

Guide technique

Microgravimétrie et prospection microgravimétrique

Manuel pour la conception
et la mise en œuvre



Microgravimétrie et prospection microgravimétrique



Nous tenons à remercier les organismes qui nous ont autorisés à publier les résultats d'études présentés dans cet ouvrage :

- > La communauté d'agglomération de Châlons-en-Champagne pour l'étude réalisée concernant le projet de ZAC sur la commune de Fagnières,*
- > La ville de Pantin pour l'étude réalisée dans le quartier du « Petit Pantin », et plus personnellement MM. Gérald Clément et Yves Lemoine pour la relecture du manuscrit et les corrections judicieuses apportées.*

Guide édité en partenariat avec l'AGAP

Auteurs :

Antoine Bouvier

Jean-Pierre Baron

Maquette et réalisation : Connexités

ISBN : 978-2-7159-2592-2

Réf : STC008



Imprimé avec des encres végétales sur du papier provenant d'une forêt durablement gérée par un imprimeur certifié PEFC et qui, conformément à la marque Imprim'Vert®, n'utilise pas de produits toxiques, sécurise le stockage des produits et déchets dangereux et organise leur collecte.

Sommaire

Les auteurs.....	4
Avant-propos.....	5
Introduction	6
Chapitre 1- Rappel des notions fondamentales.....	7
1.1 Principe et définition	7
1.2 Ordre de grandeur des anomalies microgravimétriques	10
Chapitre 2- Instruments de mesure	11
2.1 Le gravimètre absolu	11
2.2 Le gravimètre relatif	12
2.3 Réglages et recommandations	16
Chapitre 3- Exécution des mesures	19
3.1 Avant le terrain	19
3.2 Sur le terrain	24
Chapitre 4- Dépouillement.....	28
4.1 Corrections	28
4.2 Importance du choix de la densité des terrains superficiels	40
4.3 Carte de l'Anomalie de Bouguer	43
Chapitre 5- Interprétation	46
5.1 Objectif	46
5.2 Interprétation qualitative.....	46
5.3 Interprétation quantitative et indétermination fondamentale	53
Chapitre 6- Exemples - cas concrets.....	63
6.1 Région de Châlons-en-Champagne	63
6.2 Ville de Pantin	66
Annexes	70
Bibliographie.....	83

Les auteurs

Antoine Bouvier

Docteur en Géologie, Université de Toulouse (1968), il a été Chef de Département à la Compagnie Générale de Géophysique (CGG), à Massy. Responsable (gestion et technique) de projets intégrés, liés aux recherches d'eau, aux gisements de mines et carrières, aux études de génie civil et environnementales, en Europe, Afrique et Moyen-Orient.

Jean-Pierre Baron

Ingénieur géophysicien entré à la Compagnie de prospection géophysique française (CPGF) en 1976 et formé entre autres à l'acquisition et au traitement de la microgravimétrie par M. Jacques Lakshmanan †, intronisé « pape de la microgravimétrie » en 1989 par ses pairs.

L'un de ses chantiers les plus prestigieux fût l'auscultation et l'interprétation de la pyramide de Kheops pour en déterminer sa structure. Il travaille actuellement à la SAFEGE qui a repris CPGF en 1997.

Avant-propos

Le présent « Cahier » a été rédigé à l'initiative de l'association « AGAP-Qualité »*. Troisième cahier après ceux consacrés à la Sismique Réfraction et au Magnétisme, il s'inscrit dans une série d'ouvrages applicatifs dédiés soit à des techniques géophysiques soit à des besoins particuliers.

Ils s'adressent à la fois :

- aux prestataires géophysiciens et géologues, désireux de parfaire leurs connaissances sur une technique qu'ils ne pratiquent pas encore régulièrement et
- aux clients qui souhaitent s'enrichir techniquement sur une méthode ou un besoin qu'ils abordent fréquemment dans le but d'échanger sereinement avec leurs contractants géophysiciens.

Ces cahiers ne visent bien évidemment pas à dupliquer les ouvrages académiques présents dans toutes les bibliothèques. Ils abordent succinctement les principes des méthodes et donnent une part prépondérante à divers exemples pour dégager le « savoir-faire appliqué, sur le terrain et au bureau », qui permet de mieux concevoir et interpréter une campagne géophysique ainsi que de cerner les limites et potentialités des méthodes concernées dans les différents contextes envisageables.

Ils sont rédigés par des praticiens qui bénéficient d'une très large expérience concrète dans des domaines d'application très variés : minier, du génie civil et de l'Environnement.

Ce volume est consacré à la microgravimétrie, méthode d'investigation directe puisque utilisant une source naturelle : les variations locales de la densité des roches, au voisinage de la surface du sol. Comme plusieurs méthodes géophysiques, cette technique de haute précision est née en France. Les deux principaux auteurs Jean-Pierre Baron et Antoine Bouvier ont œuvré dans la droite ligne décrite par les pères fondateurs de cette technique, Robert Neumann (CGG) et Jacques Lakshmanan (CPGF).

L'AGAP Qualité (Association pour la Qualité en Géophysique Appliquée) a été créée en 1992 par les acteurs importants de la géophysique en France, dans le but de promouvoir la qualité des prestations de service en géophysique appliquée. Avec l'appui du Ministère Français de l'Industrie d'alors (Département Qualité-Normalisation) qui recommandait dès 1989 de normaliser les prestations géophysiques en conformité avec la norme ISO-9001, quatre sociétés fondatrices (BRGM, CGG, CPGF, LCPC) ont œuvré durant deux ans pour analyser les quelques 75 techniques géophysiques qui sont appliquées à l'Hydrogéologie, aux Mines, au Génie-Civil ainsi qu'aux problématiques environnementales. Les documents et tableaux d'adéquations résultants sont regroupés au sein d'un Code de Bonne Pratique (1992) qui est considéré par les Clients Français et par les Sociétés de Service comme un guide de référence pour la géophysique appliquée.

L'AGAP Qualité regroupe à présent une cinquantaine de membres répartis en plusieurs Collèges : Etablissements Clients ; Sociétés de Prestations Géophysique ; Instituts-Associations ; Fournisseurs de matériels. Pour se réclamer de notre association les sociétés prestataires doivent obtenir des agréments pour une ou plusieurs méthodes géophysiques auprès d'une commission d'experts. Celle-ci évalue les compétences de la société au travers de l'examen de rapports « clients » choisis au sein d'une liste fournie par le prestataire afin de délivrer ou non l'agrément correspondant.

L'AGAP-Qualité organise également régulièrement des conférences scientifiques dans le but de réunir clients et prestataires autour de questionnements techniques ou réglementaires.

*Nos actualités peuvent être retrouvées sur le site : www.agapqualite.org

Philippe Côte
Président de l'AGAP-Qualité

Introduction

Bases de la gravimétrie

« J'ai jusqu'ici montré la force de la gravitation par les Phénomènes Célestes et par ceux de la Mer, mais je n'en ai nulle part aligné la cause. Cette force vient d'un pouvoir qui pénètre au centre du Soleil et de Planètes, sans rien perdre de son activité, et qui agit non pas selon la quantité des superficies des particules de matière, comme le sont les causes mécaniques, mais selon la quantité de matière solide, et son action s'étend à des distances immenses, diminuant toujours exactement selon le carré des distances... »

Newton (1686), d'après Voltaire (1738)

La gravimétrie en France

La « microgravimétrie » est née en France. Il n'est pas surprenant de constater que la position de pionnier des géophysiciens français fait une suite normale à une longue tradition de physiciens français des XVII^e, XVIII^e et XIX^e siècles, depuis l'Abbé Picard, de Maupertuis, Bouguer, Godin, Clairaut, d'Alembert, Laplace, Legendre et Poisson, dont le rôle, après Newton, a été rappelé par LaFehr (1980) dans son adresse sur la gravimétrie à la *Society of Exploration Geophysicists*, puis par Lacombe (1986) et par Levallois (1986). Je dois ajouter à ces noms illustres ceux de mon maître Louis Cagniard (1960), ainsi que celui de J. Goguel (1963).

Jacques Lakshmanan dans sa thèse sur l'EMG (1988)

Nous devons ajouter à la liste précédente Robert Neumann, ingénieur civil des Mines, Professeur à la Sorbonne, chef du Département à CGG, qui avec Lacoste participa à la création de l'appareil dit « microgal ».

Chapitre 1

Rappel de notions fondamentales

15 Principe et définitions

Toute masse à la surface de la Terre, et en rotation avec elle, est soumise à la fois à l'attraction gravitationnelle de la Terre et des autres corps célestes et à l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre, la résultante étant l'accélération de la pesanteur. La pesanteur g dépend donc de la répartition des masses de la Terre et de celles du système solaire (la Lune et le Soleil, surtout), ainsi que de la rotation de la Terre.

La prospection microgravimétrique représente une gravimétrie de haute précision. Elle s'intéresse à la mesure des variations du champ de la pesanteur terrestre dans la tranche 0-100 mètres.

Le paramètre concerné ici est la densité des roches au voisinage de la surface du sol, paramètre lié à la nature lithologique des terrains. Les observations sont faites usuellement à la surface du sol et l'on mesure de minuscules changements du champ principal de la pesanteur.

• Loi de Newton

L'expression de la force de gravitation est donnée par la loi de Newton, loi de l'attraction universelle. Elle stipule que la force entre deux particules de masse m_1 et m_2 est directement proportionnelle au produit des masses et inversement proportionnelle au carré de leur distance. Son expression est donnée par l'équation :

$$F = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} r_1 \quad (1)$$

où F est la force sur m_2 , r_1 le vecteur unitaire dirigé de m_1 vers m_2 , r la distance entre les centres de gravitation de m_1 à m_2 et G la constante de gravitation universelle. Le signe $-$ indique que la force est toujours attractive. Dans le système international (SI), la valeur de G est de $6,67428 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, m_1 et m_2 en kg, r en m.

• Accélération de la pesanteur

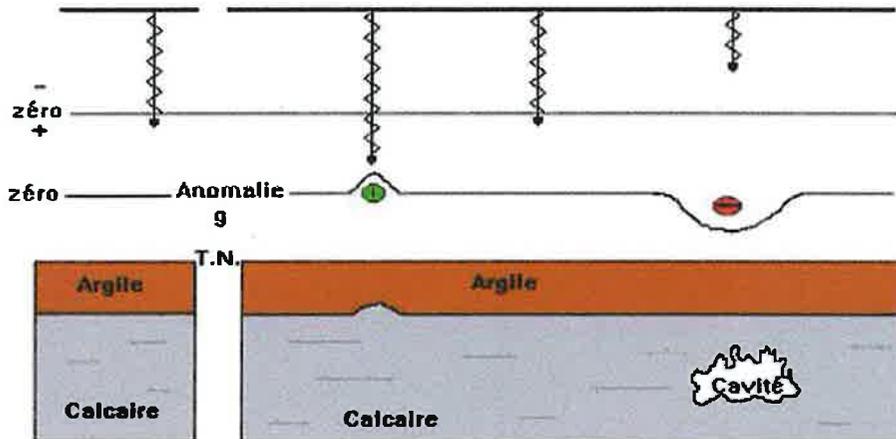
En considérant une terre sphérique, homogène, et immobile, de masse M_e et de rayon R_e , une masse ponctuelle m_1 est soumise, d'après le principe fondamental de la dynamique, à :

$$g = \frac{F}{m_2} = -G \frac{M_e}{R_e^2} r_1 \quad (2)$$

R_e étant le rayon de la Terre et r_1 , dirigé du centre de la Terre vers l'extérieur.

La valeur numérique de l'accélération de la pesanteur, à la surface de la terre, est environ de 9.81 m s^{-2} , ou 981 Gal (en l'honneur de Galilée).

L'illustration la plus simple et la plus exacte que l'on puisse donner de la liaison entre la mesure de g , et la répartition des densités dans le sous-sol est fournie par le peson à ressort.



Imaginons, glissant le long d'un fil tendu horizontalement au-dessus de la surface du sol elle-même horizontale, un ressort vertical supportant une masse m . Si le sous-sol était homogène ou formé de couches horizontales homogènes, le ressort garderait partout la même élévation.

Si par ailleurs, il existe localement un excès ou un déficit de masse, l'attraction newtonienne exercée par les terrains sur la masse m ne reste pas constante. Le poids mg de cette masse varie comme la tension qui l'équilibre : l'élévation du ressort est donc proportionnelle à cette tension. L'extrémité inférieure du ressort monte ou descend, traduisant ainsi l'effet des anomalies de la pesanteur provoquée par l'inégale répartition des densités.

• Densité et pesanteur

Ces deux mots, d'usage courant en gravimétrie, sont en général pris dans un sens impropre. Ainsi le terme *densité* est le plus souvent employé à la place de *masse volumique* et, de ce fait, les valeurs numériques sont des nombres sans dimension alors qu'il faudrait les exprimer en g/cm^3 . Plus grande encore est la confusion que l'on introduit entre les mots *pesanteur* et *gravité* : par définition, la pesanteur est la résultante de l'ensemble des forces, de quelque nature qu'elles soient, appliquées à la masse d'un fil à plomb ; la direction prise par ce fil sous l'action de la pesanteur est, toujours par définition, la verticale. Il en résulte que la pesanteur n'est pas seulement la gravité.

De toutes les forces appliquées au fil à plomb, les forces de gravité ou gravifiques sont uniquement celles qui dérivent d'un potentiel newtonien donc harmonique. Mais d'autres forces interviennent dans la définition de g , par exemple la force centrifuge (axifuge) due à la rotation de la terre, dont le potentiel n'est pas harmonique. Or en gravimétrie, on mesure g , donc la pesanteur, mais, après correction, les anomalies de g peuvent être appelées anomalies de la gravité, car les forces qui les définissent sont uniquement newtoniennes.

• Principales propriétés du champ de pesanteur

L'accélération de la pesanteur est un champ vectoriel qui dérive d'un potentiel scalaire U .

- A l'extérieur des masses, le potentiel newtonien est harmonique. Cela signifie qu'il ne peut pas présenter de maximum ou de minimum secondaire en l'absence de masse.
- Comme tout champ dérivant d'un potentiel, le champ de pesanteur est irrotationnel, c'est-à-dire que : $\text{rot}(U) = 0$
- Le potentiel newtonien est additif. Cela signifie que le potentiel gravitationnel U résultant de la présence de plusieurs masses sera la somme des potentiels de chaque masse. Le potentiel (ou le champ) créé par une distribution quelconque de masses, réparties dans un volume V , sera la somme des potentiels (ou des champs) créés par les éléments de masse. Dans le cas général d'une infinité de points matériels de masse dm , dans un volume V , on peut écrire :

$$W(x,y,z) = \iiint_V dW = G \iiint_V \frac{dm}{r(x,y,z)}$$

$W(x,y,z)$ est le potentiel gravitationnel.

Le calcul analytique de cette intégrale sera plus ou moins facile, souvent impossible, selon la complexité du problème. Cette relation est aussi vraie pour le champ puisque l'opérateur gradient est un opérateur linéaire, à condition de calculer des sommes vectorielles.

- La loi de GAUSS relie le flux du champ de pesanteur à l'intérieur d'une surface fermée à la masse totale qu'elle renferme :

$$\iint_S \mu n dS = -4\pi GM$$

VALEURS DE DENSITÉ DES PRINCIPALES ROCHES ET MINÉRAIS

MATÉRIAUX	DENSITÉ (g/cm ³)	MATÉRIAUX	DENSITÉ (g/cm ³)
Densité moyenne de la Terre	5,5	Gabbros	2,7 à 3,3
Densité moyenne de la croûte continentale	2,67	Péridotite	3,1 à 3,4
Sédiments non consolidés	1,8 à 2,0	Charbon	1,2 à 1,8
Sables « secs »	1,4 à 1,65	Pétrole	0,6 à 0,9
Sables « humides »	1,9 à 2,05	Eau de mer	1,01 à 1,05
Grès	2,0 à 2,5	Glace	0,88 à 0,92
Sel	2,1 à 2,4	Chromite	4,5 à 4,8
Marnes	2,1 à 2,6	Pyrite	4,9 à 5,2
Calcaires	2,4 à 2,8	Hématite	5,0 à 5,2
Granites	2,5 à 2,7	Magnétite	5,1 à 5,3
Dolérite	2,5 à 3,1	Fer	7,3 à 7,8
Serpentine	2,5 à 2,6	Cuivre	8,8 à 8,9
Gneiss	2,65 à 2,75	Argent	10,1 à 11,1
Basaltes	2,7 à 3,1	Or	15,6 à 19,4

1.2 Ordre de grandeur des anomalies microgravimétriques

L'unité des prospecteurs est le milligal (mgal), millième de l'unité C.G.S. qui est le gal ; on sait que g à Paris vaut environ 981 gals. Or, g varie globalement de 5 gals (983 à 978) du pôle à l'équateur, et le gradient vertical à la surface du sol est voisin de 0,2 mgal/m, soit une variation de 900 mgal environ lorsque l'on passe du pied au sommet du mont Blanc. En regard de ces valeurs, les anomalies les plus considérables, qui ont pour origine la base de la croûte terrestre, sont seulement de quelques centaines de mgal ; l'on s'intéresse en prospection microgravimétrique à des anomalies beaucoup plus faibles : quelques centièmes de milligal en prospection de génie civil. Dans ce cas, l'unité employée est le microgal (μgal) ou millième de milligal c'est-à-dire que l'on doit pouvoir mesurer les variations de g avec une précision voisine du millionième de gal.

A RETENIR :

- la microgravimétrie s'adresse à des cibles proches de la surface, dans un environnement qui, géologiquement, doit être bien identifié.
- Pour être détectée, la cible doit avoir, à une profondeur donnée, une taille suffisante. C'est à dire que le rapport taille/dimension doit être compatible avec la précision de la lecture du microgravimètre.

Chapitre 2

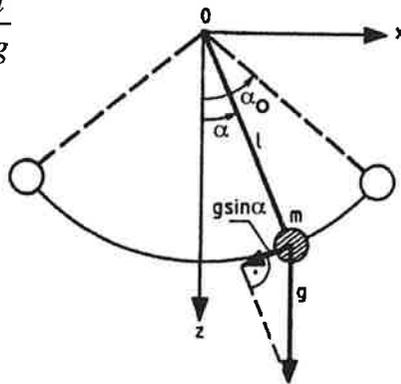
Instrument de mesure

On distingue deux types de gravimètres : les gravimètres absolus, qui mesurent l'intensité du champ de la pesanteur en un point et les gravimètres relatifs qui mesurent la variation de l'intensité du champ de la pesanteur entre deux points. Dans la première catégorie, on trouve le pendule et ses différentes déclinaisons ainsi que le principe de la chute libre. Dans la seconde, on trouve des appareils basés sur la mesure du poids d'une petite masse jouant sur la tension d'un ressort.

2.1 Le gravimètre absolu

Le principe de la détermination pendulaire repose sur l'observation de la période d'oscillation T d'un pendule dit « simple », de longueur connue l , dans le champ de la pesanteur g , quantités qui sont liées par la relation :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$



PRINCIPE DE DÉTERMINATION PENDULAIRE

Le carré de la période du pendule est donc inversement proportionnel à l'intensité du champ de la pesanteur. Les premières déterminations de la valeur de g reposaient donc sur la comparaison d'horloges à balancier et d'observations astronomiques.

Les gravimètres absolus récents fonctionnent sur le principe de la chute libre, tels les instruments FG-5 et A-10 commercialisés par la société Microg-Lacoste (figure ci-dessous).

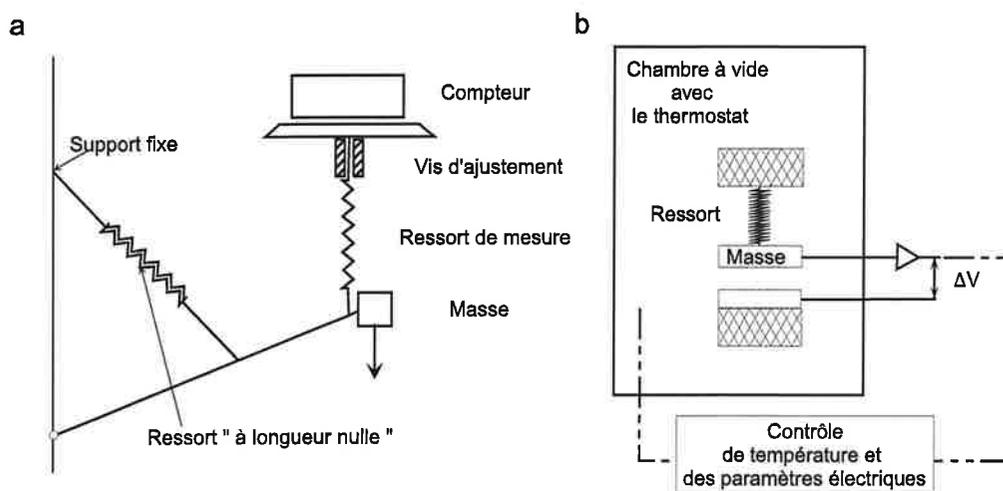


GRAVIMÈTRE ABSOLU

2.2 Le gravimètre relatif

Le fonctionnement de la plupart des gravimètres repose sur le principe suivant : le poids d'un équipage mobile, ou fléau, est équilibré par la tension d'un ressort ; le plus souvent, la mesure consiste à ramener l'équipage dans une position déterminée (méthode de *zéro*) et à mesurer la force nécessaire pour cela. La grande sensibilité d'un tel instrument est obtenue en réalisant le dispositif précédent de façon à ce qu'une très faible variation de g provoque un déplacement appréciable de l'équipage. Cette condition implique un fonctionnement au voisinage de l'*équilibre indifférent* donc, pour l'équipage mobile, une période propre d'oscillation très longue ; l'appareil est dit « astatisé ». Une autre condition importante réside dans le fait que la position d'équilibre du fléau n'est matériellement observée que par rapport au bâti de l'appareil dont la mise en station ne peut être assurée de façon rigoureusement identique en chaque point. On doit donc essayer de rendre la mesure pratiquement insensible aux inévitables variations d'inclinaison du bâti. Il faut pour cela que le centre de gravité de l'équipage mobile soit dans le plan horizontal des points de suspension du fléau.

Les ressorts présentent certains inconvénients : leur élasticité varie dans le temps, avec des phénomènes d'hystérésis, et dépend de la température. La plupart des gravimètres possèdent donc une enceinte thermostatée. Si certains gravimètres comme ceux de marque Lacoste-Romberg, utilisent des ressorts métalliques, d'autres -chez Scintrex, par exemple- sont des ressorts en quartz fondu, permettant la création d'appareils très compacts. Dans le cas d'un appareillage Scintrex, la masse de 4 mg est fixée à un fléau de 4 cm, soutenu par des fils de 3 μm .



PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT D'UN CAPTEUR :
a) LACOSTE & ROMBERG, b) SCINTREX CG3 ET CG5

• Le gravimètre Lacoste et Romberg

Les gravimètres de prospection terrestre Lacoste et Romberg sont de deux types :

■ **le modèle G, gravimètre géodésique.** Il atteint une précision de l'ordre de 0,01 milligal. Il a une plage de fonctionnement de 7000 milligals, ce qui lui permet de fonctionner sur tous les points du Globe (utilisé, au début, en prospection minière puis pétrolière).

■ **le modèle D, microgal.** Surtout utilisé en microgravimétrie pour la recherche d'anomalies superficielles, il a une plage de lecture de 200 milligals avec une précision de 0,002 milligal. Un système de mise en zone permet de travailler aisément n'importe où, dans le monde entier.

Il se présente sous la forme d'un boîtier en plastique, de 20 cm de côté environ pour une hauteur de 30 cm et un poids de 7 kg. Ce boîtier est équipé d'un système tripode (3 vis de calage) qui permet de placer l'appareil en position parfaitement horizontale, grâce à deux niveaux à bulle disposés en croix et situés sur la partie supérieure, l'un parallèle au fléau, l'autre perpendiculaire.



MICROGRAVIMÈTRE LACOSTE & ROMBERG

L'ensemble du système "ressorts, peson" est confiné dans un petit boîtier étanche, sous vide partiel et thermo stabilisé à une température constante, définie par le constructeur, en fonction des caractéristiques mécaniques des ressorts. Cette température est de l'ordre de 50° C. Le microgravimètre est donc alimenté en électricité par une batterie de 12 V.

