

Chapitre 2 : la mobilité horizontale de la lithosphère

Limite de plaques et leurs caractéristiques
Mesure du déplacement actuel des plaques
Mesure du déplacement ancien des plaques

1. Identifier les limites de plaques et leurs caractéristiques (sismiques, thermiques et pétrographiques)

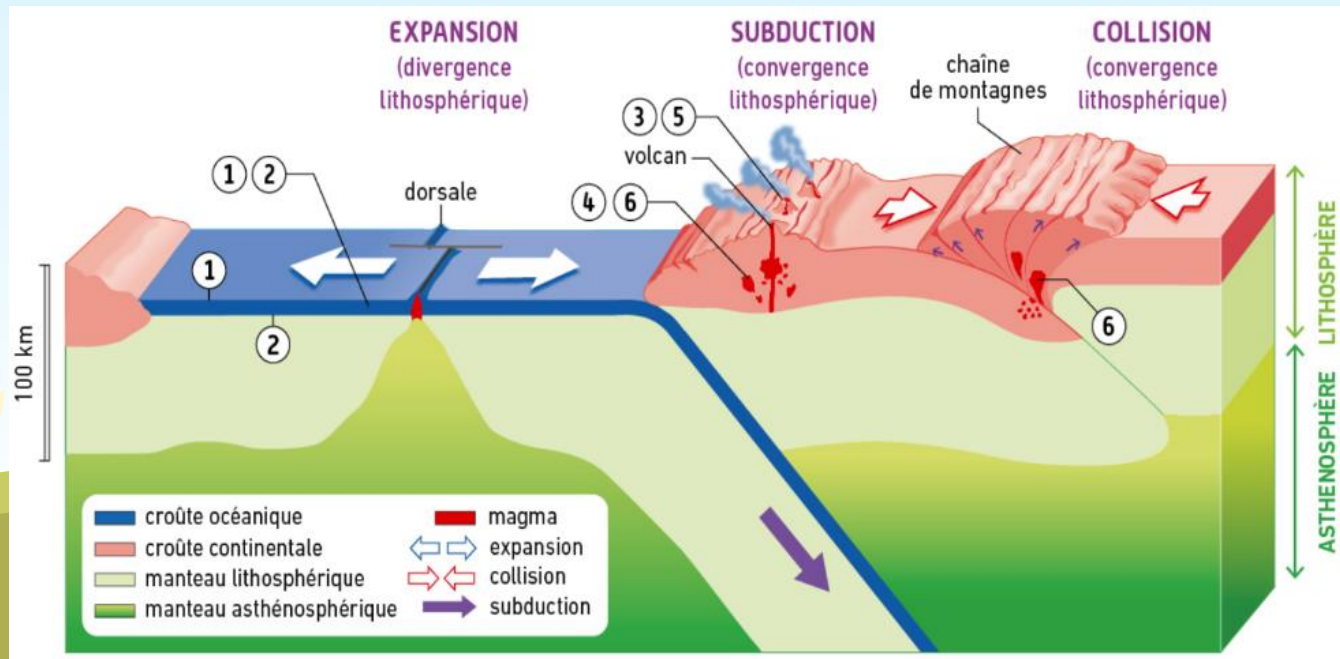
Activité 4 : caractéristiques pétrographiques des frontières de plaques

Les frontières des plaques tectoniques sont pour la plupart des lieux de production de nouvelles roches, et en particulier de roches magmatiques. **Certaines de ces roches se révèlent typiques du contexte géologique dans lequel elles se sont formées.**

On cherche à identifier les roches caractéristiques des zones de divergence et de convergence.

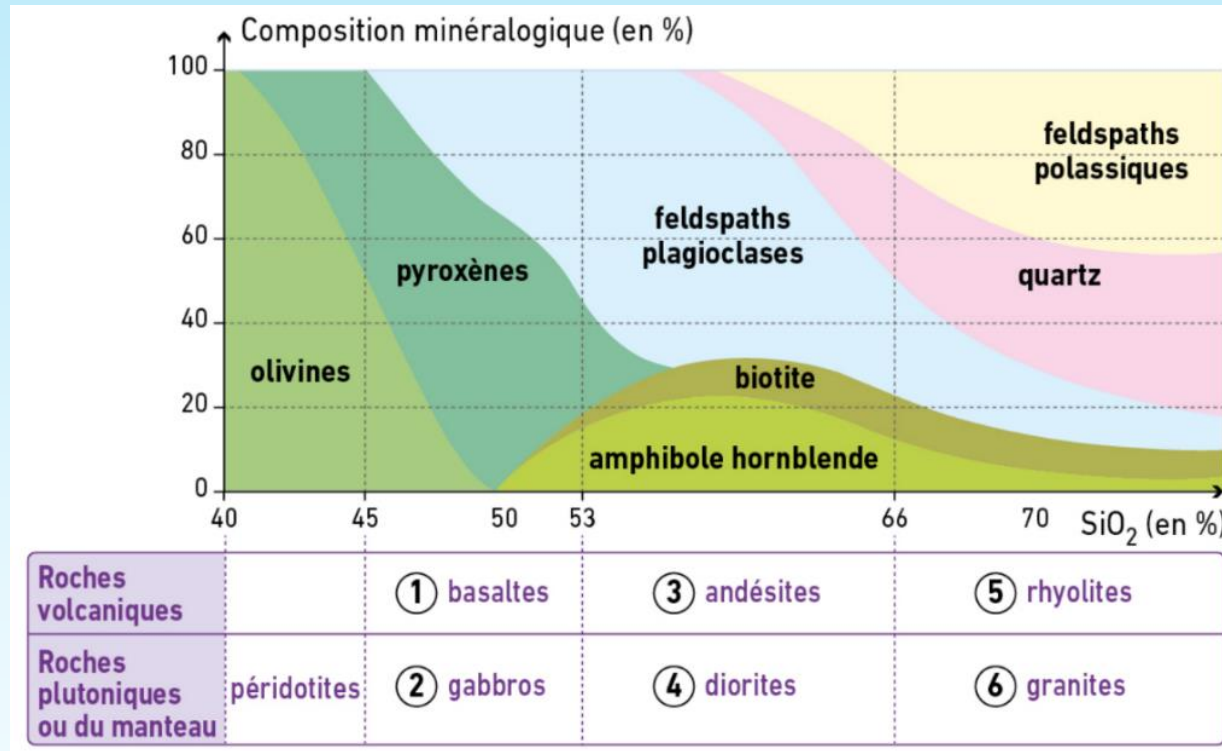
Document 1 : les trois principaux types de contexte géodynamique.

Les mouvements des plaques lithosphériques déterminent les contextes géodynamiques tels que les zones de subduction et de collision, liées à des mouvements de convergence ou encore d'expansion, liées à des mouvements de divergence. Ces zones produisent toutes des magmas particuliers.



Document 2 : composition minéralogique des roches magmatiques en fonction de leur teneur en silice (SiO_2)

Les magmas, qui sont produits dans des contextes géodynamiques différents, se distinguent essentiellement par leur teneur en silice (SiO_2)



Remarques :

Les roches 1 et 2 ont la même composition chimique et les mêmes minéraux, mais pas la même texture.

De même pour les roches 3 et 4, ainsi que 5 et 6.

Plus une roche magmatique est riche en silice, plus sa couleur est claire (observation à l'œil nu).

ETAPE 1 : CONCEVOIR UNE STRATEGIE POUR RESOUDRE UNE SITUATION PROBLEME

Vous disposez de **4 échantillons de roches A, B, C et D** mais vous n'avez pas le nom des roches.

A l'aide des documents ressources, **Proposer une stratégie de résolution réaliste** permettant **d'identifier** ces échantillons et **déterminer** le contexte géodynamique de leur formation.

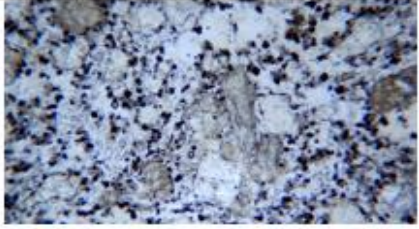
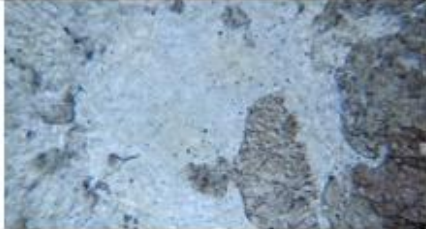

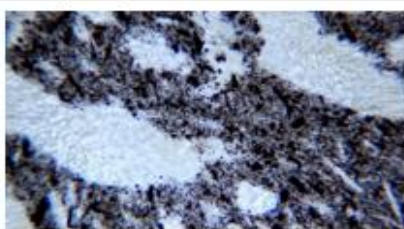
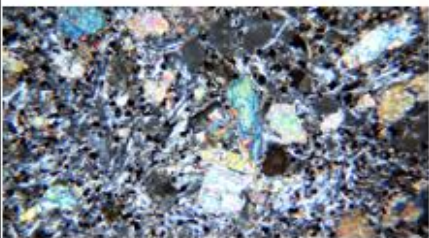
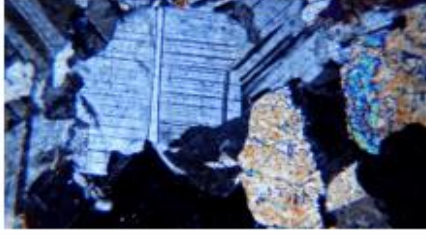
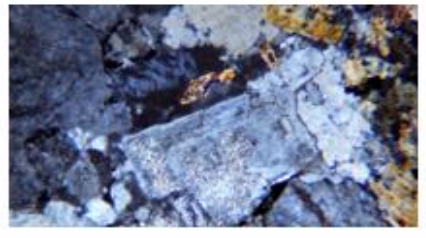
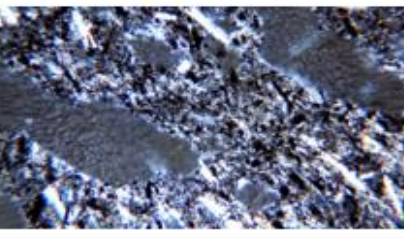
Ce que je fais : On cherche à **identifier les roches caractéristiques des frontières de plaques** qui constituent des contextes géodynamiques marqués par la formation de roches dont les roches magmatiques, roches qui sont typiques du contexte géologique de leur formation.

Comment je le fais : nous allons chercher à **identifier les 4 échantillons de roches proposées au niveau macroscopique et microscopique**, afin de **définir leur texture** (grenue ou microlitique), leur **composition minéralogique et donc leur richesse en silice** (document 2).

Puis, nous **déterminerons le contexte géodynamique de leur formation** en nous appuyant sur le document 1.

Ce qu'on attend comme résultat : On s'attend à **observer des roches différentes (composition minéralogie et texture)** suivant les contextes géodynamiques étudiés, des roches typiques d'un contexte géodynamique de divergence (expansion) et des roches typiques de convergence (subduction ou collision).

ETAPE 3 : COMMUNIQUER SES OBSERVATIONS

Roches proposées		Roche A	Roche B	Roche C	Roche D
Minéraux présents	A l'œil nu	Roche mélanocrate : Cristaux sombres très petits (ou non visibles) et dispersés. Vacuoles présentes dans une pâte sombre qui ne brille pas (verre)	Roche mélanocrate : sombre, cristaux visibles de taille moyenne à grande.	Roche leucocrate : Cristaux de grande taille dans une roche plutôt claire.	Roche leucocrate : Roche plus claire que le basalte (mais plus sombre que le granite), cristaux de petite taille. Vacuoles .
	Au microscope (LPA)	Minéral de couleurs vives, rouge, bleu, orange : olivine Minéraux jaune, orange, plusieurs teintes ternes séparées par une maclé : pyroxène Nombreux microlites (cristaux en baguettes) et cristaux de feldspaths (clairs à blancs) Verre (éteint)	Minéral blanc à noir à maclé en code barre : feldspath plagioclase . Minéral avec teintes jaune orangé, couleurs ternes, à petites fractures : pyroxène .	Minéraux clairs à blancs rectangulaires à maclé : feldspaths plagioclases Minéraux blancs sales à extinction roulante : quartz . Brun foncé en LPNA, teintes vives brunes en LPA : biotite .	Minéraux blancs en microlites majoritairement : feldspaths plagioclases . Quelques minéraux bruns à gris de reliefs moyens et rares à fractures : pyroxènes Quelques minéraux brun foncé en LPNA, couleurs vives en LPA : biotite Quelques minéraux à fort relief bruns à clairs, couleurs vives : amphiboles Verre (éteint)
Exemple de lame mince observée en LPNA (lumière polarisée non analysée)					
Exemple de lame mince observée en LPA (lumière polarisée analysée)					
Texture de la roche		Microlitique	Grenue	Grenue	Microlitique
Lieu de mise en place		En surface (refroidissement rapide), équivalent volcanique du gabbro	En profondeur (refroidissement lent), roche plutonique	En profondeur (refroidissement lent), roche plutonique	En surface (équivalent volcanique du granite)
Roche identifiée		Basalte	Gabbro	Granite	Andésite
Contexte géodynamique de formation		Contexte de divergence (dorsales océaniques)		Contexte de convergence (zone de collision)	Contexte de convergence (zones de subduction)

ETAPE 4 : EXPLOITER LES RESULTATS OBTENUS

Exploiter les résultats pour identifier les roches caractéristiques des zones de convergence et des zones de divergence.

