

4.2.1 Les temps précambriens

<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/hist.continents.oceans.html>

On considère que le système solaire s'est formé par la condensation d'un gigantesque nuage de gaz et de poussières et que les planètes, dont la Terre, se sont formées par accrétion de matières il y a 4,55 Ga. La différenciation chimique a amené vers le centre de la terre les éléments lourds, comme le fer et le nickel, et a concentré dans le manteau, puis finalement dans la croûte, des éléments de moins en moins lourds. Cet âge de 4,55 Ga pour la formation de la terre nous est donné par la datation des météorites et non par la datation de roche terrestres.

L'élément stable de la croûte terrestre, c'est la croûte continentale. En effet, on a vu dans la première section de ce cours, qu'à cause de la tectonique des plaques, la croûte océanique est perpétuellement recyclée. Si on fait exception des lambeaux de croûte océanique qui sont coincés dans les chaînes de montagnes anciennes, donc dans de la croûte continentale, les plus vieilles croûtes océaniques datent d'au plus 170 Ma. Ce sont donc les continents qui vont nous fournir les principales archives nécessaires pour faire l'histoire de la terre.

La question de départ se pose ainsi : **quand et comment** se sont formés les premiers noyaux de croûte continentale?

Quand?

Pour répondre à ce premier volet de la question, tout ce qu'on peut dire, c'est que l'âge des plus vieilles roches terrestres a été établi à 4,03 Ga par datation radiométrique. L'histoire des quelques 550 Ma qui ont précédé l'Archéen, c'est-à-dire entre -4,55 et -4,03 Ga, nous est mal connue puisque nous ne possédons pas de roches représentant ce temps. Nous avons discuté de cette période au [point 3.4.7](#). Ces premières roches datées à 4,03 Ga devaient appartenir à de la croûte continentale puisqu'elles n'ont pas été recyclées dans les zones de subduction comme l'ont été et le sont toujours les planchers océaniques (croûte océanique). Les premiers noyaux de croûte continentale ont donné des âges radiométriques qui s'étendent entre -4,03 et -2,5 Ga, soit correspondant à la période archéenne. Cependant, on a découvert dans des roches légèrement plus jeunes dans l'ouest de l'Australie des zircons, minéral presque indestructible, d'âge se situant entre -4,1 et -4,2 Ga. La présence de ce minéral recyclé dans les roches en question indique qu'il y avait une ou des surfaces continentales il y a 4,1 ou même 4,2 Ga, soit peut-être quelques 200 Ma seulement après la fin de l'accrétion terrestre.

La planisphère qui suit montre la répartition actuelle des premiers noyaux continentaux.

Ces premiers noyaux archéens se retrouvent au cœur des boucliers précambriens (plages vertes sur la planisphère) et occupent une surface bien inférieure à la surface actuelle des continents.

Évidemment, c'est là leur répartition actuelle qui n'a rien à voir avec celle du Précambrien.

Comment?

Pour répondre au second volet de notre question, à savoir comment se sont formés les premiers noyaux continentaux, il nous faut examiner la nature des roches qui les composent. On retrouve trois grands ensembles de roches :

- les roches vertes
- les terrains granito-gneissiques
- les roches sédimentaires

Les roches vertes (une traduction de *greenstones*) forment une suite de laves différenciées, du basalte aux andésites, qui ressemblent à la fois aux volcanites de dorsale et aux volcanites de zones de subduction.

Les terrains granito-0 nous disent qu'il est fort probable que des mécanismes comme ceux qui sont associés à la tectonique des plaques ont joué: fusion partielle du manteau produisant des laves de dorsale et de zone de subduction; métamorphisme dans des zones de subduction pour produire les terrains granito-gneissiques; altération des premières roches formées, érosion et dépôt conduisant aux premières roches sédimentaires, dès 3,8 Ga.

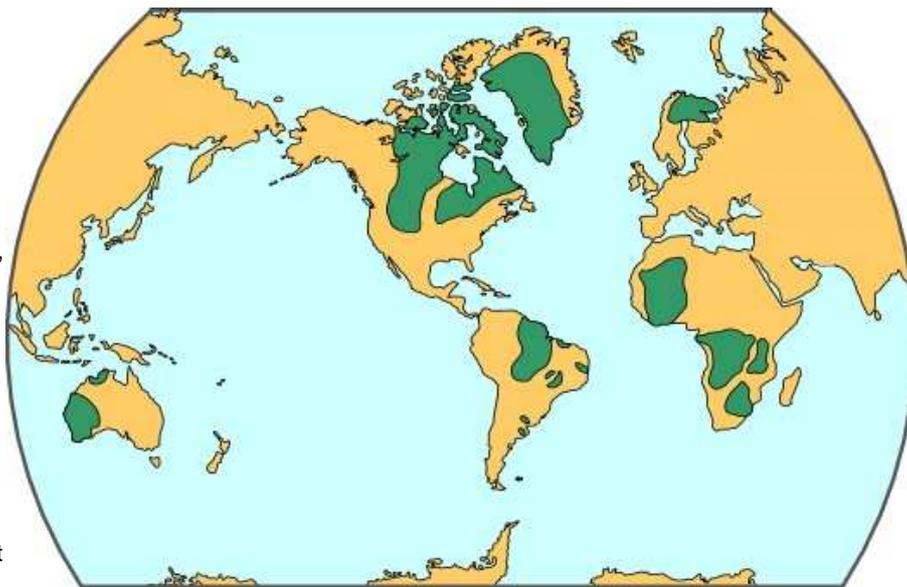
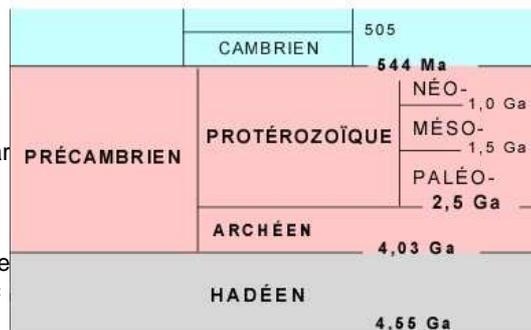
La période archéenne qui couvre en temps, un milliard et demi d'années, demeure la moins bien connue. Tout ce qu'on peut avancer, c'est que les premiers noyaux continentaux étaient en formation et que des océans ont occupé une partie de la surface terrestre à compter de 3,8 Ga. On peut supposer aussi que cette nouvelle croûte terrestre était bombardée d'une pluie de météorites, une pluie beaucoup plus intense qu'aujourd'hui. L'étude de cette période archéenne constitue aujourd'hui un domaine très actif de la recherche en géologie et en géophysique.

Qu'y avait-il avant 4,03 Ga?

On ne le sait vraiment pas, puisque nous n'avons pas de véritables archives géologiques que sont les roches. On peut supposer que la croûte océanique était en formation, mais nous n'en avons pas de vestiges. Il est toujours possible qu'on retrouve un jour des roches plus vieilles que 4,03 Ga et qu'on en apprenne alors plus sur cette période.

La période protérozoïque

Si la période archéenne correspond à la formation des premiers noyaux continentaux à la surface de notre planète, la période suivante, le Protérozoïque, correspond à la croissance des masses continentales. En effet, après l'établissement des premiers noyaux continentaux à l'Archéen, le volume de la croûte continentale a augmenté tout au long du Protérozoïque qui a une durée de près de 2 Ga. Cette croissance du volume des masses continentales est exprimée par la courbe suivante :



On y voit que de - 4,03 à -2,5 Ga, (période archéenne) le volume des noyaux continentaux est demeuré modeste, soit moins de 30% (par rapport au volume actuel des masses continentales) à la fin de l'Archéen. La croissance s'est faite surtout durant le Protérozoïque, entre -2,5 Ga et -544 Ma. À la fin du Protérozoïque, le volume des masses continentales avait, à toutes fins pratiques, atteint celui que nous connaissons aujourd'hui.

Le bouclier précambrien qui forme l'ossature de l'Amérique du Nord est un bon exemple de croissance de la masse continentale de l'Archéen à la fin du Protérozoïque. La carte géologique simplifiée qui suit montre que le bouclier est composé de trois grands ensembles de roches.

Le premier ensemble (vert) est fait des roches les plus vieilles qui ont donné des âges radiométriques se situant entre -4,03 et -2,5 Ga, donc datant de la période archéenne. On y voit par exemple, qu'un bon morceau du Québec est constitué de roches archéennes. La fameuse ceinture de roches vertes de l'Abitibi, riche en mines, fait partie de cet Archéen.

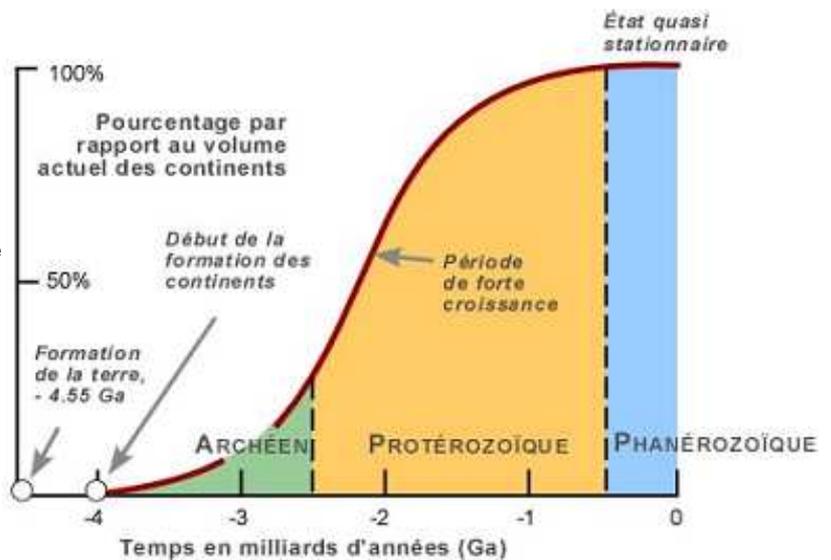
Le second ensemble (jaune) est formé de roches qui ont donné des âges radiométriques se situant entre -2 et -1,6 Ga, donc appartenant au Protérozoïque inférieur. En plusieurs endroits, ce Protérozoïque inférieur recoupe l'Archéen. De deux choses l'une: ou bien l'Archéen nord-américain était formé de plusieurs petits noyaux continentaux et les formations protérozoïques sont venues s'ajouter autour de ces noyaux, ou bien l'Archéen ne formait qu'un seul noyau qui a été fragmenté en microcontinents déplacés par la tectonique des plaques, et les matériaux protérozoïques déposés dans des océans entre les microcontinents; ces derniers se seraient ensuite à nouveau rassemblés, coinçant les matériaux protérozoïques dans un nouveau continent plus grand. Les historiens du Précambrien penchent actuellement vers la seconde hypothèse.

Le dernier morceau qui forme le bouclier est la bande rose, formée de roches qui datent de -1,3 à -1 Ga, soit du Protérozoïque supérieur; on appelle cette bande la province géologique de Grenville. Il s'agit de roches métamorphiques, d'un métamorphisme très élevé, qui représentent les racines d'une haute chaîne de montagne aujourd'hui en grande partie érodée, une chaîne de montagnes qu'on estime avoir été aussi haute que l'Himalaya actuel.