Une vis micrométrique graduée approximativement en microgals (1 graduation = k microgal), k étant un coefficient fourni par le constructeur et propre à chaque appareil, coefficient constant ou sensiblement variable suivant la plage de lecture, permet d'effectuer la mesure après libération du mécanisme. En effet, celui-ci est doté d'un système de blocage, système de sécurité, utilisé pendant le déplacement ou le transport de l'appareil. Ce mécanisme est constitué d'un peson relié à un ressort principal tendu, à spires jointives, dit de longueur nulle. La vis micrométrique ramène le peson en position "0" et permet de lire l'élongation du ressort principal en fonction des différents paramètres qui influent sur la mesure (position de la station de mesure, irrégularités topographiques proches, dérives, etc).

• Le gravimètre Scintrex CG-5

Le microgravimètre CG-5 Autograv a une résolution standard de 1 microgal et une précision de 5 microgals. Il se présente sous la forme d'un boîtier de 30 cm de hauteur et de 21 cm de côté, pour un poids de 8 kg. Son tripode intégré ne nécessite pas l'utilisation d'une coupelle (comme pour le L&R).



MICROGRAVIMÈTRE SCINTREX CG-5

Sont intégrés dans le boîtier du CG-5, le capteur, le clavier de contrôle, l'électronique et la batterie, ce qui élimine tous les câbles extérieurs. A chaque station, l'appareil réalise une série de mesures et en calcule la moyenne jusqu'à obtenir la précision demandée par l'opérateur. Les valeurs erronées sont automatiquement rejetées. Les données sont transférées grâce à une sortie USB.

Les gravimètres Scintrex CG-5 sont actuellement les gravimètres relatifs commerciaux les plus vendus, du fait de leur précision et de leur robustesse.

Il reste à noter que L&R a produit un microgravimètre comparable, appelé « GRAVITON-EG ».



MICROGRAVIMÈTRE L&R GRAVITON-EG

• Les autres gravimètres

A titre indicatif on peut signaler l'existence de gravimètres spécifiques.

Les gravimètres marins et aéroportés

Les gravimètres marins ou aéroportés (utilisés en prospection minière et pétrolière) sont, à la base, des gravimètres relatifs terrestres. En ajoutant une boucle d'asservissement, on détecte les déplacements du fléau par mesure de la variation de capacité qui génère une variation de tension adéquate pour ramener le fléau au zéro. Ainsi les erreurs périodiques de la vis de mesure sont éliminées et les effets d'hystérésis du ressort sont fortement diminués.

Néanmoins, mesurer g sur un mobile a plusieurs conséquences :

- le maintien de la verticale : les gravimètres mobiles doivent être installés sur des plateformes asservies par des gyroscopes. De cette façon et quels que soient les mouvements du véhicule, le gravimètre reste vertical ;
- la compensation des accélérations : la pesanteur étant à la base une accélération, le gravimètre va être sensible aux accélérations verticales de son mobile porteur (bateau, avion ou hélicoptère). Pour les avions ou les hélicoptères, l'existence d'un pilote automatique peut atténuer ces accélérations. La suppression des accélérations résiduelles est effectuée par des filtres qui tentent d'extraire le signal gravimétrique du signal dû au seul mouvement du véhicule ; en avion, avec positionnement GPS, il est possible de restituer la gravité au sol avec une précision de 2 à 5 milligals, dépendant de l'altitude de l'avion et de la distance moyenne entre les lignes de vol successives ;
- l'effet EÖTVÖS, effet analogue à l'accélération de Coriolis : la Terre étant ronde et en rotation, un gravimètre qui se déplace horizontalement a un mouvement qui est la composition de deux mouvements de rotation. Il ressentira une augmentation de g s'il fait route vers l'Ouest et une diminution de g s'il fait route vers l'Est. Dans tous les cas, la valeur de g est diminuée d'une composante centrifuge proportionnelle au carré de la vitesse du bateau ; la correction à apporter aux mesures gravimétriques pour trouver la vraie valeur de g est :

$$2\omega v \cos \varphi \sin \alpha + \frac{v^2}{R}$$

où v est la vitesse du navire, φ la latitude, α le cap du mobile compté dans le sens des aiguilles d'une montre, à partir du Nord.



GRAVIMÈTRE L&R AIR-SEA

Le gravimètre de forage

La gravimétrie de forage est un procédé géophysique qui consiste à mesurer à l'intérieur d'un forage, avec une très grande précision, la composante verticale de l'attraction terrestre.

Principalement appliqué à la recherche pétrolière, le BHGM (BoreHole Gravity Meter) a permis la découverte et l'exploitation de plusieurs millions de mètres cube de gaz par jour.

La gravimétrie de forage étant très utile pour une auscultation profonde et latérale de la fracturation des massifs rocheux, elle peut être utilisée pour l'étude des réservoirs naturels de gaz.



MICROGRAVIMÈTRE DE FORAGE

Développé par Lacoste & Romberg, c'est le mécanisme d'un modèle D qui est inséré dans un tube de 13 cm de diamètre avec un système de contrôle de température très développé, celle-ci augmentant avec la profondeur. Le mécanisme est contrôlé depuis la surface par un ordinateur, la mise en horizontalité se faisant par de petits moteurs. L'appareillage est complété par un magnétomètre et une sonde gamma.

2.3 Réglages et recommandations pour les gravimètres Lacoste & Romberg

Bien que l'instrument, correctement utilisé, soit très fiable, il est impératif de réaliser régulièrement - au minimum 2 à 3 fois l'an - les contrôles définis dans le manuel du constructeur. A titre d'exemples, les réglages suivants concernent les gravimètres L&R :

- Contrôle de la sensibilité de l'appareil (réglage de la bulle longitudinale), généralement 8 à 12 graduations par milligal. Si la sensibilité est faible, la précision est peu élevée : le gravimètre répond bien à une rotation du tambour gradué mais d'une faible quantité. Si la sensibilité est élevée, on a une meilleure précision mais le temps de réponse est plus long. Le réglage dépend donc du type de prospection.
- Contrôle de l'effet minimum dû à l'inclinaison (réglage de la bulle transversale). Si le réglage est correct, le galvanomètre doit se décaler de la même quantité vers la droite quel que soit le côté du déplacement de la bulle.
- Contrôle de la ligne de lecture donnée à l'origine par le constructeur. En principe, celle-ci ne bouge pas dans le temps.
- Calage du zéro du potentiomètre sur cette ligne de lecture et ajustement de la sensibilité du potentiomètre (généralement 30 à 40 microgals par division).

- Contrôle du coefficient k de l'appareil et étalonnage en effectuant des mesures en aller et retour entre deux stations ou bases dont le ΔG , connu et déterminé de façon absolue, est au moins égal à plusieurs milligals; on choisit si possible des stations de base du premier ordre, rattachées au réseau gravimétrique mondial et d'un accès aisé pour pouvoir effectuer les mesures dans un laps de temps inférieur à une heure.
- Le coefficient k fourni par le constructeur peut varier dans le temps et suivant les réglages de l'appareil.

LECTURE	VALEUR EN MILLIGAL	FACTEUR K POUR L'INTERVALLE
00	00.000	1.12030
10	11.203	1.12008
20	22.404	1.11998
30	33.604	1.11998
40	44.803	1.12008
50	56.004	1.12008
60	67.205	1.12019
70	78.407	1.12030
80	89.610	1.12041
90	100.814	1.12052
100	112.019	1.12063
110	123.226	1.12074
120	134.433	1.12084
130	145.641	1.12095
140	156.851	1.12106
150	168.062	1.12117
160	179.273	1.12117
170	190.485	1.12128
180	201.698	1.12128
190	212.911	1.12128
200	224.123	

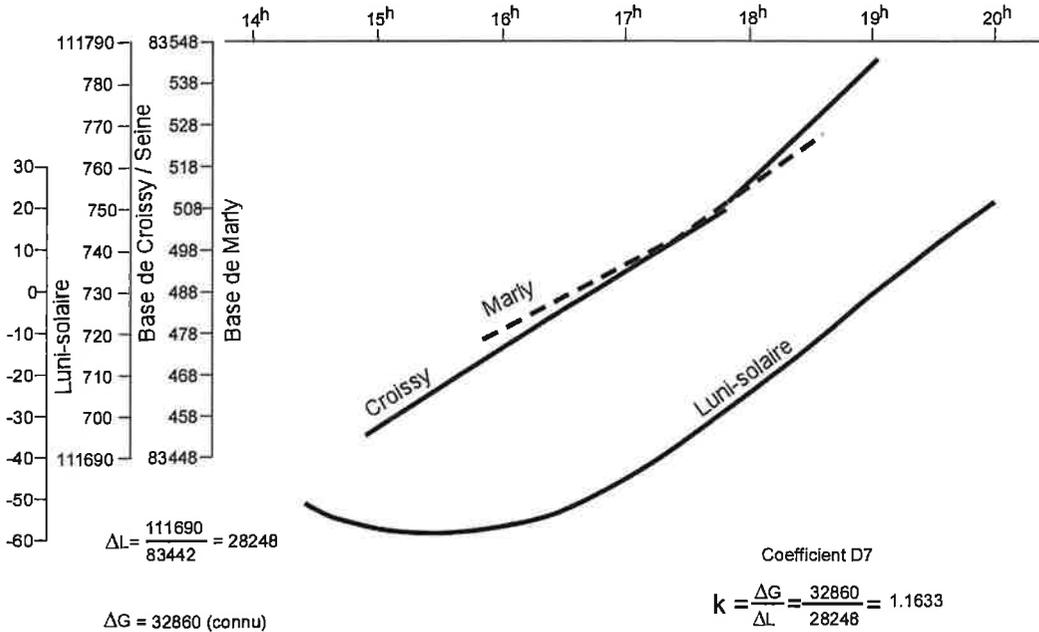
TABLEAU DES VALEURS DE K FOURNIES PAR LE CONSTRUCTEUR EN SORTIE D'USINE, CAS DU GRAVIMÈTRE L&R D 13.

Pour calculer K, il suffit d'appliquer la formule suivante: $K = \frac{\Delta G}{\Delta L}$

Avec L et G en microgals.

Un exemple d'étalonnage du gravimètre L&R D7 entre 2 bases de référence (Croissy sur Seine et Marly) apparaît figure suivante. En 1972 le coefficient donné par le constructeur était égal à 1.1636 et le calcul de K, le 9 mars 2011, a donné une valeur de 1.1633. On peut constater que ce coefficient a très peu changé dans le temps (variation du 4^e chiffre après la virgule) et qu'après environ 40 ans d'utilisation et 4 envois pour révision chez le constructeur, cet appareil fonctionne parfaitement. Cette variation du 4^e chiffre après la virgule s'est produite plusieurs fois en 40 ans, en plus ou en moins, principalement à cause des réglages.

Tous ces contrôles et réglages doivent être consignés sur un carnet de suivi attribué à chaque gravimètre, lors de sa mise en service.



ÉTALONNAGE D'UN MICROGRAVIMÈTRE D7

Pour son transport, les dispositions suivantes doivent être prises : en voiture, ancrage en emplacement spécial (caisse fixée au châssis par exemple), de préférence au centre du véhicule pour un véhicule utilitaire ou sur la banquette arrière d'une voiture légère, la ceinture de sécurité servant de harnais. Ceci filtrera toutes les vibrations qui pourraient dérégler le gravimètre ou occasionner une dérive.

En avion, prendre impérativement l'appareil en cabine car la mise en soute est toujours dangereuse (chute des containers, colis mis à l'envers, etc...) même si le gravimètre est logé dans sa caisse spéciale de transport livrée par le constructeur. Bloquer ensemble la vis micrométrique et la vis de blocage au moyen d'une bande adhésive.

Lors de la réalisation des mesures sur chantier, manipuler le gravimètre avec beaucoup de soin. Une chute peut briser le mécanisme du gravimètre tandis qu'un choc provoquera une "saute" de dérive qui n'est pas toujours facile à contrôler et qui nécessite la reprise d'un certain nombre de mesures (cf. chapitre suivant).

Le contrôle de température doit être rigoureux. Bien vérifier que la batterie est branchée, sans faux contact.

A RETENIR :

- Un microgravimètre doit pouvoir mesurer le microgal.
- Un soin particulier doit être apporté à sa manutention.
- Il doit bénéficier d'étalonnages réguliers à partir d'un réseau de bases établi.
- Une mise en zone préalable à toute étude est indispensable, à faire sur site. Il faut compter plusieurs heures pour que le microgravimètre se stabilise.

Chapitre 3

Exécution des mesures

Une prospection gravimétrique consiste à :

- exécuter des mesures de g ;
- calculer les éléments permettant de les rendre comparables entre eux (réductions et corrections des mesures) ;
- dégager les enseignements des résultats ainsi déterminés (voir chapitre 4).

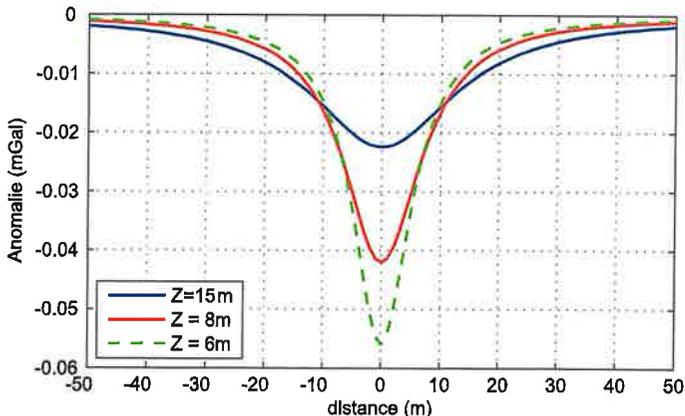
Beaucoup plus que la mesure isolée, qui n'a en elle-même aucune signification, le programme de mesures est, en microgravimétrie, l'unité de travail définie comme une succession de lectures effectuées aux stations, précédées et suivies de lectures en des points privilégiés et de référence, appelés bases ou stations principales.

Cette définition ne comporte pas d'indication de durée car l'exécution d'un programme en microgravimétrie peut demander, suivant les types de prospection, de quelques dizaines de minutes à plus d'une heure.

3.1 Avant le terrain

3.1.1 Choix de la maille de mesure

En fonction de la problématique, la maille de mesure peut varier entre 1 mètre (en archéologie) et 40 mètres (recherche de grandes carrières) en microgravimétrie. Lors de l'établissement de l'offre, l'ingénieur géophysicien responsable peut s'appuyer sur différents outils de modélisation ou encore sur les abaques présentées ci-dessous :



ANOMALIE DUE À UNE GALERIE DE RAYON 2 M SITUÉE EN L'ABSCISSE 0 ET À LA PROFONDEUR Z

En effet, plus une cavité est profonde, plus le signal associé est de faible amplitude et évasé, comme le montre la figure suivante. En fonction des informations a priori sur les vides recherchés, le géophysicien déterminera la maille de mesure adaptée au problème. Cette maille de mesure doit permettre la détection des vides recherchés, tout en optimisant le nombre de stations à implanter dans un souci économique.

D'une manière générale, on peut se baser sur les maillages suivants :

- Carrières souterraines importantes : maille carrée de 15 à 40 mètres.
- Carrières souterraines de taille moyenne : maille carrée de 10 à 15 mètres.
- Carrières souterraines de petite taille, catiches, marnières, crayères : maille carrée de 5 à 7 mètres.
- Galeries, sapes de guerre, archéologie : maille carrée de 3 mètres voire moins.

3.1.2 Optimisation d'une prospection microgravimétrique

Afin d'établir une offre répondant à la problématique posée, on doit répondre aux questions suivantes:

- les anomalies sont-elles détectables ?
- quelle est la maille de mesures optimale ?

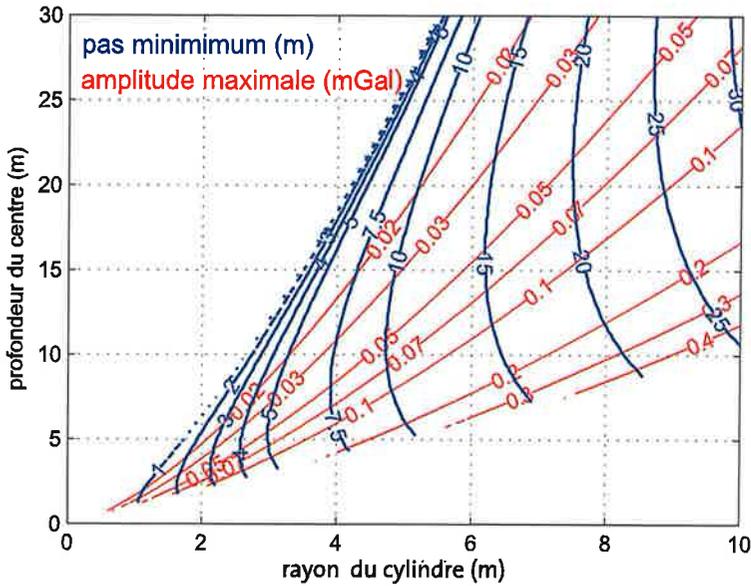
Ces deux questions sont en fait liées. Sachant qu'une anomalie dont l'amplitude dépasse 10 microgals pour 3 stations adjacentes, -soit une amplitude double de celle liée à la précision des mesures-, a toutes les chances d'être véritable (surtout si un des points a fait partie d'un programme de mesures différent), on peut dresser le tableau ci-après pour les vides sphériques pour un contraste de densité de 2 g.cm³ entre le vide et l'encaissant :

PROF. (m)	RAYON DE LA SPHÈRE (m)	DÉFICIT DE MASSE (en tonnes)	AMPLITUDE MAXIMALE DE L'ANOMALIE (μGal)	MAILLE MINIMALE POUR UNE ANOMALIE D'AMPLITUDE > 10 MICROGRALS
1	1	8,4 T	56	1,5 m
2	1	8,4 T	14	1,0 m
2	2	67 T	112	4,0 m
3	2	67 T	50	4,1 m
3	3	226 T	167	7,1 m
4	2	67 T	28	4,0 m
4	3	226 T	94	7,4 m
4	4	536 T	223	10,5 m
4	5	1048 T	437	13,5 m
5	2	67 T	18	3,4 m
5	3	226 T	60	7,6 m
5	4	536 T	143	11,1 m
5	5	1048 T	279	14,3 m
7	2	67 T	(9)	NON ATTEINT
7	3	226 T	31	7,4 m
7	4	536 T	73	11,6 m
7	5	1048 T	143	15,5 m
7	6	1810 T	246	19,1 m
10	3	226 T	15	5,6 m
10	4	536 T	36	11,6 m
10	5	1048 T	70	16,3 m
10	6	1810 T	121	20,6 m
10	8	4290 T	286	28,9 m
15	3	226 T	(7)	NON ATTEINT
15	4	536 T	16	9,0 m
15	5	1048 T	31	15,9 m
15	6	1810 T	54	21,5 m
15	8	4290 T	127	31,6 m
20	4	536 T	(9)	NON ATTEINT
20	5	1048 T	17	13,4 m
20	6	1810 T	30	20,9 m
20	8	4290 T	72	32,9 m
30	6	1810 T	13	13,9 m
30	8	4290 T	32	32,3 m

Ce tableau qui est représenté sous forme graphique ci-après est résumé selon les règles suivantes :

- la détection optimale de vides sphériques de masse M nécessite un maillage du même ordre que sa profondeur.
- la profondeur maximale de détection est égale à :

$$Z < \sqrt{\frac{2}{3} |M|}$$

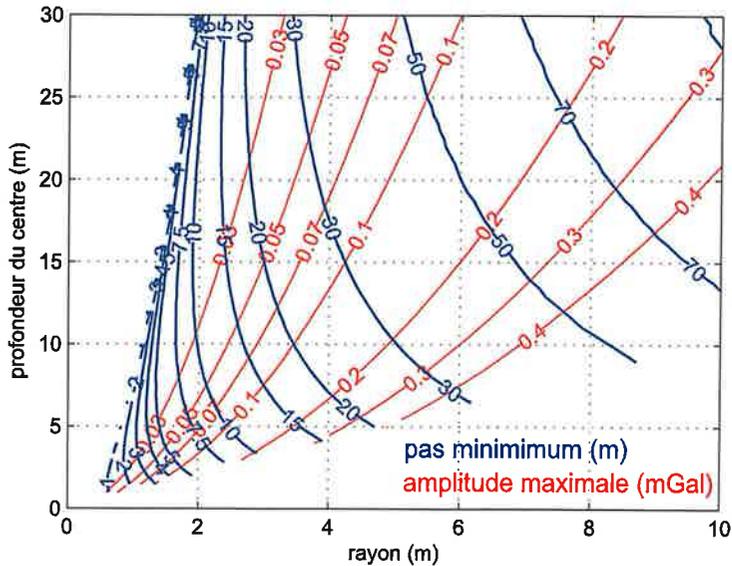


**ANOMALIE DUE À UNE SPHÈRE – ESPACE MINIMUM ENTRE STATIONS
AFIN QUE L'AMPLITUDE DE L'ANOMALIE ENREGISTRÉE SUR 3 STATIONS ADJACENTES
SOIT SUPÉRIEURE À 10 MICROGALS.**

Pour un cylindre horizontal présentant un contraste de densité de 2 g/cm^3 , le tableau suivant indique la valeur maximale de l'amplitude de l'anomalie, ainsi que l'espacement minimum requis pour obtenir une amplitude supérieure à 10 microgals, pour 3 stations adjacentes.

PROF. (m)	RAYON DU CYLINDRE (m)	ANOMALIE MAXIMALE (μGal)	ÉCARTEMENT MINIMUM POUR 3 POINTS $> 10 \mu\text{Gal}$
1	1	84	2,7
	2	168	7,9
3	1	28	4,0
	2	112	9,6
	3	251	14,7
	5	698	24,9
5	1	17	4,1
	2	67	11,9
	3	151	18,8
	4	419	32,0
	7	821	45,0
10	10	1679	64,5
	1	(8)	NON ATTEINT
	2	34	15,3
	3	75	25,6
	5	209	41,7
	7	411	63,3
20	10	838	91,0
	2	17	16,4
	3	38	33,3
	4	67	47,8
	5	105	61,6
	7	205	88,4
30	10	419	127,9
	2	11	10,3
	3	25	36,9
	5	70	73,4
	7	137	106,8
40	3	19	37,6
	5	52	82,3
	7	103	121,7

Ce tableau est présenté sous forme graphique ci-après :



ANOMALIE DUE À UN CYLINDRE - ESPACEMENT MINIMUM ENTRE STATIONS AFIN QUE L'AMPLITUDE DE L'ANOMALIE ENREGISTRÉE SUR 3 STATIONS ADJACENTES SOIT SUPÉRIEURE À 10 MICROGALS

Il faut en outre signaler l'existence de deux phénomènes constants qui facilitent la tâche du prospecteur :

- Par rapport aux estimations initiales, la détection des vides réels est facilitée grâce au phénomène de migration du vide vers le haut, par décompression des terrains sus-jacents.
- La prospection concerne souvent la détection de vides karstiques. Les phénomènes géologiques (altération, fracturation) facilitent la connexion des vides individuels, créant une aire anormale plus large et plus facile à détecter.

3.2 Sur le terrain

3.2.1 Implantation des points de mesures microgravimétriques

L'implantation des stations est assurée par le topographe selon la méthode suivante :

• Implantation des stations de mesure

- En voirie : tache de peinture,
- Hors voirie : étiquette agricole, piquet en bois, tache de peinture

• Levé topographique X, Y, Z ou Z uniquement

Le programme de l'opérateur gravimétricien comporte :

- les emplacements choisis et les numéros à donner aux stations à mesurer ;
- l'indication des bases de départ et d'arrivée de chaque programme.

L'ensemble des points doit être implanté avec une tolérance de 0,1 m en X et Y et de 0,01 m en Z.

Par ailleurs, il est judicieux de ne pas implanter de station de mesure près d'un fort dénivelé ou sur un relief topographique particulier (fossé, mur, butte de remblais...).

D'une manière générale, il ne faut pas implanter de station de mesure proche d'un excès ou déficit de masse qui serait d'ores et déjà connu.

