

CARTES DES ENVIRONNEMENTS DU MONDE

PENDANT

LES DEUX DERNIERS EXTREMES CLIMATIQUES

1. LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

(ca 18 000 ± 2 000 ans B.P.)

2. L'OPTIMUM HOLOCÈNE

(ca 8 000 ± 1 000 ans B.P.)

(Echelle 1/25 000 000)

NOTICE EXPLICATIVE



Une co-publication



COMMISSION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MONDE
COMMISSION FOR THE GEOLOGICAL MAP
OF THE WORLD
77, rue Claude-Bernard
75005 Paris, France



AGENCE NATIONALE
POUR LA GESTION DES DÉCHETS RADIOACTIFS
Parc de la Croix-Blanche
1/7 rue Jean-Monnet
92298 Châtenay-Malabry Cedex, France

1999

Photo de couverture (version française) :

Dépôts lacustres carbonatés, très riches en coquilles de mollusques d'eau douce, à Haijad (22° 40' N, Mali). La base est datée à 9 500 ans B.P., la couche évaporitique terminale à 4 400 ans B.P. (cliché N. Petit-Maire).

Front cover (English version):

Carbonate lacustrine deposits with very abundant shells of fresh water molluscs, Haijad (22° 40' N, Mali). The base layer is dated at 9 500 years B.P., the terminal evaporitic layer at 4 400 years B.P. (photograph by N. Petit-Maire).

- Pour commander cet ensemble de deux cartes (quatre feuilles – pas de vente séparée) s'adresser à la CCGM, voir adresse ci-contre.
Téléphone +33 1 47 07 22 84 / fax : +33 1 43 36 95 18 / e-mail : ccgm@club-internet.fr•

CARTES DES ENVIRONNEMENTS DU MONDE
PENDANT
LES DEUX DERNIERS EXTREMES CLIMATIQUES

1. LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE
(ca 18 000 ± 2 000 ans B.P.)
2. L'OPTIMUM HOLOCÈNE
(ca 8 000 ± 1 000 ans B.P.)

(Echelle 1/25 000 000)

NOTICE EXPLICATIVE

COMMISSION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MONDE
COMMISSION FOR THE GEOLOGICAL MAP
OF THE WORLD
77, rue Claude-Bernard
75005 Paris, France

AGENCE NATIONALE
POUR LA GESTION DES DÉCHETS RADIOACTIFS
Parc de la Croix-Blanche
1/7 rue Jean-Monnet
92298 Châtenay-Malabry Cedex, France

1999
AUTEURS

Cette notice a été établie et complétée par **Nicole PETIT-MAIRE** (CNRS, Aix-en-P^{ce}, France) et **Philippe BOUYSSÉ** (CCGM/BRGM, Paris, France) à partir de textes fournis par les collaborateurs principaux (auteurs régionaux ou thématiques) des *Cartes des environnements du Monde pendant les deux derniers extrêmes climatiques*, soit, par ordre alphabétique :

- **Jacques-Louis de BEAULIEU**, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Faculté des Sciences et Techniques de St-Jérôme, Marseille (France) : *Zones de végétation*.
- **Geoffrey BOULTON**, Institute of Geology and Geophysics, The University of Edinburgh, Grant Institute, Edimbourg (Grande Bretagne) : *Glaciers / Calottes glaciaires*.
- **Martin IRIONDO**, Universidad Nacional de Entre Rios, Paraná (Argentine) : *Amérique du Sud*.
- **Peter KERSHAW**, Department of Geography and Environmental Science, Monash University, Clayton (Victoria, Australie) : *Australasie et Asie du Sud-Est*.
- **Olga LISITSYNA**, Geocryology Department, Moscow State University, Moscou (Russie) : *Eurasie du Nord; Permafrost*.
- **Tim PARTRIDGE**, Climatology Research Group, University of the Witwatersrand, Johannesburg (Afrique du Sud) : *Sud de l'Afrique*.
- **Uwe PFLAUMANN** et **Michael SARNTHEIN**, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Kiel, Kiel (Allemagne); **Hartmut SCHULZ**, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Rostock-Warnemünde (Allemagne) : *Températures de la surface océanique*.
- **Jane SOONS**, Department of Geography, University of Canterbury, Christchurch (Nouvelle-Zélande) : *Nouvelle-Zélande*
- **Brigitte VAN VLIET-LANOË**, Sédimentologie et Géodynamique, CNRS/Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq (France) : *Amérique du Nord et Europe Occidentale; Permafrost*.
- **Baoyin YUAN** et **Zhengtang GUO**, Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing (China) : *Chine*.
- **Martin van der ZIJP**, Netherland Institute for Sea Research, Den Burg-Texel (Pays Bas) : *Niveau marin au Dernier Maximum Glaciaire*.

Les Cartes et/ou la Notice ont aussi bénéficié de données et d'avis communiqués par :

- **Ibrahim ATALAY**, University of Izmir, Turkey : *Turquie*
- **Catherine KUZUCUOGLU**, CNRS/Université Paris I & IV, Meudon (France) : *Anatolie, mer Noire*.
- **Anne-Marie LÉZINE**, Laboratoire de Paléobiologie et Palynologie, CNRS/Université P & M Curie, Paris (France) : *Afrique centrale*.
- **Zheng ZHUO**, Department of Earth Sciences, Zhongshan University, Guangzhou, Chine : *Chine*.

En cours d'édition des cartes, nous avons reçu les précieux commentaires de **Stephen PORTER**, Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle (USA) pour *l'Amérique du Nord* et de **Jürgen RUNGE**, Physische Geographie, Universität Paderborn, Paderborn (Allemagne), pour *l'Afrique équatoriale*.

La synthèse des maquettes des deux cartes a été préparée par **Raymond Panattoni**, CNRS-UMR 6636-MMSH, Aix-en-Provence (France).

La réalisation technique des cartes a été effectuée à l'Agence Régionale Provence-Alpes-Côte d'Azur de l'Institut Géographique National (Aix-en-Provence, France) par **Alain Canevet**, **Michel Gojon** et **Robert Bartoloni**.

TABLE DES MATIERES

	Pages
INTRODUCTION	5
I. Températures de la surface océanique	7
II. Lignes de rivage	9
III. Calottes glaciaires et glaciers de montagne	9
IV. Pergélisols	11
V. Formations éoliennes, zones arides	14
VI. Eaux douces de surface	15
VII. Végétation	16
• Définition des zones de végétation.....	16
• Amérique du Sud.....	17
• Australasie et Asie du Sud-Est.....	17
• Nouvelle-Zélande.....	18
• Afrique au sud de l'équateur.....	19
• Chine.....	20
CONCLUSIONS	21
REFERENCES	22

* *

*

INTRODUCTION

Les structures socio-économiques du monde moderne dépendent très largement du climat actuel de la Terre. Précipitations, températures, régime des vents, nébulosité, conditionnent la localisation et les caractéristiques de la couverture végétale, des habitats, des ressources agricoles et marines, et aussi le mode de vie des populations locales. Tout changement climatique a donc nécessairement des répercussions géopolitiques.

Le futur *naturel* de notre planète, régi par les fluctuations des paramètres orbitaux de la Terre, nous conduit vers un refroidissement irrégulier très lent qui devrait aboutir à une nouvelle glaciation qui culminerait dans quelque 100 000 ans. Mais l'échelle de temps de ce processus naturel n'est pas du même ordre que celle qui régit l'activité humaine moderne. Cette tendance naturelle ne peut pas lutter à l'heure actuelle contre le réchauffement induit par les activités d'un nombre d'êtres humains se multipliant à un rythme "explosif", consommateurs toujours plus voraces d'énergie dont les sources principales (hydrocarbures, charbon) polluent l'atmosphère en gaz radiatifs.

Cet accroissement de l'effet de serre naturel (qui réchauffe déjà notre planète de 33° C) par le rejet dans l'atmosphère de gaz comme le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄), devrait nous amener, dans quelques décennies, vers une situation où la température moyenne à la surface de la Terre atteindrait – voire dépasserait – celle qui a été déterminée pour le dernier Optimum Climatique de notre Interglaciaire (Holocène), c'est-à-dire une augmentation d'environ 2°C par rapport à l'époque actuelle.

Il est donc primordial d'essayer de prévoir vers quelles modifications de notre environnement nous mènent ces deux futurs possibles, l'un lointain, l'autre proche.

Deux méthodes permettent de proposer une reconstitution de l'environnement déterminé par ces évolutions climatiques :

- les *modélisations théoriques*, basées sur les lois de la physique. Ces simulations, à large maillage spatio-temporel, ont une forte marge d'incertitude due à la complexité des multiples facteurs interactifs, et peuvent difficilement prendre en compte l'énorme diversité géographique des continents et les effets régionaux qu'elle entraîne;
- le recours à des reconstitutions aussi fines que possible de *situations réelles survenues dans le passé*, correspondant à des écarts connus, par rapport à aujourd'hui, de la température globale. L'analyse des données pluridisciplinaires, datables, archivées dans les strates sédimentaires ou imprimées dans la morphologie du Quaternaire récent, peut nous révéler les caractéristiques des paléoenvironnements qui ont été déterminées par des situations plus chaudes ou plus froides qu'actuellement et, en particulier, celles correspondant à leurs extremums, définissant, ainsi, la variabilité *naturelle* récente des paysages terrestres.

C'est dans cette optique qu'il a été décidé de produire, sous l'égide de la CCGM et avec le concours financier de l'ANDRA, ces deux jeux de cartes destinées à donner une vue synthétique des paléoenvironnements globaux lors des deux derniers extremums climatiques (programme cartographique CLIMEX, issu du programme international CLIP¹ de l'IUGS-UNESCO).

Les tranches de temps (en âges B.P. non calibrés) considérées ici sont :

1. Le *Dernier Maximum Glaciaire* vers 18 000 ± 2 000 ans B.P. , correspondant à une température moyenne de la surface de la Terre d'environ 4,5°C inférieure à l'actuelle.
2. L'*Optimum Climatique Holocène* vers 8 000 ± 1 000 ans B.P. , correspondant à une température globale moyenne d'environ 2° C plus élevée qu'aujourd'hui.

D'emblée, lors de la conception de ces cartes, de gros problèmes de choix se sont posés, en raison du non-synchronisme entre l'évolution de certains paramètres environnementaux représentés, outre le fait que le mode de datation et la résolution atteinte varient selon les auteurs. L'un des choix les plus critiques a été celui de la tranche chronologique décrivant les deux extremums climatiques, en particulier celui de l'Holocène : pour les glaciologues et les géologues marins, il se situe vers 6 000 B.P. et correspond à la fin de la déglaciation et à la phase finale de remontée du niveau de la mer; en revanche, en termes climatiques, les réactions de la circulation

¹ CLimates of the Past

atmosphérique au forçage astronomique majeur vers 9 000 \pm 1 000 ans B.P. (Prell et Kutzbach, 1987) se sont manifestées dès 9 500 ans B.P. et se sont considérablement atténuées à partir de 7 200 à 7 000 ans B.P. (Sirocko *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1994; Petit-Maire et Guo, 1996; Pachur et Altmann, 1997; Karlen, 1998). C'est pourquoi les données figurant sur les cartes CLIMEX correspondent aux *signaux les plus forts* enregistrés à l'intérieur des tranches chronologiques retenues; ces signaux ne sont pas nécessairement simultanés.

Il faut également souligner que la valeur et la densité des données utilisées sont loin d'être homogènes et que, dans certaines zones géographiques et pour une époque donnée, l'unanimité n'est pas toujours faite entre les spécialistes, comme c'est le cas pour l'extension de la forêt amazonienne. Très souvent, seuls quelques carottages ou quelques observations de surface discontinues ont été disponibles pour cartographier de vastes régions. Par exemple, le couvert végétal de l'Afrique Centrale n'est connu que par un nombre très restreint de prélèvements. En conséquence, les différents auteurs thématiques régionaux ont été contraints, en l'état actuel des connaissances, de prendre parti et d'oser parfois des extrapolations logiques.

Nous avons envisagé un moment de produire une troisième carte illustrant la *situation des environnements actuels* à des fins évidentes de comparaison avec les cartes des deux derniers extrêmes climatiques. Mais, très vite, s'est posé un problème théorique qui ne nous semble pas pouvoir être résolu car les environnements mondiaux actuels ne sont plus "naturels" climatiquement, mais résultent des profondes perturbations dues à l'anthropisation quasi complète des terres émergées au cours du second millénaire de notre ère, anthropisation accélérée considérablement par les activités de l'humanité moderne : déforestation, agriculture extensive, surpâturage, désertification, urbanisation, pollution, ... Reconstituer le monde "naturel actuel" est un exercice virtuel : c'est le choix qui a été fait par le National Geographic (1999) dans une carte (à l'échelle de 1/54 109 440) qui montre, par exemple, toute une Europe moyenne occupée, depuis le nord-ouest de l'Espagne jusqu'au sud de l'Oural, par une couverture continue de "forêt tempérée feuillue". Les données manquent, surtout hors d'Europe, et nous avons renoncé à cette idée.

Nous avons bien pris la mesure du risque encouru par la publication de cette synthèse cartographique, à une échelle susceptible d'en souligner les erreurs et les lacunes, conscients que nous sommes de son imperfection et des critiques qu'immanquablement elle suscitera. Ce travail doit être entendu comme une version préliminaire que des commentaires constructifs devraient contribuer à amender de manière significative en vue d'une réédition.

