

B – Les données de la gravimétrie

1 – Définitions et objectifs

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps le champ de la pesanteur de la Terre. Elle se définit aussi comme l'étude de la répartition des masses en profondeur à partir du champ de la pesanteur terrestre. Elle permet d'en déduire la répartition dans le sous-sol, les différentes formations géologiques caractérisées par leur densité.

Pour la sismologie, la forme du Globe terrestre est sphérique. Les données gravimétriques permettent de déduire que la forme de la Terre est un ellipsoïde.

2 – La notion de base de la méthode gravimétrique

a – Accélération de la pesanteur

L'accélération de la pesanteur à la surface de la Terre est calculée à partir de la loi de l'attraction universelle. Deux corps de masse m_1 et m_2 , séparées par une distance d , s'attirent selon une force déterminée par la loi de Newton : $F = G \times m_1 \times m_2 / d^2$ où G est la constante d'attraction universelle. Dans le cas de la Terre, on va appliquer la loi de Newton à une particule de rayon r et une masse m de $1g$, située au bord de la mer. La Terre est caractérisée par son rayon R et sa masse M (Fig. 2.11)

$F = G \times m \times M / (r + R)^2$. Sachant que la force d'un corps en chute libre est $F = m \times g$, l'égalité entre les deux équations donne : $F = G \times m \times M / (r + R)^2 = m \times g$. Sachant que m et r sont négligeables par rapport à M et R , on a donc $g = G \times M / R^2$.

b – Détermination de la densité du Globe terrestre

La densité moyenne du globe d est déterminée à partir de la formule de la pesanteur calculée précédemment : $g = G \times M / R^2$, avec : g = accélération terrestre ($g = 981 \text{ cm/s}^2$), M la masse de la Terre ($M = d \times V = 5,96 \times 10^{24} \text{ kg}$, où d = densité moyenne de la terre qu'on doit déterminer et V le volume de la Terre théoriquement sphérique $V = 4/3 \times R^3$, avec $R = 6400 \text{ km}$). La densité d est de 5,52.

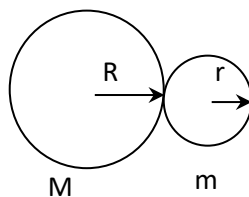


Fig. 2. 11 : Accélération de la pesanteur

La densité moyenne des roches constituant l'écorce terrestre admise par les géophysiciens est de 2,67. On doit donc conclure que l'intérieur de la Terre est occupé par des matériaux de hautes densités.

3 – Les facteurs de variations de la pesanteur : notion d'isostasie

La détermination des variations de g permet de connaître les causes profondes. En effet la pesanteur varie à la surface de la terre avec :

a - l'altitude : plus l'altitude est élevée plus l'intensité de la pesanteur est faible car R

augmente,

b- la latitude : le rayon terrestre est minimum selon l'axe des pôles et maximum à l'équateur, donc g est plus grand aux pôles,

c - la topographie : la surface topographique terrestre n'est pas régulière, mais elle présente des irrégularités importantes qui ont des effets gravitationnels. En effet, la masse d'une montagne exerce une attraction sur tout corps situé dans la plaine voisine. Cette attraction due à la masse d'une montagne tend à diminuer la pesanteur. Au niveau d'une vallée, le déficit de masse tend à augmenter la pesanteur.

4 – L'établissement d'une surface de référence : le géoïde

Les valeurs de g à la surface du Globe varient en fonction de la latitude, de l'altitude et des reliefs. Tous les points ayant une valeur de g constante sont situés sur une même surface dite équipotentielle : le **géoïde** (surface moyenne des océans) ou **ellipsoïde de Clairaut** (au niveau des continents) (**Fig. 2.12**). La verticale en un point se définit comme la perpendiculaire au plan tangent à la surface équipotentielle. Par conséquent, les variations de g mesurées à la surface de la Terre traduisent des masses hétérogènes profondes à l'intérieur du Globe.