Nous voyons que la **roche A** est constituée de minéraux comme l'**olivine** et le **pyroxène**, avec une **texture microlitique**. La composition minéralogique, d'après le document 2, correspond à une **composition faible en silice (entre 45 et 53%)**. La roche A est donc soit un basalte, soit un gabbro.

De plus, on sait que cette texture microlitique se forme dans des **conditions rapides de refroidissement de magma**. On en déduit que cette roche s'est formée **en surface**, il s'agit donc d'une **roche magmatique volcanique**. On en conclut que la **roche A est un basalte**, formé, d'après le document 1, dans un **contexte géodynamique de divergence lithosphérique, en expansion**.

Pour la **roche B**, la composition minéralogique est la même que celle de la roche A mais la texture est une **texture grenue**, caractéristique de **conditions de refroidissement lent** du magma, donc en **profondeur**. La roche est une **roche plutonique**. On en conclut que la **roche B** est un échantillon de **gabbro**, formé, d'après le document 1, dans un **contexte géodynamique de divergence lithosphérique, en expansion**.

Pour la **roche C**, on voit qu'elle est constituée de **quartz, feldspaths** et de **biotite**, cela correspond à une **roche riche en silice**, expliquant sa **couleur claire, leucocrate**. Il peut donc s'agir soit d'un échantillon de rhyolite, soit d'un échantillon de granite. La texture de la roche C est une **texture grenue**, caractéristique de **conditions de refroidissement lent**, donc en **profondeur**. On en déduit que la **roche C** est une **roche magmatique plutonique**. On peut ainsi en conclure que **la roche C est du granite**, formé, d'après le document 1, dans un **contexte géodynamique profond de convergence lithosphérique, soit en collision, soit en subduction**.

Enfin pour la **roche D**, on constate qu'elle est composée majoritairement de **feldspaths plagioclases**, de **verre** et de quelques **biotites** ou **amphiboles**. Cette composition minéralogique correspond à des **roches moyennement riches en silice, entre 53 et 66% de SiO₂**, comme des andésites (roches volcaniques) ou des diorites (roches plutoniques). La texture de la roche D est une **texture microlitique**, caractéristique d'un **refroidissement rapide en surface**, donc de **roches volcaniques**. On peut ainsi conclure que la **roche D** est une **andésite**, formée, d'après le document 1, dans un **contexte géodynamique de convergence lithosphérique de subduction**.

Enfin, nous pouvons en conclure que suivant les contextes géodynamiques, on ne retrouve pas les mêmes types de roches. On peut ainsi facilement déterminer dans quelle zone nous nous trouvons en déterminant la nature des roches présentes dans un lieu. Si on observe du basalte ou du gabbro on sera en contexte de divergence mais si on observe du granite ou de l'andésite on sera en contexte de convergence.

- Les dorsales sont des frontières divergentes (=qui s'éloignent). Elles sont caractérisées par un fort flux géothermique (lié au magmatisme) ainsi qu'une sismicité superficielle (<35 km) et de faible magnitude. Les roches magmatiques formées sont des basaltes et des gabbros
- Les chaînes de montagnes (collision) et les fosses océaniques (subduction) sont des frontières convergentes
- Les fosses se caractérisent par :
 - Une disposition des foyers sismiques le long d'un plan correspondant à une plaque plongeante (on parle de subduction), allant jusqu'à 700 km de profondeur et de magnitude parfois élevée ;
 - Des volcans explosifs alignés parallèlement à la fosse (arc insulaire ou cordillère) au niveau desquels le flux géothermique est élevé (alors qu'il est faible à l'aplomb de la fosse)
 - Des roches magmatiques claires : diorites (plutoniques) et andésites (issues d'un volcanisme explosif).
- Les chaînes de montagnes issues de collision entre deux plaques produisent elles aussi des roches magmatiques claires : des granites.

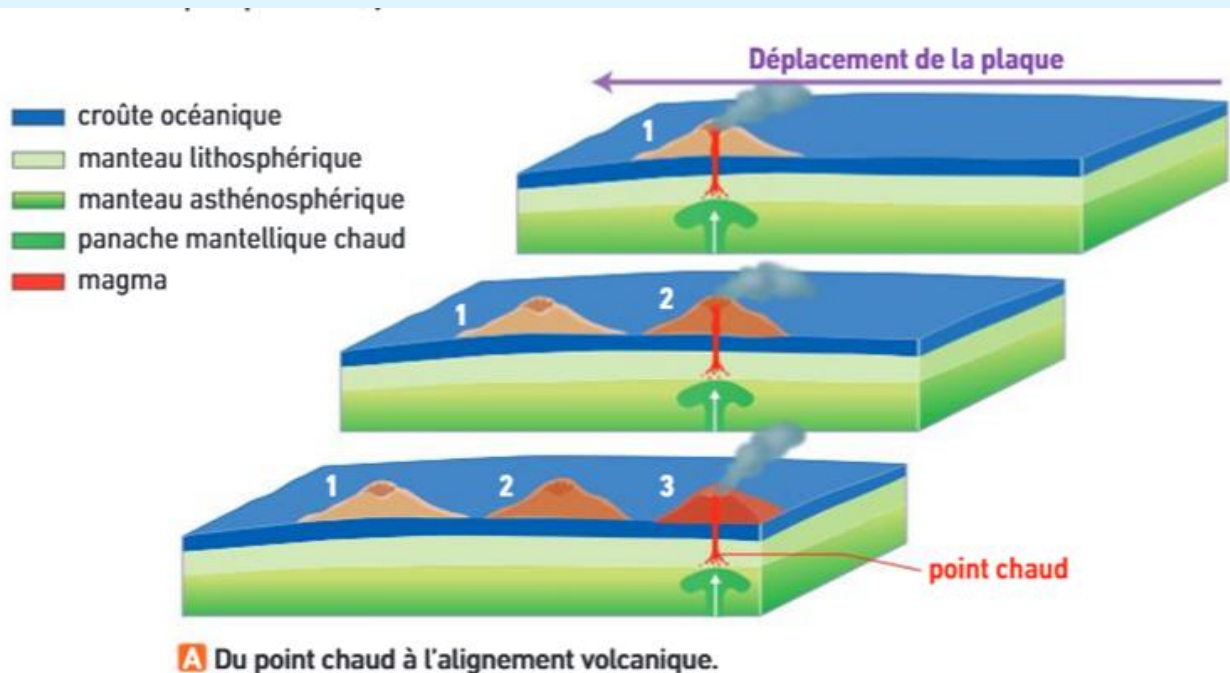
2. Mesurer les déplacements actuels des plaques

Activité 5 : mise en évidence de la mobilité des plaques

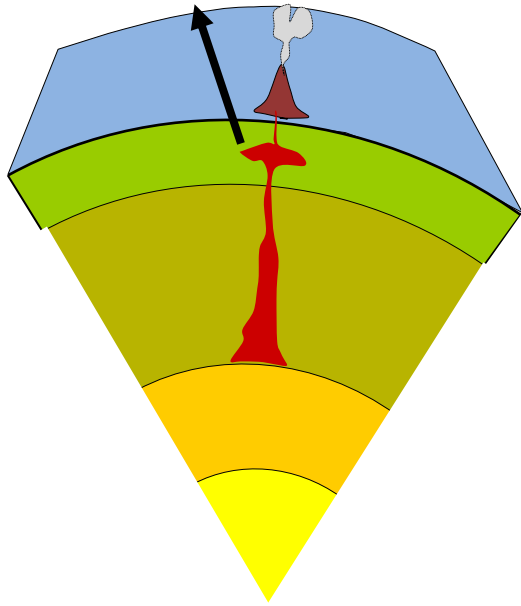
Différentes techniques et données scientifiques ont permis, au cours du XXème siècle, de démontrer que les plaques lithosphériques se déplacent à la surface de la Terre. On dit qu'elles sont mobiles horizontalement. Il existe deux types de mouvement : la divergence et la convergence, caractérisés, par exemple, par la nature des roches présentes à la frontière des plaques.

On cherche à mettre en évidence les mouvements horizontaux de la lithosphère grâce à différents indices géologiques

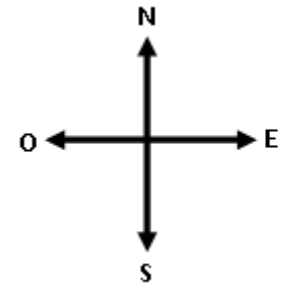
Partie A – Mise en évidence le déplacement d'une plaque sur plusieurs millions d'années grâce au volcanisme de point chaud

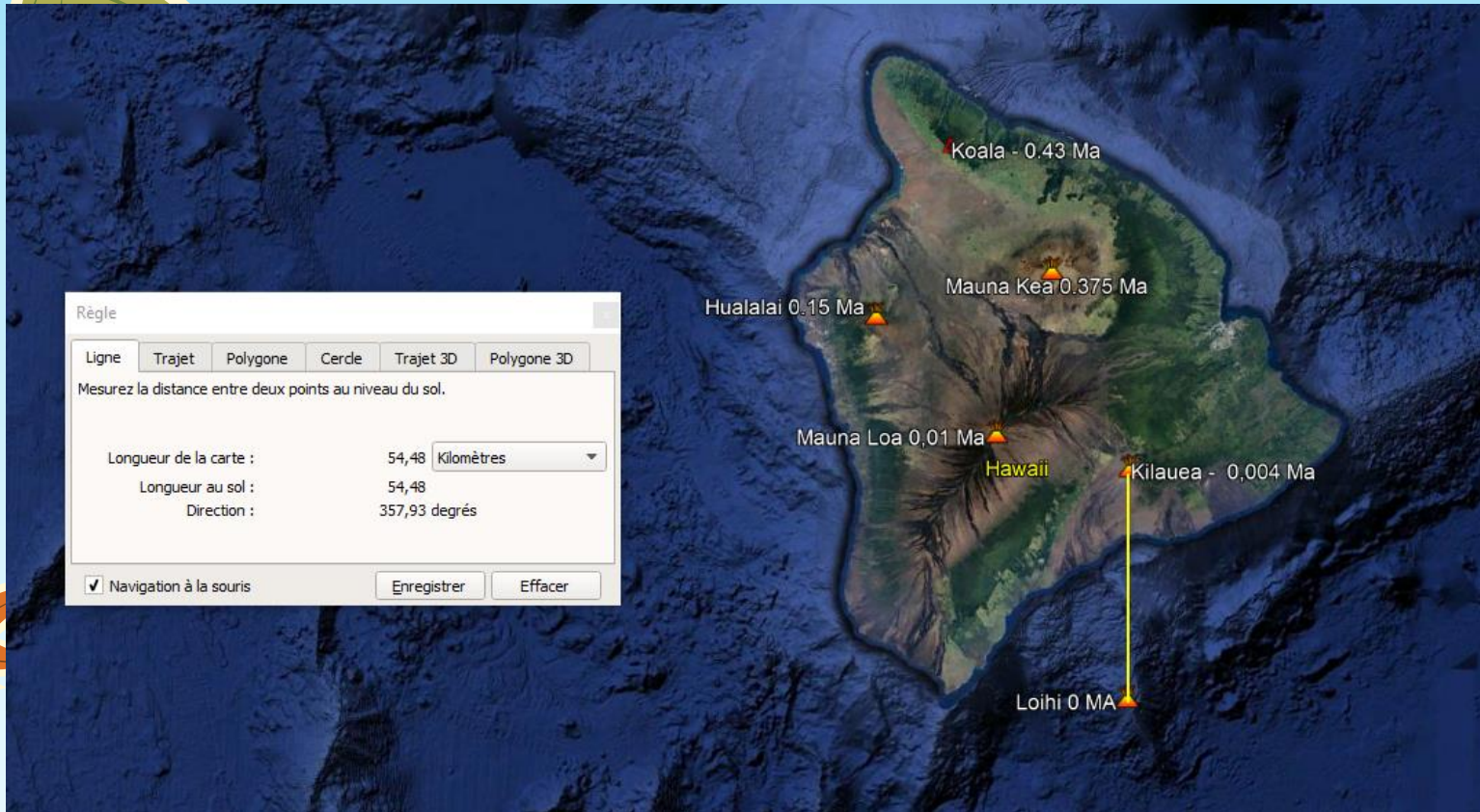


Un point chaud est une source de magma due à une remontée de manteau anormalement chaud (par mouvement de convection et à l'état solide du manteau) et qui entre en fusion avant d'atteindre la surface. Le point chaud est considéré comme fixe par rapport aux plaques lithosphériques. Actuellement il est situé sous le Kilauea mais un nouveau volcan est apparu, le Loihi.



