

## Les glaciations du Protérozoïque

Gilles Ramstein, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement  
D.S.M. / Orme des Merisiers / Bat. 709, C.E. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette  
FRANCE  
Tel. (33) 1 69.08.64.95, Fax. (33) 1 69.08.77.16  
Email : ramstin@lsce.saclay.cea.fr

Yannick Donnadieu, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement  
D.S.M. / Orme des Merisiers / Bat. 709, C.E. Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette  
FRANCE  
Tel. (33) 1 69.08.86.66, Fax. (33) 1 69.08.77.16  
Email : tiphe@lsce.saclay.cea.fr

Yves Godd ris, Laboratoire des M canismes de Transfert en G ologie  
38 rue des Trente-six Ponts 31400 Toulouse, FRANCE  
Tel: (33) (0)5 61 55 86 85, fax: (33) (0) 5.61.52.05.44  
Email : godderis@lmtg.ups-tlse.fr

### Abstract

The first glaciations of the Earth are very intriguing because they took place at low latitude and altitude. In this paper, focusing on the understanding of the Neoproterozoic glaciation, we quantify through climate model simulations the plausibility of two major causes: change in Earth Obliquity and fragmentation of the Supercontinent Rodinia. We demonstrate that high obliquity is inconsistent with the climate produced by the model during one of atmosphere CO<sub>2</sub> due to the fragmentation of the Supercontinent which leads to favourable conditions to produce a Snowball Earth.

## **Résumé**

Les premières glaciations de la Terre ont la particularité de se produire à basse latitude et altitude. Dans cet article, à travers des simulations numériques du climat, nous nous attacherons à quantifier les mécanismes susceptibles d'expliquer les glaciations du Néoprotérozoïque : une plus forte obliquité et la fragmentation du Supercontinent Rodinia. Nous avons montré que l'hypothèse de haute obliquité est incompatible avec le climat simulé par le modèle pour une des phases glaciaires. Par contre, en utilisant un modèle couplé Climat-Carbone, nous avons pu quantifier la baisse considérable de la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique qui induit des baisses de températures très favorables à la glaciation globale de la Terre.

### ***1. Introduction***

Nous vivons une époque un peu paradoxale où l'essentiel de l'attention est, à juste titre, centrée sur le réchauffement dû aux émissions de gaz à effet de serre anthropiques ; alors qu'en fait, la période géologique dans laquelle nous vivons est une période glaciaire, période dont l'occurrence est faible au cours de l'Histoire de la Terre.

Les deux calottes qui demeurent, lors des cycles interglaciaires/glaciaires : l'Antarctique et le Groenland, sont installées depuis longtemps, près de 3 millions d'années pour le Groenland et autour de 35 millions d'années pour l'Antarctique [5]. Ces calottes, qui ont traversé l'ensemble du Quaternaire, ont bien sûr subi quelques modifications, mais n'ont certainement pas disparu, comme les calottes Laurentide et Fennoscandienne qui se développent pendant les périodes glaciaires et disparaissent au début des périodes interglaciaires, avec un cycle de 100 000 depuis 800 000 ans et de 40 000 ans auparavant [1]. De fait, la perturbation que nous imposons

aujourd'hui à notre planète peut avoir un effet dramatique à l'échelle de plusieurs siècles. D'une part, à cause de la montée du niveau marin, et d'autre part, parce que la déstabilisation des calottes s'accompagne d'une forte variabilité climatique (figure 1) et enfin, parce que la fonte rapide du Groenland pourrait considérablement ralentir la circulation thermohaline et ainsi conduire à une Europe occidentale plus froide dans un monde globalement plus chaud [11].

