

Les origines de la tectonique des plaques

Jean-François Moyen

29 janvier 2007

Table des matières

1	Tectonique des plaques et chaleur terrestre : pourquoi la tectonique des plaques ?	2
1.1	Tectonique des plaques et convection	2
1.2	Depuis quand ?	2
2	Comment reconnaître la tectonique des plaques ?	2
2.1	Un problème de définitions !	2
2.2	Des blocs rigides	3
2.3	Des mouvements relatifs horizontaux	3
a.	Arguments directs : paléomagnétisme	3
b.	Arguments indirects : structures géologiques	4
2.4	Des limites de plaques	6
a.	Limites divergentes	6
b.	Limites convergentes	6
3	“La” ou “les” tectonique des plaques ?	10
3.1	Différents styles tectoniques au cours du temps	10
3.2	Les limites entre différents styles tectoniques	11

LA TECTONIQUE DES PLAQUES est le phénomène dominant de la géologie de la Terre contemporaine; elle contrôle l'activité géologique de la planète, la répartition des zones actives ou inactives, la forme des masses continentales, etc. Il est difficile d'imaginer le visage d'une planète où ce phénomène n'existerait pas.

Pourtant, il est possible que la Terre n'ait pas toujours fonctionné de cette façon, et que dans les périodes anciennes de l'histoire de la planète, il faille chercher des cadres d'interprétation différents!

Lors d'un congrès en Juin 2006, dont le thème était “When did plate tectonic begin?”¹, il a été demandé aux 60 participants de dire à quelle date, selon eux, avait débuté la tectonique des plaques.

Les réponses se sont étalées entre 800 millions d'années (0.8 Ga) et 4 milliards d'années (4 Ga). C'est dire si cette question n'a pas de réponse évidente! Il faut cependant nuancer cette affirmation de deux façons :

- Malgré l'étalement des réponses, plus de la moitié des participants pensaient que la tectonique des plaques a débuté à la fin de l'Archéen, quelque part entre 3.2 et 2.5 Ga.
- De façon peut être surprenante, une partie non négligeable du problème vient tout simplement de définitions différentes de ce qu'est la tectonique des plaques! Quand il s'agit de discuter des processus et des phénomènes impliqués (plutôt que du nom qu'il faut leur donner), les avis sont moins contrastés.

¹Penrose conference. Lander, Wyoming. 13 au 18 juin 2006. <http://www.geosociety.org/penrose/06-tectonicsBegin.htm>, les présentations powerpoint de ce congrès se trouvent à <http://www.utdallas.edu/dxt038000/Plate%20Tectonics/presentations.htm>.

1 Tectonique des plaques et chaleur terrestre : pourquoi la tectonique des plaques ?

1.1 Tectonique des plaques et convection

On dit souvent que la tectonique des plaques est “une conséquence” ou “une manifestation” de la convection terrestre. C’est en fait une formulation incorrecte ou imprécise ; il serait plus exact de dire que la tectonique des plaques *est* (un composant de) la convection terrestre.

La Terre évacue sa chaleur sur un mode principalement convectif, c’est à dire par des déplacements conjoints de matière chaude vers le haut, et de matière froide vers le bas. Les déplacements de matière froide, à l’échelle du manteau, sont principalement représentés par les subductions et par l’enfoncement des plaques lithosphériques froides dans le manteau. Les déplacements de matière chaude sont moins évident à mettre en évidence ; dans la partie supérieure du manteau, ce sont les remontées sous les dorsales ; dans la partie inférieure ils sont moins bien localisés et moins faciles à mettre en évidence.

Il s’en suit que toute modification du régime de convection terrestre se traduira probablement par des styles de tectonique des plaques différents. En particulier, si il y a plus de chaleur à évacuer, on peut s’attendre à une convection assez significativement différente.

1.2 Depuis quand ?

Les mouvements des plaques dans le passé ont été reconstitués ; on arrive maintenant à avoir une assez bonne idée des déplacements relatifs des plaques, et des processus sur leurs limites, au cours des derniers 1000 ou 1500 millions d’années de l’histoire de la Terre. Durant cette période, il est à peu près certain que la Terre, du point de vue géologique, était une planète très similaire à celle que nous connaissons actuellement, avec des océans et des continents, des dorsales et des subductions, des chaînes de montagnes formées par des collisions continentales.

Mais que se passait-il avant ? La question n’est pas simple. En effet, la chaleur terrestre —moteur de la tectonique des plaques— provient pour l’essentiel de la désintégration d’éléments radioactifs, K, U et Th principalement. Ces éléments disparaissent au fur et à mesure de leur désintégration. . . et donc la quantité de chaleur produite par la Terre n’a pu que diminuer depuis sa formation. En d’autres termes, la Terre d’il y a 2 ou 4 milliards d’années était sans nul doute une planète nettement plus chaude que celle que nous connaissons à l’heure actuelle. Dans ces conditions, il est possible, sinon probable, que la chaleur terrestre était évacuée de façon différente, avec une convection dont la forme, l’intensité ou la vitesse peut fort bien avoir été très différente de celle que nous connaissons maintenant. Il est donc très probable qu’il a existé une période pendant laquelle il n’existait pas de tectonique des plaques, ou alors suivant des modalités très différentes de celles que nous connaissons de nos jours.

2 Comment reconnaître la tectonique des plaques ?

Pour comprendre le fonctionnement de la Terre dans les périodes anciennes, les géologues étudient des terrains ou les roches de ces âges ont été préservées, par chance ou par hasard.

