

# Le climat

## des 21 000 dernières années

N. de NOBLET-DUCOUDRÉ, A. FOUCAULT, D. LUNT, M. KAGEYAMA et S. CHARBIT

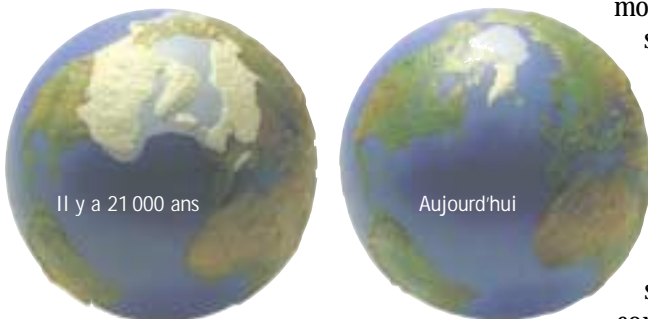
On retrace la coévolution du climat passé et de la végétation grâce à des modèles numériques de plus en plus perfectionnés.

**L**e climat est l'une des principales contraintes qui déterminent l'existence et l'évolution de la vie. À plusieurs reprises au cours de l'histoire de la Terre, la contrainte climatique s'est traduite dans certaines régions par la persistance de températures négatives qui ont entraîné le développement de glaciers, notamment des inlandsis, c'est-à-dire des calottes recouvrant des grandes surfaces continentales (voir la figure 1). Par exemple, depuis trois millions d'années, notre planète subit une alternance d'époques glaciaires et interglaciaires dont la périodicité est d'environ 100 000 ans. Ces cycles persistent aujourd'hui.

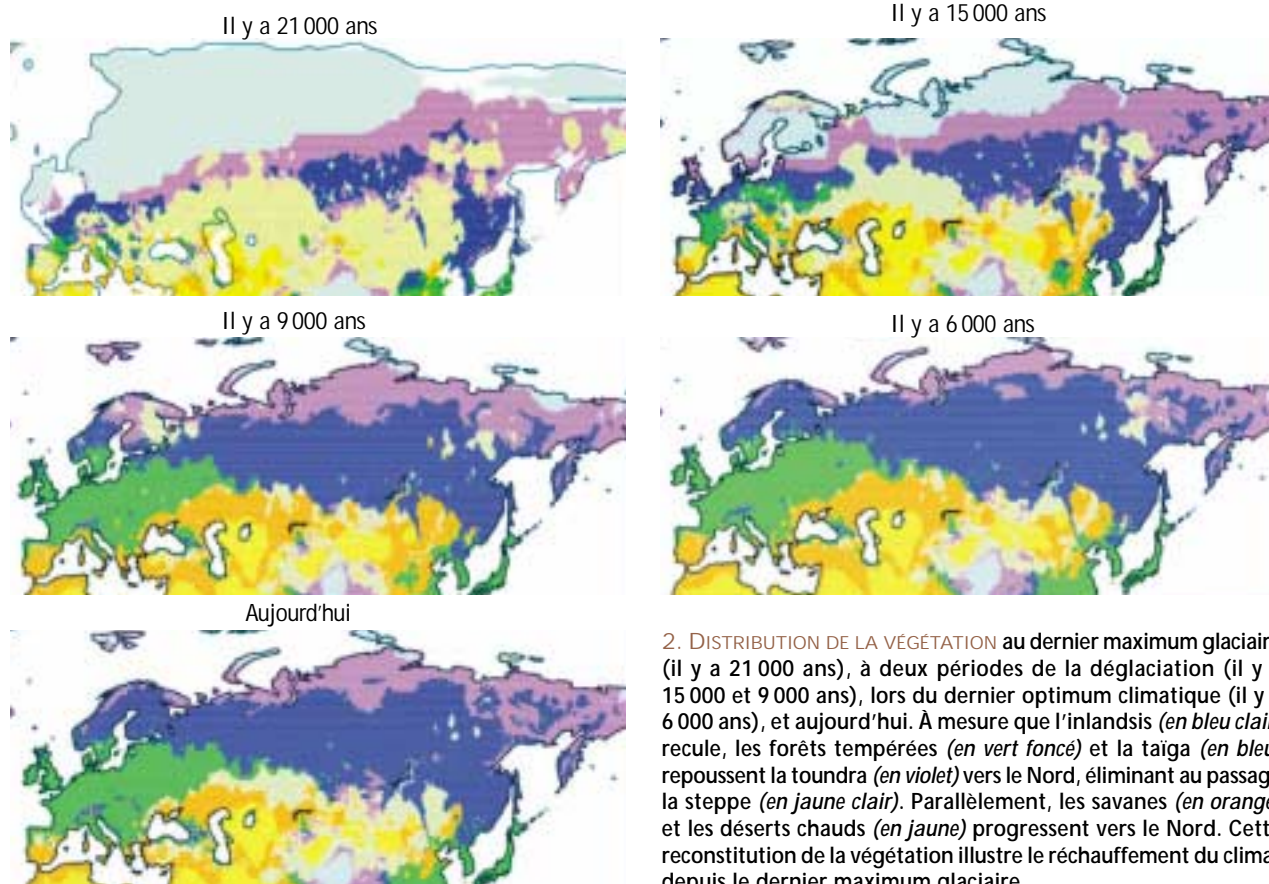
Dès 1920, le mathématicien Milutin Milankovitch a développé une théorie, dite théorie astronomique du climat (voir la figure 5), afin d'expliquer cette succession de périodes chaudes et froides. Elle est fondée sur le calcul des variations séculaires de l'insolation, au sommet de l'atmosphère, qui résultent, non pas de fluctuations du rayonnement émis par le Soleil, mais du mouvement de la Terre autour du Soleil. Milankovitch a montré que les variations des paramètres orbitaux de la Terre, c'est-à-dire l'excentricité, l'obliquité et la précession des équinoxes, sous l'effet de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes et par la Lune, modifient la répartition de l'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère. Ces variations, assez faibles, des paramètres orbitaux sont amplifiées par divers phénomènes, propres à notre système climatique, dus notamment aux océans, à l'atmosphère et à sa composition chimique, aux biosphères continentales et marines, ainsi qu'aux extensions de glace sur les océans et sur les continents. Depuis quelques années, grâce à de nouveaux modèles qui tiennent compte de la plupart de ces contraintes, on reconstitue mieux les climats du passé.