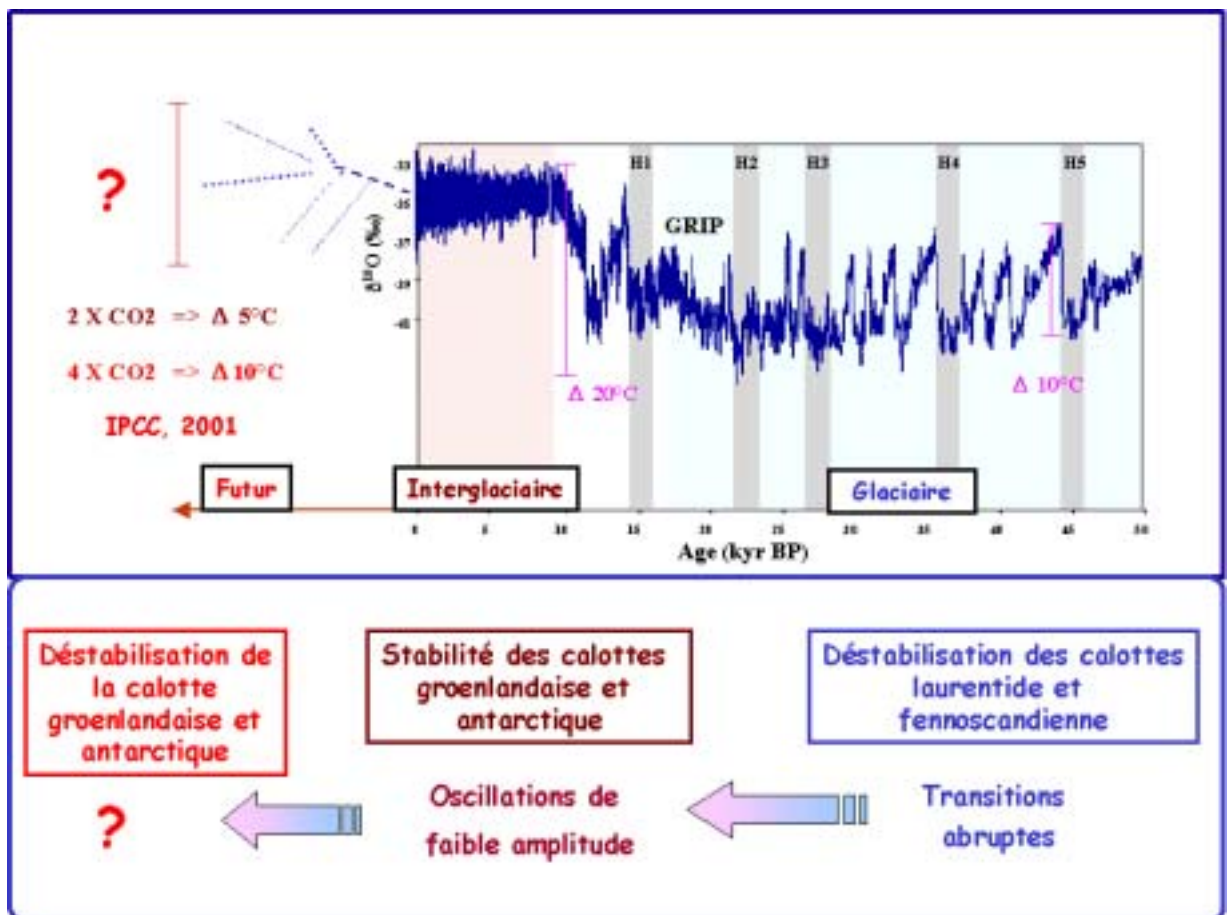


Figure 1

Cette mise en perspective est importante à l'échelle géologique parce que, ce que d'aucun appelle déjà, l'« Anthropocène » (i.e. le climat des siècles prochains), pourrait aussi voir disparaître les calottes de glace et correspondre à un climat bien plus chaud que l'actuel. Or, c'est à l'échelle géologique, le climat le plus couramment rencontré sur notre planète depuis 4.6 Milliards d'années (figure 2).

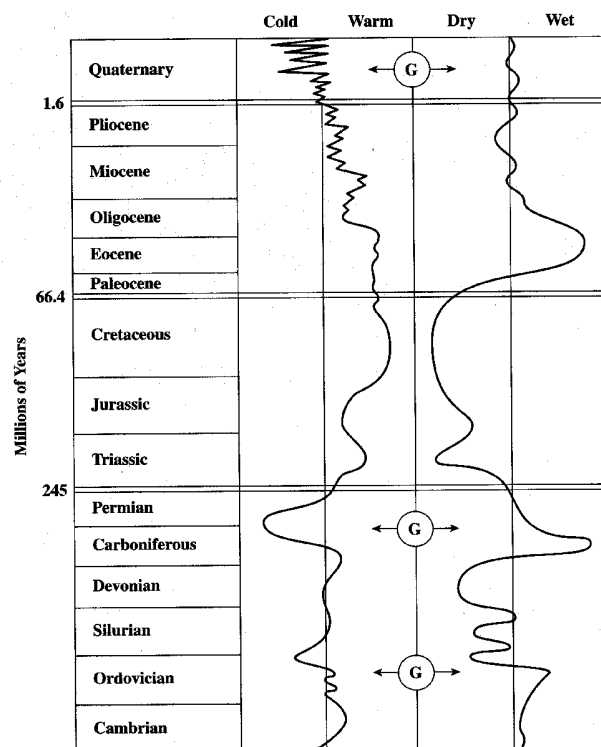


Figure 2

Cet article va se concentrer sur les premières glaciations de la Terre qui sont des événements froids dans un continuum chaud. Ces glaciations, même si elles ne correspondent qu'à des périodes très spécifiques de l'histoire de la Terre, posent beaucoup de problèmes scientifiques intéressants.

