

Les méthodes potentielles en Géosciences

I- Introduction sur la Géophysique appliquée

La géophysique appliquée à l'exploration minérale utilise les principes et les méthodes physiques à la découverte des gisements minéralisés. Ces méthodes ont pour objectifs d'étudier les caractéristiques physiques de la structure du sous-sol et de l'ensemble du globe terrestre, en appliquant des méthodes directes telles que la gravimétrie, le magnétisme, la résistivité, la sismologie et la sismique. Ces méthodes géophysiques permettent de décrire le sous-sol à l'aide de paramètres physiques, à savoir la densité, la susceptibilité magnétique, la résistivité électrique, la permittivité électrique et la vitesse des ondes sismiques. Les mesures de ces paramètres physiques permettent d'avoir des informations concernant les parties de la subsurface, invisibles et/ou inaccessibles, et de donner des informations sur les couches géologiques de subsurface dans un but pratique et des objectifs souvent économiques.

D'autre part, l'acquisition des données géophysiques s'effectue soit par des mesures au sol, en mer par bateau, par des levés aéroportés ou par des mesures au niveau des forages (Gravilog...), permettant ainsi de réaliser des mesures de la pesanteur à différentes profondeurs dans les puits. Depuis les années 1970, et à partir des levés satellitaires (CHAMP, GRACE et GOCE), les données ont pu déterminer des grandes longueurs (supérieur à 500 Km) d'ondes spatiales du champ de pesanteur terrestre.

1- Historique

Dans l'histoire de la géophysique, ces méthodes ont commencé à s'imposer, dès les années 1900 dans la communauté scientifique où la compréhension et la modélisation des phénomènes étaient encore élémentaires. Au fil des années, on a mieux compris les principes fondamentaux régissant les réponses géophysiques. Les techniques ont été adaptées aux investigations spécifiques et aux conditions de terrain.

Actuellement, la géophysique appliquée s'est implantée dans le monde de l'exploration. C'est ainsi que tous les levés, initialement conçus pour l'acquisition des données au sol, ont été modifiés pour être acquises dans l'air, dans les trous de forages, sur les fonds océaniques, ainsi que dans les mers.

Dans tous les cas, la géophysique appliquée s'intéresse aux variations spatiales des propriétés physiques des roches et la géométrie des structures rocheuses. Pour chaque levé, les mesures doivent être prises par rapport à un système de références spatiales qui assure une représentation cartographique adéquate de données recueillies.

L'interprétation des levés géophysiques permet souvent de matérialiser et de limiter les contacts géologiques, les éléments structuraux, d'identifier certaines roches, tout en établissant des cartes géophysiques dont l'analyse et l'interprétation présentent un intérêt purement géologique.

Par exemple, à partir de données gravimétriques, on peut obtenir une carte de la densité apparente (anomalie de Bouguer), puis à partir des données magnétiques, on peut obtenir une carte de susceptibilité magnétique apparente des roches. Ces techniques nécessitent toutes des hypothèses de base sur la géologie. Elles seront donc vues dans les sections traitant l'interprétation de méthodes respectives. C'est ainsi que la cartographie s'avère très utile pour définir des cibles d'exploration, surtout dans les régions où les affleurements sont éparpillés et diversifiés. La cartographie géologique s'appuie donc de plus en plus sur les méthodes potentielles dans le but de mieux décortiquer les zones profondes afin de découvrir de nouveaux gisements, surtout pour les terrains non prospectés et qui se trouvent généralement dans des zones inaccessibles et/ou la visibilité d'affleurement fait défaut.

2- Aperçu sur l'histoire de la géophysique appliquée au Maroc

Au Maroc, les premiers travaux de levés géophysiques ont intéressé la mesure des paramètres du champ potentiel magnétique en 1887 dans la région de Tanger (Moureaux, 1887). En 1912, entre mars et juillet, l'Institut US Carnegie Vessel de Washington a réalisé une mission le long de la côte maritime marocaine dans le but de mesurer le champ magnétique sur 13 stations d'observation ce qui a permis la réalisation de la première carte magnétique du Maroc (Figure 1).

Pour les travaux de gravimétrie, la valeur de la gravité absolue au Maroc a été déterminée pour la première fois en 1933 à l'Observatoire Averroes à Berrechid, en utilisant l'équipement de Mioni. La valeur obtenue de g était de 979,563 gal (Roux, 1942). Par la suite, ces travaux ont été suivis avec la précision de cette valeur (Lejay, 1949) et également avec d'autres mesures de g à Kenitra (Van Den Bosch, 1981).

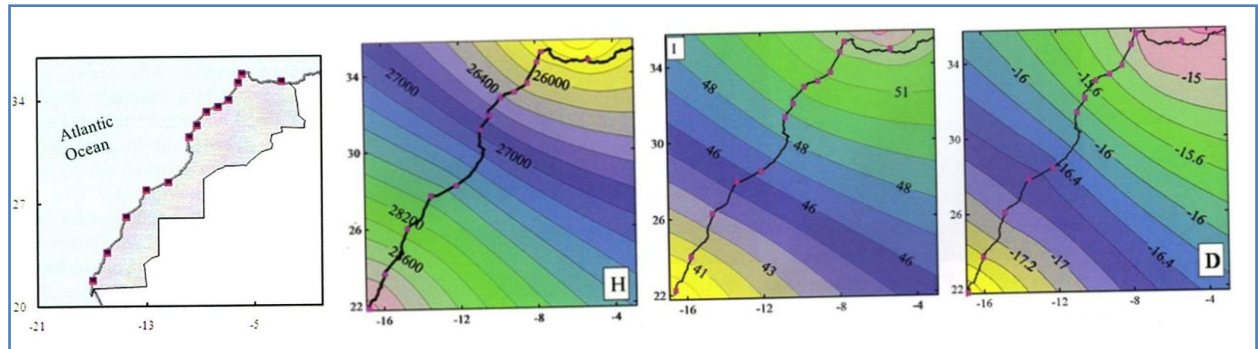


Figure 1: Première carte magnétique du Maroc d'après les travaux de US Carnegie en 1912 (Ramdani, 2017).

Après diverses missions de levés gravimétriques, on a assisté à l'établissement de la première carte d'anomalie de Bouguer à l'échelle de 1/1 500000 qui a été publiée en 1950 sur la base des premiers travaux de reconnaissance couvrant la totalité du territoire par la Compagnie Générale de Géophysique en 1949-1950. D'autre part, des travaux d'exploration pétrolière dans le Gharb ont été amorcés en 1946.

Ce n'est qu'en 1963-1964, qu'on a arrivé à installer le premier réseau gravimétrique marocain, avec l'établissement de la carte d'anomalie de Bouguer de Van Den Bosch à l'Echelle de 1/500 000. Entre 1965 et 1976, des levés gravimétriques terrestres et magnétiques aéroportés ont toutefois intéressé une grande majorité des bassins marocains. Récemment dans le cadre du Programme Nationale de Cartographie Géologique (PNCG), des levés géophysiques aéroportés couvrent une grande partie du territoire marocain (Figure 2).

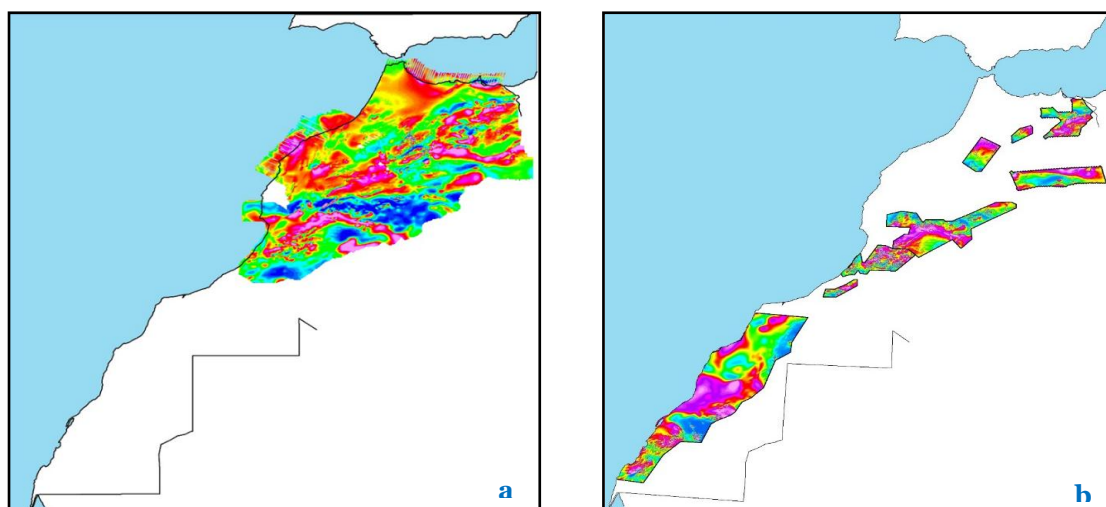


Figure 2: Carte de la couverture aéromagnétique au Maroc
 a: couverture aéromagnétique entre 1965 et 1976
 b: couverture géophysique aéroportée du programme nationale de cartographie géologique.

II- Présentation des méthodes potentielles

La gravimétrie et le magnétisme sont deux méthodes géophysiques qualifiées de méthodes potentielles, car les mesures physiques des paramètres de la gravité et de la susceptibilité magnétique, impliquent une fonction du champ potentiel de force observée, soit la gravité terrestre, soit le champ magnétique, sur le site d'observation.

1- Méthode gravimétrique

La gravimétrie est une méthode d'exploration basée sur l'étude des variations du champ de pesanteur terrestre dues à des distributions de densité variables dans le sous-sol (Figure 3). Ces variations sont caractérisées par leur intensité, leur forme et leur longueur d'onde (Figure 4). Elles dépendent de la géométrie, de la profondeur ainsi que de la densité des édifices géologiques profonds. Le champ de pesanteur mesuré à la surface de la Terre dépend aussi de divers paramètres tels que l'altitude de mesure qui doit néanmoins être réduite de façon adéquate, afin de restituer sa composante géologique d'origine. Cette réduction aboutit à l'anomalie de Bouguer qui ne contient plus que les effets des contrastes de densité sous la topographie et peut avancer des interprétations géologiques.

Au début, la gravimétrie est initiée pour appréhender la structure interne de la croûte terrestre et elle s'est étendue au domaine de l'exploitation des ressources souterraines. Au cours du temps, l'essor de l'industrie minière, au milieu du XX^{ème} siècle, a considérablement développé l'utilisation de la gravimétrie pour l'auscultation des sous-sols, dans le but de déterminer la présence de minerais en profondeur et de contraindre les limites structurales des gisements. La densité élevée de certains métaux, comme l'or, offre une technique parfaitement adaptée à ce type d'imagerie (Seigel et *al.*, 1968). La méthode gravimétrique est aussi largement employée en géodésie (Torge, 1989), dans l'industrie d'exploration des ressources pétrolières (Chapin et Ander, 1999; Jacques et *al.*, 2003).