2.1 Un problème de définitions !

Trois éléments permettent de définir ou de caractériser la tectonique des plaques ; selon celui ou ceux que l’on retient, on va être amené à considérer comme probant, ou non, des éléments différents. Les trois points qui sont le plus cités (du moins au plus restrictif) sont :

1. Des blocs rigides, cohérents, avec des mouvements relatifs horizontaux entre ces blocs ;

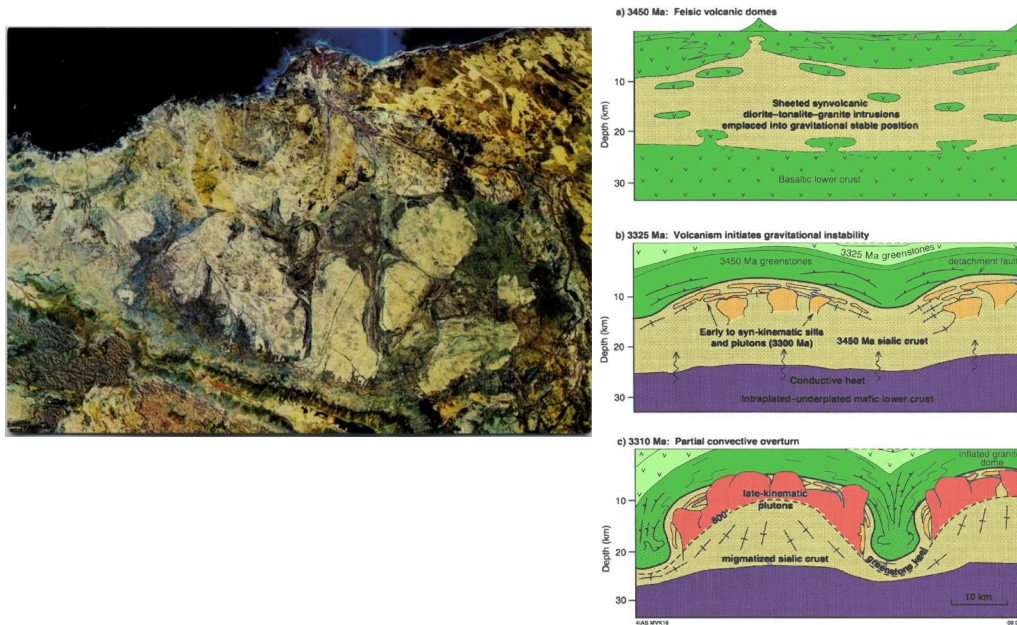


Fig. 1: Une terre sans tectonique des plaques? A gauche, image LANDSAT du craton du Pilbara, en Australie-Occidentale. Noter les structures très particulières, avec des dômes (de granites déformés) entourés par des éléments étroits et allongés appelés “ceintures de roches vertes”, et formés de laves et de sédiments, plus denses que les granites. A droite, succession de schémas montrant comment une telle structure pourrait se former en l’absence de toute limite de plaques : les granites, relativement légers (en jaune), se forment dans la croûte inférieure par fusion de laves (en vert). Ce dispositif, où des roches denses (les laves) surplombent des roches plus légères (les granites) pourrait provoquer une instabilité gravitaire, et conduire à la remontée diapirique des granites de la croûte inférieure, accompagnée d’un nouvel épisode de fusion (orange et rouge), créant une nouvelle génération de granites sur le flanc des dômes (Van Kranendonk *et al.*, 2004).

2. Des limites de plaques sur lesquelles se concentrent la déformation ;
3. Des zones d’expansion (dorsales) et de destruction (subduction) de lithosphère, les subductions étant le moteur principal du mouvement des plaques.

2.2 Des blocs rigides

Le premier indice est l’existence de blocs continentaux stables. De tels objets sont faciles à trouver : il suffit de regarder l’âge de la dernière activité géologique dans une région donnée! On observe donc des terrains complètement stabilisés dès 3.6 Ga (Groenland), ou 3.2 Ga (Kaapvaal, Pilbara). Une fois que l’on a dit ça, on n’est guère plus avancé.

2.3 Des mouvements relatifs horizontaux

Mettre en évidence des mouvements horizontaux entre blocs est plus délicat, puisqu’il s’agit de reconstituer des épisodes terminés depuis longtemps. On peut utiliser deux sortes d’arguments :

a. Arguments directs : paléomagnétisme

Le paléomagnétisme est l’outil le plus efficace pour reconstituer les mouvements des plaques, et il est utilisé avec succès au Phanérozoïque, et une partie du Protérozoïque, pour reconstruire les mouvements. En remontant plus

tôt dans le passé, il devient plus délicat à utiliser : les informations paléomagnétiques sont souvent effacées, il devient délicat de trouver des roches de l'âge souhaité, etc.