Dés que l'on a su reconstituer l'histoire des variations de l'intensité de la constante solaire, à partir d'observations d'étoiles similaires à notre soleil, nous avons réalisé que le soleil jeune avait été 20% moins puissant que de nos jours. Les premiers modèles dits « de balance

énergétique » (EBM en anglais) ont alors montré que l'ampleur de cette baisse suffisait à englacer la Terre, et qu'une fois celle-ci couverte de glace, son albédo (i.e. sa capacité à réfléchir la lumière solaire) serait tel qu'il faudrait fournir beaucoup plus d'énergie au système terrestre pour sortir de cette glaciation globale. Il fallait bien qu'il existe, dans le système, un élément susceptible de contrebalancer cette faible insolation d'un soleil jeune. Les meilleurs candidats sont encore les gaz à effet de serre (en particulier le dioxyde de carbone et le méthane). L'histoire de la composition de l'atmosphère au pré-cambrien est encore extrêmement mal contrainte, mais, compte tenu de la quasi-absence de trace de glaciation lors des 4 premiers milliards d'années de la Terre, la composition de l'atmosphère devait être différente, et permettre à la température de surface de notre planète de rester au-dessus de 0°C.

Les premières traces de glaciation, glaciations dites Huroniennes, remontent à 2.2/2.4 Milliards d'années (le début du Protérozoïque) et les dépôts glaciaires sont situés à des latitudes très basses [10]. Les glaciations pré-cambriennes ont, en effet, cette caractéristique de se situer aux basses latitudes, ce qui n'arrivera plus pour les glaciations du Phanérozoïque qui, toutes, se situent aux hautes latitudes.

## ***2. L'impact de l'obliquité terrestre***

Ce paradoxe de glaciation à basse latitude a longtemps ébranlé la communauté scientifique, et dans un premier temps, G.E. Williams [34] a émis l'hypothèse extrêmement osée, mais dont l'effet était imparable, que l'obliquité de l'axe de rotation terrestre avait été, au début de l'histoire de la Terre, et jusqu'au Cambrien, bien plus forte que l'obliquité actuelle. En effet, si l'obliquité dépasse les 54° (figure 3), la distribution de l'insolation annuelle au sommet de l'atmosphère s'inverse et, au lieu d'avoir comme aujourd'hui, beaucoup plus d'insolation à

l'équateur qu'aux pôles, on se trouve dans la situation inversée, et on a là, une explication directe de la formation de calottes de glace dans la région équatoriale.

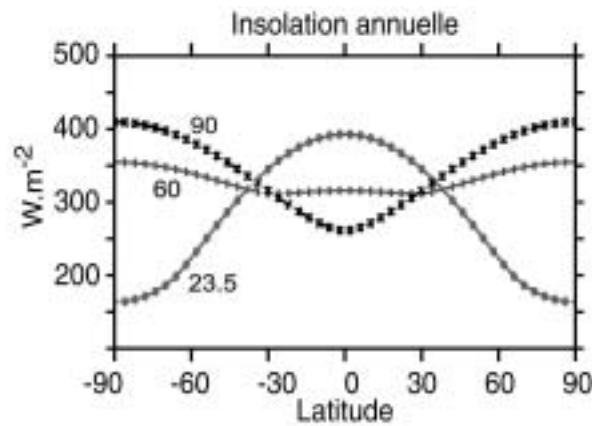


Figure 3

Deux questions se posent alors :

- Est-il possible d'avoir une obliquité si forte pour le système Terre-Lune et comment revenir à des valeurs plus faibles correspondant à l'obliquité actuelle ?
- Est-ce qu'une obliquité forte ne génère pas un climat incompatible avec les observations ?