N. Petit-Maire
CNRS-UMR 6636
Aix-en-Provence

Ph. Bouysse
CCGM/BRGM
Paris

NOTA : Les abréviations suivantes, utilisées internationalement, seront employées dans le corps du texte :

- **LGM** (Last Glacial Maximum) pour *Dernier Maximum Glaciaire* ou *Dernier Pléniglaciaire*.
- **HOP** (Holocene Optimum) pour *Optimum Climatique Holocène* ou *Altithermal* ou encore *Hypsithermal holocène*.
- **SST** (Sea Surface Temperature) pour *Température de la Surface Océanique*

I. TEMPERATURES DE LA SURFACE OCANIQUE (U.P., M.S., H.S.)

Dans un travail de pionnier, le programme CLIMAP (Climate Long-range Investigation and Mapping Programme), a présenté pour la première fois, il y a presque deux décennies (CLIMAP Project Members, 1981), les premières cartes mondiales de distribution saisonnière des températures de surface de la mer (SST) pendant le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) à "18 000 ans ^{14}C ". L'estimation des SST de cette époque était basée sur le recensement des associations de plusieurs microfossiles provenant de carottages de sédiments en mer profonde; ces données étaient calibrées par rapport aux SST de l'océan actuel, via une série de fonctions de transfert, basées sur l'analyse en composantes principales (CABFAC) et une approche à régression multiple (Imbrie & Kipp, 1971; Kipp, 1976). Au cours des vingt dernières années, ces cartes CLIMAP-LGM ont fourni des conditions aux limites pour nombre de modèles numériques simulant les climats du passé, et vice-versa, pour tester la pertinence des modèles de circulation océanique générale en vue de la prédiction du climat du futur.

Sous les tropiques, les anomalies des SST du Glaciaire par rapport à l'Interglaciaire de CLIMAP, n'atteignent que $-2 (\pm 1,5)^\circ \text{C}$. Dans les régions à upwelling, elles peuvent dépasser -4°C . Cependant, comme l'ont résumé Anderson et Webb (1994), ces anomalies ne conviennent pas si on les compare à plusieurs données de paléotempérature recueillies à terre et basées sur des abaissements importants de la limite des neiges persistantes (Bowler *et al.*, 1976), sur des changements majeurs dans la végétation tropicale (Frenzel *et al.*, 1992; Rind et Peteet, 1985) et, bien plus encore, sur les SST déduites du rapport Sr/Ca et $\delta^{18}\text{O}$ dans les coraux de la Barbade, ce qui conduit à des anomalies de $-5 (\pm 0,5)^\circ \text{C}$ (Guilderson *et al.*, 1994).

De la même manière, les SST extrêmement basses du LGM et la couverture persistante de la glace de mer dans les mers du Groenland, d'Islande et de Norvège, qui sont proposées par CLIMAP, sont controversées quand on les confronte aux enregistrements des microfossiles et des isotopes stables (Hebbeln *et al.*, 1994; Sarnthein *et al.*, 1995; Wienelt *et al.*, 1996).

Pour mieux contraindre l'intervalle réel des variations des SST entre le Glaciaire et l'Interglaciaire, nous présentons dans ces cartes une nouvelle série de données de SST saisonnières pendant le LGM, correspondant à 70 sites de carottages dans l'Atlantique équatorial, nord-oriental, et sud-oriental. Notre approche est basée sur un contrôle et des définitions plus précises de l'âge, sur une technique de transfert différente (MAT = Modern Analog Technique), et sur un calibrage amélioré des données microfauniques par rapport aux SST modernes grâce à l'utilisation de 738 échantillons actuels de sommets de carottage dans l'Atlantique et une "analyse objective" de la série de données hydrographiques de Levitus (1982).

Nous avons aussi présenté pour la carte du LGM des valeurs de SST (hiver boréal/été austral seulement) au large de l'Australie et de l'Asie orientale.

En outre, nous avons reporté une première série de données SST saisonnières pour l'Optimum Climatique Holocène (HOP) concernant l'océan Atlantique et la mer d'Arabie. Cette période est centrée à proximité du maximum d'insolation dans l'hémisphère nord, soit vers $9\,000 \pm 1\,000$ ans ^{14}C (Prell et Kutzbach, 1987).

Nous ne détaillerons pas ici la procédure analytique très précise que nous avons utilisée pour reconstruire les courbes isothermes des SST : ages ^{14}C SMA, stratigraphie $\delta^{18}\text{O}$ de moyenne à haute résolution des organismes planctoniques et/ou benthiques, prise en compte des taux de sédimentation les plus appropriés, méthodologie statistique, ... (cf. par exemple Pflaumann *et al.*, 1996). Les SST du LGM proviennent de l'étude de 50 carottages sédimentaires des collections de Kiel et de Bordeaux/Gif et du rééchantillonnage ou d'une réévaluation de 20 carottes CLIMAP. Celles du HOP sont basées sur 92 carottes de l'Atlantique et de 35 de la mer d'Arabie des collections de Kiel, de Bordeaux/Gif, et du Lamont. Les SST de l'hiver boréal/été austral correspondent à l'intervalle février-avril, celles de l'été boréal/hiver austral, à l'intervalle août-octobre.

La série complète des données est disponible via le site web du "German paleoclimate data repository PANGAEA" : www.pangaea.de/ftp/Pflaumann.

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Notre reconstitution confirme un certain nombre de caractéristiques différentes de l'Actuel qui avaient déjà été reconnues par le programme CLIMAP, comme l'expansion de l'eau polaire avec un déplacement corrélatif du Front Polaire vers 45° N, une vaste région subtropicale avec un niveau stable de SST élevées, conduisant à une forte réduction de la zone climatique tempérée de l'hémisphère nord, en une petite bande zonale à fort gradient SST. Toutefois, notre nouvelle reconstitution diffère notablement de celle proposée par CLIMAP, en ce qui concerne plusieurs structures hydrologiques marquantes :

- Basées sur un ensemble substantiel et cohérent de données, les SST atteignent, en été, 3,5 à 4,5° C dans de vastes secteurs des mers nordiques (50° N-80° N). Cet intervalle de température infirme l'existence d'une couverture de glace de mer pérenne postulée par CLIMAP. Ce n'est qu'en hiver que notre nouveau schéma reflète étroitement l'extension de la banquise jusque vers 50° N, comme proposé par CLIMAP. Contrairement à ce dernier modèle, les conditions estivales de mer libre aux hautes latitudes ont contribué à intensifier la saisonnalité et la formation d'eau profonde (Weinelt *et al.*, 1996) et, de manière saisissante, à accroître le flux d'eau chaude vers les hautes latitudes et, conséquemment, l'humidité atmosphérique en Europe du Nord, favorisant ainsi l'édification des calottes glaciaires.
- Dans l'Atlantique du nord-est, entre 45° et 60° N, la position de nos isothermes indique une advection d'eau chaude vers le nord-est de l'Atlantique central, inconnue jusqu'ici, qui implique une petite circulation anticyclonique à l'ouest de l'Islande aussi bien pendant l'été que l'hiver.
- Les anomalies zonales liées à l'upwelling de la côte nord-ouest de l'Afrique sont beaucoup moins prononcées que celles figurant sur la reconstitution CLIMAP. En revanche, pour l'upwelling de l'Afrique du Sud-Ouest ces anomalies corroborent de manière précise celles de CLIMAP.
- A la différence de CLIMAP, nous avons trouvé un fort refroidissement près de l'équateur, par rapport aux conditions actuelles, de l'ordre de 5° à 8° C (au lieu de 4° C) pendant l'été boréal, et de 6,5° C (au lieu de 0° à 2° C) pendant l'hiver boréal, en accord avec les données provenant des coraux et du continent, comme signalé plus haut (Bowler *et al.*, 1976; Rind et Peteet, 1985; Frenzel *et al.*, 1992; Guilderson *et al.*, 1994; Anderson et Webb, 1994). Ce refroidissement implique une forte réduction de l'évaporation et, par la suite, une diminution du transport de l'humidité vers les secteurs tropicaux et subtropicaux des continents avoisinants. L'aridité continentale qui en résulte est bien documentée, tant dans les archives sédimentaires à terre que dans celles des grands fonds (Sarnthein, 1978; Sarnthein *et al.*, 1982; Talbot, 1984).

En raison de ces différences, nous n'avons pas intégré les données CLIMAP aux nôtres dans les cartes présentées ici.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE

En général, les SST de l'Optimum Climatique Holocène (HOP) pour l'Atlantique et la mer d'Arabie sont très proches du schéma moderne de distribution, à la fois pour l'hiver et pour l'été, avec des écarts n'excédant que rarement $\pm 2^\circ$ C. Cependant, la plupart de ces faibles anomalies comprennent, chacune, des valeurs homogènes et semblent compatibles avec les principales structures océanographiques régionales.

Pendant l'été (août-octobre) les anomalies négatives les plus visibles sont de 3° à 5° C et apparaissent dans les régions d'upwelling côtier du nord-ouest de l'Afrique et de l'Arabie du Sud. Au large de cette dernière, les valeurs plus faibles témoignent clairement de l'impact bien connu de l'intensification de la mousson indienne d'été, au moment où le rayonnement solaire était à son niveau maximal (Hutson et Prell, 1980; Prell et Kutzbach, 1987). En revanche, on comprend moins bien les valeurs atténuées au large du nord-ouest de l'Afrique (tout comme celles de l'été austral au large du sud-ouest de l'Afrique). Elles reflètent probablement un renforcement des courants bordiers de l'Atlantique oriental à cette époque, parce que l'upwelling côtier, ainsi que les alizés, y sont plus fortement développés pendant l'hiver.

Dans les mers nordiques, les valeurs estimées dépassent celles de l'époque actuelle de plus de 1° C aussi bien pendant l'été que l'hiver, correspondant à un accroissement du flux d'eaux chaudes vers les hautes latitudes au HOP. A l'inverse, les valeurs pour le courant du Labrador montrent un

refroidissement uniforme supérieur à 1° C qui peut être suivi loin à travers l'Atlantique Nord, ce qui suggère un courant bordier occidental un peu plus dynamique.

En bref, les données que nous avons présentées ici montrent une nouvelle cartographie des températures de surface de la mer (SST) pour le Dernier Maximum Glaciaire qui suit approximativement celle du modèle classique CLIMAP. Cependant l'on y trouve des différences notables pour le LGM de l'Atlantique où les SST d'été ont environ 4° C de plus dans les hautes latitudes, entre 50° et 80° N. Ce résultat conduit à réfuter l'existence d'une banquise pérenne couvrant les mers nordiques. Près de l'équateur, nos nouvelles estimations des SST impliquent une chute de 5° à 8° C pendant le LGM, repérée aussi dans plusieurs formations coralliennes et dans les indicateurs terrestres de paléotempératures. Pendant l'été de l'Optimum Climatique Holocène, des anomalies négatives de SST indiquent une intensification de la mousson indienne et un renforcement des courants du Labrador et de ceux de la bordure orientale de l'Atlantique. Les anomalies positives des SST dans les mers nordiques suggèrent un léger accroissement du flux d'eaux chaudes océaniques vers les hautes latitudes septentrionales.

II. LIGNES DE RIVAGE

(Ph. B & M.V.D.Z.)

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Durant le Pléniglaciaire, le soutirage de l'énorme masse d'eau océanique qui a servi à constituer les calottes glaciaires a fait baisser le niveau moyen de la mer de 120 à 130 m. Nous avons choisi la position de l'isobathe 125 pour délimiter les lignes de rivage de l'époque (traitement Arc Info des données du Worldwide Digital Terrain Data, de l'US Department of Commerce, NOAA, Boulder, Colorado). Ce traitement informatique d'une base de données à l'échelle mondiale a été ensuite amélioré "à la main", en fonction des données locales existantes dans les zones sensibles ou particulières, comme par exemple les détroits.

De vastes secteurs des plateaux continentaux ont été exondés, en particulier au large de la Sibérie orientale, de l'Alaska, de l'Argentine, de l'Asie orientale et de l'Insulinde. La Nouvelle-Guinée était largement rattachée à l'Australie; le golfe Persique était entièrement à sec. La Méditerranée, la mer Rouge, la mer du Japon recevaient encore une alimentation en eaux océaniques. En revanche, la mer Noire était complètement isolée et était devenue un lac (tout comme la mer de Marmara); pendant le LGM et jusque vers 15 000 ans B.P., son niveau était descendu d'environ 150 m (C. Kuzucuoglu, comm. pers., 1998).

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE

En ce qui concerne l'Altithermal holocène, comme nous l'avons souligné en introduction, les signaux maximums, pour chacun des différents phénomènes pris en compte dans ces cartes, sont souvent loin d'être en phase. Ainsi, résultant du stade final de la déglaciation, la remontée des océans, à un niveau sensiblement équivalent à l'actuel, se termine vers 6 000 ans B.P., soit 3 000 à 1 000 ans plus tard que l'Altithermal climatique. Nous avons donc reporté pour cette période le niveau marin actuel, à deux exceptions près :

– pour les régions arctiques du Canada et pour la Baltique, on a tenu compte du retard au rééquilibrage isostatique (provoqué par la disparition des inlandsis nord-américain et scandinave) par rapport à la remontée eustatique (voir la section Pergélisols).

– au débouché des grands fleuves (Mississippi, Amazone, Rio de la Plata, Tigre-Euphrate, Gange-Brahmapoutre, Yang Tsé Kiang, etc.), les deltas n'avaient pas encore acquis leur extension actuelle, la transgression holocène venant juste de s'achever. Ceci est particulièrement net pour la basse Mésopotamie.

On évoquera encore le cas particulier de la mer Noire (C. Kuzucuoglu, comm. pers., 1998) dont les fluctuations sont commandées par la faible profondeur du seuil du Bosphore (-30 m) et, dans une moindre mesure, de celui des Dardanelles (-60 m) : à partir de 15 000 ans B.P., la déglaciation du nord de l'Europe approvisionnait la mer Noire en eaux fluviales et provoquait la hausse de son niveau. Ce flux d'eau douce se déversait en Méditerranée dont le niveau marin

remontait moins vite. Cette situation a perduré jusque vers 12 000 ans B.P. Ce n'est que vers 7 500 ans B.P. que l'eau méditerranéenne a pu à nouveau envahir la mer Noire.