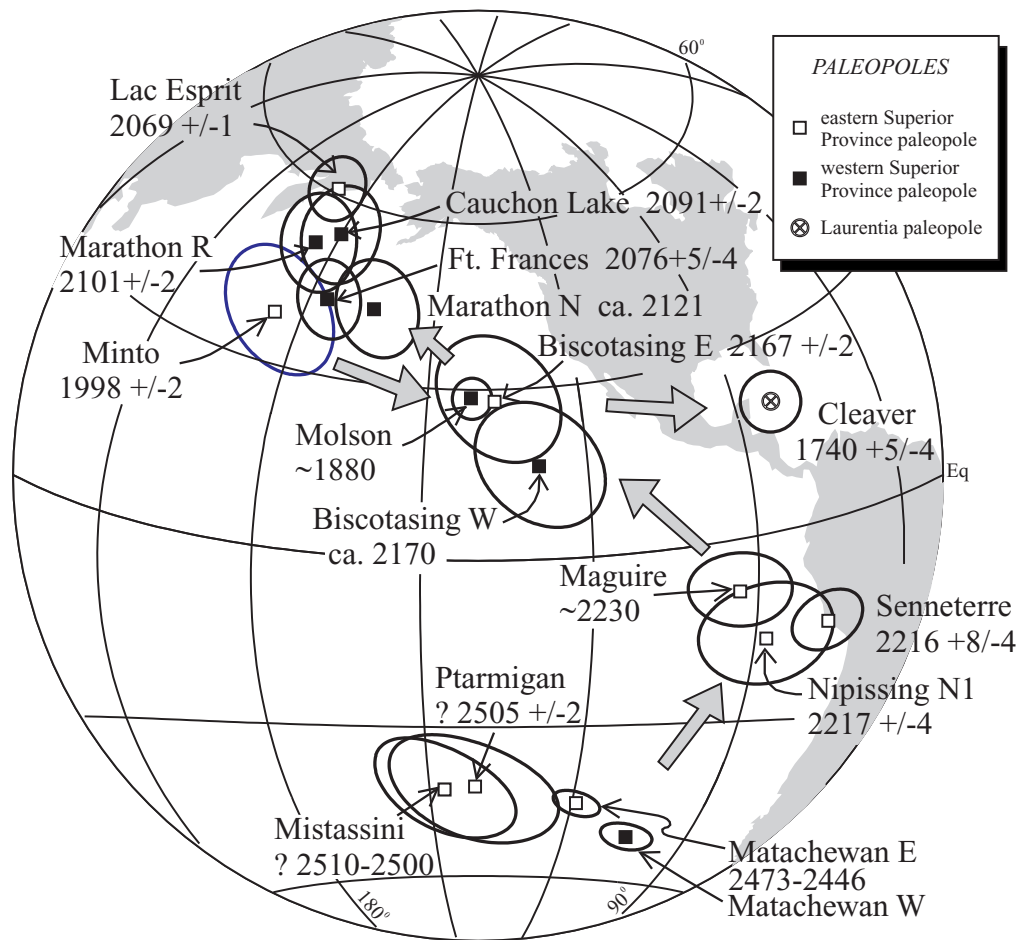


Fig. 2: Trajectoire de dérive apparente du pôle magnétique (Apparent Polar Wander) pour la Province du Supérieur de 2.5 à 1.7 Ga. Elle met clairement en évidence des déplacements géographiques de grande ampleur de ce bloc (Bleeker, 2006²)

Néanmoins, on a des données crédibles jusque vers 2.0 Ga (Amérique du Nord, Afrique Australe) ; et des données fragmentaires, mais plausibles, vers 2.7 Ga. Il est donc établi que à cette date, il existait des blocs cohérents en mouvement les uns par rapports aux autres.

b. Arguments indirects : structures géologiques

Si on peut mettre en évidence des structures qui mettent en contact deux terrains de nature, d'âge, ou d'origine différentes, on est probablement en présence de deux blocs formés à distance, et collés l'un à l'autre par des mouvements horizontaux entre blocs. Toute la difficulté, bien sûr, est de démontrer la nature différente des deux blocs et leur mise en contact : comment différencier un bloc granitique collé tectoniquement à un terrain donné, d'intrusions granitiques dans le même terrain ?

Sur la base de divers arguments cartographiques, stratigraphiques ou géochronologiques, il semble cependant que des assemblages de terrains d'origines diverses peuvent s'observer dans tout l'Archéen. La Province du Supérieur est assez évidemment formée de blocs différents, mis en contact vers 2.8–2.6 Ga. Une histoire semblable pourrait avoir eu lieu dans le Pilbara vers 3.2–3.1 GA, à Barberton à 3.2 Ga, peut être au Groenland à 3.6 Ga.

