Jacques Dubois
Michel Diament
Jean-Pascal Cogné

Géophysique

Cours et exercices corrigés

4e édition

DUNOD

Illustration de couverture : De gauche à droite : signatures géologique, magnétique et gravimétrique de l'impact météoritique de Vredefort, Afrique du Sud. Ce cratère, qui s'étend sur 250 à 300 km, résulte de l'impact d'une météorite d'un diamètre de 5 à 10 km, il y a 2 milliards d'années. C'est le plus important cratère d'impact identifié à la surface du Globe.

(Merci à L. Carporzen pour la figure d'anomalie magnétique, au centre).

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.
Le Code de la propriété intellectuelle du 1er juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.
Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).

DANGER
LE PHOTOCOPILLAGE TUE LE LIVRE

© Dunod, Paris, 2010
ISBN 978-2-10-055398-3

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).
Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos **VII**

Chapitre 1. Notions de base **1**

1.1 La notion d'échelle : échelle spatiale et échelle temporelle 2
1.2 La notion de modèle 2
1.3 Modèles et échelles 3
1.4 Notion d'anomalie 4
1.5 La mesure et la précision sur la mesure 5

Chapitre 2. Forme de la Terre et mesures de la pesanteur **7**

2.1 Introduction 7
2.2 Notions de base 8
2.2.1 Les densités des matériaux géologiques 8
2.2.2 L'accélération de la pesanteur 9
2.2.3 Unités 12
2.2.4 Le potentiel gravitationnel et le potentiel de pesanteur 13
2.2.5 Surfaces équipotentielles et verticale 15
2.2.6 Géoïde et ellipsoïde de référence 16
2.2.7 Valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde 20
2.2.8 L'effet luni-solaire 20
2.3 Les mesures 23
2.3.1 Les mesures absolues de la pesanteur 23
2.3.2 Les mesures relatives de la pesanteur 26
2.3.3 Les mesures relatives sur des mobiles (navire, avion) 33
2.3.4 La mesure des gradients de la pesanteur 35
2.3.5 La détermination de l'anomalie du géoïde grâce aux satellites altimétriques 36
2.3.6 Mesures depuis l'espace : les missions de gravimétrie spatiale 39
2.4 Les systèmes de positionnement modernes par satellites 41
2.4.1 Les systèmes géodésiques locaux et spatiaux 41
2.4.2 Latitude et longitude 43
2.4.3 Altitude et hauteur ellipsoïdale 43
2.4.4 Le principe du GPS 45
2.4.5 Le GPS différentiel (DGPS) 48
Exercices 49
Corrigés 50

Chapitre 3. Anomalies gravimétriques **51**

3.1 Corrections et anomalies gravimétriques 51
3.1.1 Correction et anomalie à l'air libre 52
3.1.2 Correction et anomalie de Bouguer 53
3.2 Isostasie 63

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

3.3 Interprétation 69
3.3.1 Effets de structures simples 70
3.3.2 Effet d'une structure de géométrie quelconque 73
3.3.3 Anomalie régionale et séparation des sources 77
3.3.4 Estimation de la masse par le théorème de Gauss 79
3.3.5 Quelques traitements simples : prolongements et dérivées 81
Exercices 85
Corrigés 88

Chapitre 4. La sismologie 93

4.1 Généralités et rappels 93
4.1.1 Notion de tension, tenseur de contrainte à trois dimensions 93
4.1.2 Principes de la théorie de l'élasticité 95
4.1.3 Propagation d'une onde plane longitudinale 100
4.1.4 Propagation d'une onde plane transversale 101
4.1.5 Vitesse des ondes de compression P dans les milieux terrestres 102
4.1.6 Front d'onde, rais sismiques 103
4.1.7 Réflexion et réfraction des ondes sismiques, ondes coniques 104
4.1.8 Rais sismiques, paramètre du rai 108
4.1.9 Recherche de la loi de vitesse en profondeur 108
4.2 La sismologie 111
4.2.1 Les ondes sismiques, leur enregistrement 111
4.2.2 Les réseaux sismologiques 115
4.2.3 Les séismes 116
4.2.4 La structure du globe grâce à la sismologie 128
4.2.5 La tomographie télésismique 135
Exercices 139
Corrigés 139