Il y a 115 000 ans, au début de la dernière glaciation, nommée en Europe, glaciation de Würm et, en Amérique, glaciation de Wisconsin, l'excentricité de l'orbite terrestre était plus importante qu'aujourd'hui et les zones de haute latitude recevaient moins d'énergie en été (une diminution de quelques watts par mètre carré sur un total moyen de 342 watts par mètre carré aujourd'hui). Le refroidissement estival qui en résultait empêcha les végétations de type arboré de se maintenir, laissant la place à des végétations herbacées, telles la toundra et les steppes froides, qui se sont étendues vers le Sud, au-delà de leur limite actuelle en Amérique du Nord et en Eurasie. En période hivernale, ces végétations sont recouvertes de neige, favorisant le renvoi vers l'atmosphère de l'énergie solaire reçue et, par conséquent, une amplification du refroidissement initial et un recul de la date de fonte des neiges.

Sur les océans, un processus similaire est lié à une extension de la banquise vers le Sud et à une fonte plus tardive qu'aujourd'hui. Ces deux phénomènes (terrestre et maritime) agissant de concert, le refroidissement de la Terre dans les moyennes et dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, déclenché par la diminution de l'ensoleillement reçu au sommet de l'atmosphère, s'est amplifié, entraînant la formation de calottes de glace.



1. DES CALOTTES POLAIRES recouvraient le Canada et le Nord de l'Europe lors du dernier maximum glaciaire il y a 21 000 ans. La Manche et le plateau continental de la Bretagne étaient asséchés. La température moyenne de la Terre était de six degrés inférieure à celle d'aujourd'hui.



Nous nous intéresserons à la période comprise entre 35 000 et 10 000 ans avant le présent, qui correspond à la phase finale de la dernière glaciation. Elle comprend notamment le dernier maximum glaciaire, période où le volume total des calottes glaciaires était à son paroxysme, que l'on date aujourd'hui à 21 000 ans. Après ce maximum, la déglaciation qui suit s'achève il y a environ 10 000 ans, au début de l'Holocène, une période pendant laquelle se sont développées notamment l'agriculture et la sédentarisation des êtres humains.