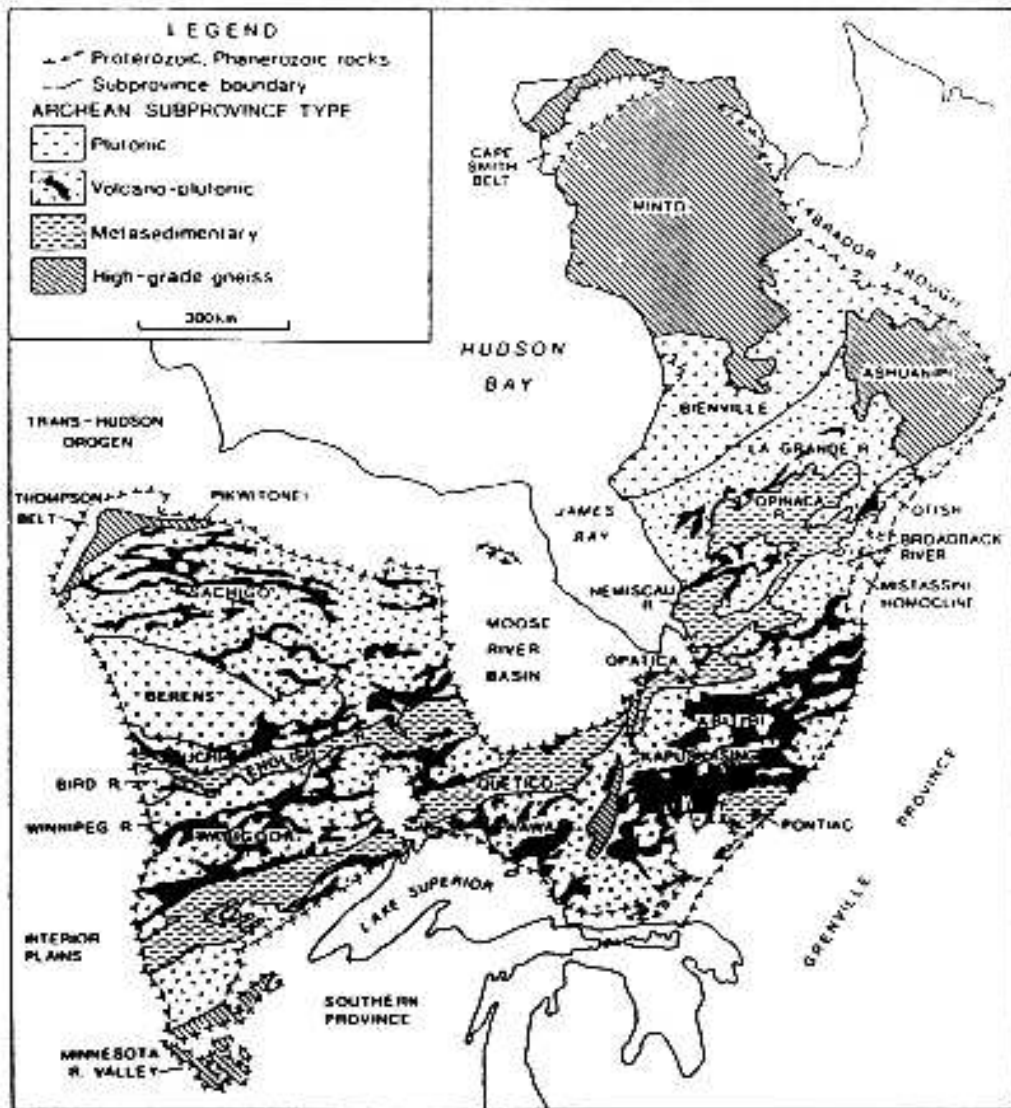


Fig. 3: Carte simplifiée de la Province du Supérieur, Canada (Card, 1990). Cette province est formée par l'assemblage de différents blocs allongés, larges de quelques dizaines ou centaines de kilomètres. Les blocs sont soit "volcano-plutoniques" (ceintures de roches vertes et TTGs), soit "métasédimentaires". Les différences de nature et d'âge entre les blocs suggèrent qu'il s'agit de fragments crustaux d'origines différentes, soudés ensemble vers la fin de l'Archéen (2.7 Ga).

2.4 Des limites de plaques

Mettre en évidence des limites de plaques indiscutables, aux caractéristiques non contestables, serait évidemment un argument massue en faveur de tectonique des plaques. On peut s'intéresser à deux types de limites :

a. Limites divergentes

Pour caractériser une limite de plaque divergente, il ne suffit pas de mettre en évidence de l'extension (il peut y avoir des rifts intracontinentaux!); il faut montrer qu'il y a eu formation de nouvelle croûte (plancher océanique?) dans cette zone. Malheureusement, le plancher océanique est très mal préservé; sur la terre actuelle, le plus ancien connu a 200 Ma (0.2 Ga).

De la croûte océanique plus ancienne est préservée dans des ophiolites. Mais comment les caractériser, et surtout les différencier de n'importe quelle association de roches basiques, éventuellement litées? Deux critères semblent particulièrement importants: l'existence de roches mantelliques tectonisées ("péridotites litées" de la base des séquences ophiolitiques, qui indiquent un mouvement de la lithosphère par rapport aux roches en-dessous; et l'existence d'un complexe filonien, qui met en évidence une extension pendant la mise en place des magmas.

Les plus anciennes ophiolites incontestables, présentant ces deux caractères, s'observent à la fin du Protérozoïque (vers 1.0 Ga, à Terre-Neuve). Avant cette date, diverses séquences de roches basiques (y compris la majorité des CRV archéennes, à un moment ou un autre!) ont été interprétées comme des "ophiolites démembrées", mais la démonstration est moins convaincante.

b. Limites convergentes

Les limites convergentes (subduction-collision) sont des lieux majeurs de la transformation de la lithosphère continentale dans la Terre actuelle. On peut reconnaître plusieurs types de transformations :

- Des transformations structurales : formation de chevauchements et de plis, et de "fold and thrust belts", avec épaissement crustal et transport de roches à grande distance ;
- Des transformations métamorphiques, avec en particulier l'existence de ceintures métamorphiques associées ("paired metamorphic belts") : une unité de haute pression, basse température chevauchée par une unité de plus basse pression et haute température. Si le second métamorphisme peut se développer dans différents contextes, il n'en va pas de même du premier : schistes bleus et éclogites sont confinés aux zones de subduction.
- Des transformations magmatiques, avec la formation de magmas issus d'une part de l'interaction de la plaque plongeante avec le manteau (andésites et volcanisme calco-alcalin) ; d'autre part de la fusion des fragments continentaux impliqués dans la collision.

