapassar os 1500 m no Norte da Sibéria Central (BAULIN e DALINOVA, 1984).

## 2. Condições ambientais do aparecimento do solo permanentemente gelado

Rigorosamente, *permafrost* significa uma porção de solo <sup>(4)</sup> que apresenta temperaturas negativas durante todo o ano. Quer dizer, a noção de p. baseia-se em critérios térmicos <sup>(5)</sup>. Se não houver água no solo não haverá, evidentemente, gelo, mas haverá *permafrost* (BROWN e KUPSCH, 1974).

O aparecimento do *permafrost* traduz, antes do mais, um balanço térmico negativo à superfície da Terra (GOLD e LACHENBRUCH, 1973; WILLIAMS e SMITH, 1989). Mas a distribuição do p. está dependente de outros factores naturais, além da temperatura do ar, sobretudo nas áreas de p. descontínuo. Assim, as *toalhas líquidas* são geralmente inibidoras da formação do p., devido ao elevado calor específico da água e às dificuldades daí resultantes para a congelação de uma toalha líquida espessa (WILLIAMS e SMITH, 1989). O *regime da neve* é também muito importante: a neve tem uma função isoladora, que resulta da sua muito fraca condutibilidade térmica; assim, com uma densidade de 200 kg m<sup>-3</sup>, a condutibilidade térmica da neve é 20 a 30 vezes mais fraca do que a do solo gelado (WILLIAMS e SMITH, 1989, p. 109). Investigações no Novo Québec, perto de Schefferville, mostraram que basta uma cobertura de neve com 65-70 cm de espessura para que não haja condições favoráveis ao desenvolvimento do *permafrost* (NICHOLSON e GRANBERG, 1973; NICHOLSON, 1979). Os valores dos *albedos dos solos e das rochas* variam aproximadamente entre 10 e 40 % e são também grandes as *diferenças de condutibilidade térmica* que, por exemplo, num silte é metade da que se verifica num solo grosseiro; assim, a constituição do solo introduz condições variadas de permanência, formação ou degradação do *permafrost* (FRENCH, 1976). Um factor difícil de sistematizar é o da *influência da vegetação*. A sua principal função parece ser a de proteger o solo da insolação estival, ao mesmo tempo que, retendo a neve, diminui a capacidade isoladora desta. Quer dizer: a vegetação limita o aquecimento do solo no Verão e favorece o seu arrefecimento no Inverno. Por outras palavras, a vegetação favorece, sobretudo nas regiões húmidas, a permanência do *permafrost* e diminui a espessura da camada activa no Verão. Particularmente importante é a *influência da turfa*, de tal modo que, nas áreas de p. esporádico no Canadá, há coincidência quase geral entre a turfa (*palsas* e *peat plateaus*) e as bolsadas de *permafrost* (BROWN e PÉWÉ, 1973; DIONNE, 1984). A razão é a seguinte: a turfa

(4) O termo «solo» é utilizado aqui num sentido muito amplo, como em engenharia civil e em mecânica de solos, e tanto pode significar um solo propriamente dito ou um rególito como uma rocha consolidada.

(5) Não possuímos, em português, equivalência dos termos ingleses *frost* e *ice*, ou franceses, *gel* e *glace*.

possui uma condutibilidade térmica muito fraca no estado seco, protegendo da insolação o solo subjacente, durante o Verão; no Inverno, a turfa está gelada, o que aumenta consideravelmente a condutibilidade térmica, facilitando a penetração do frio no solo (FRENCH, 1976; SEPPÄLÄ, 1988; WILLIAMS e SMITH, 1989).

### 3. A morfogénese das regiões periglaciárias com solo permanentemente gelado

A morfogénese periglaciária mais característica é aquela que se verifica nas regiões de *permafrost*. As manifestações mais típicas dessa morfogénese são as seguintes (TRICART, 1967; HAMELIN e COOK, 1967; BROWN e PÉWÉ, 1973; EMBLETON e KING, 1975; FRENCH, 1976; WASHBURN, 1979; CLARK, ed., 1988; WILLIAMS e SMITH, 1989):

— *Fenómenos de retracção do gelo e dos solos*, que se verificam nos climas muito frios e secos, com temperaturas anuais geralmente inferiores a  $-15^{\circ}\text{C}$ . Formam-se, assim, fendas em cunha, que podem ser preenchidas por gelo, *loess* ou areia.

— *Fenómenos de segregação de gelo no solo*, com formação de lenticulas, línguas de gelo, hidrolacólitos e *pingos*.

— *Fenómenos de fusão de gelo no solo*, geralmente ligados à degradação do *permafrost*, dando origem a uma topografia que faz lembrar as formas cársicas e que por isso mesmo se designa de termocarso.

— *Fenómenos de gelifluxão*: a fusão superficial do gelo, mantendo-se o solo gelado em profundidade, é muito favorável à solifluxão, um dos processos mais activos e característicos das regiões periglaciárias.

— *Fenómenos de gelifracção ou crioclastia*, relacionando-se com as mudanças do estado físico da água, alternadamente do estado líquido ao estado sólido e vice-versa. A passagem da água líquida ao estado sólido é acompanhada de um aumento de volume de 9%. As pressões exercidas nas rochas consolidadas aumentam com a diminuição da temperatura e é da ordem de  $2200\text{ kg cm}^{-2}$ , a  $-22^{\circ}\text{C}$ . Compreende-se que a crioclastia seja, provavelmente, o mais eficaz processo de meteorização física do Globo.

— *Fenómenos de crioturbação e de estruturação geométrica dos solos*, de que a manifestação mais característica é a formação dos chamados solos poligonais.

Alguns desses fenómenos, nomeadamente a gelifracção, a crioturbação e a formação dos solos poligonais (sobretudo os mais pequenos) não necessitam, para a sua formação, da presença de *permafrost*.

### 4. Os ambientes periglaciários actuais do mundo polar

Com base na bibliografia consultada, nomeadamente TRICART (1967), FRENCH (1976), WASHBURN (1979) e FRENCH e KARTE (1988), podemos propor a seguinte classificação:

— *Regiões periglaciárias com permafrost e sem camada activa.* Estas condições realizam-se sobretudo nas terras da Antárctida não cobertas pelos glaciares. O fenómeno essencial da morfogénese consiste na retracção do gelo, com formação de fendas em cunha.

— *Regiões periglaciárias com permafrost e com camada activa.* Correspondem à maior extensão das regiões periglaciárias actuais com *permafrost*. São sobretudo o Norte do Canadá, o Norte do Alasca e o Norte da Sibéria, com climas árticos continentais, ou seja, com Invernos muito rudes e prolongados e um Verão curto. Do ponto de vista ambiental, compreendem os desertos de gelifracção (*barren grounds* do Norte do Canadá) e a tundra estépica. Esta morfogénese existe, ainda, de maneira atenuada, na taiga da Sibéria Central, com climas temperados continentais frios.