## Les reconstitutions du climat

Pendant cette période, marquée par un réchauffement rapide lié à la déglaciation des deux grandes calottes, en Fennoscandie (le territoire constitué de la Norvège, de la Suède et de la Finlande) et en Amérique du Nord, plusieurs espèces animales, dont les mammouths, ont disparu de la surface de la Terre. Nous montrerons que ce réchauffement s'est accompagné d'une recolonisation progressive par des arbres

des espaces non englacés, au détriment de la steppe froide nécessaire à l'alimentation de ces grands herbivores.

Nous avons connaissance des glaciations passées par les traces qu'elles ont laissées. Cependant, elles n'ont été observées qu'à partir du début du XIX<sup>e</sup> siècle, quand le paléontologue suisse Louis Agassiz (1807 ; 1873) a vu les témoignages d'un âge glaciaire dans les anciennes moraines, dans les stries et dans les roches moutonnées visibles notamment dans les Alpes (ces observations dénotent un recul des glaciers).

Depuis, la panoplie du paléoclimatologue s'est enrichie de bien des outils. Peu d'entre eux fournissent des paramètres directs puisque, par exemple, on ne dispose de mesures de température de l'air que depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle. La plupart de ces outils sont donc des indicateurs indirects dont on extrait des données climatiques.

Les spores et les grains de pollen (voir L'environnement végétal du mammouth, par Josette Renault-Miskovsky et Michel Gérard dans ce dossier) constituent des indicateurs climatiques de premier ordre grâce auxquels on reconstitue l'histo-

rique de l'occupation d'un site par diverses espèces végétales. Le plus souvent, ils sont recueillis par des palynologues dans des couches de tourbe, des sédiments lacustres, parfois marins. Pris individuellement, ces enregistrements renseignent sur l'histoire des peuplements végétaux autour du lieu de prélèvement ; pris ensemble, ils révèlent, par périodes, la répartition de la végétation. Ensuite, par des méthodes statistiques, on peut associer la répartition du pollen à des facteurs climatiques, telles la température et la pluviométrie : cette relation est d'abord établie pour la période actuelle, puis appliquée à des périodes passées après l'étude des échantillons géologiques.

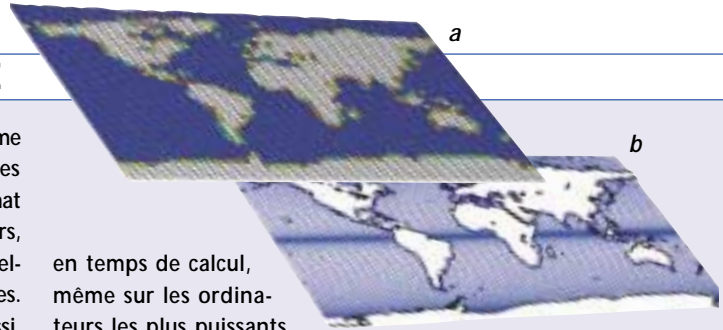
Ces méthodes statistiques sont aussi utilisées pour d'autres organismes. Ainsi, on peut reconstituer les températures océaniques anciennes par le comptage des foraminifères fossiles, des organismes unicellulaires marins, et par l'étude de leur répartition dans les sédiments.

Enfin, un outil essentiel du paléoclimatologue est la géochimie isotopique : les isotopes d'un même élément, le plus fréquemment ceux de l'oxygène ou

## LA MODÉLISATION DU SYSTÈME CLIMATIQUE

Modéliser signifie, d'une part, mettre en équation un système physique ou biologique et, d'autre part, numériser ces équations afin qu'elles soient traitées par un ordinateur. Le climat est un système complexe où sont inclus différents réservoirs, telles l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère, dont les échelles de temps varient de quelques secondes à plusieurs siècles. De plus, ces réservoirs échangent de nombreux composés. Aussi, modéliser correctement l'ensemble de ce système reste un défi pour qui cherche à prédire de quelle façon et dans quelle proportion l'homme intervient dans l'évolution du climat. Ces modèles sont testés et évalués dans des situations passées, pour lesquelles nous disposons de données.