Pour répondre à la première question, J. Laskar et al. [25] ont démontré que si l'angle de l'axe de rotation de la Terre avec le plan de l'écliptique venait à dépasser la valeur critique de  $54^{\circ}$ , les valeurs de ce dernier évolueraient de manière chaotique entre  $60^{\circ}$  et  $90^{\circ}$ . B. Levrard et J. Laskar [26] ont également montré que le seul mécanisme mis en avant pour permettre le retour des hautes valeurs de l'obliquité vers la valeur actuelle de  $23,5^{\circ}$ , i.e. la « friction climatique » publié par D. Williams [33], était en fait largement surestimé et ne pouvait constituer un mécanisme plausible.

Nous allons nous étendre davantage sur les aspects climatiques d'une Terre à haute obliquité. Pour tester quel serait le climat d'une Terre à haute obliquité dans des conditions

réalistes pour le Protérozoïque, il est actuellement impossible de simuler le climat des toutes premières glaciations (à 2.2/2.4 Ga), les contraintes sur la teneur en gaz à effet de serre et sur la paléogéographie étant malheureusement trop faibles. Néanmoins, il est possible de faire un certain nombre d'hypothèses. D'abord, ces glaciations interviennent dans un contexte où l'oxygène de l'atmosphère augmente considérablement et devient capable d'oxyder le méthane [19 ; 22 ; 28]. La baisse très importante du méthane, même si elle se fait au bénéfice du dioxyde de carbone et de l'eau, déjà massivement présent dans l'atmosphère terrestre, va globalement conduire à une baisse de l'effet de serre et à une baisse importante des températures. Le fait, comme nous le verrons dans la seconde partie de l'article, de se trouver dans une situation tectonique où une majeure partie des masses continentales est située à l'Equateur, va également permettre une baisse de la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique.

Quoi qu'il en soit, ces conditions très particulières ne se reproduiront pas, et la Terre restera chaude pendant près de 1.5 Ga avant les glaciations Néoprotérozoïques. Celles-ci, par contre, pour les 2 phases principales qui ont eu lieu à 750 et 600 Ma, sont mieux contraintes et rendent possible des simulations numériques du climat. La figure 4 montre les configurations paléogéographiques utilisées. L'insolation a été réduite de 6% pour tenir compte d'un soleil plus jeune. Les paramètres orbitaux et les teneurs en CO<sub>2</sub> ont été prises comme pour l'actuel. Les simulations ont été faites avec des valeurs d'obliquité égales à 60° et 90° pour chaque configuration paléogéographique. Les résultats montrent que pour la glaciation Sturtienne qui correspond à un supercontinent centré sur l'Equateur, il est possible d'obtenir une glaciation complète, tandis qu'à 600 Ma, la configuration des continents caractérisée par une masse continentale centrée aux moyennes et hautes latitudes de l'Hémisphère Sud conduit à des contrastes saisonniers énormes de +/- 80°C qui empêchent toute progression de la calotte vers le pôle (figure 4) ([8] pour une description plus détaillée).

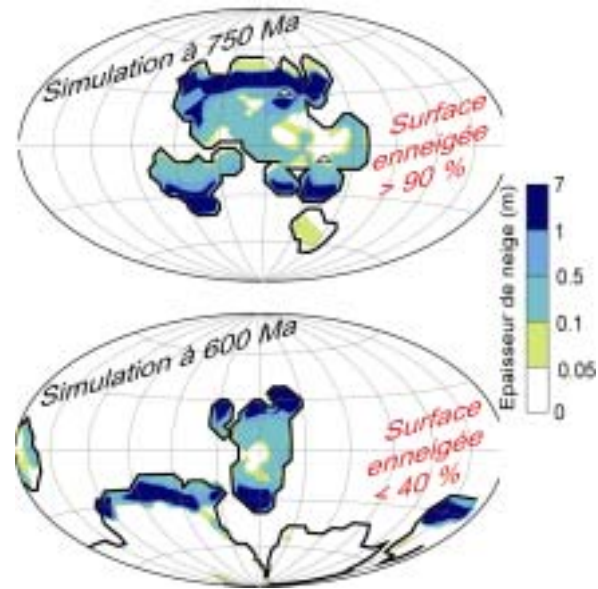


Figure 4

Les études climatiques de Y. Donnadieu et al. [8] et les études sur la friction climatique de B. Levrard et J. Laskar [26], par des voies très différentes, ont permis d'écarter l'hypothèse d'une forte obliquité. Reste alors à comprendre pourquoi la teneur en gaz à effet de serre a baissé, et n'a plus été capable, temporairement, de contrebalancer la faible insolation.

