

porter ces oscillations du climat à des variations périodiques de l'activité du Soleil, dont les effets ont été amplifiés par des changements de la circulation océanique.

La circulation thermohaline et les réchauffements

En examinant les variations du carbone 14 résiduel atmosphérique depuis 14 500 ans, on distingue deux périodes : la première, qui couvre le Tardiglaciaire et les débuts de l'Holocène jusque vers 5000 avant J.-C., est caractérisée par de larges variations des valeurs du carbone 14, dont l'amplitude s'atténue peu à peu ; la seconde partie de notre interglaciaire montre des variations d'une amplitude plus faible et plus régulière. Au cours de la période antérieure à 5 000 avant J.-C., on remarque en outre la succession de trois cycles asymétriques (voir l'encadré 4) qui présentent la même structure interne : une brusque chute des valeurs du carbone 14, bientôt suivie par leur remontée progressive ponctuée par de brefs maximums, et enfin une période de maximum qui se prolonge sur près d'un millénaire.

Traduit en termes de circulation océanique, le début de ces cycles correspondrait à une brusque réactivation de la circulation thermohaline (voir l'encadré 3), suivie, dans un premier temps, par son ralentissement progressif (ponctué par de brefs épisodes de fort ralentissement) et, enfin, par une période prolongée de plus faible circulation thermohaline. Traduit en termes climatiques, on note qu'effectivement les phases de renforcement de la circulation thermohaline coïncident bien avec des périodes de réchauffement dans le Jura et au Groenland, ou encore avec l'absence de débâcles d'icebergs dans l'Atlantique Nord.

La structure de ces trois cycles du radiocarbone résiduel qui se succèdent pendant le Tardiglaciaire et la première partie de l'Holocène n'est pas sans rappeler le schéma d'évolution caractéristique des événements de Dansgaard-Oeschger évoqués précédemment. Elle s'apparente également à la courbe des fluctuations du rapport oxygène 18/oxygène 16 obtenue dans le sondage GISP2 pour la période comprise entre 12500 et 9500 environ avant notre ère. Cette période tardiglaciaire, immédiatement antérieure à l'Holocène, correspond à la

première phase de réchauffement sensible qui suit la fin de la dernière glaciation. Un brusque réchauffement survient aux environs de 12500 avant notre ère : le rapport oxygène 18/oxygène 16 atteint d'emblée des valeurs voisines de celles qui seront les siennes tout au long de l'Holocène. Mais bientôt ces valeurs déclinent, marquant un refroidissement progressif du climat ponctué de plusieurs coups de froid, dont le premier est connu sous le nom de Dryas moyen. La période s'achève par une phase froide prolongée, le Dryas récent, pendant laquelle le climat retrouve une rigueur proche de celle des temps glaciaires. Cette période de 12500 à 9500 avant notre ère présente toutes les caractéristiques d'un faux départ de notre interglaciaire.

Paradoxalement, le retour aux conditions glaciaires pendant le Dryas récent survient alors que la Terre bénéficie d'un maximum d'insolation, celui qui précisément a déclenché la déglaciation. Les carottes extraites de l'Atlantique ont établi que le Dryas récent et les coups de froid qui le précèdent et le suivent immédiatement, c'est-à-dire le Dryas moyen et l'oscillation préboréale, coïncident avec des ralentissements de la circulation thermohaline : la haute résolution chronologique d'une carotte extraite en mer de Norvège suggère même que ces ralentissements de la circulation thermohaline sont survenus en moins d'un demi-siècle.

Les paléoclimatologues qui ont travaillé à retracer l'histoire de la déglaciation de la fin de la dernière glaciation aux débuts de notre interglaciaire ont établi le synchronisme qui a existé entre les deux importants réchauffements du climat qui surviennent aux environs de 12500 et 9500 avant J.-C., et deux périodes de fonte très rapide des calottes glaciaires. Cette fonte provoque alors une brusque remontée du niveau général des océans, pouvant atteindre un rythme de quatre centimètres par an ! Dans les deux cas, le brusque afflux d'eau douce qui en a résulté dans la zone de l'Atlantique Nord aurait modifié la densité des eaux marines, perturbé la formation des eaux profondes et ralenti la circulation thermohaline (voir l'encadré 3). Les coups de froid du Dryas moyen et de l'oscillation préboréale seraient les contrecoups directs de ces épisodes de fonte accélérée et de ces brusques afflux d'eau douce dans