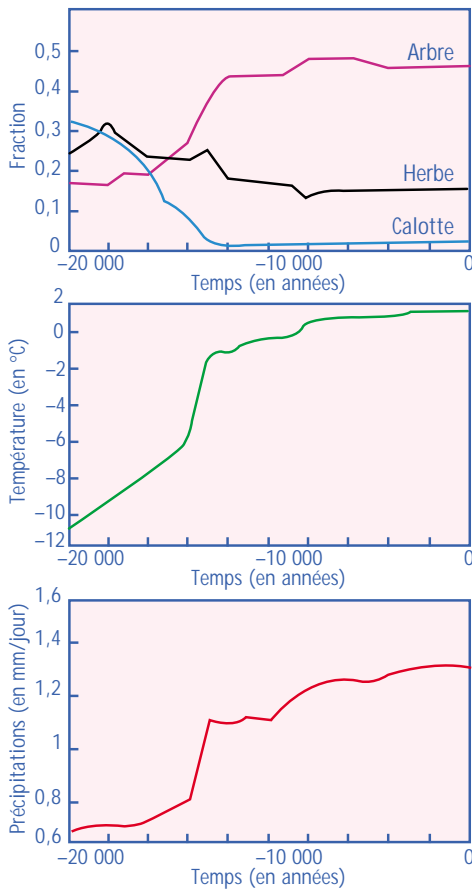
Deux familles de modèles sont traditionnellement utilisées. Les modèles de circulation générale incluent un très grand nombre de processus et d'interactions. Leur maillage est relativement fin (voir la figure). Toutefois, gourmands



en temps de calcul, même sur les ordinateurs les plus puissants, ils sont inexploitablement pour traiter de grandes échelles de temps.

À l'inverse, les modèles de complexité intermédiaire incluent un nombre restreint de processus et d'interactions et leur maillage est très grossier, mais ils prennent très peu de temps de calcul et autorisent donc des reconstitutions sur plusieurs milliers d'années consécutives.

Maillage horizontal de la végétation (a) et de l'océan (b) dans le modèle de circulation générale de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).



3. LE MODÈLE CLIMBER révèle l'évolution du paysage (a), de la température moyenne annuelle (b) et des précipitations moyennes annuelles (c). La fonte des glaces, il y a environ 14 000 ans, est accompagnée d'une recolonisation rapide de l'espace libéré par les arbres, et une décroissance, d'environ 50 pour cent, de l'espace occupé par les herbacées. Simultanément, les températures moyennes annuelles augmentent de plus de 10 °C, tandis que la quantité de précipitations double.

de l'hydrogène, ont des masses atomiques différentes et ont, en conséquence, un comportement différent au moment des changements de phase, par exemple de l'eau au cours de son cycle. Ce comportement est notamment fonction de la température. Dans certains cas, on peut reconstituer les températures passées et même les variations des stocks de glace à la surface de la planète.

### Deux modélisations

Toutefois, ces données acquises sur le terrain sont insuffisantes pour reconstituer l'évolution des climats ou de la végétation en tout point du globe et à tout moment. Des questions restent en suspens. Ainsi, l'aridification observée dans certaines régions de l'Eurasie est-elle le fruit d'une diminution des précipitations ou d'une augmentation des pertes d'eau dans le sol? Ces éventuelles pertes d'eau résultent-elles d'un ruissellement excessif sur des zones de sol gelé ou d'un excès d'évapotranspiration? Le refroidissement extrême reconstruit au dernier maximum glaciaire pour l'Europe de l'Ouest à partir de données polliniques traduit-il une circulation atmosphérique fortement modifiée en hiver comme en été? Pour répondre à la multitude de questions que se posent les « historiens » du climat, nous utilisons divers types de modèles numériques (voir l'encadré ci-dessus).

L'objectif de ces modélisations est une simulation continue du climat

au cours des derniers millénaires. Toutefois, ceci n'est possible qu'avec un certain type de modèles, dits de complexité intermédiaire, qui tiennent compte de tous les systèmes, par exemple l'atmosphère, l'océan et la biosphère, mais de façon simpliste et à une échelle spatiale grossière.