III CALOTTES GLACIAIRES ET GLACIERS DE MONTAGNE

(G.B.)

Les deux cartes montrent l'extension des glaces pendant le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) et durant l'Optimum Climatique Holocène (HOP). Les deux périodes posent des problèmes de nature différente.

Pour le LGM, il a été généralement possible, dans les zones qui ont fait l'objet d'études de terrain intensives, de déterminer l'extension maximale des glaciers. Cependant, il y a de fortes présomptions que l'extension maximale ait été atteinte en différents endroits à des moments différents, bien qu'il existe peu de localités pour lesquelles une date précise du maximum glaciaire peut être établie. C'est pourquoi nous nous sommes contentés de cartographier l'extension maximale que les glaciers ont dû atteindre entre 22 000 à 14 000 ans B.P., intervalle qui couvre toute la période au cours de laquelle il est admis que ce maximum a été atteint.

Le retrait rapide des glaciers après le LGM a conduit, en de nombreux endroits, à leur disparition avant l'Altithermal holocène. Parce qu'il est intrinsèquement difficile de déterminer avec précision la chronologie des étapes du recul des glaciers, il est souvent malaisé de tracer avec exactitude les marges des glaciers pendant le HOP. Dans de nombreux endroits où les glaciers sont présents à l'heure actuelle, le refroidissement du Petit Age Glaciaire a provoqué une reprise de l'avancée des nombreux glaciers du XVI^{ème} au XIX^{ème} siècle. Cette avancée a donc oblitéré les traces de leur extension holocène.

En de nombreux endroits, les glaciers de montagne se réduisaient à des vallées ou des crêtes relativement étroites, ce qui pose un problème étant donné l'échelle de nos cartes. Nous avons donc pris le parti de ne représenter que les glaciers dont la largeur minimale est supérieure à 20 km; ainsi, des glaciers comme ceux du Kilimandjaro ou du mont Kenya, en Afrique de l'Est, étaient trop petits pour pouvoir figurer sur les cartes.

Pour ces deux époques successives, les recouvrements glaciaires comprennent les formes suivantes :

- *Grandes calottes glaciaires ou Inlandsis* - Ce sont des dômes ou coupoles de glace d'échelle continentale, avec des hauteurs de plus de 2 ou 3 km. On les trouve à l'époque moderne en Antarctique et au Groenland. Pendant le LGM, de vastes calottes couvraient aussi l'Amérique du Nord, l'Europe et les plateaux continentaux eurasiatiques. Sur la plus grande partie de leur superficie, la glace s'écoule relativement lentement à partir de la ligne de partage de l'axe sommital de la calotte. Mais des écoulements plus rapides de glace, couvrant seulement une petite surface mais déchargeant une grande proportion de la masse de glace, se dirigent radialement vers leurs marges. La forme lobée de la marge sud de l'inlandsis nord-américain indique, par exemple, les endroits où ces courants de glace atteignaient le front de cette immense calotte glaciaire.
- *Calottes glaciaires* - Ce sont des dômes de glace régionaux, de plus petites dimensions, de plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres de diamètre, comme ceux d'Islande ou de l'île de Baffin.
- *Glaciers de vallée* - Ils se forment dans les zones montagneuses et là où ils peuvent couvrir une proportion notable des reliefs comme dans les Alpes européennes, les Andes et l'Himalaya.
- *Petites masses glaciaires* - comme les petits dômes de glace sommitaux et les glaciers de cirque.

Les seules masses de glace d'une taille suffisante pour être cartographiées ici sont les *inlandsis*, les *calottes glaciaires* et les *réseaux serrés de glaciers de vallée*.

C'est volontairement que nous n'avons pas représenté la *glace de mer*, ou *banquise* (résultant de la congélation de l'eau océanique superficielle) car nous ne connaissons pas encore avec

suffisamment de précision la distribution, l'intensité et les caractéristiques thermiques des courants marins à l'approche des hautes latitudes, aux époques considérées ici.

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

La marge méridionale (terrestre) de la calotte glaciaire d'Amérique du Nord est bien connue; ses marges occidentale et orientale (marines) sont assez bien cernées grâce aux reconnaissances de géophysique marine (Dyke et Prest, 1987) qui montrent que la calotte de glace s'étendait jusqu'au rebord continental, ou à proximité de celui-ci. Il subsiste des incertitudes quant à la bordure septentrionale de cet inlandsis. Pour Dyke et Prest (1987), la calotte ne recouvrait pas les îles de la Reine Elizabeth, tandis que Blake (1970) pense le contraire. Nous avons adopté l'interprétation de Hamilton et Thorson (1983) pour l'extension des glaciers de l'Alaska, et celle de Porter *et al.* (1993) pour les autres glaciers au sud de l'inlandsis nord-américain.

En Amérique du Sud, nous avons utilisé la reconstitution de Clapperton (1993).

La totalité de la partie terrestre du Groenland était couverte par une calotte glaciaire, mais son extension sur le plateau continental n'a pas été complètement établie. Nous avons utilisé le schéma de Funder et Hansen (1996) qui estiment que la bordure glaciaire atteignait le rebord continental. Il en est de même pour l'Islande (Ingolfsson, 1991) et les îles Shetland (Boulton *et al.*, 1991).

En ce qui concerne la calotte glaciaire complexe s'étendant de la Scandinavie à l'est de l'Oural, on pense qu'elle consistait en au moins trois dômes principaux centrés sur la Scandinavie, la mer de Barents et la mer de Kara. La marge sud de la calotte scandinave est bien établie cartographiquement, mais il subsiste quelque incertitude quant à sa jonction ou non avec la calotte glaciaire des îles Britanniques, en mer du Nord, à un moment ou un autre (Sejrup *et al.*, 1994). Bien qu'il y ait un consensus général concernant l'existence d'une calotte en mer de Barents (Landvik *et al.*, 1998) qui connut une déglaciation rapide vers 15 000 ans B.P., ses marges septentrionales sont mal connues. On s'accorde aussi sur la présence d'une calotte glaciaire en mer de Kara (Forman *et al.*, 1995), et bien que nous ayons privilégié cartographiquement les conclusions d'auteurs russes comme Velichko et collaborateurs (1984) et de Faustova et Velichko (1992) pour la marge est de cette calotte, d'autres (par exemple Grosswald, 1980) estiment que celle-ci avait une bien plus grande extension vers l'est, jusque dans l'est de la péninsule de Taïmyr (c'est-à-dire le secteur coloré en violet pâle dans la carte du LGM). La position des marges sud de ce complexe de calottes glaciaires, en Russie, est elle aussi sujette à incertitude. Ce secteur du nord de la Russie et du plateau continental adjacent est celui où la cartographie des grandes calottes glaciaires reste la moins précise. L'extension des calottes plus petites en Russie asiatique est celle proposée par Velichko et collaborateurs (1984).

Au Tibet et dans les régions himalayennes, l'extension de la glaciation est celle proposée dans la compilation faite par Derbyshire et collaborateurs (1991). Elle montre un vaste complexe de calottes glaciaires de montagne et de glaciers de vallée. Nous pensons qu'il existe un faisceau de preuves tendant à démontrer l'inexistence d'une grande calotte glaciaire recouvrant tout le Tibet et les régions limitrophes, comme le suggère Kuhle (1988).

Le contour de la calotte assise sur les îles Britanniques est celui de Boulton et collaborateurs (1991), et nous avons suivi Denton et Hughes (1991) pour le complexe glaciaire des Alpes européennes.

En Antarctique, l'extension de l'inlandsis provient de la reconstruction de Denton et collaborateurs (1991). Dans certains secteurs, les limites sont à distance du rebord continental; cependant, des travaux récents de géophysique marine laissent penser que cette extension pourrait concerner de zones plus vastes de la plate-forme continentale.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCÈNE

Pour l'Amérique du Nord, nous avons adopté la reconstruction de Dyke et Prest (1987). Pour l'Amérique du Sud, nous admettons que l'extension des glaciers n'était pas significativement différente de celle d'aujourd'hui, bien que l'on ait besoin de davantage de travaux de terrain pour confirmer ce point de vue.

Dans l'ouest du Groenland, les données recueillies (van Tatenhove, 1995) donnent la position de la limite de l'inlandsis mais, pour le reste du pays, le tracé est assez peu contraint. En Islande, nous pensons que l'emprise des glaciers était circonscrite à l'intérieur de leurs limites actuelles. En

Eurasie, il y a peu de données, mais les conclusions sont sans aucun doute les mêmes que pour l'Islande.

IV. PERGÉLISOLS

(O.L. & B.V.V.L. avec données fournies par : Cheng Guadong, Langzhou; Kevin Hall, Vancouver; Nicolai Romanovskii, Moscou).

On a distingué un *pergélisol² continu* et un *pergélisol discontinu*. Le premier affecte en moyenne 80% du paysage, tandis que le second en couvre 79 à 10%. Des secteurs non-gelés peuvent subsister dans les deux cas; ils sont liés à des corps d'eau libre, à la végétation, à l'orientation topographique et au gradient géothermique (Kudryatsev, 1978; Washburn, 1979, 1980). Une continentalité marquée, réduisant la couverture neigeuse, peut aussi favoriser l'extension du pergélisol. D'un autre côté, le pergélisol peut, dans les régions hypercontinentales, fournir suffisamment d'humidité pour permettre le développement de la forêt dans un environnement aride (Yakoutie, Mongolie, Yukon, etc.).

En ce qui concerne le territoire de l'ex-URSS, le travail de compilation a été guidé par la grande extension actuelle du pergélisol et la disponibilité d'informations précises sur les cryolithozones récentes et anciennes. Pour cartographier le paléopergélisol, nous avons pu utiliser des cartes déjà publiées, à des échelles variées (par exemple : Baulin *et al.*, 1981; Velichko, 1984; Ershov, 1988-89), et surtout la "Carte Géocryologique de l'URSS à 1:2 500 000" d'Ershov. (1996). Les cartes des conditions géocryologiques actuelles fournissent des informations fiables sur la distribution du pergélisol, sa structure, son épaisseur, sa température, la teneur en glace, les processus périglaciaires passés et récents, et autorisent aussi une reconstitution des paléopergélisols. L'ensemble de la cryolithozone actuelle a enregistré des informations sur la distribution et les taux de permafrost, lors des deux extrêmes climatiques considérés. Ces indices ont été pris en compte, tant dans les régions où sévit actuellement le permafrost (pergélisol à deux couches et en voie de disparition, sédiments sursaturés en glace – "ice-complex" des auteurs russes – différents types d'hydrolaccolites – lentilles de glace formées dans le substrat, encore appelées "pingos" ou "bulguniaks" –, lacs de thermokarst – phénomènes de fonte superficiels –, etc.), qu'en dehors des limites de ces régions (pergélisol relique, anomalies géothermiques, grande extension de la zone de stabilité de la zone des gaz-hydrates, phénomènes périglaciaires fossiles, microtopographie, etc.). La reconstitution des conditions favorables à la formation des paléopergélisols a aussi tenu compte d'autres phénomènes comme les "palses" ou buttes cryogéniques, les sols structurés (par exemple : sols polygonaux), les "kurums" ou rivières de blocs, les glaciers rocheux, les formes de solifluxion, etc. Pour les régions sans indicateurs directs de pergélisol, la température annuelle moyenne du sol a été estimée en utilisant les températures récentes reportées dans la *Carte Géocryologique* citée plus haut. Des informations complémentaires ont été fournies par les données provenant de la palynologie, de la paléozoologie et d'autres disciplines.

En Europe occidentale, les données sont basées principalement sur l'utilisation des figures périglaciaires fossiles, comme les anciens coins de glace, les fentes de contraction thermique, les horizons de fragipan (niveau pédologique à granulométrie fine, compacté, se formant à une cinquantaine de centimètres de la surface du pergélisol), la présence systématique de cryoturbation ou de solifluxion, les traces d'une forte ségrégation de la glace dans les sédiments, et les glaciers rocheux fossiles. Notre position en ce qui concerne les critères de reconnaissance des paléopergélisols est intermédiaire entre deux points de vue extrêmes (Vandenberghé et Kasse, 1993; Vandenberghé et Pissart, 1993; vs Gangloff *et al.*, 1994) et plus proche de ceux de Kaiser (1969) et de Maarleveld (1976). Les figures de charge et de glissements n'ont pas été prises en compte parce que susceptibles de relever de la néoectonique.

Pour l'Amérique du Nord, les données proviennent essentiellement de Pewe (1983). Les cartes pédologiques (plusieurs horizons de fragipan) ont été confrontées à la pénétration actuelle du gel à 1 m de profondeur (Washburn, 1979).

² Synonymes de pergélisol : permafrost et permagel.

Pour le Japon, l'information est rare et l'on ne trouve pas de nouveaux faits disponibles depuis Washburn (1979). Pour le Moyen-Orient, on a appliqué le même gradient altitudinal/latitudinal que pour l'Europe.

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

En Amérique du Nord, le pergélisol s'étendait au nord de la calotte glaciaire et dans le couloir du Yukon-Porcupine, entre la calotte Laurentide et le nord des Rocheuses (Porter, 1988). Au sud de l'inlandsis, le pergélisol continu s'étendait jusqu'à l'Idaho et le Wyoming (Mears, 1981; Pewe, 1983), mais probablement aussi au-delà des pseudomorphoses de coins de glace, un phénomène communément utilisé pour définir le pergélisol continu lié aux vents catabatiques. La limite méridionale est repoussée de quelque 300 km plus au sud que celle de Pewe, en raison d'abord de la fréquence du fragipan à réseau polygonal de gloses (fentes lessivées et blanchies), quelque peu marqué pendant l'Holocène par une diagenèse modeste (légère cimentation siliceuse), et aussi en raison de l'aridité de la région, comme de l'inclinaison du gradient latitudinal, comparé à celui de l'Asie. De plus, la vallée du Mississippi constituait un débouché de la calotte des Laurentides et formait un véritable corridor éolien, notamment pour ce qui concerne la répartition des loess (Porter, 1988).