Par exemple, en agglomération, ne pas implanter les points de mesures :

> près des murs :



> près des regards EDF, GDF, Télécoms :



> près des bouches d'égouts :



3.2.2 Prise de mesure

• Opérations à effectuer avant les mesures (avec un L&R, modèle D, par exemple)

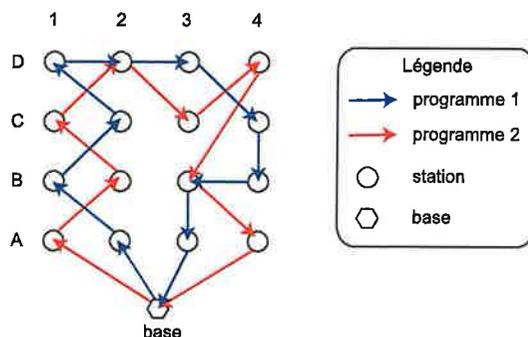
- a) Dans l'emprise de l'étude, mettre à niveau le microgravimètre et procéder à la mise en zone de l'appareil grâce à la vis "reset". Il est nécessaire d'attendre environ 4 heures après la mise en zone pour pouvoir effectuer les premières lectures, car l'appareil dérive fortement avant de se stabiliser. Il est préférable de régler l'appareil dans la gamme de mesure centrale (10 000 sur le compteur). La mesure à l'aide de la vis micrométrique doit toujours s'effectuer dans le même sens. Lorsque le peson est libéré de sa position de blocage, on peut observer un battement de celui-ci grâce au galvanomètre qui lui est relié; ce battement se stabilise au bout d'une minute environ et la lecture peut être faite en ramenant l'aiguille du galvanomètre à la position centrale (position 0). Si cette position est dépassée, il faut revenir en arrière d'environ 100 microgals (1 tour de vernier) et recommencer la mesure; la lecture se fait alors sur le compteur en centièmes de milligal et sur le vernier en microgal. Une mesure prend de 3 à 5 minutes suivant l'expérience de l'opérateur et la stabilité du terrain.
- b) Choisir une station de base très stable, de préférence au centre de l'étude pour éviter de faire des allers et retours trop longs. Si la superficie à étudier est grande, il est conseillé d'adopter des sous-bases ou bases secondaires selon un processus décrit plus loin.
- c) **Nettoyer l'emplacement de mesure** pour le rendre si possible plat, sans faire de trou. Enlever les feuilles, l'herbe les cailloux etc... (à l'aide d'une pelle, d'une binette), et ce impérativement **sur la base** (et les sous-bases) ainsi **qu'au droit de chaque emplacement de mesure**.
- d) Caler la coupelle qui supporte le microgravimètre le plus horizontalement possible (aménagement d'une plate-forme éventuelle) pour pouvoir, à chaque retour à la base, replacer l'appareil exactement à la même place. Dans le cas de terrain meuble, il est recommandé de planter 3 piquets de bois de 20 cm de long et de 4 cm de section jusqu'au niveau du sol et en triangle à l'aplomb de chaque pied de la coupelle.
- e) Avant de démarrer la première mesure, placer le microgravimètre sur sa base et le laisser se stabiliser en température (acclimatation à la température extérieure), ce qui nécessite de 10 à 20 minutes environ. Puis effectuer quelques mesures « à blanc » sur la station de base permettant au ressort de retrouver sa constante d'élasticité. Dès que la valeur de base est stabilisée, la prise de mesures proprement dite peut commencer, pour le premier programme.

• Mesures d'un programme en microgravimétrie

- Base : 2 lectures au minimum, le gravimètre étant bloqué entre les deux lectures ; un écart supérieur à 3 microgals entraînera une troisième lecture.
- Stations : En général, 8 à 10 stations différentes pourront être mesurées dans un cycle de 40 à 50 minutes; de plus, quelques stations déjà mesurées seront reprises (1 à 2 stations par série). L'opérateur gravimétricien doit noter sur la feuille de mesure tous les « accidents » : choc sur l'appareil, stabilité de la mesure, un arbre proche pouvant faire bouger le sol à cause du vent, météo, micro séismes, et tout ce qui peut influencer sur la qualité de la mesure comme un environnement urbain ou industriel générant des vibrations, ce qui peut nécessiter un travail de nuit. Ces « accidents » permettent de choisir certains points

à reprendre, avant le calcul de l'anomalie de Bouguer, pour appréhender la dérive instrumentale précisément. Des séquences de mesures spécifiques sont réalisées après calcul, soit pour confirmer un gradient d'anomalie fort, soit pour reprendre une mesure spécifique. En général on reprend au moins un couple de points. *Il ne faut jamais négliger l'erreur possible faite par le topographe (altitude Z, en particulier).*

Le pourcentage des points repris doit atteindre environ 20 % du total des points de mesure.



**EXEMPLE DE CHEMINEMENT POUR DEUX PROGRAMMES DE MESURES.
LES STATIONS D2 ET B3 DU PROGRAMME 1 SONT REPRIS AU PROGRAMME 2**

■ Retour à la base : après 40 à 50 minutes, usuellement.

Pour chaque station, on notera, outre la valeur lue sur le gravimètre, l'heure de lecture, à la minute près, et la hauteur de coupelle utilisée. Des annotations concernant des corrections proches éventuelles (topographie) seront relevées. De plus, tout choc reçu par le gravimètre, si léger soit-il, sera noté.

L'acquisition des mesures doit être faite dans un ordre semi aléatoire ; pour plus de commodité, elles sont réalisées en "quinconce", c'est-à-dire une station sur deux ou une ligne sur deux dans le cas d'un carroyage, par exemple.

L'essentiel est de maintenir à peu près constante la cadence de travail, l'expérience ayant montré que le gravimètre était sensible à l'influence d'irrégularités apportées dans son utilisation, par exemple :

- durée anormalement longue d'une mise en station ou d'un trajet entre stations ;
- arrêt prolongé (par suite de panne, d'obstacle à dégager, etc..) ;
- passage du chauffage sur batterie en charge au chauffage sur batterie libre ;
- exécution de mesures à pieds intercalées au cours d'un programme en voiture.

Le tracé de la courbe de dérive, prenant en compte les valeurs de base et l'écart de lecture sur les stations reprises, sera effectué chaque jour. Il permettra de mettre en évidence d'éventuelles variations anormales de dérive ("sautes" dues à des chocs ou à des causes non déterminées...).

A RETENIR :

- Faire bien attention à l'environnement lors de l'établissement de l'offre (vibrations, topographie...).
- Adapter la maille de mesure au problème posé.
- Réaliser les mesures à un rythme régulier.

La réalisation d'une étude microgravimétrique implique que l'opérateur soit calme et ordonné.

Chapitre 4

Dépouillement

4.1 Corrections

Les mesures brutes ne peuvent pas conduire à une représentation directe des anomalies recherchées car elles doivent subir préalablement de nombreuses corrections pour l'établissement d'un document significatif, la carte de l'Anomalie de Bouguer.

L'Anomalie de Bouguer représente l'ensemble des contrastes de densité sous la surface topographique.

4.1.1 Correction instrumentale et correction luni-solaire

La lecture faite sur le cadran d'un gravimètre en un point donné ne reste pas constante dans le temps et ce, pour deux raisons : d'une part, un phénomène naturel, la marée luni-solaire qui se traduit par une variation de g parfaitement mesurable puisque son amplitude peut atteindre deux dixièmes de milligal ; d'autre part, une dérive instrumentale de l'appareil dont l'origine est avant tout à rechercher dans l'évolution moléculaire des ressorts. De plus, les lectures des gravimètres doivent avoir été préalablement transformées en mesures de g relatives, via le coefficient de calibration k .

La marée luni-solaire est naturellement prévisible et des tables calculées pour différentes latitudes et rapportées en général à la longitude de Paris (Goguel 1954), et aujourd'hui installées sur ordinateur, permettent d'obtenir sa valeur à chaque instant (temps universel) et en tout point de la terre. La correction luni-solaire dépend donc de la date et de l'heure de la mesure ainsi que de la latitude et longitude de la station de mesure concernée. La dérive luni-solaire peut atteindre 200 microgals pour une période lunaire. Notons que l'effet de la marée terrestre peut être corrigée en temps réel sur les gravimètres Scintrex.

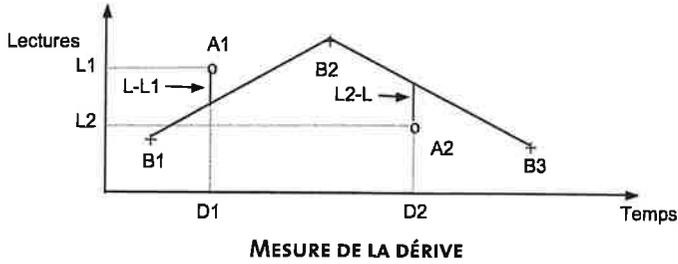
La lecture, avec le gravimètre LaCoste & Romberg modèle D, est effectuée en unités sensiblement égales à 1 microgal. Pour transformer la lecture en microgals, on multiplie celle-ci par un coefficient numérique, k , généralement constant et proche de 1. Par exemple, pour le gravimètre D94, le coefficient instrumental est égal à 1,0825. Cette valeur est fournie par le constructeur et la dérive instrumentale contrôlée par une succession de lectures à la même station ou en des stations pour lesquelles les valeurs de g sont connues (bases de références, cf. chapitre précédent).

Les deux mesures extrêmes d'un programme permettent de définir un écart de fermeture (de l'ordre de quelques centièmes de milligal, en général) lequel, une fois corrigé de l'effet luni-solaire, représente la dérive instrumentale.

Malgré ces corrections, on constate que la lecture n'est pas tout à fait constante si l'on revient périodiquement (toutes les 40 minutes par exemple) à une station fixe, base (première itération). Il subsiste une dérive instrumentale liée aux caractéristiques mécaniques de l'appareil. Celui-ci subit également des chocs et des variations aléatoires. On suppose en premier lieu que la dérive instrumentale est celle qui relie linéairement les valeurs lues à la base.

On peut éventuellement calculer une seconde dérive qui permet de corriger cette première dérive, en fonction des points repris. En effet, au lieu de supposer que la dérive est constante dans le temps,

on peut affiner le tracé de cette courbe. Supposons un point mesuré à la date D1, puis repris à la date D2, avec les lectures L1 et L2. Les lectures lues à la base sont respectivement B1, B2 et B3.



On suppose *a priori* que la bonne lecture au point repris, est de l'ordre de $L = (L1 + L2) / 2$. L'erreur est supposée provenir d'une mauvaise appréciation de la dérive. A la date D1, la dérive devrait être :

$$D'1 = D1 + L - L1$$

et à la date D2, la dérive devrait être :

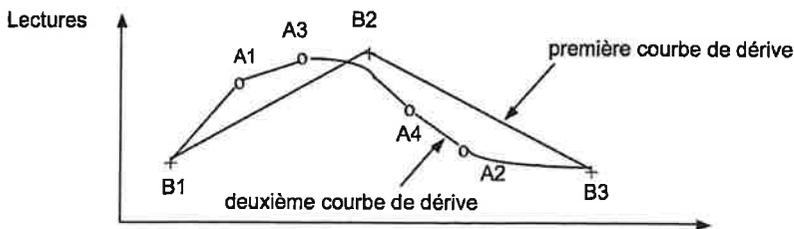
$$D'2 = D2 + L2 - L$$

et la courbe de dérive passerait exactement par B1, A1, B2, A2 et B3.

En réalité, si on dispose de suffisamment de points repris, cette deuxième itération se fait par ajustements successifs. Elle conduit à une amélioration de l'écart type des points repris, de l'ordre de quelques microgals. Par exemple :

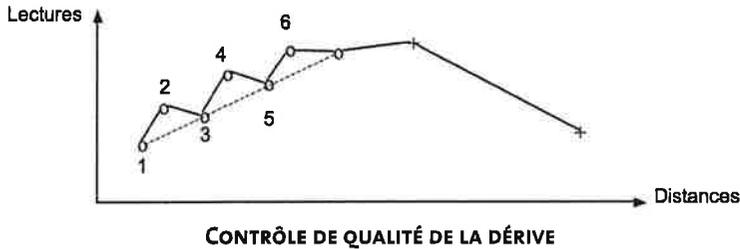
	NOMBRE DE LECTURES	ECART TYPE
1^{ère} itération		
Mesures aux bases	42	0
Points repris	27	7,2 microgals
2^e itération		
Mesures aux bases	42	3,3 microgals
Points repris	27	4,1 microgals

La nouvelle courbe de dérive ne passe plus exactement par les stations de base. Elle tient compte également des incidents notés par l'opérateur (micro chocs par exemple).



AJUSTEMENT DE LA COURBE DE DÉRIVE

Une troisième étape d'ajustement de la courbe de dérive est également possible. Elle tient compte de la position géographique des points, soit d'une façon empirique, soit de façon mathématique. Cette étape n'est utile que si l'on constate un certain dysfonctionnement du gravimètre ou si les vibrations sont sévères. Cette étape n'est possible que si l'on a effectué les mesures dans un ordre semi aléatoire (cf. Geophysical Prospecting 1981 M. Bichara, J-C Erling, J. Lakshmanan). Supposons que l'on ait réalisé les mesures aux stations paires le jour J1 et aux stations impaires le jour J2. Si l'on observe une répartition de l'anomalie de Bouguer en zigzag, c'est que la dérive, soit du jour J1, soit du jour J2 était erronée.



Il paraît probable que la dérive estimée pour les points 2, 4 et 6 était trop faible et que la courbe de l'anomalie de Bouguer correspond à celle indiquée en pointillé.

Cette troisième étape n'est réalisée qu'en fin de chantier, une fois l'anomalie de Bouguer calculée.

Les deux corrections évoquées précédemment (luni-solaire, dérive instrumentale) sont déterminées simultanément par l'établissement de la courbe de dérive à la base, si la durée des programmes est inférieure à une heure. En pratique, on préférera toujours une correction indépendante de la marée terrestre, avant le calcul de la dérive.

Note : en microgravimétrie, la correction de pression atmosphérique est négligeable.

Une fois les lectures du gravimètre transformées en mesure de gravité via le coefficient de calibration, corrigées de la marée terrestre et de la dérive instrumentale, on obtient les variations de g entre les stations de l'étude et la base.

4.1.2 La correction de latitude ou correction normale

g varie du pôle à l'équateur du fait de l'aplatissement de la terre et de la force centrifuge. L'influence de la latitude se traduit, pour des points situés au niveau de la mer, par une variation d'environ 5 gals entre le pôle et l'équateur, ce qui correspond à un gradient moyen de 0,5 mgal par kilomètre. La correction g_0 , fonction de la latitude φ , est calculée à la surface d'un Ellipsoïde International de référence choisi, en 1967, par l'ensemble des géodésiens de l'Union Internationale de Géologie et de Géophysique. L'ellipsoïde IAG GRS 1980 a supplanté ce dernier.

Le rayon de l'ellipsoïde terrestre est donné par la formule :

$$R = 6378139.00(1 - 0.0033528 \sin^2 \varphi + 0.0000070 \sin^2 2\varphi) \text{ m}$$

La loi de variation de g en fonction de φ au niveau 0 est définie par la formule suivante :

$$g_0 = 978.03185 \left(1 + 5.278895 \times 10^{-3} \sin(2\varphi) - 5.9 \times 10^{-6} \sin^2(2\varphi) \right) \quad (3)$$

avec une erreur maximale de 0,004 milligal soit 4 microgals.

Cette formule définit la correction normale à appliquer aux mesures gravimétriques.

La correction ΔL pour un déplacement dl suivant un méridien est donc :

$$\Delta L = \frac{dg_0}{dl} dl \text{ avec } dl = R(\varphi)d\varphi \approx R_e d\varphi \text{ où } R_e \text{ est le rayon équatorial de la terre (6 378 km)}$$

Finalement $\Delta L = 0,081 dl \sin 2\varphi$ milligal/100 mètres (du Nord au Sud).

L'équation est linéaire (i.e. $\varphi = \text{constante}$) sur une distance de l'ordre du kilomètre.

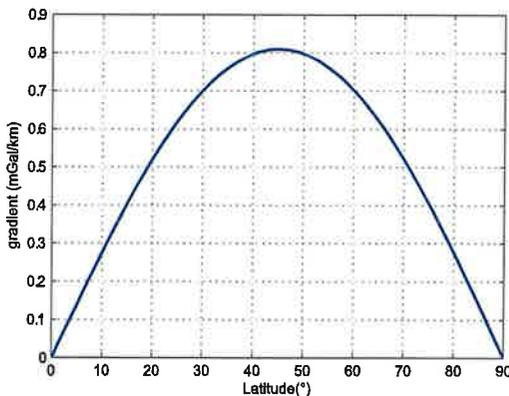
Puisque la pesanteur augmente avec la latitude (N ou S), la correction est ajoutée lorsque l'on se déplace vers l'équateur.

Il n'est pas question de calculer en chaque station d'une étude gravimétrique la valeur de g_0 à partir de la formule (3). Le prospecteur utilise des tables donnant directement g_0 soit par le calcul, soit graphiquement, après avoir tracé un réseau de parallèles graduées en valeurs rondes de g_0 . Dans ce cas, l'interpolation linéaire est le plus souvent justifiée.

La différence de latitude conduisant à un Δg_0 de 0,01 mgal est en France inférieure à 13 mètres ; elle atteint 41 mètres pour les latitudes 10 et 80°.

A la latitude de 45°, L est maximale et vaut approximativement 0,8 milligal par kilomètre vers le Nord.

A d'autres latitudes, ou bien on calcule $L(\varphi)$, ou bien on utilise le graphique ci-dessous, fourni par Nettleton (1940) et qui donne $L(\text{km})$.



GRADIENT DE LA CORRECTION NORMALE EN FONCTION DE LA LATITUDE

4.1.3 La correction d'altitude

L'application de la correction normale suppose que les points de mesure soient situés à la cote zéro. Puisque les mesures sont effectuées à la surface du sol, il convient de chercher à les ramener au niveau du géoïde pour lequel la correction normale a été établie. La correction d'altitude consiste donc à réduire les mesures de g de la part qui revient à l'influence des différences d'altitude.

Cette opération est connue sous le nom de correction à l'air libre (ou de Fay) puisqu'il n'est pas tenu compte des masses situées entre les stations et ce plan.

Le premier élément intervenant dans la correction d'altitude est la distance au centre de la Terre.

On sait que si l'on néglige la force centrifuge, l'attraction de la pesanteur est donnée par une expression de la forme :

$$g = \frac{GM_e}{R_e^2}$$

En différenciant l'équation scalaire équivalente à l'équation (2), on obtient :

$$\frac{dg_{FA}}{dR_e} = -\frac{2GM_e}{R_e^3} \approx -\frac{2g}{R_e} = -0,3086 \text{ mgl} / \text{m}$$

Les variations de R_e sont dans la pratique très faible (quelques km sur plus de 6 000).

En prenant R comme rayon moyen de la terre, la correction à appliquer est donnée par le coefficient : $\Delta h = 0,3086h \text{ mgal} / \text{m}$ où h est la hauteur par rapport au niveau de référence (géoïde).

Δh est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en dessous. Pour une précision d'environ 0,01 mgal, il faut connaître la hauteur de la station par rapport au référentiel, à 3 cm près.

Le coefficient 0,3086 est applicable pour des hauteurs inférieures à 500 m et pour une latitude comprise entre 30° et 50° .

On peut évaluer entre quelles limites varie en fait ce coefficient :

- au pôle, $g = 983,2 \text{ gals}$ et $R_e = 6357 \text{ km}$
- à l'équateur, $g = 978,0 \text{ gals}$ et $R_e = 6378 \text{ km}$

Autre élément de la correction d'altitude : l'influence des terrains, ou **correction de Bouguer**.

La correction à l'air libre ne tient compte que de la variation de la distance entre le point de mesure et le centre de la terre. En fait, l'espace compris entre la cote du point et le niveau de référence est rempli par des terrains qui exercent une attraction dont il convient de tenir compte.

Soit une station située à la cote positive Z : la correction précédente, $0,3086 \cdot Z$, est additive puisque la valeur corrigée est celle d'un point situé plus près du centre de la terre que la station de mesure. Mais celle-ci est affectée de l'attraction de la tranche de terrains compris entre la cote Z et le niveau 0. Il est donc nécessaire de retrancher cette attraction si l'on veut éliminer son effet.

Comme pour la correction précédente, on a cherché à représenter cette attraction par une loi linéaire en Z , dont la justification est immédiate : le résultat du calcul de l'influence d'une tranche plane infinie d'épaisseur Z s'écrit en effet : $a = 2\pi GdZ$

G étant la constante de l'attraction universelle et d la densité moyenne des terrains d'épaisseur Z .

On a pris l'habitude de réunir les deux corrections (Fay et Bouguer) sous la forme :

$$C = 0,3086 - 0,0419d$$

C s'exprime en milligal par mètre

Le tableau suivant rassemble les valeurs du coefficient C pour les densités comprises entre 1,7 et 2,7 :

d	C	d	C
1,7	0,2374	2,3	0,2122
1,8	0,2332	2,4	0,2080
1,9	0,2290	2,5	0,2039
2,0	0,2248	2,6	0,1997
2,1	0,2206	2,67	0,1967
2,2	0,2164	2,7	0,1955

On retrouve le gradient moyen de 0,2 mgal/m.

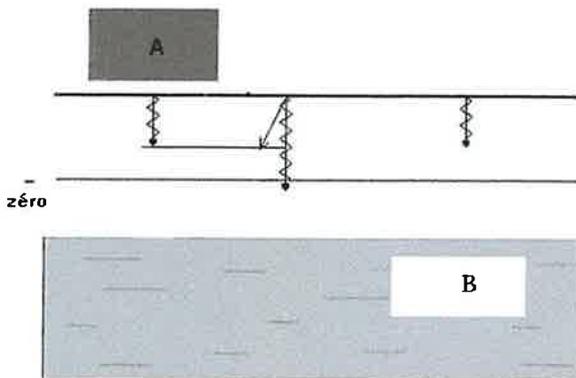
Le coefficient $\frac{2g}{R_e}$ varie donc entre les valeurs 0,3093 (au pôle) et 0,3077 (à l'équateur).

En pratique, pour les études microgravimétriques, la référence d'altitude des stations n'est pas le géoïde, mais une référence locale, liée au nivellement effectué.

4.1.4 La correction de relief ou de terrain (T)

La correction d'altitude supposait la station S de cote Z située sur une surface uniforme, plane ou sphérique. En réalité, il n'en est rien, et l'on doit prendre en considération l'influence de la forme réelle des terrains, contribuant à superposer à l'attraction de la tranche uniforme celle de l'ensemble des masses en excès, comme celle de l'ensemble des défauts de masse. Cette correction s'applique également aux bâtiments de grands volumes qui peuvent exercer une attraction non négligeable. On pourrait être tenté de ne prendre en considération l'influence du relief que dans les cas extrêmes (sommets de collines ou creux de vallées) sous prétexte qu'en moyenne, l'influence des excès de masse doit équilibrer celle des masses en défaut. Cette conception serait totalement fautive.

En effet, par rapport à l'attraction d'une tranche horizontale, celle d'une masse en excès telle que A exerce une attraction vers le haut qui contribue à diminuer la composante verticale de g. De même, un défaut de masse tel que B, ne jouant pas comme attraction vers le bas, diminue également cette composante. La correction de relief est donc additive dans les deux cas.



CORRECTION DE TERRAIN. A : RELIEF ÉLEVÉ ; B : CREUX TOPOGRAPHIQUE

• Calcul de la correction de relief: Tables et zones de Hammer

Il s'agit de décomposer la surface topographique en compartiments d'altitude tantôt plus élevée, tantôt plus faible que celle de la station S et d'évaluer l'attraction correspondante en fonction de cette altitude et de la distance à la station du centre de gravité de chaque compartiment. La valeur de la composante verticale de cette attraction en S est donnée par les tables de Hammer.

Les compartiments élémentaires sont définis par les intersections de circonférences centrées en S avec des rayons vecteurs régulièrement espacés. On appelle « zones » les couronnes limitées par deux cercles successifs et on les désigne par une majuscule; chaque zone comprend un certain nombre de compartiments, variable suivant la position qu'elle occupe.

Étant donné qu'une attraction est d'autant plus forte que la masse qui la provoque est plus rapprochée, il était nécessaire de donner aux compartiments des zones les plus proches du centre des dimensions nettement plus faibles que celle des compartiments éloignés dont l'influence, pour être appréciable, nécessite des masses importantes.

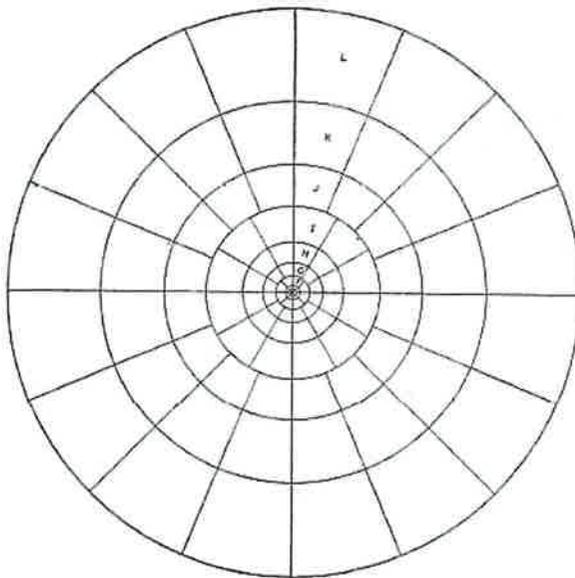
La méthode repose sur la formule donnant l'attraction exercée par une couronne cylindrique verticale sur un point de son axe situé dans le plan d'une de ses bases :

$$g = 2\pi fd \left(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_2^2 + h^2} \right)$$

R_1 et R_2 sont les rayons intérieur et extérieur de la couronne, h , sa hauteur; d est la densité moyenne des terrains.