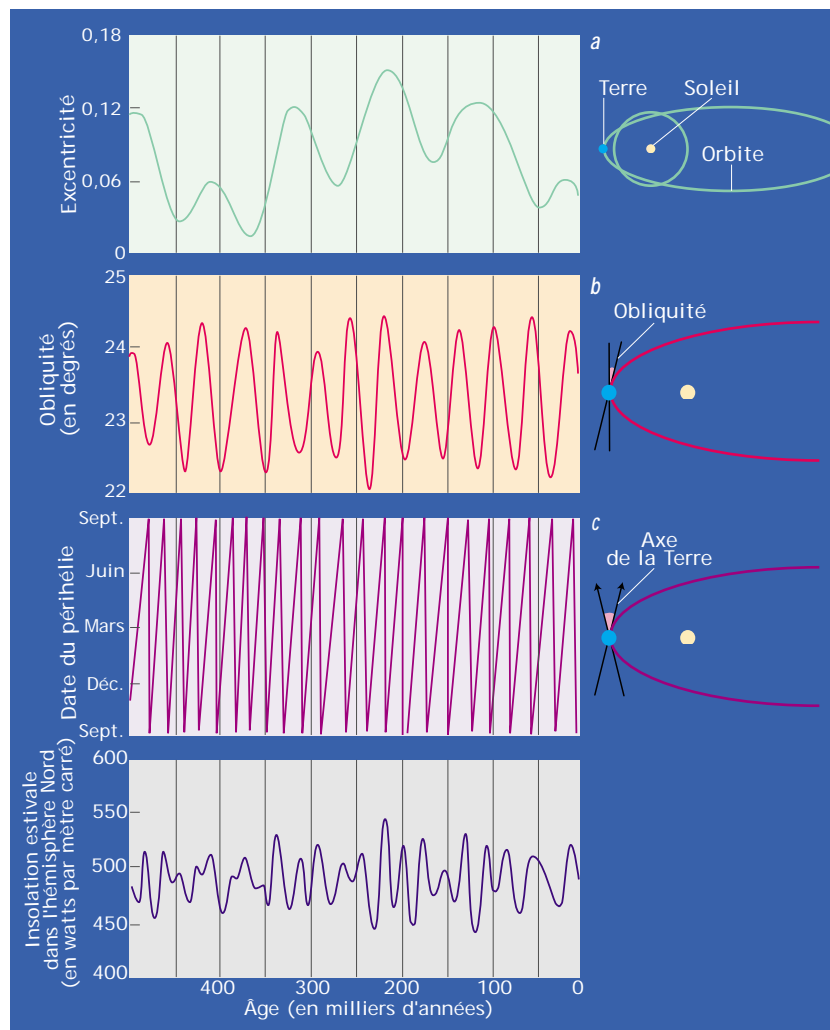
À l'inverse, les modèles de climat plus traditionnels résolvent plus de processus dans chacun des systèmes, à une échelle spatiale plus fine, mais sont coûteux en temps de calcul : ils n'offrent des simulations que sur quelques centaines d'années. En utilisant conjointement les deux types de modèles, nous accédons, d'une part, à la continuité de grandes tendances, telles la température globale, les proportions d'arbres et d'herbacées à l'échelle du globe ou des continents ; d'autre part, à des « instantanés » choisis pour lesquels nous pouvons mieux comprendre les différents processus à l'œuvre, et obtenir une description plus précise de l'état de ces différentes composantes du système climatique.

Pour la période qui nous intéresse ici, nous avons mené deux jeux d'expériences numériques. Dans le premier, quatre simulations utilisant le modèle (de type traditionnel) de circulation générale de l'Institut Pierre Simon Laplace (voir la figure 2) ont été réalisées pour des périodes précises : le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans) ; deux étapes de la déglaciation (il y a 15 000 et 9 000 ans) ; l'optimum climatique (il y a 6 000 ans)



M.A. Kessler et B.T. Werner

4. LES SOLS POLYGONAUX, ici au Spitzberg, résultent des alternances de gel et de dégel qui entraînent des mouvements de pierres. Celles-ci se rassemblent dans des fissures nées des rétractions thermiques. De telles traces dans les couches géologiques témoignent d'un ancien sol glacé.



5. LES PÉRIODES GLACIAIRES sont dues, selon le modèle du mathématicien Milutin Milankovitch, aux variations de l'insolation. Celle-ci dépend de trois paramètres de l'orbite de la Terre : l'excentricité de l'orbite, c'est-à-dire l'allongement de l'ellipse par rapport à un cercle parfait (a), l'angle d'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport au plan de l'orbite (b) et la date du périhélie, qui détermine la direction dans laquelle pointe l'axe de la Terre lorsqu'elle passe au plus près du Soleil (c). La variation combinée de ces trois quantités détermine l'ensoleillement, exprimé en watts par mètre carré (d). Les minima d'insolation correspondent aux périodes glaciaires.

qui correspond à la dernière période chaude depuis la fin de la dernière glaciation. Pour chacune de ces expériences, nous avons prescrit à notre modèle les forçages, ou facteurs, externes au système, soit les paramètres orbitaux de la Terre, la concentration en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère, l'extension et l'altitude des calottes de glace. Ces deux derniers éléments sont calculés par ailleurs grâce au modèle de calottes glaciaires, nommé GREMLINS, du Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, à Grenoble.