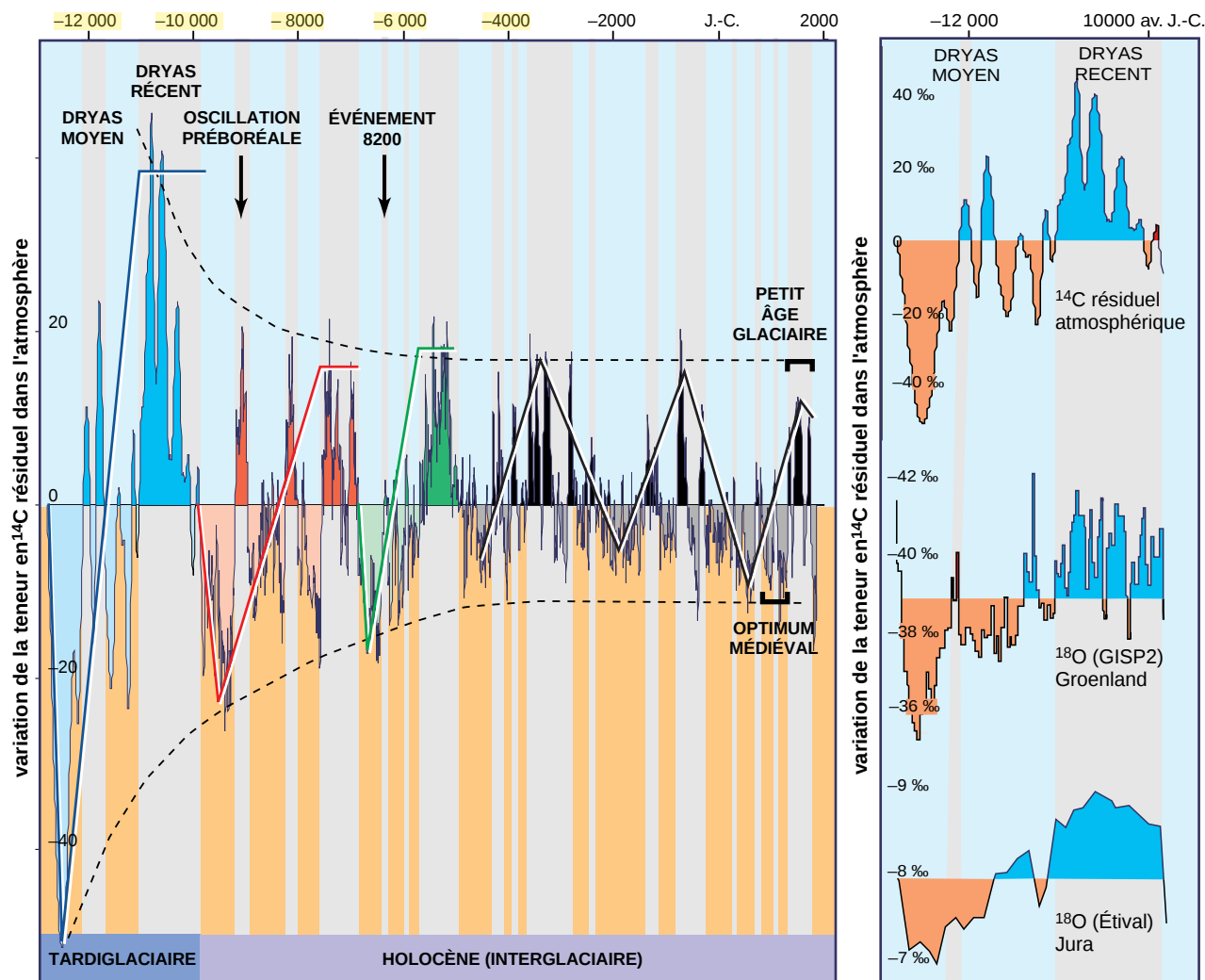
l'océan. Dans les deux cas, ils marquent l'arrêt d'un réchauffement et un net renversement de tendance du climat vers le refroidissement.

La parenté de structure interne qui existe entre les trois cycles successifs que nous venons de décrire à partir des variations du radiocarbone résiduel pendant le Tardiglaciaire et les débuts de l'Holocène suggère que nous avons affaire à la répétition d'un même processus : un brusque réchauffement associé à une réactivation rapide de la circulation thermohaline provoque une fonte accélérée des appareils glaciaires ; l'afflux soudain d'eau douce dans l'Atlantique Nord qui en résulte provoque à son tour un désamorçage partiel de la circulation thermohaline, qui se traduit dans l'immédiat par un brusque coup de froid (le Dryas moyen, l'oscillation préboréale ou l'événement 8200), puis par un renversement de tendance climatique qui conduit à un épisode froid plus durable, tel que le Dryas récent, et les périodes 8000-7000 avant J.-C. et 6000-5000 avant J.-C.