Les zones de Hammer, désignées par les lettres B à M, sont au nombre de 12; la zone B a un rayon intérieur de 2 mètres et la zone M un rayon extérieur de 21.9 km.

La zone B comporte 4 compartiments, tandis que les zones C à F en comportent 8, les zones G à I sont divisées en 12 et les suivantes en 16 compartiments.



CERCLE DE HAMMER

Pour chaque compartiment, on évalue la cote moyenne puis sa différence avec l'altitude de la station et l'on inscrit la valeur de la correction correspondante en centièmes de milligal. Il suffit de faire la somme de chacune des valeurs inscrites, d'abord par zone, puis pour l'ensemble des zones pour évaluer la correction de relief. La valeur de la densité utilisée pour les tables de Hammer est 2.0. La table des corrections de Hammer est présentée ci-dessous.

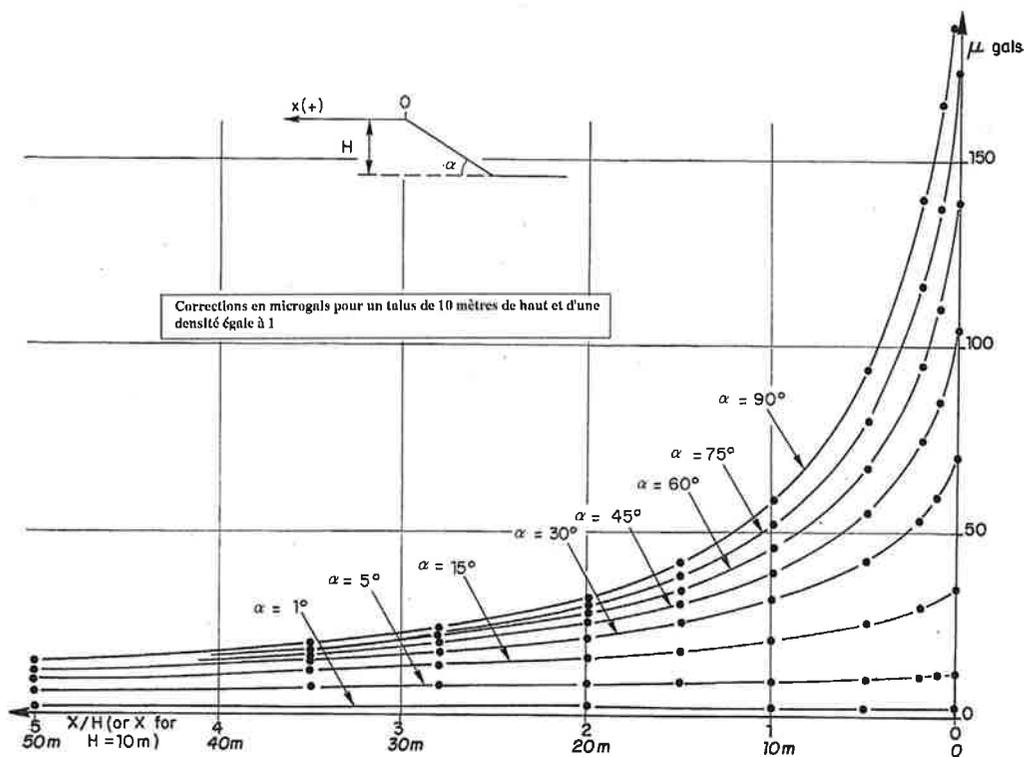
Compartiments		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	Correction, 0.01 mg. unit
B	Elev.	760	760	760	760													
	Diff.	0	0	0	0													
	Corr.	0	0	0	0													0
C	Elev.	760	780	780	780	760	760											
	Diff.	0	0	0	0	0	0											
	Corr.	0	0	0	0	0	0											0
D	Elev.	760	760	780	790	790	720											
	Diff.	0	0	0	40	40	40											
	Corr.	0	0	0	1	1	1											3.0
E	Elev.	760	760	730	800	800	740	750	760									
	Diff.	0	0	30	40	40	20	10	0									
	Corr.	0	0	0.3	0.3	0.3	0.1	0	0									0.9
F	Elev.	820	740	870	1,150	1,200	1,000	740	800									
	Diff.	60	20	110	390	440	240	20	40									
	Corr.	0.3	0	1	10	13	4	0	0.1									28.4
G	Elev.	980	800	760	1,000	1,200	1,100	1,150	1,050	760	800	1,000						
	Diff.	220	40	0	240	440	340	200	100	10	40	240						
	Corr.	1	0	0	1	3	2	1	0.5	0	0	1						11.5
H	Elev.	1,050	760	1,000	1,250	1,200	1,100	1,100	1,000	780	900	1,100						
	Diff.	290	10	240	400	440	340	340	20	140	140	340						
	Corr.	1	0	0.5	2	2	1	1	1	0	0.2	1						10.7
I	Elev.	1,000	1,100	1,100	1,100	1,100	1,100	1,000	900	800	1,000	1,100						
	Diff.	200	300	300	300	300	300	300	100	0	200	300						
	Corr.	0.2	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0	0.2	0.5						4.0
J	Elev.	900	1,000	1,100	1,100	1,000	1,200	1,100	1,100	1,000	1,200	900	900	1,000	1,000	1,000	1,100	
	Diff.	100	200	300	300	200	400	300	300	200	400	100	100	200	200	200	300	
	Corr.	0	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0.2
K	Elev.	1,200	900	1,000	1,100	1,100	1,200	1,100	1,100	1,000	900	1,000	1,000	1,100	1,000	1,100	1,100	
	Diff.	400	100	200	300	300	400	400	300	300	200	100	200	300	200	300	300	
	Corr.	0.2	0	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0	0	0	0.1	0	0.1	0.1	
L	Elev.	1,200	1,000	1,100	1,100	1,200	1,200	1,100	1,200	1,100	1,100	1,000	1,000	1,100	1,100	1,200	1,100	
	Diff.	400	200	300	300	400	400	300	400	300	300	200	200	300	300	400	300	
	Corr.	0.1	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	
Total 64.2*																		

* Correction for $\sigma = 2.0$ is 0.64 mg.; for $\sigma = 2.4$, correction is $(2.4/2.0)0.64 = 0.77$ mg.

TABLE DES CORRECTIONS DE HAMMER

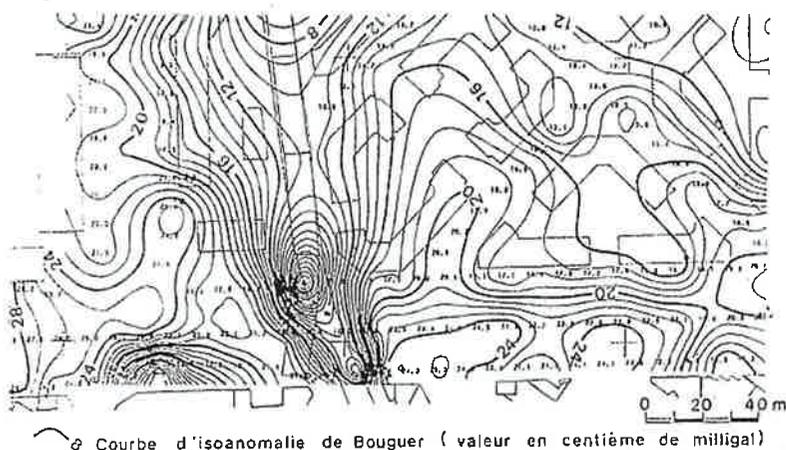
On a pris l'habitude de scinder en trois les zones de Hammer et de désigner par proche (zones A à D), moyenne (zones E à I) et grande distance (zones H à M) les corrections correspondantes.

En microgravimétrie, pour des études de superficie réduite, les corrections grande distance sont inutiles; par contre on utilise un compartimentage plus détaillé que celui de Hammer, notamment pour les couronnes centrales et le levé topographique de détail ayant servi à implanter le canevas de stations tient lieu de carte topographique. Des courbes pré-calculées ou abaque, sont utilisé(e)s pour les corrections à proches distances (les 50 premiers mètres autour de la station). Elles permettent de dégager rapidement la valeur de la correction dans tous les cas où le relief peut être représenté par une forme simple: plans inclinés, routes surélevées ou encaissées par rapport au terrain environnant et certaines collines ou vallées aux formes régulières. D'une manière générale, l'influence du relief dans la zone comprise à l'intérieur d'un cercle de 2 mètres de rayon pourra être facilement rendue nulle par un choix judicieux de l'emplacement des stations (s'éloigner autant que possible des maisons, des escarpements, des fossés et talus...). Il convient de noter que l'utilisation de modèles numériques de terrain permet de calculer les corrections topographiques de manière fiable et rapide.

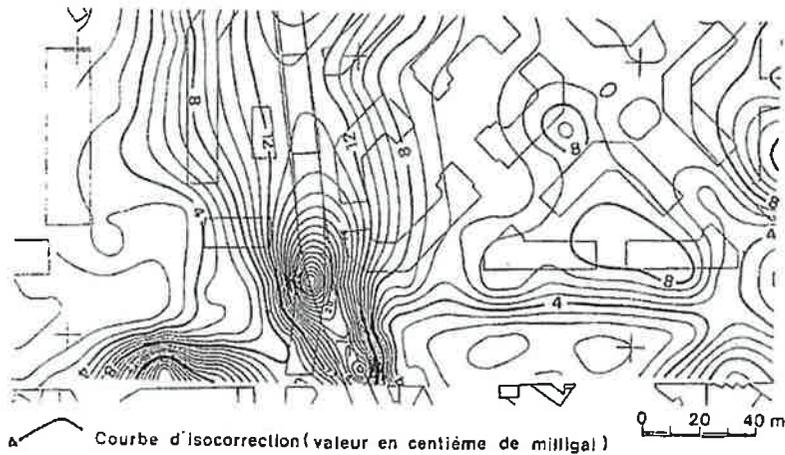


ABAQUE DE CORRECTION DE TALUS

Un exemple de correction, indispensable pour s'affranchir au maximum des inégalités du relief et des maisons et caves en ville est présenté sur les schémas suivants.



ANOMALIE DE BOUGUER BRUTE (VALEURS EN CENTIÈME DE MILLIGAL)



CARTE DES CORRECTIONS DE TERRAIN (VALEURS EN CENTIÈME DE MILLIGAL)

Pour être parfaitement rigoureux dans l'évaluation de la correction de relief, il y a lieu de tenir compte de la hauteur du gravimètre en prenant pour cote des stations, celle qui a été mesurée, augmentée d'une valeur constante, correspondant à la hauteur à laquelle se trouve le fléau du gravimètre au-dessus du sol, au moment de la mesure.

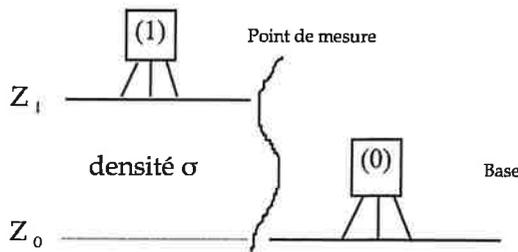
4.1.5 Dépouillement

On appelle anomalie de Bouguer la valeur de g corrigée des réductions précédentes et qui s'écrit

$$B = g - (g_0 - Cz) + T$$

Le calcul de l'Anomalie de Bouguer, en microgravimétrie, intéresse deux configurations différentes :

- Des mesures sur une surface plane

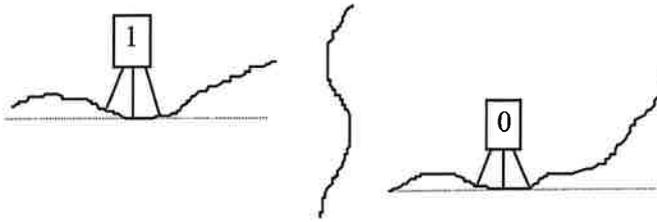


$$B(1) - B(0) = L(1) - L(0) + 0.3086(Z_1 - Z_0) - 0.0419\sigma(Z_1 - Z_0)$$

← Lectures corrigées
← Correction de Bouguer

↔ Anomalie de Bouguer
↔ Correction à l'air libre

■ Des mesures sur une surface irrégulière



Aux corrections précédentes, on ajoute la correction de terrain ($CT : +(C(1) - C(0))$) pour obtenir une anomalie de Bouguer dite globale. Cette correction s'exprime le plus souvent sous forme de corrections à proche et moyenne distances, incluant rarement la distance lointaine.

Lorsque les terrains de surface sont hétérogènes (cas de contact lithologique, par exemple), il convient de calculer la correction de Bouguer et la correction de terrain avec une densité variable. L'anomalie de Bouguer reste attachée à la surface du sol et il est erroné d'imaginer que les corrections de g ont ramené les mesures au niveau de l'ellipsoïde de référence.

Voici le récapitulatif des étapes du dépouillement, pour obtenir l'anomalie de Bouguer définitive :

- Application du coefficient de calibration k à toutes les lectures effectuées.
- Correction de marée terrestre de toutes les mesures.
- Projection des valeurs de g au sol, via le gradient vertical, en tenant compte des hauteurs de coupelle (ou de trépied pour un Scintrex) et du positionnement du capteur au sein de l'instrument.
- Calcul de la dérive instrumentale pour chaque programme, en utilisant les valeurs aux ouvertures et aux fermetures de programmes à la base.
- Au sein de chaque programme, correction des valeurs de la dérive instrumentale: on obtient alors les différences de g entre les valeurs aux stations, et la valeur à la base, à laquelle on donne une valeur arbitraire, généralement 0 mGal.
- Application de la correction normale liée à la latitude.
- Application de la correction liée à l'altitude (effet "d'air libre" et effet d'une plaque infinie pour une densité des terrains donnée), conduisant alors à l'anomalie de Bouguer "simple". La référence liée à l'altitude n'est pas forcément le géoïde, elle est souvent une référence locale rattachée au nivellement effectué.
- Application des corrections de terrain, aboutissant à l'anomalie de Bouguer définitive.

4.1.6 Reprises

Afin de réaliser un contrôle précis des dérives (instrumentale et luni-solaire) il est important de remesurer une station d'une séquence dans la séquence suivante (de préférence au milieu de chaque série). De plus si le microgravimètre subit un choc, il est important de reprendre le point mesuré juste avant ce choc dans la même séquence et de le reprendre dans une autre séquence, tout comme le point qui a été mesuré en suivant. En tout état de cause, l'opérateur doit avoir suffisamment d'autonomie et de maîtrise du processus d'acquisition pour savoir quand il est important de reprendre un point autrement que systématiquement.

On appelle « reprise », la mesure de la gravité sur une station qui a déjà fait l'objet d'une mesure dans un programme de mesure antérieur. Une station peut être reprise plus d'une fois. Les écarts sur les valeurs de g compensées (corrigées de la dérive instrumentale, de la marée terrestre et de la hauteur de trépied), issus de ces reprises, donnent la répétabilité de la mesure au sein d'une étude microgravimétrique, et sont une bonne indication de la précision de l'étude. Les reprises peuvent être aléatoires, pour obtenir la précision d'un levé, ou ciblées, pour vérifier une anomalie décelée ou une mesure douteuse.

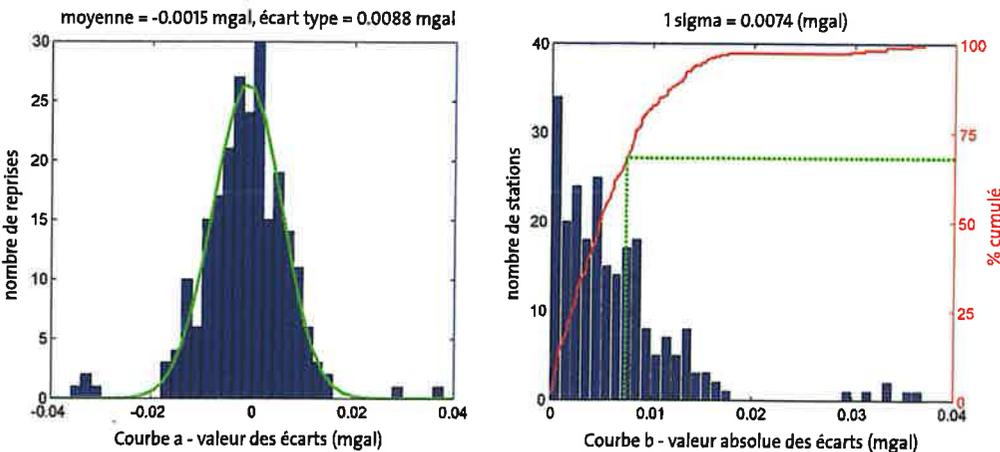
4.1.7 Précision des résultats

Dans l'expression de l'Anomalie de Bouguer $B = g - (g_0 - Cz) + T$, le carré de l'erreur moyenne commise sur B sera égal à la somme des carrés des erreurs moyennes caractérisant chacun des quatre termes de cette somme.

L'erreur moyenne sur l'anomalie de Bouguer s'exprime ainsi :

$$e_B = \sqrt{e_g^2 + e_{g_0}^2 + e_{Cz}^2 + e_T^2}$$

L'erreur sur g e_g est donnée par la statistique des reprises. La distribution des valeurs des écarts de reprise suit une distribution qui s'apparente à une distribution gaussienne dont la moyenne doit s'approcher de zéro, et dont l'écart-type donne l'erreur sur g . En pratique, on représente l'histogramme des valeurs absolues de ces écarts (voir figure ci-dessous) et le pourcentage cumulé associé (courbe rouge, figure ci-dessous) est généralement utilisé pour définir l'erreur moyenne de l'étude. Cette dernière est donnée quand le pourcentage cumulé atteint 68 %, ici, 0.0074 mgal.



- a : Exemple d'histogramme des écarts de reprise, la courbe verte est la distribution gaussienne correspondant au mieux aux données,
- b : histogramme des valeurs absolues des écarts de reprise et pourcentage cumulé (courbe rouge). Les tirets verts indiquent le pourcentage cumulé à 68%, et la valeur de l'erreur de reprise associée.

L'erreur sur g_0 e_{g_0} est en général négligeable, les stations étant positionnées à 0.1 m près. En effet, sous nos latitudes, la correction normale est de $\sim 8 \mu\text{gal}$ tous les 10 m vers le Nord. Une erreur de position de 0.1 m générera une erreur négligeable de $0.08 \mu\text{gal}$ sur cette correction.

L'erreur sur la correction d'altitude e_{Cz} dépend de l'erreur sur le nivellement des stations, et de la densité de réduction choisie pour l'étude. Pour un nivellement des stations effectué au niveau laser ou au théodolite, la précision sur Z est en général de l'ordre du cm. Pour une densité de 2 g/cm^3 , l'erreur sur la correction d'altitude sera de $3 \mu\text{gal}$.

L'erreur sur la correction de terrain e_T est prise usuellement comme étant égale à 20 % de la correction de terrain maximale de l'étude.

A partir des termes définis ci-dessus, l'erreur sur l'anomalie de Bouguer peut être calculée. Cette erreur permet de définir le seuil de signification d'une étude microgravimétrique : ce seuil est pris comme étant égal à deux fois la valeur de l'erreur sur l'anomalie de Bouguer.

Le calcul de ce seuil est primordial : il permet de définir les anomalies significatives, dont l'amplitude est supérieure au seuil sur au moins trois points de mesure adjacents.

4.2 Importance du choix de la densité des terrains superficiels

La densité d intervient dans l'expression de la correction d'altitude $c = 0.3086 - 0.0419 d$; elle est aussi un facteur multiplicatif de la correction de relief.

Les mesures sur échantillons ne conviennent pas en général pour effectuer ces corrections avec la précision requise. En effet, la densité d'un morceau de roche prélevé à l'affleurement peut être notablement différente de celle de la couche d'où provient cette roche ; altération, tassement, porosité, teneur en eau, sont des facteurs déterminants vis-à-vis de la densité : ils sont significatifs à l'échelle d'une formation géologique mais pas au niveau d'un échantillon.

Le prospecteur choisit, de préférence, la valeur de d , à partir de considérations purement physiques, en s'aidant des mesures faites. Le principe de ce choix résulte de la considération suivante : étant données plusieurs définitions de l'anomalie de Bouguer reposant sur des valeurs différentes de d , on adoptera celle dont la représentation conduit à la moindre corrélation avec le relief topographique.

De ce principe, découlent divers procédés de détermination de la densité à partir des mesures elles-mêmes, qu'elles soient alignées suivant des profils rectilignes (méthode de Nettleton Cf. annexe 1) ou groupées à l'intérieur d'une surface (on fera intervenir la méthode des moindres carrés Cf. annexe 2) ou encore considérées par groupes de trois (méthode statistique : les triplets Cf. annexe 3).

4.2.1 Données sur les densités

La valeur généralement admise comme représentative de la densité moyenne de l'écorce terrestre est 2,67 ; c'est cette valeur que l'on utilise pour le calcul de l'effet isostatique en prospection structurale. Cette densité est notablement inférieure à celle de la terre considérée dans son ensemble, qui est voisine de 5,5. Les matériaux auxquels s'adresse la prospection microgravimétrique peuvent être rangés en trois catégories :

• Les roches sédimentaires (densité moyenne inférieure à 2,67)

Sables : 1,6 à 1,9 ; grès : 2,0 à 2,6 ; alluvions : 1,5 à 2,0 ; marnes : 2,1 à 2,6 ;
sel : 2,1 à 2,4 ; calcaires : 2,4 à 2,7.

La densité des roches sédimentaires compactes est essentiellement fonction de leur porosité, de leur état de consolidation et de leur profondeur. La densité des sédiments non consolidés est comprise entre 1,8 (sable) et 2,3 (limons, argiles).

• Les roches métamorphiques et ignées (socle, densité moyenne supérieure à 2,67) :

Granites : 2,5 à 2,8 ; basaltes : 2,7 à 3,3 ; schistes : 2,4 à 2,9 ; laves : 2,8 à 3,0 (ponces exceptées) ;
diabases : 2,8 à 3,1.

Ces densités sont en moyenne plus élevées que celles des sédiments ; elles peuvent être sensiblement plus faibles lorsque les roches viennent à l'affleurement : par exemple, certains schistes altérés ont une densité superficielle à peine supérieure à 2,0.

• Les minerais (en proportion infime dans la croûte) :

magnétite : 5,0 à 5,2 ; chromite : 4,3 à 4,6 ; pyrite : 4,9 à 5,2 ; charbon : 1,2 à 1,8 ; galène : 7,4 à 7,6 ;
pétrole : 0,6 à 0,9

Il est évident, d'après ces données, qu'un contraste de densité entre les roches de la première ou la deuxième catégorie dépassera rarement 0,5. Les contrastes les plus fréquemment rencontrés en prospection structurale sont de l'ordre de 0,25 ou encore inférieurs. En prospection minière, ou de Génie Civil, on rencontrera des différences de densité beaucoup plus élevées, de l'ordre de quelques unités ; cela explique pourquoi une minéralisation de faible volume relatif pourra donner naissance à une anomalie gravimétrique significative. Le contraste de densité est élevé et peut atteindre 2 lorsqu'il s'agit de prospecter des vides ou cavités souterraines.

4.2.2 Exemple de fichier de mesure

Les résultats (mesures de g et corrections) conduisant au tracé des cartes de Bouguer pour différentes densités, sont archivés sur fichier.

L'exemple ci-après montre la structure du fichier d'un chantier réalisé en ville avec des corrections de caves, d'immeubles et de colline. Il s'agit d'un fichier Excel de 20 colonnes représenté en trois parties.