Chapitre 5. La sismique réflexion et la sismique réfraction 141

5.1 La sismique réflexion 141
5.1.1 La géométrie des rais 141
5.1.2 La sismique réflexion à terre et en mer 150
5.1.3 Les diverses méthodes de sismique réflexion 162
5.1.4 La sismique 3D 164
5.1.5 La sismique 4D 167
5.2 La sismique réfraction 168
5.2.1 Cas des couches parallèles 169
5.2.2 Cas des interfaces inclinées 173
5.2.3 La sismique réfraction à terre et en mer 174
Exercices 175
Corrigés 176

Chapitre 6. Le géomagnétisme 179

6.1 Définitions et généralités 179
6.1.1 Paramètres et unités 179
6.1.2 Les repères et les éléments du champ géomagnétique 181

6.2 Mesures du champ géomagnétique 184
6.2.1 Les mesures absolues 184
6.2.2 Les mesures relatives 185
6.2.3 Les mesures spatiales 186
6.3 Les variations du champ géomagnétique 188
6.3.1 Les variations temporelles 188
6.3.2 Représentation analytique du champ géomagnétique 190
6.3.3 Morphologie du Champ Principal 192
6.4 Aimantation, archéomagnétisme, paléomagnétisme 198
6.4.1 Les différentes formes d'aimantation rémanente 199
6.4.2 L'archéomagnétisme et le paléomagnétisme 201
6.5 Les anomalies magnétiques et leur interprétation 204
6.5.1 Interprétation des anomalies 207
6.5.2 Les inversions du champ magnétique terrestre 208
6.5.3 Origine du champ interne, la dynamo terrestre 210
6.6 La prospection magnétique 212
6.6.1 Approche qualitative 212
6.6.2 Approche quantitative 215
6.6.3 Réduction au pôle, prolongements vers le haut et vers le bas 219
Exercices 219
Corrigés 221

Chapitre 7. La prospection électrique 223

7.1 Aspect théorique simplifié 223
7.1.1 Principe 223
7.1.2 Étude du cas d'un milieu homogène isotrope 224
7.1.3 Cas d'un milieu inhomogène 227
7.1.4 La résistivité des terrains 228
7.2 Les méthodes de prospection électrique 229
7.2.1 Les différents montages 229
7.2.2 Les méthodes de terrain 231
7.2.3 Étude du problème inverse 232
7.2.4 La méthode des images électriques 234
7.3 Les autres méthodes électriques et électromagnétiques 236
7.3.1 La polarisation spontanée ou (PS ou SP pour *Self Potential*) 236
7.3.2 La méthode tellurique 236
7.3.3 Prospection électromagnétique 236
7.3.4 La méthode magnéto-tellurique MT 237
7.3.5 Le radar 238
Exercices 242
Corrigés 242

Annexe A. Trigonométrie sphérique 243

A.1 Conventions 243
A.2 Formule des cosinus 243
A.3 Formule des sinus 243

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

A.4 Exemples d'application 244
A.4.1 Calcul de la distance entre 2 points sur le globe terrestre 244
A.4.2 Aire du triangle sphérique 245
A.4.3 Calcul de la position du PGV en paléomagnétisme 245

Bibliographie **247**

Index **249**

AVANT-PROPOS

En novembre 2007, Jacques Dubois nous a quittés après s'être longuement battu avec lucidité, humour et détermination contre la maladie. . .

Dans cette quatrième version de ce manuel auquel il tenait tant, nous avons conservé la philosophie qui nous avait guidés dans la conception initiale puis dans les versions qui ont suivi.

Comme dans les versions précédentes son contenu correspond à une initiation à la géophysique telle qu'elle nous semble souhaitable dans les cycles universitaires scientifiques au moment où les étudiants sont amenés à faire leur choix dans l'orientation de leurs études supérieures. Le livre s'adresse donc à ceux qui se destinent à des études dans les domaines des Sciences de la Terre et de l'Univers ou de l'Environnement. Il s'adresse également tout particulièrement aux futurs enseignants en Sciences de la Vie et de la Nature comme à ceux qui y enseignent déjà. Seront aussi intéressés ceux qui s'orientent vers les métiers touchant au génie civil, ingénieurs et cadres travaillant sur des chantiers de travaux publics ou d'autre nature. Le succès rencontré dans les précédentes éditions montre en effet que son contenu dépasse le seul domaine des cours universitaires.