Nous avons également simulé une période débutant il y a 21 000 ans et se terminant aujourd'hui avec un modèle de complexité intermédiaire, nommé CLIMBER, mis au point à l'Institut de climatologie de Potsdam, à côté de Berlin (voir la figure 3). Là encore, les paramètres externes au système sont les paramètres orbitaux et la concentration en  $\text{CO}_2$ , mais cette fois, l'extension et l'altitude des calottes de glace sont calculées par le modèle lui-même.

### Plus chaud, plus d'arbres

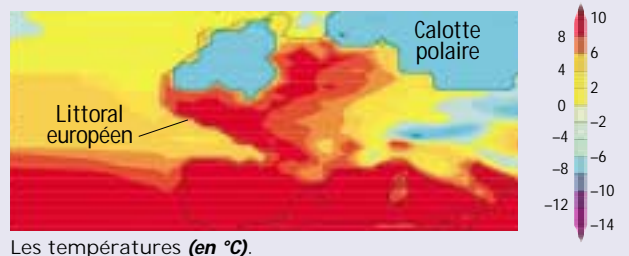
Il y a 21 000 ans, les glaces recouvraient le Nord de l'Angleterre, la Scandinavie, le Nord de l'Allemagne, de la Pologne et de la Russie jusqu'à l'Ouest de la Sibérie. Les glaciers de montagnes, telles les Alpes, les Carpates et les Pyrénées, remplissaient la plupart des vallées que l'on y voit aujourd'hui. Cette eau ainsi stockée était soustraite aux océans dont le niveau était alors inférieur de plus de 120 mètres à celui actuel. Puisque peu de déformations tectoniques se sont produites depuis cette époque, on déduit que toutes les régions actuellement recouvertes par moins de 120 mètres d'eau océanique étaient alors émergées : l'Angleterre était rattachée au continent et, entre la Sibérie et l'Alaska, s'étendait une vaste terre, la Beringie. Les populations animales et humaines de l'Eurasie pouvaient se déplacer depuis l'Europe jusqu'à l'Alaska. Les forêts avaient presque totalement disparu du continent eurasiatique, remplacées par de la toundra et des steppes froides. L'hiver était beaucoup plus rigoureux et sec qu'aujourd'hui (voir l'encadré de la page 53) tandis que les étés étaient très froids.

## LE BULLETIN MÉTÉOROLOGIQUE DU 2 NOVEMBRE 21 004 AVANT NOTRE ÈRE

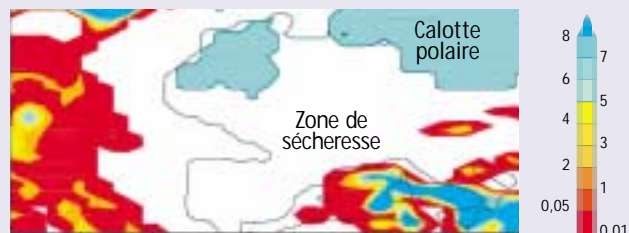
Comme souvent ces temps-ci, la situation en Europe sera très anticyclonique, avec des vents assez forts soufflant de la banquise qui apportent un air très froid et très sec sur la plupart de nos régions.

À midi, le thermomètre ne dépassera les 10 °C qu'en Espagne et sur la façade Atlantique. Ailleurs, prévoyez des gros pulls. À partir de 16 heures, les températures chuteront et seront partout négatives. Ce n'est donc pas aujourd'hui que nous assisterons à la fonte de la calotte glaciaire, ni sur la péninsule anglo-irlandaise ni sur la région russo-scandinave. En conséquence, le niveau des mers restera relativement bas et, pour les courageux, la migration entre Paris et Londres sera toujours possible à pied sec.

Le soleil brillera quasiment partout à l'exception du cercle polaire, où le front nuageux se maintient et pourrait donner quelques averses éparses au cours de la journée. La sécheresse continue donc de sévir en Europe.