Rue alphanum	X	Y	Z	Latitude	Bouguer	Reprise 1	Reprise 2	Bouguer corrigé latitude
AAF0	606250.23	132265.43	11212	-71	-159			-88
AAF2	606245.47	132260.30	11513	-75	-156	-152		-80
AAF4	606240.64	132255.21	11853	-79	-150			-70
AAF6	606235.75	132250.17	12038	-83	-140			-57
AAF8	606231.01	132244.86	12237	-88	-138			-50
AAF10	606225.95	132239.67	12477	-92	-136			-45
AAF12	606221.05	132234.41	12697	-96	-135	-140		-39
AAF14	606216.47	132229.40	12861	-100	-131			-31

DÉBUT DU FICHIER

Inf. imm	Inf caves	Inf Tot	Bouguer corrigé Immeubles	Tercor	Bouguer corrigé terrain	Régional	Résiduel
-3	0	-3	-85	21	-64	100	-163
-2	0	-2	-78	23	-55	104	-159
-1	0	-1	-70	24	-46	108	-154
-1	0	-1	-55	24	-32	114	-146
-2	0	-2	-48	23	-25	119	-144
-2	0	-2	-43	23	-20	123	-144
-1	0	-1	-38	22	-16	127	-143
0	0	0	-31	22	-9	131	-140

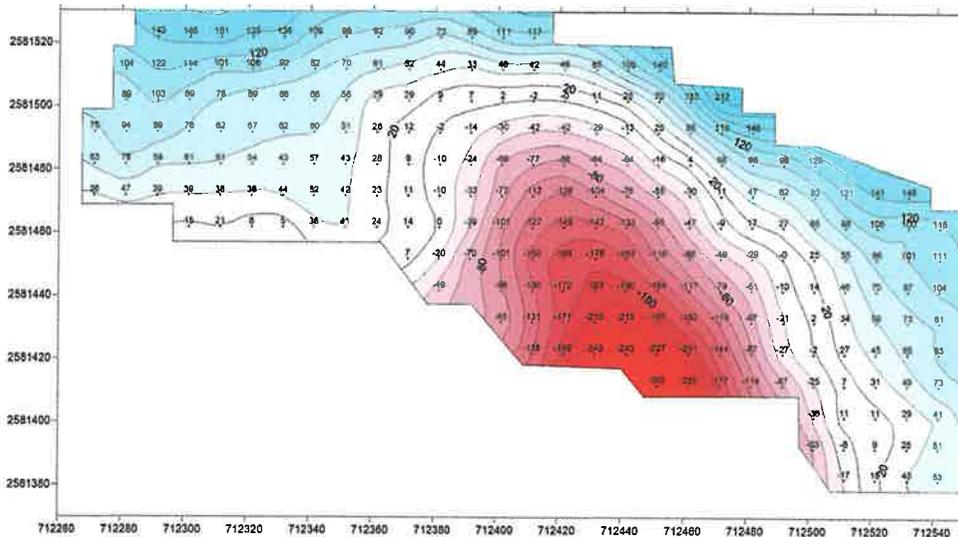
MILIEU DU FICHIER

Z IGN avec cste topo= 59583	Z IGN en mètres	Corr Tot
70795	70.795	19
71096	71.096	20
71436	71.436	23
71621	71.621	22
71820	71.82	21
72060	72.06	21
72280	72.28	21
72444	72.444	21

FIN DU FICHIER

4-3 Carte de l'Anomalie de Bouguer

Etablir la carte de l'Anomalie de Bouguer revient à effectuer le report, à une échelle convenable, des points figuratifs de chaque station mesurée avec, en regard, la valeur calculée de l'Anomalie. On trace ensuite le réseau de courbes d'iso-valeurs.



ANOMALIE DE BOUGUER

L'espacement (ou pas) à donner à ces courbes est, en général, constant pour une même carte ; il est déterminé en fonction :

- de la précision des résultats,
- de la densité des stations,
- de l'échelle adoptée,
- du gradient horizontal moyen de la gravité,

et donc du problème posé.

Le problème du tracé des courbes de l'anomalie de Bouguer, à l'intérieur du canevas formé par un nombre limité de points d'application des valeurs mesurées, mérite quelque attention parce que ce tracé a pour résultat d'étendre à tous les points d'une carte les renseignements apportés par quelques uns d'entre eux, ce qui revient à conférer à un ensemble de valeurs discrètes la puissance du continu. Le tracé des courbes constitue déjà une interprétation en prospection géophysique.

• Aspect théorique du tracé

Le manque d'attention généralement apporté au problème du tracé des courbes vient de ce que l'on ne conçoit pas la possibilité de dessiner les courbes iso-anomales de plusieurs façons. Il en est bien ainsi lorsque l'on s'en tient à des notions d'arithmétique et de géométrie élémentaires.

- la courbe + 2 doit passer exactement à mi-chemin entre les points d'application des valeurs + 1 et + 3 ;
- la valeur, au centre de gravité de la figure formée par n points disposés suivant un polygone convexe, est donnée par la moyenne des n valeurs, au besoin pondérée en raison inverse de leurs distances respectives au barycentre.

En géophysique, un tracé réalisé dans ces conditions ne donnera vraiment satisfaction que lorsque la densité des points de mesure sera surabondante par rapport à celle qu'aurait nécessité le problème posé à la prospection. Dans ce cas seulement, on peut envisager de confier sans précaution à une machine le soin de tracer les courbes. Mais en pratique, une telle circonstance sera rare, puisqu'une prospection bien adaptée à son objectif sera réalisée, pour des raisons économiques évidentes, avec le souci de ne pas resserrer exagérément les points de mesure. C'est pourquoi, avant de confier sans précaution le tracé de la carte à une machine, il est nécessaire de calculer sur ordinateur des valeurs supplémentaires en des points intermédiaires, en faisant appel à des méthodes d'interpolation élaborées. On est ainsi ramené au cas du tracé reposant sur un nombre surabondant de stations.

• Indications utiles

Une notion fondamentale en gravimétrie est celle de continuité. Si, entre deux stations d'un profil, on observe un gradient important, que l'on retrouve à quelque distance de là, entre deux autres stations d'un profil voisin, le tracé des courbes entre les deux profils doit conserver ce gradient ; on ne doit pas revenir à un espacement régulier des courbes entre les deux profils, sous prétexte qu'aucune mesure ne vient confirmer l'existence d'un gradient. Une remarque d'un même genre peut être faite au sujet des axes anomaliques, lorsqu'ils traversent en oblique la direction générale des profils de stations : la tendance est dans ce cas de dessiner une anomalie distincte centrée sur chaque profil, et l'on se trouve en présence d'une série d'accidents décalés les uns par rapport aux autres, alors qu'il est souvent possible de les réunir en un seul, ce qui n'implique d'ailleurs nullement que la cause géologique soit unique. Attention à l'erreur fréquente qui consiste à placer le sommet d'une anomalie, donc éventuellement son axe, sur une station alors qu'il y a toutes les chances pour qu'il se place entre deux stations.

En règle générale, on ne retiendra pas les anomalies définies par une seule station mais le résultat d'une mesure isolément aberrante doit subsister sur la carte ; un réseau d'iso-anomalies peut être considéré comme assuré lorsque la suppression d'une valeur quelconque n'entraîne pratiquement aucune déformation dans le tracé.

Il convient aussi d'éviter une tendance courante, et sans doute naturelle, qui consiste à orienter les courbes perpendiculairement aux lignes de stations, dont la direction n'a généralement rien à voir avec celle des anomalies. En particulier, une succession de valeurs identiques appelle une direction de courbes parallèle au profil. Un cas fréquent est celui du choix qui s'offre entre le tracé de courbes fermées autour d'un petit nombre de points et celui d'une liaison de cette indication avec une anomalie plus importante, dont elle se trouve séparée par un col. Chaque fois que cela est possible, il est préférable de réunir les deux anomalies plutôt que d'isoler la plus petite ce qui tendrait à suggérer qu'il n'existe aucune relation structurale entre les deux, alors que l'on n'en sait rien. En revanche, la réunion des anomalies présente l'avantage de laisser subsister le doute quant à l'existence d'une telle relation structurale.

La définition purement mathématique des courbes est donc inadaptée ; il faut constamment garder présent à l'esprit que la carte des résultats géophysiques traduit une réalité géologique sur laquelle il n'est pas interdit de posséder quelques notions ; elle ne représente pas la mesure moyenne d'une quantité plus ou moins aléatoire au sujet de laquelle on ne sait rien *a priori*. Sans aller jusqu'à évoquer le bel ordonnancement de la nature, il est bon que le dessin d'une carte géophysique fournisse autant que possible une image de la géologie profonde qui soit conforme à celle suggérée par l'observation des conditions superficielles.

En pratique, le géophysicien utilisera l'interpolation entre les valeurs discrètes de l'Anomalie de Bouguer aux stations, selon une grille dont le pas est bien inférieur à la maille de mesure, pour obtenir l'anomalie de Bouguer sur la zone d'étude. Diverses méthodes d'interpolation existent ; une interpolation par les méthodes de courbure minimale ("minimum curvature") ou de krigage avec un modèle de variogramme linéaire donne généralement de bons résultats lorsque les points sont disposés selon une maille régulière. Pour des points implantés non régulièrement, et avec des zones de lacune, la méthode géostatistique de krigage avec un modèle de variogramme correspondant au mieux aux données est recommandée.

A RETENIR :

- **Le choix de la dérive est très important.**
- **Le choix de la densité est également primordial, en particulier dans le cas d'une topographie bien marquée.**
- **Le choix des points à reprendre implique que les calculs soient faits au fur et à mesure de l'avancement du chantier. Les derniers points mesurés doivent être calculés avant de quitter le site étudié.**

Chapitre 5

Interprétation

5.1 Objectif

L'idéal est de déterminer les caractéristiques géométriques (dimensions, profondeurs) et physiques (contrastes de densité) des structures responsables des anomalies significatives, c'est-à-dire répondant au problème posé à la prospection. Ainsi défini, l'objectif de l'interprétation offre deux aspects :

- l'un qualitatif, consistant à identifier sur la carte les anomalies significatives ;
- l'autre quantitatif, destiné à définir, si possible, la structure à l'origine de l'anomalie.

5.2 Interprétation qualitative

5.2.1 Limites de l'interprétation de l'Anomalie de Bouguer

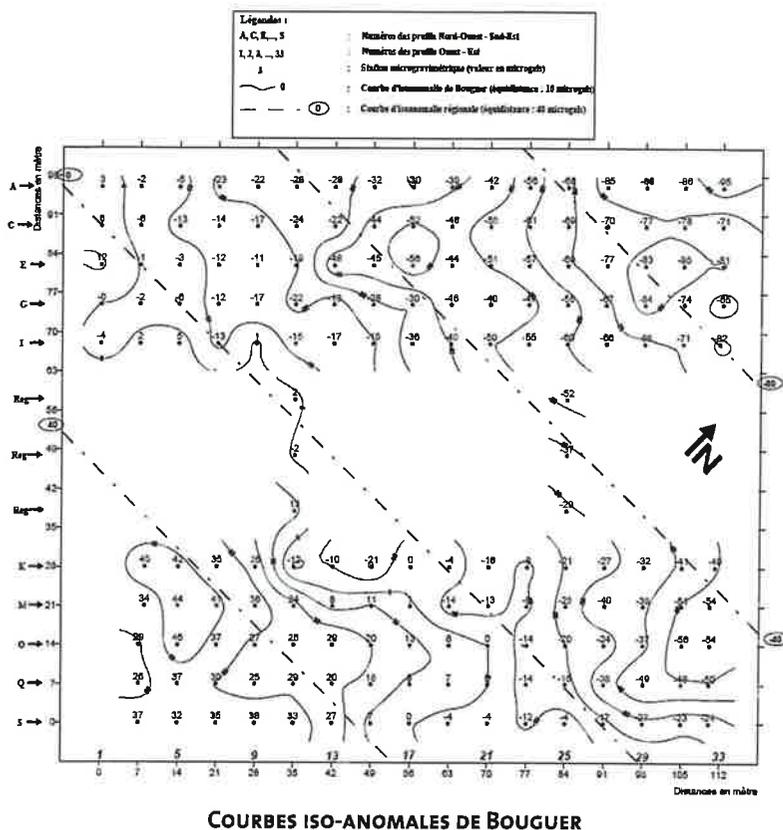
Les courbes de la carte gravimétrique, (figure suivante), appelées iso-anomales dessinent des figures qui s'apparentent à celles que l'on rencontre dans la reproduction classique du relief, et auxquelles le prospecteur donne souvent le même nom : anticlinal pour une anomalie positive allongée, faille pour un gradient, etc. L'analogie existe effectivement dans la plupart des cas entre les formes définies par les iso-anomales et celles des structures géologiques correspondantes ; de plus, le champ mesuré étant vertical, de telles structures devraient en principe être situées à l'aplomb même des anomalies qu'elles provoquent.

Il est de fait qu'à cet égard, la lecture d'une carte gravimétrique n'offre guère de difficultés ; elle est plus facile en particulier que celle d'une carte magnétique, laquelle rassemble des anomalies affectant un champ non vertical et tirant leur origine de l'effet combiné de masses magnétiques positives et négatives. Cependant, les résultats gravimétriques ne traduisent pas autre chose qu'une distribution des densités et de ce fait, il arrive que certains phénomènes géologiques ou géographiques reçoivent une représentation inversée : un dôme de sel se traduit par une anomalie gravimétrique négative, du même type que celle provoquée par une cuvette.

De plus, le phénomène de *coalescence** conduit à une représentation globale, plus ou moins floue, de structures distinctes dont l'effet individuel n'est pas immédiatement perceptible. En pareil cas, il n'y a plus vraiment correspondance entre la forme de l'anomalie gravimétrique et celles des structures qui en sont à l'origine. Enfin, la gravimétrie étant une méthode intégrante, la carte rassemble des anomalies provenant de nombreux horizons, ou marqueurs, différents, compris entre la surface du sol et la base de la croûte terrestre. De sorte que les informations intéressantes se trouvent noyées parmi d'autres sans rapport avec le problème posé, si bien qu'un tri devient nécessaire. C'est ce que l'on appelle la séparation des anomalies, objectif principal de l'interprétation qualitative.

Dans ce domaine, il ne faut pas s'attendre à obtenir toujours un résultat parfait car le même effet gravimétrique correspond à une infinité de distributions possibles des masses ; en particulier, il est impossible de faire la distinction entre une cause géologique profonde d'extension limitée et un phénomène superficiel plus largement étalé. Cette propriété entraîne évidemment quelques difficultés quant au choix des méthodes et des paramètres à faire intervenir pour résoudre les problèmes d'interprétation qualitative. Ceux-ci recevront des solutions d'autant meilleures que le contexte géologique sera mieux connu.

* Coalescent : qui est soudé, réuni à un élément proche mais distinct.



5.2.2 Traitement

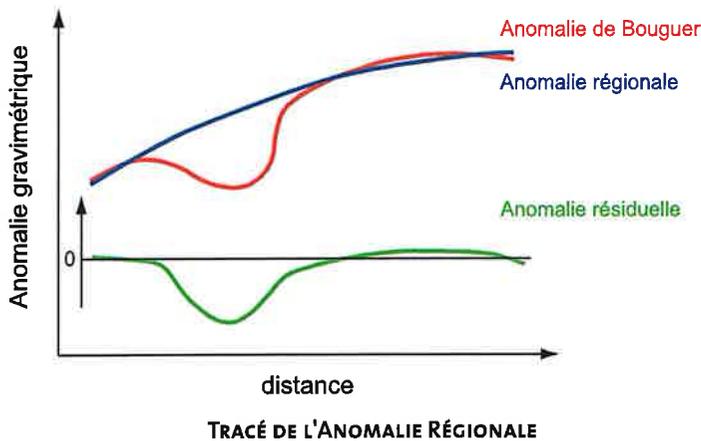
• Anomalie régionale classique

Il est usuel d'enlever de l'Anomalie de Bouguer, l'anomalie dite "régionale". C'est l'anomalie due aux variations de masses profondes, sans intérêt pour la prospection microgravimétrique. Par exemple, en zone alluviale, la variation d'épaisseur des alluvions (ou l'approfondissement du socle rocheux) va créer une anomalie de gravité en relation avec l'épaisseur des alluvions.

Elle peut être obtenue graphiquement par lissage des iso-anomales de la carte de Bouguer, ou mathématiquement, par le calcul d'une « surface » régionale $g(x, y)$. Dans les deux cas, l'objectif est de définir une surface régulière, ce qui conduit, par la méthode graphique, à lisser les courbes à la fois en plan et en coupe. Les courbes d'iso-valeurs de l'anomalie régionale doivent présenter une faible courbure et être très régulièrement espacées. Utilisant une méthode mathématique, il suffit de calculer une surface analytique polynomiale de degré n . Contrairement aux apparences, il n'existe pas de différence profonde entre ces deux procédés ; en particulier le second n'est pas plus « objectif » que le premier, car le choix des paramètres de calcul constitue un élément subjectif au même titre que le mode de lissage adopté.

Le choix du degré du polynôme n'est pas anodin. Pour des prospections microgravimétriques s'étendant sur quelques hectares, un polynôme 1 ou 2 est généralement suffisant pour modéliser l'effet de la géologie profonde. En augmentant le degré du polynôme, on risque de lisser certaines anomalies résiduelles.

Pour la recherche de cavités, on cale en principe l'anomalie régionale sur les points "hauts" de l'anomalie de Bouguer comme le montre le croquis, ci-après. Elle résulte d'un "lissage" de l'anomalie de Bouguer.



Les anomalies résiduelles sont donc essentiellement négatives.

REMARQUE :

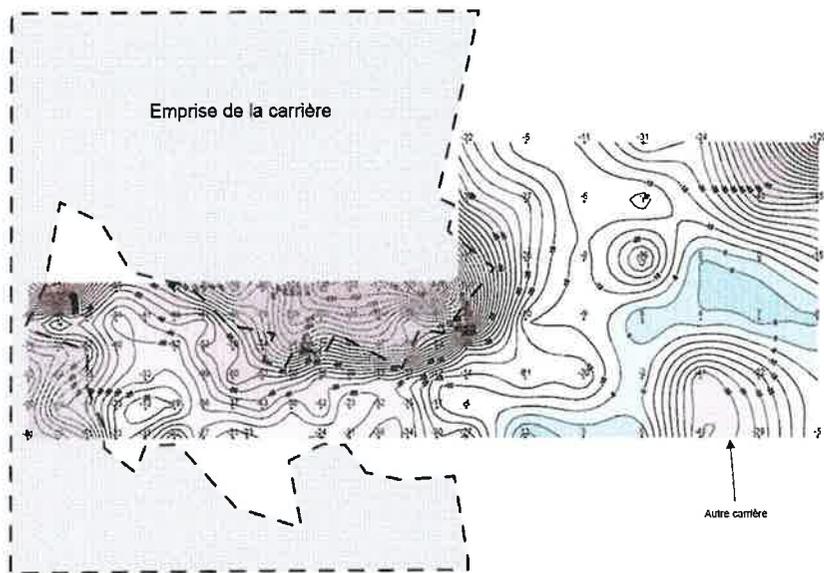
On ne doit pas négliger l'analyse de l'anomalie régionale. Dans l'exemple ci-dessus, l'extrémité droite de la courbe bleue est ambiguë. Avec un choix d'anomalie régionale plus haute dans cette partie, on obtiendrait une résiduelle négative importante, d'où l'intérêt de prolonger au moins quelques profils en dehors du terrain à prospecter. En règle générale, il faut accorder moins de confiance aux anomalies décelées en bordure de carte, surtout si elles ne sont pas fermées. L'anomalie régionale y est en effet mal définie. Un complément de mesures peut être proposé pour lever les ambiguïtés.

Dans le domaine de la définition d'une régionale, le dessin de la surface régionale devrait toujours être assez régulier pour qu'à l'aplomb de chaque anomalie localisée cette surface puisse être confondue avec son plan tangent. Dans ces conditions, on est sûr de ne pas avoir altéré le caractère de cette anomalie, qui reste interprétable quantitativement sous sa forme « résiduelle ».

• Anomalies régionales successives

Une telle conception n'est pas incompatible avec celle de « régionale par étapes », même lorsqu'à la notion de séparation verticale se substitue celle de séparation horizontale ou de dé-coalescence. Les méthodes graphiques peuvent intervenir au stade ultime de l'« épuisement de l'anomalie de Bouguer par régionales successives », dans des cas où il semblerait que seules, les méthodes analytiques puissent convenir.

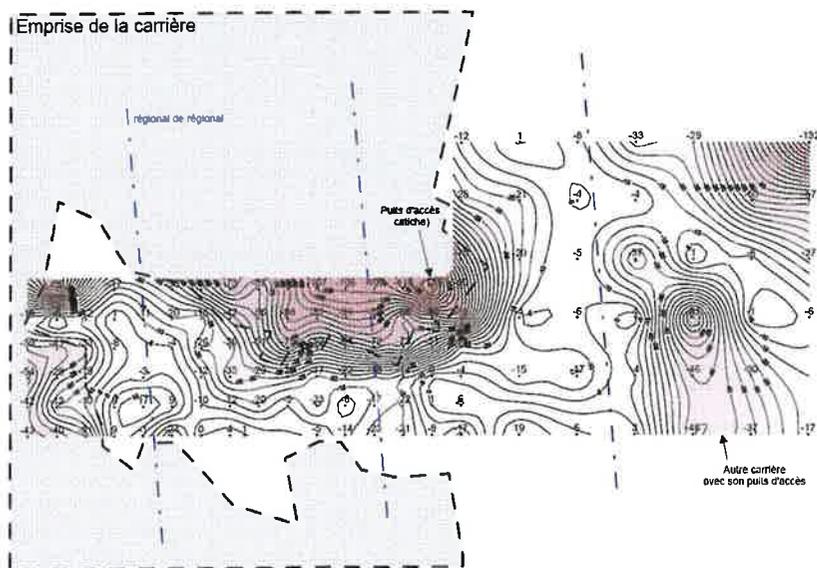
Un bon exemple de ce genre d'étude graphique est présenté ci-après. Une première campagne de prospection, avec des stations disposées tous les vingt mètres, avait permis la découverte d'une an-



CARTE DE L'ANOMALIE RÉSIDUELLE (MAILLE DE MESURES : 10 M)

Le résultat obtenu graphiquement est parlant : les courbes, qu'il a été possible de tracer de 5 en 5 μ gals, définissent avec précision les contours capricieux de la carrière et de ses piliers. On peut remarquer que l'anomalie régionale choisie obéit assez bien au critère proposé plus haut : l'extension des indications localisées est assez faible pour qu'au droit de chacune d'elles la surface régionale soit assimilable à son plan tangent.

De plus, on peut situer parfaitement l'emplacement de deux puits d'accès, l'un sur la première carrière reconnue et un second sur une carrière non encore explorée à cette époque. Enfin on peut constater que ces deux exploitations ne sont pas reliées entre elles (ce qui a été confirmé après une reconnaissance de type spéléologie) alors que sur les figures ci-dessus cet état de fait ne ressortait pas clairement.



CARTE DE L'ANOMALIE RÉSIDUELLE (RÉSIDUEL DE RÉSIDUEL)

• Méthode des moyennes ou de Griffin

L'objectif de cette méthode est de calculer l'anomalie résiduelle, sans pour cela mettre en évidence l'anomalie régionale soustraite, ce qui est une des caractéristiques des documents obtenus par transformations analytiques. Les méthodes de moyennes forment donc la transition entre les deux principaux modes d'interprétation qualitative.

Signification de l'anomalie moyenne sur une circonférence.

L'idée est de dégager l'anomalie régionale en un point à partir de la moyenne des valeurs observées en un certain nombre de points voisins.

Soit une carte de Bouguer établie à partir de stations réparties au sommet d'un quadrillage régulier. Définissons en chacun de ses points une valeur « régionale » par la moyenne des résultats relevés le long d'une circonférence de rayon r centrée sur le point. Pour r très petit, cette valeur moyenne est celle de la station centrale, et l'anomalie résiduelle est nulle. Lorsque r augmente, cette anomalie résiduelle varie. Soit une station située au voisinage du sommet d'une anomalie positive localisée : d'abord nulle, la valeur résiduelle en ce point croît avec r pour atteindre un maximum lorsque la circonférence intéresse les valeurs relatives les plus basses ; le rayon continuant de croître, l'anomalie résiduelle varie alors de façon désordonnée, suivant le signe et l'importance des anomalies voisines recoupées par les circonférences successives.

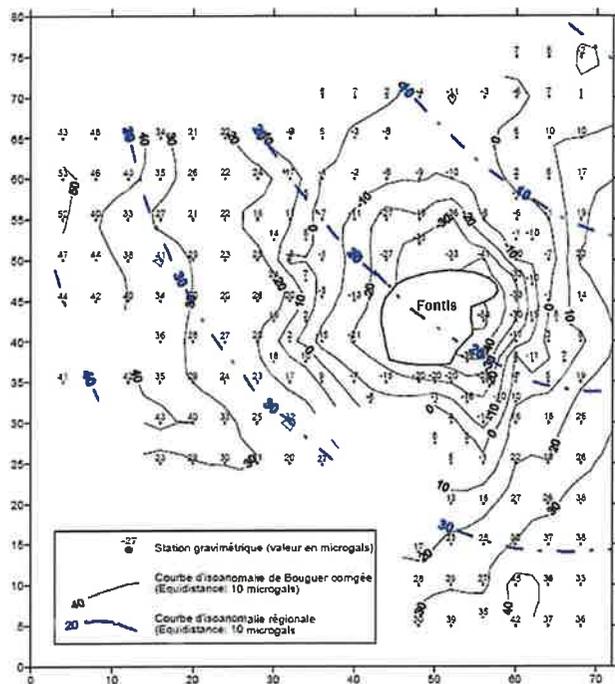
On voit donc l'importance du choix du rayon élémentaire dans ce mode de définition de la régionale : d'un côté, on incorpore à la régionale la totalité des anomalies présentes sur la carte initiale ; de l'autre, on obtient une régionale sans grand rapport avec ces anomalies.