Volontairement nous avons tenu à limiter les développements théoriques en insistant sur les concepts et principes de base et en prêtant une attention particulière sur les points qui, de notre expérience d'enseignants en géophysique et en physique du globe dans diverses filières des universités de Paris-Sud (Orsay), Pierre et Marie Curie, Paris 7-Denis Diderot, Rennes et à l'Institut de Physique du Globe de Paris, posent systématiquement problème aux étudiants. Pour chacun des grands domaines abordés, nous donnons aussi des références d'ouvrages plus spécialisés à l'intention de ceux qui souhaiteraient en savoir davantage sur une question donnée.

Dans cette version, nous avons donc retravaillé les différentes sections pour tenir compte des évolutions récentes.

On trouvera donc les chapitres suivants : Les notions de base en géophysique, notions d'échelle, de modèle, d'anomalie, de mesure et de précision sur la mesure ; deux chapitres seront consacrés à le forme de la Terre, au champ de la pesanteur et à l'étude des anomalies gravimétriques et leur interprétation ; les deux chapitres suivants traiteront de la propagation des ondes sismiques et leur application en Sismologie et dans les techniques de sismique réflexion et réfraction ; les deux derniers chapitres traiteront des champs géomagnétique, électrique et électromagnétique.

Dans tous ces chapitres quelques exercices et leurs solutions (regroupées en fin d'ouvrage) illustrent les exposés des méthodes et leurs applications.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

Un nombre important de collègues nous a apporté une aide précieuse lors des précédentes éditions : Jean-Luc Blanc, Sylvain Bonvalot, Marie-Noelle Bouin, Katia Burouva, Sébastien Deroussi, Christine Deplus, Hélène Hébert, Guillaume Martelet, Gwendoline Pajot, Hélène Robic, Jacques Ségoufin. Nous avons bénéficié en plus pour cette version des contributions de Clémence Basuyau, Véronique Farra, Alexis Maineult, Isabelle Panet et Eléonore Stutzmann, nous les en remercions chaleureusement ainsi que Dominique Decobecq de Dunod.

Par ailleurs nous avons conservé dans le chapitre sismologie des figures et commentaires extraits du Traité de Géophysique Interne (Tome 1) de Jean Coulomb et Georges Jobert rédigés par Guy Perrier. La section radar repose essentiellement sur la documentation qui nous avait été fournie par Pierre Andrieux.

NOTIONS DE BASE 1

La *Géo-physique*, ou physique de la Terre a pour but d'étudier les propriétés physiques du globe terrestre. Pour cela, le géophysicien se repère dans l'espace et le temps. Les trois mots clefs qu'il a toujours à l'esprit sont : *dynamique, structure et échelles*.

L'objectif principal de la géophysique est de déduire les propriétés physiques et la constitution de la Terre (ou d'autres corps du système solaire), à partir des phénomènes physiques qui leur sont associés, par exemple, le champ géomagnétique, le flux de chaleur, la propagation des ondes sismiques, la force de pesanteur, etc.

On distingue dans cette discipline les méthodes dites *de potentiel* qui reposent sur l'étude des champs de pesanteur, magnétique, électrique d'une part, des méthodes portant sur *la propagation des ondes* d'autre part (sismologie, sismique réflexion, sismique réfraction, radar).