— *Regiões periglaciárias sem permafrost, mas com solo gelado estacional.* Ocorrem no Norte da Planície Russa, no Sudoeste da Gronelândia e no Spitzberg. Correspondem a climas polares de transição. A morfogénese é dominada pela solifluxão assistida pelo gelo (que alguns autores chamam gelifluxão, mesmo na ausência de *permafrost*), crioturbação, estruturação geométrica dos solos e macrogelifracção.

— *Regiões periglaciárias sem permafrost e sem solo gelado estacional.* Correspondem às regiões polares oceánicas do Hemisfério Norte e às ilhas hiperoceánicas do Pacífico, que possuem um clima muito húmido e perturbado, com quedas de neve abundantes e repetidas. A temperatura oscila muito frequentemente em torno dos 0° C; mas o frio é pouco intenso e pouco duradouro e, por isso, penetra pouco no solo. Pode dizer-se que essas regiões conhecem um ritmo diário da congelação/degelo. A morfogénese é, nessas regiões, muito influenciada pela neve; processos relacionados com a congelação/degelo dão origem à microgelifracção e microformas superficiais de estruturação geométrica dos solos.

### 5. O ambiente periglaciário alpino

As condições periglaciárias não se restringem, evidentemente, ao mundo polar. Elas encontram-se também nas montanhas temperadas e tropicais, fundamentalmente entre os dois limites já referidos: o limite das neves perpétuas e o limite da floresta, ou seja, no andar alpino, propriamente dito.

As regiões periglaciárias alpinas mais típicas são também aquelas onde existe *permafrost*. A maior parte do p. alpino encontra-se na China, sobretudo no planalto tibetano. Segundo WASHBURN (1979, p. 34), 80 % do p. alpino encontra-se na Ásia e quase 20 % na América do Norte, cabendo à Europa menos de 1 % (p. descontínuo nos Alpes, na Islândia e na Escandinávia). Mas estes números variam bastante de autor para autor. Na verdade, a cartografia do p. alpino é difícil, devido a uma grande variabilidade espacial, relacionada com condições locais de altitude, exposição, topografia, que se reflectem na insolação, na temperatura e nos regimes da neve e dos ventos.

Um dos aspectos melhor conhecidos é o da variação do limite inferior do *permafrost*. Nas Montanhas Rochosas (HARRIS, 1988), entre 35° e 65° de latitude N, o limite inferior do p. contínuo passa de cerca de 4000 m para 1300 m, atingindo depois rapidamente as terras baixas, a partir de 65°. Paralelamente, há um aumento considerável do p. descontínuo, na passagem do mundo alpino para o mundo polar <sup>(5)</sup>. De notar, pelo contrário, a importante faixa de p. esporádico nas montanhas, faixa com uma altura superior a 1000 m, enquanto o p. descontínuo ocupa uma faixa de altitude muito estreita, inferior, no geral, a 70 m. A grande subida, nas montanhas canadianas, do limite inferior do p. contínuo, por volta de 65° N, corresponde a um aumento muito acentuado das quedas de neve no Inverno que, como se disse, dificultam a penetração do frio no solo. Este facto provoca também uma grande dissimetria nas vertentes, sendo as mais nevadas aquelas que apresentam um limite inferior do *permafrost* mais alto.

De um modo geral, pode dizer-se que o p. alpino é herdado. Mas é muito difícil deduzir, a partir dele, mudanças climáticas de valor regional, uma vez que ele depende muito de condições locais.

#### 6. Ritmos da acção do gelo nos ambientes periglaciários

Um dos aspectos mais interessantes da morfogénese periglaciária é o ritmo da congelação/degelo (TRICART, 1967). Nas regiões polares com *permafrost* e com camada activa, o ritmo da congelação/degelo é estacional, dominando a congelação total dos solos nos longos invernos rudes e o degelo no curto Verão. O mesmo acontece no domínio continental frio, com p. herdado, com a diferença que, neste, o Verão é mais prolongado. Apenas nas curtas estações intermédias há um ritmo diário da congelação/degelo. Nos climas polares de transição, é ainda o ritmo estacional que domina, embora durante todo o ano possa haver alternâncias diárias de congelação/degelo. Nos climas oceânicos e hiperoceânicos é o ritmo diário que domina largamente.

No que respeita ao mundo alpino, nas montanhas temperadas os ritmos fazem lembrar os dos climas polares de transição. Nas montanhas tropicais, o ritmo diário é quase exclusivo, assemelhando-se ao das ilhas austrais hiperoceânicas. Com efeito, nas montanhas tropicais as amplitudes térmicas diárias são muito importantes; mas, como as amplitudes térmicas anuais são muito fracas, passa-se bruscamente, em altitude, do andar em que o gelo é desconhecido para o andar onde ele ocorre quase todos os dias, e deste para o domínio glaciário.

---

<sup>(5)</sup> Dadas as dificuldades de distinção entre o p. alpino e o p. polar nas latitudes elevadas, HARRIS (1988) utilizou como critério de separação a altitude de 500 m.

## II — SIGNIFICADO CLIMÁTICO DAS MANIFESTAÇÕES PERIGLACIÁRIAS HERDADAS

### 1. Significado climático da distribuição espacial do solo permanentemente gelado

Foi em grande parte o desejo de reconstituir, o mais exactamente possível, os paleoclimas do Quaternário que levou a uma multiplicação recente dos estudos sobre as manifestações periglaciárias actuais do mundo polar. Essa investigação beneficiou muito da necessidade prática da utilização de recursos mineiros e energéticos das regiões com *permafrost* (BROWN, 1970).

Um dos aspectos mais interessantes do ponto de vista paleoclimático é a dissimetria que existe entre as áreas cobertas pelos *inlandsis* quaternários e pelo *permafrost*. BAULIN e DALINOVA (1984) mostraram perfeitamente essa dissimetria fundamental: enquanto o Noroeste da Rússia foi coberto pelas cúpulas de gelo, na Sibéria apenas houve glaciação nas montanhas principais, tendo sido fundamentalmente uma imensa área de desenvolvimento do *permafrost*. Essa dissimetria, grosseiramente leste-oeste, traduz uma dissimetria climática essencial: as áreas de formação dos glaciares são relativamente frias e húmidas, com importantes quedas de neve; as áreas de desenvolvimento do *permafrost* são muito frias e secas, condições climáticas que permitem a penetração profunda do frio no solo mas que não são favoráveis, pela escassez da precipitação, à formação de glaciares.