En Eurasie, les pergélisols atteignaient leur extension maximale : ils recouvraient la totalité de la Sibérie. Ce permafrost était contrôlé par les gradients latitudinaux et altitudinaux, en raison du régime hypercontinental auquel cet ensemble était soumis. La limite sud du pergélisol atteignait généralement 40°N, et descendait même plus bas au Tibet et dans les chaînes himalayennes. Une des caractéristiques principales du LGM était l'accumulation de glace dans le sommet du pergélisol résiduel, l'"ice-complex" (selon la terminologie des auteurs russes), sous la forme de coins de glace syngénétiques dont la largeur peut atteindre 10 à 60 m. L'"ice-complex" est lui-même la preuve de conditions géocryologiques sévères (basse température des sols, sols nus dans un contexte de pergélisol continu) ainsi que de l'absence de couverture glaciaire et de transgression marine dans la région. Des témoins de l'"ice-complex" indiquent qu'il y avait une distribution extensive du pergélisol continu dans les dépressions des zones montagneuses de Sibérie sud-orientale.

La fréquence des remplissages des coins de glace et des fentes de sol gelé dans les dépôts du Valdaï (=Würm) terminal, ou Sartan, ainsi qu'une topographie polygonale généralisée dans le sud de l'ex-URSS (à l'exception de la partie sud-ouest) montre (Velichko, 1984; Spasskaya *et al.*, 1993) que le pergélisol s'étendait bien plus au sud que les frontières de l'ex-URSS. Cette extension extrême est responsable des reliques de permafrost que l'on trouve en Europe nord-orientale et en Sibérie occidentale et témoigne d'une couverture continue de pergélisol dans ces régions durant le LGM (Romanovskii, 1993). Un gel saisonnier profond du sol et un pergélisol alpin (de haute montagne) se sont développés dans le sud-ouest (au sud de 48°/49° N) : en Crimée, dans le Caucase et dans les montagnes du Kopet Dagh (entre l'Iran et le Turkménistan). La température du sol pendant le LGM était en moyenne de 8 à 10° C plus basse qu'aujourd'hui.

En Europe, à basse altitude, le permafrost couvrait de manière discontinue l'Aquitaine (France, vers 44° N), à sensiblement la même latitude qu'aux Etats Unis, en raison de la disparition du Gulf Stream (baisse de 10° C de la température moyenne annuelle de la mer en surface) et de la grande aridité (pas de protection des sols par la couverture neigeuse), particulièrement au sud de la chaîne des Pyrénées. Cependant, le pergélisol n'a jamais atteint la plaine du Pô (Cremaschi et Van Vliet-Lanoë, 1991). La limite des sols polygonaux à coins de glace s'étendait depuis le Devon jusqu'au nord de la mer d'Azov, environ 300 km au nord de la limite méridionale du pergélisol, soulignée par l'extension de sols à fragipan de type périglaciaire. Dans les zones d'altitude moyenne du Massif Central, d'Espagne, de Yougoslavie (*sensu lato*), de Grèce et d'Anatolie, le pergélisol de montagne était développé, comme le montrent les restes de glaciers rocheux et de vastes sols structurés. La côte ouest d'Ibérie était exempte de permafrost, même en Galice. Dans la chaîne des Pyrénées orientales, la limite du pergélisol se situait vers 800 m d'altitude, dans les reliefs d'Espagne méridionale, vers 1 200 m (chaîne Bétique), et dans ceux d'Afrique du Nord (les différents Atlas), vers 2 000 m.

En Iran et au Pakistan, le pergélisol de montagne semble avoir été surtout lié à l'altitude et à l'aridité, mais l'on manque de données fiables (confusion possible avec des figures co-sismiques ou de dessiccation). Le plateau du Tibet, était couvert par du pergélisol continu qui n'atteignait pas la dépression du Népal. En Chine (Mongolie Intérieure et Mandchourie) comme à Hokkaido (Japon),

le permafrost discontinu descendait à basse altitude, à partir de 43° N, avec la même extension latitudinale qu'en Sibérie.

Dans l'hémisphère sud, le pergélisol atteignait de basses altitudes en Amérique du Sud jusqu'à une latitude nord de 40° S, tout particulièrement dans la Vallée Centrale du Chili et en Patagonie, en raison de l'aridité. Il était absent des Malouines/Falklands. Il était aussi largement répandu dans l'île du Sud de Nouvelle-Zélande (cf. chapitre VII). Bien plus, le permafrost remontait plus au nord, avec une présence dans le Sud-est de l'Australie et au-dessus de 500 m en Tasmanie. Il est possible que pour les îles océaniques situées vers 50° S, et plus au sud comme Heard, Mac Donald, Kerguelen, Bouvet, Georgie du Sud (pergélisol actuel) et Orcades du Sud, un permafrost de montagne se soit développé, au moins sur les versants non englacés. En revanche, il n'y avait pas de pergélisol en Afrique du Sud, à l'exception d'une petite zone de montagne dans le Drakensberg.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE

En Amérique du Nord, la situation est relativement claire en ce qui concerne l'*Hypsithermal* (ou *Altithermal*) holocène. Le réchauffement a été très abrupt au début de l'Holocène, et a conduit au développement précoce de lacs de thermokarst dans la région du delta du Mackenzie (Murton et French, 1993; Burn, 1997). Deux synthèses récentes ont été publiées par Zoltai et par Richard, en 1995. La remontée maximale de la limite des arbres au Nunavik (Canada) correspond probablement à la frontière méridionale du pergélisol à cette époque. Des informations complémentaires ont été obtenues à l'occasion de travaux de terrain en Ungava et au Nord-Québec, en association avec le Centre d'Etudes Nordiques (Université Laval, Québec). Elle correspond à l'opinion de l'un de nous (B.V.V.L.) et cadre bien avec les données proposées par P. Richard (1995) et S. Payette et C. Morneau (1993). Au Canada occidental, les températures d'été étaient d'environ 5° C plus élevées qu'aujourd'hui (Zoltai, 1995). C'est au NE du Canada (Richard, 1995), que subsistait la partie la plus méridionale du front du pergélisol, en relation avec la présence du courant froid du Groenland, de calottes glaciaires résiduelles, de faibles précipitations (croissance de coins sableux), et d'anomalies de végétation : il en a résulté que, ici, la pédogenèse principale a été précédée par le pergélisol. Dans les cordillères occidentales, ce dernier est probablement préservé en altitude, mais les données font défaut. En Eurasie, la limite sud du pergélisol a été reconstituée en prenant en compte la distribution actuelle des dépôts syngénétiques gelés du Pléistocène supérieur ou plus anciens : taliks (espaces non gelés, avec ou sans eau, à l'intérieur du pergélisol), champs de monticules (hummocks) tourbeux, etc. L'avancée septentrionale de la limite de la végétation thermophile a été aussi considérée. L'*Altithermal* holocène y correspond à des conditions de permafrost moins extrêmes : régression la plus septentrionale de la limite sud du pergélisol, températures du sol les plus élevées, couche active la plus épaisse, formation de lacs et de dépressions thermokarstiques, topographie en "fossettes" (creux et bosses), etc. Comme c'était le cas en Amérique du Nord, il y a eu dégel rapide des sols gelés en permanence. Le pergélisol a reculé vers le nord et lorsqu'il était le plus épais, il n'a dégelé que partiellement, formant un pergélisol relique reconnu aujourd'hui en profondeur en Sibérie occidentale et dans le nord-est de la plaine russe. Le pergélisol de type alpin s'est conservé dans les monts Stanovoi et Saïan et le plateau de l'Aldan, et dans des reliefs encore plus méridionaux. La présence de sédiments riches en glace syngénétique et celle de glace massive du Pléistocène supérieur, ou plus ancienne, témoigne non seulement d'une distribution continue du pergélisol pendant le LGM mais aussi de la persistance de ce dernier pendant le HOP. A l'heure actuelle, un changement brutal dans l'épaisseur du pergélisol, variant de 100-150 m à 300 m, ou plus, sur la plate-forme sibérienne, permet de reconstituer la limite méridionale du pergélisol pendant le HOP. En effet, le pergélisol d'une épaisseur égale ou supérieure à 300 m n'a pu se former pendant cet interglaciaire.

Le réchauffement holocène qui a provoqué la destruction massive des accumulations de glace syngénétiques a induit, par conséquent, la formation d'inversions de relief en raison d'affaissements thermokarstiques. C'est pourquoi la limite méridionale du permafrost continu pendant l'*Hypsithermal*, coïncide avec la limite sud de l'extension des corps de glace massive résiduels, avec celle des "ice-complex" et avec les reliefs "inversés". Les champs de hummocks tourbeux, répandus de nos jours dans la zone du pergélisol méridional de l'Europe du Nord-Est et de la Sibérie occidentale, démontrent la dégradation du pergélisol pendant le HOP et la présence de tourbières et de dépressions lacustres (Baulin *et al.*, 1981). Les températures de surface étaient de 1° à 3° C plus élevées qu'aujourd'hui (Velichko, 1984).

En Europe, toutes les recherches (cf. King et Seppälä, 1987) ont montré que le pergélisol a disparu en Scandinavie, bien que les précipitations aient été d'un niveau plus faible à cette époque

(l'activité éolienne perdue jusqu'à 7 000 ans B.P.). Le pergélisol était probablement absent d'Islande. Dans l'archipel du Svalbard (Spitzberg), il faisait plus chaud d'environ 2° C en été, avec probablement un peu de pergélisol discontinu sur la côte ouest (Landvik *et al.*, 1988). Le pergélisol était certainement absent d'une bonne partie de la chaîne de l'Oural. Dans les Alpes, il était cantonné en altitude, au-dessus de 3 000 m, à proximité des glaciers résiduels, mais il ne s'agit que d'une approximation basée sur la position des glaciers pendant l'Optimum climatique du Moyen Age (Leroy-Ladurie, 1983).

Au Tibet, il n'y avait pas de pergélisol en raison du fort gradient géothermique (Shi, 1988), à l'exception de la moitié nord du plateau où il était discontinu malgré l'altitude.

En Asie du Sud, il était probablement limité aux hautes montagnes, mais aucune donnée fiable n'est disponible.

Dans l'hémisphère austral, on ne dispose que d'informations réduites. Le pergélisol continu était présent dans la péninsule Antarctique.

On rappellera que, dans l'hémisphère boréal, à cette époque, la lithosphère septentrionale, libérée du poids des calottes glaciaires – aussi bien en Amérique du Nord qu'en Scandinavie – n'était pas encore rééquilibrée d'un point de vue glacio-isostatique et un certain nombre de zones littorales actuelles étaient donc encore sous l'eau (baie d'Hudson, archipel arctique du Canada, mer Baltique).

En conclusion, pendant le Dernier Maximum Glaciaire, le pergélisol descendait, dans l'hémisphère nord, jusqu'aux latitudes 40°/44° N, avec des accommodations locales induites par le relief et par une plus ou moins grande continentalité. Il était en grande partie absent de l'hémisphère sud (par ailleurs relativement peu pourvu en masses continentales, si l'on excepte l'Antarctide), à l'exception de la Patagonie et de l'Île du Sud de Nouvelle-Zélande. Lors de l'Optimum Climatique Holocène, dans l'hémisphère nord, la position du front méridional du pergélisol (sporadique et discontinu) n'était pas très éloignée de celle du pergélisol continu actuel. Aujourd'hui, la superficie affectée par le pergélisol continu et discontinu augmente depuis environ 4 500 ans B.P. et a recolonisé environ 30% de la superficie comprise entre son extension maximale au Pléniglaciaire (LGM) et celle, minimale, du HOP.

V. FORMATIONS EOLIENNES, ZONES ARIDES (M. I., T.P., N.P.-M.)

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

En règle générale, le dernier Pléniglaciaire a induit une réduction des précipitations sur de vastes surfaces proches des tropiques et une extension des déserts. La réduction corrélative du couvert végétal a eu pour conséquence une forte corrasion éolienne des roches; elle a produit des sables ou des loess qui ont été alors dispersés sur des vastes zones de transfert ou déposés sous forme de dunes.

Les loess sont surtout répandus dans les régions périglaciaires; les dunes dans les zones semi-arides à arides. On n'a porté sur les cartes que les formations actives structurées, principalement les grands ergs, sans indiquer cependant leur orientation, puisque nous ne disposons pas de ces informations pour l'ensemble du monde et qu'il fallait aussi éviter les surcharges cartographiques.

D'une manière générale, les déserts étaient plus vastes qu'actuellement: Sahara, péninsule Arabique, Chine, nord-ouest de l'Inde (Thar), Namib, Kalahari, Australie. De grands systèmes dunaires longitudinaux (ergs) mesurant plusieurs centaines de kilomètres se construisaient sur le Sahara et le Sahel actuel, ainsi que dans la péninsule Arabique. En Chine, d'épaisses couches de loess s'accumulaient dans le centre du pays où la continentalité, accrue par le retrait marin, accentuait l'aridité. Dans le nord du Botswana, le sud de l'Angola et en Zambie, des ergs actifs existaient au LGM, ce qui implique l'existence de précipitations inférieures à 100-150 mm. En Amérique du Sud, le transport éolien de silt et de sable fin était très fréquent (Iriondo, 1997). Les

vents provenant de l'anticyclone du Pacifique Sud, traversaient la cordillère des Andes pour former le système éolien pampéen (Iriondo et Krohling, 1996). Dans le nord-est du Brésil, des formations éoliennes ont été mises en mouvement par les alizés du sud-est (Barreto *et al.*, 1997). Des champs de dunes probablement attribuables au LGM, sont connus dans les Llanos de l'Orénoque (Roa, 1979; Khobzy, 1981) et dans le nord du Brésil (Santos, 1993).

