

# Paléomagnétisme (bases toujours utiles de 1977)

21/12/2017

Auteur(s) / Autrice(s) :

**Michel Prévot**

CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géomagnétisme, Saint-Maur-des-Fossés

**Daniel Biquand**

CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géomagnétisme, Saint-Maur-des-Fossés

**Gérard Bouhot**

Laboratoire des Techniques et Méthodes Modernes d'Éducation, École normale supérieure de Saint-Cloud

**André Paillé**

Laboratoire des Techniques et Méthodes Modernes d'Éducation, École normale supérieure de Saint-Cloud

Publié par :

Olivier Dequinsey

## Résumé

*Le champ magnétique terrestre, l'aimantation des roches et sa mesure, exemples d'études paléomagnétiques en domaines océanique et continental.*

---

## Table des matières

- [Le champ magnétique terrestre](#)
- [Les minéraux magnétiques des roches](#)
- [L'échantillonnage, du terrain au laboratoire](#)
- [Les aimantations, mesure et représentation](#)
- [Polarité, inversions, corrélations et anomalies magnétiques océaniques](#)
- [Dérives continentales](#)
- [Crédits](#)

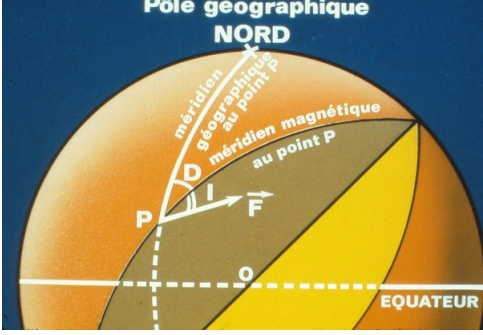
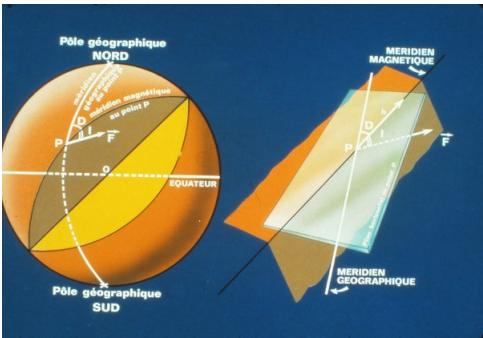
Numérisation en 2017 d'une production Université Audio-Visuel - ENS de Saint-Cloud datant de 1977, révisée en 1983, et comportant initialement diapositives, livret descriptif et enregistrement sonore (non retrouvé).

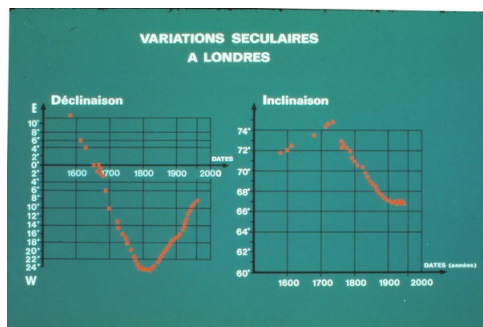
Mise à disposition avec l'aimable accord de Michel Prévot.

Les diapositives seules sont proposées sous forme d'un [diaporama de 48 pages au format pdf](#).

Ci-dessous, une présentation associant chaque diapositive au texte descriptif correspondant. Un découpage, absent de la présentation initiale, est proposé pour retrouver plus rapidement les différentes étapes de l'exposé. Du fait de l'évolution des usages et des connaissances depuis 40 ans, le texte descriptif d'origine est émaillé de notes renvoyant vers des ajouts, précisions, ou actualisations suite à propositions de Pierre Thomas à la relecture.

# Le champ magnétique terrestre

	<p><u>1. Générique</u></p> <p>Le paléomagnétisme étudie les variations du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques. Avant d'exposer les méthodes et les résultats paléomagnétiques, rappelons quelques définitions relatives au champ magnétique actuel.</p>
	<p><u>2. Les éléments du champ magnétique terrestre (1<sup>ère</sup> vue)</u></p> <p>En un point P de la surface du globe, le vecteur champ magnétique <math>\vec{F}</math> est défini :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- premièrement par son module : intensité F du champ au point considéré ;</li> <li>- deuxièmement par sa direction caractérisée par 2 paramètres : l'inclinaison I et la déclinaison D.</li> </ul>
	<p><u>3. Les éléments du champ magnétique terrestre (2<sup>ème</sup> vue)</u></p> <p>Le schéma simplifié au point P (à droite) met en évidence ces 2 paramètres<sup>[a]</sup>.</p> <p>L'inclinaison magnétique I est l'angle compris entre le champ <math>\vec{F}</math> et la surface du globe (plan horizontal du lieu). Elle varie de 0 à 90° et est affectée par convention du signe + lorsque le champ pointe vers le bas (ce qui est le cas actuellement dans l'hémisphère Nord) et du signe - dans le cas contraire (hémisphère Sud).</p> <p>La déclinaison magnétique D relevée dans le plan horizontal tangent au point P de la sphère, est l'angle compris entre la direction du Nord géographique (qui définit le méridien géographique du lieu) et la direction de la composante horizontale h du champ (qui définit le méridien magnétique). La déclinaison est en général comptée de 0 à 360° dans le sens des aiguilles d'une montre à partir de la direction du Nord géographique.</p> <p>L'immense majorité des études paléomagnétiques porte sur les variations de la direction du champ. C'est à ces variations que nous allons nous intéresser, laissant de côté celles de l'intensité.</p>



#### 4. Variation séculaires à Londres

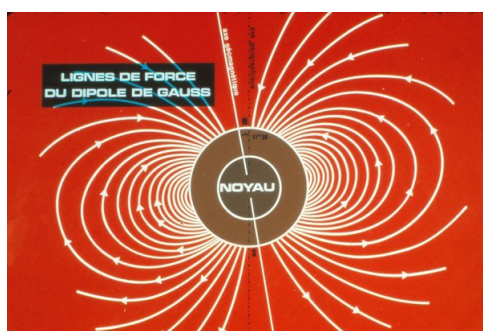
La déclinaison et l'inclinaison magnétiques varient lentement, en un lieu donné, en fonction du temps. Ces variations séculaires entraînent des déviations du champ pouvant atteindre, sous nos latitudes, une vingtaine de degrés par rapport à sa direction moyenne. C'est une source majeure de « *bruit de fond* » en paléomagnétisme lors de la détermination de la direction moyenne du champ pour une période géologique donnée.

*La déclinaison est parfois comptée soit vers l'Est, soit vers l'Ouest, de 0 à 180° par rapport au Nord. On peut écrire positivement les valeurs Est et négativement les valeurs Ouest.*

*Exemples :*

$$D = 110^\circ = 110^\circ E = + 110^\circ$$

$$D = 240^\circ = 120^\circ W = - 120^\circ.$$



#### 5. Lignes de force du dipôle de Gauss

Considérons maintenant la configuration du champ à l'échelle du globe. Les lignes de force du champ magnétique terrestre sont peu différentes de celles que créerait un dipôle magnétique fictif placé au centre du noyau. On dit que le champ terrestre est un champ dipôle [b]. Actuellement, l'axe de ce dipôle centré (dipôle de Gauss) est incliné de 11°30' par rapport à l'axe de rotation du globe. Son orientation est définie par la position des pôles géomagnétiques Nord et Sud, points où l'axe du dipôle perce la surface terrestre.



#### 6. Pôles géomagnétiques virtuels du champ actuel

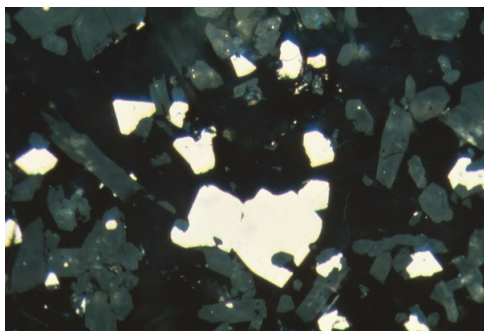
Le pôle géomagnétique vrai, correspondant au dipôle de Gauss, est calculé d'après des mesures de champ réparties sur l'ensemble de la surface terrestre. Si le champ terrestre était parfaitement dipolaire, une détermination, en un seul lieu, de sa direction permettrait de connaître la position du pôle géomagnétique vrai. En fait, cette condition n'est pas tout à fait remplie. La différence entre le champ dipôle calculé et le champ réel mesuré en un point de la surface, est appelée champ non dipôle. À partir de chaque mesure locale un pôle géomagnétique dit virtuel est déterminé. L'existence de la composante non dipôle, variable d'un point à l'autre de la surface, entraîne une dispersion de ces pôles géomagnétiques virtuels autour du pôle géomagnétique vrai.