Na América do Norte, o *permafrost* cobria, durante a última glaciação (Wisconsin), uma faixa pouco extensa em latitude, a sul do *inlandsis* laurentino, atingindo a sua maior extensão na Cordilheira Americana (PÉWÉ, 1983). Isso significa que o *permafrost* que existe actualmente no Canadá é um fenómeno relativamente recente, que se foi formando à medida que recuava o *inlandsis*. Pelo contrário, na Sibéria, o *permafrost* é um fenómeno antigo, datando em certos lugares, segundo os autores russos, do princípio do Quaternário (BAULIN e DALINOVA, 1984). A grande profundidade atingida pelo *permafrost* resulta dessa antiguidade e também da intensidade do frio que se faz sentir ainda hoje nos longos invernos rudes, nomeadamente no Centro-Norte da Sibéria. O limite meridional do *permafrost* variou muito durante o Quaternário, revelando-se um fenómeno muito sensível às variações da temperatura e, por isso mesmo, um indicador precioso dessas mesmas variações. No Holocénico médio, por exemplo, coincidindo com o «óptimo climático», o limite meridional do *permafrost* deslocou-se, para norte, 20° de latitude na Planície Russa, 13.° na Sibéria Ocidental e 6.° na Sibéria Central (BAULIN, BELOPUKHOVA e DALINOVA, 1984).

Os investigadores soviéticos verificaram que o limite meridional do p. contínuo corresponde à isotérmica anual de -5° C no solo, a uma profundidade em que não há variação anual da temperatura. Esse valor corresponderia a uma temperatura média anual do ar vizinha de -7° C. No Canadá (BROWN e PÉWÉ, 1973), a isotérmica de -5° C no solo foi

utilizada para cartografar o limite entre o p. contínuo e o p. descontínuo, mas aí as temperaturas médias anuais do ar variam entre  $-6^{\circ}\text{C}$  e  $-10^{\circ}\text{C}$ , tendendo para um valor médio de  $-8,5^{\circ}\text{C}$ . Por sua vez, o limite meridional do *permafrost* coincide aproximadamente com a temperatura média anual do ar de  $-1^{\circ}\text{C}$ . Mas, entre as isotérmicas do ar de  $-1^{\circ}\text{C}$  e  $-4^{\circ}\text{C}$ , o p. é esporádico e coincide geralmente com as acumulações de turfa (*palsas*, *peat plateaus* e *string bogs*).

## 2. Significado climático das manifestações periglaciárias herdadas, relacionadas com o solo permanentemente gelado

As áreas de *permafrost* actual são caracterizadas por um certo número de manifestações típicas que permitem, em certos casos, pela sua natureza e frequência de ocorrência, determinar se se trata de p. contínuo, descontínuo ou esporádico. Essas relações entre as formas e o *permafrost*, estudadas por numerosos autores, foram recentemente sistematizadas por HARRIS (1981, 1988). As manifestações do p. pleistocénio, hoje desaparecido (quer dizer, não entrando em linha de conta com o *permafrost* herdado), conservam-se mal e são de difícil identificação; na maior parte dos casos, só um estudo muito minucioso da macro e microestrutura dos solos permite essa identificação (VELICHKO e NECHAYEV, 1984).

Os melhores indicadores do *permafrost* hoje desaparecido são as cunhas de areia (*sand wedges*), os moldes de cunhas do gelo (*ice-wedge casts*) e os solos poligonais relacionados com estes (geralmente de grandes dimensões), as cicatrizes deixadas pelos *pingos* e os glaciares rochosos (*ice-cemented rock glaciers*, a não confundir com os glaciares cobertos, os *ice-cored rock glaciers*, PÉWÉ, 1983). Outras formas relacionadas com o *permafrost*, como sejam os *earth hummocks*, *palsas*, *peat plateaus* e *string bogs*, assim como a morfologia relacionada com o termocarso, são praticamente inutilizáveis, porque os seus indícios, depois do desaparecimento do *permafrost*, destroem-se com facilidade. Em todo o caso, mediante a datagem de restos de turfa, através do carbono 14, e estudando a origem dela, por vezes é possível reconstituir algumas daquelas formas (HARRIS, 1988).

As cunhas de areia são características das regiões periglaciárias extremamente frias e secas, em que não há condições de humidade para a segregação do gelo. Encontram-se nas regiões polares da Sibéria, mas não existem no Alasca (HARRIS, 1988). Os moldes de cunhas de gelo e os solos poligonais associados são dos melhores e mais generalizados indicadores de antigo p. contínuo. Segundo PÉWÉ (1983), a maior parte das cunhas de gelo hoje existentes são herdadas da última glaciação e do Holocénico, tanto na América do Norte, como na Sibéria e na Antárctida. As formas activas que se encontram na América do Norte, nomeadamente no Alasca, ocorrem quando a temperatura do solo, durante o Inverno, no topo do *permafrost*, é da ordem dos  $-15^{\circ}\text{C}$  ou mais baixa. Os *pingos* deixam paredes mais ou menos circulares depois da fusão do gelo, o que permite a sua identificação (GANS, 1988). Na

América do Norte já foram identificados milhares de *pingos*, com idades radiométricas compreendidas entre 4000 e 7000 anos (PÉWÉ, 1983). Mas há que distinguir os *closed-system pingos* (pingos em sistema fechado), que existem, por exemplo, no delta do Mackenzie (Noroeste do Canadá) e na Sibéria, dos *open-system pingos* (pingos em sistema aberto), que se encontram no Alasca e na Gronelândia. Os primeiros formam-se por pressão criostática no p. contínuo espesso, enquanto os segundos, originados por pressão hidráulica, tanto podem ocorrer no p. contínuo como no p. descontínuo (PISSART, 1988). No que se refere aos glaciares rochosos propriamente ditos (*ice-cemented*), eles encontram-se com muito frequência nas montanhas polares e subpolares, com clima seco; de um modo geral, os autores reconhecem-lhes uma associação com o p. alpino (BARSCH, 1988).