L'extension la plus spectaculaire des zones arides est celle qui a été démontrée au Sahara : le désert s'est étendu, au LGM, de 300 à 400 km vers le sud par rapport à la limite actuelle saharo-sahélienne. Les ergs étaient continus sur le désert et le Sahel actuel, démontrant une descente de l'isohyète 100-150 mm de quelque 4° en latitude (17° N-13° N) par rapport à l'Actuel. Le delta du Nil était aussi marqué par une phase aride sévère responsable de la construction des grands édifices dunaires du Rub-al-Khali et du Nefud.

Par contre, en Asie centrale, en raison de l'influence des eaux de fonte saisonnières des fronts d'inlandsis, la situation était plus complexe et le secteur était globalement moins aride qu'aux époques ultérieures.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE

Durant l'Altithermal holocène, aucun dépôt éolien actif d'importance n'est enregistré. On observe au Sahara, entre 9 500 et 6 500 ans B.P. (Petit-Maire *et al.*, 1994; Petit-Maire et Bryson, 1998), un optimum hydrologique avec de vastes surfaces d'eau douce permanente, la présence d'une végétation steppique et, au sud du tropique, d'une faune de grands mammifères. Les précipitations étaient plusieurs dizaines de fois supérieures aux valeurs actuelles, avec la savane remontant jusque vers 22° - 23° N, soit un millier de km plus au nord qu'au LGM (et quelque 500 km plus au nord qu'actuellement). Dans la péninsule Arabique, la phase humide était moins marquée que plus à l'ouest, au Soudan (Sanlaville, 1994; Pachur et Kröpelin, 1987), cependant, dans le coin sud-ouest de la péninsule, au Yémen, le renforcement de la mousson d'été produisait d'importantes précipitations sur les montagnes et hauts-plateaux de la région (Lézine, 1998).

En Amérique du Sud, on constate une modeste mobilisation du sable et du silt par le vent, confinée à l'Orénoque et au nord-est du Brésil (Roa, 1979; Barreto *et al.* 1997).

En revanche, en Asie Centrale – et notamment autour de la mer d'Aral – comme dans les déserts côtiers du nord du Chili et du sud du Pérou (notamment dans l'Atacama), l'aridité aurait été plus marquée que pendant le LGM.

VI. EAUX DOUCES DE SURFACE

(Ph. B., M.I., P.K., C.K., T.P., N. P.-M., B.V.V.-L., Z.Z.)

La présence ou l'absence d'eau douce en surface indique aux climatologues l'existence de bilans positifs ou négatifs du rapport Précipitation/☉vaporation, dans les zones – les dépressions endoréiques en particulier – où le substrat et les facteurs géographiques le permettent. Nous avons donc figuré sur les cartes les surfaces lacustres connues, même si les données sont de qualité inégale pour les diverses régions. Les paléolacs ont été figurés arbitrairement par un point dans le cas (le plus général) où leurs dimensions sont inconnues ou trop faibles relativement à l'échelle de la carte. Nous n'avons pu faire de distinction entre lac permanent et lac saisonnier, les données précises manquant souvent.

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

On constate, du fait d'une plus grande aridité globale, une moindre importance des zones lacustres et marécageuses. Toutefois, ce schéma n'est pas applicable lorsqu'on se rapproche du front des inlandsis de l'hémisphère nord : en Asie Centrale où la mer Caspienne et la "mer" d'Aral – qui ne sont en fait que des lacs – connaissaient une plus grande extension qu'à l'Altithermal holocène et qu'aujourd'hui, parce qu'elles étaient approvisionnées en eaux de fonte au front des calottes glaciaires. Il y avait inversion du drainage de certains fleuves de Sibérie occidentale. Dans l'ouest des Etats Unis, il en était de même. Il semble y avoir eu des épisodes où l'excédent des eaux de la

Caspienne s'est déchargé en mer Noire. On notera aussi, qu'un vaste lac occupait une grande partie de l'espace qui sépare l'Australie de la Nouvelle-Guinée (golfe de Carpentarie).

En Australie, les lacs sont éphémères. En Amérique du Sud, le niveau des lacs était, en règle générale, bas pendant le LGM (Wirmann *et al.*, 1988; Siffedine, 1997; Argollo, 1997; Carignano, 1997) à l'exception des lacs chiliens et de deux cas dans l'ouest de l'Argentine (González, 1981; Stine et Stine, 1990).

En Chine, les niveaux lacustres étaient bas, comme dans le sud de l'Afrique. Du nord de l'Afrique à la péninsule Arabique et au Rajasthan, toute la zone actuellement aride qui s'étend de l'Atlantique à la Chine était privée d'eaux de surface, les nappes basses n'affleuraient pas dans les dépressions et tout le réseau d'oueds actuels était inactif. Au Sahara, les conditions désertiques régnaient 300 à 400 km plus au sud qu'actuellement.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCENE

Des conditions globales bien plus humides s'installent à la faveur du forçage orbital et du réchauffement significatif de la surface des océans. On trouvait donc, surtout dans les zones tropicales et les vastes zones de transition qui les bordent, des environnements très souvent lacustres ou marécageux témoignant d'un bilan hydrologique complètement différent de celui du LGM : au Sahara, dans la péninsule Arabique, au Rajasthan, au Natal, en Chine et en Australie, les lacs affleuraient dans les dépressions et les couloirs des dunes formées dans les déserts pendant la glaciation. Au Canada, les Grands Lacs se formaient à la périphérie de l'ancien inlandsis. En revanche, l'Asie centrale, privée des apports proglaciaires, était beaucoup plus aride et les mers d'Aral et Caspienne voyaient leur superficie diminuer fortement. En Amérique du Sud, la situation était plus complexe et tendait à s'inverser par rapport au LGM.

VII. VÉGÉTATION

DEFINITION DES ZONES CARTOGRAPHIQUES

(J.L.d.B.)

Toundra arctique³ ou alpine

Formations basses à croissance très lente et vivaces seulement pendant une brève saison estivale, pelouses graminoides avec buissons rampants et un rôle non négligeable de cryptogames. Ce type de végétation est physionomiquement et physiologiquement homogène sur toute la planète. La température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 10°C. La température est au-dessus des conditions de gel seulement 2 à 3 mois par an et les précipitations annuelles sont généralement inférieures à 250 mm. Cependant, le climat est humide en raison d'une très faible évapotranspiration.

Toundra steppe

Cette formation qui occupe aujourd'hui des surfaces limitées en Sibérie et aux très hautes latitudes d'Amérique du Nord, a connu une large extension durant le LGM. Il s'agit en fait de végétation en mosaïque ou micro-mosaïque rapprochant, selon la teneur en eau du substrat, des plantes caractéristiques à la fois des toundras et des steppes froides.

Taïga

Végétation ouverte avec buissons, conifères bas et, en Eurasie, bouleaux. Notre taïga correspond à la *Northern Taïga* de certains auteurs scandinaves. Les températures moyennes du mois le plus chaud se situent entre 10 et 15°C, mais les moyennes minimales d'hiver peuvent descendre au dessous de -30°C. Les précipitations sont en général inférieures à 500 mm/an.

Forêt boréale (Taïga du Sud)

Il s'agit d'une forêt dominée par les conifères avec présence discrète de feuillus, correspondant à la *Southern Taïga* de certaines définitions.

Les forêts de conifères de l'étage subalpin des montagnes des latitudes moyennes sont incluses dans cette définition.

³ D'après O.L., localement, autour de la mer d'Okhotsk, on trouvait au LGM de la *toundra avec arbustes*

Forêt tempérée mixte

Ce type de forêt incorpore une grande variété de formations associant feuillus et conifères aux altitudes basses et moyennes (étages collinéens et montagnards) des latitudes moyennes. Cet ensemble recoupe les biomes « cool mixed » et « cold mixed » de la classification des biomes de Prentice.

Forêt tempérée décidue

Il s'agit des forêts de feuillus des moyennes latitudes, sous climat tempéré. Les variations climatiques saisonnières sont déterminées davantage par les températures que par les précipitations. Les températures du mois le plus froid varient entre -5°C et +10°C, les précipitations moyennes annuelles sont supérieures à 450 mm.

Zone boisée xérophytique ou méditerranéenne

Regroupe des végétations soumises à des stress hydriques saisonniers, associant certains feuillus caducifoliés (faciès le moins aride), des feuillus sempervirents (arbres ou arbustes) et des conifères adaptés à la sécheresse (*chaparral*, *garrigues*, *matorals*). Les températures moyennes d'hiver se situent généralement autour de 10°C-12°C, avec possibilité de plusieurs jours de gel. Les précipitations annuelles varient entre 275 mm et 900 mm, avec au moins 65% tombant en hiver.

Steppe

Formation herbacée basse plus ou moins ouverte et suffisamment continue pour dominer le paysage (la *prairie* nord-américaine a été classée dans les steppes). Ces formations sont déterminées par de basses précipitations mais supposent de très grandes amplitudes thermiques, ce qui justifie leur répartition à la périphérie des déserts tropicaux et aux hautes et moyennes latitudes en domaine continental. Le déficit hydrique pendant le LGM, dans certaines régions des moyennes latitudes, a entraîné leur expansion sur une bonne partie des territoires actuellement occupés par les forêts tempérées décidues mixtes, ou les zones boisées xérophytiques.

Savane

Il s'agit de formations herbacées hautes (graminées) avec présence de quelques espèces arborescentes dispersées, contraintes comme les steppes par le déficit hydrique, mais aux marges du domaine sub-équatorial (transition entre les savanes boisées et les déserts tropicaux).

Steppe boisée ou savane boisée

Pour des raisons de facilité graphique, deux en-têtes différents ont été associés. Les savanes boisées constituent un faciès de transition entre la savane et la forêt équatoriale, de même que les steppes boisées constituent un faciès de transition entre les steppes continentales ou méditerranéennes et les boisements xérophytiques. Au cours du LGM, il semble que les secteurs les plus arrosés des territoires actuellement occupés par les forêts méditerranéennes ou les zones boisées xérophytiques aient été occupés par des steppes boisées.

Forêt tropicale ou équatoriale

Cette subdivision regroupe des forêts denses de nature différente : la forêt pluviale équatoriale qui reçoit plus de 1500 mm d'eau par an, avec des précipitations réparties sur toute l'année, et la forêt tropicale saisonnière semi-décidue avec un mélange d'arbres caducifoliés et sempervirents qui est déterminée par un régime de mousson à hivers secs. Les températures moyennes annuelles sont toujours supérieures à 18°C et les précipitations minimales mensuelles dépassent 60 mm. Dans l'état actuel des connaissances paléoenvironnementales, il était préférable de ne pas séparer ces deux biomes.

Zone aride

Le terme regroupe les déserts qui reçoivent moins de 150 mm d'eau par an, avec une forte évaporation, et les semi-déserts où les températures moyennes annuelles sont très variables.

Mangrove

Cette végétation littorale marécageuse occupe de vastes surfaces le long des côtes tropicales et subtropicales; elle est caractérisée par des arbres ayant développé des adaptations à l'anoxie racinaire.

(La mangrove n'a été cartographiée que pour l'*Holocène*, avec une extension sensiblement identique à celle d'aujourd'hui. Nous ne disposons pas de données pour le dernier *Pléniglaciaire*, mais l'on peut supposer que le manque de ruissellement significatif l'a fortement réduite.)

AMERIQUE DU SUD

(M.I.)

Les informations disponibles montrent que les zones climatiques ont migré de 5° à 10° vers le nord pendant le LGM, avec une baisse générale de la température. A l'inverse, pendant l'Hypsithermal, elles se sont déplacées vers le sud, conduisant à une plus grande humidité dans le sud (Iriondo, 1995; sous presse) et à un climat sec dans le nord. En Amérique du Sud, comme sur d'autres continents, les différents types de végétation ont l'aspect d'une mosaïque, avec de la forêt humide autour de l'équateur et des savanes sous les tropiques.

Au dernier *Pléniglaciaire*, la ceinture humide migre de 8° à 10° vers le nord (Helmens et van der Hammen, 1994) avec prédominance de la savane en Amazonie centrale, et un environnement semi-aride vers le sud (Lichte, 1991; Behling, 1997). Le climat patagon se déplace vers le nord-est (Iriondo et García, 1993).

Pendant l'*Hypsithermal*, une végétation de climat sec occupait le nord du continent (Rinaldi *et al.*, 1990), avec de la savane implantée sur la ceinture équatoriale et de la forêt humide sous le tropique du Capricorne (Ledru *et al.*, 1997).

AUTRALASIE ET ASIE DU SUD-EST

(P.K.)