Si la plaque lithosphérique située au-dessus du point chaud est mobile, le volcan actif finira par ne plus être à la verticale du point chaud : il s'éteindra, tandis qu'un autre se formera un peu plus loin, juste à la verticale du manteau chaud. Ainsi, les points chauds construisent peu à peu des alignements d'îles volcaniques, dont une seule est active.

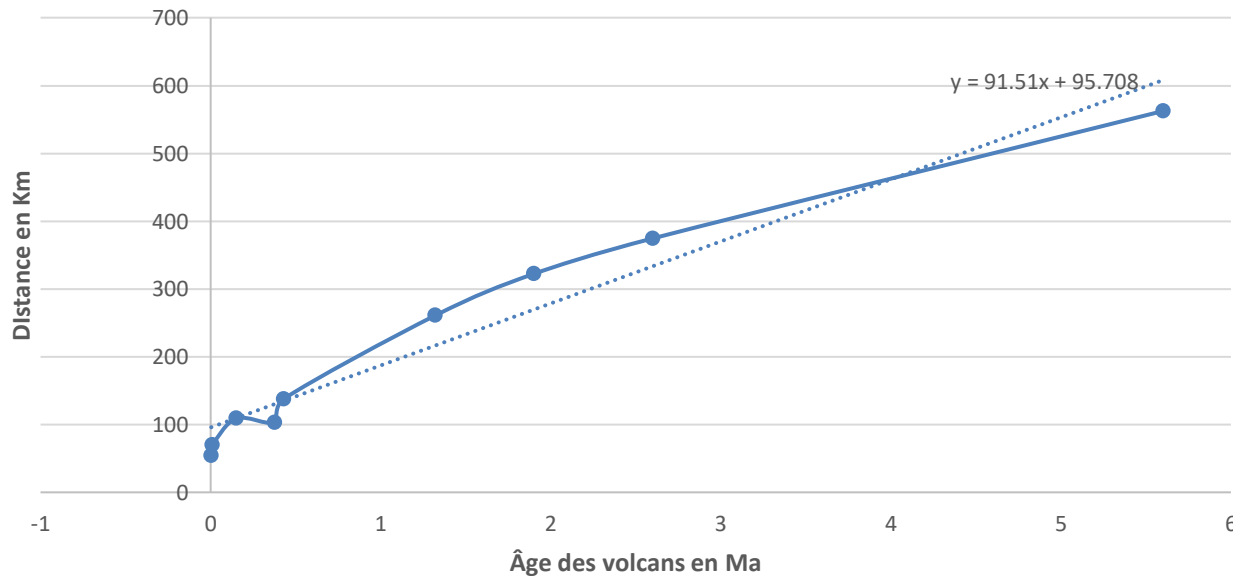




Exemple de mesure entre le volcan Loihi et le Kilauea. Ici 54.48 Km pour un âge de 0.004 Ma.

Noms des édifices volcaniques	Age (Ma)	Distance (km)
Kilauea	0.004	54.44
Mauna Loa	0.01	69.87
Hualalai	0.15	109.22
Mauna Kea	0.375	103.11
Koala	0.43	138.08
West Maui	1.32	260.98
Molokai	1.9	322.38
Koolau	2.6	374.62
Kawaikini	5.6	562.39

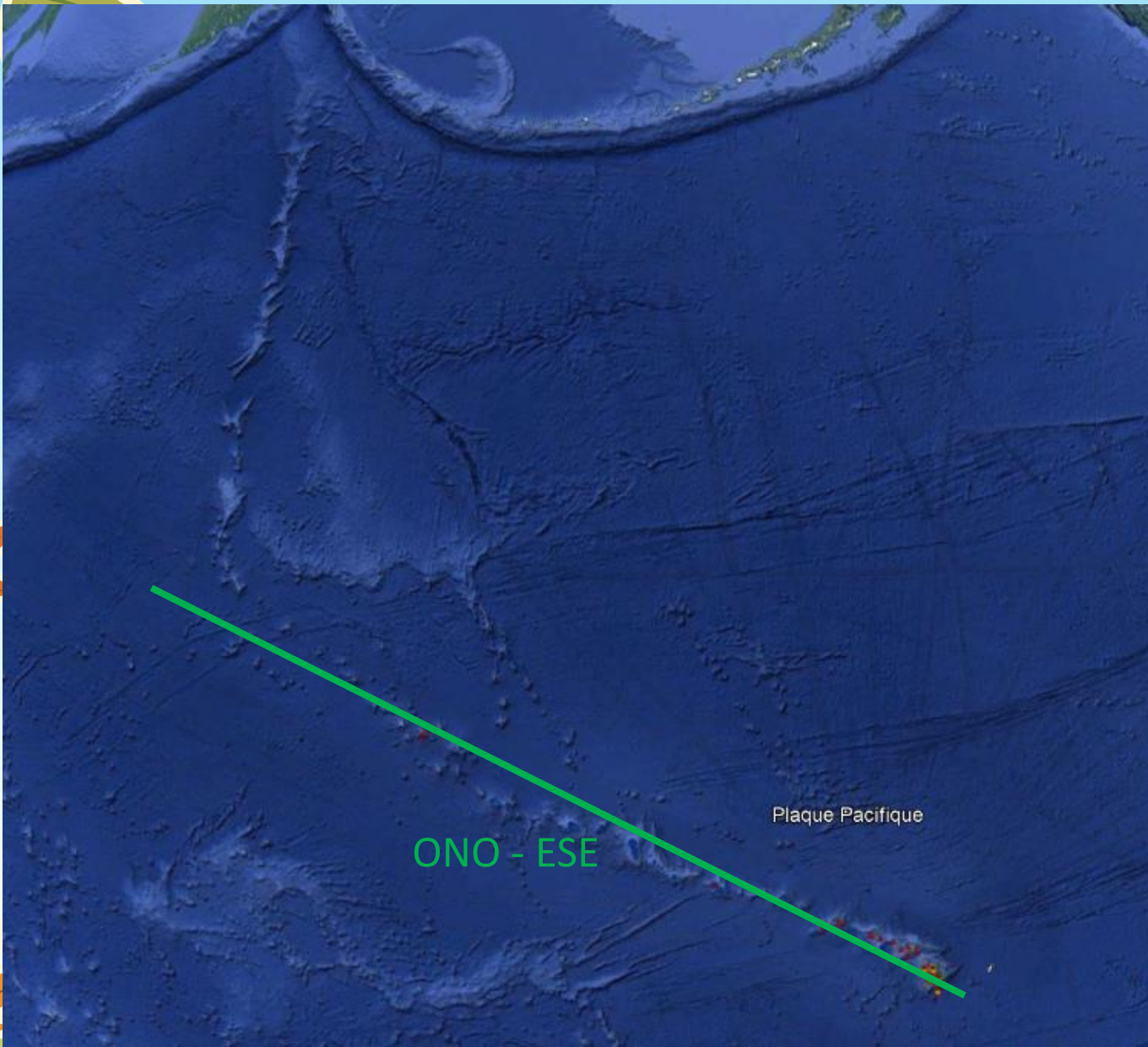
Distance des volcans par rapport au Lohi en fonction de leur âge



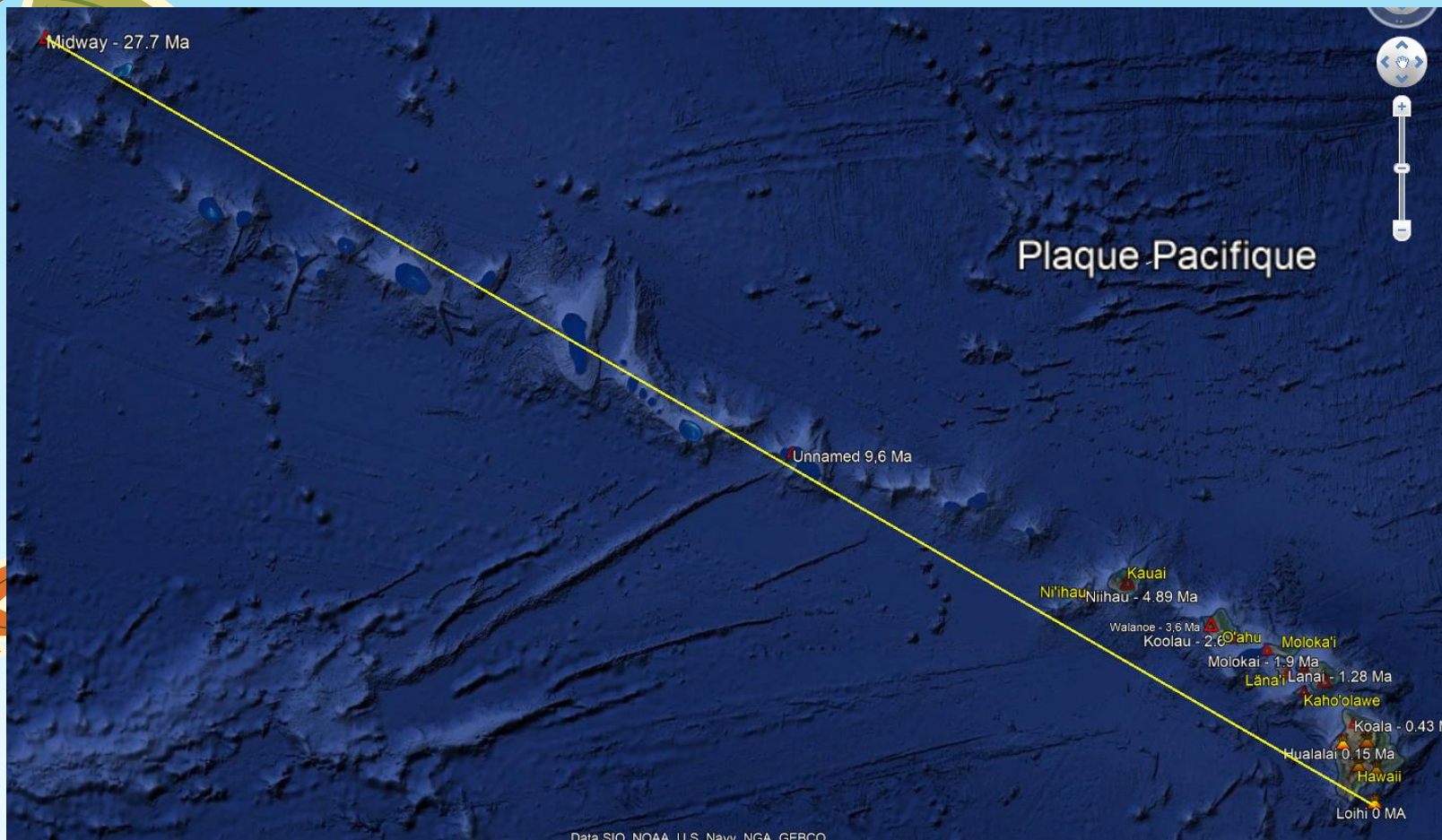
La pente indique la vitesse de déplacement en km/Ma soit :

$$V = 91,51 \text{ km/Ma}$$

$$V = 9,15 \text{ cm/an}$$

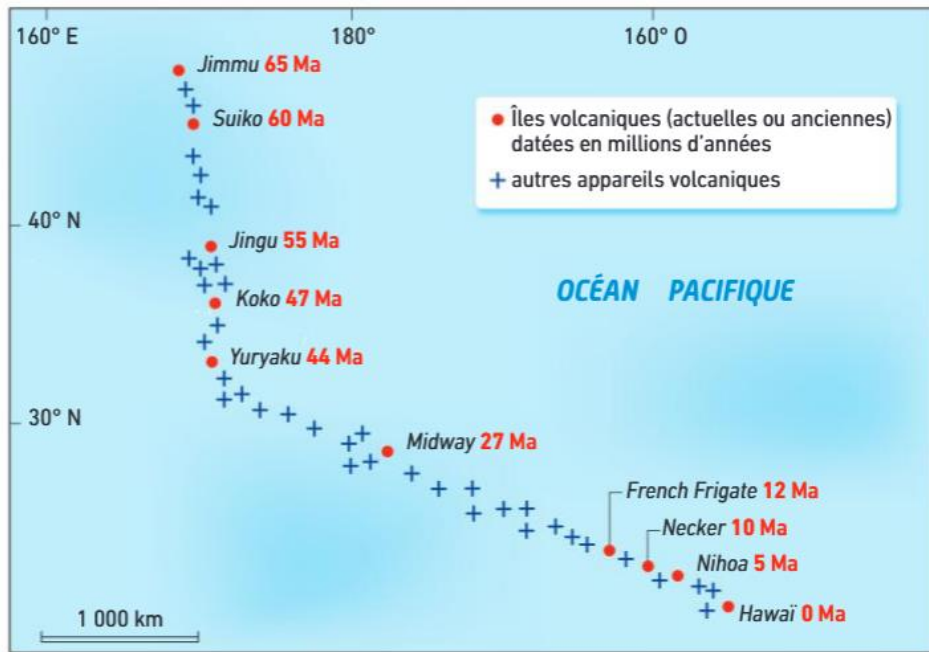


Sur Google Earth, on observe que ces **édifices volcaniques** sont répartis sur une **ligne ONO-ESE**, les plus vieux étant vers l'ouest. On en déduit que **la plaque se déplace vers l'ouest-nord-ouest depuis 5,6 Ma.**



Le **volcan de l'îlot Midway à 27,7 Ma** et est situé à **2474 km environ du Kilauea**.
 On peut en déduire la **vitesse moyenne de la plaque** pour cette période :
 $V = D/T = 2474/27,7 = 89,31 \text{ km/Ma}$
 Soit : **8,9 cm/an**.