A utilização das formas erosivas, ou essencialmente erosivas, é mais problemática, porque o seu significado paleoclimático é mais discutível. É o caso dos vales dissimétricos, para os quais têm sido propostas explicações muito variáveis, e que tanto podem desenvolver-se em áreas com *permafrost*, como nada terem a ver com este (EMBLETON e KING, 1975; WASHBURN, 1979). Formas muito discutidas têm sido também os chamados *terraços de crioplaneação* (\*). Estas formas foram descritas pelos autores soviéticos no norte dos Urais e nas montanhas da Sibéria, mas encontram-se também no Alasca, no Spitzberg e, como formas quaternárias, nas montanhas da Europa Ocidental (TRICART, 1967; WASHBURN, 1979). No Alasca, os terraços de crioplaneação ocorrem largamente nas áreas não cobertas pela glaciação. Segundo PÉWÉ (1975, 1983), eles são hoje geralmente inactivos e devem ter-se formado durante o Wisconsin, em condições climáticas mais severas do que as necessárias para a formação dos pingos em sistema aberto e das próprias cunhas de gelo, calculando que a temperatura média anual seria da ordem de  $-12^{\circ}\text{C}$  ou inferior. No entanto, DEMEK, que fez uma síntese da distribuição, génese e desenvolvimento dos terraços de crioplaneação, não considera a presença de *permafrost* uma condição necessária (EMBLETON e KING, 1975). O grande problema consiste no pouco conhecimento que ainda hoje se tem acerca dos processos envolvidos (PRIESNITZ, 1988; THORN, 1988).

### 3. Significado climático das manifestações periglaciárias herdadas, não relacionadas com o solo permanentemente gelado

Em vastas áreas, nomeadamente nas montanhas temperadas e mediterrâneas, embora não tenha existido *permafrost*, houve uma acção mais ou menos intensa do gelo no solo durante as fases mais frias do Quaternário. No entanto, as microformas, ligadas a uma acção superficial do gelo e a um ritmo diário da congelação/degelo, foram quase totalmente destruídas. Onde essas formas existem, na maior parte são

(\*) Também chamados terraços de altiplanação, terraços de equiplanação ou terraços de *goletz* (WASHBURN, 1979).

holocénicas ou actuais. Mesmo formas ligadas a um gelo profundo estacional, como acontece com alguns solos poligonais, conservam-se dificilmente. Os melhores e mais generalizados indícios dos solos gelados estacionais são os fenómenos de crioturbação (TRICART, 1967; FRENCH, 1976; WASHBURN, 1979). Mesmo estes podem ser confundidos com deformações de solos de outra origem. No entanto, parece hoje possível fazer-se uma tipologia genética das crioturbações, permitindo, nomeadamente, a distinção entre aquelas que se relacionam com as fases de degradação do *permafrost* (as involuções de maior dimensão) de outras que são típicas dos solos gelados estacionais (VANDENBERGHE, 1988).

Mas as manifestações mais generalizadas da acção do gelo no solo, em áreas sem *permafrost*, são as cascalheiras de gelifracção. Fenómeno muito banal, é de difícil interpretação paleoclimática, fora de um contexto morfogenético preciso: tanto existem nos climas rudes continentais com *permafrost* (desertos de gelifracção) como nas áreas com gelo estacional (climas polares de transição e montanhas temperadas) e nas regiões com ritmo diário da congelação/degelo (climas polares oceânicos e hiperoceânicos e montanhas tropicais). Há, no entanto, que distinguir a microgelifracção, que pode estar ligada a um ritmo diário do gelo, da macrogelifracção, que se relaciona com um frio mais intenso, com solo gelado estacional, ou mesmo com *permafrost*. Por outro lado, a crioclastia é muito influenciada pela natureza das rochas, o que tanto se pode concluir pela observação da natureza como por experiências de laboratório (LAUTRIDOU e OZOUF, 1982; LAUTRIDOU, 1984; LAUTRIDOU, 1988). Essa influência litológica tem, por isso, de ser tida em conta quando se pretende fazer interpretações de ordem paleoclimática.

Fora dos limites habituais das regiões periglaciárias, as cascalheiras de gelifracção correspondem a manifestações atenuadas ou fugazes da acção do gelo e podem mesmo confundir-se com cascalheiras de outra origem. O mesmo se pode dizer das escoadas de solifluxão, que podem não ter qualquer relação com a acção do gelo no solo. Por isso, há que fazer um diagnóstico muito exigente das formas e depósitos que não estejam integrados num ambiente claramente periglaciário, pois abundam os fenómenos de convergência. Por outras palavras, um ambiente periglaciário não pode ser identificado pela manifestação de um fenómeno isolado, por mais interessante que ele seja. Os fenómenos isolados são, como se disse, fortemente influenciados por condições locais, responsáveis muitas vezes pela extensão desses fenómenos para além dos limites do seu contexto morfogenético habitual.

### III — AS MANIFESTAÇÕES PERIGLACIÁRIAS HERDADAS E AS CONDIÇÕES CLIMÁTICAS DA ÚLTIMA GLACIAÇÃO

#### 1. A situação na Eurásia

O estudo das manifestações periglaciárias, ao mesmo tempo que tem prestado muito úteis esclarecimentos sobre os climas quaternários, nomeadamente das condições prevalentes na última glaciação, tem

também beneficiado dos importantes progressos das reconstituições paleoclimáticas baseadas no estudo dos vestígios glaciários, nas análises polínicas e no estudo dos complexos de solos intercalados no *loess*.

Na ex-União Soviética, GRICHUK (1984), nos seus estudos de reconstituição paleoclimática a partir das análises polínicas, definiu três tipos fundamentais de flora: *flora de migração*, típica dos chamados *climas de advecção*, que caracterizam a Planície Russa; *flora de ortosselecção*, isto é, de modificação local, própria dos chamados *climas autóctones* da Sibéria; *flora herdada*, dos *climas de monção* do Extremo Oriente, mas existente também nos climas mais quentes das regiões meridionais. Com base na comparação dos espectros polínicos do último interglaciário, do último glaciário (1) e do Holocénico, GRICHUK (ob. cit.) caracterizou do seguinte modo a evolução climática do ciclo glaciário: os interglaciários iniciam-se com uma fase quente e seca (*termoxerótica*), seguida de uma fase quente e húmida (*termo-higrótica*); os períodos glaciários apresentam primeiro uma fase fria e húmida (*crio-higrótica*) e, depois, uma fase fria e seca (*crioxerótica*).

Por sua vez, VELICHKO (1984), inspirando-se nesses estudos e na variada informação disponível sobre solos, *loess*, distribuição dos glaciares e do *permafrost*, tentou traçar o quadro das condições sinópticas do mesmo ciclo glaciário. Assim, durante o Mikulino, a corrente do Golfo influenciava largamente o Norte da Eurásia, até às ilhas da Nova Sibéria, isto é, próximo da Sibéria Oriental. Este facto teve como consequência um aumento das temperaturas de Inverno no sector siberiano do Árctico, com intensificação do fluxo de Oeste, larga penetração da humidade oceânica, logo um aumento generalizado das precipitações no Norte da Eurásia. Pelo contrário, durante o Valdai superior, quer dizer, durante o último pleniglaciário, o aspecto mais importante do ponto de vista climático foi, precisamente, a interrupção da influência da corrente do Golfo (melhor dizendo, da Deriva Norte Atlântica) na bacia do Árctico, tanto na Rússia europeia como na Sibéria. Daí um grande arrefecimento, sobretudo durante o Inverno, e a instalação de uma situação de bloqueio generalizado, com a formação de potentes anticiclones frios, que impediam a progressão para leste das perturbações atlânticas. O fluxo dos ventos era do quadrante leste, deslocando um ar que só poderia ser muito frio e muito seco.