*Par convention, les pôles géomagnétiques vrais ou virtuels sont des pôles Nord (situés, actuellement, près du pôle géographique Nord).*

[a] La surface du globe est de couleur orange. Le plan brun est le plan perpendiculaire à la surface de la Terre, contenant P et  $\vec{F}$ , il est donc orienté selon le méridien magnétique local. Le plan translucide est le plan horizontal au point P, sur lequel sont reportés les traces du méridien géographique (en blanc) et du méridien magnétique (en noir), méridien magnétique sur lequel se projette  $\vec{F}$  (projection notée h sur le schéma). La déclinaison est l'angle entre  $\vec{h}$  et la trace du méridien géographique, l'inclinaison l'angle entre  $\vec{h}$  et  $\vec{F}$ .

[b] « *champ dipôle* » ou champ dipolaire (terme plus utilisé actuellement).

## Les minéraux magnétiques des roches



### 7. Section polie de basalte observée en lumière réfléchie (immersion, faible grossissement)

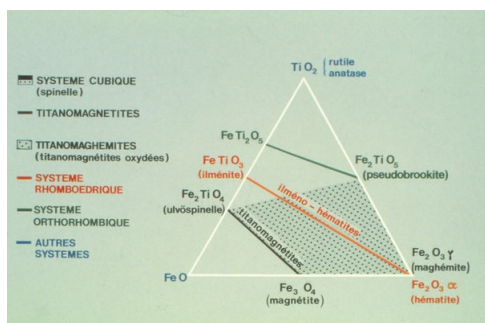
Comment le champ magnétique terrestre, dont nous venons de situer les caractéristiques essentielles, peut-il laisser une trace dans les roches ?

Dans la plupart d'entre elles, des minéraux magnétiques sont présents. Ils sont opaques en lumière transmise. On peut les observer en lumière réfléchie sur des sections polies. Ils apparaissent alors en teinte claire comme ces titanomagnétites photographiées dans un basalte, à faible grossissement en immersion.

### 8. Les oxydes de fer et de titane des roches

La quasi totalité des minéraux magnétiques rencontrés dans les roches sont des oxydes de fer et de titane, solutions solides de  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ , pôles du diagramme. Dans les roches volcaniques, les minéraux magnétiques les plus fréquents sont les titanomagnétites (segment noir) solution solide de magnétite et d'ulvospinelle, et les titanomagnhémites (zone pointillée) qui dérivent des précédentes par oxydation.

L'ilménite et la pseudobrookite, qui ne sont pas magnétiques, sont parfois associées, avec l'hématite, aux titanomagnétites. Dans les roches sédimentaires rouges, très utilisées en paléomagnétisme, le minéral magnétique dominant est l'hématite  $\text{Fe}_2\text{O}_3\alpha$ .



1. Une autre série de minéraux magnétiques est constituée par les sulfures de fer de composition  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ , avec  $0 \leq x \leq 0,13$ . C'est la pyrrhotite. Dans les roches, son rôle magnétique est presque toujours négligeable vis-à-vis de celui des oxydes de fer et de titane.

2. Les titanomagnétites et leurs dérivés sont les minéraux magnétiques les plus fréquents dans les roches éruptives et métamorphiques. Elles sont présentes également, par voie de conséquence, au sein de la fraction détritique de nombreuses formations sédimentaires.

3. L'hématite se rencontre surtout dans les roches sédimentaires. C'est souvent l'unique responsable de l'aimantation dans les séries rouges. Elle y est présente dans la fraction détritique (« spécularite » noire en grains assez gros, provenant dans certains cas de l'oxydation d'une magnétite pré-existante) ainsi que dans la fraction argileuse<sup>[a]</sup> (grains très fins, d'origine chimique, responsables de la pigmentation rouge de la roche).

	<p><u>9. Section polie de basalte en lumière réfléchie (immersion, fort grossissement)</u></p> <p>Une section polie de basalte observée à fort grossissement en immersion montre un cristal de titanomagnétite formé dans le magma à haute température, plus de 800° Celsius, et ayant subi au cours de son refroidissement de 800 à 300° environ une oxydation dite de haute température. Cette oxydation provoque ici l'apparition de lamelles d'ilménite reconnaissables à leur pléochroïsme (changement de teinte en fonction de leur orientation par rapport au plan de polarisation). Les lamelles sensiblement Est/Ouest<sup>[b]</sup> sont particulièrement visibles.</p>
	<p><u>10. Section polie de basalte en lumière réfléchie (immersion, fort grossissement)</u></p> <p>Le cristal restant fixe, une rotation du plan de polarisation met en évidence le pléochroïsme de ces lamelles d'ilménite, qui se confondent maintenant avec la titanomagnétite.</p>
	<p><u>11. Section polie de basalte en lumière réfléchie (immersion, fort grossissement)</u></p> <p>Voici, toujours dans les mêmes conditions d'observation, l'aspect que présentent souvent en section polie les titanomagnétites oxydées à haute température. Les lamelles d'ilménite, grisâtres, sont très nombreuses et très fines. Elles délimitent de petits îlots de teinte plus claire, constitués d'un minéral magnétique dont la composition chimique est très proche de celle de la magnétite.</p> <p><i>Lorsque la taille des minéraux magnétiques est suffisante, l'observation microscopique permet de reconnaître l'espèce minérale. Mais, comme il s'agit le plus souvent de solutions solides, la composition chimique peut varier dans de larges proportions. Le chimisme peut être déduit des mesures de la température de Curie<sup>[c]</sup> et du paramètre cristallin, associés si possible à la détermination par la microsonde électronique de la teneur en cations du minéral magnétique.</i></p>
	<p><u>12. Section polie de basalte en lumière réfléchie (immersion, fort grossissement)</u></p> <p>Au voisinage de la température ambiante, l'oxydation d'un cristal de titanomagnétite se traduit par la présence en lumière réfléchie de plages aux contours flous, plus claires que le minéral originel, se développant à partir de ses limites ou des fissures qui l'affectent. Il s'agit de titanomagnhémites, particulièrement fréquentes dans les basaltes sous-marins.</p>



<sup>[a]</sup> ici, "argile" est à prendre au sens granulométrique du terme (« grains très fins »), pas au sens minéralogique (l'hématite n'est pas une argile).

<sup>[b]</sup> « Est/Ouest » est une orientation d'observation au microscope pas une orientation géographique de terrain. Le point proche de l'observateur est le Sud (bas de la photo), à sa gauche est l'Ouest, à sa droite l'Est, et face à lui le Nord (haut de la photo).

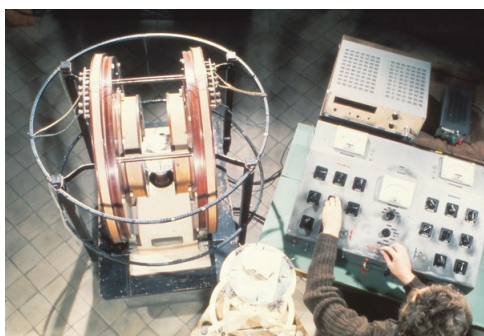
<sup>[c]</sup> voir plus loin, diapositive 23.