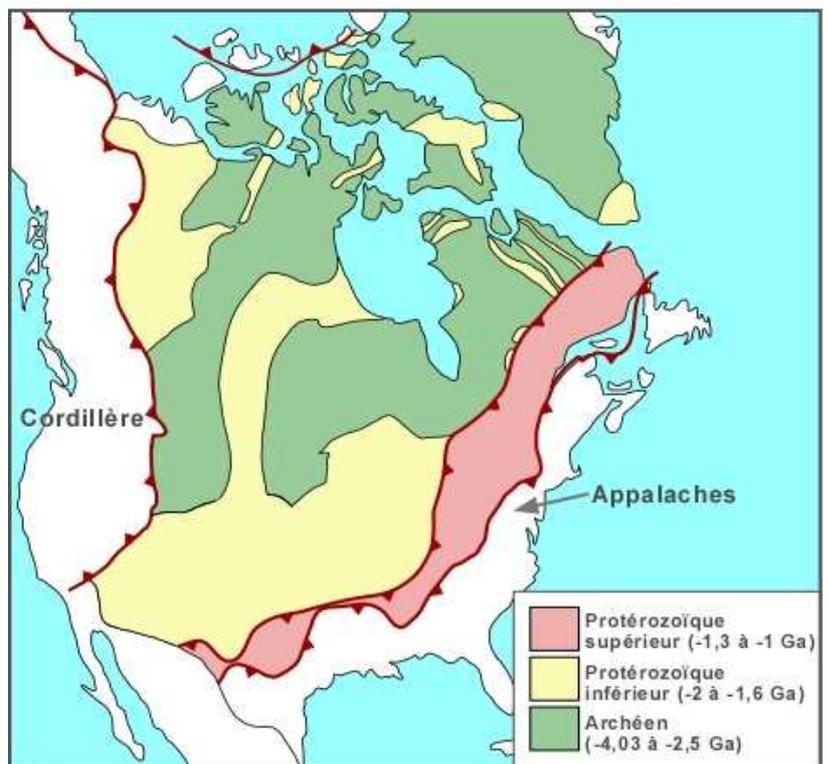
Il y a environ 700 Ma, les masses continentales de la planète étaient suffisamment rassemblées pour qu'on puisse parler d'un mégacontinent, une sorte de Pangée de l'époque. Ce continent a été appelé **Rodinia**. On a identifié ici un certain nombre de masses continentales qui sont les nôtres aujourd'hui, mais il faut bien voir que ce ne sont là que des repères; nous savons que le découpage actuel de nos masses continentales n'existe que depuis l'ouverture de l'Atlantique, il n'y a que quelques 170 Ma. Les bandes rouge-orangé indiquent des orogènes (chaînes de montagnes) de même âge que la chaîne de Grenville. AM: Amazonia. AO: Antarctica oriental. AUS: Australia. B: Baltica. C: Congo. G: Groenland. I: India. K: Kalaharia. M: Madagascar. S: Siberia.

Signalons ici qu'on retrouve côte-à-côte les blocs continentaux qui aujourd'hui forment le bouclier de l'Amérique du Nord et celui de l'Amérique du Sud. Entre les deux, il y a la chaîne de Grenville, cet Himalaya de la fin du Protérozoïque. Il est probable que cette chaîne soit issue de la collision entre ces deux masses continentales.

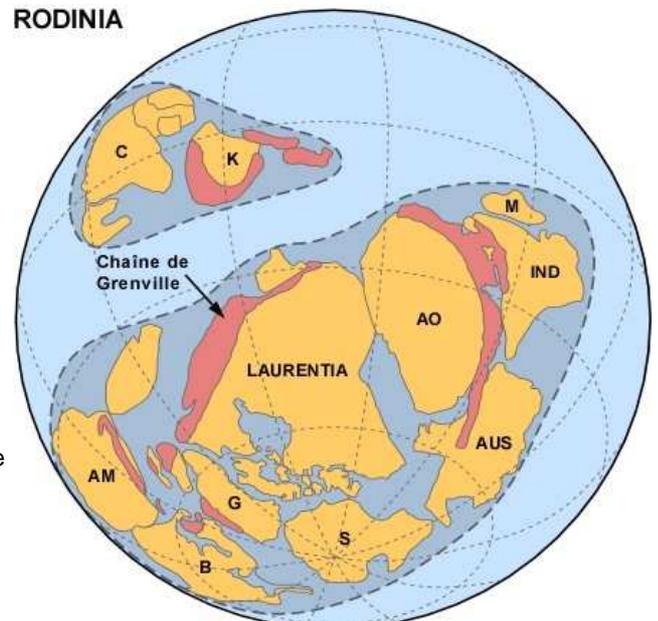
En somme, on peut dire que l'histoire des continents au Précambrien, une ère qui couvre près de 3 milliards et demi d'années d'histoire, soit près de 90% du temps géologique, se résume à l'établissement des premiers noyaux à l'Archéen et à leur croissance au Protérozoïque. C'est bien peu connaître en comparaison de tous les événements qu'on a répertoriés pour la période qui va du Cambrien (544 Ma) à nos jours.



Le Bouclier précambrien nord-américain



RODINIA



4.2.2 Du Cambrien à la Pangée (250 Ma)

Si nous commençons à peine à comprendre les détails de l'histoire précambrienne, l'histoire du Phanérozoïque (regroupement du Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque) nous est beaucoup mieux connue. Les raisons en sont simples : les couches précambriennes sont moins bien connues que les couches phanérozoïques du fait qu'elles sont souvent enfouies sous ces dernières; et surtout, les couches phanérozoïques sont riches en fossiles diversifiés, permettant de faire de bonnes datations, alors que le Précambrien ne contient que des bactéries impropres aux datations. Le bon contrôle des âges au Phanérozoïque a donc permis de reconstruire la géographie pour divers intervalles de temps donnés (ce que les géologues appellent la paléogéographie).

Mais comment en sommes-nous arrivés à replacer géographiquement les masses continentales pour un temps géologique donné?

[Comment reconstruire la paléogéographie?](#)

Nous allons présenter l'histoire qui va du Cambrien jusqu'à la Pangée (de 544 à 250 Ma) à travers une suite de cartes paléogéographiques qui montrent comment les masses continentales se sont déplacées et les océans ont évolué durant cet intervalle de temps, selon la dynamique décrite par la théorie de la tectonique des plaques.

Les cartes présentées sont des planisphères. Pour ceux qui ne seraient pas familiers avec ce type de représentation, consultez :

[Comment lire les cartes paléogéographiques?](#)

Voici donc cette histoire, une sorte de valse des continents, présentée selon une série de cartes paléogéographiques qui illustrent comment continents et océans ont évolué durant cette période qui va du Cambrien à la formation de la Pangée à la fin du Carbonifère.

Source des cartes

Toutes ces cartes ont été légèrement modifiées à partir de celles de Christopher R. Scotese de l'Université du Texas à Arlington. Elles sont tirées de:

Scotese, C.R., 2001, Digital Paleogeographic Map Archive on CD-ROM et

Scotese, C.R., Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.

Elles peuvent être consultées sur son site internet à <http://www.scotese.com/Default.htm>. Vous y trouverez aussi d'autres cartes, entre autres des cartes paléoclimatiques, ainsi que des animations.

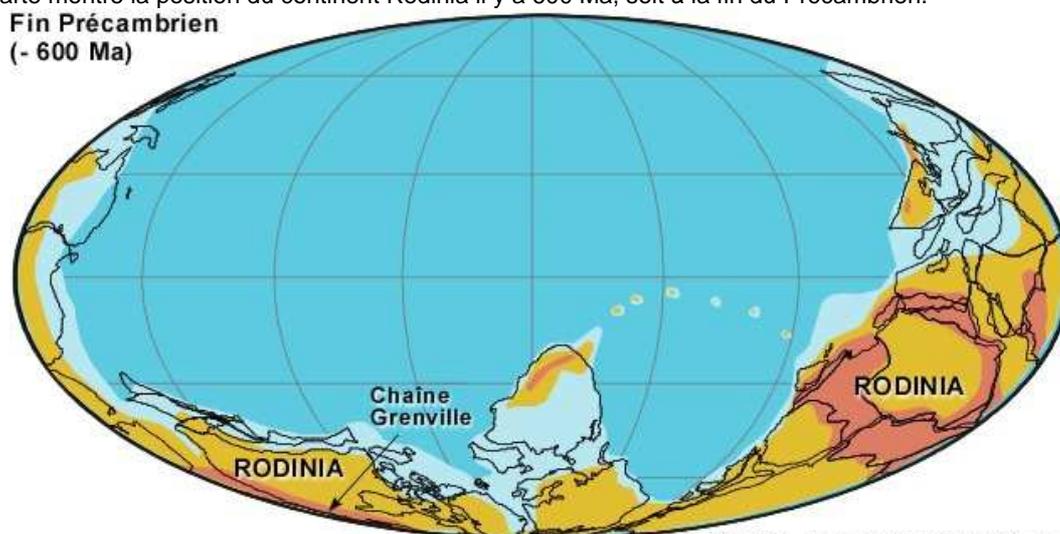
Codes des couleurs



Pour rendre cette histoire de la valse des continents un peu plus concrète, nous allons y accrocher l'histoire de la formation de la chaîne de montagnes la plus près de nous, les Appalaches, cette chaîne qui s'étend du nord de la Floride jusqu'à Terre-Neuve, en passant par le Québec où les Appalaches sont aussi appelées Monts Notre-Dame.

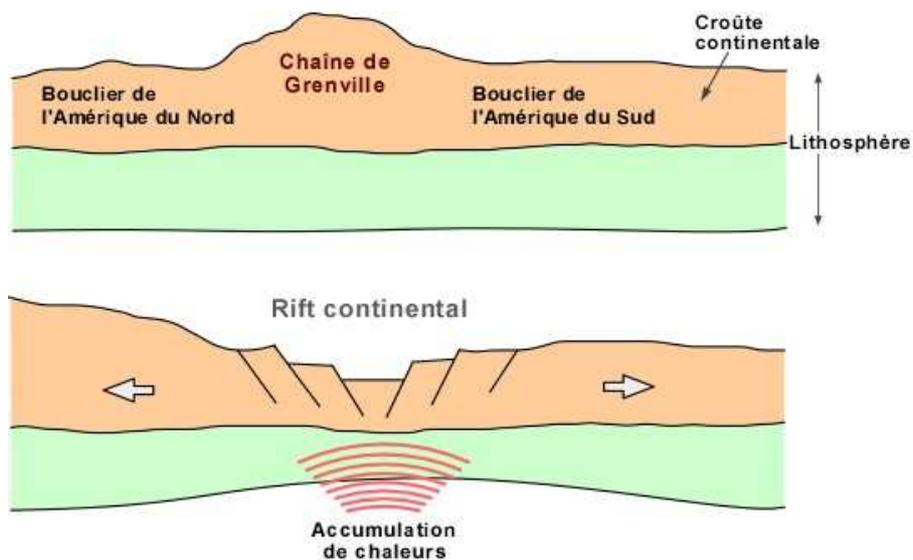
On a vu, dans la section précédente, qu'il y a 700 Ma, un mégacontinent, [Rodinia](#), rassemblait toutes les masses continentales. Par la suite, ce mégacontinent s'est fragmenté et des morceaux de croûte continentale ont commencé à "dérivée" les uns par rapport aux autres, entraînés par le déplacement de plaques tectoniques relié à la fabrication de nouveaux planchers océaniques et au processus du tapis roulant.