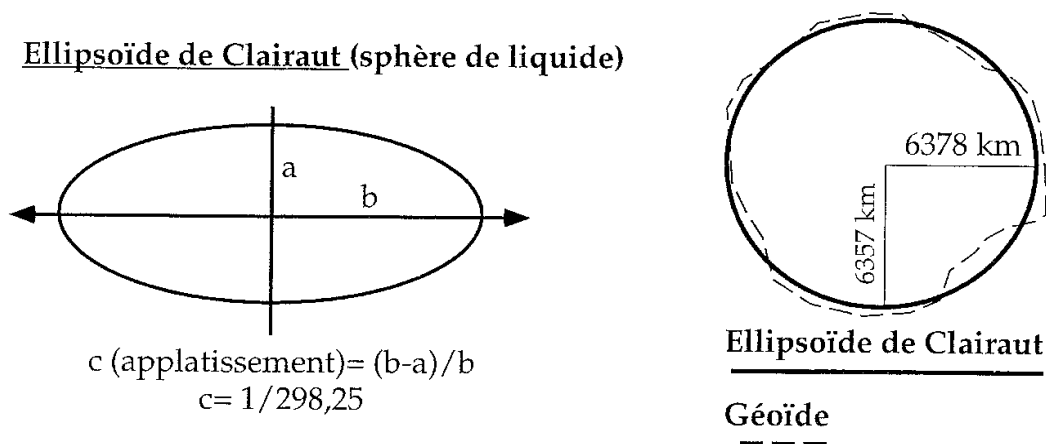


Fig. 2.12 : Géoïde et ellipsoïde de Clairaut

5 – Les corrections et les anomalies gravimétriques

a – Différentes corrections gravimétriques

Les mesures de g montrent que sur Terre la pesanteur n'est pas constante. A un instant donné g varie d'un point à un autre et en un point donné g varie avec le temps. Ainsi les mesures gravimétriques brutes doivent subir diverses corrections pour être comparables entre elles et par rapport à des valeurs théoriques déterminées sur le géoïde. On distingue :

- * Correction d'altitude (à l'air ou de Faye) : elle consiste à corriger l'effet d'altitude en supposant qu'il n'existe aucune masse au-dessus du géoïde ; le terme de Faye est de 0,308 mgal/m,

- * Correction de plateau : elle permet d'éliminer l'influence des masses rapprochées mais néglige les masses éloignées,

- * Correction de relief (ou de terrain) : elle tient compte des masses supplémentaires et des déficits de masses par rapport au géoïde,

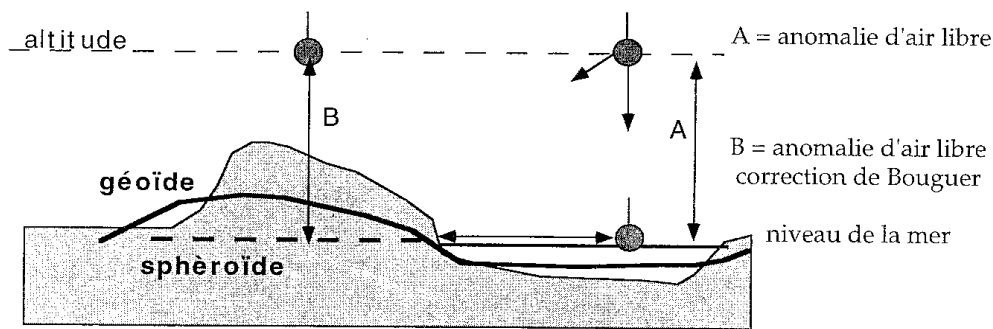


Fig. 2.13 : Correction de Bouguer

* Correction de Bouguer : elle vise à déduire l'effet des masses situées au-dessus du géoïde, en tenant compte de leur densité supérieure à celle de l'air ; elle comporte un terme dit " correction de plateau " dû à l'attraction du plateau et une correction topographique tenant compte de l'effet latéral des irrégularités de la surface. En fait la correction de Bouguer est la somme des trois corrections précédentes (altitude, plateau et relief) (**Fig. 2.13**).

b – Signification de l'anomalie de Bouguer et distribution des anomalies gravimétriques sur le Globe

La correction de Bouguer a pour but de révéler l'influence des masses profondes. Tout se passe comme si dans la nature, l'effet des reliefs sur la pesanteur est déjà compensé en profondeur par un déficit de masse. Il semble donc que la croûte terrestre soit plus légère au niveau des montagnes, d'où la notion de compensation isostatique ou **isostasie**. D'une manière générale, on note que :

* Sur les continents : l'anomalie de Bouguer est négative ; c'est-à-dire que la pesanteur est inférieure à la moyenne, il y a donc déficit de masse ;

* Sur les océans : l'anomalie est positive ; il y a donc excès de masse.