L'anomalie résiduelle obtenue constitue une valeur approchée convenable de la dérivée seconde $\delta^2g / \delta z^2$. Il suffit de considérer au voisinage d'un point O le développement de la fonction $g(x, y)$ en série de MacLaurin, limité aux termes de second ordre. À un facteur numérique près, égal à $4/R^2$, la résiduelle, obtenue en soustrayant de chaque valeur de g la moyenne sur une circonférence de rayon R , est bien la dérivée seconde approchée, laquelle dépend évidemment du rayon R choisi.

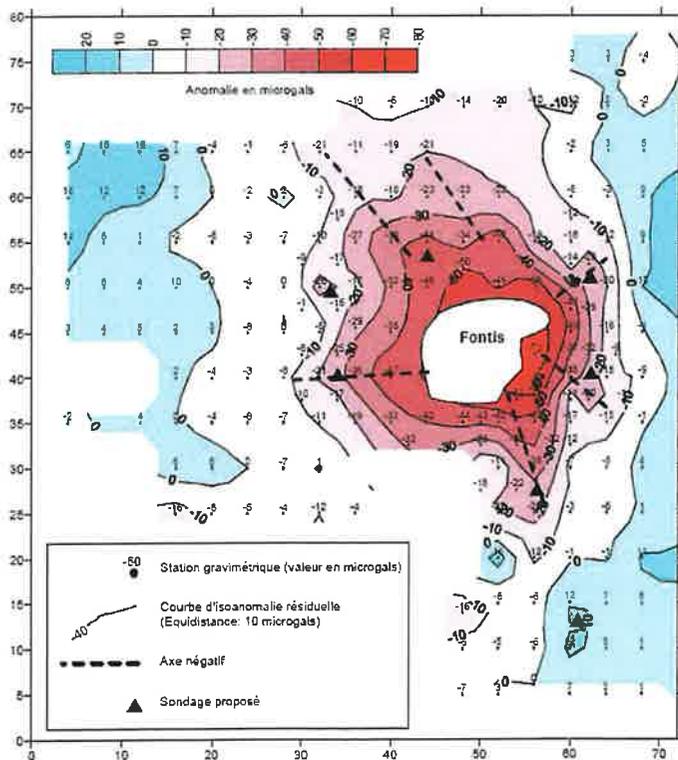
• Exemple d'anomalie résiduelle

La carte de l'Anomalie de Bouguer a été traitée de façon analytique pour obtenir la carte de l'anomalie résiduelle. A partir d'un effondrement cette carte montre clairement l'emprise concernée par une ancienne exploitation souterraine matérialisée par une amplitude supérieure à 50 microgals. Des axes négatifs se marquent nettement, étant probablement l'indice de galeries partiellement remblayées. Les forts gradients centrés vers $X = 60$ mètres et $Y = 45$ mètres reflètent des désordres très superficiels, dans les trois premiers mètres.

Les forages ont confirmé l'existence de ces anciennes galeries vers 5 mètres de profondeur.



ANOMALIE DE BOUGUER – ANOMALIE RÉGIONALE



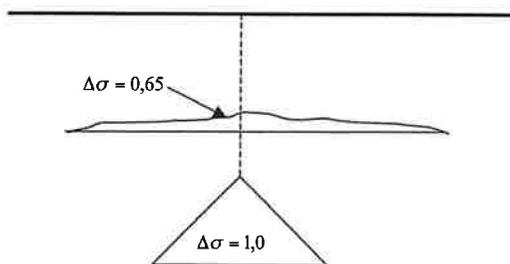
ANOMALIE RÉSIDUELLE

5.3 Interprétation quantitative et indétermination fondamentale

La méthode de prospection gravimétrique présente deux inconvénients redoutables, caractérisés l'un par son caractère intégrant, l'autre sa myopie. Le premier se traduit par le fait que sur une même carte sont rassemblées des anomalies dont les causes sont étagées verticalement et qu'il est nécessaire d'en extraire celles qui répondent au problème posé et si possible, celles-là seulement. Au second de ces inconvénients correspond le phénomène de coalescence : deux ou plusieurs structures voisines, situées à peu près à la même profondeur, peuvent être assez proches pour se traduire par une anomalie unique, à laquelle l'interpréteur pourra être tenté d'associer une structure unique, plus vaste et plus profonde que chacune des structures composantes. Il s'agit donc de remédier à ce défaut de pouvoir séparateur de la méthode par un traitement approprié.

Trois traitements peuvent être appliqués. Il s'agit de la « séparation verticale », de la « séparation horizontale » et de la « dérivation et du filtrage ». Ces trois traitements sont détaillés en annexe 4.

Si, à une distribution donnée des masses, correspond un champ gravifique bien défini, la réciproque n'est pas vraie, de sorte que le problème de l'interprétation comporte une infinité de solutions. L. Cagniard donne de cette indétermination fondamentale la démonstration suivante due à M. Brillouin : Une sphère, dont la densité $\sigma_1 = f(r)$ est une fonction quelconque de la distance r au centre, engendre à l'extérieur un champ nul, à la condition que sa masse totale soit nulle. Cette condition implique que, dans le volume de la sphère, σ_1 admette des valeurs positives et négatives. Soit alors une répartition des masses souterraines, caractérisée par une distribution de la densité σ_2 en fonction des coordonnées. Superposons la sphère précédente, n'importe où et n'importe comment, à la distribution σ_1 ; en un point M , où la densité était σ_2 , elle est désormais égale à $\sigma_1 + \sigma_2$, somme qui peut demeurer positive bien que σ_1 puisse être négatif, ce qui confère à la nouvelle distribution des densités une signification physique. Il est clair que la nouvelle distribution des masses engendre rigoureusement les mêmes anomalies gravimétriques extérieures, puisque le champ de la distribution σ_1 est identiquement nul. Bien sûr, une telle distribution est absurde du point de vue géologique, et le bon sens permet de la rejeter. Il en est de même de la plupart des schémas classiques destinés à illustrer une indétermination fondamentale, tel celui de la figure suivante, empruntée à L. L. Nettleton : on voit en particulier que l'effet d'une masse profonde et concentrée est le même que celui d'une masse plus superficielle et plus étalée.



Comme l'interprétation qualitative consiste à découvrir et à isoler les anomalies significatives par rapport à celles qui ne le sont pas, il est nécessaire de connaître les relations entre les caractéristiques géométriques et physiques de ces anomalies et celles des structures qui les provoquent.

L'interprétation des anomalies gravimétriques ou inversion des données gravimétriques peut s'effectuer de plusieurs façons :

- en supposant que les corps géologiques qui sont à l'origine des anomalies aient une géométrie simple : méthodes analytiques ou quasi-analytiques ;
- en utilisant des programmes qui calculent l'anomalie créée par une répartition complexe de corps. Cette distribution peut être à deux ou trois dimensions. On calcule la réponse d'une distribution donnée; si elle ne fournit pas l'anomalie escomptée, on la modifie pour améliorer l'ajustement entre anomalies calculée et mesurée ;
- en utilisant des programmes d'inversion automatiques. Ces programmes calculent une solution qui satisfait les données soit à partir d'un modèle initial, soit en introduisant des informations géologiques.

Les solutions fournies par les méthodes analytiques sont souvent grossières. Elles permettent néanmoins de mettre le doigt sur les problèmes fondamentaux d'indétermination des solutions, ou simplement de sensibilité des paramètres.

Afin de diminuer le nombre possible de modèles, les mesures en gradient vertical permettent de calculer la profondeur d'une cause anormale (voir annexe 6).



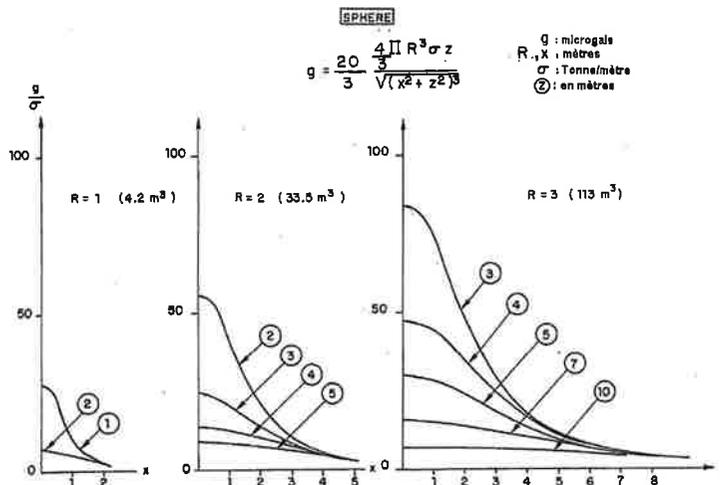
Exemple d'une mesure de gradient vertical avec 1 point au sol et 1 point à 3 mètres de hauteur. Le point au sol est mesuré 4 fois et le point en hauteur 3 fois.

5.3.1 Expression de quelques anomalies de forme simple

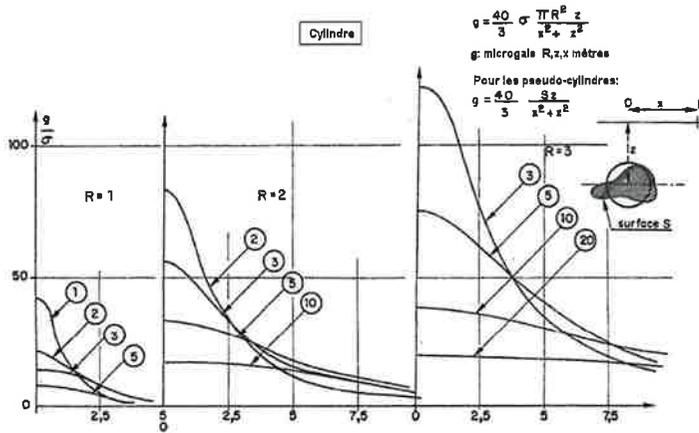
L'examen d'une carte gravimétrique conduit à classer l'ensemble des anomalies en trois catégories, caractérisées par :

- des courbes fermées dans toutes les directions, les iso-anomales dessinant une figure proche de la circonférence. Ce sont des anomalies dites à trois dimensions (x, y, g). Le modèle le plus simple de « structure » responsable d'une anomalie est la sphère : il convient pour l'étude des dômes, cuvette, amas, cavités, etc ;
- des courbes allongées suivant une direction donnée, les iso-anomales dessinant globalement des ellipses dont le grand axe est nettement plus long (au moins trois fois, par exemple) que le petit. Dans ces conditions, il est légitime d'étudier une telle anomalie, sur une coupe suivant le petit axe, en admettant que les iso-anomales sont des droites parallèles, définissant ainsi une anomalie à deux dimensions (x, g) ; le modèle correspondant est le cylindre, qui convient pour l'étude des synclinaux, anticlinaux, filons, galeries etc ;
- des gradients traduisant un changement de plan plus ou moins brutal entre deux niveaux gravimétriques. De tels gradients sont provoqués par des flexures ou des failles, assimilables à des marches d'escalier affectant une ou plusieurs formations géologiques. Lorsque la profondeur h de ces failles est assez grande par rapport à leur épaisseur e , ou rejet, leur étude peut être conduite à partir du calcul de l'influence d'un demi-plan pesant.

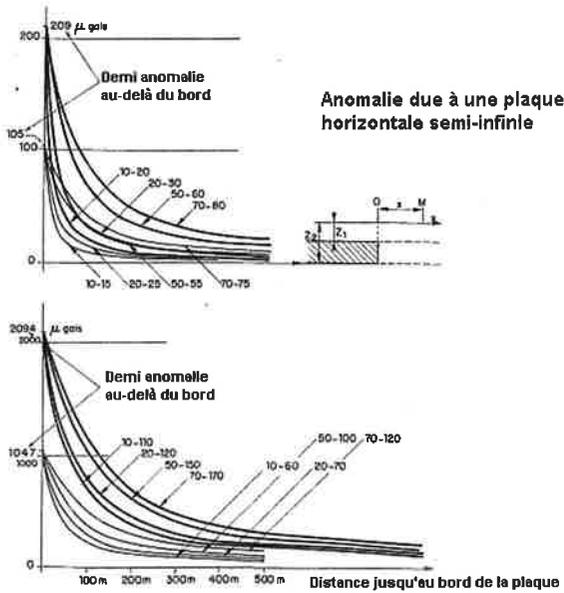
• Cas de la sphère homogène



• Cas du cylindre homogène



• Cas du demi-plan horizontal

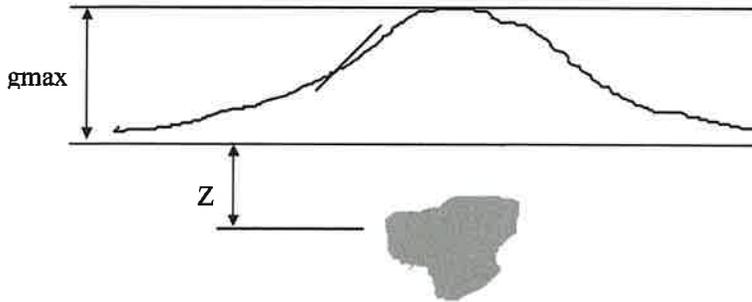


5.3.2 Calcul simplifié de la profondeur d'une anomalie

• Méthode de Bott et Smith

Pour un corps d'étendue limitée (sphéroïde), Bott et Smith ont montré que

$$Z < 0.6495 \frac{g \text{ max}}{\left(\frac{dg}{dx}\right)_{\text{max}}}$$



Une fois déterminé z , la masse du sphéroïde est donnée par

$$m = \frac{3}{20} z^2 g \text{ max}$$

Si l'objet est un cylindroïde

$$z < 0,6495 \frac{g \text{ max}}{\left(\frac{dg}{dx}\right)_{\text{max}}}$$

• Cas de la plaque horizontale 2D

La formule simplifiée suivante (Lakshmanan, 1988) s'applique lorsque $z < L/2$ et $e < z/2$.

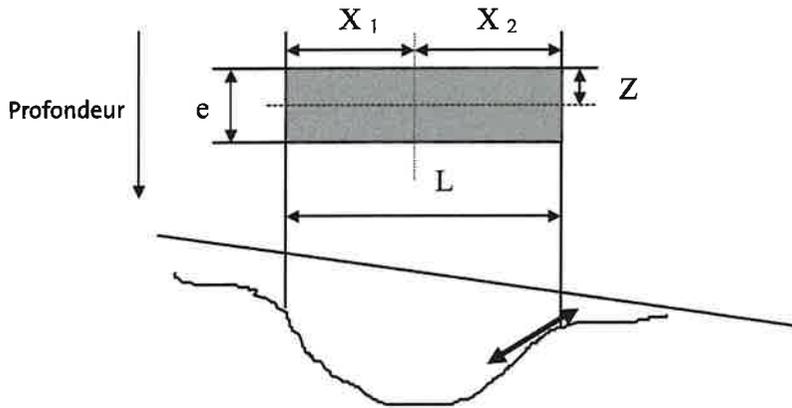
$$g \text{ max} \approx \frac{80}{3} \Delta \sigma e \tan^{-1} \frac{L}{2z}$$

et

$$\frac{dg}{dx} \text{ max} \approx \frac{40}{3} \frac{\Delta \sigma e L^2}{z(L^2 + z^2)}$$

d'où :

$$u = \frac{g \text{ max}}{\left(\frac{dg}{dx}\right)_{\text{max}}} = 2 \left(\tan^{-1} \frac{L}{2z} \right) z \frac{(L^2 + z^2)}{L^2}$$



N.B. Cette méthode peut s'appliquer même si le régional n'est pas plan.

On détermine en premier lieu les points d'inflexion, ce qui donne :

$$L = X_1 + X_2$$

$$u = \frac{1}{2}$$

et

$$v = -\frac{1}{L}u$$

En deuxième lieu, on pointe sur la courbe [A] le point d'ordonnée V. L'abscisse de ce point est z/L , d'où z .

En troisième lieu, on lit l'ordonnée w correspondant à cette même abscisse. On a :

$$w = \frac{\Delta\sigma e}{g \max}$$

Connaissant $g \max$, on en déduit :

$$\Delta s e = w \cdot g \max$$

Pour une plaque mince, on ne peut séparer la densité σ et l'épaisseur e .

5.3.3 La modélisation 2-D

Quoique l'inversion gravimétrique soit par essence équivoque, l'introduction de contraintes géologiques tend à rendre l'opération univoque.

On suppose que les couches ont toutes une même extension transversale identique, généralement infinie. Dans une structure à peu près horizontale, on fixe (d'après la géologie et les forages) la profondeur et la densité des différentes couches et on laisse libre la variation de la profondeur de la structure au niveau de la couche pour laquelle la valeur de la densité est incertaine. Dans l'exemple qui suit, tiré de la centrale nucléaire de Civaux, les forages avaient montré qu'une couche de sable dolomitique était la localisation préférentielle de zones de faible densité, et éventuellement de karsts.

$h_1 = 10$ m	$\sigma_1 = 1,9$	(1)	alluvions
$h_2 = 40$ m	$\sigma_2 = 2,5$	(2)	calcaires sains
$h_3 = 55$ m	$\sigma_3 = 1,8$ à $2,5$	(3)	calcaires et sables dolomitiques
	$\sigma_4 = 2,5$	(4)	calcaires et marnes

Ayant ainsi fixé tous les paramètres (sauf σ_3) et n'ayant laissé varier celui-ci qu'entre 1,8 et 2,5, on a ensuite itérativement calculé, par un programme de modélisation par déconvolution, la densité σ_3 de sorte que le champ de gravité dû au modèle et celui mesuré sur le terrain soient les plus proches au sens des moindres carrés. L'écart inexplicé était ensuite rejeté sur la couche la plus susceptible de varier, c'est-à-dire la couche alluviale (1), dont la densité pouvait varier de 1,5 à 2,1 et l'épaisseur de 5 à 15 m. S'il y avait encore un reste inexplicé, celui-ci était rejeté sur la couche (2) dont la densité pouvait varier de 1,8 à 2,5. Mais à ce stade, les différences inexplicées étaient de l'ordre de l'erreur de mesures.

Cette démarche qui procède à la fois de la géologie et de la géophysique, semble tout à fait satisfaisante. Il y a parfois nécessité de corrélérer préalablement les éléments géologiques disponibles et les données de forage, pour construire un modèle de densités satisfaisant. L'utilisation des paramètres de forage nous paraît dans ce cas particulièrement utile.

5.3.4 La modélisation 3-D et l'inversion

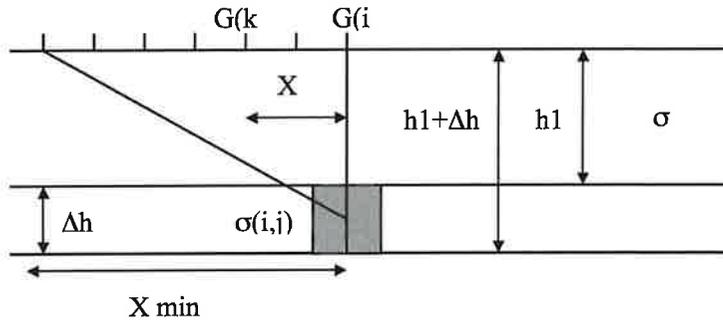
L'absence de données liée à des forages mal répartis rend difficile un travail 3-D aussi fin. On peut donc travailler sur un certain nombre de profils 2-D en supposant leur extension latérale, importante voire infinie.

Pour le véritable travail en 3-D, on est obligé de supposer l'existence de 3 ou 5 couches au maximum. Avec le programme TESTFIL (par exemple), l'inversion est généralement effectuée en 2 étapes :

- inversion systématique de couches horizontales successives de profondeurs décroissantes,
- inversion d'un modèle dont diverses couches ont des profondeurs et des densités différentes, comme pour le programme de modélisation par déconvolution.

On décrira ci-après la première étape.

Bichara et Lakshmanan, 1979, ont montré qu'il y avait un lien linéaire entre les densités inconnues $\sigma(i,j)$ d'une couche horizontale divisée en prismes et le champ de gravité dû à cette couche. On suppose que par commodité, le découpage en prismes est tel que le champ de gravité $G(k,l)$ est mesuré au droit de chaque milieu de prisme.



Il a été démontré que l'équation équivalente de la loi de Newton

$$G(k,l) = \sum a(i,j,k,l) \cdot \sigma(i,j)$$

où $a(i,j,k,l)$ est un jeu de coefficients numériques, fonction de $x, h, \Delta h, \sigma$ (supposée constante) et $\sigma(i,j)$ (variable) peut être inversée en :

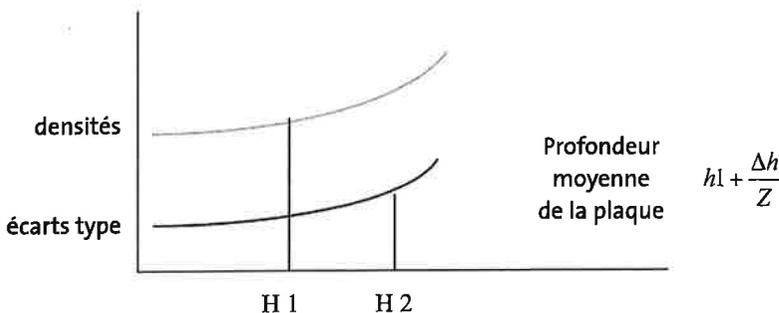
$$\sigma(k,l) = \sum b(i,j,k,l) \cdot G(i,j)$$

où $b(i,j,k,l)$ est un autre jeu de coefficients numériques. Ce filtre doit être - en théorie - étendu jusqu'à l'infini autour du point (i,j) . En pratique, on a montré qu'il suffit d'un filtre à 49 éléments s'étendant jusqu'à un rayon $x \text{ min} \geq 7h1$.

Pour chaque profondeur choisie, on obtient :

- une carte des densités ($\sigma_{i,j}$),
- une carte du champ issu du modèle,
- une carte des différences constatées,
- une valeur globale de l'écart type entre champ issu du modèle et champ mesuré.

L'expérience montre que ce dernier paramètre peut avoir l'allure suivante :



Par "densités" on entend : contraste entre densité minimale et densité maximale de la plaque.

L'expérience montre que la profondeur réelle de la plaque est proche de H2. Si le contraste de densité est excessif, H2 peut être correct, mais Δh est trop petit.

L'adoption du programme TESTFIL nécessite :

- des mesures assez régulièrement réparties
- au moins 200 points de mesures
- des contrastes de densité significatifs.

5.3.5 Modélisation 3-D

Pour des corps assez simples mais d'extension latérale non infinie, il existe de nombreuses formulations correspondant à des sphères, des cylindres, etc.

Il nous a semblé préférable d'utiliser la formule de Nagy (1966) qui donne l'anomalie créée par un prisme rectangulaire droit, programmable sur calculatrice de poche. Lorsque le prisme ne recoupe pas les axes des x ou des y, la formule de Nagy s'écrit :

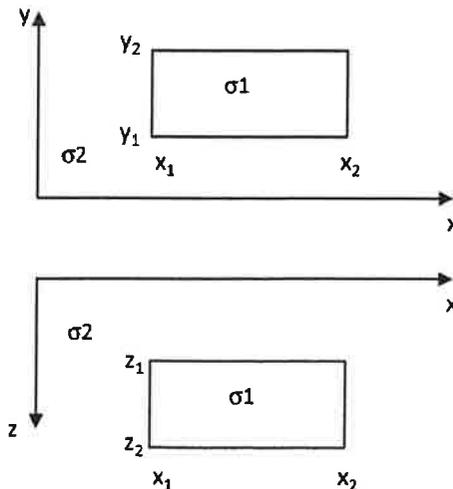
$$G = K\sigma \left(\left\| \left\| F \right\|_{z_1}^{z_2} \right\|_{y_1}^{y_2} \right\|_{x_1}^{x_2} \right)$$

avec $K \approx \frac{20}{3}$, $\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$

et
$$F = x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \sin^{-1} \left(\frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right)$$

où $r = \sqrt{x^2 + y^2}$

et (x,y) les coordonnées du point où l'on veut connaître G.