Cette première carte montre la position du continent Rodinia il y a 600 Ma, soit à la fin du Précambrien.



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

À la fin du Précambrien (Néoprotérozoïque), entre -650 et -600 Ma, une accumulation de chaleur sous le grand continent Rodinia a soulevé celui-ci et créé des forces de tension qui ont progressivement développé des rifts continentaux, entre autres à la hauteur de la chaîne de Grenville; ceux-ci vont contribuer à disperser les pièces.



Vers -560 Ma, deux continents ont commencé à se détacher de Rodinia et à s'individualiser. Les géologues ont nommé ces anciens continents Laurentia et Siberia. Laurentia, en gros, correspond aux masses continentales précambriennes qui forment une bonne partie de l'Amérique du Nord actuelle, moins la Floride, plus le Groenland et l'Écosse. Siberia correspond au bouclier sibérien.

Fin Précambrien
(- 560 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

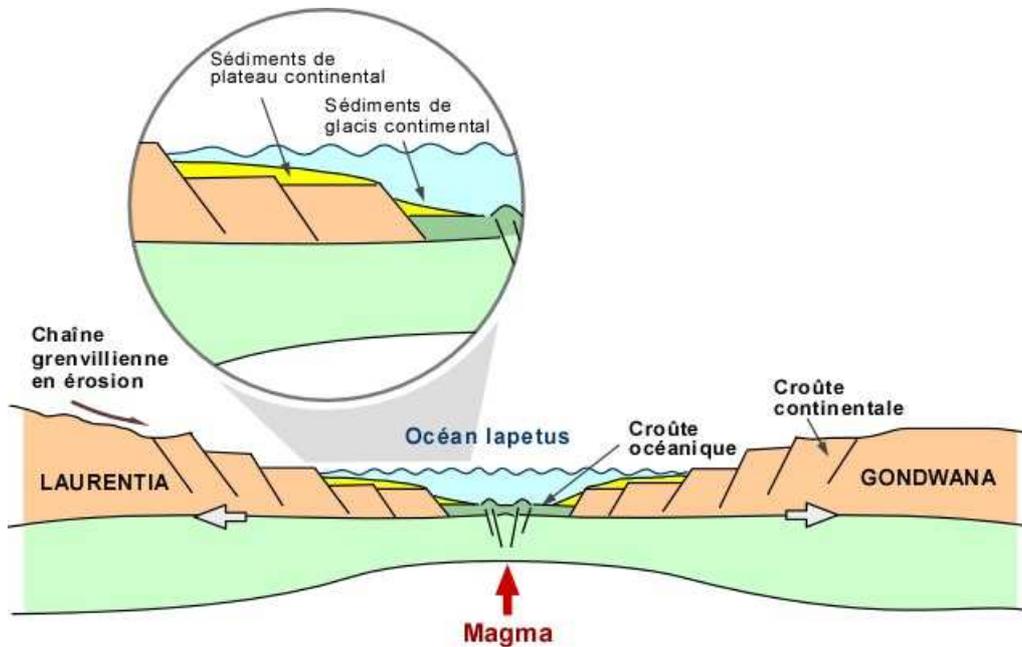
20 Ma plus tard, un troisième continent, Baltica, s'est détaché de Rodinia au tout début du Cambrien, il y a 540 Ma. Baltica correspond aux terrains précambriens de la Scandinavie actuelle, la Russie, la Pologne et le nord de l'Allemagne.

Début Cambrien
(- 540 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Ce qui restait de Rodinia était une grande masse continentale qu'on a appelé Gondwana englobant le Précambrien de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Australie, de l'Antarctique, du sud de l'Europe et de la Chine. Les flèches indiquent le déplacement relatif des trois petits continents. Progressivement s'ouvrait un océan entre Laurentia et Gondwana, un océan que les géologues ont appelé l'Océan Iapétus et dont l'évolution sera particulièrement scrutée ici puisqu'elle a conduit à la formation de nos Appalaches. On doit donc supposer l'existence d'une dorsale médio-océanique entre Laurentia et Gondwana.

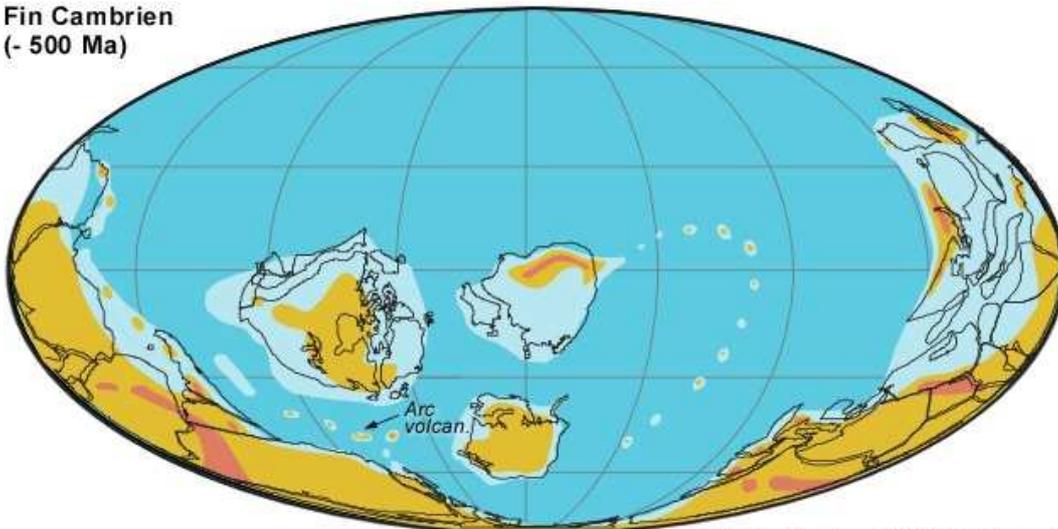


Cet océan s'ouvrait grâce à l'étalement des fonds océaniques à partir d'une dorsale. Dans cet océan se déposaient des sédiments. Sur le plateau continental de Laurentia par exemple, se déposaient des sédiments d'eau peu profonde: sables, boues, calcaires. Une faune et une flore localement abondantes vivaient sur ces fonds marins et ont été incorporées dans les sédiments. Plus au large, des quantités énormes de sédiments provenant de l'érosion de la chaîne de Grenville se déposaient au pied du talus continental, sur le glacis.

Durant pratiquement tout le Cambrien, la marge de Laurentia correspondait au modèle de [marge passive](#) que nous avons vu à la section 1 de ce cours (formation des chaînes de montagnes). À ce stade, Gondwana demeurait relativement stationnaire.

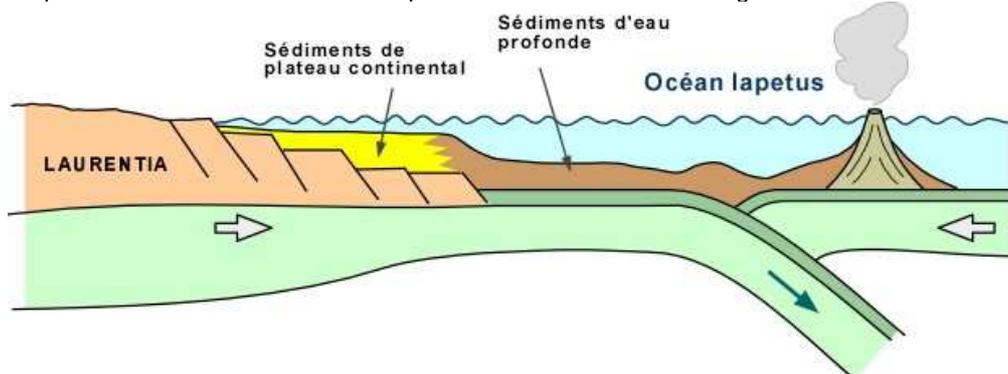
Il y a 500 Ma, à la toute fin du Cambrien, une cinquantaine de Ma après le début de l'ouverture de l'océan Iapetus, il s'est développé à la marge sud de Laurentia, une zone de subduction, créant du même coup un arc volcanique insulaire. Le mouvement s'était renversé. On est passé d'un océan de type Atlantique, i.e. en ouverture avec marges passives, à un océan de type Pacifique, en fermeture, avec marges actives.

**Fin Cambrien
(- 500 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

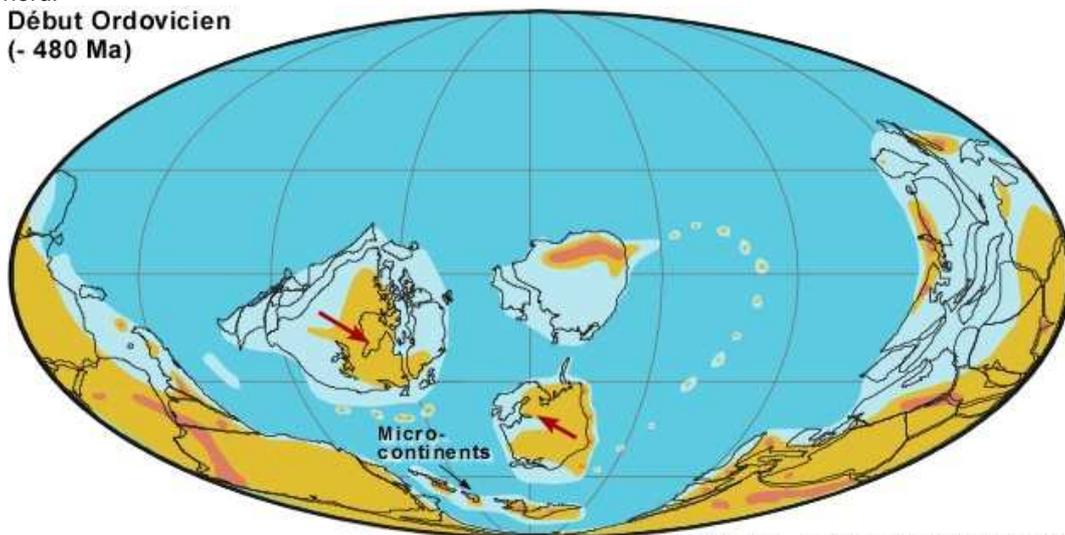
Un enfoncement de la croûte océanique au large de Laurentia a formé une zone de subduction et induit un arc insulaire volcanique dont on retrouve aujourd'hui des vestiges dans les Appalaches du Québec. Des épanchements volcaniques venant de l'arc insulaire se mêlaient aux grandes épaisseurs de boues et de sables qui s'accumulaient entre la marge continentale et l'arc volcanique



Cette situation correspond au modèle de transformation d'une marge continentale passive en une [marge active](#) que nous avons vu à la section 1 de ce cours (formation d'une chaîne de montagnes).

Quelques 20 Ma plus tard, il y a 480 Ma, au début de l'Ordovicien, la fermeture de l'apetus se poursuivait et les arcs volcaniques insulaires fonctionnaient toujours. Au sud, un chaînon de petites masses continentales s'était détaché de Gondwana et amorçait sa migration vers le nord.