L'événement 8200 serait le contrecoup de la dernière étape de la déglaciation ; comme le Dryas moyen et l'oscillation préboréale, il coïncide d'ailleurs avec un brusque mais bref renforcement des valeurs du radiocarbone, qui suggère là encore un ralentissement de la circulation thermohaline. Cette dernière étape correspondrait à la phase finale de la déglaciation en Amérique du Nord, la calotte du Nord de l'Europe ayant alors complètement disparu, en raison de sa taille plus réduite. Elle correspondrait aussi au signal isotopique identifié par les Américains Mix et Riddiman dans les carottes extraites de l'océan Atlantique et daté des environs de 7000-5000 avant J.-C. Elle marquerait en particulier la brutale disparition de la dernière partie de la calotte Nord-américaine autour de la baie d'Hudson, entraînant le brusque drainage d'énormes lacs proglaciaires et l'afflux d'environ 1,2.10⁵ kilomètres cubes d'eau douce dans l'Atlantique Nord, il y a environ 8 500 ans.

Les trois cycles que nous venons de retracer structurent fortement la période de transition qui couvre la fin de la dernière glaciation et les débuts de notre interglaciaire. En 1992, observant et décrivant le premier de ces cycles enregistré par le rapport oxygène 18/oxygène 16 au Groenland, l'Américain W. Broecker s'interrogeait sur l'absence

4. Datation au carbone 14 et radiocarbone résiduel



L'âge d'un échantillon est mesuré par le rapport carbone 14/ carbone 12 : tous les 5 730 ans, la quantité de carbone 14 (ou radiocarbone) diminue de moitié. On a longtemps supposé que la teneur de l'atmosphère en carbone 14 restait constante au cours du temps, or ce n'est pas tout à fait le cas. Il faut donc corriger les âges donnés par le radiocarbone. La technique la plus précise consiste à dater par le radiocarbone des bois dont on connaît l'âge précis grâce à la dendrochronologie (étude des cernes de croissance des arbres). Les bois fossiles collectés par différents laboratoires en Amérique du Nord et en Europe ont permis d'établir la courbe des variations de la teneur de l'atmosphère en carbone 14 depuis 9900 avant notre ère. En datant des sédiments composés d'une succession de couches annuelles dans le bassin de Cariaco, au large du Venezuela, les géologues ont prolongé cette courbe jusqu'aux environs de -12500 avant notre ère.

La production de carbone 14 dans la haute atmosphère est modulée par le champ géomagnétique et par l'activité solaire : elle diminue quand l'intensité du champ géomagnétique et l'activité du Soleil se renforcent. En soustrayant les effets induits par le champ géomagnétique, on obtient la courbe des variations de la teneur de l'atmosphère en carbone 14 résiduel. Ces variations reflètent les changements de la circulation océanique, ainsi que la répartition du radiocarbone entre l'atmosphère, la biosphère et l'océan.

À gauche, la courbe du carbone 14 résiduel montre des cycles d'une périodicité d'environ 2 300 ans que l'on retrouve également dans l'histoire de la circulation atmosphérique polaire reconstituée à partir des poussières retrouvées dans les glaces du Groenland.

Ces cycles pourraient être liés à des changements de l'activité solaire, comme le suggère l'observation d'étoiles du même type que le Soleil. Les effets de ces variations de l'activité solaire sur le climat seraient amplifiés par la circulation océanique qui affecte elle-même la répartition du radiocarbone entre atmosphère et océan (voir l'encadré 3).

Les trois premiers cycles (en bleu, rouge et vert) contemporains de la déglaciation ont une forme asymétrique et une amplitude qui contrastent avec la symétrie et l'amplitude plus modeste et plus régulière des cycles suivants.

À droite, les variations de la teneur de l'atmosphère en carbone 14 résiduel se calquent sur les oscillations du climat enregistrées par le rapport oxygène 18/oxygène 16 au site de Summit, au Groenland, ou dans le lac d'Étival, dans le Jura. Les brusques chutes des valeurs du carbone 14 résiduel vers 12500 et 9500 avant notre ère, associées à une réactivation de la circulation thermohaline, ont pour corollaire de brusques réchauffements du climat au Groenland et en Europe.