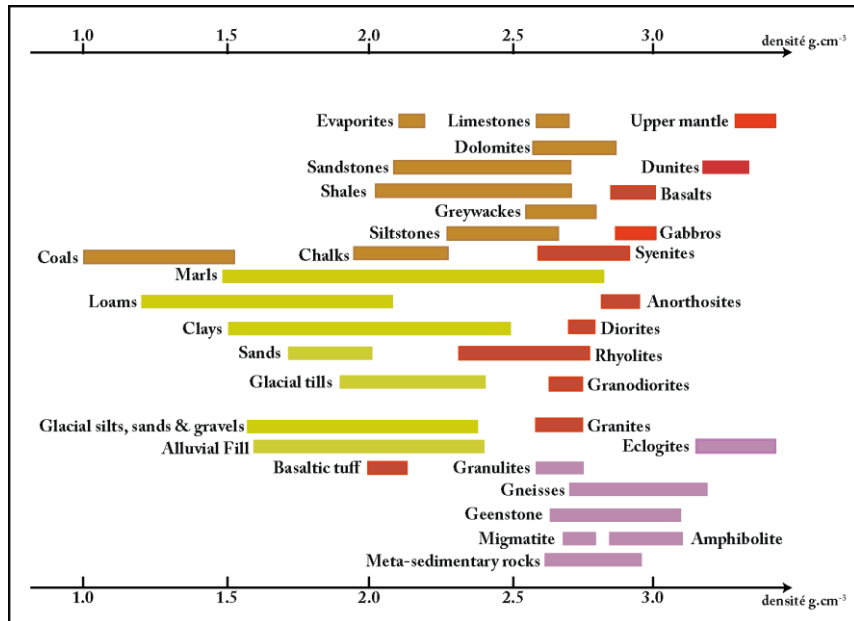


Figure 3: Synthèses sur les valeurs de densité de différents types des roches (Daly et al., 1966; Parasnis, 1971; 1984; Reynolds, 1998).

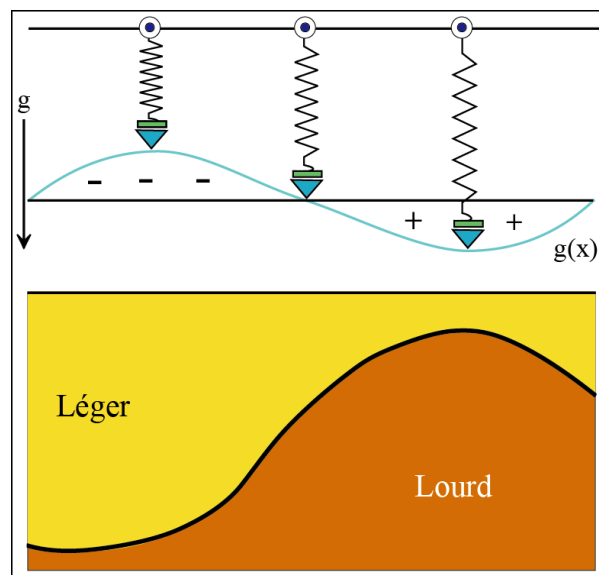


Figure 4: Effet des hétérogénéités du sous-sol sur la variation de la pesanteur (Dubois et al., 2011).

Dans le domaine de l'ingénierie, la gravimétrie va principalement permettre d'avoir une idée sur les structures de sub-surface ou de cartographier la présence de cavités souterraines (Neuman, 1967; Arzi, 1975; Patterson et *al.*, 1995; Branston et Styles, 2003). Des relevés microgravimétriques peuvent également être effectués dans le cadre de recherches archéologiques (Lakshmanan et Montlucon, 1987; Pánisová et Pašteka, 2009 ; Padin et *al.*, 2012). Egalement, en hydrologie, l'étude des variations temporelles du champ gravitationnel permet de suivre les mouvements d'eau et le niveau des aquifères (Allis et Hunt, 1986; Schultz, 1989; Chapman et *al.*, 2008; Jacob et *al.*, 2008; Styles et *al.*, 2005). De même, la gravimétrie est aussi utilisée en géologie fondamentale en particulier pour l'étude de structures tectoniques crustales et de leurs géométrie en profondeur, tel que le cas des Atlas marocains (Ayarza et *al.*, 2005).

1.1- Unité gravitationnelle et ordre de grandeur en gravimétrie

Le champ de pesanteur ayant les dimensions d'une accélération qui s'exprime en m.s^{-2} dans le système international. Dans le système antérieur, dit cgs (centimètre, gramme, seconde), l'unité d'accélération portait le nom de Gal en hommage à Galilée et dont la valeur est de 1 cms^{-2} .

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est de l'ordre de $9,81 \text{ ms}^{-2}$. Nous verrons que les variations spatiales ou temporelles qui nous intéressent varient entre 10^{-8} et 10^{-3} ms^{-2} , il est donc peu commode d'utiliser l'unité du système international (ms^{-2}). Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique, à savoir le milligal (mgal) et le microgal (μGal), qui sont des sous multiples du gal.

On a donc finalement: $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ et $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$, le tableau suivant résume les unités utilisées en gravimétrie et l'ordre de leurs grandeur (Tableau 4-1).

1.2- Développement instrumental

En parallèle avec l'évolution de la méthodologie de la microgravimétrie, il y a une évolution technologique qui touche aux appareils de mesures afin d'avoir une grande précision (Figure 5). Avant 1935, la précision de la mesure de g était de quelques milligals, avec la construction du pendule inversé Holweck-Lejay (Lejay, 1947), la précision passe à environ 1 milligal.

Tableau 1 : Tableau synthétique sur les unités et l'ordre de grandeurs des phénomènes observés.

G	SI	CGS	En relatif	Amplitudes des phénomènes observés
9	1 (ms ⁻²) SI		= 10 ⁻¹ g	
8				
1		gal	= 10 ⁻³ g	variation normale du pôle à l'équateur = 5 gals
0		mgal	= 10 ⁻⁶ g	amas sulfurées: 1 à mgals
	10 ⁻⁶ SI			attraction luni-solaire
0				<ul style="list-style-type: none"> • cavités: quelques dizaines de gals, • effets de charge des océans, • activité microsismique
0		μgal	= 10 ⁻⁹ g	<ul style="list-style-type: none"> • variations de la pression atmosphérique (0.4 μgal/mbars), • hauteur des nappes (5 μgals/m) • mouvements des pôles
0	10 ⁻⁹ SI			<ul style="list-style-type: none"> • mouvements verticaux (0.2 μgals pour un mm), • irrégularités de la rotation terrestre (<1 μgal), • variation de la constante de G de la gravitation

Après 1940, la construction de nouveaux gravimètres (Western, North America, Askania, Worden, Lacoste et Romberg) fait atteindre le centième du milligal. En effet, en 1968 le gravimètre Lacoste et Romberg modèle D, bien souvent appelé Microgal, permettait d'atteindre, à la lecture, la précision du microgal. Ce type de gravimètre, avait une plage de lecture de 200 milligals avec une précision de 0.002 milligal lui permettant de travailler aisément n'importe où sur le globe terrestre.

Au début des années 1990, des appareils de mesures gravimétriques plus performantes et plus précises sont apparues sur le marché, tels que les gravimètres de type Scintrex, en particulier le CG-3M, qui est un gravimètre digital ayant une sensibilité de microgal (Figure 5) pour une plage de mesure mondiale. Ce type de gravimètre devient juste après le CG-5 et tout récemment, le CG-6 mais qui gardent la même enceinte électronique du CG-3.

L'acquisition des données gravimétriques s'est considérablement développée au cours des dix dernières années avec :

- ① le développement d'instruments modernes et de haute résolution ;
- ② des procédures prudentes d'acquisition de terrain ;
- ③ des méthodes sophistiquées de réduction des données et des techniques d'analyse avancées.

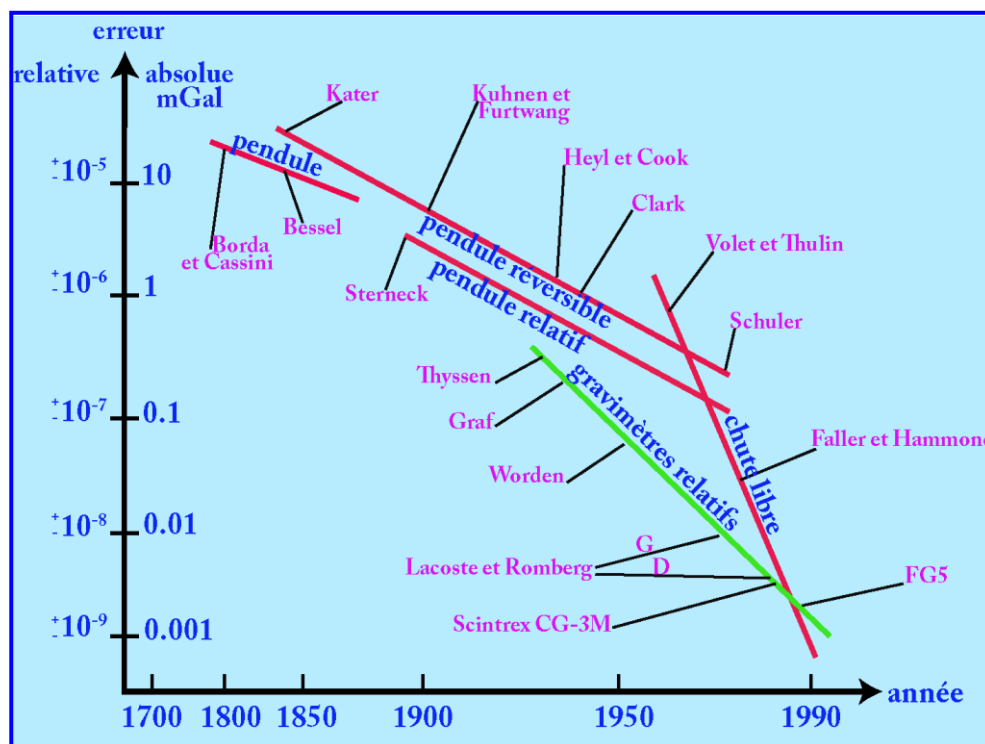


Figure 5: Evolution de la précision des mesures gravimétriques (Torge, 1989 ; Niebauer et al., 1995).

Il est maintenant possible de détecter et d'interpréter des anomalies aussi petites que 10 microgal, avec une répétitivité de quelques microgal dans des conditions favorables du site. De ce fait, la prospection gravimétrique au sol peut être classée selon les objectifs fixés au départ, où l'espacement entre les points de mesures varie entre une dizaine de centimètres à quelques centaines de mètres (Tableau 2). En effet, en fonction de la problématique, la maille de mesure peut varier entre 0.5 m pour la recherche UXO, à 1 m en archéologie et 50 m pour la recherche de grandes carrières. En tenant en compte des informations a priori sur les vides recherchés, on déterminera la maille de mesure adaptée aux problèmes. Cette maille de mesure doit permettre de déceler et de détecter les vides recherchés. En effet, plus une cavité est profonde, plus le signal associé est de faible amplitude et évasé (Figure 6).

D'autre part, avant la campagne gravimétrique, il a fallu des préparatifs d'acquisition qui se résument en des calibrations du gravimètre, l'installation de bases gravimétriques avec parfois l'implantation des stations de mesures dans le cas d'un levé microgravimétriques. Après, on passe au mesure gravimétrique et topographique des stations implantées.

Tableau 2: les caractéristiques de la maille d'acquisition gravimétrique et microgravimétrique en fonction de l'objectif.

	Profondeur	Maille de mesure	Amplitude	précision
Gravimétrie (structures géologiques, Pétrole, mines, eau)	200 à 5000 m	100 à 1000 m	0.5 à 30 mgal	0.10 à 0.01 mgal
Microgravimétrie	0 à 50 m	1 à 50 m	0.02 à 0.4 mgal	0.001 mgal
Carrières importantes		15 à 50 m		
Carrières de taille moyenne		10 à 15 m		
Carrières de petites tailles (catiches, crayères)		5 à 7 m		
Galeries, archéologies, sapes		3 m voire 1m		
UXO (UnExploded Ordnance (munitions non explosées)	0 à 25 cm	0.5 m	20 μ gal	1 μ gal

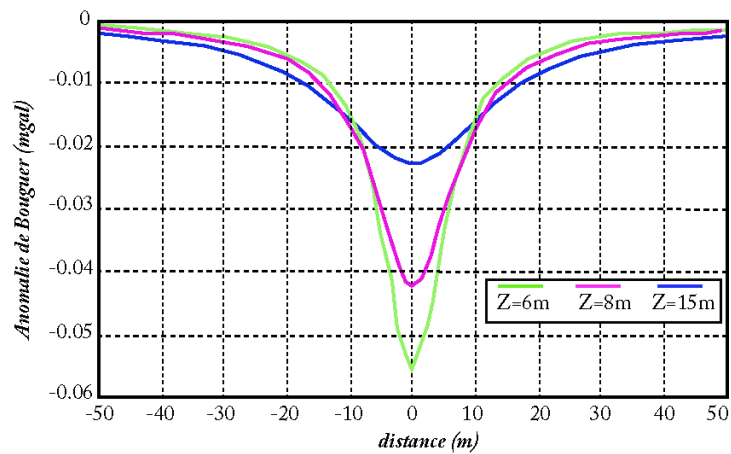


Figure 6: Anomalie due à une galerie de rayon 2 m située en l'abscisse 0 et à la profondeur z (Bouvier et Baron, 2015).