## 2. A situação na Europa Ocidental e no Atlântico Norte

No entanto, o que se passava na Europa Ocidental? Desde 1948, POSER apresentou as linhas gerais do limite meridional do *inlandsis*

(1) Na Rússia europeia, a última glaciação designa-se por Valdai e o último interglaciário por Mikulino. Na Sibéria, ao Valdai correspondem duas glaciações: Sartan, equivalente do Valdai superior, e Zyryanka, correlativa do Valdai inferior; o Mikulino está representado na Sibéria pelo interglaciário Kazantsevo (VELICHKO, 1984; GRICHUK, 1984). Para simplificar, utilizar-se-á apenas a terminologia europeia.

escandinavo, durante a última glaciação, e também o limite meridional da distribuição do *permafrost*; este constituía uma faixa que tendia a alargar-se para leste, à medida que o clima se tornava mais seco (fig. 3), e o limite meridional passava pelo Sena, em França, Norte dos Alpes, Norte da Jugoslávia e atravessava a Roménia, até ao Mar Negro (POSER, 1948; WASHBURN, 1979).

Mais tarde, TRICART (1967), com base nos trabalhos de BÜDEL, de TROLL e nas suas próprias investigações, tentou definir os principais ambientes periglaciários da Europa: distinguiu, assim, o deserto de geli-

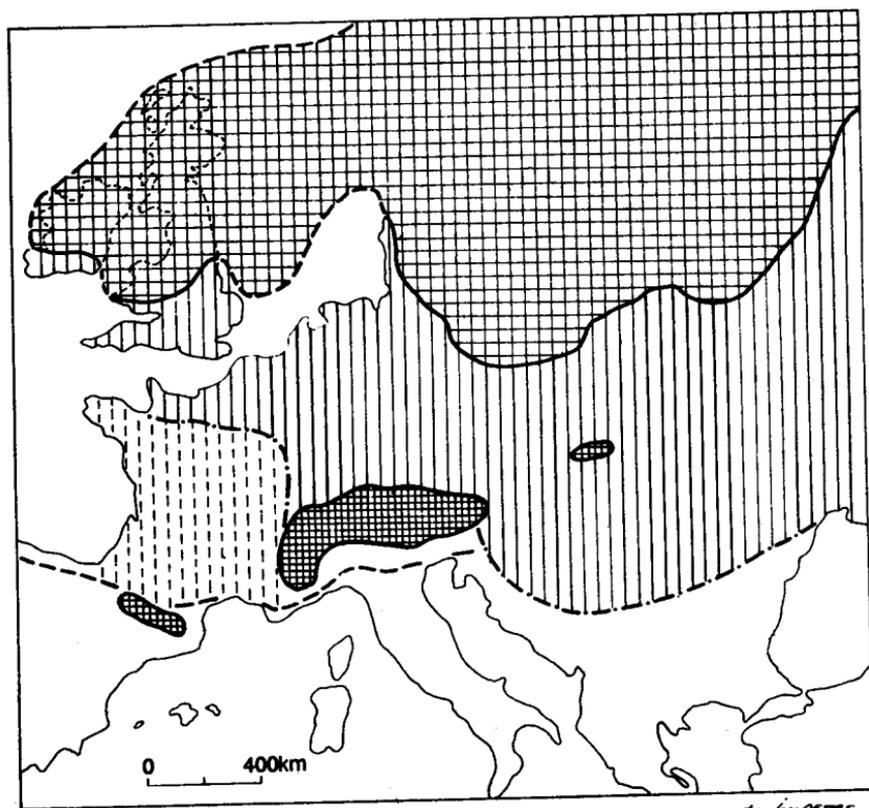


Fig. 3 — Extensão do *permafrost* na Europa, durante a última glaciação, segundo POSER (1948), modificado (com base na fig. 14.11 de WASHBURN, 1979). 1. *Inlandsis*; 2. glaciares alpinos; 3. extensão do *permafrost*, segundo POSER; 4. limite meridional do *permafrost*, segundo POSER; 5. limite meridional do *permafrost*, segundo KAISER, 1979 (in WASHBURN, 1979); 6. área compreendida entre os limites 4 e 5.

fracção e as áreas cobertas de *loess*, que envolviam o *inlandsis* escandinavo a sul e, sobretudo, a leste, enquanto as terras da margem Norte do Mediterrâneo (Península Ibérica, Itália peninsular, Grécia) eram incluídas no domínio da estepe arborizada, com gelifracção atenuada, ou no domínio da floresta, quer dizer, já fora do ambiente periglaciário propriamente dito.

Desde então houve progressos muito grandes no conhecimento das condições ambientais durante o último pleniglaciário, marcando-se nalguns lugares com bastante rigor os sucessivos limites entre o *inlandsis* e o *permafrost*, assim como a posição meridional atingida por este. Mas foi sobretudo no Atlântico Norte que houve, recentemente, progressos espectaculares, com base essencialmente no estudo dos foraminíferos planctónicos (RUDDIMAN e McINTYRE, 1981; 1984; RUDDIMAN, 1985; IMBRIE, 1985). A mais célebre das realizações foi, sem dúvida, a reconstituição, pelos Membros do Projecto CLIMAP<sup>(8)</sup>, da situação da superfície da Terra, há 18 000 anos, particularmente da temperatura da superfície dos oceanos. O aspecto mais saliente, no Atlântico Norte, é a existência de um fortíssimo gradiente das temperaturas, posicionando a frente polar oceânica à latitude muito baixa de 42° N. Este forte contraste das temperaturas das águas oceânicas induziria certamente uma circulação atmosférica zonal muito intensa, à latitude da Península Ibérica.

### 3. A situação na faixa ocidental da Península Ibérica

Desenha-se, assim, um forte contraste entre a circulação zonal, no Atlântico Norte, e a circulação meridiana, bloqueada, na Eurásia. A Península Ibérica ficava situada entre dois mundos bem distintos: um, em que dominava uma atmosfera agitada, com fortes ventos de oeste, e húmida, com precipitações de neve frequentes; outro, muito frio e seco, com invernos rudes e prolongados.