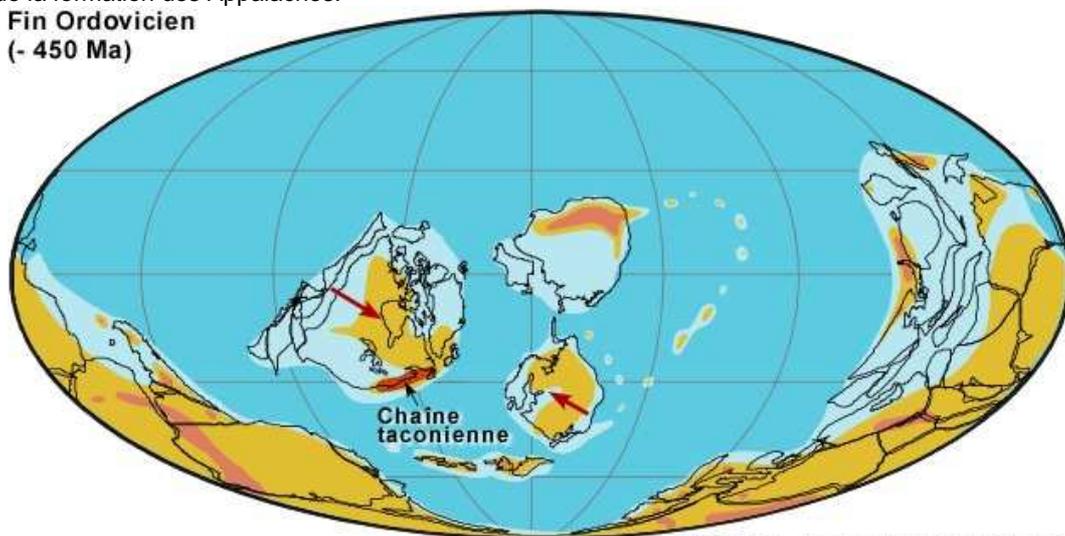
**Début Ordovicien
(- 480 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

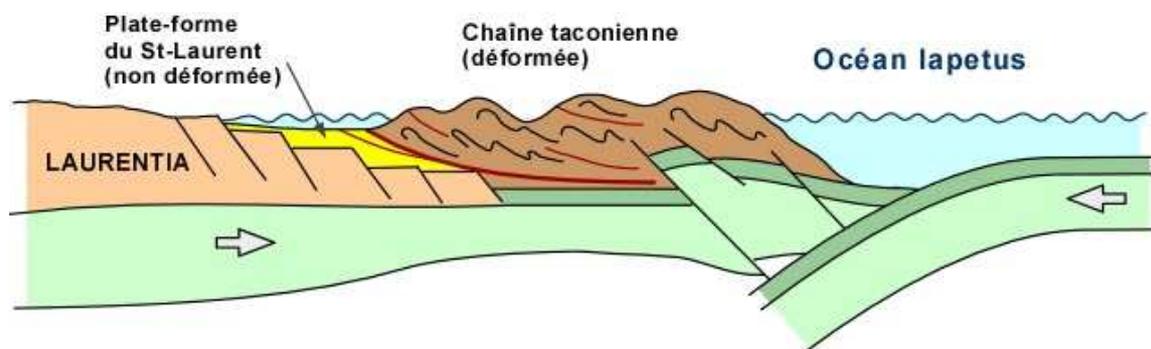
Vers la fin de l'Ordovicien, il y a 450 Ma, l'apetus continuait à se refermer. L'arc volcanique insulaire qui se trouvait au large de Laurentia entra en collision avec la marge continentale de Laurentia: une chaîne de montagne s'est formée, la chaîne taconienne, la première phase de la formation des Appalaches.

**Fin Ordovicien
(- 450 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Il s'est agi d'une collision de type lithosphère océanique contre lithosphère continentale pour former une chaîne de montagnes immature.



Jouxtant la chaîne taconienne, il y avait une zone de roches non déformées, la Plate-forme du St-Laurent, correspondant aux sédiments déposés sur le plateau continental. Une grande partie de la chaîne taconienne a été transportée sur la Plate-forme du St-Laurent, à la faveur d'une grande zone de décollement, la faille Logan (trait gras rouge sur la figure). Cette collision est assimilable au chevauchement, soulèvement et déformation des sédiments du bassin, puis de la formation d'une [chaîne plissée immature](#), un sujet présenté à la section 1 de ce cours (formation d'une chaîne de montagnes).

Au début du Silurien, il y a 440 Ma, l'espace océanique (Iapétus) entre Laurentia, Baltica et Siberia continuait à se refermer. En particulier, Baltica accompagné du chaînon de microcontinents se rapprochait de Laurentia. L'un de ces microcontinents, le plus occidental, était Avalonia (Avalonia tire son nom de la péninsule d'Avalon à Terre-Neuve qui est formée par cet ancien microcontinent). Le pôle sud était occupé par la marge sud de Gondwana, plus particulièrement le nord de l'Afrique actuelle. Signalons ici qu'on connaît au Maroc des dépôts glaciaires d'âge Ordovicien supérieur; pas surprenant, puisque le nord de l'Afrique se situait au pôle sud. Depuis le début du Cambrien, Gondwana était demeuré passablement stationnaire. Il amorçait ici sa migration vers le nord. L'espace océanique entre au nord Baltica et au sud Gondwana a été appelé l'Océan Rhéique.

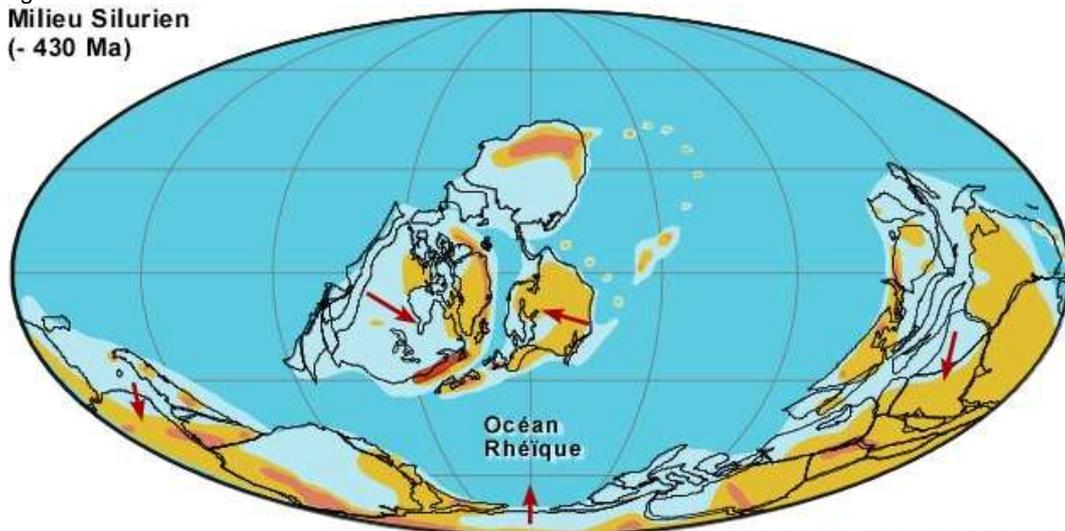
**Début Silurien
(- 440 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

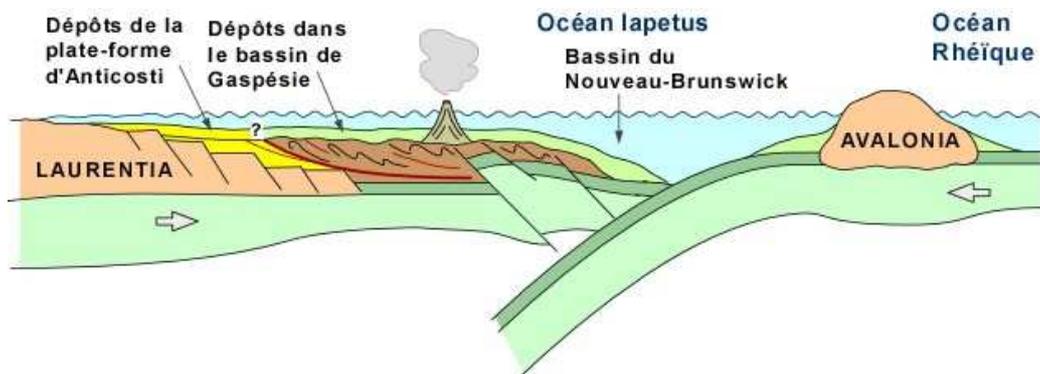
Au milieu du Silurien, il y a 430 Ma, Iapetus était un océan étroit entre Laurentia et Baltica. La collision Baltica-Laurentia s'amorçait au sud. Gondwana migrait vers le nord.

**Milieu Silurien
(- 430 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

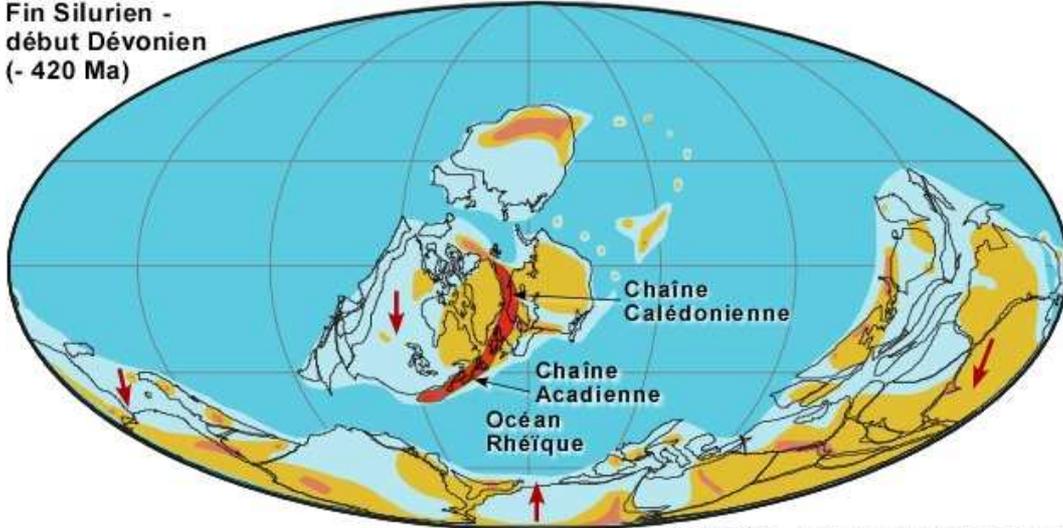
La faible élévation de la chaîne taconienne a permis une érosion rapide qui, couplée à un enfoncement tectonique, a amené un envahissement progressif de la mer. Il s'est donc développé, entre Laurentia et Avalonia, un bassin marin (toujours l'océan Iapétus) qui durant tout le Silurien et une grande partie du Dévonien recevra les sédiments provenant de l'érosion de la jeune chaîne taconienne et du continent Laurentia, ainsi que des épanchements volcaniques reliés possiblement à une zone de subduction au large de la chaîne taconienne.