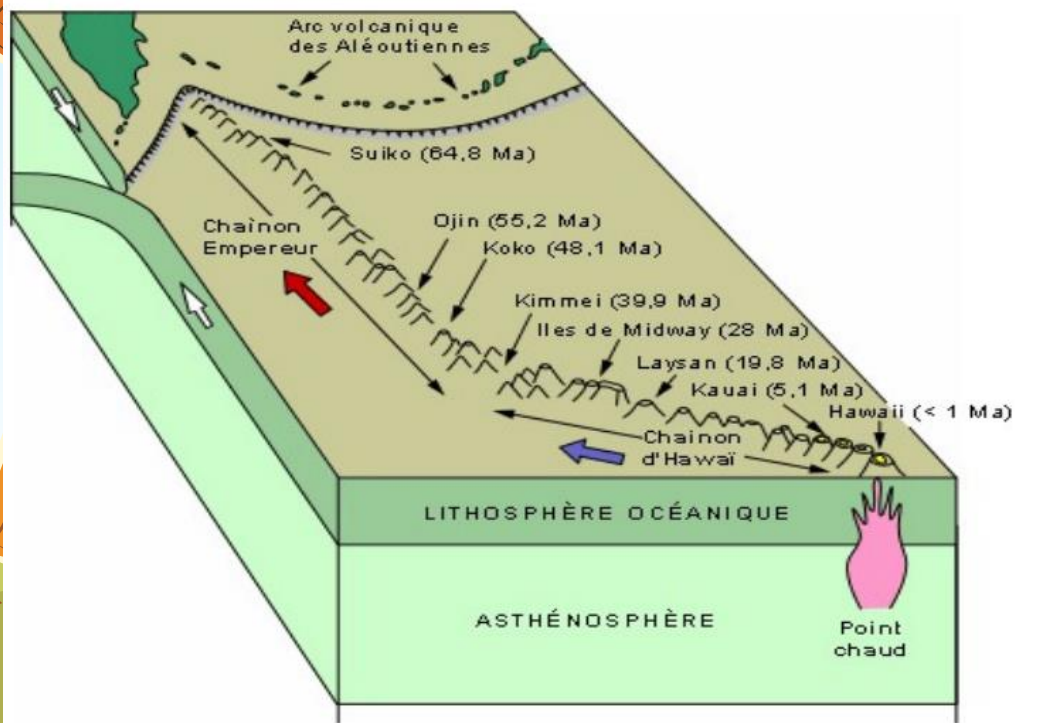
On peut en déduire que **la vitesse de la plaque a un peu varié sur 27,7 Ma**.



Quand on observe la répartition des édifices volcaniques de l'archipel, on observe 2 chaînons :

- Le chaînon d'Hawaï sur une ligne ONO-ESE montrant un déplacement récent vers l'ONO ;
- Le chaînon de l'Empereur sur une ligne N-S avec des édifices de plus en plus vieux vers le Nord.

On en déduit que la **plaque Pacifique** s'est d'abord déplacée vers le Nord entre 64,8 Ma et 39,9 Ma (donnant naissance au chaînon de l'Empereur) pour ensuite changer de direction (et donner naissance au chaînon d'Hawaï).



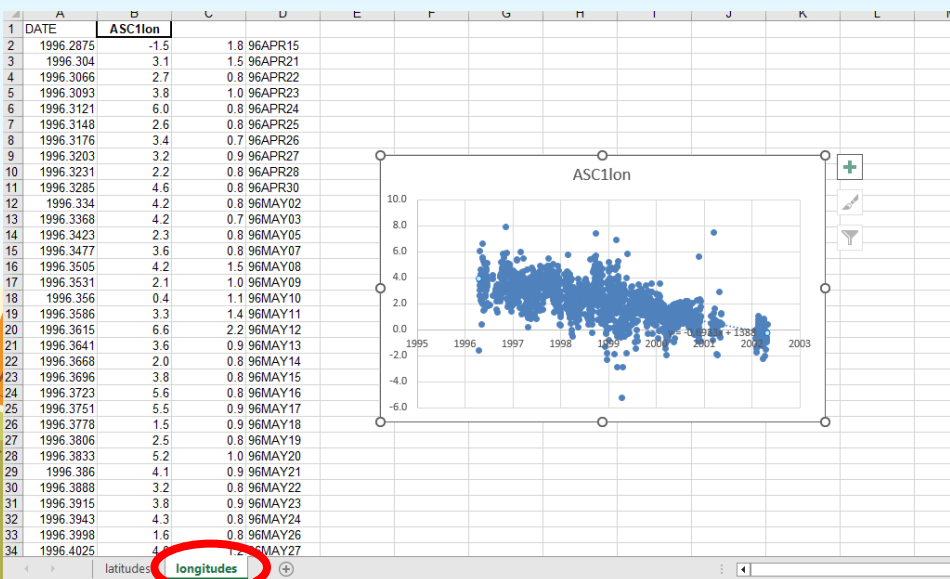
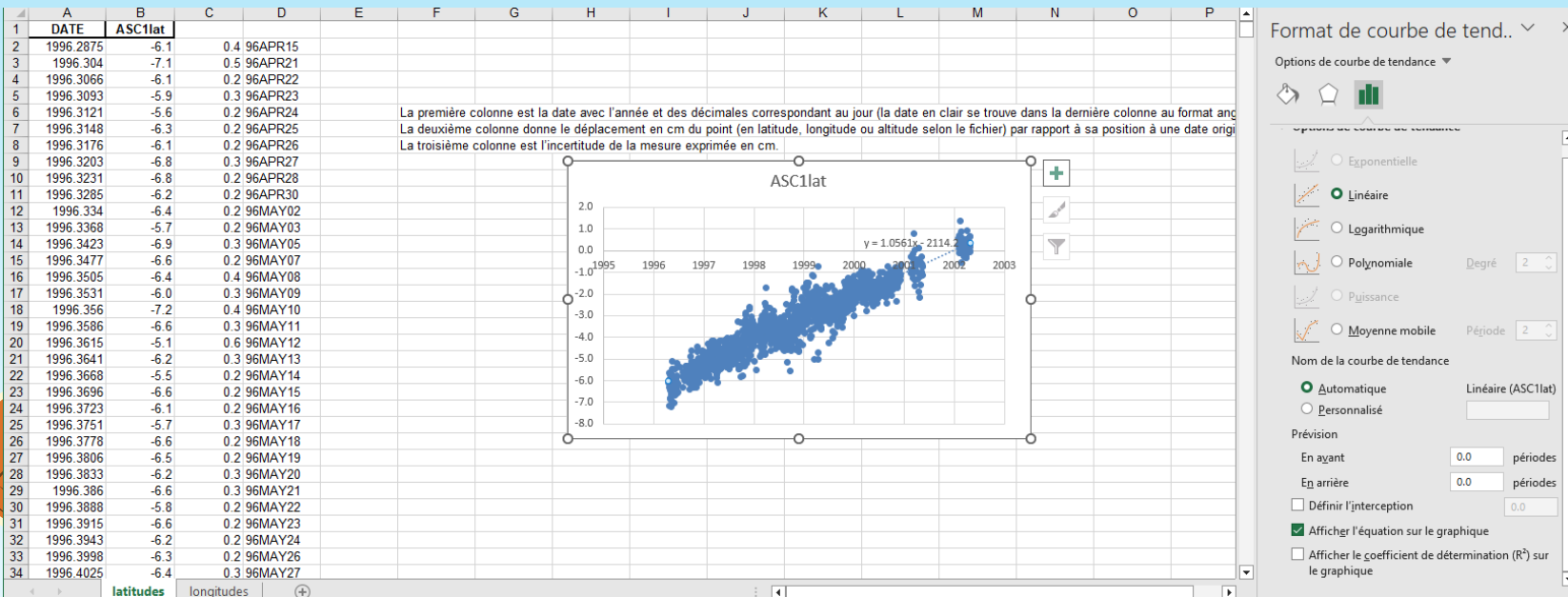
Partie B – Mesurer les déplacements actuels des plaques grâce à la géodésie spatiale

Exemple de réalisation du protocole avec la station ASC1


On sélectionne l'ensemble des données des deux premières colonnes en **cliquant sur A puis B (gardez la touche ctrl enfoncée)**

On insère un graphique de type **nuage de points**

On ajoute une **courbe de tendance** (clic droit sur le graphique), on sélectionne **linéaire** et **cocher afficher l'équation sur le graphique**



On recommence le même travail avec l'onglet longitude

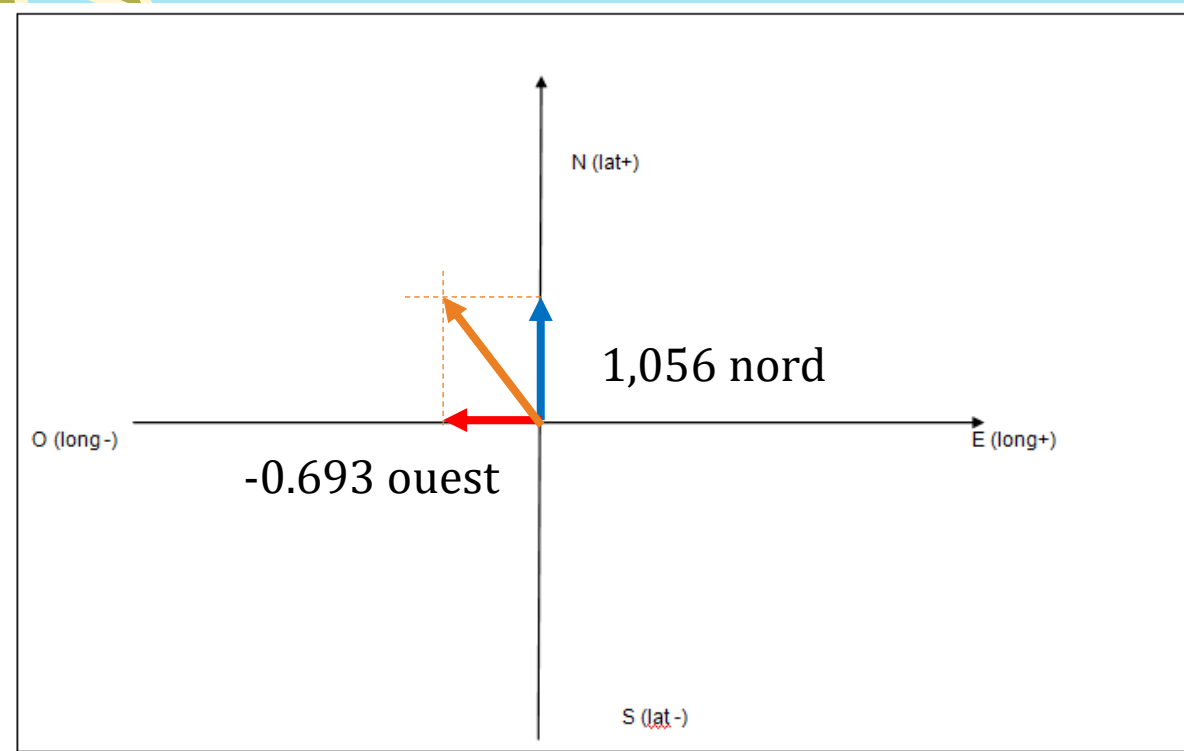


On obtient donc pour la station ASC1 une vitesse en latitude de **1.0561 cm/an** et en longitude de **-0.6933 cm/an**