Ces valeurs confirment que l'intérieur de la Terre n'est pas homogène.

En effet, la gravimétrie montre que l'épaisseur de la croûte terrestre varie considérablement :

* elle est épaisse sous les continents et elle compense la charge en surface ;
 * elle est mince sous les océans. Donc les matériaux lourds du manteau sont plus proches de la surface.

c – Isostasie : mobilité verticale de la lithosphère. Les différents modèles

Les déficits ou les excès de charge des croûtes lithosphériques sont compensés en profondeur par des masses denses plus ou moins importantes. L'équilibre des masses crustales est ainsi assuré. Tout se passe comme si la densité des roches était plus faible que prévue sous les montagnes et plus forte sous les océans.

L'isostasie est un phénomène naturel de mise à l'équilibre. C'est un phénomène de rééquilibrage de l'altitude de la croûte continentale par rapport au géoïde. Selon le principe de l'isostasie, il existe dans ou sous la lithosphère, une surface de compensation, où les pressions s'égalisent et donc pratiquement " hydrostatiques ".

Des événements de réajustement superficiel des surcharges ou des sous-charges occasionnelles se produisent région par région. Celles-ci se soulèvent ou s'affaissent à la recherche de l'équilibre. Ces déplacements verticaux de compensation sont dits isostatiques.

Par exemple, lors de la formation d'une chaîne de montagnes, telle que l'Atacora, les Alpes ou l'Himalaya, il se forme une surépaisseur de croûte continentale, donc à cet endroit, la croûte

est plus lourde, et, naturellement, elle a tendance à s'enfoncer dans le manteau. Les chaînes de montagnes comportent donc une partie émergée, mais également une racine, profondément enfoncée dans le manteau supérieur. Une fois la chaîne de montagne érigée, elle va subir des phénomènes d'érosions, qui vont diminuer son altitude en surface, le poids total de la croûte est alors moins important, et elle va avoir tendance à "remonter" vers la surface. Pour mieux comprendre le phénomène, on peut imaginer un iceberg flottant dans la mer. L'iceberg est moins dense que l'eau, donc il flotte, mais il a un poids et va donc s'enfoncer, déplaçant un volume d'eau correspondant à son poids (poussée d'Archimède). C'est exactement le même phénomène qui se produit avec l'isostasie, mais à une échelle de temps plus géologique.

La façon dont les anomalies de densité sont distribuées, dépend du mécanisme de compensation. On distingue trois modèles :

* **Modèle de Pratt** (1854) : les variations d'altitude seraient compensées par des variations latérales de densité au-dessus d'une surface de profondeur constante (située à 113,7 Km et appelée **surface de compensation** par Hayford en 1910), cette densité étant plus forte sous les océans que sous les montagnes (**Fig. 2.14a**).