### ***3. L'impact du contexte tectonique et du climat sur la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique***

Comme on l'a vu, il a donc fallu, pendant des épisodes relativement brefs du Protérozoïque, qu'une cause provoque une baisse de la teneur en gaz à effet de serre suffisamment dramatique pour que la Terre puisse s'englacer. Cette glaciation durant plusieurs millions d'années, le temps que le dioxyde de carbone, émis par les volcans, puisse s'accumuler dans l'atmosphère et provoquer, encore une fois par un gigantesque effet de serre, la débâcle. On voit que les liens entre le cycle de carbone et le climat sont fondamentaux pour comprendre l'entrée et la sortie des glaciations globales. C'est vers une modélisation du système Climat-



Carbone dans son ensemble qu'il convient d'aller. Nous expliquerons, dans un premier temps, quelles évidences géologiques viennent à l'appui d'un scénario de glaciation globale, et dans un second temps, quel outil a été choisi pour quantifier les hypothèses de glaciation globale et à quels résultats ils ont conduit.

### *3.1 Evidences géologiques*

En plus de la présence de sédiments glaciaires à basse latitude et altitude, dont nous avons déjà parlé, les glaciations du Néoprotérozoïque se caractérisent par une série de paradoxe [17 ; 18]. D'abord, cette période correspond à une très forte baisse du  $\delta^{13}\text{C}$  mesuré dans les carbonates sédimentaires (une des plus importante jamais enregistrée dans l'histoire de la Terre) [14 ; 23]. Ensuite, les dépôts de fer rubané, qui avaient disparu depuis près d'un milliard d'années car l'oxygénation de l'océan avait été suffisante pour oxyder le fer et le dissoudre, font leur réapparition au moment des grandes glaciations du Néoprotérozoïque, et enfin, très curieusement, les dépôts sédimentaires glaciaires sont recouverts d'une couche épaisse de carbonate (Cap Carbonate), qu'on retrouve aujourd'hui dans les mers chaudes. L'hypothèse initialement formulée par W.B. Harland et M.J.S. Rudwick [15] et J.L. Kirschvink [24] de « Snowball Earth » telle qu'elle a été reformulée par P.F. Hoffman [17], a eu l'énorme avantage de donner un cadre conceptuel dans lequel tous ces « mystères » prennent leur place.

En effet, une terre totalement englacée, où les continents sont couverts de calotte glaciaire et les océans de banquise, verrait son cycle du carbone coupé et donc le  $\delta^{13}\text{C}$  serait grossièrement celui de l'émission volcanique qui est d'environ -6 ‰ [6], ce qui est cohérent avec les enregistrements. De plus, la ventilation en oxygène de l'océan serait très limitée et trop faible pour oxyder le fer d'où la réapparition du fer rubané. Quant à la présence de Cap Carbonate, elle serait due, dans ce scénario, à l'extrême rapidité de la débâcle, la Terre connaîtrait un

réchauffement brutal et un déluge de pluie tropicale qui provoquerait une altération chimique extrême des surfaces continentales, conduisant à l'enfouissement de grandes quantités de Carbonates dans les océans. Pour produire une terre totalement englacée, même avec une baisse de l'insolation de 6%, il faut un taux de CO<sub>2</sub> de 140 à 350 ppm environ [7 ; 20 ; 21] ce qui reste une valeur faible. Comment expliquer une telle baisse qui conduirait à l'englacement ? L'hypothèse que nous avons quantifiée est la suivante : Le supercontinent Rodinia qui s'est assemblé autour de 1.1 Ga va se déliter entre 800 et 750 Ma [16 ; 31 ; 32]. Cette fragmentation, liée à la distribution continentale aux basses latitudes, va conduire à augmentation des précipitations et du ruissellement continental, produisant une augmentation de l'altération chimique des continents, et en particulier des roches silicatées et donc à un enfouissement du CO<sub>2</sub> sous forme de sédiments carbonatés au fond des océans. Cette absorption du CO<sub>2</sub> atmosphérique peut-être quantifiée à partir d'un modèle Climat-Carbone, et d'une distribution continentale à 800 et à 750 Ma.

### *3.2 Outils et résultats*

Le modèle climatique utilisé pour cette étude est CLIMBER-2, qui correspond bien à notre problématique puisqu'il incorpore une atmosphère, un océan et un module de glace de mer [29]. Pour plus de détails concernant l'application du modèle à la Terre complètement englacée cf Donnadieu 2003.