Au Québec, dans le bassin de Gaspésie, les suites sédimentaires se déposaient dans des milieux relativement peu profonds de type plateau continental. Par exemple, c'est vers la fin du Silurien que s'y est développée une [grande barrière récifale](#) qui va de la pointe de la Gaspésie, jusqu'aux Cantons de l'Est; ce qui forme aujourd'hui le sud du Québec se trouvait alors dans la zone tropicale, autour des 25° au sud de l'équateur. Sur la plate-forme d'Anticosti (partie de la Plate-forme du St-Laurent) se déposaient des calcaires en eaux peu profondes. Les relations entre la plate-forme d'Anticosti et le bassin de Gaspésie sont pour le moment mal comprises.

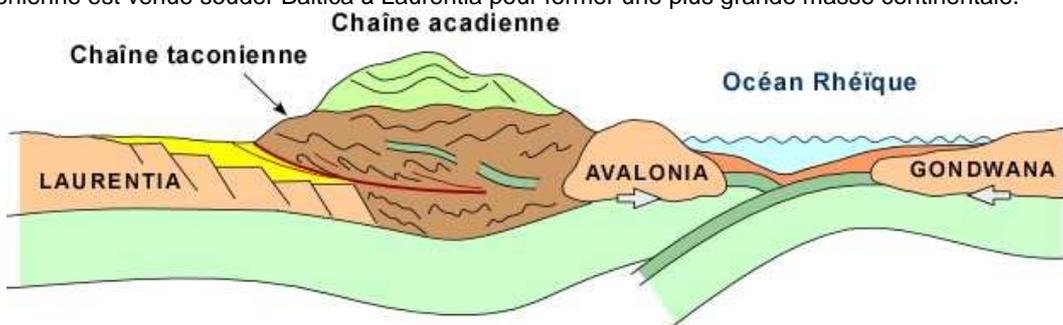
À la fin du Silurien - début Dévonien, il y a quelque 420 Ma, l'Océan Iapetus était presque refermé.

**Fin Silurien -
début Dévonien
(- 420 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

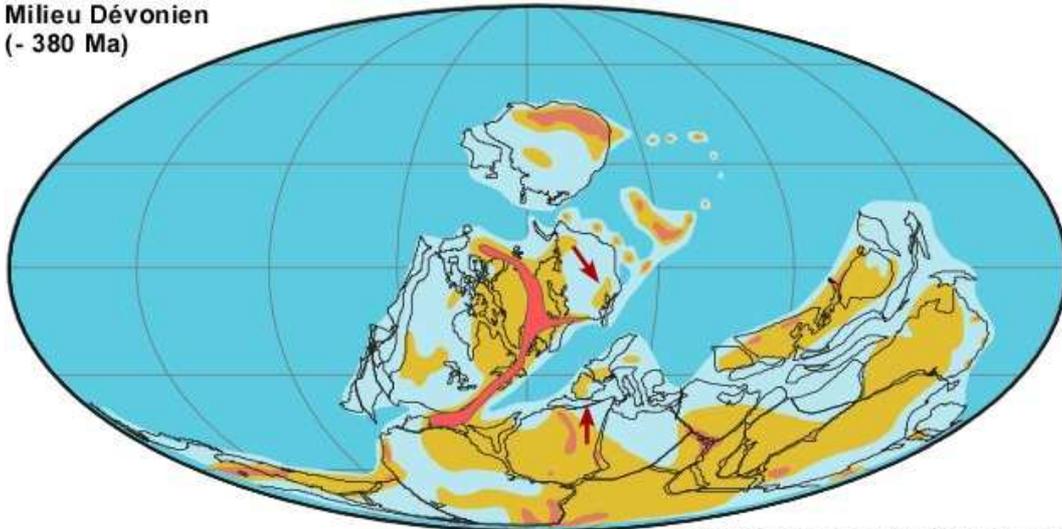
Durant la période allant de -420 à -380 Ma la collision se fera progressivement du sud vers le nord pour former la chaîne acadienne au sud (seconde phase des Appalaches) et la chaîne calédonienne au nord entre le Groenland et la Scandinavie. Cette grande chaîne acadienne-calédonienne est venue souder Baltica à Laurentia pour former une plus grande masse continentale.



Au niveau des Appalaches, les sédiments et les roches volcaniques qui s'étaient déposés durant tout le Silurien et une grande partie du Dévonien dans l'océan Iapetus ont été soulevés et déformés pour construire la chaîne acadienne, la seconde phase des Appalaches, qui est venue se superposer à la chaîne taconienne. Au sud, l'océan Rhéïque se refermait progressivement entre Gondwana et le nouveau continent Laurentia-Baltica.

Au milieu du Dévonien, il y a 380 Ma, l'ensemble des masses continentales se regroupait. L'océan Rhéïque était presque fermé. C'était le début de la collision entre Gondwana et Laurentia-Baltica, deux grandes masses continentales. Ce fut le dernier soubresaut des Appalaches.

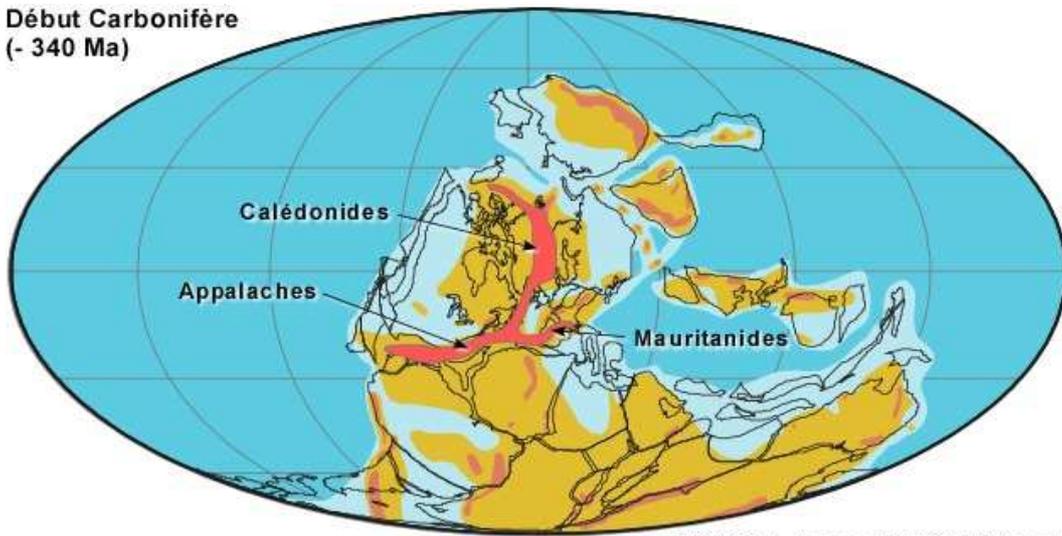
**Milieu Dévonien
(- 380 Ma)**



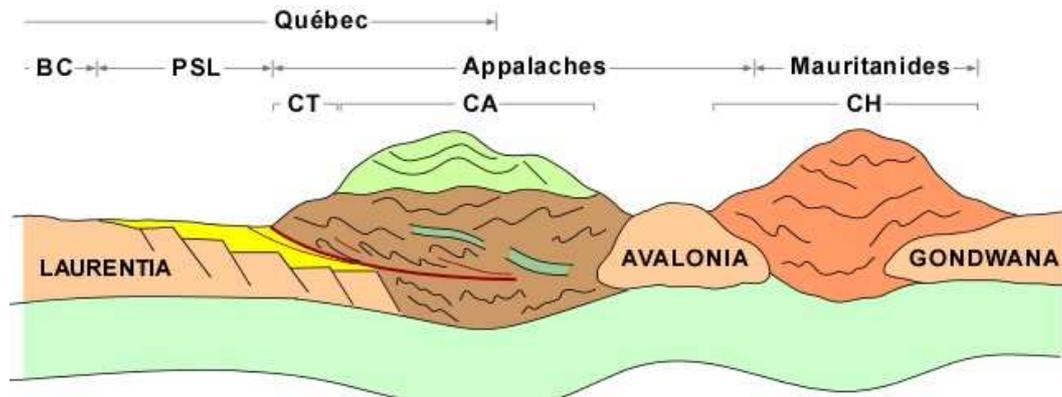
© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

La collision se terminera 20 à 40 Ma plus tard, autour de -340 Ma, avec la fermeture du bras de mer entre les deux masses continentales et la formation de la chaîne des Mauritanides (Maroc), aussi appelée la chaîne hercynienne.

**Début Carbonifère
(- 340 Ma)**



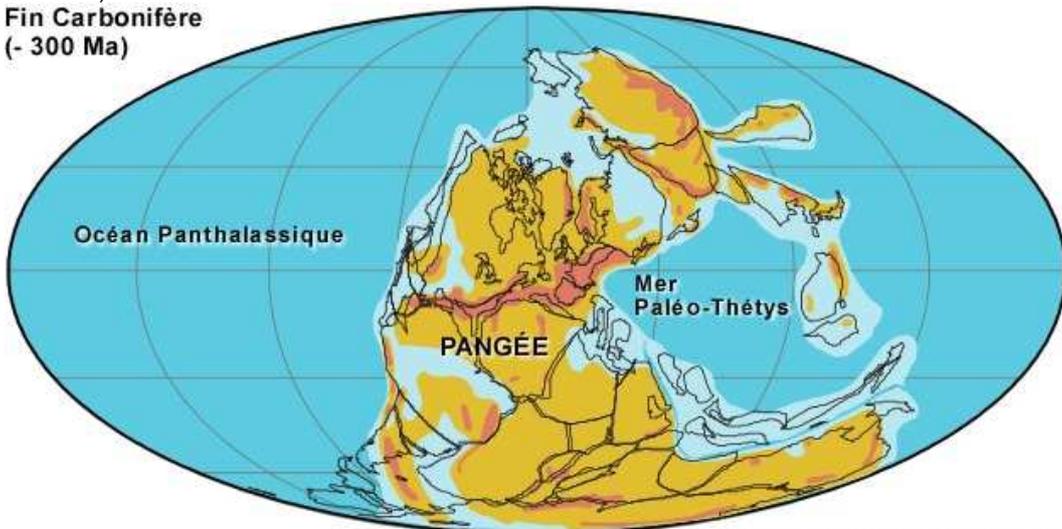
© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project



- | | |
|--------------------------------------|------------------------------|
| BC Bouclier canadien | CT Chaîne taconienne |
| PSL Plate-forme du St-Laurent | CA Chaîne acadienne |
| | CH Chaîne hercynienne |

C'est finalement à la fin du Carbonifère, il y a 300 Ma, que s'est terminé le regroupement des pièces continentales pour former ce mégacontinent de Wegener, la Pangée, une histoire de près de 300 Ma. Ce mégacontinent de la Pangée va demeurer stable jusqu'à la fin du Trias, soit pour une période d'environ 100 Ma, où il commencera à se fragmenter pour donner naissance, entre autres, à l'Atlantique (page suivante).