En théorie, on peut donc dire que reconnaître une limite de plaque convergente est assez simple : il faut (et il suffit) observer des chevauchements, des andésites et des éclogites.

En pratique, le raisonnement n'est pas si simple :

- D'une part, certains de ces éléments peuvent être assez discrets et délicats à trouver. Nul ne doute par exemple que la chaîne hercynienne française (Massif Central, Bretagne) soit une chaîne de collision. Pourtant, les chevauchements ne sont pas évidents à identifier, et les structures tectoniques les plus évidentes sont plutôt des décrochements. Les andésites sont rares, elles ont largement été érodées ou recouvertes. Et le métamorphisme de haute pression ne persiste que dans quelques reliques dans des roches qui enregistrent essentiellement la haute température de la période post-collisionnelle; même là, elles sont le plus souvent rétro-morphosées. En l'occurrence, le problème est que les épisodes d'effondrement post-collision sont les plus évidents, et qu'il est difficile de voir "au travers" de cette histoire pour trouver des preuves de collision.
- D'autre part, rien ne dit que ces éléments soient tous obligatoires. Il existe des subductions avec pas ou peu de volcanisme associé, par exemple.

- Enfin, rien ne dit que des limites de plaques anciennes aient été absolument identiques à leurs équivalents contemporains. Si on admet, à titre d'hypothèses de travail, que (1) la Terre archéenne était plus chaude que la Terre actuelle ; (2) que des zones de subduction-collision existaient à cette période ; à quoi pouvaient ressembler ces zones ? Les températures plus élevées dans le manteau avaient sans doute plusieurs effets :
 - Les dorsales (ou leur équivalent) connaissaient un taux de fusion plus important, donc la croûte océanique était différente ;
 - La plaque plongeante, dans les zones de subductions, était plus chaude ; elle était donc susceptible de fondre plutôt que de se déshydrater. Les magmas de zones de subductions n'étaient donc pas forcément des andésites.
 - La croûte subductée était plus chaude ; le métamorphisme associé n'était donc pas forcément éclogitique (mais plutôt granulitique) ;
 - La croûte continentale, plus chaude, était plus ductile, et donc moins capable de supporter des épaisseurs crustales importantes. Ce qui rendait peut être l'épaississement crustal (chevauchements) moins possible.
- On le voit, la simple hypothèse de températures quelque peu plus importantes suffit à prédire des zones de subduction-collision très différentes : sans andésites, avec peu d'épaississement crustal, avec des granulites plutôt que des éclogites.

Si la découverte incontestable de l'un ou l'autre (ou mieux, des trois ensemble) de ces éléments (chevauchements, andésites, éclogites) serait une preuve assez définitive de l'existence de subduction, et partant, de tectonique des plaques, on voit donc que leur absence ne prouve pas forcément que les subductions n'existaient pas !

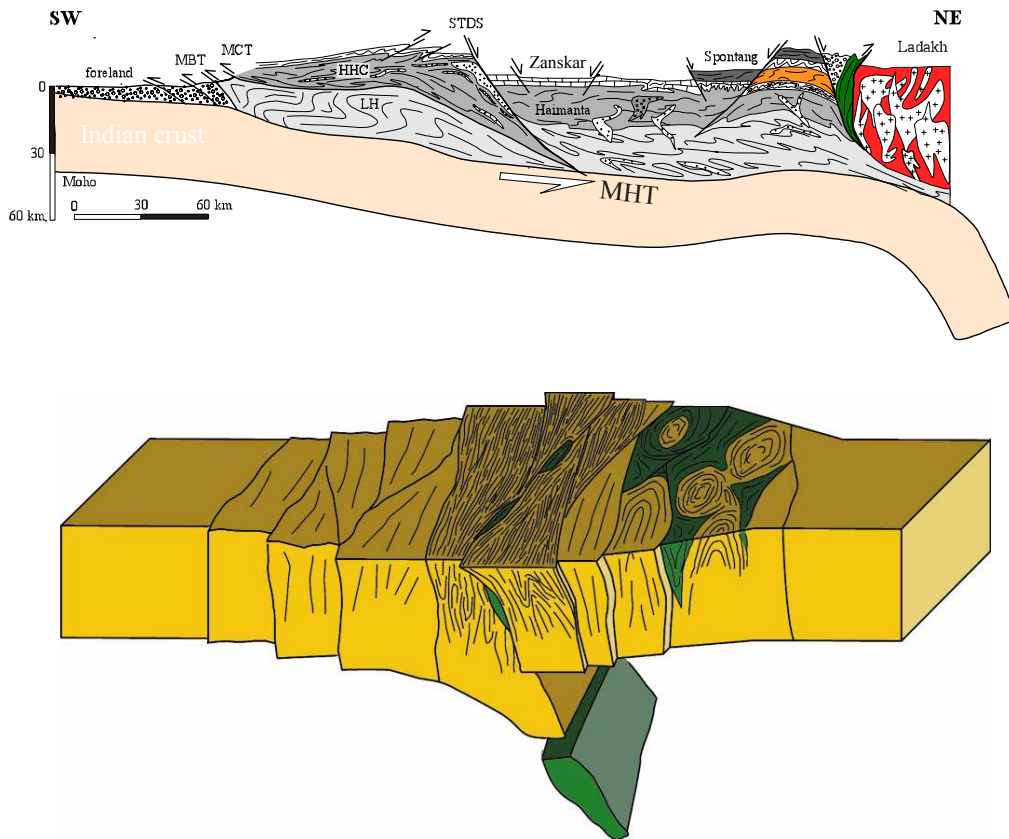


Fig. 4: Schémas de principe montrant les différences de style qui pourraient exister entre des chaînes de montagnes modernes (en haut) et Archéennes (en bas). Les chaînes récentes sont formées par un empilement d'écaillés relativement rigides de croûte, le long de failles plates (des chevauchements). Ceci crée un épaissement crustal et une topographie importante. Dans les zones de collisions archéennes, on peut penser que la moins grande rigidité des roches limitait l'empilement de lames crustales, mais favorisait au contraire la déformation interne des blocs et les mouvements convectifs de matière (dômes formés par la remontée de croûte inférieure chaude).