## L'échantillonnage, du terrain au laboratoire

	<p><u><a href="#">13. Prélèvements d'échantillons orientés par la méthode au plâtre (Vue 1)</a></u></p> <p>Les échantillons prélevés à des fins paléomagnétiques doivent être orientés géographiquement. Il faut relever, d'une part le plan horizontal afin de calculer ultérieurement l'inclinaison magnétique, et d'autre part la direction du Nord géographique qui permettra de calculer la déclinaison. La méthode dite « <i>du chapeau de plâtre</i> », la plus simple, est appliquée ici à un prélèvement dans une coulée volcanique d'Auvergne. L'échantillon, préalablement détaché au marteau, puis remis exactement en place, est coiffé de plâtre mou sur lequel est appuyée une plaquette munie d'un niveau afin de rendre la partie supérieure de ce chapeau parfaitement horizontale.</p>
	<p><u><a href="#">14. Prélèvements d'échantillons par la méthode au plâtre (Vue 2)</a></u></p> <p>Une équerre munie d'un fil à plomb permet de tracer sur le plâtre la direction du soleil. On note également les coordonnées géographiques du lieu, la date et l'heure du prélèvement, ce qui permettra de calculer, au laboratoire, à partir de la direction du soleil, la direction du Nord géographique<sup>[a]</sup>.</p>
	<p><u><a href="#">15. Prélèvements d'échantillons par la méthode au plâtre (Vue 3)</a></u></p> <p>Sur le plâtre est également tracée la direction du Nord magnétique au lieu de prélèvement qui permettra ultérieurement le contrôle des calculs précédents. S'agissant de roches volcaniques<sup>[b]</sup>, cette direction ne conduit pas à une détermination précise de la direction du Nord géographique, la déclinaison du champ terrestre étant souvent perturbée sur une coulée<sup>[c]</sup> par l'aimantation de la roche elle-même.</p>
	<p><u><a href="#">16. Prélèvements d'échantillons par la méthode au plâtre (Vue 4)</a></u></p> <p>L'échantillon complètement orienté porte, sur son plan horizontal, outre son numéro d'identification, la direction du soleil, l'année, le jour et l'heure de prélèvement, ainsi que la direction du Nord magnétique.</p>
	<p><u><a href="#">17. Prélèvement d'échantillons à l'aide d'un carottier</a></u></p> <p>Dans les roches massives, dépourvues de fissures, ici du grès vosgien, le prélèvement peut être effectué à l'aide d'un carottier<sup>[d]</sup> portatif à moteur. De l'eau sous pression est envoyée à l'intérieur du tube diamanté, ce qui évite l'échauffement de la couronne abrasive. L'équipement présenté, utilisé au laboratoire de paléomagnétisme de Strasbourg, comporte en outre un support à tiges cylindriques parallèles qui, préalablement fixé sur la roche, guide la progression du carottier. Avant d'être détachée, la carotte est orientée à l'aide du dispositif visible au premier plan que l'on engage à la place du tube diamanté.</p>

	<p><b><u>18. Prélèvement d'échantillons de roches tendres (Exemple : loëss)</u></b></p> <p>Une troisième technique est utilisée pour le prélèvement des roches tendres, comme le loëss. Des tubes en aluminium de section carrée sont enfoncés dans le sédiment, si possible horizontalement et selon la direction du Nord magnétique. Dans le parallélépipède orienté obtenu sont taillés des échantillons généralement cubiques.</p>
	<p><b><u>19. Mise en plâtre au laboratoire</u></b></p> <p>Au laboratoire, l'échantillon orienté par la méthode au plâtre est fixé dans un socle de plâtre. Ainsi est obtenu un échantillon, sur lequel sont matérialisées la verticale z et deux directions orthogonales x et y situées dans le plan horizontal et orientées par rapport au Nord géographique obtenu par le calcul.</p>
<p>[a] La détermination du Nord magnétique et/ou géographique avec une boussole est perturbée par l'aimantation de la roche prélevée.</p> <p>[b] ou de minerais fer ou minéralisations ferrifères parfois fortement magnétiques.</p> <p>[c] ou plus généralement, sur l'affleurement.</p> <p>[d] Le carottier est souvent en bronze et pas en fer, matériel ferromagnétique dont des "particules" pourraient polluer l'échantillon.</p>	

## Les aimantations, mesure et représentation



### 20. Inductomètre à rotation

L'aimantation rémanente portée par l'échantillon, aimantation rémanente naturelle, peut être mesurée à l'aide d'un inductomètre à rotation. C'est une mesure par induction : le moment magnétique de l'échantillon qui tourne autour d'un axe vertical provoque des variations de flux dans les bobines, y entraînant l'apparition d'un courant induit. La mesure de l'aimantation selon les 3 directions orthogonales, x, y, z, définies par le moulage, permet le calcul de l'inclinaison et de la déclinaison.

*D'autres appareils à induction utilisent une combinaison de mouvements de translation et de rotation de l'échantillon. C'est en particulier le cas des inductomètres cryogéniques, ainsi appelés parce que les bobines et le système de détection du signal sont maintenus à une température suffisamment basse (quelques degrés Kelvin) pour être en état de supraconductivité. Ces appareils, de réalisation récente, ont une sensibilité très grande, pouvant dépasser celle des meilleures magnétomètres à aimants.*



### 21. Magnétomètres à aimants

Lorsque les roches sont peu magnétiques, cas de la plupart des roches sédimentaires, un appareil plus sensible est utilisé. C'est le magnétomètre à aimants, qui ne peut toutefois être employé que pour des échantillons de forme géométrique simple (cube ou cylindre le plus souvent). Il est contenu dans un espace où le champ magnétique est nul, le champ terrestre étant compensé par deux paires de bobines verticales et horizontales de grand diamètre. Sur une fine tige de quartz, suspendue à un fil sans torsion, sont fixés trois petits aimants sphériques d'intensité et d'orientation relatives telles que leur moment total soit nul. Deux petites bobines de champ permettent de régler la sensibilité du magnétomètre et l'aimant de zéro sert à caler la lecture. Lorsque l'échantillon est approché de l'aimant central, la composante x de son aimantation, qui est perpendiculaire au moment de cet aimant, provoque la rotation de l'équipage mobile (ensemble : aimants, tige, miroir). Le déplacement du faisceau lumineux réfléchi qui en résulte, comparé à celui que provoque le moment magnétique de la bobine d'étalonnage, permet de calculer cette composante. On opère de même pour les deux autres composantes orthogonales y et z. L'inclinaison et la déclinaison de l'aimantation sont calculées à partir de ces trois mesures.

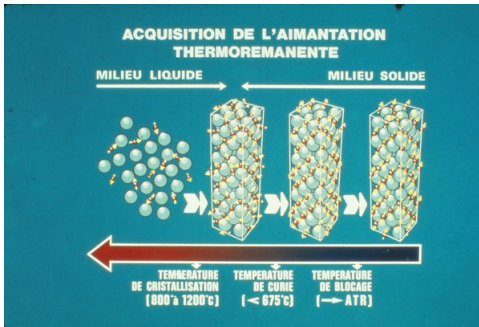
## 22. Principales aimantations des roches éruptives

Il est exceptionnel que l'aimantation rémanente naturelle ainsi mesurée corresponde à l'aimantation primaire, c'est-à-dire acquise lors de la formation de la roche, qui seule peut indiquer la direction du champ terrestre à cette époque. Des aimantations rémanentes secondaires, "parasites", viennent plus ou moins la masquer. Deux types d'aimantations rémanentes primaires peuvent être distinguées dans les roches éruptives selon que la cristallisation des minéraux magnétiques s'est effectuée au-dessus ou au-dessous de la température de Curie (température au-dessus de laquelle un corps est dépourvu de toute aimantation rémanente). Il s'agit, au-dessus, d'une aimantation thermorémanente (ATR) et, au-dessous, d'une aimantation rémanente cristalline (ARC). Les aimantations secondaires sont généralement dues à la foudre, aimantation rémanente isotherme (ARI), ou à l'action prolongée du champ terrestre actuel, aimantation rémanente visqueuse (ARV).

PRINCIPALES AIMANTATIONS DES ROCHES ERUPTIVES			
AIMANTATIONS REMANENTES PRIMAIRES		AIMANTATIONS REMANENTES SECONDAIRES	
PENDANT LE REFROIDISSEMENT	Aimantation thermorémanente (ATR)	POUDRE	Aimantation rémanente isotherme (ARI)
	Aimantation cristalline (ARC)	ACTION PROLONGÉE DU CHAMP TERRESTRE	Aimantation rémanente visqueuse (ARV)

Dans les roches sédimentaires, l'aimantation primaire peut être de nature détritique, due à l'orientation, au moment de leur dépôt, des particules magnétiques sous l'action du champ terrestre. Elle peut aussi être de nature cristalline, édifiée lors de la cristallisation de minéraux magnétiques au cours de la sédimentation. Mais cette aimantation cristalline est parfois largement postérieure au dépôt<sup>[a]</sup>. Elle est alors secondaire, éventualité qui rend délicate l'utilisation paléomagnétique des roches sédimentaires. Quant aux autres aimantations secondaires de ces roches, elles sont du même type que celles des roches volcaniques. Cependant, l'aimantation rémanente visqueuse y atteint souvent une importance considérable, deuxième facteur de complication dans l'étude paléomagnétique des roches sédimentaires.