Ce modèle a été interfacé avec le modèle d'évolution du Carbone aux échelles de temps géologique COMBINE ([13] pour une description détaillée du modèle géochimique). Le couplage Climat-Carbone permet donc de tenir compte de la position des continents et de leur forme ce qui est un premier avantage sur les modèles du type GEOCARB [2 ; 3 ; 4], un autre avantage est de générer des cartes du cycle hydrologique, notamment du ruissellement qui tiennent compte de la position des continents. De telles cartes permettent au modèle COMBINE

de calculer l'altération continentale et la consommation de  $\text{CO}_2$  qui en résulte avec une résolution de  $10^\circ$  en latitude et de  $51^\circ$  en longitude (grille de Climber). Sur base de cette consommation de  $\text{CO}_2$ , et fixant le dégazage de  $\text{CO}_2$  par activité volcanique à sa valeur actuelle (essentiellement par manque de contrainte), le modèle COMBINE calcule la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère. Ce  $\text{CO}_2$  va agir sur le climat calculé par Climber 2, via l'effet de serre et le climat va modifier le taux de consommation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique par les processus d'altération des roches silicatées (qui dépendent de la température et du ruissellement) et donc l'enfouissement de carbone dans les sédiments marins. Il en résulte une très forte interaction entre la configuration continentale d'une part, et le taux de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère et le climat d'autre part, indépendamment de toute spéculation sur le taux de dégazage de la Terre solide. Deux expériences ont été menées avec le modèle couplé, une première à 800 Ma où la distribution continentale correspond à un supercontinent, et une deuxième à 750 Ma où le supercontinent s'est fragmenté (figure 5).

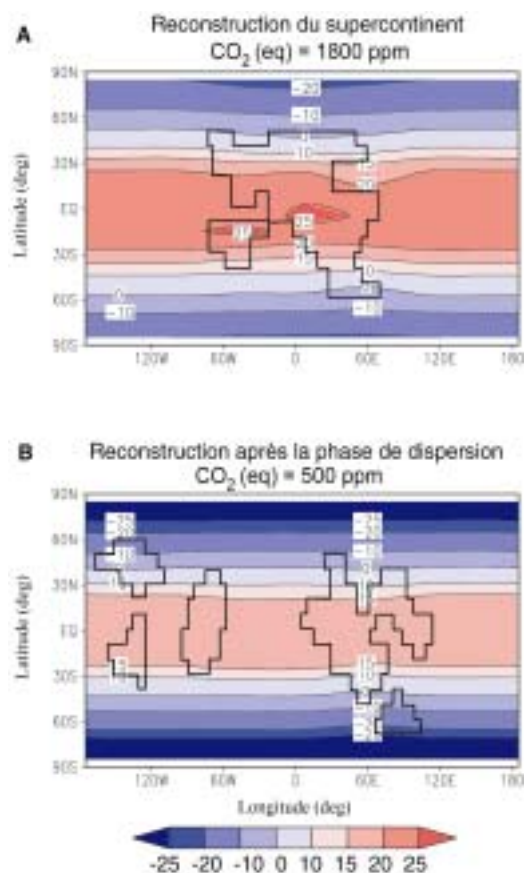


Figure 5

Pour chaque configuration, le modèle climat-carbone calcule une teneur en CO<sub>2</sub> (et donc la température et le ruissellement sur les continents) telle que la consommation par altération des silicates puisse compenser le dégazage volcanique (maintenu constant d'une configuration à l'autre,  $6.8 \times 10^{12}$  moles/an). Les résultats en terme de température sont illustrés sur la figure 5. On voit que dans la configuration « supercontinent » à 800 Ma, la température globale est de 10.2 °C (16.4°C en moyenne annuelle sur les continents), bien au delà de zéro degré, et la teneur en CO<sub>2</sub> à l'équilibre est de 1800 ppm. Tandis que pour la configuration « dispersée » à 750 Ma, la température a beaucoup baissé (réduction de 8.2°C en moyenne annuelle) et le taux de CO<sub>2</sub> est de 500 ppm. Cette différence s'explique par la continentalité très forte dans le cas du supercontinent, où le ruissellement continental est donc inhibé, limitant les processus d'altération chimique, ce qui entraîne une montée de la teneur en CO<sub>2</sub>. La désagrégation d'un supercontinent en position équatoriale a donc bien un rôle majeur sur le refroidissement et la baisse de CO<sub>2</sub> associée.