1.3- Etalonnage du gravimètre et instauration de bases gravimétriques

Les mesures gravimétriques relatives nécessitent un étalonnage précis et régulier du gravimètre. L'étalonnage est donné par le fabriquant, mais on le recalcul régulièrement au début de chaque mission d'acquisition. Cette opération se fait en deux étapes :

- ① la première consiste à placer l'appareil dans un endroit stable et de faire des mesures en mode cycling pour une période de 24 heures ou plus, et de calculer la « dérive interne » de l'appareil ;
- ② la deuxième est de faire des liaisons répétées entre des stations de références où la valeur de g est connue avec précision.

1.4- Contrôle de la précision de la mesure

Le contrôle de la qualité du levé gravimétrique se fait par le calcul de la dérive instrumentale qui est un bon critère permettant le suivi du comportement du gravimètre, à titre d'exemple, une dérive supérieure à 0,10 mGal/h est suspecte (Schoeffler, 1975). De plus, la reprise de certaines stations au hasard, dans le temps et dans l'espace, permet d'évaluer la précision de la mesure.

Afin d'avoir un tel contrôle, le réglage précis de l'horizontalité de l'appareil joue un rôle important, il faut l'assurer au mieux. Egalement, le contrôle de la température intérieure peut présenter des écarts brusques difficiles à compenser et l'isolement thermique peut être mal réglé. Il faut donc éviter que le gravimètre subisse des chocs même s'ils sont faibles, ceux-ci peuvent provoquer des sauts brusques de l'appareil qui prend un certain temps à revenir à la normale.

Lors d'une mission d'acquisition, la qualité des mesures est contrôlée d'une part par le suivi régulier par des cycles semi-journaliers de la dérive instrumentale, d'autre part, on a recours à des reprises des mesures, c'est-à-dire la mesure de la gravité d'une station qui a fait l'objet d'une mesure dans un programme de mesure antérieur. En effet, une station peut-être reprise plus d'une fois, de plus, les reprises peuvent être aléatoires, pour obtenir la précision d'un levé, ou ciblées pour vérifier une anomalie décelée, ou une mesure douteuse. Le pourcentage de stations à reprendre en reprises est de 20% avec une répartition dans le temps et dans l'espace et dont l'erreur quadratique est de 0.020 mgal.

1.5- Les corrections gravimétriques

Lors de l'acquisition des données gravimétriques, la valeur de g mesurée correspond à une superposition de plusieurs effets. Pour pouvoir se concentrer uniquement sur l'effet des structures du sous-sol afin d'avoir la carte d'anomalie de Bouguer, il est donc nécessaire d'appliquer plusieurs corrections sur les données, il s'agit de la correction :

- ① luno-solaire ;
- ② de la hauteur de l'instrument ;
- ③ de la dérive instrumentale ;
- ④ à l'air libre ;
- ⑤ de plateau ;
- ⑥ topographique.

Notons qu'il existe d'autres corrections mais qui s'appliquent dans des cas très particuliers comme la correction de pression atmosphérique, la correction d'Eötvös appliquée lors de la réalisation des mesures aéroportées ou marines, en tenant compte des mouvements des appareils de mesures. Il y a également la correction des effets des structures anthropiques si l'acquisition microgravimétrique est faite en domaine urbain. En effet, la microgravimétrie en milieu urbain implique à corriger avec soin les perturbations gravifiques sur la mesure de la pesanteur, dues aux effets de la topographie, des bâtiments, des caves et de l'infrastructure des réseaux de distribution (Yule et *al.*, 1998).

a. Correction luni-solaire

La lecture faite par un gravimètre en un point donné ne reste pas constante dans le temps et ce pour un phénomène naturel, la marée luno-solaire qui se traduit par une variation de g parfaitement mesurable à chaque instant en tout point de la terre. La force des marées dépend de l'emplacement du point attiré ainsi que de la position et la masse des corps célestes, donc du temps (Debeglia et Dupont, 2002). Cette correction a pour but d'éliminer les effets apportés par les marées dont les variations de g peuvent atteindre 0,2 mGal (Schoeffler, 1975).

Pour certains gravimètres, cette correction est intégrée automatiquement, selon le choix de l'opérateur, dans la lecture donnée tels que le gravimètre CG-3M. La valeur de correction est calculée selon la relation de Longman (1959), tout en signalant les coordonnées géographiques de la zone d'étude.

b. Correction de la hauteur de l'instrument

La hauteur du gravimètre par rapport au niveau du sol est systématiquement mesurée avec un mètre ruban. Elle est utilisée pour compenser l'effet d'élévation du

gravimètre.. Cette correction se fait en utilisant un gradient vertical usuel de 0.3086mgal/m, selon la relation suivante:

$$r_h = r_t + 0.3086h_i$$

r_h : valeur corrigée pour compenser la hauteur de l'instrument (mgal);

r_t : valeur après correction de l'effet de marée (mgal);

h_i : hauteur du gravimètre par rapport au niveau du sol (m).

c. Correction de la dérive instrumentale

La dérive instrumentale est un effet qui s'ajoute à l'allongement du ressort du gravimètre. En effet, à cause des propriétés intrinsèques du matériau du ressort, ce dernier se déforme par relaxation. Cette déformation est plus importante si le matériau du ressort est neuf et elle diminue avec son vieillissement. D'autre part, le ressort est aussi affecté par les variations de la température ainsi que par les mouvements. Par conséquent, les valeurs de g mesurées dans ces conditions sont directement affectées. Cette variation est de l'ordre de quelques dixièmes de mGal par heure.

Afin d'amener ce type de correction au cours d'une campagne gravimétrique, on commence toujours les mesures dans une station de base où la valeur du g est connue avec précision au temps (T1) ; et après avoir effectué plusieurs nouvelles stations de mesures, on ferme la boucle des mesures dans la même base de départ au temps (T2) ou à une autre base à condition que cette dernière soit intégrée dans le réseau de bases gravimétriques.

En général, les lectures obtenues au début et à la fin de la journée à la station de base ne sont pas semblables. Cette variation est due en partie à la dérive instrumentale.

La condition primordiale réside dans le fait que la correction soit faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Si on note Δg la variation liée à la dérive instrumentale, alors la dérive peut être calculée par la relation suivante:

$$\Delta g = \frac{\Delta g_i}{\Delta t_i} = \frac{g(i+1) - g_i}{t(i+1) - t_i}$$

avec :

$i = 1, 2, 3, \dots$ nombre de points de mesures

g_i : sont les valeurs de g mesurées sur les points de bases correspondants aux temps t_i .

Finalement, la valeur de g en un point sera corrigée de la dérive instrumentale en calculant la correction nécessaire en fonction du temps.

d. Correction d'altitude

La force d'attraction gravitationnelle décroît avec l'augmentation de l'altitude. Les stations de mesures ne sont jamais toutes à la même élévation, il y aura une différence de gravité entre elles. De ce fait, la correction d'altitude aplanit ces différences pour que les lectures semblent avoir été prises à une élévation commune, dite de référence (Figure 7). Ainsi, on suppose que chaque mesure faite à une altitude h peut être ramenée au niveau du géoïde ($z=0$) ou à n'importe quel niveau référentiel parallèle au géoïde et dont l'altitude est $z=h$.

On sait que:

$$g = G \frac{m}{r^2} \quad \text{où } r \text{ est le rayon de la terre au niveau de référence,}$$

Si on se déplace d'une hauteur h par rapport à ce niveau de référence, alors:

$$gh = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2 \left(1 + 2\left(\frac{h}{r}\right) + \left(\frac{h}{r}\right)^2\right)}$$

Et puisque on a $r \gg h$ alors l'équation devient:

$$gh = \frac{Gm \left(1 - \frac{2h}{r}\right)}{r^2} = gr - \frac{2hgr}{r}$$

et donc :

$$gh - gr = -\frac{2hgr}{r}$$

En prenant r comme rayon moyen de la terre, la correction à faire est donnée par (h positif vers le haut):

$$\Delta h = 0.3086h \quad mGal / m$$

avec $h > 0$ et cette correction ramène la valeur mesurée de la pesanteur au géoïde de 0.3086 mgal/m .

e. Correction du plateau

La correction d'air libre ramène les lectures à une élévation commune, mais elle ignore les surplus ou les déficits de masses par rapport au niveau de référence choisi (Figure 7). La matière au-dessus du niveau de référence exerce une attraction qui s'ajoute à celle qu'aurait normalement ressentie l'appareil si l'élévation de la station avait été celle du niveau de référence. Inversement, l'absence de matière sous le niveau

de référence cause un manque d'attraction par rapport à ce qu'aurait été normalement ressenti au niveau de référence.

Pour pouvoir comparer g mesurée au point de mesure M à g_0 corrigée à l'air libre, il faut tenir compte du plateau rocheux horizontal passant par M . Pour une tranche (considérée comme couche horizontale infinie) de hauteur h et de densité ρ (Figure 7), l'attraction est donnée par:

$$\Delta p = 2\pi G \rho h$$

on a alors:

$$\Delta p = 0.04191 \rho h \quad mGal / m$$

Le problème qui se pose est celui de la densité des roches constituant la tranche horizontale. Pour le résoudre, on affecte au plateau une seule densité, la plus vraisemblable, en fonction du contexte géologique. Or, il faut tenir compte de la variation de Δp en fonction de h .

f. Correction topographique

La correction d'altitude supposait la station de mesure située sur une surface plane ou sphérique. En réalité, on doit prendre en considération l'influence de la forme réelle des terrains qui nous ramènent aux conditions réelles.

L'objectif de la correction topographique est de calculer les effets causés par les creux et les bosses entourant la station de mesure (Figure 7). Le remplissage des vides sous l'altitude de la station augmentera la valeur de la gravité. Il est naturel également que le fait d'enlever des masses au-dessus de l'altitude de la station élimine l'attraction vers le haut, et causera ainsi une augmentation dans la valeur de g (Schoeffler, 1975). Pour éliminer ces effets, il faut ramener la mesure au point de la station, ce qu'elle serait été si la surface topographique était un plan horizontal passant par la station de mesure. On note ici que les corrections de terrain sont toujours positives dans toutes les situations.