Les températures (en °C).



Les précipitations (en millimètres par jour).

Dans les régions les plus froides où la température est le plus souvent négative, on observe des sols gelés en permanence à partir de quelques décimètres sous la surface et ce, jusqu'à des profondeurs de parfois plusieurs centaines de mètres : ce type de sol est nommé pergélisol, ou permafrost (voir Quand le sol de la France était gelé, par Brigitte Van Vliet Lanoë dans ce dossier). Les quelques décimètres supérieurs de ces sols dégèlent pendant l'été et forment une boue fluide. Les alternances saisonnières de gel et de dégel y provoquent des mouvements internes, nommés cryoturbations, qui déplacent les pierres. Celles-ci se rassemblent peu à peu dans les fissures engendrées par les rétractations thermiques en donnant des sols polygonaux (voir la figure 4). Ces structures, dites périglaciaires, persistent tant que l'érosion les respecte. Par exemple, leur présence dans les sédiments montre que, lors du dernier maximum glaciaire, le pergélisol s'étendait sur la plus grande partie de la France, à l'exception des régions méditerranéennes et de l'Aquitaine, témoignant des températures moyennes très basses atteintes alors.

Depuis le dernier maximum glaciaire, et jusqu'à l'Holocène, l'insolation estivale n'a fait qu'augmenter, entraînant la fonte progressive des calottes de glace, un réchauffement du climat de plus de 10 °C en moyenne annuelle sur toute l'Eurasie, et une

augmentation significative des précipitations qui ont plus que doublé en Eurasie. Dès lors, le niveau des océans est remonté, d'abord lentement, puis plus rapidement, il y a quelque 14 500 ans, sa vitesse pouvant alors atteindre trois mètres par siècle. Cette vitesse de remontée a ensuite diminué à environ un mètre par siècle jusqu'à ce que la mer atteigne son niveau actuel il y a 6 000 ans. Ces variations de vitesse illustrent la non-linéarité du système qui inclut des phénomènes complexes, telles la fonte des calottes polaires et la dilatation des océans. Cette complexité est encore un défi pour les climatologues.

La steppe froide disparaît au profit de la forêt. Nos simulations montrent que depuis 9 000 ans, les steppes froides ont totalement disparu du continent eurasiatique, tandis que les savanes se concentrent, dans l'hémisphère Nord, au Sud du 40° parallèle, dans les zones toujours soumises à des déficits réguliers de précipitation. L'accélération du changement de climat observé il y a 14 000 ans est liée aux phénomènes internes du système climatique, tels la fonte des calottes, le réchauffement et l'extension des zones arborées, mais elle n'est pas corrélée aux forçages solaires.

Ainsi, entre la dernière grande glaciation, qui a atteint son maximum il y a 21 000 ans, et le dernier optimum climatique, il y a 6 000 ans, le climat s'est réchauffé et est devenu plus

humide. Les calottes de glace qui occupaient une grande partie des continents de l'hémisphère Nord ont fondu, et la steppe froide qui dominait au Nord de l'Eurasie a été progressivement remplacée par la forêt.

Ces modifications des paysages, que les progrès de la modélisation permettent aujourd'hui d'appréhender dans le détail, ont eu des effets sur la répartition des animaux (voir Les mammifères de la période glaciaire, par Adrian Lister dans ce dossier), particulièrement ceux qui, à l'instar du mammoth, étaient bien adaptés à certaines conditions environnementales. Ces changements écologiques aident à comprendre ces changements de répartition et, parfois, les disparitions.

Nathalie de NOBLET-DUCOUDRÉ, Masa KAGEYAMA et Sylvie CHARBIT travaillent au Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE), du CEA et du CNRS, à Gif-sur-Yvette. Alain FOUCAULT travaille au Département « Histoire de la Terre » du Muséum national d'histoire naturelle de Paris. Daniel LUNT travaille à l'École des sciences géographiques de l'Université de Bristol, en Grande-Bretagne.

M. KHODRI et al., *Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation*, in *Nature*, vol. 410, pp. 570-574, 2001.

N. de NOBLET, I. PRENTICE, S. JOUSSAUME, D. TEXIER, A. BOTTA et A. HAXELTINE, *Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation*, in *Geophysical Research Letters*, vol. 23 (22), pp. 3191-3194, 1996.