*L'aimantation rémanente cristalline est également appelée aimantation rémanente chimique, le sigle restant inchangé (ARC).*



### 23. Acquisition de l'aimantation thermorémanente

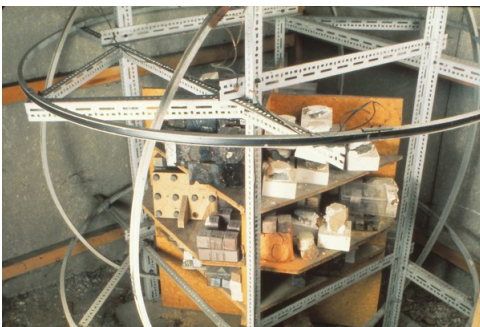
L'acquisition de l'aimantation thermorémanente, aimantation primaire la plus fréquente dans les roches volcaniques, s'opère en quatre phases.

- À haute température, le milieu étant liquide, les ions oxygène (en gris) et les ions magnétiques (en rouge avec flèche jaune représentant leur moment magnétique) ne sont, ni ordonnés, ni orientés préférentiellement dans l'espace. Soumis à un champ, un tel milieu acquiert une aimantation très faible qui disparaît entièrement après coupure du champ. Il n'y a donc pas acquisition d'aimantation rémanente.

- Entre la température de cristallisation<sup>[b]</sup> et la température de Curie<sup>[c]</sup>, l'oxyde est constitué, mais l'agitation thermique<sup>[d]</sup> est encore suffisante pour que les moments magnétiques ioniques restent orientés au hasard. Comme dans le cas précédent, il n'y a donc pas acquisition d'aimantation rémanente.

- Entre la température de Curie et la température de blocage<sup>[e]</sup>, les moments magnétiques ioniques s'orientent parallèlement les uns aux autres, mais l'agitation thermique est encore assez grande, en l'absence de champ, pour en inverser continuellement le sens. En présence d'un champ, l'aimantation est très forte, mais disparaît encore entièrement après coupure de celui-ci.

- L'aimantation thermorémanente, ATR, n'apparaît qu'en dessous de la température de blocage, l'agitation thermique devenant insuffisante pour inverser les moments magnétiques préalablement orientés statistiquement selon la direction du champ terrestre. Le sens pris par ces moments est en quelque sorte « gelé » au passage à la température de blocage.

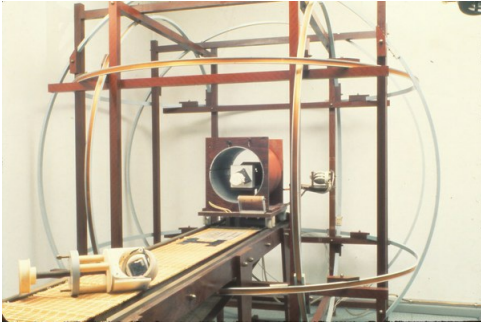


### 24. L'élimination des aimantations secondaires, le séjour en champ nul

L'analyse de l'aimantation naturelle, c'est-à-dire la mise en évidence des différents types d'aimantation qui la constitue, nécessite l'élimination des aimantations secondaires. Plusieurs méthodes sont employées dans ce but.

Le séjour en champ nul, obtenu ici grâce à l'annulation du champ terrestre par un système de bobines verticales et horizontales, est un moyen commode de réduction de l'aimantation rémanente visqueuse. Pour de petits échantillons on utilise plus simplement une enceinte formant écran antimagnétique, réalisée en métal à haute perméabilité magnétique.

Un séjour suffisamment prolongé en champ nul permet de détruire la part de l'aimantation visqueuse acquise par les roches depuis leur prélèvement. Par contre, l'aimantation visqueuse acquise *in situ* ne peut être qu'affaiblie.



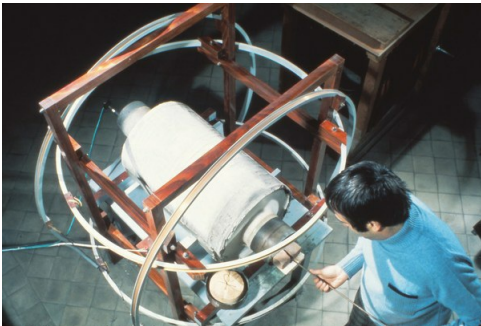
### 25. L'élimination des aimantations secondaires, la désaimantation par champs magnétiques alternatifs

Une méthode généralement plus efficace d'élimination des aimantations secondaires repose sur l'action de champs magnétiques alternatifs. L'échantillon, placé dans un volume où le champ terrestre est compensé par des bobines, est soumis à l'aide d'un solénoïde à un champ magnétique alternatif d'intensité maximale donnée, décroissant ensuite progressivement jusqu'à zéro. On soumet ainsi l'échantillon à des champs d'intensité maximale progressivement croissante. Une technique consiste à appliquer le champ alternatif successivement selon les trois axes de l'échantillon, celui-ci restant fixe au cours de chaque application. Une autre technique consiste, en présence d'un champ alternatif, à animer l'échantillon d'un mouvement aléatoire de rotation à l'aide du dispositif à la Cardan présenté au premier plan.

Le traitement par champs alternatifs permet d'éliminer sélectivement les aimantations de foudre, et dans certains cas l'aimantation visqueuse.

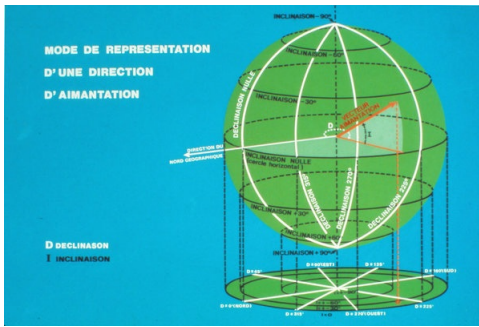
### 26. L'élimination des aimantations secondaires, la désaimantation thermique

On emploie de plus en plus fréquemment, pour éliminer les aimantations secondaires, la désaimantation thermique. L'échantillon chauffé à une température donnée, inférieure à la température de Curie, est refroidi en l'absence de tout champ magnétique. On procède ainsi à des chauffes successives à des températures progressivement croissantes. Ce traitement est particulièrement utile dans le cas des roches à grains fins d'hématite, pour lesquelles les champs alternatifs sont peu efficaces. Il permet de détruire sélectivement l'aimantation visqueuse souvent très intense dans les sédiments.



*1. Signalons, pour être complet, une autre méthode d'analyse, la désaimantation par action chimique, qui consiste à soumettre la roche à des attaques acides (au moyen de l'acide chlorhydrique le plus souvent) de durées progressivement croissantes. Les grains magnétiques les plus fins sont détruits les premiers, ainsi donc que l'aimantation qu'ils portent. Cette méthode a surtout été appliquée au cas des grès rouges : elle permet de séparer les composantes d'aimantation dues respectivement à l'hématite détritique et au pigment.*

*2. Nous avons admis implicitement que le nettoyage magnétique vise simplement à détruire les aimantations parasites, afin de retrouver la direction de l'aimantation primaire, supposée seule intéressante du point de vue paléomagnétique. Mais on peut également se proposer de déterminer la direction d'éventuelles aimantations secondaires anciennes dues par exemple à un réchauffement limité ou à une recristallisation partielle de la roche. L'analyse des aimantations à plusieurs composantes anciennes est particulièrement délicate, ainsi que la détermination de l'âge de ces composantes.*



### 27. Mode de représentation d'une direction d'aimantation

La direction du vecteur aimantation est figurée par l'intersection de son support et d'une sphère ayant pour centre l'origine de ce vecteur. Le plan équatorial de la sphère correspond au plan horizontal du lieu de prélèvement. Les cercles horizontaux représentent les lignes d'égale inclinaison, tandis que les grands cercles passant par les pôles de la sphère représentent les lignes d'égale déclinaison. Après projection, les lignes d'égale inclinaison deviennent des cercles concentriques, l'inclinaison nulle correspondant au cercle extérieur et l'inclinaison 90° au centre de la projection. Les lignes d'égale déclinaison deviennent des rayons dont l'angle par rapport au Nord géographique varie de 0 à 360°. Les deux demi-sphères supérieure et inférieure se projetant en superposition, on emploie un symbole différent si l'aimantation est dirigée vers le bas, symbole plein, ou si elle est dirigée vers le haut, symbole évidé. Dans ce type de représentation deux directions d'aimantation inverses l'une de l'autre, seraient figurées par deux points diamétralement opposés, l'un plein, l'autre évidé.