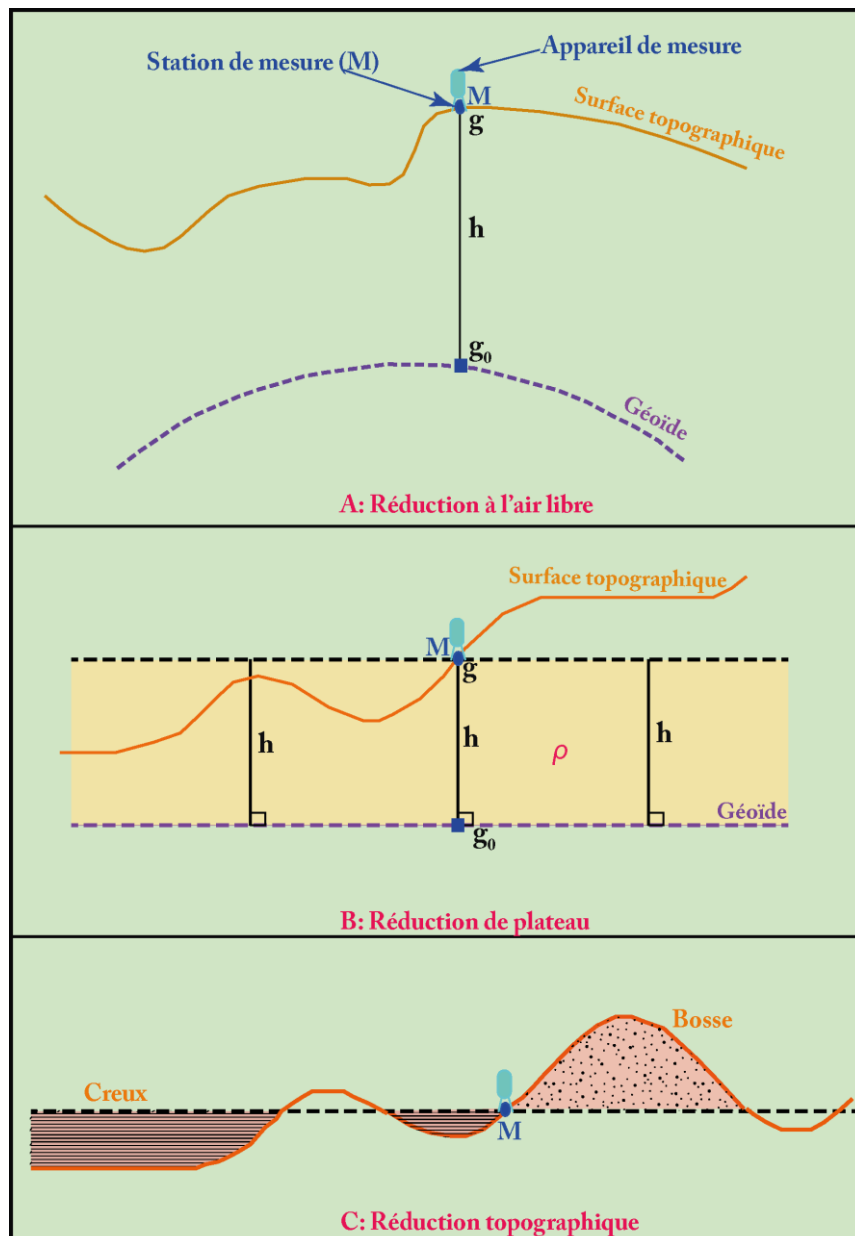


Figure 7: Les différents types de corrections établies en gravimétrie.

Lors du traitement des données gravimétriques et dans le stade des corrections topographiques, il existe deux types de corrections à faire :

- 1 la première est celle des reliefs proches (zone B à 17 m et C à 57 m de Hammer) dont l'allure est estimée par l'opérateur sur le terrain. Pour chaque compartiment, on évalue l'altitude de la station. Après on calcul la valeur de la correction correspondante en centièmes de milligal selon la formule donnant l'attraction exercée par une couronne cylindrique verticale sur un point de son axe situé dans le plan d'une de ses bases:

$$g = 2\pi f d (R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_2^2 + h^2})$$

avec:

R_1 et R_2 : rayons intérieurs et extérieurs de la couronne

h : hauteur

d : densité moyenne des terrains

Dans le cas d'un levé microgravimétrique aux alentours des constructions, l'effet gravimétriques de ces dernières et pris en considérations (Qianshen et *al.*, 1996 ; Debeglia et Dupont, 2000 ; Radogna et *al.*, 2003 ; Padin et *al.*, 2012).

- 2 la deuxième correction topographique à faire est en relation avec les reliefs lointains d'environ 25km autour de la station de mesure. Cette distance peut-être plus grande dans les zones accidentées. Comme elle peut être écartée dans le cas d'un levé microgravimétrique dans une zone à étendue tabulaire puisque l'effet gravimétrique est très minime.

Autrefois, cette correction se fait à l'aide d'abaques concentriques superposés sur la carte topographique de la région. Ensuite, l'effet gravimétrique de celle-ci est calculé par une formule suivant l'emplacement du point de mesure sur l'abaque.

Cependant et avec l'émergence d'autres techniques, notamment les modèles numériques de terrain (MNT), la correction topographique est devenue plus facile à réaliser et surtout plus précise. Le principe est de construire des prismes bien définis approchant au maximum la topographie réelle à partir du MNT de la région d'étude. Une densité est affectée dans chacune d'entre elles, puis l'effet gravimétrique de chaque prisme est enfin calculé. A la fin, il suffit de faire une somme de l'effet de tous les prismes pour avoir l'effet gravimétrique global de la topographie de la région sur le point de mesure.

1.6- Anomalie de Bouguer

Une fois toutes ces corrections faites, les valeurs de la pesanteur acquises permettent le calcul de l'anomalie de Bouguer qui est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique.

L'anomalie de Bouguer A_B s'exprime ainsi :

$$A_B = g_{\text{mes}} - g_{\text{th}} + 0.3086h + (0.3086h - 0.0491\rho h) + \rho T$$

où ρ est la densité de réduction de Bouguer,
 h altitude du point de mesure,
 T la correction de terrain pour la densité ρ

Le traitement des données gravimétriques consiste à calculer, en premier lieu, l'anomalie de Bouguer qui est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique (Telford et *al.*, 1990; Dubois et *al.*, 2011), elle représente la somme des contributions des corps géologiques localisés à différentes profondeurs dont la distribution est étalée de la surface jusqu'à plus de 100 km (Chapin, 1996). Cette anomalie s'obtient par une série de corrections (LaFehr, 1991; Chapin, 1996) appliquées aux valeurs relatives du champ de gravité lues à l'aide d'un gravimètre. De plus, les contrastes de densité sont fondamentaux pour l'interprétation de données gravimétriques, car l'absence significative de contrastes de densité ne permettra pas d'extraire une information géologique.

2- Méthode magnétique

La prospection magnétique permet de mesurer les variations du champ magnétique terrestre. Celles-ci sont causées par des changements des propriétés magnétiques des structures et des formations géologiques du sous-sol.

Les roches ont la particularité d'acquérir une aimantation et peuvent même devenir à leur tour des sources de champ magnétique sous l'action du champ géomagnétique. La capacité d'une roche à s'aimanter, sous l'action d'un champ magnétique, s'exprime par la mesure de la susceptibilité magnétique. Elle correspond alors à la réponse d'un matériau sous l'action d'un champ magnétique externe (Hunt et *al.*, 1995). Elle se mesure, généralement en champ faible, sur de petits volumes rocheux. Ce paramètre permet aussi de constater trois grands types de comportement magnétique pour une roche :

- 1 **matériaux diamagnétiques** : ils ne contiennent aucun élément magnétique et sont caractérisés par une susceptibilité négative. On peut citer quelques matériaux à caractéristiques différentes appartenant à cette catégorie, comme l'or, le pétrole et

l'eau. Il y'a aussi certains minéraux qui sont bien représentés comme la calcite, le quartz et les feldspaths ;

② *matériaux paramagnétiques* : ces types de matériaux présentent une susceptibilité positive. La roche contenant ce type de minéraux est caractérisée par une aimantation faible orientée dans le sens du champ magnétique appliqué. C'est l'exemple des oxydes pauvres en Fe, Mn (ilménite, sidérite), comme d'ailleurs les olivines, les pyroxènes et les amphiboles ;

③ *matériaux ferromagnétiques* : ces matériaux acquièrent une aimantation dans le sens du champ appliqué. Cette aimantation a une intensité beaucoup plus forte et reste maintenue lorsque le champ disparaît, on parle alors d'aimantation rémanente. Les oxydes de fer (magnétite, hématite) sont les minéraux ferromagnétiques les plus communément rencontrés dans les roches, dans ce type de comportement magnétique.

La présence de ces minéraux dans les roches ignées et métamorphiques leur confère une susceptibilité très élevée tandis que les roches sédimentaires, possèdent un magnétisme beaucoup plus faible, mais mesurable (Figure 8).

Les données magnétiques permettent donc d'estimer une distribution de la susceptibilité magnétique associée aux différentes lithologies d'un secteur d'étude. Les contrastes magnétiques entre des formations, ou entre des minéraux, permettent de différencier les causes d'anomalies magnétiques. De plus, en magnétisme, l'interprétation se limite seulement à quelques kilomètres de profondeur puisque les sources des anomalies magnétiques sont généralement peu profondes et l'intensité du champ magnétique décroît rapidement avec la distance entre le point d'observation et la source (inversement de la distance cube).

On peut donc utiliser cette technique de susceptibilité magnétique, pour avancer les interprétations géologiques à des échelles cartographiques et ceci, à partir des données magnétiques aéroportées.

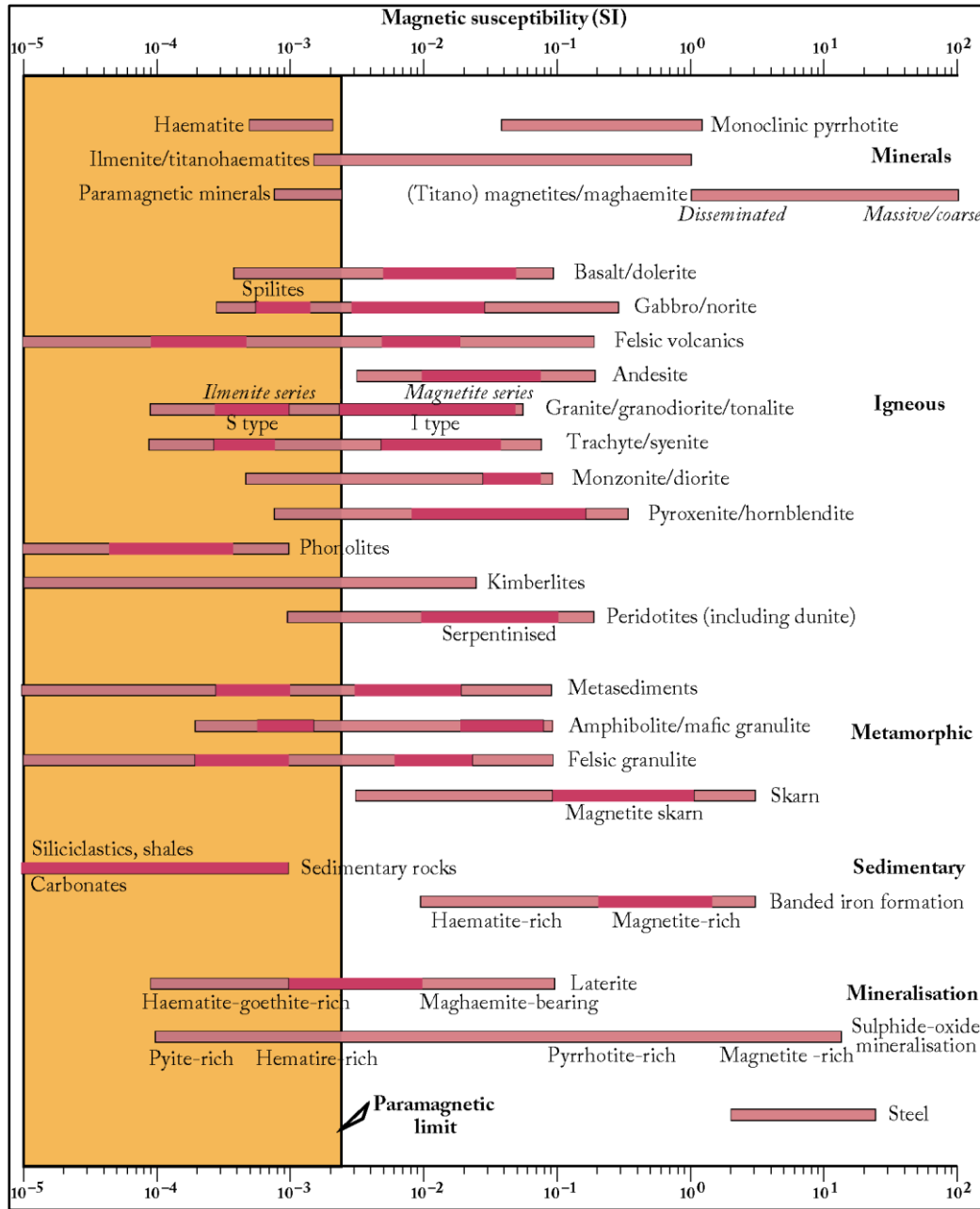


Figure 8: Valeurs de susceptibilité magnétique de différents types des roches (Clark, 1997). Les rectangles noirs représentent les valeurs les plus répandues.