**Fin Carbonifère
(- 300 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

[Sommaire de la formation des Appalaches](#)

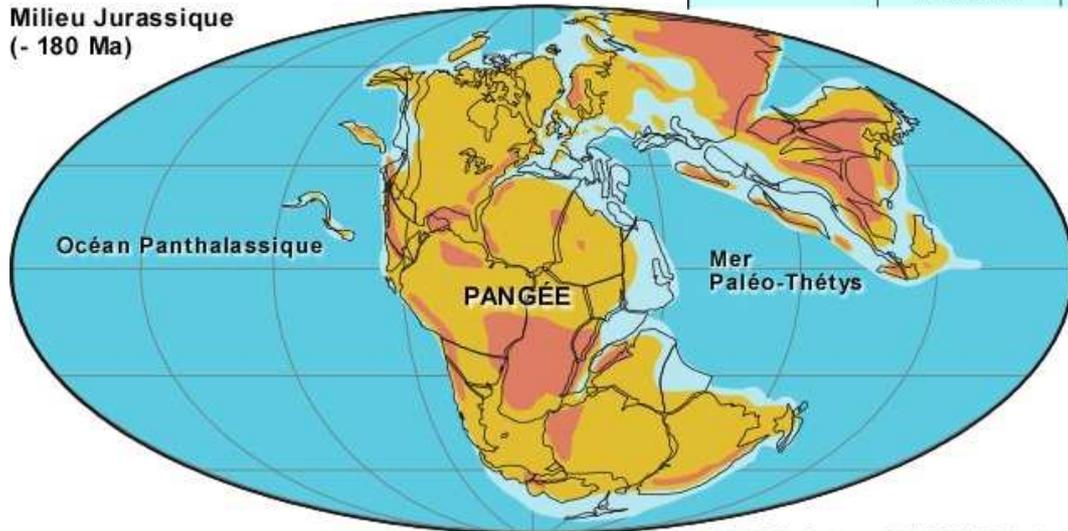
4.2.3 Le démantèlement de la Pangée : du Jurassique à nos jours

Il aura fallu plus de 200 Ma pour rassembler tous les morceaux de la Pangée, soit de l'Ordovicien au Permien. Il en faudra 200 autres, soit de la fin du Trias à aujourd'hui, pour disperser les morceaux de la Pangée, une dispersion qui se poursuit toujours. Puisque ces événements sont les plus près de nous, en temps, nous avons des détails plus précis, surtout qu'en plus, cette fois, nous connaissons les planchers océaniques.

Au Trias et au début du Jurassique, les principaux mouvements se sont faits du côté de la Téthys, un océan à l'est de la Pangée.

CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	Holocène (récent)	
	TERTIAIRE	Pléistocène	1,6
MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ	— Pliocène	5,3
		— Miocène	23,7
	JURASSIQUE	— Oligocène	36,8
	— Éocène	57,8	
	TRIAS	— Paléocène	66,4
PERMIEN		144	
		208	
		246	

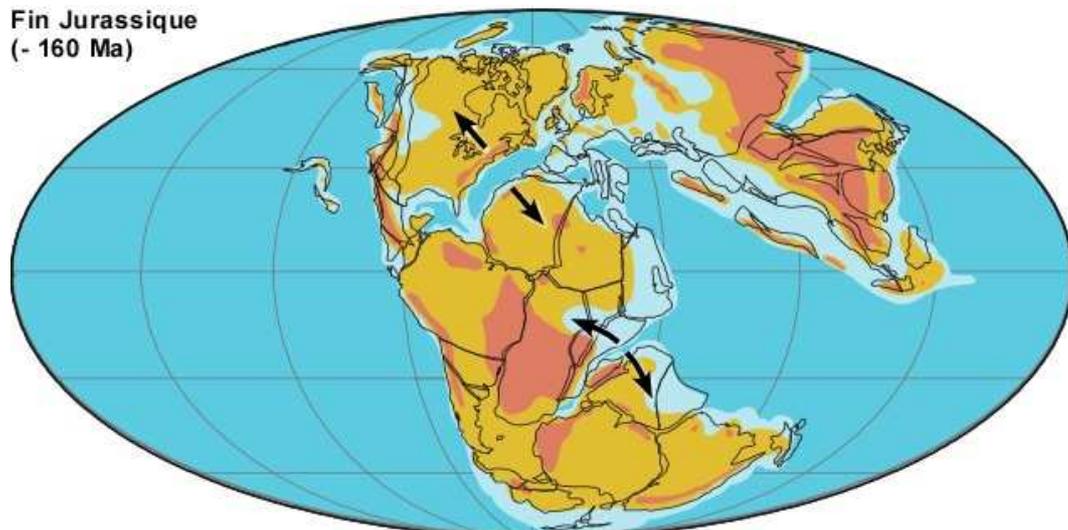
Milieu Jurassique
(- 180 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

La fragmentation de la Pangée a commencé fin-Trias/début-Jurassique, mais c'est vers la fin du Jurassique, il y a 160 Ma, que la fragmentation est devenue plus évidente et qu'elle a commencé à individualiser les masses continentales que nous connaissons aujourd'hui.

Fin Jurassique
(- 160 Ma)



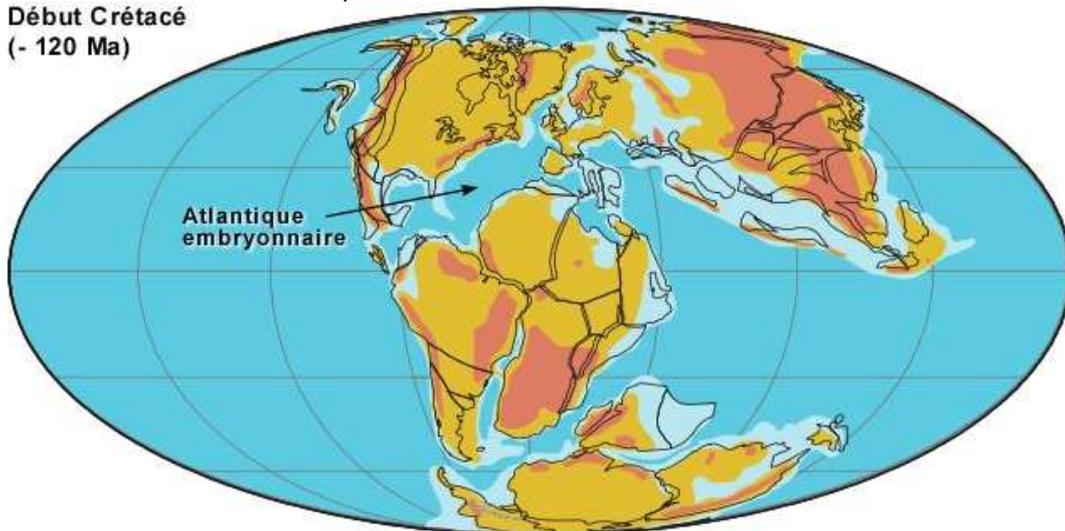
© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project



Deux ruptures orientées est-ouest sont bien visibles sur la carte. Au nord, il y a ouverture d'une mer linéaire qui sépare d'une part la masse continentale de l'Amérique du Nord et d'autre part, un bloc formé des masses continentales de l'Amérique du Sud et de l'Afrique (coupe ci-dessus). Au sud, l'ouverture se fait en ciseaux, le pivot se situant au niveau de l'actuel Gibraltar, créant un embryon de mer linéaire entre d'une part, le bloc Amérique du Sud et Afrique, et d'autre part, un bloc formé des masses continentales rassemblées de l'Antarctique, l'Inde et l'Australie.

Au début du Crétacé, il y a 120 Ma, l'ouverture de la mer linéaire au nord s'accroît. C'est l'embryon de l'océan Atlantique. La rupture du sud est consommée. Les deux blocs continentaux sont séparés; c'est l'embryon de l'Océan Indien. Il est à noter que le bloc Antarctique-Inde-Australie commence à se disloquer.

Début Crétacé
(- 120 Ma)

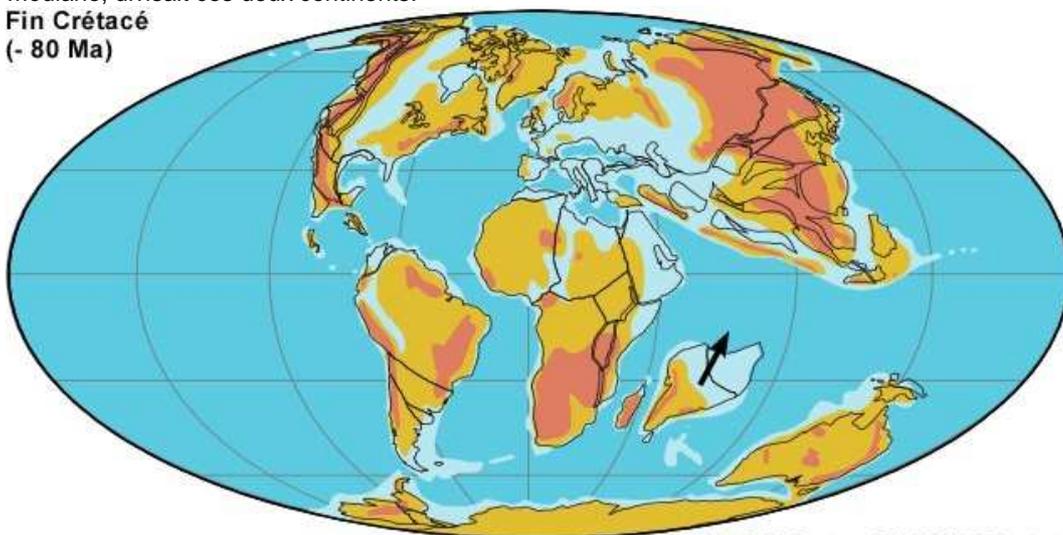


© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Il y eut un début de rupture entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. Une dorsale ouvrit un océan entre le bloc de l'Afrique-Amérique du Sud et le bloc de l'Antarctique-Inde-Australie; une mer linéaire commence à se développer.

Un peu plus tard au Crétacé, soit il y a 80 Ma, la séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique fut définitive; une longue mer linéaire, avec une dorsale médiane, divisait ces deux continents.

Fin Crétacé
(- 80 Ma)

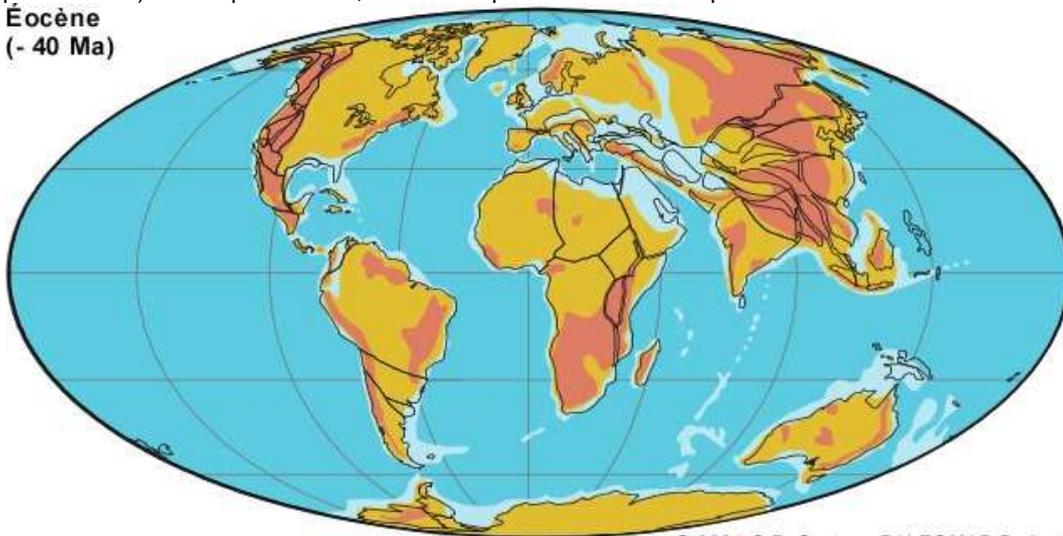


© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Le petit bloc continental qui deviendra l'Inde est détaché des autres masses continentales et est en pleine migration vers le nord. Cette migration va se faire [entre deux longues failles transformantes](#). Au nord, la Téthys continuait à se refermer.