Généralement, on sépare la *physique du globe* de la *géophysique appliquée* pour des raisons d'échelle, mais on distingue aussi ces deux dernières de la *géodynamique* qui s'attache plutôt à l'étude du fonctionnement dans le temps et dans l'espace des systèmes complexes qui interviennent dans la vie de notre planète. Cet ensemble de trois disciplines n'a pas de frontières marquées ; ainsi, la physique du globe, lorsqu'elle s'adresse aux mécanismes internes, se place comme la géodynamique dans des échelles spatiales et temporelles (convection dans le noyau ou dans le manteau, déformations lentes, rhéologie visqueuse, etc.) et à l'intérieur de chacune de ces disciplines la notion d'échelle doit toujours être précisée. On pourra tout aussi bien faire de la microgravimétrie à l'échelle de la parcelle pour y déceler d'éventuelles cavités que de grandes reconnaissances gravimétriques à l'échelle d'une région ou d'un continent, pour y déceler l'existence de structures d'intérêt pétrolier ou préciser la structure de la croûte ou de la lithosphère.

De même la frontière entre la géophysique et la physique des roches n'est pas précisément établie, sinon qu'en physique des roches, on peut opérer au laboratoire, alors qu'en général, le géophysicien n'a pas un accès direct de l'objet qu'il étudie.

Examinons maintenant quelques concepts de base indispensables en géophysique ; les notions d'*échelle* et de *modèle*, puis celles de *mesure* et d'*anomalie*.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

1.1 La notion d'échelle : échelle spatiale et échelle temporelle

Toute étude géophysique se définit dans un espace qui dépend de l'objet d'étude. Les mesures sont quelquefois réalisées de façon continue sur un profil mais généralement elles sont acquises de façon discrète suivant un pas ou une grille choisis en fonction de la résolution souhaitée.

On verra par exemple en gravimétrie et en géomagnétisme que les sources perturbatrices sont d'autant plus superficielles que la longueur d'onde du signal associé est petite. On aura donc une relation entre le pas et le champ d'étude. La finesse de définition de l'objet dépendra de la taille du pas à l'intérieur du champ. En géophysique, ce champ s'étend sur environ 7 ordres de grandeur, depuis l'étude fine (1 à 10 mètres dans le génie civil ou l'archéologie) jusqu'à l'étude globale à une échelle des 10 000 kilomètres, pour un pas d'une dizaine de kilomètres (données satellitaires par exemple).

À ce sujet, évoquons la notion d'*autosimilarité*, cette propriété qui consiste à voir se reproduire un phénomène à différentes échelles, qui implique leur caractère fractal. Nous reviendrons de façon générale sur cette notion de lois d'échelle.

1.2 La notion de modèle

La situation du géophysicien est assez particulière, car il n'a généralement pas accès directement aux objets qu'il étudie. À partir des observations de surface, dans tous les domaines de la géophysique, il va établir une structure théorique, qui rendra compte au mieux, de l'ensemble des observations. Une telle structure s'appellera un *modèle*. Si l'on améliore les mesures, ou si l'on en augmente le nombre, on pourra modifier le modèle de façon à parfaire la ressemblance avec l'observation. Ceci établit une première propriété du modèle, à savoir, qu'il est *améliorable*, autrement dit, qu'il n'a pas une structure définitive.

La deuxième question que l'on peut se poser à son sujet est : existe-t-il une structure différente, qui rendrait aussi complètement compte des observations ? La réponse à cette question est oui, il existe même une infinité (en théorie) de modèles qui pourraient rendre comptes des observations. Cette propriété est désignée sous le terme de *non-unicité* du modèle.

Une troisième propriété est la liaison du modèle à un ou plusieurs paramètres physiques de la structure. En effet, la géométrie d'une certaine variation d'un paramètre (densité, aimantation conductivité électrique, etc.) peut être différente d'un paramètre à l'autre. Lorsque l'on trouve une géométrie semblable des variations de différents

paramètres, on a alors un modèle *multiparamètre*, que l'on dit mieux contraint par rapport aux observations.

Notons toutefois que si on peut théoriquement concevoir une infinité de modèles correspondant à une observation donnée, en réalité le nombre de modèles raisonnables d'un point de vue géologique ou géophysique est relativement restreint.