3.1- Acquisition des données magnétiques

Lors d'un levé magnétique, les données enregistrées et acquises sont corrigées de certains effets indésirables (dérive diurne) et de perturbations (bruit instrumental, tellurique), on obtient alors un champ magnétique total mesuré. Celui-ci est marqué par une valeur qui est fonction de la latitude, la longitude et l'altitude du point de mesure.

De plus, le champ magnétique principal est enregistré en continu dans des observatoires répartis sur le globe, dont la modélisation fournit la valeur de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en tout point du globe (Figure 9).

En raison que les effets les plus superficiels sont, en grande partie, masqués par les anomalies régionales de forte amplitude, on est amené à soustraire le champ magnétique régional du champ magnétique total mesuré. On obtient alors ce qu'on appelle la carte d'anomalie magnétique résiduelle dont les variations sont dues aux aimantations induites et rémanentes.

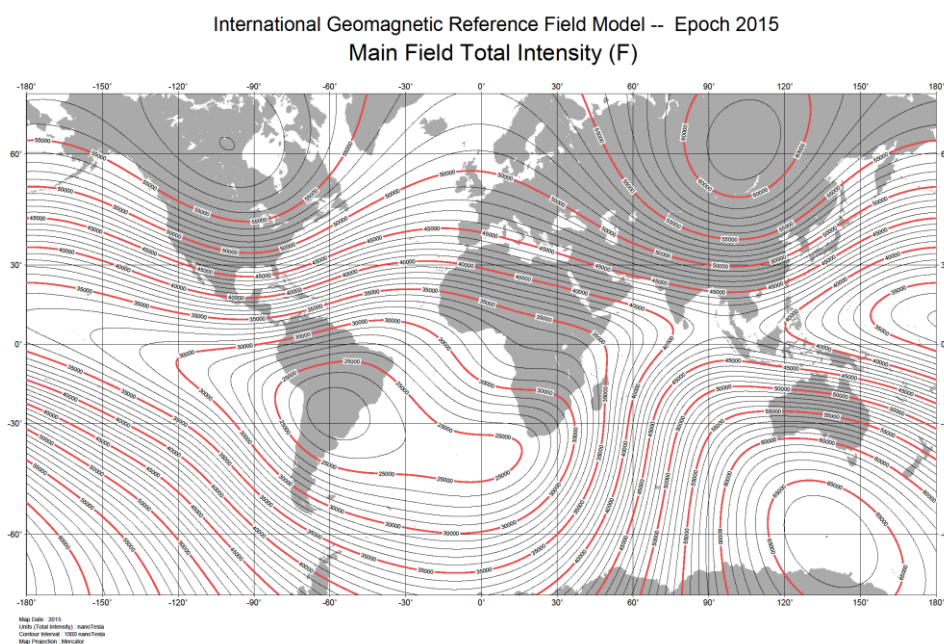


Figure 9: Carte du champ magnétique totale sur globe terrestre pour l'époque de 2015
(Source : www.ngdc.noaa.gov/geomag/data/mag_maps).

3.3- Méthodologie d'acquisition des données aéromagnétiques et pré-traitement

L'acquisition des données aéromagnétiques est basée essentiellement sur des vols (Figure 10), par exemple, d'un hélicoptère qui est lui-même désaimanté et où le magnétomètre est tracté dans un « oiseau » (bird) (Figure 11). A cet effet, avant le démarrage de toute mission d'acquisition aéromagnétique, des calibrations sont exécutées comme l'étalonnage des altimètres sur des points de contrôles reconnus.

D'autre part, le processus de traitement des données aéromagnétiques sur le terrain se limite à l'étape d'acquisition et de pré-traitement (Figure 12) qui se fait en deux phases :

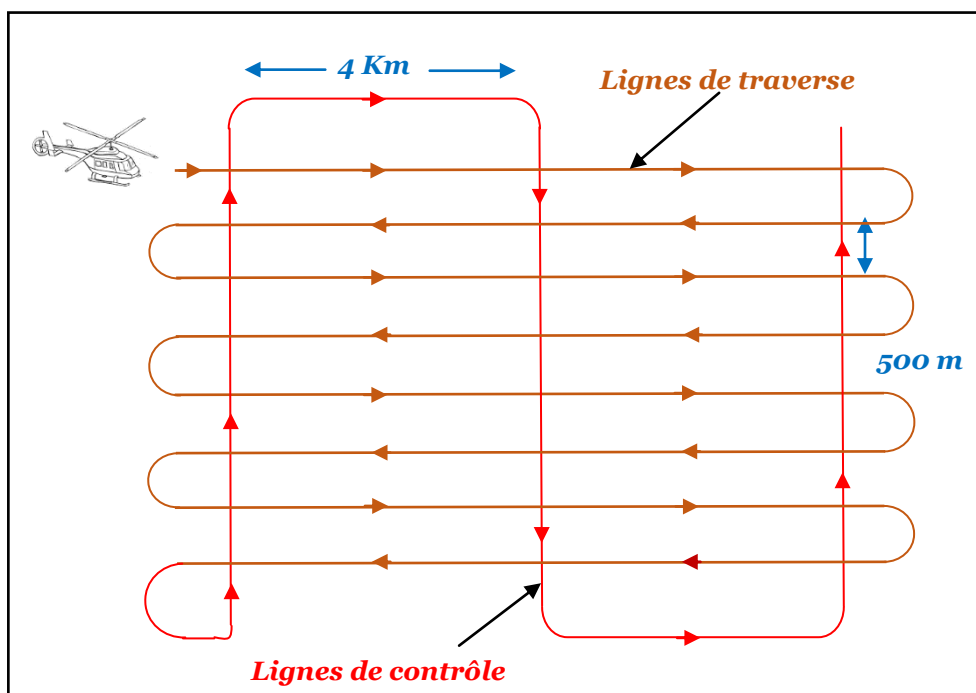


Figure 10: Schéma d'acquisition de lignes de traverses et de contrôles lors d'une campagne aéromagnétique.

- 1 le pré-traitement qui consiste à la vérification des données du vol, de l'altimétrie et du GPS ainsi que les gaps, les spikes et les bruits ;
- 2 le traitement qui examine les variations diurnes, la parallaxe, l'IGRF, et le nivellement.

Le traitement des données est une procédure quotidienne qui comprend et constitue l'ensemble des techniques du contrôle de qualité et la compilation préliminaire des données sous forme de profil par vol et de grilles pour l'ensemble des données accumulées.

Le contrôle de qualité des données acquises nécessite la réalisation, des tests et des contrôles. En premier lieu, la trajectoire du vol est vérifiée en répertoriant le kilométrage réalisé et en s'assurant de la couverture complète de la portion survolée. Pour les données enregistrées, elles sont d'abord affichées en profil, puis mises en maille afin de vérifier que les spécificités mentionnées pour l'acquisition aéroportée sont respectées. Elles permettent aussi de détecter rapidement d'éventuels problèmes au niveau du système d'acquisition ou de l'instrumentation.

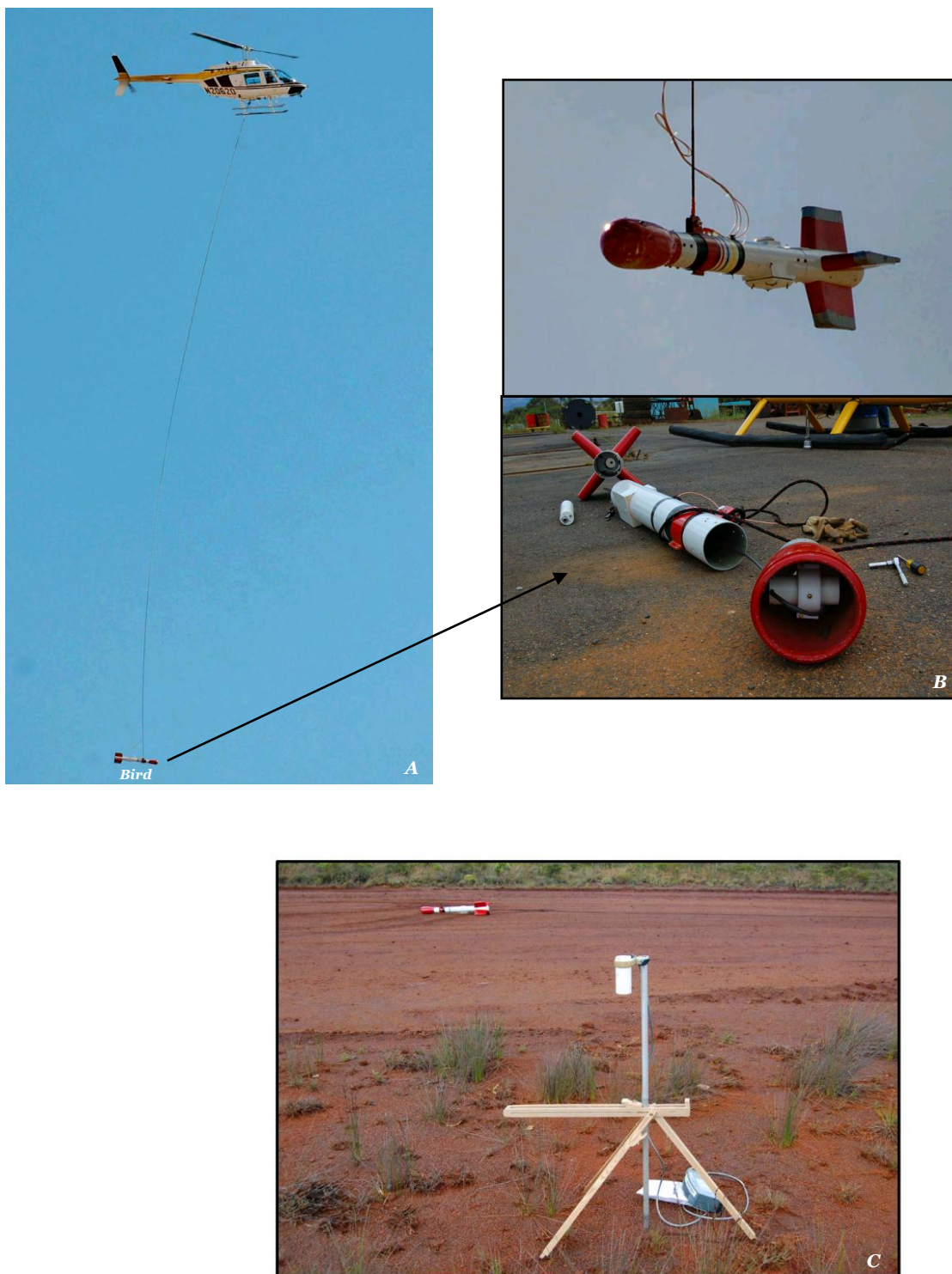


Figure 11: Mode d'acquisition aéromagnétique.
A : Système d'hélicoptère aéromagnétique avec un magnétomètre «Bird»;
B : Exemple d'un magnétomètre «Bird»;
C : Station de référence magnétique (magnétomètre de type GeoMetrics G-858 Cesium).