[a] « *postérieure au dépôt* » car acquise lors de la diagenèse.

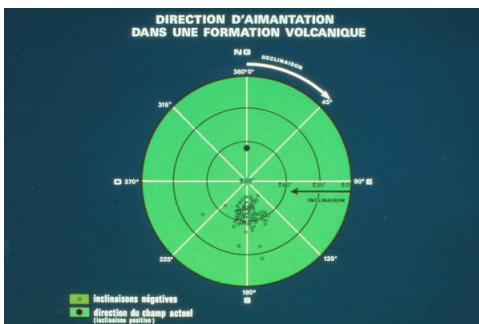
[b] des titanomagnétites peuvent apparaître très tôt dans un magma, dès avant les clinopyroxènes (série de Bowen), soit bien avant qu'un magma ne fige en basalte (vers 1100-1000°C).

[c] 585°C pour la magnétite (à titre de comparaison, le fer pur a une température de Curie de 770°C). À cette température, un basalte est déjà entièrement solidifié.

[d] ... intracrystalline ...

[e] la température de blocage est inférieure à la température de Curie et dépend, entre autres, de la taille des cristaux.

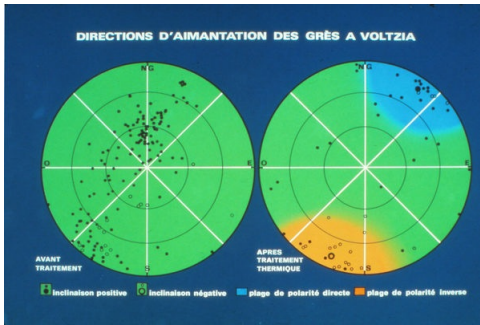
## Polarité, inversions, corrélations et anomalies magnétiques océaniques



### 28. Direction d'aimantation dans une formation volcanique

Représentons ainsi les directions d'aimantation d'un dyke villafranchien [a] du Velay. Par leur groupement, ces directions d'aimantation définissent une direction moyenne, à quelques degrés près. Cette direction est sensiblement inverse de celle du champ moyen du Quaternaire récent, appelé champ actuel. À l'époque du refroidissement du dyke le champ magnétique était de sens opposé au champ actuel.

De telles inversions du champ magnétique terrestre se sont succédées tout au long des temps géologiques.

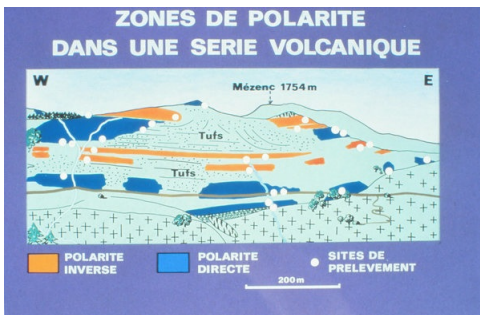


### 29. Directions d'aimantation des grès à Voltzia

Dans les roches sédimentaires, tels les grès à Voltzia du Trias inférieur vosgien, les directions d'aimantation avant nettoyage magnétique sont souvent dispersées.

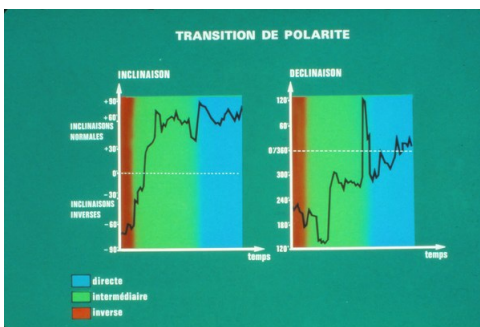
Après traitement thermique on peut reconnaître deux groupes, inverses l'un de l'autre, ce qui montre qu'au cours du Trias inférieur le champ magnétique terrestre a changé de polarité une ou plusieurs fois. En outre, la direction moyenne au Trias du champ de polarité positive est très différente de celle du champ actuel : écart de 30° en déclinaison et de 5° en inclinaison.

Nous allons d'abord étudier les inversions de polarité du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques, puis les variations de la direction moyenne.



### 30. Zones de polarité dans une série volcanique

On observe assez souvent dans une même série volcanique une succession de coulées de polarité magnétique tantôt directe, tantôt inverse. Ce paysage du Velay montre le comblement par des formations volcaniques mio-pliocènes d'une vallée pré-éruptive taillée dans le socle. Après des épanchements de polarité d'abord directe puis inverse, un cône volcanique formé de tufs s'est édifié, contre lequel sont venues buter d'autres coulées, directes puis inverses. L'ensemble est surmonté par un lambeau de coulée phonolitique de polarité directe.



### 31. Transition de polarité

Il est exceptionnel que des roches, aussi bien volcaniques que sédimentaires, aient fossilisé la transition d'une polarité à l'autre. Cela est dû à la brièveté du temps de renversement : quelques milliers d'années seulement. L'exemple présenté montre les variations de la direction du champ (inclinaison et déclinaison) au cours d'une transition fossilisée dans une série volcanique de l'Orégon. Il semble que pendant la phase de transition (figurée en vert) la direction du champ subisse une suite de variations brusques, alors que son intensité, non représentée ici, passe par un minimum ; le champ ne s'annule jamais.

### 32. Chronologie des inversions quaternaires

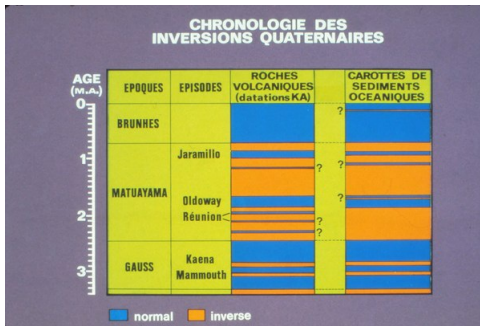
La chronologie des inversions n'a pu être établie de manière directe que pour le Quaternaire et l'extrême sommet du Pliocène, grâce à la datation par la méthode potassium/argon de roches volcaniques de polarité magnétique connue. Au-delà de trois millions d'années, l'incertitude absolue sur les âges devient trop grande en regard de la durée des périodes de polarité.

Ce diagramme fait ressortir l'extrême irrégularité de la succession dans le temps des inversions et la faible durée à l'échelle des temps géologiques de la plupart des périodes de polarité.

Conventionnellement, on distingue dans le Quaternaire trois grandes « époques », Brunhes, Matuyama et Gauss, de l'ordre du million d'année, et en leur sein, des « épisodes », brèves périodes de durée approximativement comprise entre 10 000 et 200 000 ans, dont la polarité est opposée à celle de l'époque considérée.

Dans les sédiments océaniques, la succession des zones de polarité directe et inverse est généralement compatible avec celle obtenue à partir de roches volcaniques.

*Même pour le Quaternaire, qui a fait l'objet d'études nombreuses et précises, la chronologie des inversions géomagnétiques n'est pas parfaitement connue. Ainsi, il semblerait qu'il faille ajouter, au sein de l'époque Matuyama, un épisode de polarité directe, l'épisode Cobb, âgé de  $1,12 \pm 0,02$  millions d'années.*

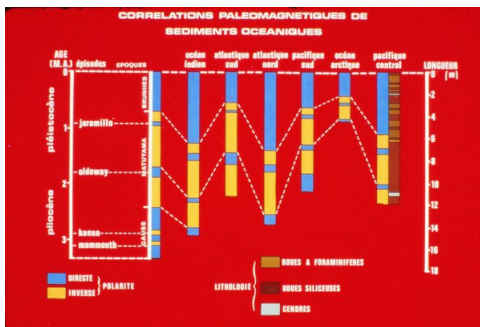


### 33. Corrélations paléomagnétiques de sédiments océaniques

Les changements de polarité dans les sédiments océaniques permettent ainsi de corréler entre elles et de dater les séries carottées, quelle que soit leur lithologie.