La vitesse de déplacement est obtenue en latitude d'une part et en longitude d'autre part, et le sens du déplacement est donné par le signe du coefficient directeur

- pour les **latitudes** :
 - si la valeur est précédée du signe "-" ($a < 0$) il s'agit d'un **déplacement vers le sud** (la pente de la droite est donc négative)
 - s'il n'y a pas de signe avant le chiffre ($a > 0$), il s'agit d'un **déplacement vers le nord**. (la pente de la droite est donc positive)
- pour les **longitudes** :
 - si $a < 0$, il s'agit d'un **déplacement vers l'ouest** (la pente de la droite est donc négative)
 - si $a > 0$, il s'agit d'un **déplacement vers l'est** (la pente de la droite est donc positive)

On en déduit un déplacement vers le **nord - ouest** de la station ASC1

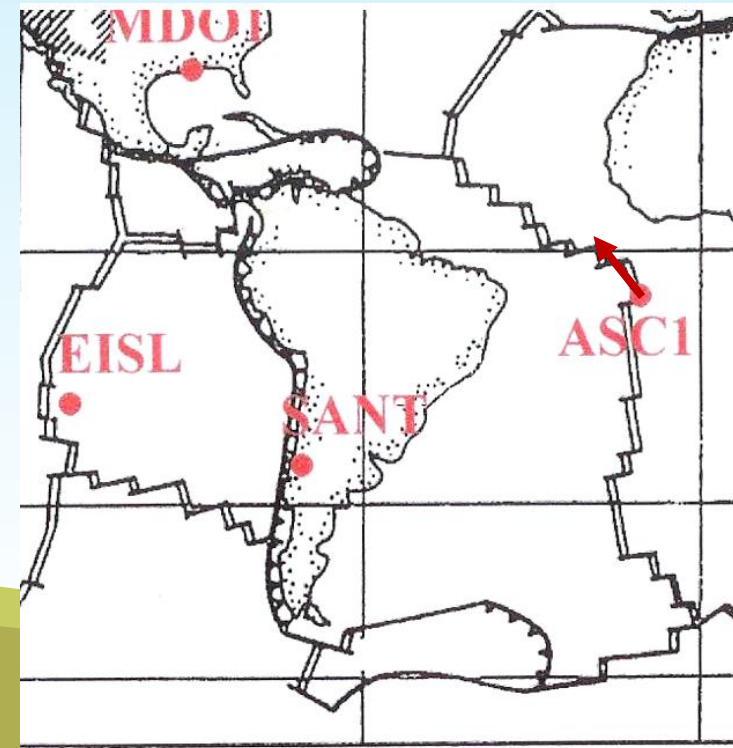


D'après le théorème de Pythagore :

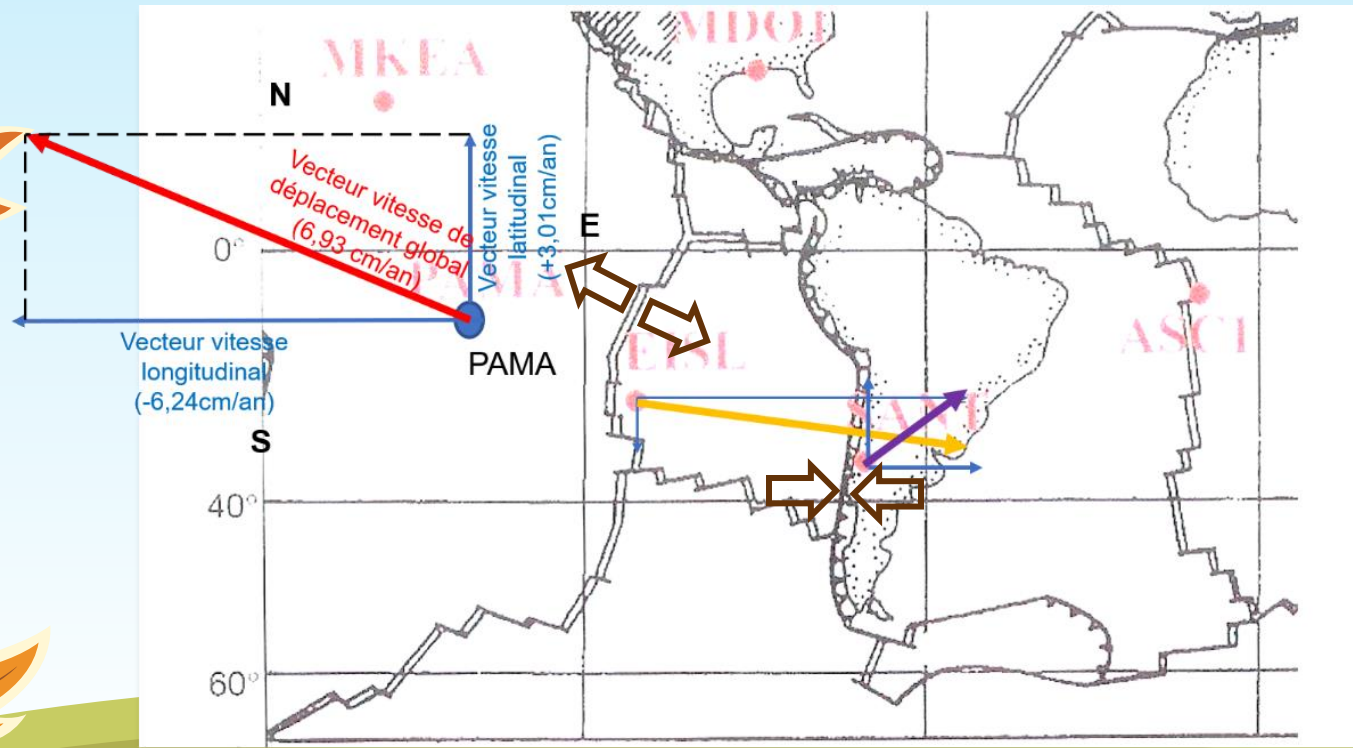
$$V = \sqrt{1.056^2 + 0.693^2} = 1.263 \text{ cm/an}$$

*On peut également le mesurer graphiquement
(mais ce n'est pas très précis)*

Il reste à reporter ce vecteur sur la carte à l'endroit de la station ASC1 en respectant l'échelle de 1cm pour 2cm/an



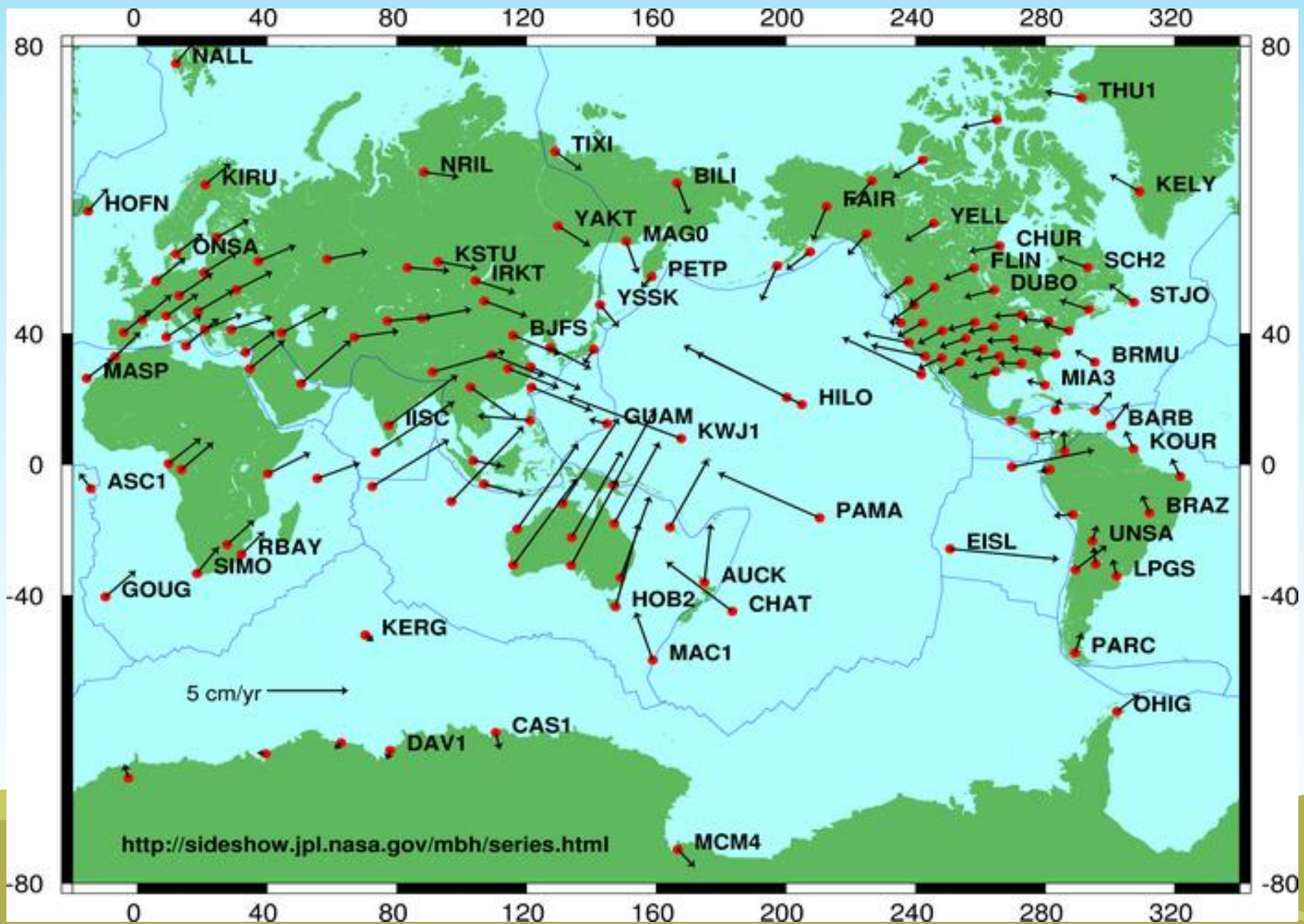
	Déplacement en latitude : direction et vitesse (en cm/an)	Déplacement en longitude : direction et vitesse (en cm/an)	Déplacement global (en cm/an) (calcul d'après le théorème de Pythagore)	Direction de déplacement global
EISL	-0,7 cm/an (vers le Sud)	+6,55 cm/an (vers l'est)	6,59 cm/an	Sud-Est
PAMA	+3,01 cm/an (vers le Nord)	-6,24 cm/an (vers l'ouest)	6,93 cm/an	Nord-Ouest
SANT	+1,59 cm/an (vers le Nord)	+ 1,94 cm/an (vers l'est)	2,5 cm/an	Nord-Est



Quand on reporte ces vecteurs sur la carte, on observe que les stations EISL et PAMA situées de part et d'autre d'une dorsale s'éloignent (mouvement de divergence). Ces résultats confirment ce que l'on a vu dans la partie A et sont en accord avec l'idée que les dorsales sont créatrices de croûte océanique ce qui entraîne l'éloignement des stations.

En revanche, les stations EISL et SANT situées d'un même côté d'une dorsale, EISL est deux fois plus rapide que SANT dont elle se rapproche. Ces résultats confirment ce que l'on a vu dans la partie A : mouvement de rapprochement de plaques, frontière convergente d'une zone de subduction).