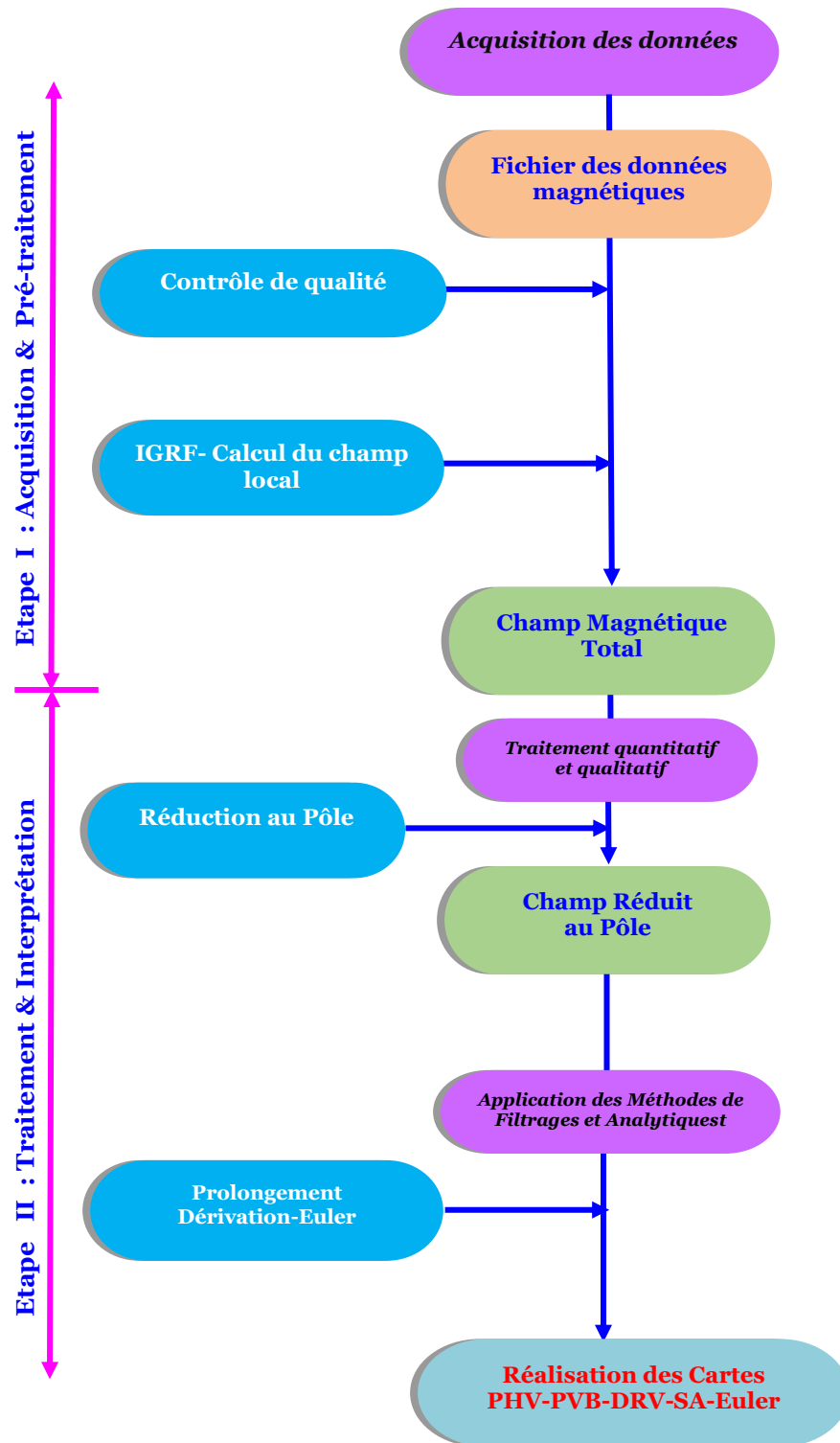


Figure 11: Exemple d'organigramme de traitement des données aéromagnétiques.

Egalement, une évaluation des données est réalisée. Elle consiste à vérifier l'état du vol qui est parfois confronté à des conditions météorologiques difficiles (lignes coupées et trop courtes, déviations horizontales et/ou verticales excessives de la trajectoire planifiée) et/ou à une activité diurne incluant des micro-pulsations excédant les spécifications d'acquisition pour des périodes prolongées, à titre d'exemple, l'enregistrement continu sur l'intervalle de 2 mn d'un pic de 2 nT. Dans de tels cas, certaines portions de lignes seront à refaire, et elles seront ainsi notées et programmées pour un prochain vol.

D'autre part, des analyses statistiques sur les données récoltées sont faites afin d'identifier les valeurs erronées (spike) et complétées ainsi le contrôle de la qualité lors de l'acquisition.

Au niveau de la phase du traitement, la parallaxe est considérée comme l'un des paramètres nécessaires pour traiter les données aéromagnétiques et les autres données numériques (altimétrie...). Elle correspond au temps de décalage entre le moment où la lecture a été prise par l'instrument et le temps de la correction de la position de la cible où la lecture a été obtenue. Chaque instrument (magnétomètre, altimètre) peut avoir une parallaxe différente, donc celle-ci doit être calculée pour chaque instrument.

Le rattachement de tous les points de mesures au même niveau d'altitude selon une correction d'altitude du champ magnétique se fait avec une correction qui varie avec un taux de 0.015 nT.m^{-1} à l'équateur et de 0.030 nT.m^{-1} au niveau du pôle Nord (Lowrie, 2007).

Une fois ces contrôles sont faits, la prochaine étape consiste à calculer le champ géomagnétique total. Celui-ci correspond à la somme des contributions diverses dont la plus importante est le champ principal (environ 99% du champ total). Il varie très lentement et reste constant à un instant donné dans la même région. Sa valeur, fonction de la position géographique, est donnée par le modèle de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en nT. Ce modèle est mis à jours tous les cinq ans par le même organisme.

A la surface de la terre, ce champ varie entre 30 000nT au voisinage de l'équateur, et 60 000nT à proximité des régions polaires comme le Nord du Canada ou de la Sibérie, quant au Maroc ce champ varie entre 37 000 au Sud et 43 000nT au Nord (Figure 9).

D'autre part, ce champ peut subir des variations de courte durée dont les origines sont dues à des variations diurnes causées par des mouvements ionosphériques et dont l'amplitude est de l'ordre de 50 à 100 nT. Ces variations sont corrigées en utilisant une station de référence fixe au sol qui fonctionne en mode automatique continu (Figure 9). Les données magnétiques récupérées de la base sont toujours analysées afin de s'assurer qu'aucune d'entre elles n'est enregistrée durant des périodes d'activités diurnes excédant les spécifications. De plus, cette station de contrôle est installée dans une zone magnétiquement calme, c'est-à-dire loin de toute activité humaine, du passage de véhicule et des lignes de transmission ou autres. L'emplacement de cette base est choisie à priori dans une zone où le gradient horizontal ne présentant pas des variations importante. Les données magnétiques de cette base furent également vérifiées afin de noter et de corriger s'il y a lieu, un signal d'origine culturelle.

Au terme de cette séquence de traitement, on obtient la carte définitive du champ magnétique totale de la zone d'étude.

4- Les éléments de base d'interprétation en méthodes potentielles

En prospection géophysique, on s'intéresse aux variations locales des champs mesurés, produites par les variations locales des propriétés physiques des roches. On appelle anomalie, la différence entre un champ mesuré et sa valeur de référence qui intègre les effets connus (champ global produit par la Terre par exemple). Les anomalies gravimétriques et magnétiques tiennent alors compte des variations locales de densité et d'aimantation.

En gravimétrie, les anomalies sont soit positive ou négative due principalement à un excès de masse ou à un défaut de masse. Les anomalies se situent à l'aplomb des structures (Figure 12). En magnétisme, une anomalie comprend une partie positive et une partie négative. Cependant, les maxima locaux des anomalies ne sont pas situés à l'aplomb des structures (Figure 12).

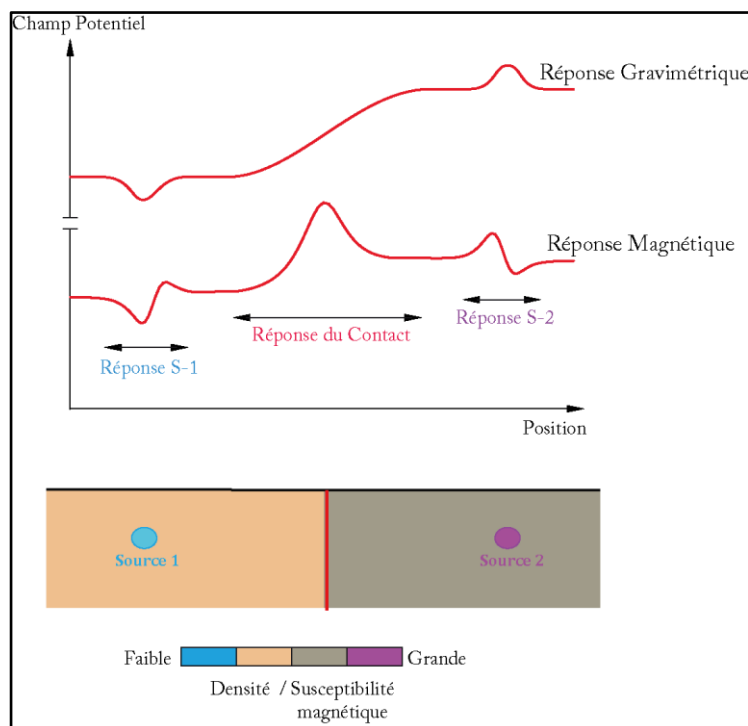


Figure 12: Schéma explicatif des anomalies gravimétriques et magnétiques produites par des variations de densité et d'aimantation dans la croûte (Denith et Mudge, 2014), modifiée.

Ces anomalies nécessitent un traitement préalable. En effet, l'interprétation de la carte d'anomalie de Bouguer brute n'est qu'approximative. Ainsi, pour en tirer assez d'informations, il est nécessaire de séparer les deux composantes régionale et résiduelle. Afin d'arriver à une telle séparation, il est conseillé de choisir avec un taux de succès, dans le domaine de l'interprétation des données gravimétriques, le modèle régional de la zone d'étude. Celui-ci est fonction d'une connaissance à priori de la géologie de la région, mais aussi des anomalies dont on veut rendre compte.

Ainsi, pour couvrir un champ de possibilités assez larges et de mieux choisir la composante résiduelle la plus représentative, on peut procéder à la séparation des anomalies par la méthode du prolongement vers le haut (Jacobson, 1987) et/ou par la méthode de la régression polynomiale (Njandjock et *al.*, 2003 ; Draper et Smith, 1998).

Pour l'anomalie magnétique, celle-ci correspond à un signal complexe non symétrique. Elle dépend de la position et la géométrie de la source causative par rapport au champ magnétique ambiant global. Elle dépend également de son inclinaison et de sa déclinaison magnétique à l'endroit où se situe le corps géologique causative. Grâce à l'opérateur de la réduction au pôle (Reduction To Pole - RTP), il est possible de supprimer l'effet de l'inclinaison du champ ambiant en recalculant l'anomalie

magnétique observée afin qu'elle corresponde à une anomalie mesurée au niveau du pôle magnétique ($I=90^\circ$) (Baranov, 1957). Ceci permet de positionner les anomalies magnétiques maximales directement à l'aplomb des sources qui les génèrent.