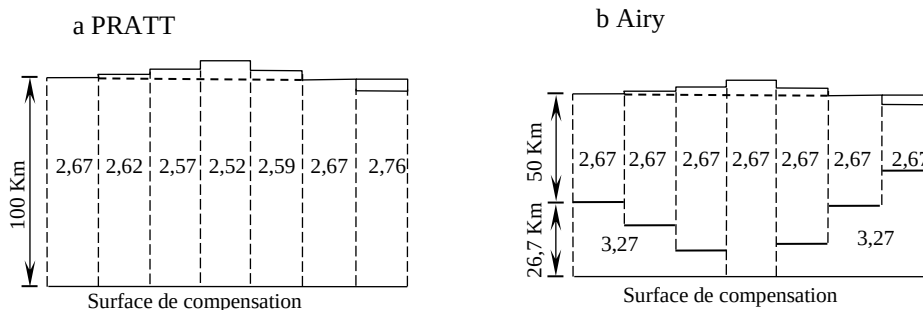


Fig. 2.14 : Modèles de compensation de Airy et Pratt

* **Modèle d'Airy** (1855) : Airy suggère que, les montagnes (très lourdes, ne peuvent pas être supportées par l'écorce terrestre) et l'ensemble de la croûte terrestre "flottent" sur une matière de densité plus forte selon le principe d'Archimède. Plus les montagnes sont élevées, plus leur racine est importante. Dans ce modèle et à une certaine profondeur (vers 80 Km), il existe une surface dite de compensation, où l'influence du relief ne se fait plus sentir. La différence de densité des colonnes situées au-dessus de cette surface est obtenue par la combinaison, en quantité variable, d'une matière légère ($d = 2,67$) et d'une matière plus dense ($d = 3,27$). Les reliefs seront donc compensés par une racine crustale et les dépressions par une anti-racine (**Fig. 2.14b**).

Cet équilibre est dit isostatique et l'on appelle **théorie de l'isostasie** l'ensemble des hypothèses qui permettent d'interpréter la compensation en profondeur des reliefs superficiels.

* **Modèle de Vening-Meinesz** (modèle régional) : ce modèle est du même type que le modèle d'Airy, mais avec un étalement latéral de la racine sur une région plus étendue que le relief. Les modèles d'Airy et de Pratt sont des modèles d'isostasie locale. De ce fait, Vening-Meinesz, proposa une modification du modèle d'Airy. Il supposait que la croûte pouvait répondre d'une façon analogue à une plaque élastique sous l'effet d'une charge verticale telle qu'une montagne. Sous l'effet de la charge, la plaque se déforme (flexure). La figure **2.14b** illustre ce concept en comparant la forme de la racine dans le modèle d'Airy et dans celui de Vening-Meinesz. Pour illustrer le fait que la racine est plus large que la charge, on utilise le terme d'isostasie régionale. Le modèle de Vening-Meinesz est aujourd'hui considéré comme le plus probable.

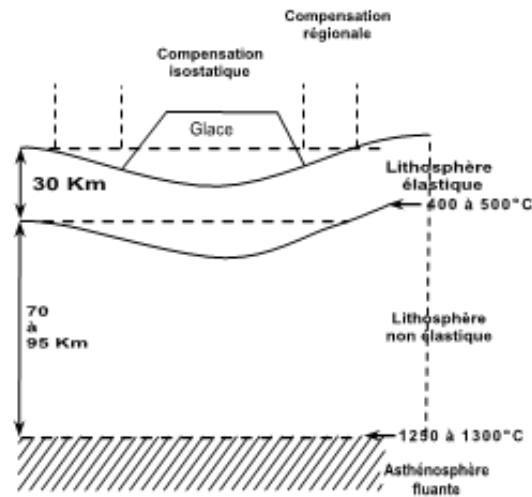


Fig. 2.15 : Modèles de compensation de Vening-Meinesz

d – Les anomalies isostatiques

Les mesures de la pesanteur renseignent sur les compensations en profondeur des reliefs superficiels. Pour cela, on peut calculer l'anomalie isostatique.

L'anomalie isostatique est la différence entre la valeur de la pesanteur mesurée et la valeur théorique corrigée de l'effet d'altitude, de plateau et de l'effet des masses compensatrices profondes.

* Une anomalie isostatique négative, signifie qu'à la verticale de la station de mesure existe un déficit de masse donc un excès de roche à faible densité par rapport à ce qui existerait s'il y avait une compensation isostatique. Dans le modèle d'Airy, pour que cette anomalie disparaisse, une adjonction de matériau dense se produira et soulèvera le secteur considéré.

* Une anomalie isostatique positive, implique qu'à la verticale de la station de mesure existe un excès de matière à forte densité. Pour qu'il y ait compensation du secteur, une diminution de matériau dense situé au-dessus de la surface de compensation devra se produire : la partie de l'écorce faite de matériau léger doit s'enfoncer.