LA GÉODÉSIE SPATIALE

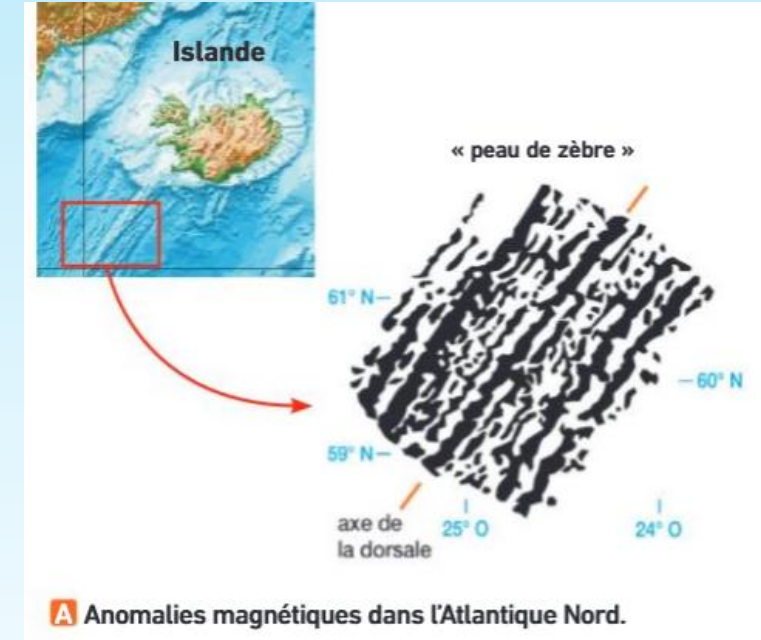


3. Mesurer les déplacements anciens des plaques

TD: mise en évidence de la divergence des plaques

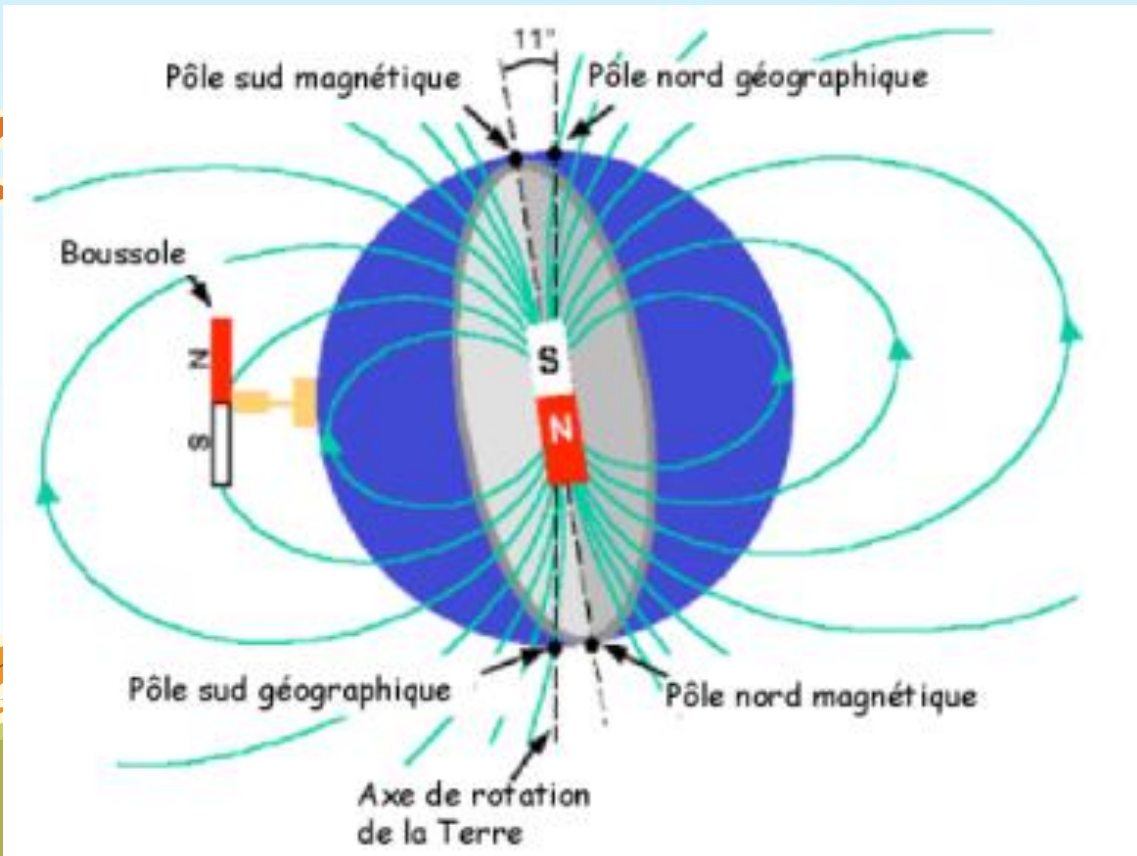
Partie A : champ magnétique terrestre et divergence des plaques

A la fin des années 1950, des mesures du champ magnétique sont réalisées en mer à l'aide de magnétomètres embarqués sur des navires océanographiques. Les intensités mesurées de ce champ sont soit légèrement plus fortes (anomalies positives), soit légèrement plus faibles (anomalies négatives) que la valeur théorique moyenne attendue. La cartographie de ces anomalies dessine un profil que les scientifiques ont appelé « peau de zèbre » (cf. document ci-contre) Ces profils sont restés incompris jusqu'en 1963



Document 1 : le champ magnétique terrestre

On peut mesurer la direction du champ magnétique terrestre avec une boussole ; son aiguille aimantée s'oriente parallèlement au champ magnétique local. En première approximation, le champ magnétique terrestre est assimilé au champ créé par un aimant droit placé au centre de la Terre constituées de deux pôles Nord et Sud peu distants des deux pôles géographiques respectifs. Il est alors possible d'évaluer la valeur du magnétisme en chaque point du globe en fonction de sa position.



Interview de Patrick Cordier,
chercheur en physique des matériaux

.....

Les roches magmatiques possèdent leur propre aimantation. Elles contiennent en effet des minéraux (comme la magnétite) qui acquièrent une aimantation en dessous d'une certaine température, dite de Curie (585 °C pour la magnétite). Prenons l'exemple d'un magma basaltique, émis à une température de 900-1 000 °C. Au cours de son refroidissement, vers 585 °C, les cristaux de magnétite acquièrent leur propre aimantation, à l'origine d'un champ magnétique, qui s'oriente selon la direction du champ magnétique terrestre ambiant. Or à cette température, le basalte est déjà solidifié. Les minéraux aimantés ne peuvent donc plus bouger les uns par rapport aux autres. Le basalte a ainsi « enregistré » la direction et le sens du champ magnétique terrestre contemporain lors de son refroidissement.

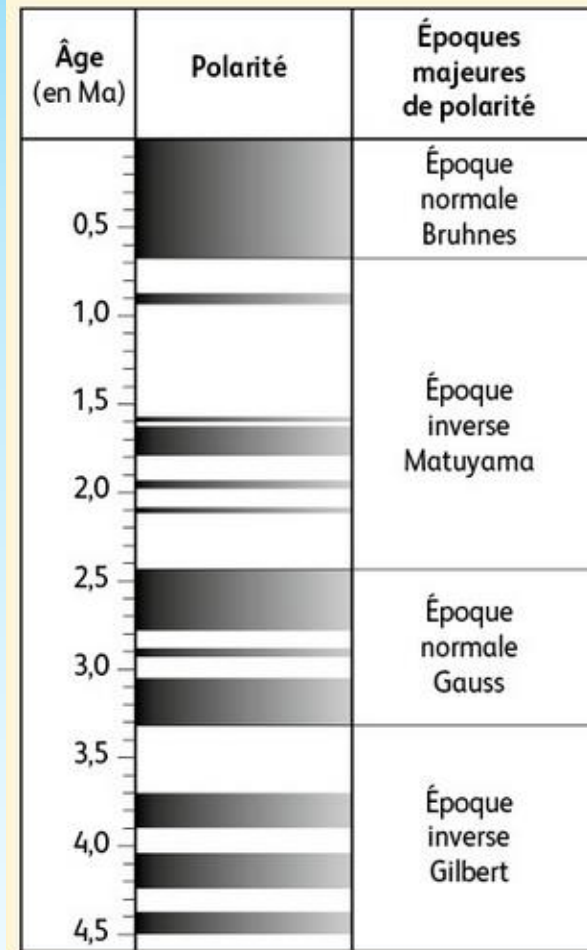
A l'aide du document 1 **proposer une explication** à la présence d'un champ magnétique dans un échantillon de roche.

À l'aide du **document 1**, on comprend qu'une roche, comme le basalte, contenant des minéraux particuliers peut garder en mémoire les caractères du magnétisme terrestre du lieu et de l'époque de sa formation. Les caractéristiques de ce magnétisme fossile sont mesurables et peuvent être exploitées

Document 2 : les inversions magnétiques

Au début du xx^e siècle, en mesurant le champ magnétique « fossilisé » dans des coulées de laves superposées, Bernard Brunhes a montré que le champ magnétique terrestre avait subi des inversions au cours des temps géologiques : aujourd'hui le pôle Nord magnétique est proche du pôle Nord géographique (polarité dite « normale ») ; à d'autres périodes en revanche, il était proche du pôle Sud géographique (polarité dite « inverse »). Chaque inversion du champ magnétique a pu être datée avec précision par radiochronologie*.

A l'aide du document 2, **expliquer** l'existence des anomalies magnétiques enregistrées en mer.



■ Période normale, dont le champ magnétique et de même direction et de même sens que l'actuel.

□ Période inverse, dont le champ magnétique est orienté de façon inverse au champ actuel.

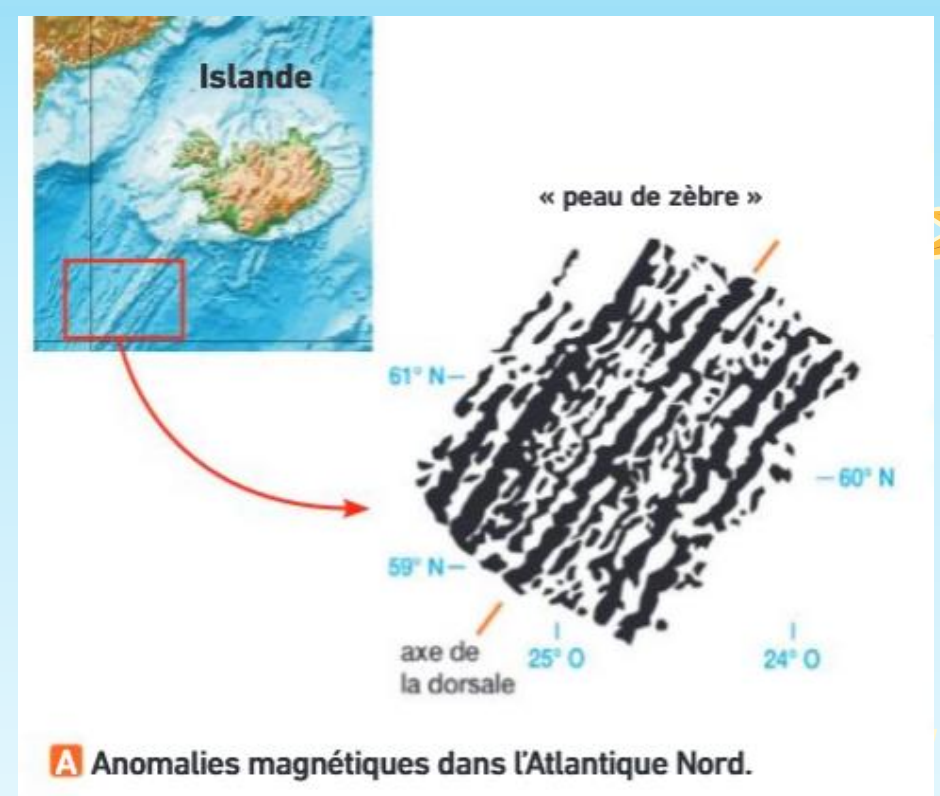
Le **document 2** montre l'existence d'inversions successives du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques et la datation de ces inversions