Exemple

La propagation des ondes sismiques à l'intérieur du globe terrestre montre une certaine homogénéité de la répartition des milieux qui est une répartition sphérique. En effet, à profondeur égale en tout point du globe, on trouve un milieu où la vitesse des ondes P (ou S) est la même. Quelle que soit la source et la station où l'on enregistre l'onde P, à distance épicentrale égale, on observe le même temps de propagation. Dans ces conditions, on peut, par une méthode d'inversion appropriée (voir le chapitre Sismologie, Sismique), trouver la répartition des vitesses des milieux en fonction de la profondeur. Cette structure, donnant la vitesse en fonction de la profondeur, ainsi que ses discontinuités, constitue un modèle de vitesse des ondes P à l'intérieur du globe. Si l'on tient compte maintenant du paramètre *densité*, qui est relié de façon simple à la vitesse des ondes sismiques, on peut calculer le champ gravifique créé par cette structure. Il se trouve que, compte tenu des incertitudes sur les correspondances vitesse densité, moyennant des ajustements sur ce paramètre densité, on peut à l'aide de cette structure, ajuster le champ gravifique théorique au champ observé. Le modèle est donc maintenant *multiparamètre*. En prenant en compte d'autres paramètres, on peut améliorer encore le modèle, en le rapprochant un peu plus de la réalité de l'objet. On obtient ainsi un modèle de Terre qui est d'ailleurs en permanente amélioration, au fur et à mesure que des données nouvelles viennent s'ajouter aux anciennes.

1.3 Modèles et échelles

La notion d'échelle est applicable à celle de modèle. En effet, la géométrie du modèle dépend de l'échelle d'étude.

Ainsi, dans l'exemple précédent, supposons qu'à l'échelle hectométrique, une grande cavité existe sous la surface du sol, où par ailleurs, on connaîtrait le champ de pesanteur théorique correspondant au cas où cette cavité n'existait pas. À petite échelle, les mesures gravimétriques faites en surface, au-dessus de la cavité, vont donner des mesures d'intensité du champ inférieures au champ théorique. Cet écart, entre mesure et valeur théorique, sera défini plus loin sous le terme d'*anomalie* (ici de pesanteur). On pourra raisonner sur cette anomalie de la même manière que dans l'exemple précédent et calculer un modèle de cavité, dans lequel en jouant sur la taille et la position de la cavité, on va calculer son effet en surface. Lorsque l'on aura

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

trouvé une structure qui permettra un ajustement entre anomalie observée et anomalie calculée, on dira que l'on a trouvé un modèle de la cavité (en raison de la propriété de non-unicité des modèles, on dira qu'il n'est pas unique, c'est-à-dire que d'autres structures de géométrie ou de nature (par exemple remplie d'eau ou de sable) différentes pourraient rendre compte aussi des observations).

Toujours dans cette notion d'échelle on distingue les études qui portent sur les propriétés des milieux ou les effets à proximité de la source de celles qui portent sur des milieux ou effets qui en sont éloignés. On parle alors d'études en *champ proche* ou bien d'études en *champ lointain*.

1.4 Notion d'anomalie

L'exemple précédent a permis d'introduire cette notion, que l'on définit comme l'écart entre une valeur mesurée d'un certain paramètre en un point et la valeur théorique de ce même paramètre en ce point. Si ces deux valeurs sont égales, c'est que l'anomalie est nulle. Le calcul de la valeur théorique se fait à partir d'un modèle théorique.

Interprétation des anomalies

Lorsqu'on a calculé une anomalie d'un certain paramètre géophysique, point par point, sur une zone donnée, on commence par la représenter suivant la courbe de son amplitude sur un profil, s'il s'agit de mesures faites le long d'un profil, ou sur une carte, lorsque les mesures ont été faites point par point sur un plan. Dans ce dernier cas, on trace les courbes iso-anomalies, ou *isanomales*, qui sont les courbes de niveau de l'intensité de l'anomalie. Par exemple, une carte topographique est une carte d'anomalies d'altitude par rapport à la surface d'altitude zéro. Les courbes de niveau de cette carte sont les isanomales.

L'étape suivante consiste à chercher un modèle, qui permette de rendre compte de cette anomalie. La forme de la courbe anomalie, profil ou isanomales, nous donne une idée du corps perturbateur. À partir de cette idée, on se donne un corps perturbateur par sa géométrie, sa position par rapport au profil ou à la surface, et un écart du paramètre considéré (densité, susceptibilité magnétique, vitesse des ondes sismiques, etc.) avec l'encaissant. On calcule alors, par un calcul direct, l'effet théorique sur le paramètre considéré le long du profil ou sur la surface. On obtient ainsi l'anomalie produite par le corps perturbateur.