Chevauchements et plis

Des associations de chevauchements et de plis sont connus à partir du Protérozoïque inférieur (1.8 Ga), par exemple dans la Province du Kheis en Afrique du Sud (page ??). Le chevauchement de Hout River, au front Sud de la Ceinture du Limpopo en Afrique du Sud, est un chevauchement plat vieux de 2.66 Ga (chapitre ??).

Avant cette date, il existe des failles verticales ou fortement pentées, interprétées comme des chevauchements verticalisés (par exemple à Barberton, à 3.2 Ga).

Métamorphisme

Le métamorphisme de haute pression et basse température à proprement parler (schiste bleu et écloğites) est connu à la fin du Protérozoïque, vers 0.8–0.6 Ga (panafricain).

Avant cette date, on connaît des nodules d'écloğites vieux de 3.0 Ga et plus, remontés par exemple dans les kimberlites Sud-Africaines, mais pas d'écloğites in-situ. Quelques amphibolites de haute pression, qui ne sont pas des écloğites au sens propre même si elles en sont assez proches, sont présentes ici et là; les plus vieilles connues à ce jour sont (encore!) à Barberton, 3.2 Ga.

En revanche, l'existence de deux types de métamorphisme contrasté (de haute pression, et de haute température) est attesté pendant au moins tout le Protérozoïque, et sans doute dans l'Archéen (quoique les données soient fragmentaires).

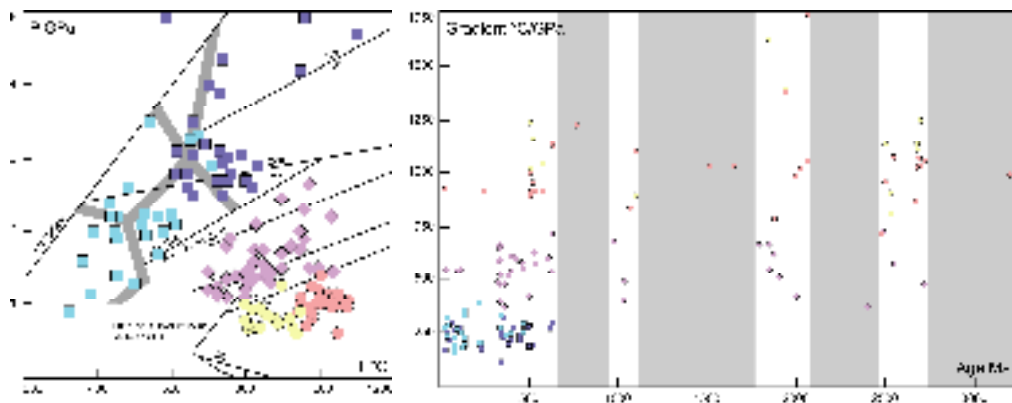


Fig. 5: Compilation de données métamorphiques à l'échelle mondiale; pour clarifier, seuls sont représentés ici les points correspondant à un métamorphisme extrême, dépassant 10 kbar ou environ 700 °C (Brown, 2006). Les symboles correspondent aux trois grands types de métamorphisme connus sur Terre : basse pression et haute température (cercles), moyenne pression et moyenne température (losanges), haute pression et basse température (carrés). Ils se distinguent principalement, plutôt que par des valeurs absolues de pression, par leurs gradients géothermiques, exprimés en degrés par kilomètre (ou par kilobar). Les lignes noires et les abréviations correspondent aux limites de stabilité de certains minéraux caractéristiques : Dia :; Gr :; Coe : Coésite; Qtz : quartz; Jd : Jadéite; Pl : Plagioclase; Di : Disthène; Sill : Sillimanite. A droite, les mêmes données sont reportées dans un diagramme où figure l'âge en abscisse, et le gradient géothermique en ordonnée (même symboles). Jusque vers 2500 ou 2700 Ma, on observe une dualité des types métamorphiques, qui reflète sans doute l'existence de tectonique des plaques. Avant cette période, ce n'est plus évident. Même dans la période "post-2700 Ma", les deux types de métamorphisme changent au cours du temps, passant d'une association "HT-BP & MP-MT" au Protérozoïque (2700–700 Ma), à une association "MP-MT & HP-BT" au Phanérozoïque (700 Ma – présent).

Magmatisme

L'existence de magmatisme "de subduction" dans le passé est un sujet très contentieux. Une partie du problème est que les caractéristiques chimiques des laves formées dans ces contextes reflètent en réalité, non pas la subduction en tant que telle, mais l'interaction entre des basaltes (qui se déshydratent ou fondent) et du manteau sous-continentale. La géochimie ne peut donc pas directement trancher sur les contextes géodynamiques.