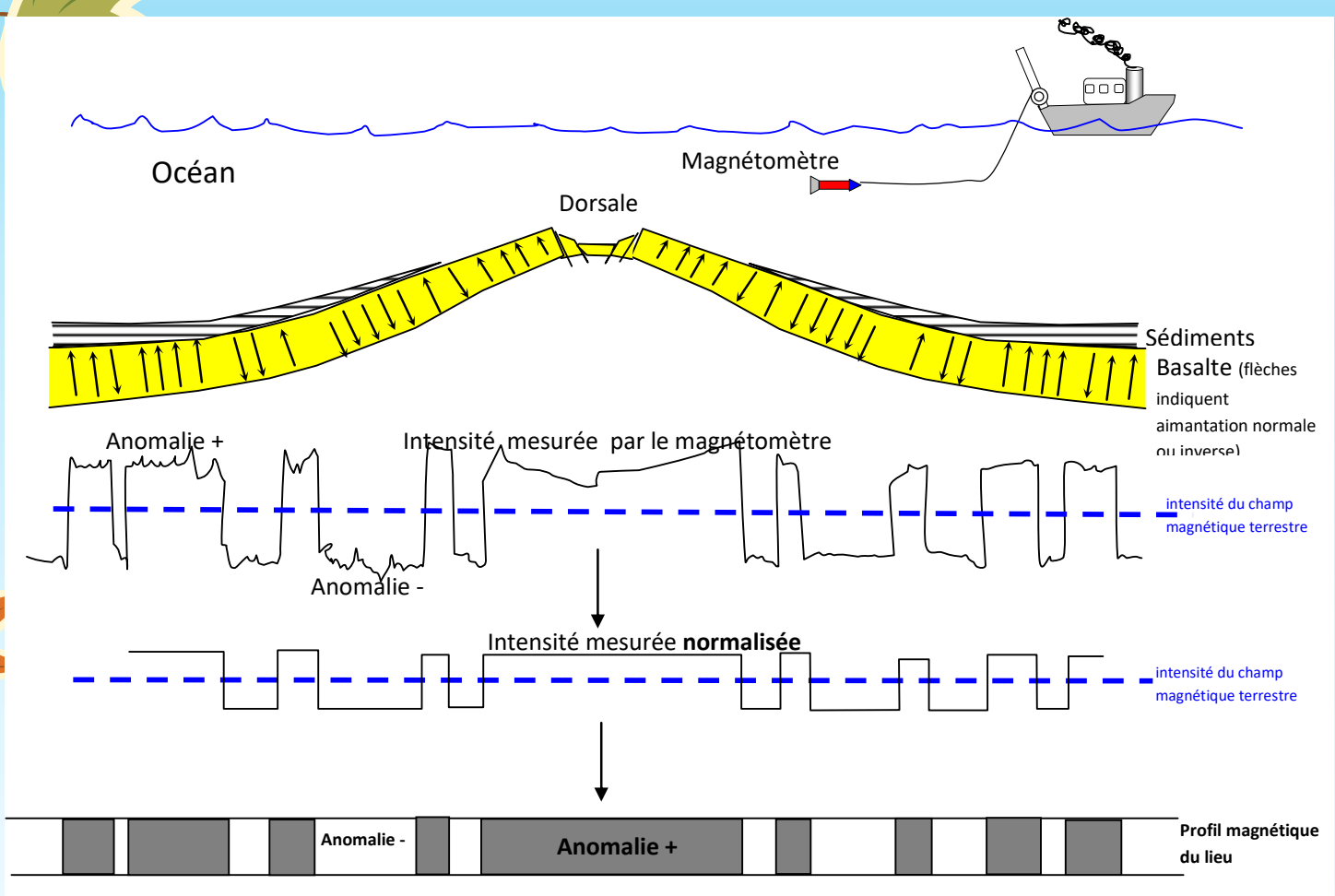
L'étude de basaltes d'âges différents a montré que le champ magnétique peut présenter des sens inversés: aujourd'hui le "pôle nord magnétique" est proche du pôle nord géographique (polarité normale) tandis qu'à d'autres périodes il était proche du pôle sud géographique (polarité inverse); **le champ magnétique terrestre s'est donc inversé de nombreuses fois au cours des temps géologiques.**

La présence d'anomalies magnétiques enregistrées au fond des océans est à relier avec la mise en évidence d'inversions du champ magnétique au cours des temps géologiques et l'existence dans les basaltes (les aimants dans le modèle) d'un magnétisme fossile.

Une anomalie positive (en noir) s'explique par une période où le champ magnétique actuel est dans le même sens que le champ paléomagnétique (même polarité).

Une anomalie négative (en blanc) s'explique par la présence d'un champ paléo-magnétique de polarité inverse au champ actuel.





Les périodes caractérisées par un champ magnétique orienté dans le même sens qu'actuellement sont dites « normales » et représentées en noir alors que les périodes dites « inverses » sont représentées en blanc.

On constate une symétrie de la répartition des bandes d'anomalies magnétiques par rapport à l'axe de la dorsale.

Document 3 : l'expansion océanique

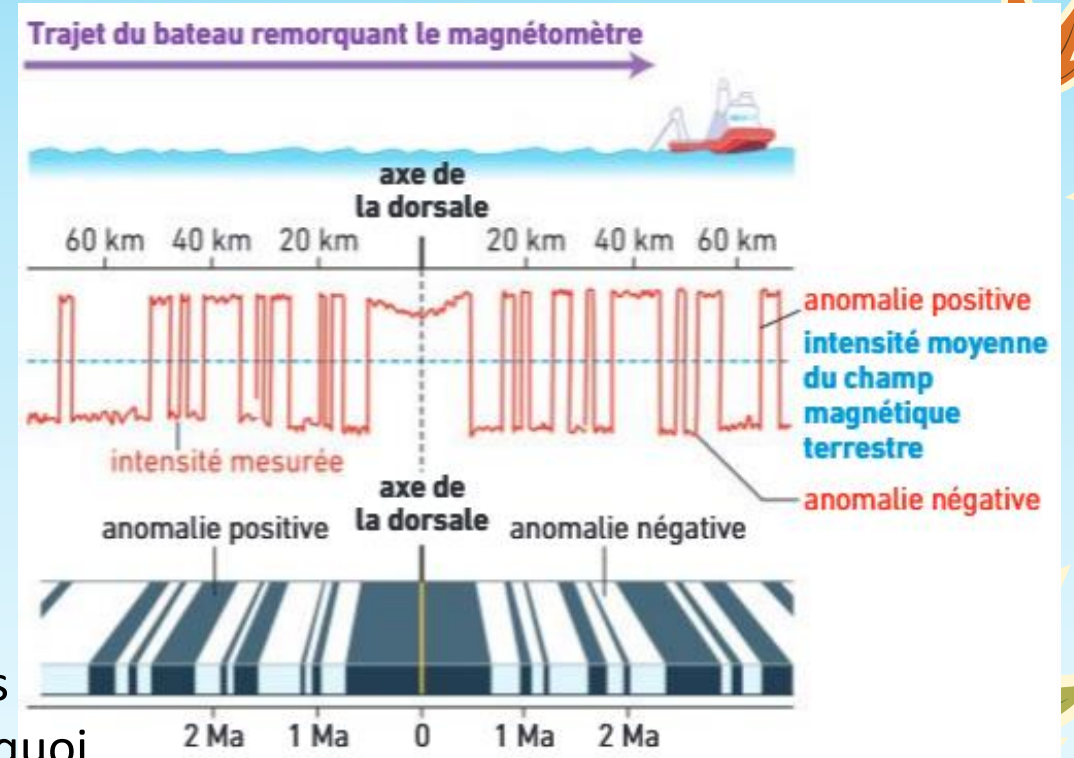
En 1963, Fred VINE et Drumond MATTHEWS émettent l'hypothèse que la « peau de zèbre » est la projection horizontale sur le fond des océans de l'échelle des inversions magnétiques.

Les deux chercheurs suggèrent que **chaque bande d'anomalie magnétique est due à l'aimantation acquise par les basaltes** et imaginent **qu'en s'écartant de part et d'autre de la dorsale, ces basaltes conservent leur aimantation.**

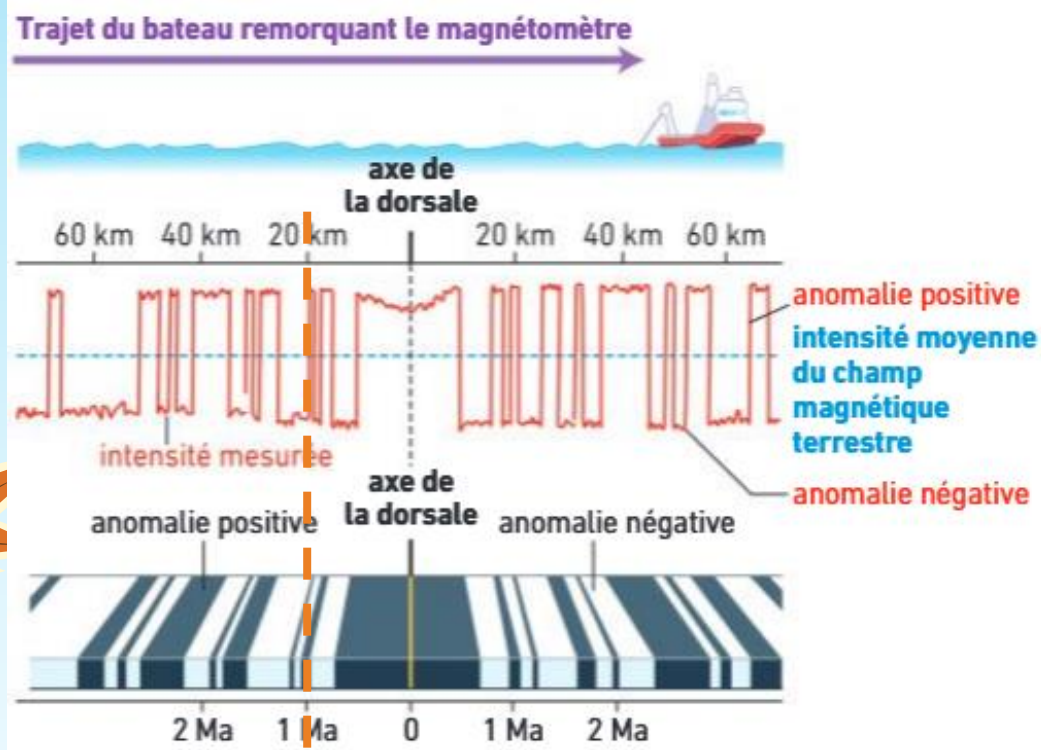
A l'aide du document 3, **expliquez** la symétrie des anomalies magnétiques de part et d'autre de la dorsale et montrez en quoi ces données ont apporté un argument majeur en faveur d'une expansion océanique au niveau des dorsales.

La mise en place des basaltes dans l'axe de la dorsale par magmatisme enregistre l'aimantation qui existait lors de leur formation. L'écartement de ces basaltes de manière symétrique est à l'origine de notre observation de la répartition de ces bandes d'anomalies magnétiques.

Cette répartition ne peut s'expliquer que par un écartement des basaltes de part et d'autre de la dorsale, c'est donc une preuve de l'expansion du fond océanique.



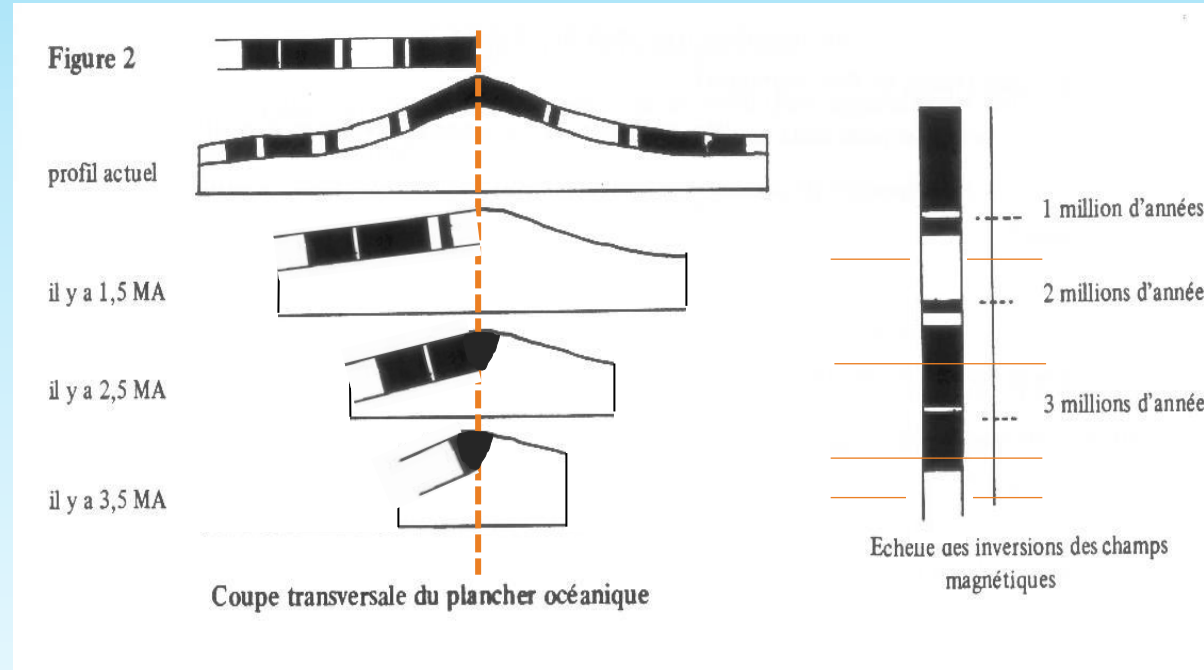
Calculez la vitesse d'expansion océanique de la dorsale (en cm/an) du document 3 au cours des 2 derniers millions d'années.