No estado actual das investigações, é muito difícil ter-se uma ideia clara da circulação atmosférica na Península, durante a última glaciação. Nas fases de frio mais intenso, como aconteceu há 18 000 anos, é provável que o fluxo zonal do Atlântico sofresse uma difluência à entrada da Europa, com o ramo ciclónico a influenciar o Norte de África e, eventualmente, o Sul da Península. A curvatura do fluxo zonal é, de resto, sugerida pelas temperaturas do Atlântico oriental, há 18 000 anos: a frente polar oceânica, localizada a 42° N, em domínio franca-

(8) O projecto CLIMAP (Climate Long-range Investigation, Mapping and Prediction) faz parte de um programa de investigação mais vasto (United States National Science Foundation's International Decade of Ocean Exploration Program) e tem como finalidade a reconstituição das condições da superfície da Terra nos últimos milhões de anos (nomeadamente a extensão e altitude dos *inlandsis*, a temperatura da superfície dos oceanos e o albedo das superfícies continentais). Estes dados são fundamentais para a elaboração de modelos numéricos da circulação geral da atmosfera (CLIMAP Project Members, 1976; LOCKWOOD, 1985).

mente oceânico, inflecte-se para sul, ao longo da costa ocidental da Península, até à latitude do Cabo de S. Vicente (DUPRAT, 1983, p. 140). Por outro lado, em termos mais gerais, as investngações recentes sobre a circulação oceânica têm mostrado, como característica fundamental, a grande estabilidade dos turbilhões subtropicais, que não teriam sofrido praticamente modificações durante o máximo glaciário (HECHT, 1985). Quer dizer, as zonas climáticas, nessa altura, não se encontrariam apenas repuxadas para o Equador, mas apertar-se-iam de encontro a esses giros subtropicais. Ora, isso teria, inevitavelmente, como consequência uma componente meridiana da circulação atmosférica na faixa ocidental da Península Ibérica. Mas as condições variaram muito durante o ciclo glaciário. Mesmo pequenas modificações na extensão dos gelos e na posição da frente polar oceânica teriam grandes repercussões no ambiente climático da Península, que se encontrava numa encruzilhada de influências. E é preciso não esquecer a importante sazonalidade do clima de então, particularmente sujeito aos fenómenos radiativos.

Se descermos ao espaço mais restrito de Portugal Continental, as dúvidas são muitas. E elas permanecerão enquanto não se fizeram progressos sensíveis no estudo dos microorganismos preservados nos fundos marinhos, particularmente a oeste da Península, na análise geomorfológica e sedimentológica da plataforma continental, e, no que se refere sobretudo às terras emersas, no estudo das manifestações glaciárias e periglaciárias, nas análises polínicas e dos paleossolos, tudo isso com o apoio fundamental das datações absolutas. Para já, parece poder afirmar-se que Portugal escapou aos climas de frio intenso responsáveis pela formação do *permafrost*: sugere-o o contexto paleogeográfico e a ausência, até hoje, de qualquer manifestação irrefutável de solo permanentemente gelado. Pelo contrário, as manifestações glaciárias, em altitudes bastante baixas no Noroeste de Portugal, parecem dever-se mais à humidade do que ao frio, certamente a uma abundante precipitação nevosa, associada a uma fraca insolação, que dificultava a fusão da neve. Tudo leva a crer que o andar alpino, nas montanhas portuguesas, era pouco desenvolvido, apertado entre uma delgada faixa glaciária e a floresta (COUDÉ-GAUSSSEN, 1981; DAVEAU, 1986; FERREIRA *et al.*, 1989). A mais generalizada manifestação do gelo no solo são as cascalheiras crioclásticas que, como se disse, são de difícil interpretação em termos paleoclimáticos. A ausência de manifestações indiscutíveis de *permafrost* e a raridade dos indícios do solo gelado estacional, levam a pensar que a maior parte dessas cascalheiras constituem uma manifestação de condições crionivais atenuadas, que poderão ter alastrado momentaneamente no litoral e à custa da floresta, nas montanhas interiores, durante os episódios mais frios.

## BIBLIOGRAFIA

- BARSCHE, D. (1988) — «Rockglaciers». M. J. Clark (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, J. Wiley, Chichester, p. 69-90.
- BAULIN, V. V., BELOPUKHOVA, Ye. B., DANILOVA, N. S. (1984) — «Holocene Permafrost in the USSR». A. A. Velichko (ed.), *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, Longman, Londres, p. 87-91.
- BAULIN, V. V., DANILOVA, N. S. (1984) — «Dynamics of Late Quaternary Permafrost in Siberia». A. A. Velichko (ed.), *Late Quaternary...*, p. 69-77.
- BERGER, A. *et al.* (eds.) (1984) — «Climatic variations at astronomical frequencies. Summary, conclusions and recommendations». A. L. Berger *et al.* (eds.), *Milankovitch and Climate*. Part 2, D. Reidel Pub. Comp., Dordrecht, p. 823-873.
- BJÖRCK, S., MÖLLER, P. (1987) — «Late Weichselian Environmental History in Southeastern Sweden during the Deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet». *Quaternary Research*, 28, p. 1-37.
- BROSCHÉ, K-U (1982) — «Formas periglaciales antiguas en la Península Ibérica. Posibilidades de una consideración climática». *Estudios Geográficos*, 116, p. 5-16.
- BROWN, R. J. E. (1970) — *Permafrost in Canada*. Univ. Toronto Press, Toronto, 234 p.
- (1979) — «Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador». *Géographie Physique et Quaternaire*, 33 (3-4), p. 279-289.
- BROWN, R. J. E., KUPSCH, W. O. (1974) — *Permafrost Terminology*. Nat. Res. Council Canada, Tech. Mem., 3. 62 p.
- BROWN, R. J. E., PÉWÉ, T. L. (1973) — «Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973». *North Am. Cont., Permafrost Second Int. Conf.*, Nat. Acad. Sc., Washington, p. 71-100.
- BURKE, R. M., BIRKLAND, P. W. (1984) — «Holocene Glaciation in the Mountain Ranges of the Western United States». H. E. Wright, Jr. (ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States, Vol. 2, The Holocene*, Longman, Londres, p. 3-11.
- CLARK, M. J. (ed.) (1988) — *Advances in Periglacial Geomorphology*. J. Wiley, Chichester, 481 p.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976) — «The Surface of the Ice-Age Earth». *Science*, 191, p. 1131-1137.
- COUDÉ-GAUSSIN, G. (1981) — *Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude Géomorphologique*. Mem. C. E. G., 5, Lisboa, 254 p.
- DAVEAU, S. (1986) — «Signification paléoclimatique du modèle glaciaire et périglaciaire quaternaire au Portugal». F. López-Vera, ed., *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, Madrid, p. 81-93.
- DENTON, G. H., HUGHES, T. J., KARLÉN, W. (1986) — «Global Ice-Sheet System Interlocked by Sea Level». *Quaternary Research*, 26, p. 3-26.