Une anomalie de masse peut facilement être approximée par un ensemble d'un à trois prismes. Le programme, par ajustement de $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$ et σ_1, σ_2 permet très facilement de caler le modèle de sorte que le champ calculé soit très proche du champ mesuré.

NOTE :

Si les axes Ox et/ou Oy sont coupés par le prisme, l'intégration doit être conduite séparément de la limite inférieure jusqu'à O, puis de O jusqu'à la limite supérieure. Par exemple, si $y_1 < 0, y_2 > 0, x_1 > 0$ et $x_2 > 0$, il faut prendre :

$$G = \frac{20}{3} \sigma \left[\left[[F]_{z_1}^{z_2} \right]_{y_1}^0 + \left[[F]_{z_1}^{z_2} \right]_{y_2}^0 \right]_{x_1}^{x_2}$$

Conclusions

Comme pour les deux cahiers réalisés antérieurement (magnétisme et sismique réfraction) ou à venir (radar, électrique, électromagnétisme...) celui-ci a un double objectif :

- Apporter une aide aux géophysiciens pour la réalisation correcte de mesures microgravimétriques, traiter et interpréter celles-ci en répondant au problème posé, en bénéficiant des conseils pratiques de géophysiciens expérimentés ;
- Apporter une aide aux concepteurs d'études pour qu'ils soient conscients des contraintes et difficultés propres à chaque étude microgravimétrique, convenablement réalisée, c'est-à-dire conduisant à des résultats clairs et significatifs (ce ne sont pas quelques mesures effectuées de façon aléatoire qui résoudront un problème exigeant une campagne géophysique raisonnablement conçue).

Chapitre 6

Exemples – Cas Concrets

1 Région de Châlons-en-Champagne

• Exemple de chantier important

Merci à la Communauté d'Agglomération de Châlons-en-Champagne pour son autorisation de publication.

Contexte

La Communauté d'Agglomération de Châlons-en-Champagne désirant viabiliser la ZAC de Fagnières, il a été décidé de réaliser une étude microgravimétrique, le secteur pouvant receler des crayères de type « catiche ».

Mission

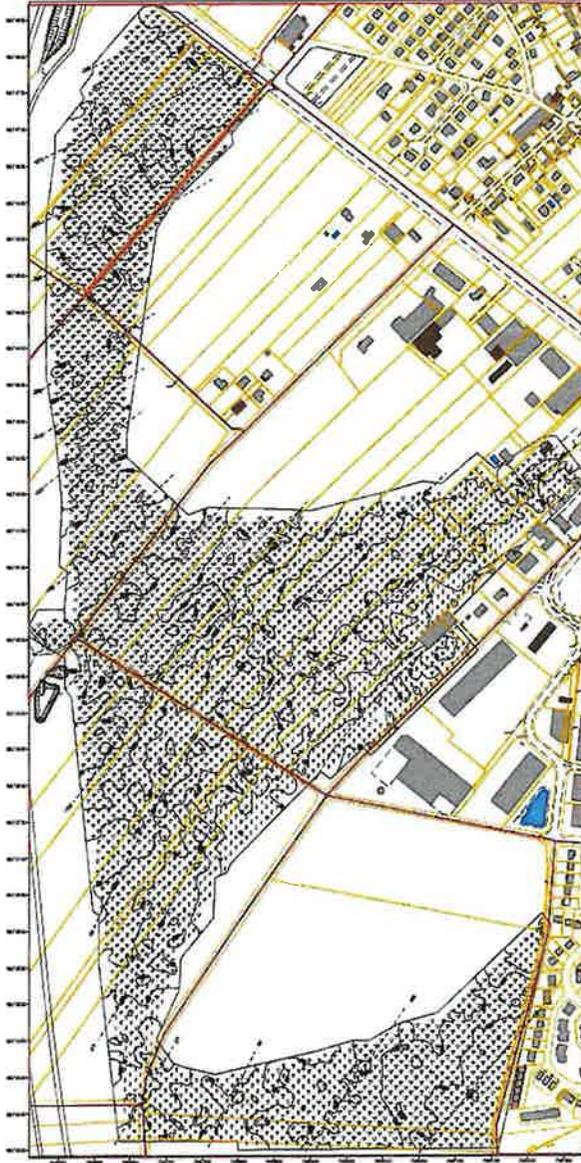
L'étude concerne un secteur de superficie de 48 ha, situé dans la commune de Fagnières, à la périphérie ouest de Châlons-en-Champagne.



Mise en œuvre

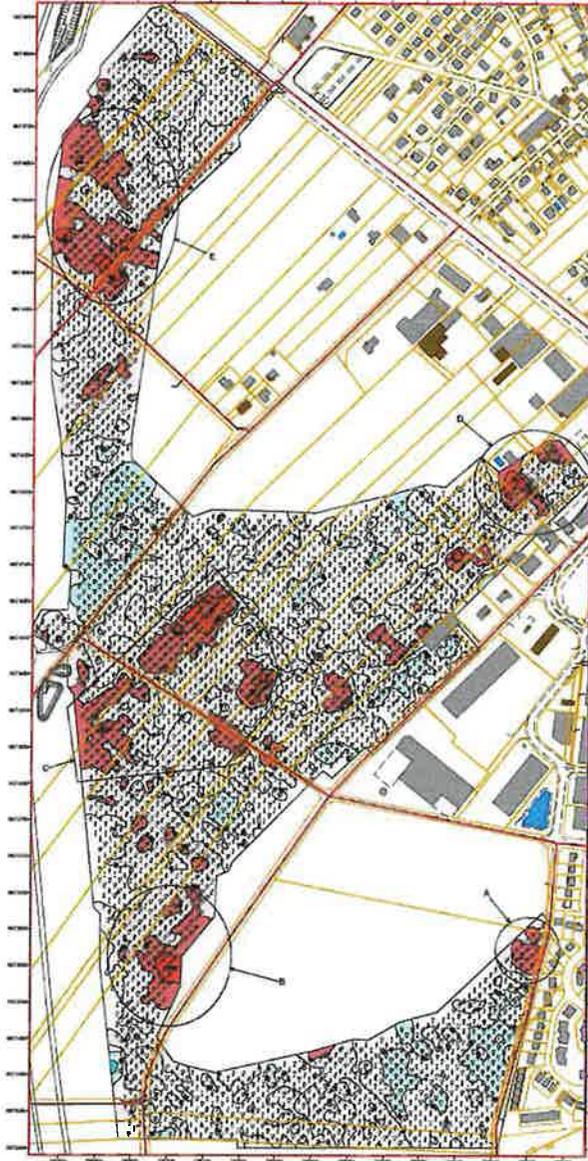
Acquisition des données :

- Implantation de 4 800 stations à la maille carrée de 10 mètres, au GPS Leica 900, couvrant la zone en vert sur la carte page précédente.
- Mesure des 4 800 stations au moyen de 3 microgravimètres Lacoste & Romberg, modèle D.



Traitement des données :

Calculs classiques de l'anomalie de Bouguer, de l'anomalie régionale et de l'anomalie résiduelle.



Interprétation géophysique :

5 secteurs apparaissent en anomalie marquée sur la carte de l'anomalie résiduelle, ci-dessus.

Recommandations auprès du client :

Préconisation de différents emplacements de sondages de reconnaissance géotechnique afin d'identifier la cause des anomalies.

2 Ville de Pantin – Quartier du Petit Pantin

• Exemple de chantier en ville

Merci à la Ville de Pantin pour son autorisation de publication.

Contexte

Dans le secteur de Pantin, le gypse a fait l'objet d'une exploitation soit à ciel ouvert, soit en galeries. Le gypse, au contact de l'eau, a tendance à se dissoudre provoquant des remontées de fontis. Les exploitations à ciel ouvert ont été remblayées de façon plus ou moins complète. L'effondrement des galeries souterraines provient de l'extraction des calcaires ainsi que de la dissolution du gypse, à l'origine de désordres pouvant remonter jusqu'en surface.

Exploitations connues

La carte de l'IGC* fait apparaître la présence d'une carrière à ciel ouvert mais remblayée (en vert) et une exploitation souterraine par chambres et piliers (en rouge) dans le secteur à étudier.



ATLAS DES CARRIÈRES DE L'IGC

La réalisation d'une étude géophysique par microgravimétrie a permis de définir les contours des anciennes exploitations et d'en mesurer leur dangerosité en terme de risque d'effondrement.

*IGC : Inspection Générale des Carrières

Méthodologie

Au total 1001 stations de microgravimétrie ont été implantées, mesurées et calculées (maille moyenne de 7 mètres). Le site se trouvant en zone urbaine, il a été nécessaire de modéliser les caves et les immeubles afin d'en corriger les effets de masses latérales.

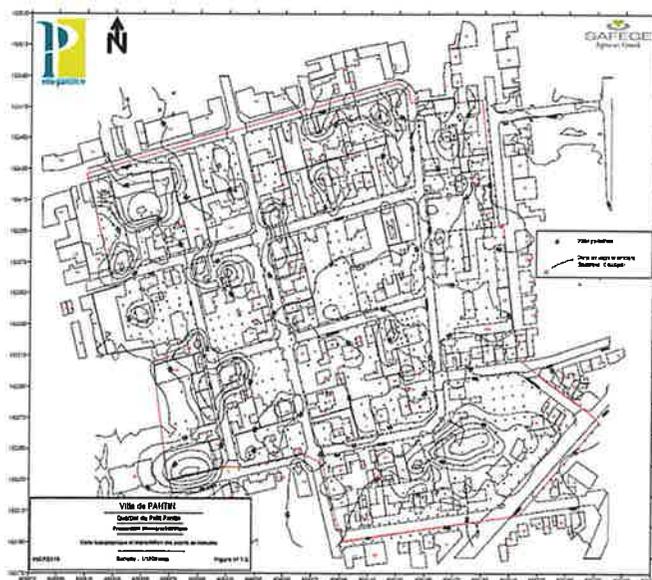


CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER BRUTE

Une suite de logiciels spécifiques a été utilisée :

- pour la numérisation des caves et immeubles.
- pour le calcul en éléments finis de l'influence des caves et des immeubles.

On obtient ainsi une carte des corrections de masses latérales. Ces valeurs ont permis d'obtenir la valeur de la composante verticale de l'attraction de la pesanteur liée à la seule influence des valeurs de densité du sous-sol.



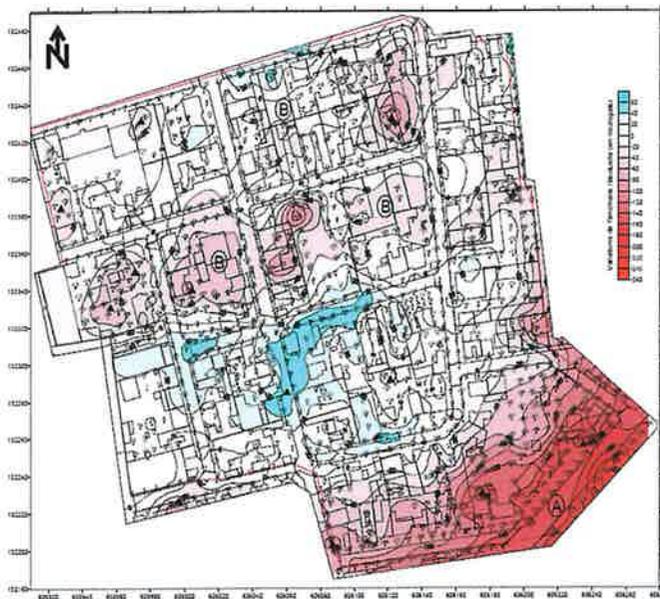
CARTE DES CORRECTIONS DE TERRAIN

Le résultat est la carte de l'anomalie de Bouguer corrigée correspondant aux variations géologiques régionales et relativement profondes.



CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER CORRIGÉE – ANOMALIE RÉGIONALE

En soustrayant l'anomalie régionale de l'anomalie de Bouguer, on obtient l'anomalie résiduelle qui représente les déficits de masse superficiels, objet de l'étude.



CARTE DE L'ANOMALIE RÉSIDUELLE

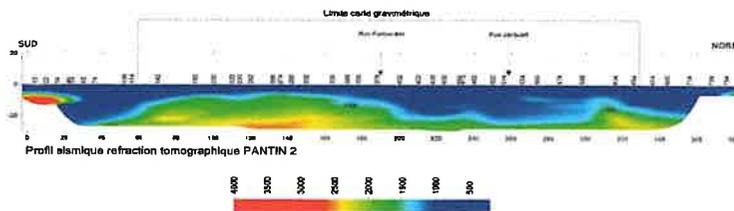
Résultats

On peut noter une similitude entre la carte de l'atlas des carrières et l'anomalie résiduelle. Les carrières souterraines au sud du secteur étudié se développent d'une manière plus importante vers l'est et le nord que ce qui est indiqué sur l'atlas de l'IGC. De même, l'emprise de la carrière à ciel ouvert et remblayée, est plus importante qu'attendu.

Par contre, il n'a pas été possible de déterminer l'état du banc de gypse situé vers 50 mètres de profondeur. Celui-ci peut être compact et homogène et donc indétectable puisque, dans ce cas, son influence est constante.

Sismique réflexion très haute résolution

Afin de lever cette incertitude, deux profils de sismique réflexion THR ont été réalisés perpendiculairement, l'un par rapport à l'autre. Ils n'ont pu déterminer l'état du banc de gypse. Par contre, en interprétant la sismique réflexion en tomographie réfraction, le profil réalisé nord-sud met bien en évidence la zone saine (en bleu sur la carte de l'anomalie résiduelle) et confirme la position de la carrière remblayée, mais reste imprécise sur sa profondeur, difficile à déterminer à partir de l'anomalie microgravimétrique ; cette dernière n'étant pas fermée, à l'ouest comme au nord.



Conclusions

Les forages réalisés à la suite de cette étude ont montré une très bonne corrélation avec les résultats de la microgravimétrie.

Cette méthode géophysique, en milieu urbain, est donc applicable à condition que le prestataire en maîtrise parfaitement toute la chaîne, de la mise en œuvre en partant de l'implantation des mesures (y compris le choix de la maille de mesure) jusqu'aux modélisations de structures urbaines (maisons, caves, réseaux...) affectant la mesure de l'attraction de la pesanteur, obtenue avec une précision du milliardième de gal.

Annexes

Annexe 1: Corrections de Nettleton

Annexe 2: Méthode des moindres carrés

Annexe 3: Méthode des triplets

Annexe 4: Traitement : séparation verticale, horizontale, dérivation et filtrage

Annexe 5: Auscultation de tunnels et de collecteurs par endoscopie microgravimétrique

Annexe 6: Calcul de la profondeur à partir de la mesure du gradient vertical

Annexe 7: Évaluation directe de la masse totale causant une anomalie

Annexe 1

Corrections de Nettleton

La méthode de Nettleton consiste à représenter, sur une même figure, un profil topographique et les profils de l'Anomalie de Bouguer qui lui correspondent, calculés pour plusieurs densités. On choisit une région au relief assez accidenté pour que le rôle de la correction d'altitude soit déterminant vis-à-vis de la forme des profils de gravité. Parmi ceux-ci, une partie reflètera assez fidèlement les irrégularités topographiques (densités 1,3 à 1,8) et une autre une image inversée du relief (densités 2,0 à 2,4).

Dans les deux cas, il existera une certaine corrélation entre les formes topographiques et gravimétriques ; le profil le plus satisfaisant sera évidemment celui qui se situera entre les deux groupes précédemment définis, et pour lequel, visiblement, la corrélation entre le relief et l'Anomalie de Bouguer sera la moins nette. Un certain nombre de profils de ce genre, judicieusement distribués sur l'étendue prospectée, peuvent conduire à différentes valeurs de densité ; si ces valeurs ne sont pas trop dispersées, leur moyenne pourra être retenue comme caractérisant au mieux la région, et les corrections d'altitude et de relief seront calculées en utilisant cette valeur.

En microgravimétrie, les surfaces à prospecter sont le plus souvent réduites et la sélection d'une densité, plus aisée.

Dans le cas de formations sédimentaires (Bassin parisien, Belgique), on choisit presque toujours la densité 2,0. Lorsque sur de telles surfaces, le relief devient quelque peu accidenté, il est conseillé d'établir une carte de Bouguer supplémentaire à partir d'une densité 1,9 ou 2,1, ce qui permet d'avantage d'estimer l'effet du relief là où il apparaît sensible.

La méthode de Nettleton permet d'accéder à une valeur moyenne de d par l'intermédiaire du coefficient C de la correction de Bouguer. En fait, c'est ce coefficient qui est déterminé, et non la densité. Le problème des corrections en gravimétrie est beaucoup plus celui de la recherche du coefficient de proportionnalité convenable entre des variations corrélatives de g et de z que la densité moyenne attribuée à des terrains.

Dans la méthode décrite ci-après (L. LAKSHMANAN, 1982 et F. RIMBERT et al., 1984), on cherche, au droit de chaque station de mesure, la densité qui minimise la corrélation entre l'anomalie de Bouguer g et l'altitude z . Le calcul est fait dans l'espace, avec une fenêtre mobile. En réalité, il s'avère que z peut ne pas être indépendant des coordonnées (X et Y) du point. De ce fait, la décorrélation est faite entre les résiduels (g, z) sur g et z , c'est-à-dire que l'on veut que $Cov(g, z) = 0$. On applique sur z un opérateur qui calcule un régional régulier, passant par les points bas. Ce même opérateur est appliqué sur G .

D'autre part, on doit tenir compte des corrections de terrain, elles-mêmes fonction de la densité.

Considérons que lors d'un premier calcul à densité σ_0 constante, g est le résiduel, $REG(0)$ le régional sur Bouguer, z_0 le résiduel sur l'altitude et z_m l'altitude « régionale ». Pour une densité variable σ , le résiduel sera g et le régional REG . On aura :

$$g + REG = AL - \frac{4\pi}{3} \{ \sigma z_0 + \sigma z_m \} + C$$

$$g_0 + REG(0) = AL - \frac{4\pi}{3} \{ \sigma_0 z_0 + \sigma_0 z_m \} + \frac{\sigma_0 C_0}{\sigma_0}$$

AL est l'anomalie à l'air libre, C_0 est la correction de terrain pour une densité σ_0 . On suppose en première approximation que pour une densité σ , la correction de terrain sera proportionnelle à σ , c'est-à-dire les :

$$C = \sigma \frac{C_0}{\sigma_0}$$

On peut considérer 5 modèles, correspondant aux combinaisons suivantes de σ et σ_1 :

- σ variable au-dessus du datum
- σ variable, mais lissé au-dessus du datum
- σ_1 variable = σ en-dessous du datum
- σ_1 variable = σ lissé en-dessous du datum
- σ_1 = constante

Il vient :
$$g = g_0 - (REG - REG(0)) - \frac{4\pi}{3} (\sigma - \sigma_0) \left\{ z_0 - \frac{3C_0}{4\pi\sigma_0} \right\} - \frac{4}{3} \pi (\sigma_1 - \sigma_0) z_m$$

Posons
$$\gamma_0 = g_0 - \frac{4\pi}{3} (\sigma_1 - \sigma_0) z_m$$

et
$$z_3 = z_0 - \frac{3C_0}{4\pi\sigma_0}$$

On a alors
$$g = \gamma_0 - \frac{4\pi}{3} (\sigma - \sigma_0) z_3 - (REG - REG(0))$$

L'indépendance de g_0 et de z_0 conduit à :

$$Cov(\gamma_0, z_0) - \frac{4\pi}{3}(\sigma - \sigma_0)Cov(z_3, z_0) - Cov((REG - REG(0)), z_0) = 0$$

Dans le cas où σ = variable et σ_0 = constante, on obtient :

$$\sigma = \sigma_0 + \frac{Cov(\gamma_0, z_0) + Cov(\Delta R, z_0)}{\frac{4\pi}{3}Cov(z_3, z_0)}$$

En procédant itérativement, on peut considérer (et démontrer expérimentalement) que $\Delta R = REG - REG(0)$ devient rapidement du deuxième ordre par rapport aux variables γ_0 ou $(\sigma - \sigma_0)$. On a alors, si N est le nombre de points dans une fenêtre mobile :

$$\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0 = \frac{\left(\sum \gamma z - \frac{1}{N} \sum \gamma \sum z_0 \right) + \left(\sum \Delta R z_0 - \frac{1}{N} \sum \Delta R \sum z_0 \right)}{\frac{4\pi}{3} \left[z_3 z_0 - \frac{1}{N} \sum z_3 \sum z_0 \right]}$$

Dans le cas où la densité σ , en-dessous du datum, est la même qu'au-dessus, on aura :

$$\Delta\sigma = \frac{Cov(g_0, z_0) + Cov(\Delta R, z_0)}{\frac{4\pi}{3}Cov(z_2, z_0)}$$

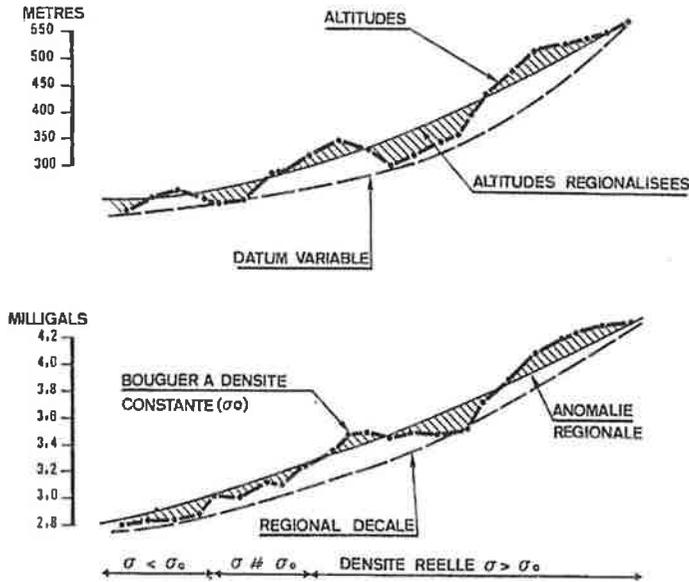
Avec $z_2 = z_0 + z_m - \frac{4\pi}{3} \frac{C_0}{\sigma_0}$

Là encore, en première itération, on supposera : $\Delta R \neq 0$ et $\Delta\sigma \neq \frac{Cov(g_0, z_0)}{\frac{4\pi}{3}Cov(z_2, z_0)}$

S'il n'y avait pas de correction de terrain et si ΔR était régulièrement nul, on retrouverait la formule évidente :

$$\sigma = \frac{Cov(g, z)}{\frac{4\pi}{3} \text{var}(z)} \text{ telle que formulée par P.B. LEGATT (1984)}$$

Il faut noter que le processus de calcul peut être faussé par la présence de corps anomaux profonds, en concordance avec la topographie. Le remplacement de l'anomalie de Bouguer par son prolongement vers le haut permet alors d'obtenir des résultats plus cohérents. D'autre part, le choix des paramètres de régionalisation et de corrélation (sélectionnés à partir de l'intérieur d'un cercle ou d'une ellipse inclinée) permet le tracé d'une carte de Bouguer et d'une carte de densités de surface qui sont toutes les deux les plus négatives possible.



PROCÉDURE DE NETTLETON GÉNÉRALISÉE

La méthode de Nettleton est la plus adaptée lorsque les conditions géologiques permettent d'affirmer qu'il ne peut exister aucune relation entre la forme du relief et celle des couches profondes.

Annexe 2

Méthode des moindres carrés

La méthode repose sur le principe suivant : un profil de mesures de gravité, exécutées avec un faible espacement entre stations et une précision de l'ordre d'un centième de milligal, doit présenter une forme régulière si la densité adoptée pour les corrections d'altitude a été convenablement choisie. Si le nombre de stations n'est pas trop élevé, il est presque toujours possible d'assimiler le profil gravimétrique à une courbe de degré n respectant au mieux les valeurs expérimentales. La méthode proposée consistera à déterminer la valeur du coefficient C par les moindres carrés en calculant parmi les profils correspondant à différentes valeurs de C celui pour lequel se trouve réalisé le minimum de la somme des carrés des écarts entre les valeurs individuelles et celles qui leur correspondent sur la courbe de degré n .

Pour éviter des calculs laborieux dès que le degré de la courbe dépasse 2, on se limite à des courbes $y = f(x)$ du second degré, c'est-à-dire à des paraboles.