La classification de la végétation de Specht (1970) transcrite cartographiquement pour l'Australie par Carnhan (1976) a été un guide pour la reconstitution du couvert végétal. Les types de végétation de Specht sont basés sur la hauteur et sur l'importance de la couverture projective du feuillage de la forme dominante, et la modélisation récente de la végétation (Haxeltine *et al.*, 1996) montre une bonne corrélation avec les variations du climat. La cartographie des zones de végétation présentée dans nos cartes est essentiellement basée sur les résultats palynologiques et les croquis de synthèse provenant de Markgraf et collaborateurs (1972) pour l'Australie, la Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Zélande. Les données palynologiques sous-marines relatives à la mer de Chine (Li Xu, en préparation; Sun Xiangjun, en préparation), à l'Indonésie méridionale (van der Kaars, 1991)) et à la mer de Banda (van der Kaars, soumis à publication), ainsi que les échantillons terrestres étudiés par van der Kaars et Dam (1995) et Stuijts et collaborateurs. (1988) pour Java, par Kealhofer et Penny (sous presse) pour la Thaïlande, et par Winkler et Wang (1993) pour la Chine du Sud ont fourni la plus grande partie des données palynologiques qui ont servi aux reconstitutions de la végétation terrestre de l'Asie du Sud-Est. Pour le HOP, l'extension des mangroves est déduite des données palynologiques côtières (Grindrod, 1988; Moss et Kershaw, soumis à publication).

Le problème le plus important a été posé par la répartition très disparate des sites palynologiques avec une grande concentration dans les zones traditionnellement propices à l'utilisation de cette discipline, c'est-à-dire les zones tempérées humides du sud-est de l'Australie et leurs équivalents représentés par les régions de hauts-plateaux situées sous les tropiques, particulièrement en Nouvelle-Guinée. Il y a peu de sites provenant des zones arides et semi-arides d'Australie ou des terres basses d'Asie du Sud-Est. Cependant, au cours de notre projet CLIMEX, nous avons pu bénéficier des nouvelles études apportant quelque lumière sur l'histoire de ces régions. Les reconstitutions ont été facilitées par une apparente similitude entre les caractéristiques des précipitations et les changements de température pour la plus grande partie de la région, avec un Pléniglaciaire sec et un Holocène moyen humide, bien qu'il y ait de grandes incertitudes en ce qui concerne l'évolution des précipitations pour certains secteurs, comme en Australie et en Chine du Sud.

Une autre limitation cartographique est due à la nature de la flore australienne qui possède un certain nombre de caractéristiques distinctes. L'isolement de l'île-continent, son aridité, la variabilité

du climat et la vulnérabilité aux incendies ont conduit à une évolution exceptionnelle du paysage végétal dominé par des groupes de taxons peu nombreux comme les eucalyptus, les casuarinas et les acacias, ce qui ne facilite pas une distinction entre les différents types de communautés dans les enregistrements fossiles ni leur classification aisée dans le cadre d'un système global de biomes. Il est dommage, par exemple, que la catégorie "forêt tempérée mixte" incorpore ce qui est essentiellement une extension tempérée de la forêt humide tropicale en Australie et en Nouvelle-Zélande, ainsi que les forêts sclérophylles dominés par les eucalyptus, en Australie méridionale, très différentes d'un point de vue floristique, structural et écologique. Pareillement, les forêts sèches de l'Asie du Sud-Est continentale et les savanes et zones boisées d'Australie ont peu de choses en commun, hormis le fait qu'elles correspondent à des conditions de sécheresse relative et généralement saisonnière.

NOUVELLE ZELANDE

(J.S.)

Le travail le plus complet réalisé sur la couverture végétale de Nouvelle-Zélande aux deux époques prises en compte par les cartes CLIMEX, est celui de McGlone (1998). Le bref résumé qui suit est basé sur cette étude qui peut être consultée pour plus de détails.

En raison de la latitude très marquée par un caractère océanique, de la variété des reliefs de îles de la Nouvelle-Zélande, et de l'échelle des deux cartes, les types de végétation reportés ne donnent qu'une vision très schématique des environnements caractéristiques des deux périodes considérées. Au maximum de la dernière glaciation, le climat était, comme aujourd'hui, sous l'influence des vents d'ouest. Il en découlait de forts gradients de précipitation sur les deux îles et une ligne des neiges persistantes s'élevant d'ouest en est (Porter, 1975; Soons, 1979). Une calotte de glace était limitée aux Alpes du Sud, avec des glaciers atteignant la côte seulement sur la moitié méridionale de la côte ouest de l'île du Sud. Ailleurs sur cette dernière, quelques glaciers étaient présents dans le nord-ouest et sur les Kaikoura Ranges, et sur la plus haute montagne de l'île Stewart. Les plus hautes montagnes volcaniques de l'île du Nord abritaient de petits glaciers.

Seuls les horsts de l'Otago central, relativement continental, à l'est des Alpes du Sud, indiquent des conditions climatiques sévères induisant la formation de pergélisol saisonnier et discontinu (Soons et Price, 1990). Sur la plus grande partie des bases terres, dominait un mélange de steppe et de brousse, mais il est probable qu'une forêt résiduelle subsistait partout où la topographie locale et le climat fournissaient des conditions plus abritées.

Dans les deux îles, c'est le vent plutôt que les basses températures qui sont susceptibles d'avoir été la cause principale de restriction à la croissance des arbres (McGlone, 1988). Les reliques de forêt ont constitué les noyaux pour un remplacement rapide des associations steppe/brousse au début de l'Holocène.

La reforestation de l'île du Sud a été relativement complète vers 10 000 ans B.P., alors qu'elle avait été réalisée plus tôt sur la plus grande partie de l'île du Nord. A 6000 ans B.P., la reforestation était achevée à l'exception de secteurs très localisés, comme les dépôts volcaniques récents, les dunes côtières et les régions montagneuses situées au-dessus de la limite des arbres. Il y a quelque raison de penser qu'au début de l'Holocène moyen, la composition de la forêt était un peu différente de celle d'il y a 6000 ans B.P., reflétant un climat légèrement moins chaud et moins humide. Cependant, à toutes les époques, les forêts étaient constituées d'espèces sempervirentes, avec des Podocarpacees et des espèces latifoliées dominantes. Le kauri (*Agathis australis*), constituait un élément distinct dans le nord de l'île du Nord, tandis qu'ailleurs le rimu (*Dacrydium cupressinum*) était une espèce très répandue avec une série d'autres Podocarpacees. Des forêts mixtes à Podocarpacees/latifoliées couvraient de vastes secteurs de l'île du Sud, mais les espèces de *Nothofagus* étaient également présentes, devenant dominantes dans les terres hautes et les zones à sols pauvres. Au-dessus de la limite des arbres, la forêt était remplacée par un mélange d'arbustes et de steppe à touffes d'herbe.

AFRIQUE AU SUD DE L'EQUATEUR

(résumé de l'article de T.P *et al.*, 1998)

Les interprétations en termes d'environnement sont basées sur plus d'une centaine de sites. Pour le Pléniglaciaire, le degré de précision est moindre que pour l'Altithermal où les données chronologiques sont mieux contraintes, avec des conditions optimales apparaissant bien évidemment plus tôt au nord qu'au sud (Scott, 1993). La majorité des interprétations proviennent des données palynologiques, mais on a aussi tiré profit de l'étude des micromammifères, du charbon de bois, des paléosols, des formations glaciaires et périglaciaires, des niveaux lacustres, des rapports isotopiques, des diatomées, des modifications géomorphologiques de rivières, de la distribution des dunes et de la granulométrie des sédiments.

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

La baisse des températures pendant le LGM est bien documentée en Afrique du Sud et en Namibie (Talma et Vogel, 1992; Heaton *et al.*, 1986; Stute et Talma, sous presse) avec un refroidissement d'environ 5° C entre les latitudes 33° et 24° S. Plus près de l'équateur, les données sont moins fiables, mais les reconstitutions du couvert végétal en Zambie, au Congo (Kinshasa) et dans la région des Grands Lacs d'Afrique de l'Est fournissent quelques indications (Livingstone, 1971; Stager, 1988; Bonnefille *et al.*, 1990; Runge et Runge, 1995). L'avancée des glaciers des montagnes équatoriales de l'Est-Africain suggère que la baisse des températures de haute altitude était de l'ordre de 10° C (Rosqvist, 1990).

La reconstitution de la distribution probable des principales zones de végétation reflète l'influence combinée de la sécheresse et de la baisse des températures. Au sud de 13° S, le désert occupait la presque totalité de la moitié occidentale du sous-continent. Le reste était couvert de zones boisées xérophytiques, de steppe et de steppe/savane boisée, avec de la forêt équatoriale limitée à une petite zone occidentale sur l'équateur (Maley, 1993).

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCÈNE

De nombreux indices (aquifères, spéléothèmes, régression des glaciers est-africains) montrent que l'Altithermal holocène s'est produit, dans la région considérée ici entre 8000 et 6000 ans B.P. (Heaton *et al.*, 1986; Talma et Vogel, 1992; Mahaney, 1990) avec une augmentation de la température par rapport à l'Actuel de 1° à 2° C, et un pic de température entre 7000 et 6500 ans B.P. (Scott, 1993).

Alors que la hausse de la température était modeste et d'amplitude similaire sur de vastes régions, les changements intervenus dans le régime des pluies étaient plus complexes. La région du Kalahari, dans le sud-ouest du sous-continent semble avoir bénéficié de précipitations plus élevées (Scott, 1993). Une diminution des précipitations dans le désert de Namib après 8000 ans B.P., est suggérée par la réduction du débit des cours d'eau traversant ce désert (Vogel, 1987). Semblable réduction paraît s'être produite dans le Karoo méridional, à la suite d'une diminution de l'influence des vents d'ouest, conséquence de l'augmentation des températures et de la contraction du vortex circumpolaire. D'autre part, on suppose qu'il y a eu une modeste augmentation de la pluviosité dans la région côtière du Kwazulu-Natal. Par ailleurs, un renforcement des vents d'est chargés d'humidité tropicale se traduit par une augmentation des précipitations enregistrées par les niveaux lacustres et la palynologie.

En revanche, on a noté une réduction des précipitations sur la plus grande partie du Transvaal et du sud du Zimbabwe au cours de l'Altithermal holocène. Combinée avec des conditions plus humides sur le Kalahari, cette situation conduit à envisager un déplacement vers l'ouest de l'onde quasi-stationnaire d'été qui affecte la basse troposphère. Il en résulte que les régions orientales ont tendance à devenir plus sèches alors que le centre des précipitations se déplace vers l'ouest.

La reconstitution des zones de végétation de l'Afrique australe durant l'Optimum Climatique Holocène, montre une situation assez comparable à celle d'aujourd'hui.

CHINE

(Z.Z., Z.G., N.P.-M.)

DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Pendant le dernier Pléniglaciaire, les températures annuelles moyennes étaient de 7° à 10° C inférieures à l'Actuel dans le nord de la Chine, et de 4° à 6° C inférieures dans le sud de la Chine. Un grand nombre de données polliniques indiquent que la végétation désertique ou steppique a envahi l'est et le nord-est de la Chine (Kong *et al.*, 1994) au détriment des forêts tempérées qui migrent vers le sud : les conifères remplacent les espèces décidues et il n'y a plus de forêt tropicale en Chine. Au Tibet, une végétation désertique ou steppique couvrait presque tout le plateau. Seul l'extrême sud et l'est du plateau conservaient des forêts dont la limite altitudinale se situait 1 200 m plus bas qu'actuellement.

OPTIMUM CLIMATIQUE HOLOCÈNE

A l'Altithermal holocène, une forêt de conifères s'étendait au nord du parallèle 50° N, 200 km plus au nord qu'actuellement. Une grande partie du nord et du nord-est de la Chine était couverte de forêts tempérées mixtes ou décidues, au moins 500 km plus au nord qu'actuellement.

Les actuelles steppes de Mongolie Intérieure étaient couvertes de forêts ou de steppes boisées. La forêt sub-tropicale à feuilles pérennes s'étendait jusque vers 35°-37° N sur le domaine du fleuve Yang-Tsé. La mangrove était très développée sur le littoral des provinces de Fujian et de Canton. Des conifères sub-alpins étaient présents en Chine occidentale dès 8 000 ans B.P. Au centre du plateau tibétain, une steppe alpine se développait partout entre 9600 et 6000 ans B.P. Le Tibet occidental était couvert d'une steppe qui implique des précipitations supérieures à celles du LGM (cf. Zheng *et al.*, 1998).

CONCLUSIONS

Lorsque l'on juxtapose les deux séries de cartes présentées ici, le contraste visuel est saisissant. En un laps de temps de 10 000 ans seulement – ce qui est très bref à l'échelle géologique – et pour un écart de température moyenne globale d'environ 6° C, des changements considérables se sont opérés dans l'environnement de notre planète, entre le dernier extremum glaciaire et l'optimum climatique qui a suivi:

- disparition, en moins de 100 siècles, des énormes inlandsis canadien et eurasiatique dont la hauteur maximale pouvait atteindre près de 4 km et qui couvraient environ 25 million de km²,
- réoccupation par la mer de quelque 20 millions de km² de plate-forme continentale, conséquence de cette déglaciation massive; l'*Homo sapiens sapiens* ne peut plus aller à pied sec d'Asie en Amérique, de Nouvelle-Guinée en Australie, ou de France en Angleterre,
- fluctuation considérable des superficies couvertes par les zones arides et les forêts, qu'elles soient tropicales-humides, tempérées ou boréales : la forêt tropicale reconquiert de grandes superficies, la taïga et la forêt boréale remplacent une grande partie de la toundra ou recolonisent les sols libérés de l'emprise des glaciers.

Il est évident que ce réchauffement *naturel* du passé ne constitue pas un analogue pour celui, induit par la pollution atmosphérique, que nous prédisent les modèles. A causes différentes, effets différents, certes. Cependant, il reste que certains de ces effets sur l'environnement seront probablement de même type, par exemple l'accroissement de la vigueur et de la portée des moussons. En tout cas, nous disposons ici d'une image de la variabilité *naturelle* des facteurs environnementaux majeurs qui peut nous permettre de repérer tout changement *non-naturel* dans des conditions thermiques ne dépassant pas de -5° C à +2° C, en moyenne globale, les conditions actuelles. De plus, ces cartes permettent également de mettre en évidence les zones les plus stables de la planète.