Des andésites et des magmas indiscutablement similaires aux magmas d'arc actuels sont présents à partir de 1.8 Ga environ. Avant cette date, on trouve des magmas qui, sans être des andésites, témoignent d'une interaction, à 50–100 km de profondeur, entre des basaltes et des péridotites. Les TTG par exemple correspondent à la fusion de basaltes dans ces conditions ; on en trouve depuis 4.04 Ga (les Gneiss d'Acasta sont des TTG). On trouve aussi des boninites (fusion vers 100 km d'un manteau d'abord appauvri, puis refertilisé par des fluides), à partir de 3.2 Ga et peut être à Isua (3.8 Ga), ou des "sanukitoïdes" (à partir de 2.9 Ga), des granites magnésio-potassiques formés de magmas de type TTG qui assimilent de la péridotite.

L'ensemble de ces roches peuvent se former dans un contexte de subduction (à condition que la plaque plongeante fonde plutôt que de se déshydrater, ce qui peut arriver dans certains cas³) ... mais elles ne sont pas similaires à des laves de subduction actuelles, et rien n'interdit d'envisager un autre scénario pour leur formation, si on arrive à répondre à la seule contrainte qui est d'enfouir du basalte dans le manteau à 100 km de profondeur !

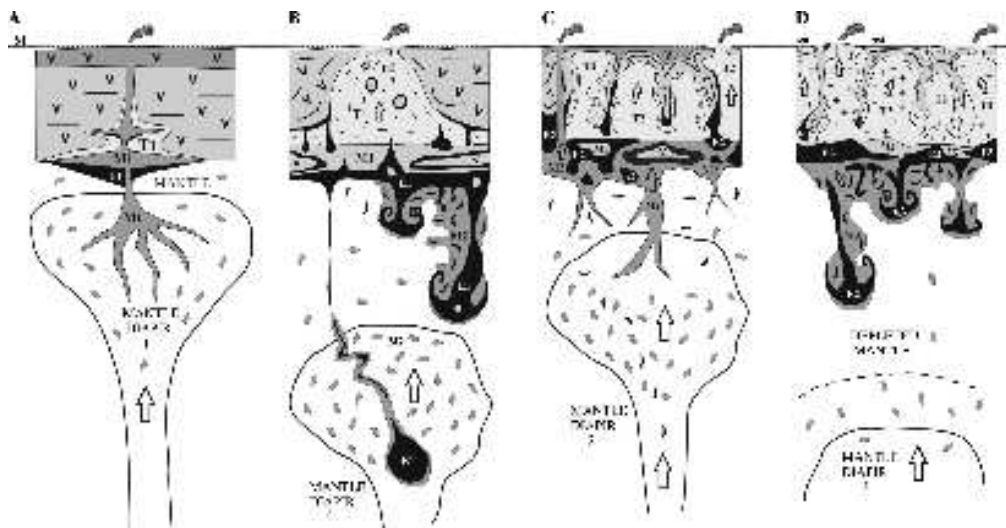


Fig. 6: Un modèle sans subduction pour former des magmas de type arc (Bédard, 2006). Un panache mantellique fond et crée un magma $M1$ qui construit un grand plateau basaltique. La fusion de ces basaltes en base de croûte forme une première génération de magmas TTG $T1$, et des restites (éclogitiques) $E1$. (B). Le magma $T1$ monte dans la croûte sous forme de diapir. Les restites (et les cumulats) denses $E1$ sont délamainées dans le manteau ; des fragments éclogitiques se mélangent avec le manteau supérieur, abaissent son point de fusion (ou fondent elle-mêmes) et forment une seconde génération de magmas basaltiques et/ou tonaliques ($M2$, $T2$). Les magmas $T2$ se forment aussi par fusion de la base de la croûte, et remobilisation des tonalites $T1$. Les tonalites $T2$ remontent à leur tour vers la surface sous forme de diapirs. (D) La délamination des restites et des cumulats associés aux tonalites $T2$ peut produire un nouvel épisode de fusion dans le manteau.

Ce modèle —en plus de montrer à quoi peut ressembler un mode de fonctionnement sans tectonique des plaques— montre comment des magmas “de zones de subduction” peuvent se former sans aucune structures de ce genre : ici, la délamination des restites et cumulats éclogitiques permet bel et bien d'enfouir du matériel basique dans le manteau ; lorsqu'il fond ou se déshydrate, on obtient bien les interactions souhaitées entre manteau et basaltes.

3 “La” ou “les” tectonique des plaques ?

3.1 Différents styles tectoniques au cours du temps

On le voit, les roches préservées laissent supposer que plusieurs styles tectoniques ont existé successivement à la surface de la Terre.

³Et d'ailleurs arrive même dans la Terre actuelle, où on forme des laves voisines des TTG, appelées “adakites”

Depuis la fin du Protérozoïque (0.8 Ga environ), on est dans le régime actuel, avec de grandes plaques essentiellement mises en mouvement par la traction dans les zones de subduction⁴. Les plaques interagissent entre elles dans des frontières divergentes (accrétion de plancher océanique, éventuellement préservé sous forme d’ophiolites) ou convergentes (chevauchements, andésites et éclogites).

Au Protérozoïque, de 2.0 Ga environ à 0.8 Ga, on est dans un régime un peu différent. Des mouvements entre des blocs rigides sont attestés —il est possible de les reconstituer, et de retracer la construction et la fragmentation de super-continentes jusque vers cette période. Ces mouvements sont incontestablement accompagnés de chevauchements, de magmatisme andésitique, de métamorphisme bimodal ; en revanche on ne trouve pas d’éclogites (ce qui pose un problème pour faire bouger les plaques), pas d’ophiolites évidentes (mais ou est la croûte océanique?), et des chaînes de montagnes qui sont plus souvent des “ceintures mobiles” granulitiques à épaissement crustal modéré.