On note l'extrême variation de la vitesse de sédimentation d'un site à l'autre, de 4 à 13 mètres de dépôts pour 1,7 million d'années.

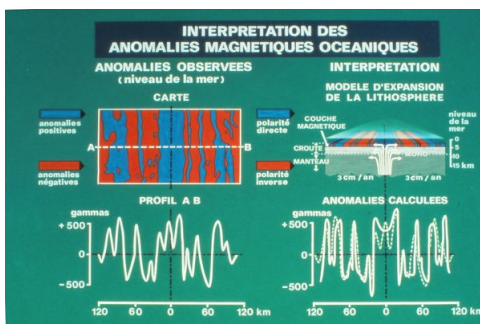
De telles corrélations supposent l'absence de lacune importante dans la sédimentation.

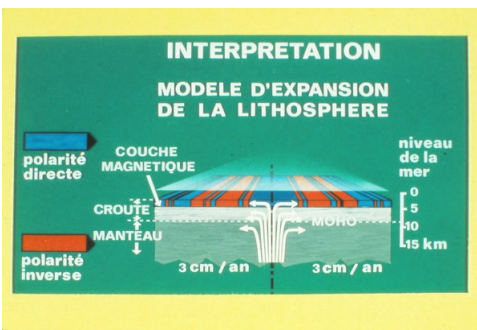


### 34. Interprétation des anomalies magnétiques océaniques

La connaissance de la chronologie des inversions magnétiques depuis 3 millions d'années a permis d'expliquer l'origine des anomalies magnétiques observées depuis la surface des océans. Ces anomalies ont une amplitude atteignant un centième du champ terrestre.

Sur la carte, elles apparaissent sous forme de bandes alternativement positives et négatives, parallèles les unes aux autres, symétriques par rapport à l'axe des dorsales médio-océaniques<sup>[b]</sup>, point zéro sur l'axe des distances du profil AB.

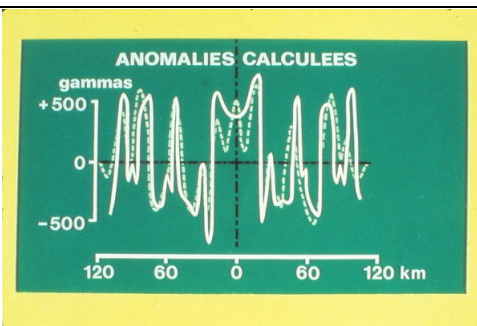




### 35. Interprétation des anomalies magnétiques océaniques (détail)

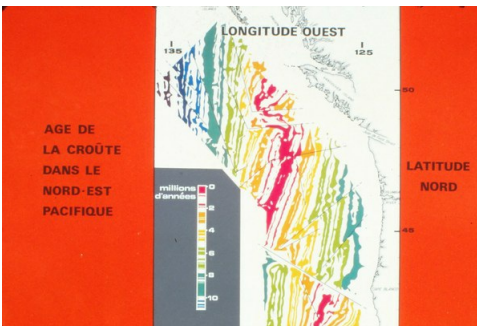
Ces anomalies sont interprétées comme provenant de l'acquisition par le magma basaltique montant dans l'axe de la dorsale et refroidi au contact de l'eau de mer, d'une aimantation thermorémanente dirigée selon le champ terrestre. Cette aimantation est si intense qu'elle perturbe, comme nous venons de le voir, le champ magnétique terrestre à la surface même de l'océan, souvent éloigné de 2 à 3 km.

Si l'aimantation de la croûte ainsi formée est directe, l'anomalie observée est positive, dans le cas contraire elle est négative. Selon l'interprétation actuelle, la lithosphère s'écarte progressivement de l'axe et la succession dans le temps des inversions se traduit par la succession dans l'espace de blocs directs et inverses à limites parallèles à l'axe. Pour une vitesse d'expansion donnée, leur largeur est proportionnelle à la durée de la période de polarité correspondante.<sup>[c]</sup>



### 36. Interprétation des anomalies magnétiques océaniques (2<sup>ème</sup> détail)

Cette interprétation est vérifiée pour les trois derniers millions d'années : les anomalies calculées d'après le modèle (trait plein) sont peu différentes des anomalies observées (pointillés).



### 37. Âge de la croûte dans le Nord-Est Pacifique

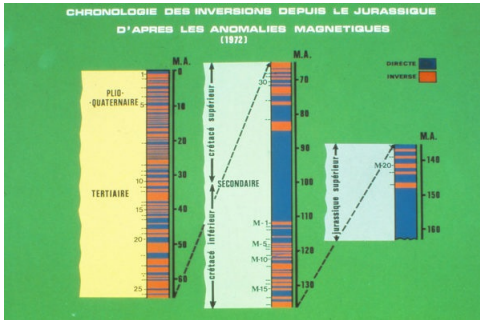
La comparaison de très nombreux profils magnétiques relevés dans les océans a permis d'identifier certaines anomalies caractéristiques reconnaissables à leur « signature ».

Sur cette carte du Nord-Est Pacifique, les anomalies magnétiques positives sont identifiées par des couleurs. Si l'on fait l'hypothèse que la vitesse moyenne d'expansion du fond océanique, évaluée ici à 3 cm par an<sup>[d]</sup> pour les trois derniers millions d'années, est valable pour les âges antérieurs, on peut par extrapolation déterminer l'âge des anomalies plus anciennes et par là même l'âge de la croûte qui les a enregistrées. Par rapport à la zone actuelle, représentée en rouge, la lithosphère est de part et d'autre de plus en plus âgée<sup>[e]</sup>.

Des failles sont à l'origine des amples décrochements<sup>[f]</sup> observés.

### 38. Chronologie des inversions depuis le Jurassique d'après les anomalies magnétiques

L'hypothèse de vitesses constantes d'expansion des fonds océaniques au cours des temps géologiques, sensiblement vérifiée en ce qui concerne l'Atlantique Sud, a permis d'établir cette chronologie des inversions remontant jusqu'au Jurassique supérieur, étayée en certains points par des données paléontologiques. Les âges proposés sont approximatifs car le calage dans le temps des anomalies caractéristiques, repérées par un nombre, ou par une lettre et un nombre, est sujet à discussion. La fréquence des inversions, variable au cours du temps, paraît avoir été plus élevée depuis environ quarante millions d'années ; une période directe particulièrement longue apparaît au Crétacé.



*Le contrôle paléontologique de la chronologie des inversions géomagnétiques déduite des anomalies magnétiques a été effectué de deux manières différentes :*

*a) datation paléontologique de la base de la colonne de sédiments océaniques recouvrant la couche basaltique en un point où celle-ci est à l'origine d'une anomalie magnétique caractéristique. On obtient ainsi l'âge minimal de l'anomalie. Cette méthode ne fournit que des données ponctuelles, et assez peu nombreuses au total, car elle nécessite le carottage de l'ensemble de la couche sédimentaire et du sommet de la couche basaltique ;*

*b) détermination de la polarité magnétique de séries sédimentaires émergées, compréhensives et très bien datées paléontologiquement comme certaines séries alpines. Ces études « magnétostratigraphiques » ont en particulier permis de préciser la chronologie des inversions crétacées. Mais cette méthode est difficilement applicable à des périodes plus récentes car, à l'exception du Plio-Quaternaire, la durée des périodes de polarité est généralement bien plus brève que celle des subdivisions stratigraphiques.*

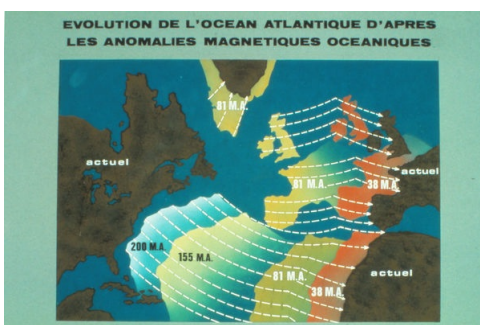
### 39. Évolution de l'océan Atlantique d'après les anomalies magnétiques océaniques

L'âge de la croûte océanique étant connu grâce aux anomalies magnétiques, il est devenu possible de reconstituer l'ouverture d'un océan en juxtaposant à chaque étape les deux anomalies symétriques d'âge correspondant, c'est-à-dire en supprimant la croûte<sup>[a]</sup> qui les sépare, créée après l'étape considérée.