⁴Ces cartes fournissent également une aide précieuse pour les projets engageant un futur lointain. Tenir compte des conséquences, dans l'avenir, des activités humaines devient, en effet, la préoccupation d'une société de plus en plus attentive à la qualité de son environnement et à l'héritage qu'elle léguera aux générations suivantes. Ce souci de prospective se fait particulièrement

⁴ Le texte qui suit est de J. Brulhet (ANDRA).

sentir dans le cas des études menées pour la gestion des déchets radioactifs dont les durées de vie se comptent en dizaines et centaines de milliers d'années. Cela implique de conduire des réflexions sur de très longues périodes de temps dont la durée est en rapport avec celle des évolutions naturelles, et d'en tirer les conséquences qui s'imposent pour la conception d'un stockage de déchets radioactifs.

La démarche géoprospective qui se développe pour les besoins de ces projets envisage, à partir de l'analyse du passé, la suite de l'Histoire. Pour ce faire, la compréhension de l'évolution géologique passée des phénomènes et mécanismes qui interviennent avec leurs dynamiques propres et leurs couplages, se révèle l'une des clés permettant de se représenter le futur. L'analyse des archives de la Terre permet en effet de remonter jusqu'à une quantification de ces phénomènes naturels : vitesses, durées, amplitudes, récurrences et seuils à partir desquels apparaissent des situations extrêmes. Ces quantifications, dont le temps est un élément essentiel, ne peuvent se faire qu'à travers une approche pluridisciplinaire en confrontant analyses, points de vue et les méthodes.

C'est le cas, pour ce qui concerne les évolutions climatiques, avec ces deux cartes. Elles proposent une reconstitution des paléoenvironnements du globe à deux dates clés de l'évolution climatique passée et livrent des données utiles tant pour le calage des modèles climatiques que pour la mise en perspective de l'évolution concernant les régions et les sites étudiés.

C'est dans le cadre de cette démarche géoprospective que l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs - France) a soutenu et accompagné la réalisation de ces deux documents⁵. Ainsi, la carte à 18 000 ans B.P. illustre la mise en place périodique aux moyennes latitudes, en Europe de l'Ouest et en France notamment, d'un environnement périglaciaire avec développement de pergélisols, lors des périodes froides des cycles glaciaire-interglaciaire qui caractérisent le Quaternaire; conditions qui devraient se répéter dans le futur aux échelles de temps prises en compte par les études de stockage de déchets radioactifs à vie longue. La carte à 8 000 ans B.P. montre, pour sa part, l'importance et la rapidité des modifications des environnements terrestres qui suivent la fin d'une période glaciaire et qui continuent d'évoluer au cours de l'interglaciaire (en référence à la période actuelle).

Ces cartes soulignent clairement l'importance des modifications qui se produisent à la surface du globe au rythme des évolutions climatiques et qui sont à prendre en compte (avec les conséquences des autres phénomènes géodynamiques, internes et externes), en raison de leurs implications sur l'hydrosphère et la biosphère, dans les choix de sites (profondeurs) et dans la conception de stockages dont la sûreté implique un maintien à long terme de l'intégrité et des qualités du milieu d'accueil.

REMERCIEMENTS : Cet ensemble de cartes sur les environnements terrestres lors des deux derniers extrêmes climatiques a vu le jour grâce à Jean DER COURT, Président de la CCGM et Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences (Paris) qui, sur une proposition de Nicole PETIT-MAIRE, a fait en sorte que les conditions favorables à sa réalisation soient réunies. Nous remercions aussi l'ANDRA (Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs, France), qui a soutenu financièrement le projet jusqu'à la publication de ces cartes dont la réalisation a été suivie tout au long de ces cinq années par Bernard MOUROUX puis par Jacques BRULHET, Service Géologie-Géoprospective de la Direction Scientifique de l'ANDRA.

⁵ Ces cartes du Monde sont complétées par les cartes plus détaillées de la France, à l'échelle de 1 :1 000 000, réalisées avec le CNF-INQUA, et de la Chine, à l'échelle de 1 :20 000 000, réalisées par l'équipe chinoise du programme CLIP dirigée par N. Petit-Maire.

BIBLIOGRAPHIE / REFERENCES

- Anderson D.M. & Webb R.S., 1994 - Ice-age tropics revisited, *Nature*, 367: 23-24.
- Argollo J., 1997 - Escenarios paleohidrológicos y paleoclimáticos en los últimos 30 000 años B.P. en el Altiplano boliviano, *6° Congresso da ABEQUA*, Res. Esp., Curitiba: 427-430.
- Barreto A., Suguío K., Tatumi S., Nagatomo T. & Watanabe S., 1997 - O Quaternário tardío no sistema de dunas fixadas no médio rio Sao Francisco (Bahia) datado pelo método da termoluminiscência, *6° Congresso da ABEQUA*, Res. Esp., Curitiba: 171-175.
- Behling H., 1997 - Studies on Late Quaternary environmental changes in S and SE Brazil with a focus on the history of the Araucaria forests, *6° Congresso da ABEQUA*, Res. Esp., Curitiba: 313-316.
- Blake W., 1970 - Studies of glacial histories in Arctic Canada I: Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 634-664.
- Bonnefille R., Roeland J.C. & Guiot J., 1990 - Temperatures and rainfall estimates for the past 40 000 years in equatorial Africa, *Nature*, 346: 347-349.
- Boulton G.S., Peacock J.D. & Sutherland D.G., 1991 - Quaternary, in: Craig, G.Y. (Ed.), *Geology of Scotland*, Geological Society of London, 612 p.
- Bowler J.M., Duller G.A.T., Perret N., Prescott J.R. & Wyrwoll, K-H. (in press) - Hydrologic changes in monsoonal climates of the Last Glacial Cycle: stratigraphy and luminescence dating of Lake Woods, N.T., Australia, *Palaeoclimates: Data and Modelling*.
- Burn C., 1997 - Cryostratigraphy, paleogeography and climate change during the early Holocene warm interval, western Arctic coast, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 34: 912-925.
- Carignano C., 1997 - *Caracterización y evolución durante el Cuaternario superior de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba*, Doctoral thesis, Universidad Nacional de Córdoba, 208 p.
- Carnahan J.A., 1976 - Natural vegetation. in: *Atlas of Australian Resources*, 2nd Series, Canberra Department of National Resources.
- Clapperton C., 1993 - *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*, Elsevier, New York, 796 p.
- Cremaschi, M. & Van Vliet-Lanoë, B., 1990 - Traces of frost activity and ice vegetation in Pleistocene loess deposits of Northern Italy. Deep seasonal freezing or permafrost?, *Quaternary International*, 5: 39-48.
- Denton G.H. & Hughes, T.J. (Eds), 1981 - *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley, New York, 484 p.
- Denton G.H., Prentice M.L. & Burckle L.H., 1991 - Cainozoic history of the Antarctic ice sheet, in Tingey R.J. (Ed.), *The Geology of Antarctica*, Oxford Science Publications, 680 p.
- Derbyshire E., Yafeng S., Jijun Li, Benxing Z., Shijie L. & Jingtai W., 1991 - Quaternary Glaciation of Tibet : The Geological Evidence, *Quaternary Science Reviews*, 10: 485-510.
- Dyke A.S. & Prest V.K., 1987 - Late Wisconsin and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, 41 (2): 237-263.
- Ershov , E.D. (Ed.), 1996 - *Geocryological map of USSR, scale 1:2 500 000*, Moscow State University Press, Moscow, 17 sheets.
- Ershov, E.D. (Ed.), 1988-1989 - *Geocryology of the USSR*, vol. 1-5. Nedra Press, Moscow. (In Russian).
- Faustova M.A. & Velichko, A.A., 1992 - Dynamics of the last glaciation in northern Eurasia, *Sveriges Geologiska Undersökning*, 81: 113-118.
- Forman S.L., Lubinski D., Miller G.H., Snyder J., Matishov G.G., Korsun S. & Myslivets V., 1995 - Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara Seas Russia, *Geology*, 23: 113-116.
- Frenzel B., Pécsi M. & Velichko A.A. (Eds.), 1992 - *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere, INQUA, Acad. Sci. and Lit. Mainz, Hungar. Acad. Sci., Acad. Sci. USSR; Geogr. Res. Inst. Hungar. Acad. Sci.; Gustav Fischer Verlag, Budapest and Stuttgart*, 153 p.
- Funder S. & Hansen L., 1996 - The Greenland ice sheet - a model for its culmination and decay during and after the last glacial maximum, *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 42: 137-152.

- Gangloff P., Héty B., Courchesne F., & Richard P., 1994: Géolstructure d'un pergélisol würmien sur le Piémont des Pyrénées Atlantiques, *Geogr.Phys.Quat.* 48, 2: 169-178.
- González M., 1981 - Evidencias paleoclimáticas en la Salina del Bebedero, San Luis, *8° Congreso Geológico Argentino*, Actas 3, San Luis: 411-438.
- Grindrod J.F., 1988 - The palynology of Holocene mangrove and saltmarsh sediments, particularly in northern Australia, *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 55: 229-245.
- Grosswald M.G., 1980 - Late Weichselian ice sheets of northern Eurasia, *Quaternary Research*, 13: 1-32.
- Guilderson T., Fairbanks R. & Rubenstone J.L., 1994 - Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change, *Science*, 263: 663-665.
- Hamilton T.D. & Thorson R.M., 1983 - The Cordilleran Ice Sheet in Alaska, *in: Porter, S.C. (Ed.), Late-Quaternary Environments of the United States, Vol. 1, The Late Pleistocene*, Longman, 407 p.
- Haxeltine A., Prentice I.C. & Creswell I.D. (in press) - A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure, *Journal of Vegetation Science*.
- Heaton T.H.E., Talma A.S. & Vogel J.C., 1986 - Dissolved gas palaeotemperatures and ¹⁸O variations derived from groundwater near Uitenhage, South Africa, *Quaternary Res.*, 25: 79-88.
- Hebbeln D., Dokken T., Andersen E.S., Hald M. & Elverhoi A., 1994 - Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum, *Nature*, 370: 357-360.
- Helmens K. & Van der Hammen T., 1994 - The Pliocene and Quaternary of the High Plain of Bogotá (Colombia): A history of tectonic uplift, basin development and climatic change, *Quaternary Res.*, 21: 41-62.
- Hutson W.H. & Prell W., 1980 - A paleoecological transfer function, FI-2, for Indian Ocean planktonic foraminifera, *J. Palaeontol.*, 54: 381-391.
- Imbrie J. & Kipp N. G., 1971 - A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core, *in: Turekian K. K. (Ed.), The late Cenozoic glacial ages*, Yale Univ. Press, New Haven: 71-181.
- Ingólfsson O., 1991 - A review of the Late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland, *in: Maizels, J.K. (Ed.), Environmental Change in Iceland : Past and Present*, Kluwer Academic Publishers, London: 13-29.
- Iriondo M., 1995 - Patagonia extraandina y Tierra del Fuego, *in: Argollo J. & Mourguiart Ph. (Eds.), Climas Cuaternarios en América del Sur*, ORSTOM, La Paz: 339-344.
- Iriondo M., 1997 - Models of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America, *Journ. South American Earth Sci.*, 10 (1): 71-79.
- Iriondo M., 1998 - Climatic changes in the South American plains. Records of a continent-scale oscillation, *Quaternary International*, 57/58: 93-112.
- Iriondo M. & García N., 1993 - Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 101:209-220.
- Iriondo M. & Krohling D., 1996 - El Sistema Eólico Pampeano, *Com. Museo de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*, Santa Fe, Argentina, 5(1): 1-68.
- Kaiser K., 1969 - The climate of Europe during the Quaternary Ice Age, *in: Wright H.E. (Ed.), Quaternary geology and climate*, INQUA publ., Nat Acad. Press, 16, Washington D.C.: 10-37.
- Karlén W., 1998 - Climate variations and the enhanced greenhouse effect, *Ambio*, 27: 270-274.
- Kealhofer L. & Penny D. (in press) - Fourteen thousand years of vegetation change in northeast Thailand, *Review of Palaeobotany and Palynology*.
- Khobzy J., 1981 - Los campos de dunas del norte de Colombia y de los Llanos de la Orinoquía (Colombia y Venezuela), *Revista CIAF*, 6(1-3), Bogotá: 257-292.
- King L. & Seppälä M., 1987 - Permafrost thickness and distribution in Finnish Lapland - results of geoelectrical soundings, *Polarforschung*, 57: 127-147.
- Kipp N. G., 1976 - New transfer function for estimating past sea-surface conditions from seabed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic, *in: Cline R. M. & Hays J. D. (Eds.), Investigation of Southern Ocean Paleooceanography and Paleoclimatology*, Geol. Soc. Amer. Mem., 145: 3-42.