L'interprétation géologique du champ réduit au pôle est donc plus facile et plus intuitive que celle du champ magnétique mesuré. Les anomalies bipolaires deviennent alors des anomalies unipolaires, centrées sur les structures qui en sont les causes (Figure 13).

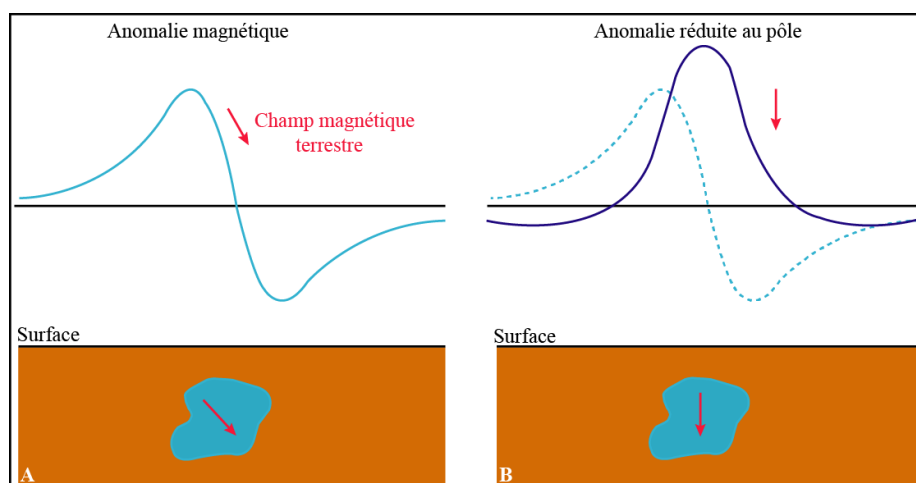


Figure 13: Principe de la transformation RTP sur les données magnétiques.
 A : interprétation d'une anomalie dipolaire,
 B : la transformation RTP lui confère un aspect monopolaire.

Après ces étapes de traitement préliminaires, on procède à l'amélioration de la qualité des données par divers procédés d'opérateurs dérivatifs (Figure 14) qui permettent d'avoir des cartes gravimétriques et magnétiques proches de la réalité géologique. Cette démarche se base sur certaines approches à savoir l'approche directe qui utilise une ou plusieurs méthodes géophysiques pour déceler directement l'exploration des ressources naturelles dans les formations géologiques. Si cette approche se révèle impossible, on procède alors à faire une jonction entre la géophysique et la géologie. Il y a également l'approche de cartographie géophysique qui est beaucoup plus transversale et qui permet de faire face aux défis contemporains liés à l'exploration. Il est connu que cette dernière approche permet de :

- ① délimiter les contacts géologiques ;
- ② localiser les éléments structuraux ;
- ③ identifier certaines formations géologiques.

Ces interprétations géologiques des cartes géophysiques, sont confrontées aux données géologiques afin de proposer un modèle intégrant à la fois la géologie et la géophysique. Dans ce cadre, l'idéal est de déterminer les caractéristiques géométriques et physiques des structures responsables des anomalies les plus significatives, c'est-à-dire celles qui répondent au problème posé à la prospection. L'objet de l'interprétation offre deux aspects :

- ① un aspect qualitatif qui consiste à identifier et à estimer sur la carte les anomalies significatives, en estimant en gros la forme et les dimensions de la source de chacune d'elles ;
- ② l'autre aspect est plutôt quantitatif. Il est destiné à définir, dans la mesure du possible, la structure à l'origine de l'anomalie tout en révélant les caractéristiques physiques et géométriques des sources de ces anomalies.

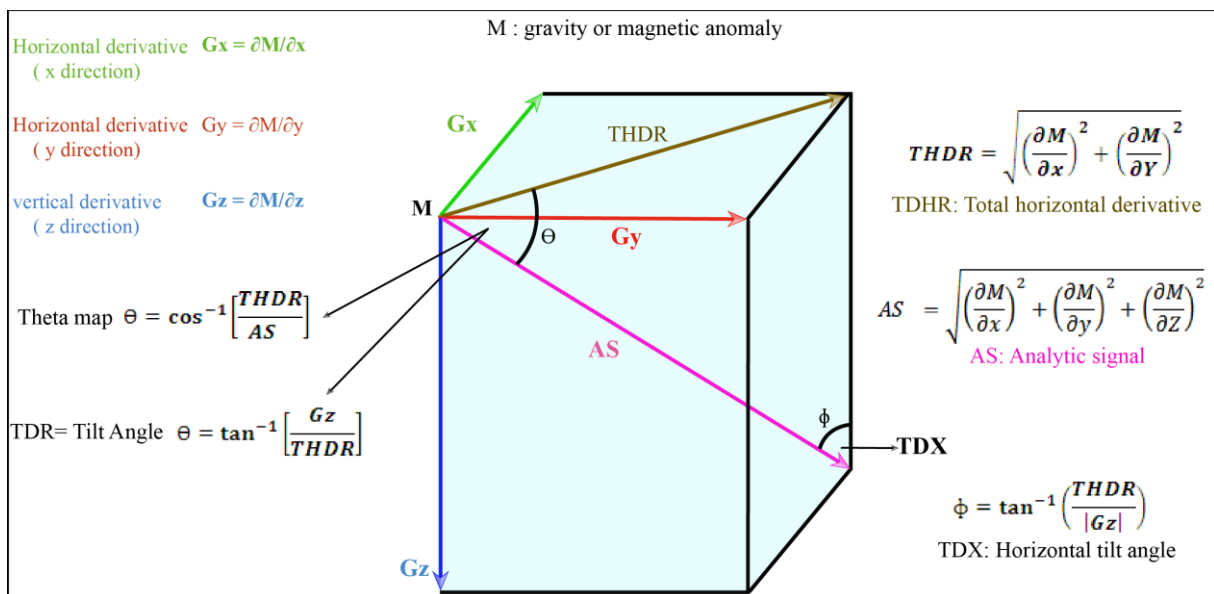


Figure 14: Significations géométriques des principaux opérateurs dérivatifs.

4.1- Méthodes qualitatives

a. Prolongement vers le haut

Le prolongement vers le haut est une transformation que peut subir le champ potentiel observé sur une surface, pour obtenir le champ qui serait observé sur une surface au-dessus de celle d'observation initiale (Figure 15). Cette démarche a été appliquée pour la première fois, en utilisant la transformée de Fourier, par Dean (1958). Il s'agit d'un filtre « passe bas », qui permet de supprimer le bruit de fond dû aux structures superficielles. En effet, l'application de ce type de filtres permet d'atténuer les

variations gravimétriques de courte longueur d'onde, attribuables aux sources en surface. Il permet aussi de rehausser celles de longue longueur d'onde, attribuables aux sources profondes (Figure 15). On obtient alors la forme et l'amplitude de l'anomalie sur la surface recherchée.

De plus, le prolongement vers le haut permet de voir l'évolution théorique des anomalies et des contacts à différentes profondeurs (Jacobsen, 1987; Lyngsie et al, 2006) puisque l'altitude d'observation vers le haut de z mètres correspond en théorie à la réponse gravimétrique de sources plus profondes que $z_0 = z/2$ mètres (Figure 15). Par cette méthode, on peut suivre l'évolution théorique des anomalies et de contacts à différents profondeurs.

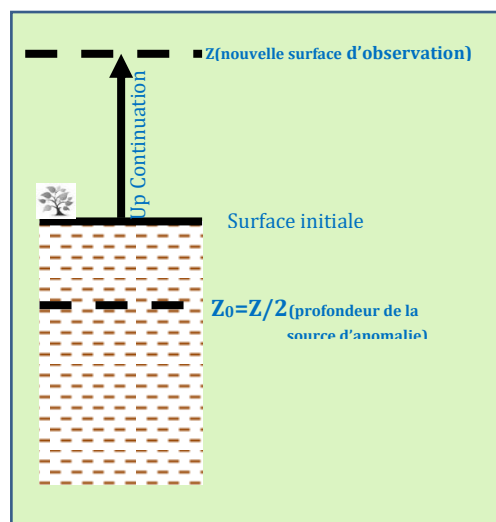


Figure 15: Principe du prolongement vers le haut (Jacobsen, 1987)

b. Dérivations directionnelles

b1. Le gradient horizontal

La dérivation représente le taux de variation d'une fonction par rapport à la distance ou au temps. Pour la dérivée horizontale, elle correspond à un filtre classique qui sert à faciliter l'interprétation des contacts géologiques quelque soit leur origine. Elle correspond à la racine carrée de la somme des carrés des dérivées en x et y pour le champ magnétique total (T) d'une grille:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$$

En présence des roches de densité ou de susceptibilité magnétique différentes, l'application de ce filtre pour le champ potentiel au-dessus d'une surface de contact verticale, présente typiquement deux cas selon la densité des roches: un bas du côté des

roches de faible densité et un haut du côté des roches de fortes densités. Le point d'inflexion se trouvera à l'aplomb de ce contact vertical (Figure 16).

On peut se servir de cette caractéristique des anomalies gravimétriques afin de localiser les changements abrupts de densité (Cordell, 1982). En effet, l'intensité atteint un maximum local directement à l'aplomb des contacts verticaux tandis ce que dans le cas des contacts inclinés, la position de la valeur maximale est décalée vers l'aval du pendage (Cordell, 1977). Le décalage est également fonction de la profondeur du bord supérieur du contact et de son épaisseur. Mais quel que soit le pendage, le décalage est toujours nul si le contact affleure en surface (Casting et Débeglia, 1990).

b2. Le Gradient vertical

Les méthodes de conversion et de calcul, des cartes du champ potentiel, en cartes de son gradient vertical (Evjen, 1936; Baranov, 1957; Gérard et Griveau, 1972) ont été proposées et illustrées dont le but que les hautes fréquences soient mises en exergue (Figure 16).

Le signal de haute fréquence correspond aux variations de densité des roches qui se trouvent près de la surface. La carte du gradient vertical représente alors un reflet des limites lithologiques peu profondes. La carte du gradient vertical correspond à une carte de Bouguer classique, c'est-à-dire une image de la variation de la densité des roches sous-jacentes. Les lithologies «sub-affleurentes» y seront définies avec plus de précision que dans la carte d'anomalie de Bouguer classique, ce qui peut permettre la mise en évidence des grandes entités lithostratigraphiques (Everaets et Hennebert, 1998).

c. Signal Analytique

Le signal analytique est une méthode de transformation des données, en vue de mettre en évidence des anomalies du champ potentiel relativement peu profondes. Cette démarche consiste à mesurer directement le gradient total d'un champ potentiel (Nabighian 1972, 1974 et 1984 ; Roest et *al.*, 1992; Hsu et *al.*, 1996; Debégia et Corpel, 1997; Keating et Pilikington, 2004). De ce fait, le signal analytique est calculé en extrayant la racine carrée de la somme des carrés de chacune des trois dérivées premières en x, y, et z du champ magnétique total (Phillips, 2000).