Grâce au profil magnétique du fond océanique de l'Atlantique nord, on peut calculer la vitesse moyenne de divergence des plaques.

20 Km en 1 Ma soit 2 M de cm en 1 Ma soit 2 cm/an

Le résultat trouvé est d'environ 2 cm par an de part et d'autre de la dorsale, soit une **vitesse d'expansion de 4 cm par an.**



Pour reconstituer la disposition des anomalies magnétiques sur le fond océanique, il suffit de suivre l'échelle et de représenter symétriquement les inversions depuis 1,5 Ma jusqu'à la fin de l'échelle en partant de l'axe de la dorsale.

On recommence la même opération pour 2.5 Ma...

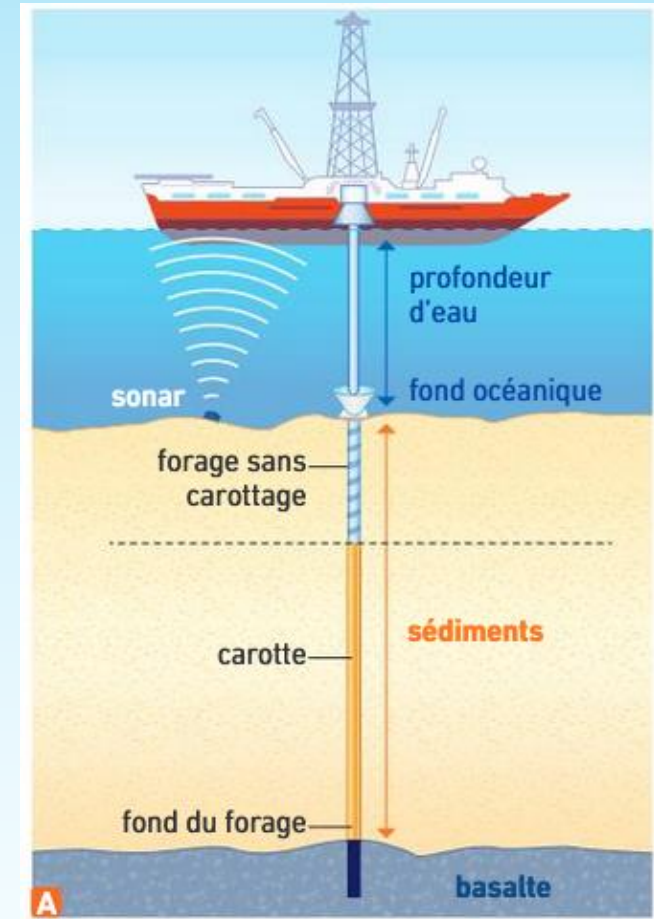
Puis pour 3.5 Ma...

Partie B : archives sédimentaires et divergence de plaques

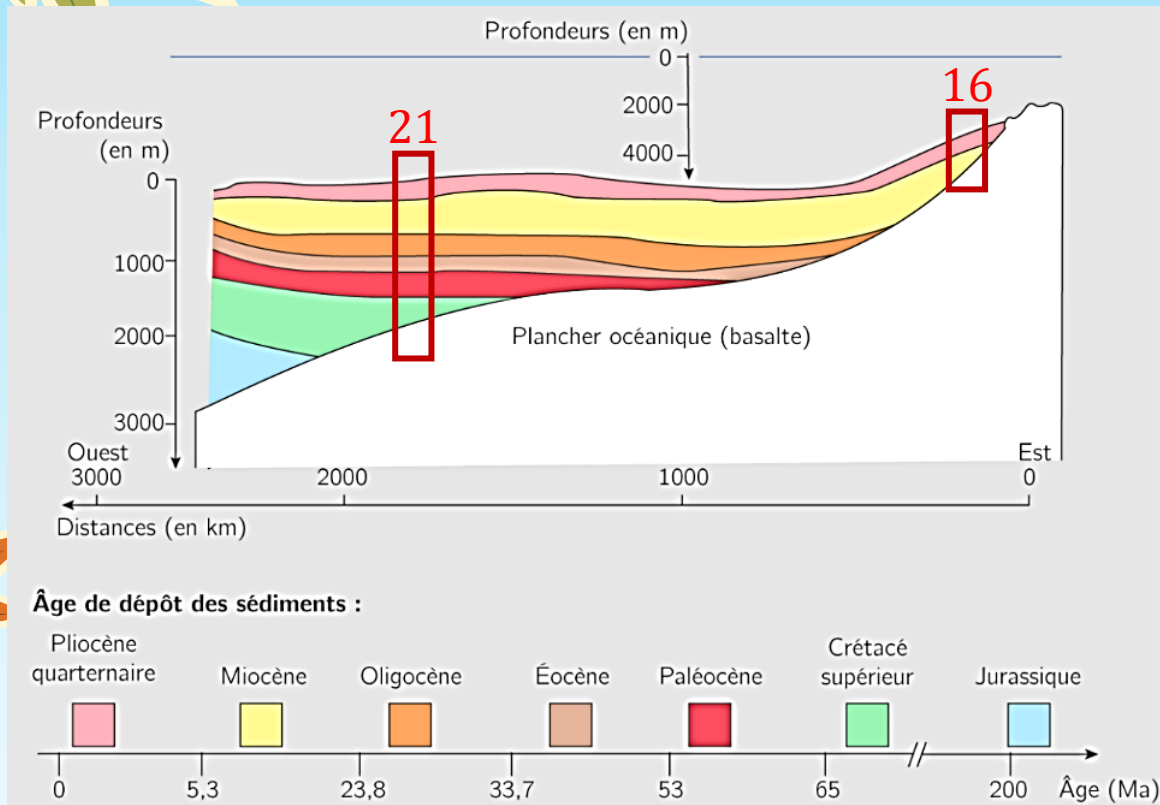
A partir des années 70, le programme **JOIDES** débute et permet la collecte de centaines d'échantillons de sédiments profonds provenant de tous les océans du globe. Les navires foreurs sont équipés de laboratoires scientifiques permettant l'analyse des carottes verticales de sédiments prélevés lors de forages profonds. Ils ont ainsi pu déterminer l'âge des sédiments les plus anciens situés au contact direct du basalte en analysant, entre autres, les microfossiles présents.

En considérant que ces sédiments les plus anciens se sont déposés peu après que ce basalte se soit formé au niveau de l'axe de la dorsale, on peut ainsi préciser l'âge ou ce basalte se trouvait à la frontière des deux plaques en divergence et établir une carte de l'âge des fonds océaniques.

On s'intéresse aux sédiments du fond de l'océan Atlantique.

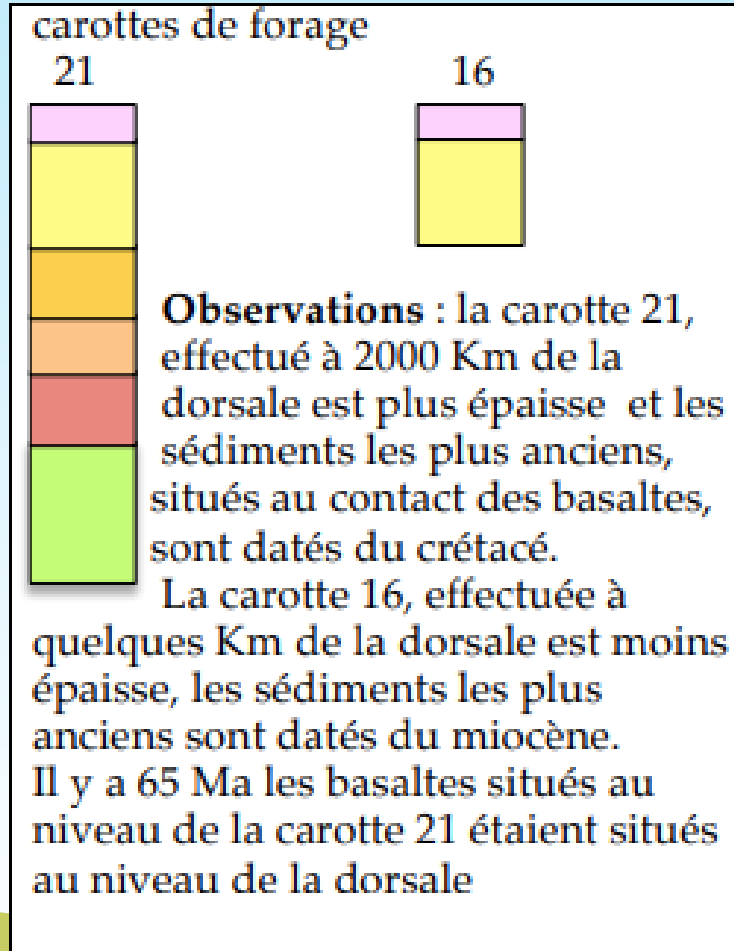


Document 5 : représentation simplifiée de l'empilement des sédiments



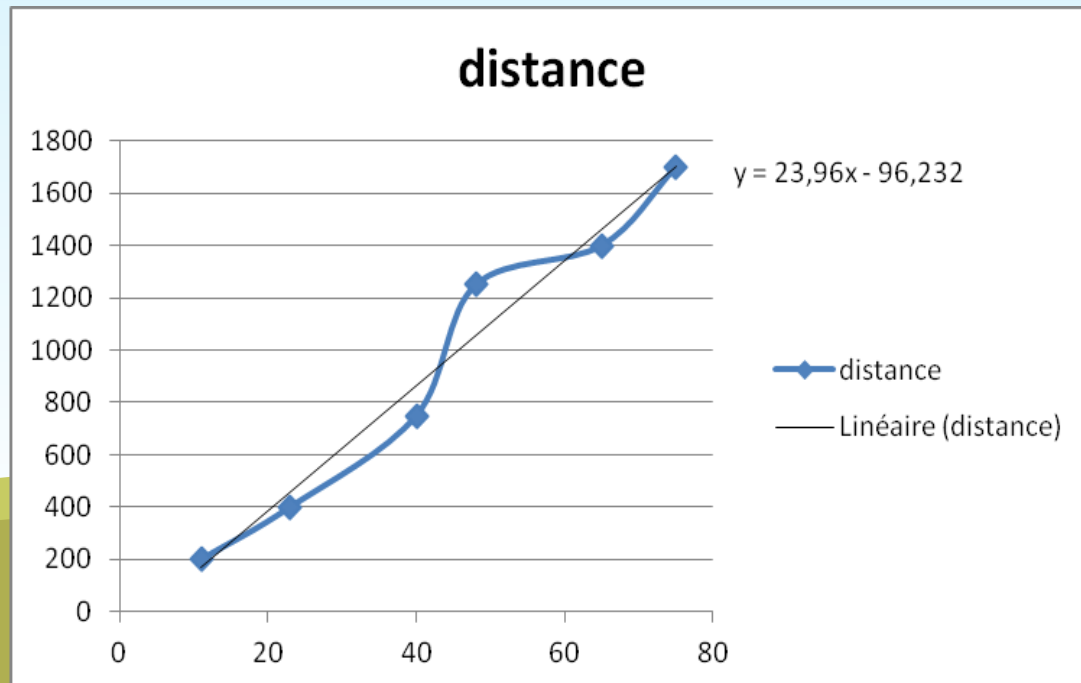
Le forage 21 se situe à 1700 km de la dorsale.

Le forage 16 se situe à 200 km de la dorsale.



À l'aide des données utiles du tableau du document 4, **réaliser un graphique** représentant la distance des forages en fonction de l'âge des sédiments les plus profonds de chaque forage (=ceux en contact direct avec le basalte de la croûte).

Site	21	20	19	14	15	16	18	17
Distance à la dorsale (en km)	1 700	1 400	1 250	750	400	200	500	750
Épaisseur des sédiments (en m)	3 200	3 000	2 500	2 200	1 100	750	1 200	1 700
Âge des sédiments les plus anciens (en Ma)	75	65	48	40	23	11	23	35
Profondeur du toit du basalte par rapport au niveau de la mer (en m)	- 7 200	- 6 800	- 6 000	- 5 700	- 4 600	- 3 650	- 4 400	- 5 100



Le coefficient directeur de la droite indique la vitesse: soit 23,96 en km/Ma soit 2,39 cm/an

L'ensemble des données géologiques a permis depuis 1990 d'établir une carte cinématique à quinze plaques. Les déplacements des plaques lithosphériques ont des conséquences au niveau de leurs frontières. Ces mouvements définissent deux types de frontières : divergentes et convergentes. Chacune de ces frontières se distinguant par le relief, le flux géothermique mesuré et la nature des roches.