#### ***4. Discussions et Conclusion***

Les premières glaciations présentent tout un cortège d'observations surprenantes. La première, et non des moindres, est le fait que contrairement à tout ce que l'on connaît au Phanérozoïque (les derniers 545 millions d'années), ces glaciations sont présentes à basse latitude et altitude. On a montré par deux voies différentes que l'explication la plus simple : une obliquité terrestre plus forte n'était pas envisageable, même si des incertitudes demeurent sur la paléogéographie à 600 Ma, les dernières reconstructions [27] montrent une bonne partie des masses continentales aux moyennes et aux hautes latitudes de l'Hémisphère Sud. L'autre mécanisme, une baisse de CO<sub>2</sub> par l'intermédiaire de la fragmentation d'un supercontinent a été quantifiée à l'aide d'un modèle couplé Climat-Carbone et montre l'impact très fort sur le CO<sub>2</sub> et

la température. Dans ce contexte géologique, d'autres facteurs concomitants comme la mise en place de trapps lors de la fragmentation a aussi un effet à long terme de diminution du CO<sub>2</sub> [12]s. Enfin le rôle de dégazage important du méthane qui jouerait en fait un rôle de catalyse de climat froid à l'échelle géologique [30], le méthane générant un climat chaud et des pluies abondantes sur le supercontinent tropical qui finissent par piéger une quantité importante de CO<sub>2</sub> et conduisent finalement à un refroidissement. Si une littérature abondante existe aujourd'hui sur les mécanismes et les observations des dépôts glaciaires Néoprotérozoïques qui ont permis de soulever une partie du doute, des incertitudes demeurent qui maintiendront dans les années à venir ce champ de recherche actif.

### **Remerciements**

Nous remercions chaleureusement Florence Gerry pour l'ensemble du travail de mise en forme de l'article. Frédéric Fluteau et Myriam Khodri pour les illustrations (figure 1 et 2).

### **Références bibliographiques**

- [1] A. Berger, Support for the astronomical theory of climatic change, *Nature* (1977) 269: 44-45.
- [2] R.A. Berner, Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time, *Science* (1990) 249: 1382-1386.
- [3] R.A. Berner, GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time, *American Journal of Science* (1994) 294: 59-91.
- [4] R.A. Berner and Z. Kothaval, GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic Time, *American Journal of Science* (2001) 301: 182-204.

- [5] R. DeConto and D. Pollard, Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature* (2003) 421: 245-249.
- [6] D.J. Des Marais and J.G. Moore, Carbon and its isotopes in mid-oceanic basaltic glasses, *Earth and Planetary Science Letters* (1984) 69: 43-57.
- [7] Y. Donnadieu, F. Fluteau, G. Ramstein, C. Ritz, and J. Besse, Is there a conflict between the Neoproterozoic glacial deposits and the snowball Earth model: an improved understanding with numerical modelings, *Earth and Planetary Science Letters* (2003a) 208: 101-112.
- [8] Y. Donnadieu, G. Ramstein, F. Fluteau, J. Besse, J. and J.G.Meert, Is high obliquity a plausible cause for Neoproterozoic glaciations ?, *Geophysical Research Letters* (2002) 29(23): 2127, doi:10.1029/2002GL015902.
- [9] Y. Donnadieu, G. Ramstein, F. Fluteau, D. Roche and A. Ganopolski, The impact of atmospheric and oceanic heat transports on the sea ice-albedo instability during the Neoproterozoic, *Climate Dynamics* (2003b) in revision.
- [10] D.A. Evans, N.J. Beukes and J.L. Kirschvink, Low-latitude glaciation in the Palaeoproterozoic era, *Nature* (1997), 386: 262-266.
- [11] A. Ganopolski et al., CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part II: model sensitivity, *Climate Dynamics* (2001) 17: 735-751.
- [12] Y. Godd ris et al., The Sturtian "Snowball" glaciation: fire and ice, *Earth and Planetary Science Letters* (2003) 211: 1-12.
- [13] Y. Godd ris and M.M. Joachimski, Global change in the late Devonian: modelling the Frasnian-Famennian short-term carbon isotope excursions, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2003) in revision.