6 – Les réajustements isostatiques

a – Soulèvement de la lithosphère

Il s'agit des mouvements verticaux de soulèvement à grand rayon de courbure indépendants des mouvements orogéniques liés à la formation des chaînes de montagnes. L'exemple représentatif est celui de la Scandinavie. C'est une région où l'on observe un lent soulèvement de 1cm/an. Cette région est le siège d'une anomalie négative attestant un déficit de masse. Cette remontée est due à la fonte des glaces ; ainsi la région se met à retrouver un nouvel équilibre par un soulèvement pour compenser le déficit de masse créée par la fonte des glaces.

b – Erosion des chaînes de montagnes

Au cours des temps, les chaînes de montagnes jeunes subissent une érosion de l'ordre de 200m/Ma. Elles s'allègent et tendent à s'élever. La disparition de cette matière légère en surface est compensée en profondeur par l'arrivée de la matière dense du manteau. On assiste alors à une remontée progressive de la racine des chaînes de montagnes, ce qui permet l'affleurement des roches de profondeurs telles que les granites.

c – La subsidence

Certaines régions du Globe ont connu au cours des temps géologiques des grandes accumulations de roches sédimentaires de 2000 à 3000m d'épaisseur. La croûte s'alourdit progressivement et tend à s'enfoncer. L'apport de matière légère en surface est compensé en profondeur par le départ de matière dense : c'est la subsidence.

C – Le magnétisme terrestre

La Terre, comme certaines autres planètes du système solaire, se caractérise par l'existence d'un champ magnétique, qui s'est maintenu dans le temps et a permis le développement de la vie en protégeant la Terre des radiations ionisantes comme la couche d'ozone. Les conséquences géologiques de ce champ magnétique sont considérables du fait de la fossilisation du champ magnétique terrestre par certaines roches. Le magnétisme terrestre est un phénomène très intéressant et fort complexe à interpréter.

1 – Le champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre a deux composantes :

- * *le champ principal*, produit par le noyau liquide, représente 99% du champ total ; il est induit par les courants électriques qui circulent dans le noyau de la Terre, composé presque essentiellement de fer liquide (**Fig. 2.16 A**). Il peut être assimilé à celui produit par un dipôle situé en son centre et dont l'axe fait un angle de 11° avec l'axe de rotation de la Terre : le pôle Nord magnétique (Nm) est à 1900km du pôle géographique (Ng) dans le Canada et le pôle Sud magnétique (Sm) est à 2300km du Sud géographique (Sg) en Terre Adélie en Antarctique. Le champ principal évolue lentement sur des périodes de quelques décennies, suivant le mouvement des couches externes du noyau terrestre.

- * *le champ superficiel*, produit par l'aimantation des roches de la croûte ; ce champ non dipolaire est caractérisé par des anomalies s'étendant sur des distances de plusieurs centaines à quelques milliers de kilomètres, anomalies dues aux courants électriques ionosphériques et aux variations d'aimantation des roches de la croûte et de la partie supérieure du manteau.

Pour déterminer, les différents éléments du champ magnétique terrestre représenté par un vecteur F = force totale, on trace un trièdre (**Fig. 2.16 B**).

Le champ magnétique en un point est caractérisé par :

- * *la déclinaison* (symbole D), angle entre la composante horizontale du champ total (le méridien magnétique) et le méridien géographique

- * *l'inclinaison*, angle entre le champ magnétique total et sa composante horizontale, positif si le champ total s'enfonce dans le sol, négatif si le champ total sort du sol

- * *l'intensité* représentée par le module de OB (**Fig. 2.16 B**). C'est la force avec laquelle l'aiguille de la boussole est attirée. La valeur maximale du champ se rencontre au niveau des pôles Sud avec 70000 nT et la valeur la plus faible au niveau de l'Equateur avec 33000 nT. Les variations de l'intensité du champ magnétique révèlent les particularités minéralogiques et structurales du sous-sol. Elles constituent l'une des méthodes de la prospection géophysique.