Au début du Tertiaire (Éocène), il y a 40 Ma, l'océan Atlantique était véritablement individualisé. L'Inde a rejoint une série de microcontinents qui commencent à s'agglomérer. La Téthys se refermait de plus en plus pour former progressivement le système alpin (au sens géologique du terme) en Afrique du Nord, et de l'Europe à l'Iran. C'est ici qu'est née la Méditerranée.

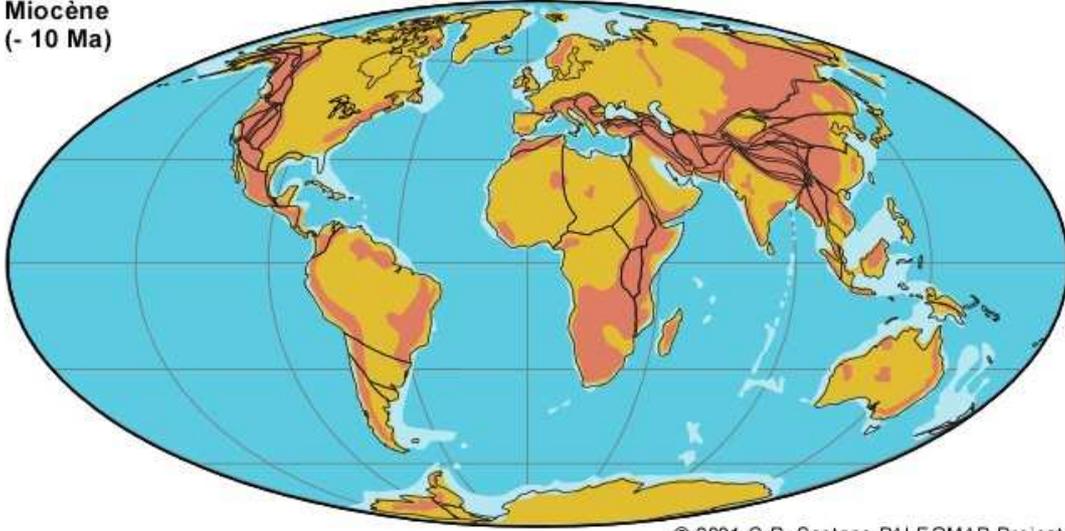
Éocène
(- 40 Ma)



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Au Miocène, il y a à peine 10 Ma, la configuration des continents et des océans ressemblent passablement à ce que nous avons aujourd'hui. L'Inde a embouti tous ces microcontinents et les a comprimés vers la Chine pour former l'Himalaya.

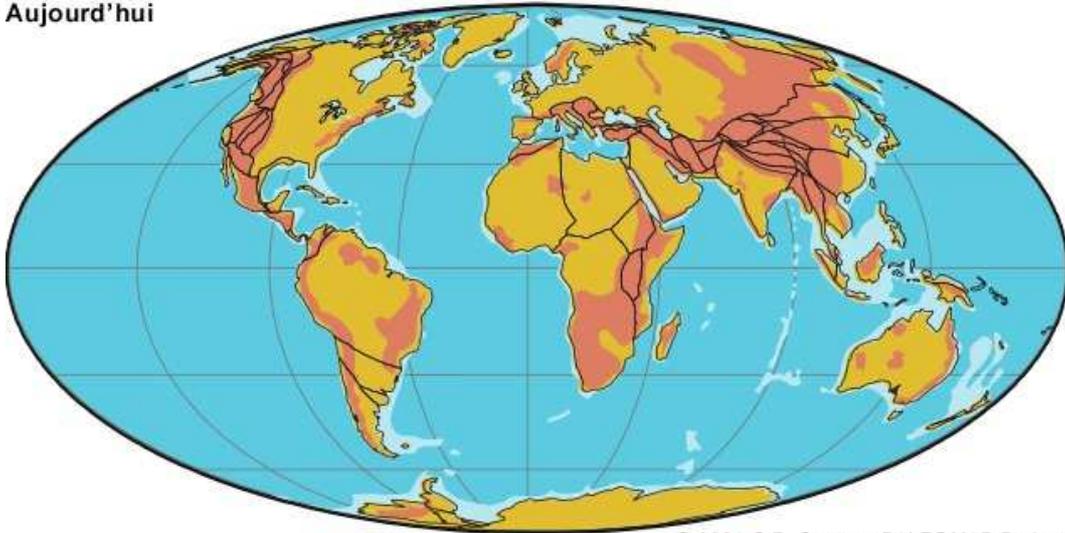
**Miocène
(- 10 Ma)**



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

Enfin la poursuite de tous ces mouvements a conduit à la configuration actuelle des continents et des plaques lithosphériques.

Aujourd'hui



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project

4.2.4 - Les glaces du Pléistocène

Les glaciations constituent un phénomène important qui a eu lieu à plusieurs reprises au cours des temps géologiques. Ce phénomène de la glaciation, comme plusieurs autres phénomènes géologiques, a mis passablement de temps à être reconnu.

Comment en est-on venu à reconnaître la grande glaciation du Pléistocène?

Présentement, il n'y a pas de glaces persistantes sur le continent nord américain proprement dit, si ce n'est une toute petite calotte alpine, la calotte de Colombia (Colombia Icefield) dans les Rocheuses canadiennes, à mi-chemin entre Jasper et Lac Louise. La seule grande masse glaciaire de l'hémisphère nord se situe au Groenland. Au total on évalue que les deux calottes polaires, celles du Groenland et de l'Antarctique, couvrent environ 10% de la superficie des masses continentales et emmagasinent 2% de l'hydrosphère.

Mais il n'en était pas ainsi durant les deux derniers millions d'années (2 Ma) qui sont connus comme le Grand Âge Glaciaire. Cette époque fut marquée par des conditions climatiques changeantes qui ont conduit à une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. En Amérique du Nord, on reconnaît quatre périodes distinctes de glaciation, chacune portant un nom, tout comme les stades interglaciaires les séparant. Ces périodes ont leur pendant en Eurasie où elles portent des noms différents.

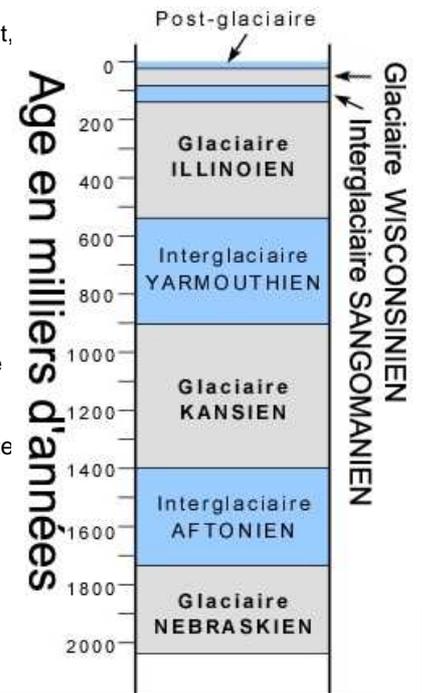
Le Grand Âge Glaciaire ne s'est terminé qu'il y a à peine 6000 ans. Plus près de nous, on parle du Petit Âge Glaciaire qui couvre, en gros, la période qui va du milieu du 16^e au milieu du 19^e siècle.

Cette succession de période d'englaciations (glaciaires) et de fontes (interglaciaires) fait en sorte que les dépôts les plus anciens sont remobilisés par les glaciations plus récentes. C'est pourquoi la glaciation wisconsinienne nous est la mieux connue. En fait, au Canada, seuls la glaciation wisconsinienne, l'interglaciaire sangamonien et une partie de la glaciation illinoienne nous sont connus. Voici le tableau des âges de cette période.

On a évalué que la glace couvrirait par moments jusqu'à 30 % de la superficie des continents durant le Grand Âge Glaciaire. Une grande partie de l'Amérique du Nord a été périodiquement recouverte par une immense masse de glace qui, à certaines époques, s'est étendue jusqu'au sud des Grands Lacs actuels comme le montre cette carte de la distribution des glaces au Wisconsinien.

Au Wisconsinien (période qui s'étend de -80 à -6 Ka), la grande calotte polaire se divise en quatre inlandsis (inlandsis : épaisses couches de glace couvrant des surfaces continentales importantes près des pôles) : l'inlandsis de la Cordillère, l'inlandsis Innuïtien, l'inlandsis du Groenland, et le grand inlandsis Laurentidien. Chez ce dernier, on distingue trois centres d'écoulement des glaces : centres du Labrador, du Keewatin et de Baffin. On a évalué des épaisseurs de glace allant jusqu'à 5 000 m à la hauteur de la Baie d'Hudson. Il existait un étroit passage libre de glace entre les inlandsis de la Cordillère et Laurentidien, et c'est sans doute ce passage qu'ont utilisé les premiers hommes venus de l'Asie pour peupler le continent américain (autour d'il y a 12 000 ans). A l'époque, le continent asiatique (Russie) était relié à l'Amérique au niveau de ce qui est aujourd'hui le détroit de Bering, du fait que le niveau des mers était beaucoup plus bas qu'aujourd'hui à cause du stockage des eaux dans les inlandsis.

L'accumulation des glaces ne causent pas que des surcharges et des dépressions importantes à la croûte terrestre. L'alternance des périodes d'englaciations et de fontes causent des fluctuations du niveau des mers. En effet, le stockage des eaux terrestres dans les glaces polaires entraîne un abaissement du niveau marin, alors que la fonte des calottes polaires s'accompagne d'une remontée de ce niveau. Par exemple, on note des abaissements allant jusqu'à 130 m plus bas que le niveau actuel à certaines périodes du Wisconsinien. Les glaces du Wisconsinien se sont retirées il y a à peine une dizaine de milliers d'années et nous vivons actuellement dans une période post-glaciaire avec un haut niveau marin. Elles ont laissé derrière elles, les Grands Lacs nord-américains et le fleuve St-Laurent.



Périodes	Époques	Étages et Âges	
		Âges	Étages
QUATERNAIRE	Holocène	0	Post-glaciaire
		10 Ka	Supérieur
		23 Ka	Moyen
		65 Ka	Inférieur
	Pléistocène	80 Ka	Wisconsinien
130 Ka		Sangamonien	
?		Illinoïen	
TERTIAIRE	Pliocène	1,65 Ma	Non à l'échelle

[Le retrait des glaces wisconsiniennes, la formation des Grands Lacs, la Mer de Champlain, et le fleuve Saint-Laurent. Qu'est ce qui est responsable des glaciations?](#)

4.2.5 - En guise de conclusion sur l'Histoire des continents et des océans...

On pourrait résumer de façon succincte l'histoire des continents et des océans à travers les temps géologiques, par les quelques points suivants.