Dans le cas de l'Atlantique, les deux croûtes océaniques séparées par la dorsale sont solidaires des continents limitrophes. On peut ainsi retracer les déplacements des continents africain, européen et groënlandais, relativement à l'Amérique du Nord supposée fixe.

De telles méthodes de reconstruction sont relativement précises. Elles permettent de remonter jusqu'au Jurassique, âge le plus ancien des fonds océaniques actuels.

Pour des périodes plus reculées, c'est l'évolution de la direction moyenne du champ magnétique terrestre au cours du temps qui permet l'étude des dérives continentales.



[a] Le Villafranchien est un étage aujourd'hui "obsolète" dont les limites ont fluctué au fil de l'avancement des recherches géologiques. Il couvre la période -3,58 à -0,95 Ma (échelle BRGM, 2006), mais a pu avoir désigné des périodes débutant dès -5,2 Ma (~ Pliocène).

[b] La "découverte" des dorsales ayant eu lieu suite à l'étude de l'Atlantique, elles ont été qualifiées de "médio-océaniques". Il suffit, aujourd'hui, suite à l'étude des autres océans, de localiser, par exemple, la dorsale Pacifique pour se convaincre que les dorsales océaniques ne sont pas nécessairement "médio"-océaniques.

[c] Après les premières explorations, on pensait que tous les fonds océaniques étaient systématiquement recouverts, sous les sédiments, de basaltes formés à la dorsale. Mais les dorsales lentes, pour lesquelles le volcanisme est de faible intensité et intermittent dans le temps et dans l'espace, forment peu de basaltes mais mettent à nu le manteau sous-jacent. La serpentinsation du manteau mis au contact de l'eau produisant de la magnétite, le fond océanique ainsi constitué est aussi magnétique.

[d] Remarquons que l'on donne parfois la "demi-vitesse" d'expansion, c'est-à-dire la vitesse d'accrétion d'une plaque, d'un côté de la dorsale. De plus, la géométrie sphérique rend parfois hasardeuse les comparaisons directes de vitesses d'expansion en cm/an puisque celles-ci, à vitesse d'expansion angulaire donnée, dépendent de la latitude eulérienne (définie par rapport à l'axe de rotation relative des plaques considérées).

[e] Depuis 1977, de nombreux forages ont permis de dater (grâce aux fossiles des premiers sédiments au contact de la croûte océanique) le substratum océanique en de multiples points et ainsi de confirmer l'hypothèse initiale.

[f] on parle désormais de failles transformantes et non plus de décrochements.

[g] en fait, la lithosphère, car c'est bien la lithosphère, et non pas seulement la croûte superficielle, qui est mobile dans la tectonique des plaques.

---

## Dérives continentales

#### 40. Pôles géomagnétiques virtuels de coulées volcaniques de moins de 20 millions d'années

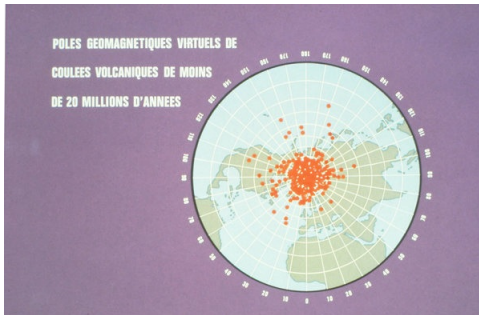
L'étude des dérives continentales par le paléomagnétisme repose sur l'hypothèse selon laquelle le champ magnétique terrestre aurait toujours présenté une configuration moyenne simple à la surface du globe.

Partant de la configuration actuelle approximativement dipolaire et de l'intervention probable de l'axe de rotation du globe comme élément de symétrie, on a été amené à supposer pour les différentes époques du passé une configuration du champ moyen analogue à celle qui serait créée par un dipôle placé au centre du globe et dirigé selon l'axe de rotation de ce dernier, la polarité de ce dipôle s'inversant régulièrement.

Cette hypothèse, dite du dipôle axial centré, est vérifiée pour les temps géologiques récents<sup>[a]</sup>. Si l'on considère la position des pôles géomagnétiques virtuels calculés à partir de coulées volcaniques réparties sur l'ensemble de la surface de la terre et d'âge inférieur à 20 millions d'années, on obtient un nuage de points centré sur le pôle géographique.

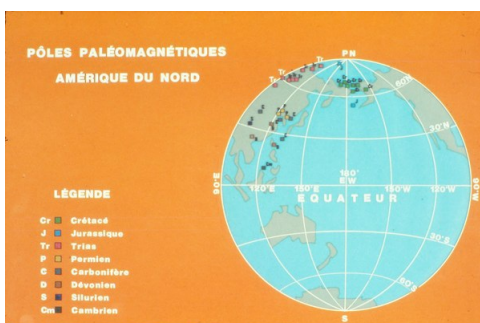
Pour les périodes plus reculées, la vérification est moins aisée car il faut tenir compte des déplacements continentaux ; cependant l'on a pu montrer que l'hypothèse du dipôle centré axial est sensiblement vérifiée depuis au moins 130 millions d'années.

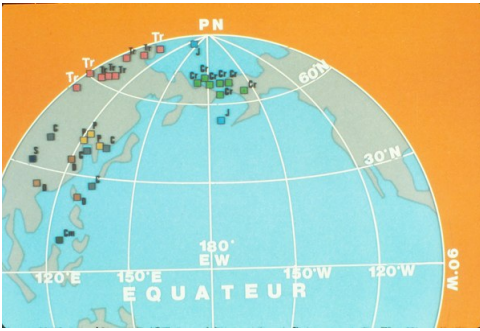
En extrapolant ces constatations à toutes les périodes géologiques, on est ainsi amené à définir pour chacune d'elles, à l'aide d'ensembles de mesures analogues à celui montré ici, un pôle moyen, appelé pôle paléomagnétique, que l'on suppose confondu avec le pôle géographique de l'époque.



#### 41. Pôles paléomagnétiques Amérique du Nord

Sur fond géographique actuel, les pôles paléomagnétiques, obtenus à partir de l'étude de formations primaires et secondaires<sup>[b]</sup> du continent nord-américain, apparaissent groupés en fonction de leur âge stratigraphique, en des zones géographiquement distinctes. Le regroupement est particulièrement net en ce qui concerne le Trias (représenté en rose) et le Crétacé (représenté en vert). Les pôles tertiaires, non représentés, seraient confondus avec le pôle géographique actuel comme le montrait le diagramme précédent. On observe donc une dérive du pôle géographique par rapport à l'Amérique du Nord au cours des temps géologiques ; il s'agit en réalité d'une dérive de ce continent par rapport au pôle. Le paléomagnétisme met en évidence cette dérive, mais ne permet pas d'en fixer le mouvement exact. Certes la symétrie axiale du champ magnétique terrestre permet de retrouver la paléolatitude géographique d'un continent à une époque géologique donnée, mais elle interdit toute détermination de sa paléolongitude, la direction du champ le long d'un même géoparallèle restant constante par rapport aux coordonnées géographiques locales.





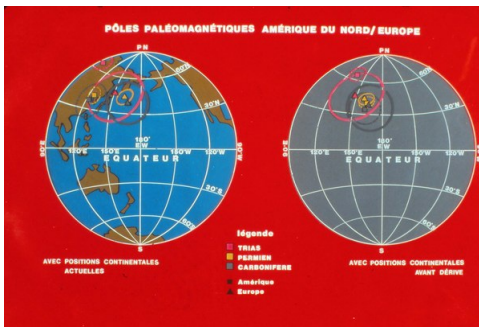
#### 42. Pôles paléomagnétiques Amérique du Nord (détail)

Pour chaque époque géologique, les pôles paléomagnétiques obtenus par divers auteurs d'après l'étude de formations différentes, sont dispersés en raison sans doute de difficultés expérimentales tels un isolement imparfait de l'aimantation rémanente primaire ou, pour certains des pôles, un échantillonnage défectueux. Dans les figures qui vont suivre, nous utiliserons pour chaque époque la position moyenne des pôles paléomagnétiques, affectée si possible de son cercle de confiance pour une probabilité de 95 %.