- DIONNE, J.-C. (1978) — «Formes et Phénomènes Périglaciaires en Jamésie, Québec Subarctique». *Géographie Physique et Quaternaire*, 32 (3), p. 187-247.
- (1984) — «Pales et limite méridionale du pergélisol dans l'hémisphère nord: le cas de Blanc Sablon, Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, 38 (2), p. 165-184.
- DREWRY, D. (1986) — *Glacial Geological Processes*. E. Arnold, Londres, 276 p.
- DUPLESSEY, J. C., DELIBRIAS, G., TURON, J. L., PUJOL, C., DUPRAT, J. (1981) — «Deglacial Warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the Paleoclimatic Evolution of the European Continent». *Paleog., Paleocl., Paleoec.*, 35, p. 121-144.
- DUPRAT, J. (1983) — «Les Foraminifères Planctoniques du Quaternaire Terminal d'un Domaine Pericontinental (Golfe de Gascogne, Côtes Ouest-Ibériques, Mer d'Alboran): Écologie-Biostratigraphie». *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 33, p. 71-150.
- DYKE, A. S., DREDGE, A., VINCENT, J.-S. (1982) — Configuration and Dynamics of the Laurentide Ice Sheet During the Late Wisconsin Maximum». *Géographie Physique et Quaternaire*, 36 (1-2), p. 5-14.
- DYLIK, J. (1960) — «Rhythmically stratified slope waste deposits». *Biuletyn Peryglacjalny*, 8, p. 31-41.
- EMBLETON, C., KING, C. A. M. (1975) — *Periglacial Geomorphology*. E. Arnold, Londres, 203 p.
- FERREIRA, A. B., VIDAL, J. R., VILAPLANA, J. M., RODRIGUES, M. L., ZÉZERE, J. L., MONGE, C. (1989) — «Formas e depósitos glaciários e periglaciários da Serra do Gerês-Xurés (Portugal-Galiza). Levantamento cartográfico». *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, Madrid (no prelo).
- FERREIRA, D. (1984) — «L'Upwelling Ouest Ibérique». *Met-Mar*, 123, p. 4-16.
- FLINT, R. F. (1971) — *Glacial and Quaternary Geology*. J. Wiley, N. Iorque, 892 p.
- FLOHN, H., FANTECHI, R. (1984) — *The Climate of Europe: Past, Present and Future*. D. Reidel Pub. Comp., Dordrecht, 356 p.
- FRENCH, H. M. (1976) — *The Periglacial Environment*. Longman, Londres, 309 p.
- (1988) — «Active layer processes». M. J. Clark, ed., *Advances in Periglacial Geomorphology*, J. Wiley, Chichester, p. 151-177.
- FRENCH, H. M., KARTE, J. (1988) — «A periglacial overview». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 463-473.
- GANS, W. DE (1988) — «Pingo scars and their identification». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 299-322.
- GATES, W. L. (1976) — «Modeling the Ice-Age Climate». *Science*, 191, 1138-1144.
- GOLD, L. W., LACHENBRUCH, A. H. (1973) — «Thermal Conditions in Permafrost — A Review of North American Literature». *North Am. Cont., Permafrost Second Int. Conf.*, Nat. Acad. Sc., Washington, p. 3-25.

- GRICHUK, V. P. (1984) — «Late Pleistocene Vegetation History». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, Longman, Londres, p. 155-178.
- HALLET, B., PRESTRUD, S. (1986) — «Dynamics of Periglacial Sorted Circles in Western Spitsbergen». *Quaternary Research*, 26, p. 81-99.
- HAMELIN, L. E., COOK, F. A. (1967) — *Le Périglaciaire par l'Image/ /Illustrated Periglacial Phenomena*. Presses Univ. Laval, Québec, 237 p.
- HARRIS, S. A. (1981) — «Distribution of Zonal Permafrost Landforms with Freezing and Thawing Indices». *Erdkunde*, 35 (2), p. 81-90.
- (1988) — «The Alpine Periglacial Zone». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 369-413.
- HARWEY, L. D. D. (1980) — «Solar variability as a contributing factor to Holocene climatic change». *Progr. Phys. Geogr.*, 4 (4), p. 487-530.
- HECHT, A. D. (ed.) (1985) — *Paleoclimate Analysis and Modeling*. J. Wiley, N. Iorque, 445 p.
- HECHT, A. D. (1985) — «Paleoclimatology: A retrospective of the past 20 years». A. D. Hecht, ed., *Paleoclimate...*, p. 1-25.
- HENRICH, H. (1988) — «Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years». *Quaternary Research*, 29, p. 142-152.
- HILLAIRE-MARCEL, C., OCCHIETTI, S. (1980) — «Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada». *Z. Geomorph. N. F.*, 24 (4), p. 373-392.
- IMBRIE, J. (1985) — «The future of Paleoclimatology». A. D. Hecht, ed., *Paleoclimate...*, p. 423-432.
- LAUTRIDOU, J.-P. (1984) — *Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse, Univ. Caen, 900 p.
- (1988) — «Recent Advances in Cryogenic Weathering». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 33-47.
- LAUTRIDOU, J.-P., OZOUF, J. C. (1982) — «Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS». *Progr. Phy. Geogr.*, 6 (2), p. 215-232.
- LEBEDEVA, I. M., KHODAKHOVA, V. G. (1984) — «Late Pleistocene Glacial Regimes and their Paleoclimatic Significance». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary...*, p. 55-65.
- LIU TUNG-SHENG (ed.) (1985) — *Quaternary Geology and Environment of China*. China Ocean Press Beijing and Springer-Verlag Berlin, 301 p.
- LOCKWOOD, J. G. (1985) — *World Climatic Systems*. E. Arnold, Londres, 292 p.
- LÓPEZ-VERA, F. (ed.) (1986) — *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Univ. Aut. Madrid, Madrid, 563 p.
- LOWE, J. J., GRAY, J. M., ROBINSON, J. E. (eds.) (1980) — *Studies in the Lateglacial of Northwest Europe*. Pergamon Press, Oxford, 205 p.
- MACKAY, J. R. (1986) — «Growth of Ibyuk Pingo, Western Arctic Coast, Canada, and Some Implications for Environmental Reconstructions». *Quaternary Research*, 26, p. 68-80.