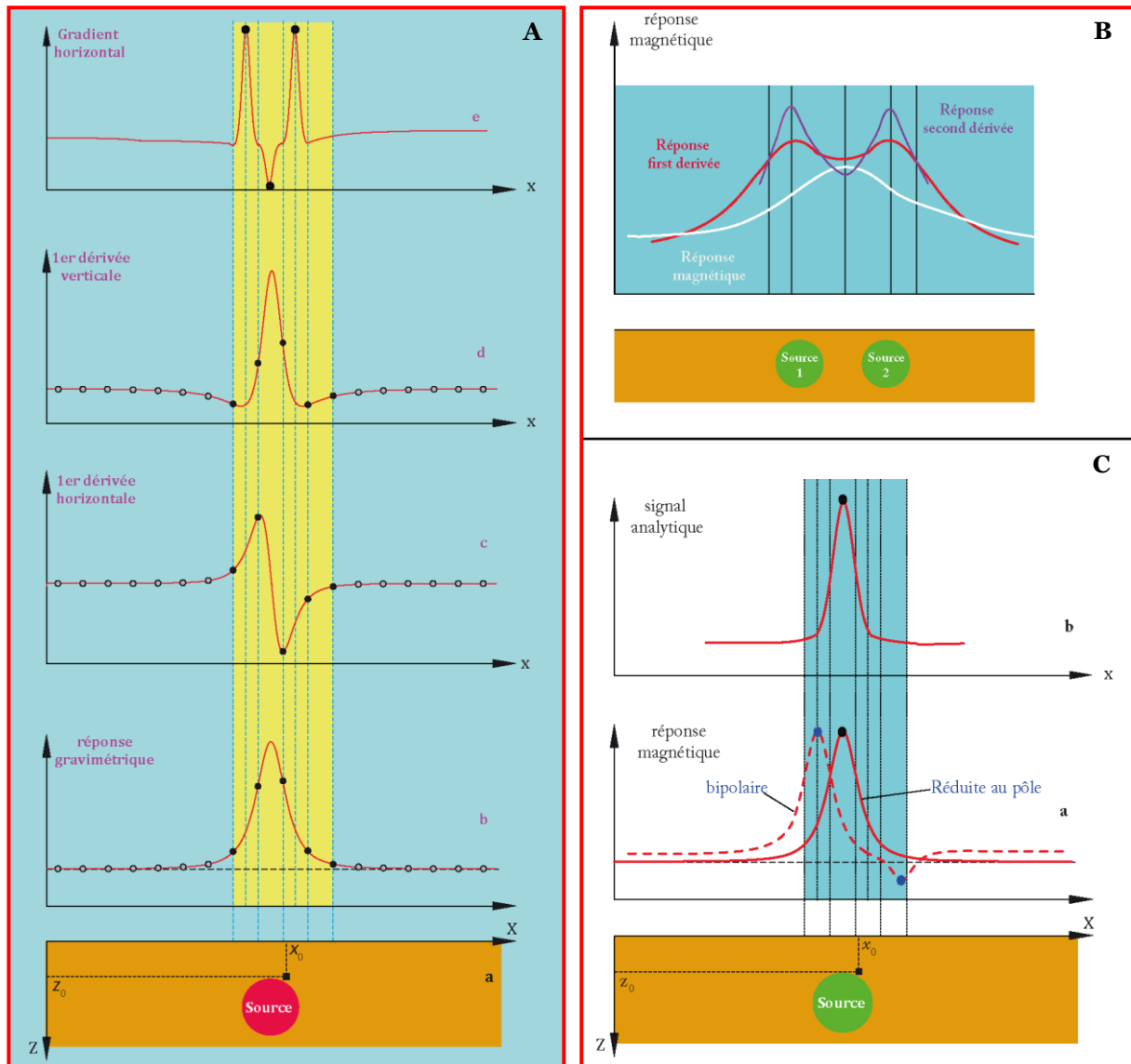


Figure 16: l'effet dérivative d'une anomalie gravimétrique/magnétique.

L'amplitude A du signal analytique du champ magnétique total (T) est calculée par la relation de Roest et al. (1992) pour une grille de données :

$$AS = |A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$$

avec: $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, $\partial T/\partial z$ sont les dérivées premières du champ magnétique total T dans les trois directions de l'espace.

Nabighian (1972) a montré que la forme du signal analytique au niveau d'un contact ou d'une discontinuité est indépendante de la direction de la magnétisation et du champ magnétique local.

L'application de cette méthode sur des données du champ potentiel permet de préciser la localisation des corps géologiques susceptibles à créer des anomalies magnétiques (Figure 16) (ou gravimétriques), indépendamment de la direction de magnétisation des matériaux géologiques impliqués (Blakely, 1996; Silva et Barbosa, 2003). Ainsi, la distribution spatiale du signal analytique observé est généralement concentrée sur le centre de la masse responsable de la formation de l'anomalie magnétique.

d. Tilt dérivative (Tilt angle)

La transformée du Tilt dérivative ou «tilt angle» du champ potentiel a été proposé pour la première fois par Miller et Singh (1994). Il est considéré comme une alternative à la dérivée horizontale, puisque les deux filtres présentent des similitudes (Pilkington et Keating, 2009).

Le Tilt dérivative (TDR) calcul l'arc tangent de la dérivée verticale (VDR) de l'anomalie du champ potentiel avec le module de son gradient horizontal (THDR):

$$TDR = \tan^{-1} \left[\frac{(\frac{\partial T}{\partial z})}{(\frac{\partial T}{\partial h})} \right] \quad \text{avec} \quad \frac{\partial T}{\partial h} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad T: \text{champ magnétique total}$$

où $(\partial T/\partial h)$, $(\partial T/\partial x)$, $(\partial T/\partial y)$ et $(\partial T/\partial z)$ sont les dérivées du champ magnétique total T dans (h; x, y, z); h: direction horizontale dans le plan (x, y).

Comme on peut simplifier cette équation à :

$$TDR = \tan^{-1} \left(\frac{VDR}{THDR} \right)$$

La démarche du tilt-dérivée a pour objectif la localisation des sources magnétiques au niveau d'un profil. La détermination géométrique des sources se base sur les valeurs du tilt. Ces valeurs sont de zéro près de l'aplomb de la source et de valeur négative à l'extérieur de la zone de la source (Miller et Singh, 1994). Salem et al. (2007), en se basant sur la modélisation d'une plaque infinie, ont mis en valeur le rôle double du tilt dérivatif dans la localisation et la détermination de la profondeur de la source (Figure 17). La valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure (h= 0). La distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure (h= $\pm Z_c$) (Figure 17).

4.2- Méthodes quantitatives

Pour les méthodes potentielles, la détermination de la profondeur des sources causatives des anomalies s'avère plus délicate. Diverses méthodes ont été mises d'une manière rustique, tels que le prolongement vers la bas (Rudmann *et al.* (1971)) ou bien une méthode dérivée de ce type de prolongement (Courtillot *et al.*, 1974 ; Galdeano, 1980). On trouve également la méthode d'analyse spectrale (Spector *et Grant* (1970) et la déconvolution d'Euler (Reid *et al.*, 1990).

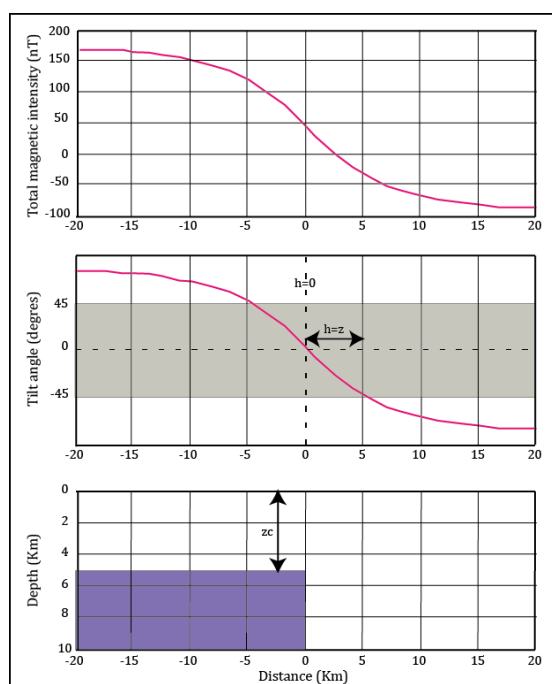


Figure 17: Tilt dérivative d'une demi plaque infinie magnétique (Salem *et al.*, 2007).

a. Analyse spectrale

La méthode d'analyse spectrale représente la distribution de l'énergie spectrale des données en terme de nombre d'onde (Spector and Grant, 1970 ; Treitel *et al.*, 1971; Lyngsie *et al.*, 2006). Elle est appliquée dans l'interprétation des données gravimétriques et magnétiques dans le but de déterminer, d'une part la cartographie du toit du socle et d'autre part la profondeur moyen de l'ensemble des sources observées sur un profil ou une carte d'anomalies (Hinz *et al.*, 2013), en utilisant le spectre de puissance. En effet, ce spectre peut donner des informations sur l'épaisseur des sources magnétiques et par conséquence sur la cartographie du toit du socle magnétique.

b. Déconvolution Euler

La déconvolution d'Euler est une méthode fréquemment utilisée ces dernières décennies, pour l'interprétation et la localisation des sources des anomalies gravimétriques et magnétiques (Thompson, 1982; Reid et *al.*, 1990). L'utilisation de la déconvolution d'Euler est particulièrement efficace pour délimiter les contacts et évaluer rapidement la profondeur. Celle-ci se base sur l'équation d'Euler qui peut s'écrire comme suit:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (\text{Modèle 3D})$$

- où:
- (x_0, y_0, z_0) : la position d'une source potentiel pour laquelle le champ magnétique est observé au point (x, y, z) ;
 - T: champ total;
 - B: champ régional
 - N: degré homogénéité ou Index Structural (SI) qui caractérise la source;
 - $\partial T / \partial x, \partial T / \partial y, \partial T / \partial z$: sont les dérivés du champ total.

La qualité de l'évaluation de la déconvolution d'Euler dépend en grande partie du choix approprié de l'indice structural (SI) ((Thompson, 1982; Reid et *al.*, 1990; Marson and Klingele, 1993; Starver, 1997; Keating, 1998; Asfirane et Galdeano, 2000; Silva et *al.*, 2001; Reid et *al.*, 2003; FitzGerald et *al.*, 2004). En effet, Keating (1998) s'est intéressé au problème de la sélection de l'indice structural et particulièrement dans le cas des données gravimétriques dont la distribution est généralement irrégulière et affecte ainsi l'estimation de la profondeur des sources.

Dans le même cadre, Starver (1997), a bien étudié ce problème de choix de la valeur de l'indice structural en gravimétrie et en magnétisme. Il a pu montrer que ce choix est plus complexe en gravimétrie qu'en magnétisme.

Afin de résoudre ce problème et d'améliorer les interprétations des données, Asfirane et Galdeano (2000) ont travaillé sur des modèles synthétiques, et ont montré que la méthode des solutions d'Euler est très sensible au choix des paramètres qui interviennent dans son application.

Ainsi, dans le cas des champs potentiels magnétiques ou gravimétriques, la condition homogénéité est vérifiée surtout pour des géométries simples (sphère, contact, dyke)

(Reid et *al.*, 1992), c'est-à-dire pour des indices structuraux entiers (-1, 0, 1, 2 et 3) (Tableau 3). Pour des sources géométriques complexes (Asfiranne et Galdeano, 2000), les indices structuraux sont non entiers (0, 0.5, 1, 1.5, 2 et 3).

Tableau 3: Valeurs de l'indice structural (SI) en gravimétrie et en magnétisme pour différents modèles théoriques proposées.

Source	Nombre de dimensions infinies	Gravimétrie SI	Magnétisme SI	Type de profondeur	
Sphère	0	2	3	Profondeur au centre	
Pipe (source de ligne : pipeline, cheminée de Kimberlite étroite, etc.)	1 (z)	1	2		
Cylindre horizontal	1 (x ou y)	1	2		
Faille (Faille de faible rejet ou contact)	0	1	Profondeur à la surface	
Limite de couche mince	<i>Dyke</i> (Filon-oblique)	2 (z et x ou y)	0		1
	<i>Sill</i> (Filon-couche)	2 (x et y)	0		1
Contact (contact de grande profondeur ou Faille de grand rejet vertical)	3 (x, y et z)	—	0		