L'Archéen, la période la plus vieille du Précambrien, a vu la formation des premiers noyaux continentaux, alors qu'au Protérozoïque, c'est l'augmentation du volume des masses continentales par leur accréation qui a dominé.

On pourrait dire que le Paléozoïque se caractérise par : un temps, deux mouvements. Premier mouvement, c'est le démembrement du mégacontinent Rodina de la fin du Protérozoïque. Deuxième mouvement, c'est le rassemblement qui conduit à la Pangée. Ce grand rassemblement cause des collisions entre les plaques, collisions qui produisent des chaînes de montagnes, comme le système Appalaches-Calédonides, le système Mauritanides-Hercynides et la chaîne des Ourals.

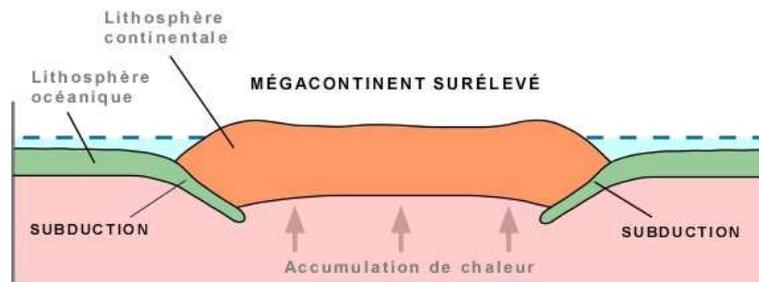
On serait presque tenté de dire que l'histoire du Mésozoïque-Cénozoïque, c'est l'histoire de l'Atlantique. Mais il y a plus. C'est le démembrement de la Pangée certes, mais ici aussi des collisions de plaques ont produit des chaînes de montagnes, comme les Pyrénées, le système des Alpes et des Atlas, les cordillères des Amériques et, la petite dernière, l'Himalaya.

On vient de voir que durant les temps géologiques, il y a eu des rassemblements de continents pour former des mégacontinents et des périodes où ces mégacontinents ont été fragmentés et leurs pièces dispersées; une sorte de valse des continents. Manifestement, la tectonique des plaques a été active pratiquement tout au long de l'histoire de la Terre, du moins depuis le Protérozoïque.

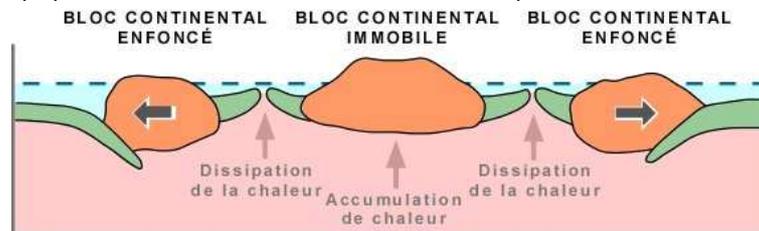
Une telle histoire suscite des questions.

- Pourquoi un grand continent comme la Pangée ou Rodina en arrive-t-il à se fragmenter?
- Y a-t-il eu plusieurs de ces rassemblements-démembrements dans le passé?

Nous n'avons pas de réponses définitives à ces questions, mais au moins une hypothèse intéressante. C'est l'hypothèse avancée par les chercheurs Nance, Worsley et Moody (Pour la Science, 1988) qu'on a qualifié de "cycle des mégacontinents". Cette hypothèse veut qu'un mégacontinent comme la Pangée, par exemple, entouré de zones de subduction, reste immobile par rapport au manteau. Comme la conductivité thermique de la croûte continentale, c'est-à-dire sa capacité à transporter la chaleur, est la moitié de celle de la croûte océanique qui l'entoure, le mégacontinent agit comme une plaque isolante. La chaleur s'accumule donc sous celui-ci; les matériaux prennent de l'expansion, amenant un soulèvement du continent. Il s'établit des tensions dans le continent, tensions qui vont contribuer à fragmenter la masse continentale.



Après la fragmentation, les morceaux se détachent de la masse principale et s'abaissent en s'en éloignant. La chaleur accumulée se dissipe par la croûte océanique qui possède une meilleure conductivité thermique. Un bloc immobile reste surélevé.



On considère que le continent africain actuel est un exemple d'un tel bloc. Des morceaux de l'Afrique se détachent, comme l'Arabie, au nord-est et tout ce qui se trouve à l'est du [Grand Rift](#). Il se forme autour de ce bloc, des mers linéaires qui vont s'ouvrir progressivement et vieillir.

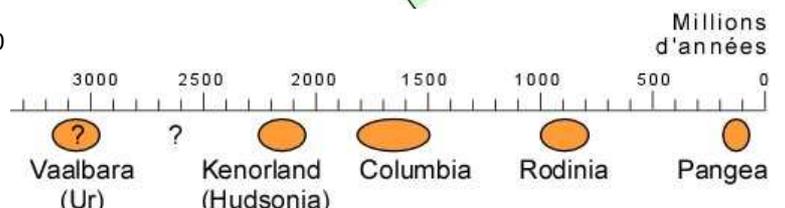
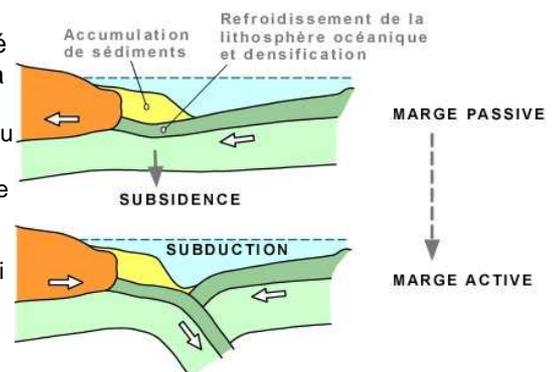
Pourquoi les pièces vont-elles par la suite se rassembler? L'explication tient dans le vieillissement de la lithosphère océanique aux marges d'un océan qui s'agrandit de plus en plus.

A la marge d'un océan de type Atlantique, caractérisé par une marge passive où toute la plaque se déplace dans le même sens, l'action combinée du refroidissement de la lithosphère océanique et la charge des sédiments va entraîner une subsidence accélérée qui va conduire à la création d'une zone de subduction.

La marge devient active, le mouvement de la plaque continentale est inversé et les deux plaques convergent. Les masses continentales se rassemblent à nouveau et le cycle recommence.

Les travaux les plus récents sur la géologie du Précambrien ont permis d'identifier au moins quatre, peut-être même cinq de ces mégacontinents des temps anciens et qu'il y a eu une certaine cyclicité dans leur formation et leur démembrement; chaque fois, ils se sont fragmentés, démembrés et dispersés.

On leur a même donné des noms : **Vaalbara** que d'autres ont appelé Ur, le plus ancien, qui aurait existé entre 3,2 et 2,9 Ga; **Kenorland**, aussi appelé Hudsonia, qui aurait existé entre 2,2 et 2,1 Ga; **Columbia**, qui est assez bien défini aujourd'hui et qui s'est étendu de 1,8 et 1,5 Ga; puis **Rodinia**, entre 1 Ga et 750 Ma; finalement la **Pangée** de Wegener, il y a 300 Ma. On commence à soupçonner l'existence d'un autre autour des 2,6 Ga. Ces continents ont eu des durées de vie se situant entre 100 et 300 Ma. On voit donc une périodicité de 300 à 500 Ma dans la formation de tels mégacontinents.



Comment reconstruire la paléogéographie?

Voici la carte paléogéographique planétaire du début du Silurien (il y a 440 Ma).

On y voit un certain nombre de masses continentales, de dimensions différentes : une masse de taille moyenne, le continent que les géologues ont appelé Laurentia (1) et qui correspond à une partie du continent nord-américain actuel, dans une position équatoriale; une très grande masse continentale, le continent Gondwana (2), comprenant, entre autre, ce qui constitue aujourd'hui de grande partie de l'Afrique, l'Amérique du Sud, l'Australie, l'Antarctique et le sud de l'Europe; puis d'autres masses plus petites comme les continents Siberia (3) et Baltica (4).

Comment a-t-on pu construire cette carte du début du Silurien?

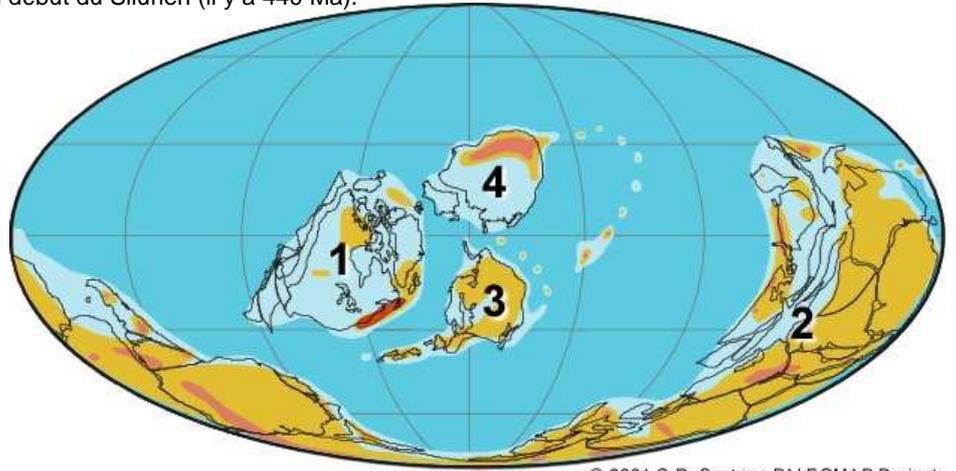
D'abord, en étudiant soigneusement à travers le monde les couches bien datées du début du Silurien et en déterminant ce que chaque localité étudiée représente comme milieu de formation (désert, littoral marin, plateau continental, plaine abyssale, fond océanique, etc.).

Ensuite, en replaçant chaque localité géographiquement par rapport au pôle magnétique de l'époque, grâce aux études paléomagnétique.

En effet, nous avons vu dans la première section de ce cours, quelques notions de base en [magnétisme terrestre et paléomagnétisme](#). On se souviendra que les roches qui contiennent des minéraux ferrugineux enregistrent le magnétisme terrestre au moment de leur cristallisation. Elles enregistrent le sens de la polarité, ce qui a permis de construire une échelle magnétostratigraphique. Mais elles n'enregistrent pas que le sens de la polarité, elles gardent aussi la mémoire de l'orientation par rapport au pôle magnétique, de la même façon que l'aiguille d'une boussole s'oriente vers le pôle magnétique où que l'on se trouve sur terre. On peut donc, en déterminant l'orientation du paléomagnétisme de plusieurs échantillons d'un territoire donné et dont l'âge est bien établi (il y a des méthodes pour faire cette détermination des orientations), replacer ce territoire par rapport au pôle magnétique à un temps donné. C'est ainsi qu'on réussit à construire des cartes de la position des masses continentales à diverses époques géologiques.

Évidemment, ces masses ne correspondent pas à nos continents actuels. On a ajouté sur cette carte le contour de nos continents comme points de repères.

Pour le moment, la reconstruction est difficile en ce qui concerne le Précambrien, mais on est arrivé à des résultats étonnants pour le Paléozoïque, le Mésozoïque et le Cénozoïque.



© 2001 C.R. Scotese PALEOMAP Project