#### 43. Pôles paléomagnétiques Amérique du Nord / Europe

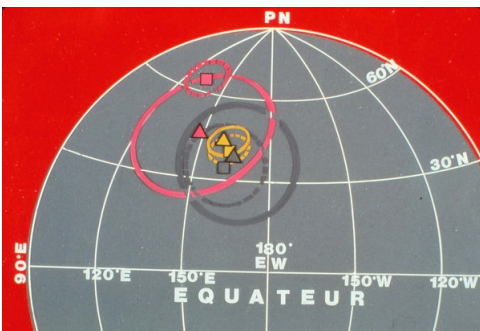
Si, pour chaque période géologique, on compare maintenant les positions des pôles paléomagnétiques calculés par rapport à deux continents distincts, ici l'Amérique du Nord et l'Europe, on peut mettre en évidence leurs mouvements relatifs au cours du temps. Cependant, l'incertitude en paléolongitude précédemment soulignée, interdit, là encore, de décrire le mouvement dans son intégralité. On peut toutefois vérifier la compatibilité entre les résultats paléomagnétiques et les reconstitutions avant dérive proposées à partir d'autres données.

Comparons, sur fonds géographiques actuels, les positions moyennes au Carbonifère (gris), au Permien (ocre) et au Trias (rose), des pôles paléomagnétiques de l'Amérique du Nord (carrés) et de l'Europe (triangles), affectées de leur cercle de confiance.



À gauche, les pôles paléomagnétiques sont calculés à partir de la position actuelle des deux continents. Les pôles paléomagnétiques européens, comme ceux de l'Amérique du Nord, diffèrent du pôle géographique actuel ; donc l'Europe, comme l'Amérique du Nord, s'est déplacée depuis le Carbonifère. De plus, les pôles paléomagnétiques d'une même époque correspondant aux deux continents ne sont pas confondus, ce qui montre que, postérieurement au Trias, l'Europe et l'Amérique du Nord se sont déplacées l'une par rapport à l'autre. Ce mouvement relatif correspond sans doute à l'ouverture de l'Atlantique Nord.

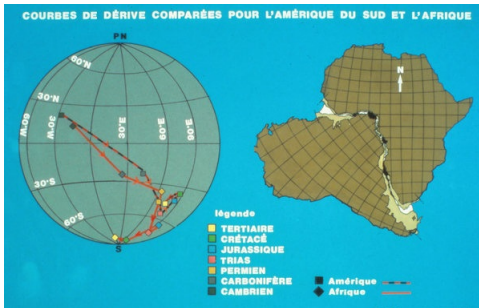
À droite, les pôles paléomagnétiques sont calculés à partir de la position supposée des continents avant l'ouverture de l'Atlantique. Cette position est obtenue en rapprochant l'Amérique du Nord de l'Europe supposée fixe, les contours de leurs plateaux continentaux étant ajustés au mieux (reconstitution de Bullard).



#### 44. Pôles paléomagnétiques Amérique du Nord / Europe (détail, positions continentales avant dérive)

Les pôles paléomagnétiques des continents américain et européen ainsi rapprochés ne sont plus significativement distincts du Carbonifère au Trias.

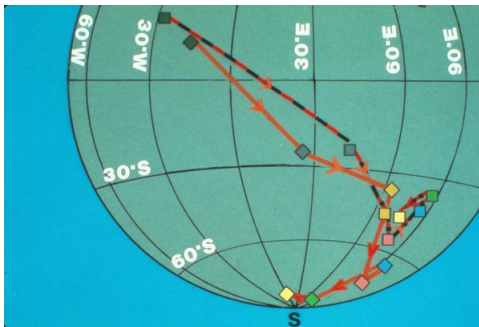
Le reconstitution paléogéographique de Bullard est donc compatible avec les résultats paléomagnétiques obtenus pour cette période.



#### 45. Courbes de dérive comparées pour l'Amérique du Sud et l'Afrique

Ce nouvel exemple va montrer que le paléomagnétisme permet de déterminer approximativement l'époque d'ouverture de l'Atlantique Sud.

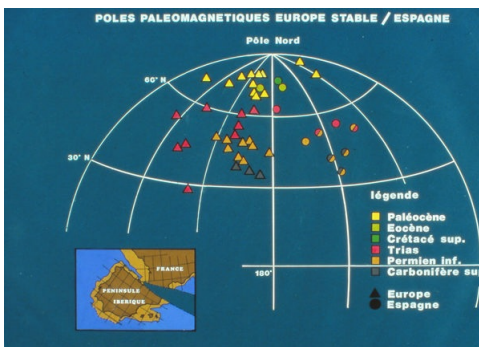
Si l'on rapproche l'Amérique du Sud de l'Afrique, selon la reconstitution de Bullard figurée à droite, on constate, à gauche, sur la projection du globe, que les courbes de dérive de leurs pôles paléomagnétiques ne sont pas significativement distinctes pour les périodes géologiques les plus anciennes (Cambrien, Carbonifère, Permien). Cet ensemble continental aurait donc maintenu son unité tout au long de l'ère primaire.



#### 46. Courbes de dérive comparées pour l'Amérique du Sud et l'Afrique (détail)

Par contre une divergence significative, bien qu'encore relativement faible, est visible pour le Trias (rose), et le Jurassique (bleu). Pour le Crétacé (vert) et le Tertiaire (jaune) l'écart devient très important.

L'ouverture de l'Atlantique Sud aurait donc débuté avec l'ère secondaire.



#### 47. Pôles paléomagnétiques Europe stable / Espagne

Prenons un dernier exemple concernant la péninsule ibérique.

Les pôles paléomagnétiques présentés sont calculés à partir des positions géographiques actuelles. Considérons d'abord les pôles au Tertiaire inférieur, représentés en jaune vert pour l'Éocène et en jaune pour l'ensemble du Paléocène (Éocène + Oligocène).

Les pôles éocènes correspondant à la Péninsule (cercles) se trouvent à l'intérieur de la plage de répartition des pôles paléocènes de l'Europe stable (triangles).

Au contraire, l'ensemble des pôles du Carbonifère supérieur (gris), du Permien inférieur (ocre), et du Trias (rose), correspondant à l'Espagne apparaît bien séparé, à l'Est de l'ensemble analogue correspondant à l'Europe stable. C'est donc postérieurement au Trias, et antérieurement au Tertiaire, que l'Espagne s'est déplacée vers sa position actuelle. Ceci est en accord avec des reconstitutions situant l'Espagne, avant ouverture du Golfe de Gascogne, au Nord-Ouest de sa position actuelle.

Cet exemple confirme l'intérêt, mais aussi l'imprécision de la méthode paléomagnétique : la dispersion entre les pôles de même âge, relatifs à un bloc continental donné, et le nombre de résultats disponibles, entraînent de larges imprécisions dans les conclusions paléogéographiques.

[a] Depuis 1977, l'exploration du système solaire a montré que les planètes et satellites possédant un champ magnétique avaient un champ magnétique dipolaire approximativement parallèle à l'axe de rotation.

[b] Il vaut mieux, en 2017, parler de formations paléozoïques et mésozoïques plutôt que primaires et secondaires (de même on emploiera cénozoïques plutôt que tertiaires). En effet, le Quaternaire n'est plus considéré comme la quatrième ère du Phanérozoïque, mais comme la dernière période du Cénozoïque (ex-Tertiaire).



#### 48. Générique de fin

Ministère des Universités, Université Audio-Visuel, École normale supérieure de Saint-Cloud

Conseil scientifique et réalisation : Michel Prévot, Daniel Biquand, Gérard Bouhot, André Paillé

Photographies : Édouard Vast et Gérard Bouhot

Dessins : Claudie François et Jean-François Despiney

Ingénieur du son : Jean Chéré

Chef de production : Jean-Claude Benson

Série de 48 diapositives 24 x 36 mm accompagnée d'une cassette son de 40 min. Texte rédigé en juillet 1977, révisé en novembre 1983