On calcule d'abord la parabole : $Z = ax^2 + bx + c$, définie par le profil topographique qui peut être très différent d'une parabole. Ce calcul permet d'associer à chaque cote z une valeur z_p qui lui correspond sur la parabole des z , et une valeur Δz de la différence $z - z_p$. On démontre facilement que la valeur convenable de C est donnée par l'expression :

$$C = \frac{\sum g_i \times \Delta Z_i}{\sum Z_i \times \Delta Z_i}$$

dans laquelle g_i représente la somme g (mesuré) + correction de relief.

Le calcul de la parabole des z s'effectue par la détermination des valeurs des paramètres a, b, c tirés d'un système de n équations de la forme :

$$Z_i = ax_i + bx_i + c \quad \text{avec } n > 3$$

(les x_i sont les abscisses des stations de mesure).

Les valeurs de a, b, c doivent être tirées du système :

$$a \sum x_i^4 + b \sum x_i^3 + c \sum x_i^2 = \sum x_i^2 z_i$$

$$a \sum x_i^3 + b \sum x_i^2 + c \sum x_i = \sum x_i z_i$$

$$a \sum x_i^2 + b \sum x_i + nc = \sum z_i$$

Il est donc nécessaire de calculer les différents coefficients entrant dans ces trois équations, c'est-à-dire :

$$\sum x_i^4, \quad \sum x_i^3, \quad \sum x_i^2, \quad \sum x_i \quad \text{et} \quad \sum x_i^2 z_i, \quad \sum x_i z_i, \quad \sum z_i$$

On résout le système pour obtenir les valeurs des a, b, c puis on calcule les valeurs de z_p correspondant à chaque x et les différences $Z_i = ax_i + bx_i + c$

L'avantage principal de la méthode analytique réside dans le fait que l'on n'a pas à se préoccuper de la notion de corrélation (ou de simple ressemblance) entre les profils topographiques et gravimétriques.

Annexe 3

Méthode des triplets

Un critère convenable du choix de la densité peut être fourni par l'observation des résultats obtenus en trois points successifs. Pour une certaine densité, le profil gravimétrique correspondant épouse la forme du relief tandis que pour une autre, le dessin se trouve inversé ; le choix se porte alors sur une densité intermédiaire, pour laquelle la portion de profil gravimétrique considérée est une droite.

Pour trois points alignés et équidistants relativement proches de cote z_1, z_2, z_3 , où l'on a observé les valeurs respectives g_1, g_2, g_3 (il s'agit de $g + T$), le profil de l'Anomalie de Bouguer est figuré par une droite, c'est-à-dire que l'on a :

$$g_2 + Cz_2 = \frac{1}{2}(g_1 + C \times z_1 + g_3 + C \times z_3)$$

On tire de cette relation :

$$C = \frac{g_2 - \frac{1}{2}(g_1 + g_3)}{z_2 - \frac{1}{2}(z_1 + z_3)}$$

Donc, pour chaque groupe de trois stations alignées et équidistantes, il est théoriquement possible de dégager une valeur du coefficient C de la correction de Bouguer. Il suffit alors de calculer la valeur moyenne de C correspondant à un grand nombre de tels « triplets » répartis sur toute la surface prospectée pour obtenir le coefficient convenable, et par conséquent la densité à adopter.

• Validité de la méthode

Pour être significatif, le coefficient C doit être établi à partir d'un grand nombre de triplets avec un nombre à peu près égal de triplets *en creux* et *en bosse*, en veillant à ce que le total des dénivelés soit à peu près le même dans les deux cas. Une bonne répartition géographique des triplets est également nécessaire. Le dénivelé d'un triplet est à définir dans chaque cas, en fonction de la précision à espérer des mesures de z et de g . Habituellement, en microgravimétrie, le dénivelé doit être supérieur au mètre.

Les trois stations successives seront alignées avec équidistance des stations 1 et 3 par rapport à la station centrale 2.

Par ailleurs, la valeur moyenne d'un grand nombre de triplets n'aura de sens que si la population statistique ayant permis de la définir est homogène. Des valeurs de C différentes peuvent être obtenues dans le cas de terrains de densité différente affleurant largement sur le territoire prospecté. Par exemple, dans une région comportant de vastes étendues sableuses, il ne serait pas convenable d'utiliser dans le calcul de la valeur moyenne de C les triplets calculés dans les dunes.

• Rôle de la correction de relief

Lorsque cette correction a été effectuée, il convient d'en tenir compte en ajoutant pour chaque point, sa valeur à celle de g . On ne se préoccupera pas du fait que cette correction a été calculée pour une valeur de d légèrement différente de la valeur finalement retenue ; en effet, l'influence d'une faible erreur sur d peut être considérée ici comme négligeable.

Annexe 4

Traitement : séparation verticale, horizontale, dérivation et filtrage

• La « séparation verticale »

Il s'agit en fait de séparer des anomalies dont les causes sont étagées verticalement. Schématiquement, on peut dire que toute carte gravimétrique, quelle qu'en soit l'échelle, offre trois types principaux d'anomalies :

- les premières, à grand rayon de courbure, traduisent l'effet de contrastes de densité profonds, ou celui de structures géologiques superficielles, mais de grande extension et de forme régulière, dont l'influence « régionale » est indiscernable de celle d'une cause beaucoup plus profonde ;
- d'autres, d'envergure plus faible, sont relatives à des structures situées à moyenne profondeur ;
- enfin, des ondulations très localisées traduisent nécessairement l'influence de phénomènes superficiels.

Si le problème posé à la prospection intéresse les anomalies des deux dernières catégories, leur mise en évidence implique un problème classique de filtrage passe-bande, éliminant à la fois les hautes fréquences (anomalies « étroites ») et les basses fréquences (anomalies « larges »). Pour des raisons économiques évidentes, le prospecteur adopte un espacement entre stations adapté à son objectif : si celui-ci se situe vers une profondeur p , il est légitime, en fonction des relations géométriques établies précédemment, d'utiliser un espacement de l'ordre de $p/2$, grâce auquel les anomalies intéressantes seront convenablement définies. Le filtrage des hautes fréquences se trouve ainsi réalisé, les amplitudes qui leur sont associées étant le plus souvent faibles devant celles des anomalies significatives. Le vrai problème concerne donc l'anomalie régionale : ce terme désigne la surface, représentable par une fonction nécessairement régulière, à laquelle se trouvent superposées les anomalies intéressantes (Cf. les exemples montrés).

• La « séparation horizontale »

Cette expression, s'applique au problème posé par la coalescence qui serait sûrement résolu s'il était possible d'effectuer les mesures au-dessous de la surface du sol, à une distance plus proche du toit des structures profondes. Dans ces conditions, les anomalies observées seraient à la fois plus intenses et plus étroites, et de ce fait, se sépareraient mieux.

La « dé-coalescence » peut être résolue par le calcul d'une dérivée du champ g , $\delta g/\delta z$ ou $\delta^2 g/\delta z^2$. Pour le montrer, on peut soit analyser les propriétés mathématiques de ces nouvelles fonctions, soit se placer dans l'optique du filtrage spatial, qui s'exprime en nombre d'ondes (des cycles/km par exemple) en excluant le filtrage temporel pour lequel les fréquences s'expriment en cycles/s.

• Dérivation et filtrage

On sait que le « spectre » d'une fonction $f(x)$, qui permet de définir son contenu en fréquence, est une nouvelle fonction $F(k)$ calculable à l'aide de l'intégrale de Fourier. $F(k)$, transformée de Fourier de $f(x)$, représente donc les amplitudes et les phases associées aux diverses fréquences k . Or une propriété bien connue de cette transformation est le théorème de dérivation : si $f(x)$ admet la transformée $F(k)$, alors la transformée de $f'(x)$ est, à un facteur numérique près, $k \cdot F(k)$. Le spectre d'amplitude de la dérivée étant multiplié par k se trouve donc enrichi vers les hautes fréquences par rapport au spectre de la fonction initiale. Dériver une seconde fois revient à multiplier ce dernier par k^2 , d'où une amplification encore plus considérable des hautes fréquences. Transposée dans le domaine de la transformation

analytique des cartes de g , cette propriété signifie que la dérivation amplifie davantage les anomalies étroites que les autres, favorisant ainsi leur séparation.

Cartes dérivées

Suivant la loi de Laplace, la dérivée seconde verticale de G est donnée par :

$$\frac{\delta^2 g}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 g}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 g}{\delta y^2} \right)$$

Lorsque les données peuvent être transposées suivant des mailles carrées de côté $2S / \sqrt{2}$, diverses approximations peuvent être utilisées, telles que (voir Elkins, 1951) :

$$\frac{\delta^2 g}{\delta z^2} = \frac{1}{S} \left(4g(0) - 3g(S) - \frac{4}{3}g(S\sqrt{2}) + \frac{1}{3}g(S\sqrt{5}) \right)$$

C'est en fait un filtrage spatial, dépendant beaucoup de S , qui a tendance à accentuer les anomalies et ainsi à les faire ressortir.

Le filtrage spatial qui transforme les valeurs de gravité g directement en densités nous paraît préférable.

Pour ce qui concerne la dérivée verticale de g et sa mesure in situ, on se reportera à l'annexe 5 concernant l'Endoscopie Micro Gravimétrique (EMG) consacrée aux mesures en tunnels.

Dérivée seconde

On sait que :

$$\frac{\delta^2 g}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 g}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 g}{\delta y^2} \right)$$

de sorte que la dérivée seconde verticale n'est pas autre chose que la somme des dérivées secondes horizontales changée de signe. Or, cette somme est facilement calculable en tout point à partir des résultats expérimentaux : il suffit de tracer les profils de l'anomalie de Bouguer suivant deux axes rectangulaires passant par ce point. On détermine ensuite les « courbures à l'origine » pour chaque profil : leur somme, changée de signe, est égale à $\delta^2 g / \delta z^2$.

D'autres géophysiciens préfèrent calculer la dérivée première $\delta g / \delta z$, ou gradient vertical, dont la détermination est en pratique aussi simple que celle de la dérivée seconde, quoique la justification en soit moins immédiate. La raison de cette préférence est simple : étant donnée une courbe expérimentale ou déduite de résultats expérimentaux, donc entachée d'une certaine imprécision, la définition de la tangente à cette courbe (dérivée première) est plus assurée que celle de sa courbure (dérivée seconde). Autrement dit, le risque, en faisant appel à la dérivée seconde, est de pousser trop loin la dé-coalescence ce qui, à la limite, a pour conséquence de faire ressortir les détails tirant leur origine des erreurs de mesure. Ce risque est moindre lorsque l'on utilise le gradient vertical, dont le pouvoir séparateur, quoique plus faible, s'avère en général suffisant pour les besoins de l'interprétation.

En tout cas, la dérivée seconde n'est que l'une des transformations analytiques possibles du champ g , et il est utile de les étudier toutes, de façon à pouvoir, dans chaque cas particulier, calculer celle (champ prolongé, dérivée première, etc.) qui paraît la mieux adaptée à la résolution du problème posé à la prospection. V. Baranov (1953) a traité cette question dans toute sa généralité et fourni aux géophysiciens un moyen commode de calculer n'importe quelle transformation analytique du champ mesuré.

Les propriétés de filtrage des divers traitements conduisent à ne plus faire de distinction tranchée entre les notions d'anomalie régionale et de transformations analytiques, non plus qu'entre séparations verticale et horizontale. Dans les deux cas, c'est un filtrage qui est réalisé.

Annexe 5

Auscultation de tunnels et de collecteurs par endoscopie microgravimétrique

L'une des sociétés fondatrices de l'AGAP a développé une technique géophysique spécifique pour l'auscultation interne de tunnels ou de collecteurs. Cette méthode est dénommée Endoscopie MicroGravimétrique (EMG).

Mise au point en 1987 lors de la recherche de chambres secrètes à l'intérieur de la pyramide de Kheops (Bui et al, 1988 et Lakshmanan, 1991), l'EMG a ensuite été utilisée avec succès pour l'auscultation de tunnels hydroélectriques, ferroviaires et routiers.

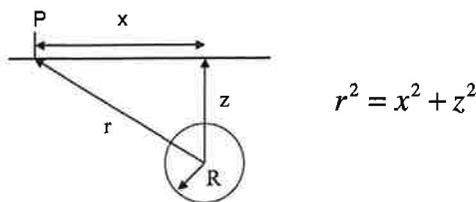
Lors d'une étude récente pour la SNCF, à Foix, les mesures ont été réalisées à l'intérieur d'un tube de $\varnothing 800$, poussé à 5m sous la voie. On a alors pensé étendre cette méthode à l'auscultation systématique de collecteurs et d'égouts.

Au contraire du radar, l'EMG permet d'ausculter le pourtour complet de l'égout, y compris sous l'eau. Il en est de même pour les tunnels routiers (Tende), ferroviaires (Bréval, Chamousset) ou hydroélectriques (La Coche).

Les mesures sont faites en radier suivant un ou deux profils longitudinaux. On complète la recherche par des mesures à différentes hauteurs, ainsi que latéralement.

Si les anomalies sont significatives et si l'ouvrage est suffisamment important, on peut analyser successivement par l'inversion généralisée :

- la macrostructure, liée à la géologie générale et comprenant des blocs de l'ordre de 100 m de côté,
- la microstructure, liée aux désordres recherchés près du tunnel, et de l'ordre de quelques mètres de côté.

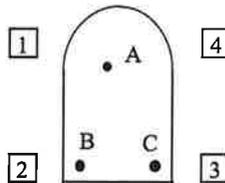


On pourra sans ambiguïté localiser la cause de l'anomalie et savoir s'il s'agit d'une cause négative (vide) ou positive (maçonnerie):

CAUSES LÉGÈRES

CAUSE n°	1	2	3	4
GRAVITÉ	+	-	-	+
GRADIENT VERTICAL A-C	+	+	+	+
GRADIENT HORIZONTAL B-C	+	-	+	-

Localisation des anomalies 1 à 4 et des stations de mesure A, B, C



CAUSES LOURDES

GRAVITÉ	-	+	+	-
GRADIENT VERTICAL A-C	-	-	-	-
GRADIENT HORIZONTAL B-C	-	+	-	+

On ne pourra pas détecter un vide isolé de 0,1 m³ qui est du seul ressort du radar. Par contre, un vide de 3 m³, à 2 m d'un point de mesure, créera une anomalie décelable d'amplitude 10 µGal, d'après la formule donnant la composante verticale de la gravité (loi de Newton).

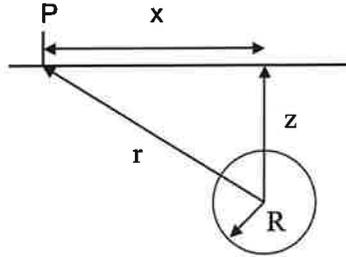
$$g = + 20/3 \Delta\sigma z/r^3$$

où $\Delta\sigma$ est approximativement égal à - 2 g/cm³.

Annexe 6

Calcul de la profondeur à partir de la mesure du gradient vertical

Si, à la surface du sol, on mesure g à deux hauteurs distinctes, différentes de l'ordre du mètre, le gradient vertical peut avoir un lien avec la profondeur de l'anomalie et ce d'autant plus que l'anomalie est étroite.



Pour une sphère :

$$g = \frac{20}{3} m \frac{z}{r^3} \quad (\text{avec } r^2 = x^2 + z^2)$$

$$\frac{dg}{dx} = \frac{20}{3} m r^{-3} \left(\frac{x^2 - 2z^2}{r^2} \right)$$

d'où :

$$u = \frac{\frac{dg}{dx}}{g} = \frac{1}{z} \frac{x^2 - 2z^2}{r^2}$$

Pour $x = 0$:

$$u = -\frac{2}{z}$$

Si on pose $b = 2$, on a :

$$u = -\frac{b}{z}$$

Pour un cylindre de rayon R

$$g = \frac{40}{3} \pi \sigma R^2 \frac{z}{x^2}$$

$$\frac{dg}{dz} = \frac{40}{3} \pi \sigma R^2 \frac{x^2 - z^2}{r^4}$$

$$u = \frac{dg/dz}{g} = \frac{1}{z} \frac{x^2 - z^2}{r^2}$$

Pour $x = 0$; $u = -1/z$

En posant de même $b = 1$, on a $u = -b/z$. Pour une sphère, on a donc $b = 2$, pour un cylindre $b = 1$.

Pour une plaque horizontale assez étendue de largeur L , on a $ab < 1$; il dépend du rapport L/z .

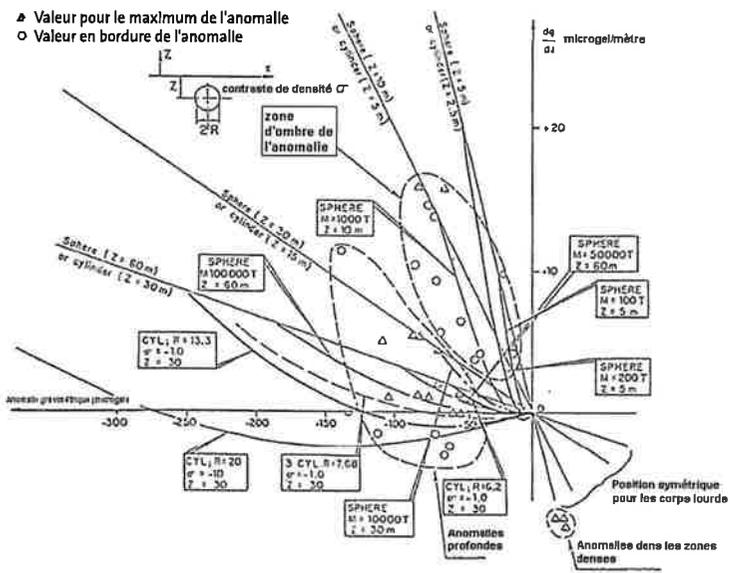
Pour une plaque telle que $3 < L/z < 6$, on a $b \approx 0,75$.

Evidemment, cette méthode est inopérante pour une plaque très étendue, où l'on a :

$$g = 40/3 \pi \sigma e \text{ (où } e \text{ est l'épaisseur de la plaque).}$$

g prend la même valeur quelle que soit la profondeur, quand la largeur $L \rightarrow \infty$, $b \rightarrow 0$.

Le graphique ci-après résume la situation pour divers sphères et cylindres et donne dg/dx en fonction de g , non seulement au droit du centre de l'anomalie, mais aussi en des positions latérales.



Annexe 7

Évaluation directe de la masse totale causant une anomalie

Le théorème de Green indique que la masse M peut être donnée par :

$$M = \frac{3}{40\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g(x,y) \cdot dx \cdot dy$$

Le problème principal est la distance à laquelle il faut effectuer l'intégration. Pour une maille carrée et une intégration jusqu'à m mailles de chaque côté, on a :

$$M = \frac{3}{40\pi} \sum_{k=i-m}^{k=i+m} \sum_{l=j-n}^{l=j+n} g(k,1) AX^2$$

où AX est le côté de la maille carrée.

Pour une sphère d'une masse de 1500 tonnes, centrée à une profondeur de 10 m avec $AX = 10$ m, on peut dresser le tableau suivant :

m	DIMENSION TOTALE DE LA FENÊTRE PROFONDEUR	M CALCULÉ M RÉEL
0	1,0	15,9 %
1	3,0	50,7 %
2	5,0	67,4 %
3	7,0	76,2 %
4	9,0	81,4 %
5	11,0	84,8 %
6	13,0	87,2 %
7	15,0	89,0 %

Si $m > 3$, la masse calculée est $> 0,76$ de la masse réelle.

Il faut considérer une fenêtre d'un rayon au moins supérieur à 3 fois la profondeur pour une anomalie de type sphérique. Dans ce cas, il faut majorer la masse calculée d'un tiers. Lorsqu'on considère un rayon égal à 7 fois la profondeur, il faut majorer la masse trouvée de 10 %.

Bibliographie

Bichara M. et Lakshmanan J. (1979) *Automatic deconvolution of gravimetric anomalies*, Geophysical Prospecting, 27, 798-807.

Cagniard L. (1960), *Introduction à la physique du globe*. Editions Technip, Paris, 159 p.

Goguel J. & L. Migaux (1971), *Géophysique, Encyclopédie de la Pleïade*, pp.88-118 et 1038-1062

Guillaume A. (1977) *Analyse des variables régionalisées*. Traitement du signal en sciences de la Terre.

Lakshmanan J. (1985) *Corrections généralisées de Nettleton. Potential fields in rugged topography*, Lausanne, Bulletin de l'IGL, n° 7, communication 2.5.

Lakshmanan J. (1990) *Traitement et inversion des données gravimétriques. La microgravimétrie, son application aux recherches de vides*. Mémoire N° 51.

La Porte, M. (1963) Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. Geophysical Prospecting, vol. 11, n° 1, pp. 276-291.

Nagy D. (1966) *Gravitational Attraction of A Right Rectangular Prism*, Geophysics 31, p 362-371

Naudy H. (1964) *Propriétés de filtrage des formules utilisées pour la transformation des cartes gravimétriques*. Geophysical Prospecting Vol 12, pp. 65-79

Naudy H. et Neumann R. (1965), *Sur la définition de l'Anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques*. Geophysical Prospecting Vol 13 pp.1-11

Nettleton L.L. (1976), *Gravity and magnetics in oil prospecting*. International Series in the Earth and Planetary Sciences, 480 p.

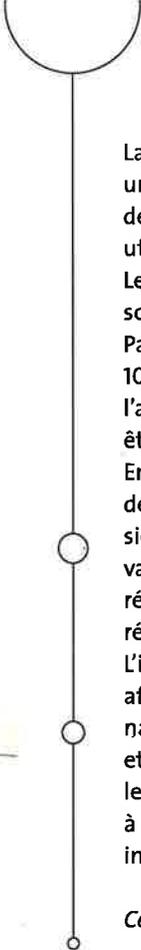
Neumann R. (1962), *Prospection gravimétrique*. Manuel CGG (3 Tomes)

Neumann R. (1967), *La gravimétrie de haute précision, applicable aux recherches de cavités*. Geophysical Prospecting, Vol.15, pp. 116-134

Neumann R. (1974) *Cours de géophysique : la prospection gravimétrique*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, pp. 1-119

Neumann R. (1981) *Prospection gravimétrique*. La Pratique des sols et fondations, Chapitre 23.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A. (1983), *Prospection géophysique*, Tome 4, pp.1-102



La microgravimétrie est à la fois une méthode statique puisqu'elle étudie avec autant de détails que possible, un champ naturel, celui de la pesanteur dont les variations sont essentiellement liées à la répartition irrégulière des densités des roches dans le sous-sol, et une technique de géophysique appliquée à but essentiellement utilitaire.

Les mesures effectuées en des stations d'un canevas de points visent à obtenir des renseignements sur le proche sous-sol accessible, en vue de son utilisation, en génie civil, en mine et en hydrologie.

Parce que la sensibilité des microgravimètres actuels est de l'ordre de 0,001 milligal (c'est-à-dire environ 10^{-9} fois la valeur du g normal), les mesures puis les corrections de l'influence des variations dues à la latitude, l'altitude et la topographie, pour ramener ces mesures à un plan de référence, le géoïde par exemple, doivent être effectuées avec une grande rigueur.

En plus d'une prise de mesure correcte, ce Cahier de l'AGAP décrit en détail la procédure aboutissant à la carte de l'anomalie de Bouguer, où apparaissent les anomalies de la pesanteur, pour une densité judicieusement choisie. Pour résoudre le problème : quelle est la structure du sous-sol qui explique ces anomalies ? Le géophysicien va trouver ici les moyens de séparer tout ce qui provient des niveaux inférieurs à celui qu'on étudie (anomalie régionale). La différence entre l'anomalie régionale et l'anomalie totale est l'anomalie résiduelle, la seule qui réponde à la demande du client.

L'interprétation d'une anomalie résiduelle, conduisant à une infinité de solutions, ne peut pas être une pure affaire de calcul. C'est pourquoi la connaissance du contexte géologique est indispensable pour identifier la nature de l'objet à l'origine de l'anomalie. De plus, les correspondances entre l'allure des anomalies résiduelles et les structures géologiques permettent également d'établir un seuil de signification de ces anomalies. Malgré le soin apporté aux mesures, à leurs corrections et traitement, une anomalie résiduelle d'amplitude inférieure à 15 microgals a ainsi toutes les chances de refléter simplement le bruit de fond géologique et gravimétrique inhérent au secteur étudié.

Cet ouvrage fait partie intégrante de la collection scientifique et technique des Éditions du BRGM.

AGAP

Siège social
Maison de la Géologie
77, rue Claude Bernard
75005 - PARIS

BRGM

Centre Scientifique
et Technique
3, avenue Claude Guillemin
BP 36009
45060 Orléans cedex 2
Tél. : 02 38 64 34 34
www.brgm.fr

Réf. BRGM : STC008



Prix : 45,00 € TTC

www.agapqualite.org



 **brgm**éditions