- [14] G.P. Halverson, P.F. Hoffman, D.P. Schrag, A major perturbation of the carbon cycle before the Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: a trigger mechanism for snowball Earth ?, *Geochemistry Geophysics Geosystems* (2002) 3: 10.1029/2001GC000244.
- [15] W.B Harland, and M.J.S. Rudwick, The great infra-Cambrian ice age, *Scientific American* (1964) 211: 28-36.
- [16] P.F. Hoffman, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out ? *Science* (1991) 252: 1409-1412.
- [17] P.F.Hoffman, A.J. Kaufman, G.P. Halverson and D.P. Schrag, A Neoproterozoic Snowball Earth, *Science* (1998) 281: 1342-1346.
- [18] P.F. Hoffman and D.P. Schrag, The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change, *Terra Nova* (2002) 14: 129-155.
- [19] D.H Holland, *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*, Princeton University Press (1984) Princeton.
- [20] W.T. Hyde, T.J. Crowley, S.K. Baum and R.W. Peltier, Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model, *Nature* (2000) 405: 425-429.
- [21] G.S. Jenkins and S.R. Smith, GCM simulations of snowball Earth conditions during the late Proterozoic. *Geophysical Research Letters* (1999) 26: 2263-2266.
- [22] J.F. Kasting, Earth's early atmosphere, *Science* (1993) 259: 920-926.
- [23] A.J.Kaufman, S.B. Jacobsen and A.H. Knoll, The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate, *Earth and Planetary Science Letters* (1993) 120: 409-430.

- [24] J.L. Kirschvink, Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball Earth. In: J.W. Schopf and C.C. Klein (Editors), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, Cambridge University Press (1992) Cambridge, pp. 51-52.
- [25] J. Laskar, F. Joutel, P. Robutel, P., 1993. Stabilization of the Earth's Obliquity by the Moon. *Nature* (1993) 361: 615-617.
- [26] B. Levrard and J. Laskar, Climate friction and the Earth's obliquity, *Geophysical Journal International* (2003) 154: 970-990.
- [27] M. Macouin et al., Combined paleomagnetic and isotopic data from the Doushantuo carbonates, South China; Implications for the 'snowball Earth' hypothesis, *Geology* (2003) submitted.
- [28] A.A. Pavlov, M.T. Hurtgen, J.F. Kasting, and M.A. Arthur, Methane-rich Proterozoic atmosphere ? *Geology* (2003) 31: 87-90.
- [29] V. Petoukhov et al., CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate, *Climate Dynamics* (2000) 16: 1-17.
- [30] D.P. Schrag, R.A. Berner, P.F. Hoffman and G.P. Halverson, On the initiation of a snowball Earth, *Geochemistry Geophysics Geosystems* (2002) 3: 10.1029/2001GC000219.
- [31] T.H. Torsvik et al., Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia, *Earth Science Reviews* (1996) 40: 229-258.
- [32] A.B. Weil, R. Van der Voo, C. Mac Niocaill, and J.G. Meert, The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma, *Earth and Planetary Science Letters* (1998) 154: 13-24.



- [33] D. Williams, J.F. D Kasting, L.A. Frakes, Low-latitude glaciation and rapid changes in the Earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback, *Nature* (1998) 396: 453-455.
- [34] G.E. Williams, Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity, *Geological Magazine* (1975) 112: 441-465.

### **Légende des figures :**

Figure 1 : De fait à l'échelle des temps géologiques, les périodes « glaciaires », où de larges calottes envahissent une partie des terres émergées, sont très rares. Le quaternaire en est une, la limite Permo Carbonifère, l'Ordovicien et les 2 glaciations du début et de la fin du Protérozoïque.

Figure 2 : La reconstruction climatique dont nous disposons grâce à l'enregistrement de  $\delta O^{18}$  de la calcite des foraminifères benthiques prouvent la très forte variabilité en période glaciaire, et la relative stabilité des périodes interglaciaires. Si la perturbation

anthropique déstabilise les calottes de glace, il est possible que cela affecte aussi la variabilité climatique.

Figure 3 : Moyenne zonale de l'insolation annuelle au sommet de l'atmosphère pour trois valeurs de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre, 23.5°, 60° et 90°.

Figure 4 : Couverture neigeuse moyenne annuelle (m) pour une obliquité de 90° et pour une teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique de 350 ppm. Les cinq dernières années de simulation à l'équilibre ont été utilisées.

Figure 5 : Distribution annuelle des températures prédites par le modèle CLIMBER-2 (Cf. Donnadiou et al. (2003b) pour de plus amples détails sur les simulations climatiques) et à des teneurs en CO<sub>2</sub> atmosphérique prédites par le modèle couplé (Cf. Texte).