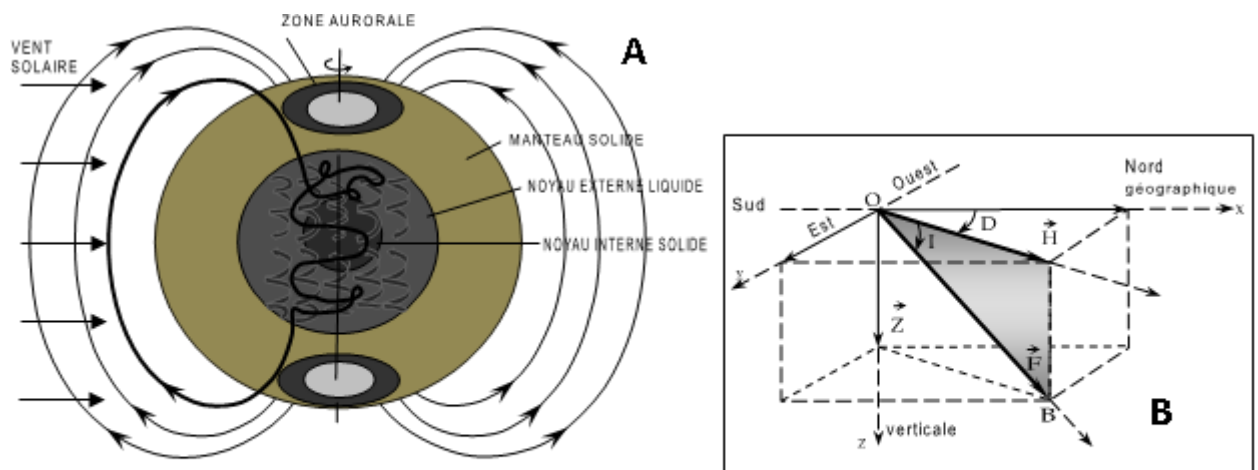


Fig. 2.16 : Origine et différentes composantes du champ magnétique terrestre : A. Un modèle possible de la dynamo responsable du champ magnétique terrestre ; B. Les paramètres du champ magnétique terrestre.

Le champ d'induction est la densité de flux du champ magnétique terrestre, habituellement exprimé en gamma ou en tesla.

2 – La fossilisation du champ magnétique terrestre

Le magnétisme terrestre passé a contribué, en son temps, à imposer aux roches une aimantation magnétique permanente, dite rémanente, qui est une mémoire géologique. La théorie qui se rattache au paléomagnétisme a été développée au début du 20^e siècle par le japonais Matuyama. Elle stipule que, lors de leur cristallisation, les minéraux magnétiques qui sont présents dans l'intérieur du magma en fusion s'alignent dans le champ magnétique terrestre du moment. Or on sait que la polarité du champ magnétique terrestre a changé plusieurs fois au cours de l'histoire de la Terre.

Il existe dans les roches, un certain nombre de minéraux ferromagnétiques qui, en se plaçant dans un champ magnétique peuvent acquérir une aimantation forte. Ces minéraux ferromagnétiques se rencontrent aussi bien dans les roches magmatiques que dans les roches sédimentaires. Les principaux minéraux sont les oxydes de fer : FeO , Fe_2O_3 , Fe_3O_4 et de titane Fe_2TiO_4 (ulvospinel).

Une roche présente une aimantation rémanente naturelle (ARN) acquise par le passé et qu'il s'agit de décoder. L'aimantation utile en géologie est celle primaire (ARP), acquise lors de la genèse de la roche et ayant fossilisé d'une part la position des paléopôles et d'autre part la nature inverse ou normale du champ magnétique du moment.

S'il s'agit de roches magmatiques (aimantation thermo-rémanente ATR), l'aimantation des minéraux ferromagnétiques se produit lors du refroidissement, au-dessus d'une température nommée point de Curie de 570°C . Cette aimantation est très stable, résistante et fort utile. Le point de Curie pour la magnétite est de 580°C . Cette température est nettement inférieure à la température de fusion de la roche (900 à 1000°C), ce qui permet aux minéraux de fossiliser le champ magnétique ambiant et de conserver tous les paramètres du champ (intensité, déclinaison et inclinaison).

S'il s'agit de roches sédimentaires (aimantation rémanente détritique ou de dépôt, ARD), au moment de leur dépôt, les particules magnétiques détritiques provenant de l'érosion des roches endogènes s'orientent selon les lignes du champ de l'époque et ne fossilisent que la déclinaison car l'intensité de leur aimantation est beaucoup plus faible que celle des roches endogènes.

Les autres formes d'aimantation sont l'aimantation rémanente chimique (ARC) acquise au

cours de la néogénèse des minéraux et l'aimantation rémanente visqueuse (ARV).