- Kong Z. C., Du N.Q., Sun C.Q. & Zhang J.H., 1994 - Study on the vegetation and natural environment based on pollen analysis in Bailiandon ruins, *in: Zhong G.X. (Ed.), Proceedings of China-Japan international conference on relationship between palaeoanthropology and prehistoric culture*, Beijing, International Broadcast Press of China: 176-210. (In Chinese).
- Kudryavtsev, V.A. (ed.), 1978 - *General Geocryology*, Moscow State University Press, Moscow, 463 p. (In Russian).
- Kuhle M., 1988 - Geomorphological findings on the build-up of Pleistocene glaciation in southern Tibet and the problem of inland ice, *GeoJournal*, 17: 457-512.
- Landvik J.Y., Mangerud J. & Salvigsen O., 1988 - Glacial history and permafrost in the Svalbard area, *5th Intern.Conf.Permafrost*, Trondheim, Apir Pub.: 194-198.
- Landvik J.Y., Bondevik S., Elverhøi A., Fjeldskaar W., Mangerud J., Salvigsen O., Siegert M.J., Svendsen J-I. & Vorren T.O., 1998 - The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area : ice sheet extent and configuration, *Quaternary Science Reviews*, 17: 43-75.
- Ledru M., Salgado-Labouriau M. & Lorscheitter M., 1997 - Holocene vegetation in Southern and Central Brazil, *6^o Congresso da ABEQUA, Res. Exp.*, Curitiba: 451-454.
- Leroy-Ladurie E., 1984 - *Histoire du Climat depuis l'An Mil*, Champs, Flammarion, no.108.
- Levitus S., 1982 - Climatological Atlas of the World Ocean, *NOAA Prof. Pap.*, 13, 173 p.
- Lézine A.M., 1998 - Le Yémen désertique : une ancienne région humide, *Pour la Science*, 250: 54-59.
- Lichte M., 1991 - Cyclic features in the Quaternary development of SE Brazil, *3^o Congresso da ABEQUA, Publ. Esp.*, 1, Belo Horizonte: 33-35.
- Livingstone D.A., 1971 - A 22 000-year pollen record from the plateau of Zambia, *Limnology and Oceanography*, 16: 349-356.
- Maarleveld G., 1976 - Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial Time in the Netherlands, *Biuletyn Peryglacjalny*, 26: 57-78.
- Mahaney W.C., 1990 - *Ice on the Equator*, Caston, Ellison Bay, 386 p.
- Maley J., 1993 - The climatic and vegetational history of the equatorial regions of Africa during the Upper Quaternary, *in: Shaw T., Sinclair P., Barsey A. & Okpoko A. (Eds.), The Achaology of Africa*, Routledge, London: 43-52.
- Markgraf V., Dodson J.R., Kershaw A.P., McGlone M.S. & Nicholls, N., 1992 - Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics*, 6: 193-211.
- McGlone M.S., 1988 - New Zealand, *in: Huntley B. & Webb III T. (Eds.), Vegetation History*, 7, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Mears B., 1981: Periglacial wedges and the Late Pleistocene Environment of Wyoming's Intermontane Basins, *Quaternary Res.*, 15: 171-198.
- Meese D.A., Gow A.J., Grootes P., *et al.*, 1994 - The accumulation record from the GUSP2 core as an indicator of climatic change throughout the Holocene, *Science*, 266: 1680-1682.
- Moss P.T. & Kershaw A.P. (in review) - The last glacial cycle from the humid tropics of northeastern Australia: comparison of terrestrial and marine records, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*
- Murton J.B. & French H.M., 1993 - Thaw modification of frost-fissure wedges, Richards Island, Pleistocene Mackenzie Delta, Western Arctic Canada. *Journal of Quaternary Sci.*, 8 (3): 185-196.
- National Geographic, 1999 - *Diversity of Life*, inlay map, scale 1:54 109 440, February 1999, 195, 2.
- Pachur J.J. & Kröpelin S., 1987 - Paleoclimatic implications of Late Quaternary lacustrine sediments in Western Nubia, Sudan, *Quaternary Res.*, 36: 257-276.
- Pachur H.J. & Altmann N., 1997 - The Quaternary Holocene ca 8 000 B.P. *in: Schandlemeier & Reynolds (Eds.), Paleographic-Paleotectonic Atlas of North-Eastern Africa, Arabia and adjacent areas. Explanatory Notes*, Balkema, Rotterdam: 111-125.
- Partridge T.C., Scott L. & Hamilton J.E., 1998 - Synthetic reconstructions of southern African environments during the Last Glacial Maximum (21-18 kyr) and the Holocene Altithermal (8-6 kyr), *Quaternary International*, 57/58: 207-214.
- Payette & Morneau C., 1993 - Holocene relict woodlands at the Eastern Canadian Treeline, *Quaternary Res.*,

39: 84-89.

- Petit-Maire N., 1994 - Natural variability of the Asian, Indian and African monsoons over the last 130 ka, *in: Desbois M. & Désalmand F. (Eds.), Global precipitations and climate change*, Heidelberg, Springer Verlag, NATO ASI Series, I-26: 3-26.
- Petit-Maire N., Sanlaville P. & Zhong Wei Y., 1994 - Changements globaux et paléomoussons : la zone de transition afro-asiatique au cours des derniers 140 000 ans, *Géochronique*, 50: 16-19.
- Petit-Maire N. & Guo Z.T., 1996 - Mise en évidence de variations climatiques holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l'Afrique, *C. R. Acad. Sci., Paris (IIa)*, 322: 847-851.
- Petit-Maire N. & Bryson P., 1998 - Holocene climatic change and Man in the Sahara, *in: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology*, Demarée G., Alexandre J. & De Dapper M. (Eds.), Royal Meteorological Institute/Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer, Bruxelles: 51-67.
- Pewe T., 1983 - The periglacial environment in North America during Wisconsin time, *in: Wright H.E. & Porter S.C. (Ed.), Late Quaternary environments in the United States*, vol 1., Univ. Minnesota Press, Minneapolis: 157-189.
- Pflaumann U., Duprat J., Pujol C. & Labeyrie, L.D., 1996 - SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments, *Paleoceanogr.*, 11: 15-35.
- Porter S.C., 1975 - Equilibrium line of late Quaternary glaciers in the Southern Alps New Zealand, *Quaternary Res.*, 5: 27-48.
- Porter S., 1988 - Landscape of the last Ice Age in North America, *in: Carlisle R.C. (Ed.), Americans before Columbus: ice age origins*, Ethnology Monographs, vol.12, Univ. Pittsburg: 1-24.
- Porter S.C., Pierce K.L. & Hamilton T.D., 1983 - Late Wisconsin Mountain Glaciation in the Western United States, *in: Porter S.C. (Ed.), Late-Quaternary Environments of the United States. Volume 1, The Late Pleistocene*, Longman, 407 p.
- Prell W. & Kutzbach J., 1987 - Monsoon variability over the past 150,000 years, *J. Geophys. Res.*, 92: 8411-8425.
- Richard P., 1995 - le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans B.P., *Essai. Geogr.Phys.Quat.*, 49, 1: 117-140.
- Rinaldi M., Rull V. & Schubert C., 1990 - Análisis paleoecológico de una turbera en la Gran Sabana (Santa Cruz de Mapauri), Venezuela: Resultados preliminares, *Acta Científica Venezolana*, 41, Caracas: 66-68.
- Rind D. & Peteet D., 1985 - Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP surface temperature estimations: are they consistent?, *Quaternary. Res.*, 24: 1-22.
- Roa P., 1979 - Estudio de los médanos de los Llanos Centrales de Venezuela: Evidencias de un clima desértico, *Acta Biológica Venezolana*, 10, Caracas: 19-49.
- Romanovskii, N.N. 1993 - *Bases of the Lithosphere Cryogenesis*, Moscow State University Press, Moscow, 336 p. (In Russian).
- Rosqvist G., 1990 - Quaternary glaciations in Africa., *Quaternary Science Reviews*, 9: 281-297.
- Runge J. & Runge F., 1995 - Late Quaternary palaeoenvironmental conditions in Eastern Zaire (Kivu) deduced from remote sensing, morpho-pedological and sedimentological studies (Phytoliths, Pollen, ¹⁴C data), *Proceedings of 2nd International Palynology Conference*, 1995, Tervuren.
- Sanlaville P., 1994 - L'évolution de la péninsule Arabique depuis le Pléistocène supérieur, *Annales de Géographie*, Beyrouth, 15:49-60.
- Santos J., 1993 - O Pantanal Setentrional e os campos de dunas da Amazonia Occidental, *International Symposium on the Quaternary in Amazonia, Resumos*, Universidade do Amazonas/INPA/UNESCO:110-111.
- Sarnthein M., 1978 - Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum, *Nature*, 272: 43-46.
- Sarnthein M., Jansen E., Weinelt M., Arnold M., Duplessy J.C., Erlenkeuser H., Flatøy A., Johannessen G., Jung S., Koc N., Labeyrie L., Maslin M., Pflaumann U. & Schulz H., 1995 - Variations in Atlantic surface paleoceanography, 50°-80° N: A time-slice record of the last 30,000 years, *Paleoceanography*, 10/6: 1063-1094.

- Scott L., 1993 - Palynological evidence for Late Quaternary warming episodes in Southern Africa, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 101: 229-235.
- Sejrup H.P., Hafliðason H., Aarseth I., King E., Forsberg C.F., Long D. & Rokoengen K., 1994 - Late Weichselian glacial history of the northern North Sea. *Boreas*, 23: 1-13.
- Shi Y. (Ed.), 1988 - *Map of snow, ice and frozen ground in China, scale 1:4 000 000*, with explanatory Notes, China Cartographic Publ., Beijing.
- Siffedine A., 1991 - *La sédimentation en région tropicale humide (Carajas, Amazonie, Brésil). Relation avec les modifications de l'environnement climatique au cours des 60 000 dernières années*. Thèse. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, 119 p.
- Sirocko F., Sarnthein M., Erlenkeuser H., Lange H., Arnold M. & Duplessy J.C., 1993 - Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years, *Nature*, 364: 322-324.
- Soons J.M., 1979 - Late Quaternary environments in the central South Island of New Zealand, *New Zealand Geographer*, 35: 16-23.
- Soons J.M. & Price L.W., 1990 - Periglacial phenomena in New Zealand, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1: 134-139.
- Specht R.L., 1970 - Vegetation, in: G.W. Leeper (Ed.), *The Australian Environment*, 4th edition, Melbourne: CSIRO and Melbourne University Press: 44-67.
- Stager J.C., 1988 - Environmental Changes at Lake Cheshi, Zambia, since 40 000 years B.P., *Quaternary Res.*, 29: 54-65.
- Stine S. & Stine M., 1990 - A record from lake Cardiel, climatic change in Southern South America, *Nature*, 345: 705-708.
- Stuijts I., Newsome J.C. & Flenley J.R., 1988 - Evidence for late Quaternary vegetational change in the Sumatran and Javan highlands, *Review of Palaeobot. Palynol.*, 55: 207-216.
- Stute M. & Talma A.S. (In press) - Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gases and ¹⁸O, Stampriet aquifer, Namibia, *Proceedings of International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*, Vienna, International Atomic Energy Agency.
- Talbot M., 1984 - Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel, *Palaeoecology of Africa*, 16: 203-214.
- Talma A.S. & Vogel J.C., 1992 - Late Quaternary palaeotemperatures derived from a speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Africa, *Quaternary Res.*, 37: 203-213.
- V.V., Danilova N.S. & Sukhodolskaya L.A., 1981 - Historical development of permafrost at the territory of the USSR and methods of its study, in: *History of development of permafrost of the Eurasia (on the example of separate regions)*, Nauka Press, Moscow: 41-60. (In Russian).
- Van der Kaars W.A., 1991 - Palynology of eastern Indonesian marine piston-cores. A late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 85: 239-302.
- Van der Kaars W.A. & Dam M.A.C., 1995 - 135,000-year record of vegetational and climatic change from Bandung area, West-Java, Indonesia, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 117: 55-72.
- Van Tatenhove, F.G.M., 1995 - *The dynamics of Holocene deglaciation in west Greenland with emphasis on recent ice-marginal processes*, CIP-Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, 202 p.
- Vandenberghe J. & Kasse C., 1993 - Periodic ice-wedge formation and weichselian cold-climate floodplain sedimentation in the Netherlands, 6th Internat. *Permafrost Conf.*, Beijing (5-9 July): 643-647.
- Vandenberghe, J. & Pissart A., 1993 - Permafrost changes in Europe during the Last Glacial, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121-135.
- Velichko, A.A. (Ed.), 1984 - *Late Quaternary environment of the Soviet Union*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 327 p.
- Velichko A.A., Bogucki A.B., Morozova T.D., Udarstev, V.P., Khalcheva T.A. & Tsatskin A.I., 1984 - Periglacial Landscapes of the East European plain, in: *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, A.Velichko publ.: 95-118.

- Velichko A.A., Isayeva L.L., Makeyev V.M., Matishov G.G. & Faustova M.A., 1984 - in: Velichko, A.A. (Ed.) *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, Longman, 327 p.
- Vogel J.C., 1987 - Chronological framework for palaeoclimatic events in the Namib, *NPRL Research Report CFIS*, 145, Council for Scientific and Industrial Research, Pretoria, 20 p.
- Washburn A.L., 1979 - *Geocryology. A survey of periglacial processes and environment*, Arnold Publ. London, 406 p.
- Washburn A.L., 1980 - Permafrost features as evidence of climate change, *Earth Sci. Rev.*, 15: 327-402.
- Weinelt M., Sarnthein M., Pflaumann U., Schulz H. & Jung S., 1996 - Ice-free Nordic Seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation, *Paleoclimates, Data and Modelling*, 1: 283-309.
- Winkler M.G. & Wang P.K., 1993 - The Late-Quaternary vegetation and climate of China, in: Wright H.E. Jr. et al. (Eds.), *Global Climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minneapolis: 221-264.
- Wirrmann D., Mourguiart Ph. & Oliveira Almeida L., 1988 - Holocene sedimentology and ostracod distribution in lake Titicaca - Paleohydrological interpretations, *Quaternary of S. America & Antarctic Pen.*, 6: 89-128.
- Zheng Z., Yuan B.Y. & Petit-Maire N., 1998 - Paleoenvironments in China during the Last Glacial Maximum and the Holocene Optimum, *Episodes*, 21, 3: 152-158.
- Zoltai S., 1995 - Permafrost distribution in peatlands of West-central Canada during the Holocene warm period 6 000 B.P., *Geogr.Phys.Quat.* 49,1: 45-54.