Avant cette date, les choses changent encore. Les andésites disparaissent. Les grandes accumulations de sédiments (de plate-forme ou intracratoniques) sont rares (le craton du Kaapvaal fait ici figure d’exception). Les chevauchement deviennent moins évidents, le magmatisme de zone de subduction moins démontrable. Les mouvements relatifs entre blocs sont probables, mais moins évidents ; la taille des blocs en question est d’ailleurs plus petite.

Il apparaît donc que la Terre pourrait avoir connu une succession de trois régimes tectoniques différents : un style archéen, un style protérozoïque et un style phanérozoïque, avec des coupures qui ne reflètent pas parfaitement les limites des ères géologiques.

3.2 Les limites entre différents styles tectoniques

Les transitions entre les différents styles sont souvent assez floues, en particulier parce qu’il n’y a pas toujours d’activité géologique “au bon moment” pour en étudier le style. Ainsi par exemple la limite Archéen–Protérozoïque : souvent, les derniers épisodes archéens (et de “style” archéen), typiquement vers 2.7 Ga, sont suivis d’une longue période d’inactivité géologique avant de passer, vers 2.0 Ga, à, des processus de style nettement protérozoïques. A l’échelle de la Terre d’ailleurs, il semble ne pas se passer grand chose entre 2.5 et 2.2 Ga : est-ce un hasard malencontreux, qui nous empêche de mieux comprendre les modalités de la limite Archéen–Protérozoïque ? Ou cette période de repos est-elle part intégrale de la transition ?

D’autre part, ces changements sont diachrones. Le style Archéen peut disparaître d’une région de la Terre, tout en restant actif dans une autre. Si on considère le Craton du Kaapvaal par exemple, on voit que le style archéen se termine vers 3.1 Ga (dernier grand épisode de plutonisme archéen et stabilisation du craton). De 3.0 à 2.7 Ga se déposent sur le centre du craton des sédiments de rift ou intracratoniques, assez typiques de séquences sédimentaires de style protérozoïque. A 2.65 Ga, la formation de la Zone Marginale Sud de la Ceinture du Limpopo est un épisode de type protérozoïque. Ceci conduirait à placer la transition Archéen–Protérozoïque “locale” vers 3.0 Ga, en tout cas entre 3.1 et 2.65 Ga.

Mais le craton voisin du Zimbabwe montre une histoire bien différentes. Des ceintures de roches vertes et des structures en dômes et bassins s’y développent jusque vers 2.55 Ga : le changement majeur de style tectonique semble là se dérouler entre ce moment, et les ceintures Ubendiennes (2.0 – 1.8 Ga), presque 1 Ga plus tard que dans le Craton du Kaapvaal !

Enfin, on peut se demander si les différents styles tectoniques observés reflètent des processus radicalement différents, ou des simples variations d’un même phénomène. On a évoqué plus haut la façon dont une production de chaleur légèrement plus importante à l’Archéen pourrait suffire pour expliquer une grande partie des différences observées, sans rien changer d’autre à la géodynamique et au fonctionnement de la Terre. Mais une autre alternative est d’envisager un modèle radicalement différent (voir par exemple figure 6!).

⁴En particulier, la traction vient du niveau éclogitique dense dans la croûte océanique subductée

Conclusion : de quand date la tectonique des plaques ?

On voit donc, à la lueur de cette discussion, que la question ainsi formulée est un peu incomplète ; ou plus précisément, elle peut recouvrir deux questions — une bonne, et une mauvaise⁵.

Il n'y a que peu de doutes sur le fait que la Terre a connu une succession de trois régimes tectoniques différents, dont on a esquissé les caractéristiques, ou en tout cas les manifestations, précédemment.

La mauvaise question, c'est "faut-il appeler ces types de géodynamique 'tectonique des plaques', ou doit-on leur trouver un autre nom?". C'est un débat sémantique, qui ne fait guère progresser notre compréhension du fonctionnement de la Terre.

La bonne question est plutôt "quelles sont les caractéristiques, et le mode de fonctionnement, de chacun de ces trois types?". Vaste question, on s'en doute : on a déjà du mal à décrire de façon précise le style "actuel" de tectonique des plaques, qui se déroule pourtant sous nos yeux ; alors, des styles anciens... On pourra, alors, essayer de voir si ces styles ne sont que des variations relativement mineures d'un même processus (et après tout, même sur la Terre actuelle, la tectonique des plaques ne se manifeste pas nécessairement par les mêmes roches et les mêmes structures partout : bien que les Andes et les Mariannes soient toutes deux des zones de subduction, il n'est pas forcément évident d'en trouver les points communs au premier abord !); ou si ils correspondent, au contraire, à des phénomènes essentiellement différents.

Références

- Bédard, Jean. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **70**, 1188–1214.
- Brown, M. 2006. A duality of metamorphic styles is the hallmark of plate tectonics. *Geology*, **in press**.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**, 99–156.
- Van Kranendonk, M.J., Collins, W. J., Hickman, A.H., & Pawley, M.J. 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara granite-greenstone terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, **131**, 173–211.

⁵Avis tout à fait personnel de l'auteur, bien sûr !