Généralement, en présence d'un champ magnétique, la matière peut acquérir l'un des trois comportements magnétiques suivants :

a – Diamagnétisme

La plupart des corps solides, liquides et gazeux sont diamagnétiques. Ils s'aimantent inversement au champ appliqué

b – Paramagnétisme

Les corps contenant des ions ou des atomes de fer, prennent une aimantation positive dans le sens du champ magnétique dans lequel ils sont plongés. C'est une aimantation faible et elle diminue avec la température et devient nulle quand le champ est interrompu.

c - Ferromagnétisme

C'est une aimantation forte qui se poursuit même si on supprime le champ ambiant, tout en gardant une certaine température.

3 – Les inversions magnétiques et l'échelle paléomagnétique

a – Découverte des inversions

En 1906 Bruhnes découvre que les laves ont une mémoire magnétique, mais que certaines présentent des inversions du magnétisme ; c'est-à-dire que le dipôle N-S aurait été S-N à certaines époques.

En 1950 Graham émet l'idée que les inversions de polarité magnétique ne sont pas dues à une inversion du champ magnétique terrestre, mais à un phénomène d'auto-inversion qui interviendrait lors de la cristallisation de certains minéraux. Mais cette proposition est fautive aujourd'hui.

Finalement, la réalité des inversions du champ magnétique a été démontrée entre 1960 et 1966 par une équipe de chercheurs américains qui ont utilisé les inversions du champ magnétique terrestre pour construire une échelle magnétostratigraphique pour les derniers 4Ma.

Ces inversions magnétiques donnent des informations extrêmement importantes pour la théorie de la Tectonique des plaques.

b – Les anomalies magnétiques

* Une anomalie positive implique que le champ magnétique fossile est dans le même sens avec le champ actuel. Les anomalies positives sont dues à une aimantation des basaltes lors de leur refroidissement dans le même sens que le champ actuel, les deux valeurs s'ajoutent.

* Une anomalie négative indique que le champ magnétique fossile est dans le sens contraire du champ actuel. De grandes épaisseurs de roches sédimentaires ou de dômes de sel peuvent provoquer des anomalies négatives locales. Les anomalies négatives sont dues à une aimantation des basaltes dans un champ opposé à l'actuel, lors d'une inversion des pôles.

c – Les variations-repères du champ magnétique terrestre

La durée d'une période magnétique stable sans inversion de 1Ma est évaluée à partir des bandes d'anomalies magnétiques des fonds océaniques ou des coupes continues de séries sédimentaires. Le temps d'inversion des pôles s'étale sur 100.000 ans et a été vérifié dans une

succession continue de couches de laves.

d – L'échelle paléomagnétique (Fig. 2.17)

Dans tous les océans, les anomalies positives et négatives s'organisent en bandes parallèles. Ces anomalies constituent donc une méthode pour déterminer l'âge de n'importe quel basalte du fond marin. Elles permettent aussi de déterminer la vitesse d'expansion ou de séparation des plaques. Le fait que ces bandes restent parallèles montre que l'emplacement des pôles est resté sensiblement toujours autour de la position actuelle.