- McGREEVY, J. P. (1981) — «Some perspectives on frost shattering». *Progr. Phys. Geogr.*, 5 (1), p. 56-75.
- MICKELSON, D. M., CLAYTON, L., FULLERTON, D. S., BORNS, H. W. JR. «The Late Wisconsin Glacial Record of the Laurentide Ice Sheet in the United States». H. E. Wright Jr. (ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States, vol. 1, The Late Pleistocene*, Longman, Londres, p. 3-37.
- MISKOVSKY, J. C. (dir.) (1987) — *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*. Assoc. Ét. Env. Géol. Préhist., Paris, 1297 p.
- NICHOLSON, F. H. (1979) — «Permafrost Spatial and Temporal Variations Near Schefferville, Nouveau-Québec». *Géographie Physique et Quaternaire*, 33 (3-4), p. 265-277.
- NICHOLSON, F. H., GRANBERG, H. B. (1973) — «Permafrost and Snowcover Relationships near Schefferville». *North Am. Cont., Permafrost Int. Conf.*, Nat. Acad. Sc., Washington, p. 151-158.
- PÉWÉ, T. L. (ed.) (1969) — *The Periglacial Environment. Past and Present*. Arctic Inst. North Am., McGill-Queen's Univ. Press, Montreal, 487 p.
- (1969) — «The Periglacial Environment». T. L. Péwé, ed., *The Periglacial Environment...*, p. 1-9.
- (1975) — *Quaternary Geology of Alaska*. Geol. Survey Prof. Paper 835, Washington, 145 p.
- (1983) — «The Periglacial Environment in North America during Wisconsin Time». H. E. Wright Jr., ed., *Late-Quaternary...*, Vol. 1, *The Late Pleistocene*, p. 157-189.
- PISSART, A. (1988) — «Pingos: an overview of the present state of knowledge». J. M. Clark, ed., *Advances...*, p. 280-297.
- POSER, H. (1948) — «Boden — und Klimaverhältnisse in Mittel — und Westeuropa Während der Würmeiszeit». *Erdkunde*, 2 (1-3), p. 53-68.
- PRIESNITZ, K. (1988) — «Cryoplanation». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 49-67.
- PUJOL, C. (1980) — *Les Foraminifères Planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie, Stratigraphie, Environnement*. Mémoires Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, 10, Bordéus, 254 p.
- PUJOL, C., DUPRAT, J. (1983) — «Le dernier cycle climatique dans l'Atlantique Nord-oriental. Estimations de paléotempératures». *Paléoclimats*, CNRS/IGBA, Paris/Bordéus, p. 199-205.
- PYE, K. (1984) — «Loess». *Progr. Phys. Geogr.*, 8 (2), p. 176-217.
- RAYNAL, R. (1960) — «Les éboulis ordonnés au Maroc». *Biuletyn Peryglacyalny*, 8, p. 21-30.
- (1973) — «Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée occidentale». *Biuletyn Peryglacyalny*, 22, p. 249-256.
- (1977) — «Étagement comparé en altitude des processus périglaciaires actuels dans les hauts massifs du Maroc et d'Iran». *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, D. F., 31, p. 275-289.

- ROBIN, G. Q. (ed.) (1983) — *The climatic record in polar ice sheets*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 212 p.
- (1983) — «Ice sheets: isotopes and temperatures». G. Q. Robin, ed., *The climatic record...*, p. 1-18.
- (1988) — «The Antarctic Ice Sheet, its History and Response to Sea Level and Climatic Changes Over the Past 100 Million Years». *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, 67, p. 31-50.
- ROGNON, P. (1976) — «Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans». *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 18 (2-3), Paris, p. 251-282.
- (1980) — «Une extension des déserts (Sahara et Moyen Orient) au cours du Tardiglaciaire (18.000-10.000 ans BP)». *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 22 (4-5), Paris, 313-328.
- RUDDIMAN, W. F. (1985) — «Climate Studies in Ocean Cores». A. D. Hecht, ed., *Paleoclimate Analysis...*, p. 197-257.
- RUDDIMAN, W. F., McINTYRE, A. (1981) — «The North Atlantic During the Last Deglaciation». *Paleog., Paleocl., Paleoc.*, 35, p. 145-214.
- (1984) — «An evaluation of ocean-climate theories on the North Atlantic». A. L. Berger *et al.*, eds., *Milankovitch and Climate*, Part 2..., p. 671-686.
- SELLERS, A. H., HUGHES, N. A. (1982) — «Albedo and its importance in climate theory». *Progr. Phys. Geogr.*, 6 (1), p. 1-45.
- SEREBRYANNY, L. R. (1984) — «Mountain Glaciation in the USSR in the Late Pleistocene and Holocene». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary...*, p. 45-54.
- SEPPÄLÄ, M. (1988) — «Palsas and related forms». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 247-278.
- TRICART, J. (1967) — *Le modelé des régions périglaciaires*. S. E. D. E. S., Paris, 512 p.
- (1985) — «Les loess de la Chine du Nord-Est, leur contexte paléogéomorphologique». *Ann. Géogr.*, 524, p. 411-431.
- THORN, C. E. (1988) — «Nivation: a geomorphic chimera». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 3-31.
- VANDEBERGHE, J. (1988) — «Cryoturbations». M. J. Clark, ed., *Advances...*, p. 179-198.
- VELICHKO, A. A. (ed.) (1984) — *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. Longman, Londres, 327 p.
- (1984) — «Introduction». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary...*, p. XXIII-XXVII.
- (1984) — «Late Pleistocene Spatial Paleoclimatic Reconstructions». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary...*, p. 261-285.
- VELICHKO, A. A., NECHAYEV, V. P. (1984) — «Late Pleistocene Permafrost in European USSR». A. A. Velichko, ed., *Late Quaternary...*, p. 79-86.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1987) — «Enregistrement isotopique des sédiments marins profonds. Corrélations avec les climats du continent européen». J. C. Miskovsky, dir., *Géologie de la Préhistoire...*, p. 1159-1179

- WASHBURN, A. L. (1979) — *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. E. Arnold, Londres, 406 p.
- WEISROCK, A. (1983) — «Sur la notion de pluvial au Maghreb et Péninsule Ibérique». *Paléoclimats*, C. N. R. S./I. G. B. A., Paris/Bordéus, p. 137-149.
- WILLIAMS, P. J., SMITH, M. W. (1989) — *The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology*. Studies in Polar Research. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 306 p.
- WORSLEY, P. (1984) — «Periglacial environment». *Progr. Phys. Geogr.*, 8 (2), p. 270-276.
- Coloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*. Ass. Géog. Alsace, Strasbourg, 1978, 366 p.
- Oscillations climatiques entre 125.000 ans et le maximum glaciaire*. Colloque A. F. E. Q., Rennes, 1985. *Bull. A. F. E. Q.*, 2.<sup>e</sup> série, 25-26, Paris, 1986, p. 5-184.
- World water balance and water resources of the earth*. Studies and reports in hydrology, 25, Unesco, Paris, 1978, 663 p. + Atlas (do original russo, 1974).