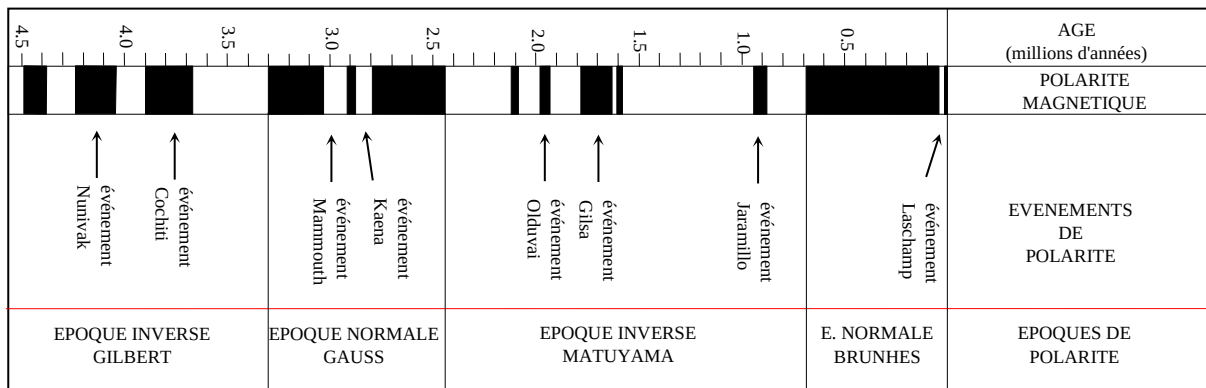


Fig.2.17 : Echelle des polarités magnétiques pour les 4,5 derniers Ma

On définit ainsi des époques de champ de même sens que le champ actuel correspondant aux anomalies positives et des époques de champ inverse pour les anomalies négatives. On établit ainsi une échelle paléomagnétique (**Fig. 2.17**).

Durant les 4Ma, il y a eu plusieurs inversions regroupées en époques et en événements. Les événements portent des noms de lieux et les époques dédiées aux pionniers.

4 – La détermination des paléopôles

L'inclinaison du champ I en un point et la latitude L de ce point sont liées par la relation : $\text{tg}I = 2\text{tg}L$.

La paléoinclinaison fossilisée dans une roche permet alors de connaître la paléolatitude du point de prélèvement. La déclinaison D mesurée donne le paléoméridien magnétique du lieu. Le paléopôle magnétique virtuel (PMV) se trouve sur ce méridien magnétique, l'angle entre le point de prélèvement, le centre de la Terre et le PMV étant alors de $90^\circ - L$.

Pour connaître la position relative de plusieurs continents à une époque donnée, on prélève sur ces continents des roches de même âge, ce qui permet la détermination des PMV de chacun des continents. Comme l'emplacement des PMV n'est pas sensiblement différent de celui des pôles actuels, on déplace alors les continents de manière à superposer les PMV à un des pôles actuels (**Fig. 2.18**).

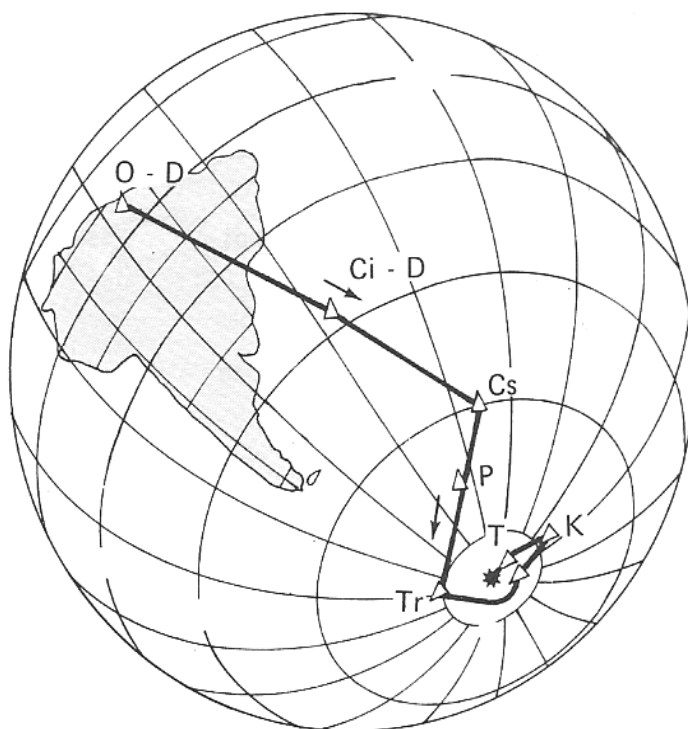


Fig. 2.18 : Position du pôle Sud déterminé par l'Amérique du Sud depuis le Cambrien

O-D = Dévonien –Ordovicien ; Ci-D = Carbonifère inférieur ; P = Permien ; Tr = Trias

V – Conclusion

La structure de la Terre ainsi présentée donne une image statique de notre astre. Or la terre est une planète active, vivante. Cette activité de la Terre se traduit, entre autres, par des tremblements de terre (ou séismes), du volcanisme, la formation de chaînes de montagnes (dénommées orogénèses). Cette activité de la terre s'intègre dans un schéma dynamique de notre planète.