On compare alors cette anomalie théorique avec l'anomalie observée. Deux cas peuvent alors se présenter :

- il y a coïncidence parfaite entre l'anomalie observée et l'anomalie calculée. On dit alors que l'on a trouvé un modèle qui rend compte de l'anomalie observée. Mais

on se rappelle que ce modèle n'est pas unique et que l'on pourrait peut-être en trouver un autre différent, qui donnerait aussi coïncidence entre anomalie calculée et anomalie observée.

- il n'y a pas coïncidence (et c'est le cas le plus fréquent). On examine les points dissemblables et on modifie le corps perturbateur (géométrie, position, valeur du contraste du paramètre avec l'encaissant) et on refait le calcul direct conduisant à une nouvelle anomalie calculée théorique, que l'on compare avec l'anomalie observée. Là encore, deux cas peuvent se présenter... Par itérations successives, on dit que l'on ajuste le modèle jusqu'à ce que les anomalies calculée et observée coïncident.

1.5 La mesure et la précision sur la mesure

Revenons sur ce point qui revêt une importance fondamentale. Comme pour toutes les sciences physiques, la valeur de la mesure et la marge d'incertitude qui lui est liée sont les éléments de base de toute étude géophysique. Une mesure n'a d'intérêt que si l'on connaît la marge d'erreur dans laquelle elle se situe.

On appelle *métrologie* la science qui porte sur la qualité de la mesure. En géophysique où l'on cherche toujours à extraire un signal qui est masqué par du bruit, cette science revêt une importance essentielle.

En effet, une mesure est toujours entachée d'erreurs : erreurs dues à l'appareillage, à l'opérateur, aux autres techniques intervenant, par exemple, dans la réduction des mesures (positionnement, topographie), erreurs systématiques, erreurs aléatoires, erreurs d'échantillonnage, etc.

Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur de l'incertitude que l'on a fait sur une mesure, on procède au *calcul d'erreur*. On peut le traiter avec une approche basée sur le calcul différentiel dans lequel on applique le théorème de la différentielle totale exacte. Cette méthode qui consiste à additionner toutes les erreurs relatives sur les paramètres intervenant dans la mesure, surestime généralement l'erreur totale. Pour cette raison, on a introduit dans le calcul d'erreurs les méthodes de statistique mathématique (impliquant souvent de répéter la mesure[1]) qui permettent de définir des quantités comme l'écart à la moyenne, la variance, l'écart type, l'erreur probable, l'intervalle de confiance, etc.

Rappelons-nous donc de ce principe : toute mesure en géophysique n'a de sens que si on lui attribue une marge d'incertitude. Ainsi, par exemple, on verra que les mesures absolues de la pesanteur sont réalisées au Bureau International des Poids et Mesures à Sèvres avec une précision de $\pm 1\ \mu$Gal. Cela implique une précision relative

1. La répétition des mesures permet également d'éliminer les erreurs grossières éventuelles de manipulation.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

de mesure de $\pm 10^{-9}$. Ce qui correspondrait, par exemple, à mesurer la distance entre Lille et Marseille à un millimètre près. En revanche, lors d'une campagne de gravimétrie en mer, on sera satisfait si la mesure est faite avec une précision de ±1 mGal. La correspondance dans l'exemple précédent est ramenée à un mètre près.

Il est important de distinguer la *résolution* des appareils de mesures et la *précision* des mesures géophysiques.

La résolution des appareils modernes peut être très élevée (nGal sur certains gravimètres relatifs par exemple).

La précision de la mesure sera limitée par la résolution et par d'autres facteurs : erreurs de manipulation, dérives instrumentales, bruits divers (électronique, météorologique, etc.).

Le géophysicien essaie d'obtenir le meilleur rapport signal/bruit dans ses données. Cela passe en général par une phase de « débruitage » des mesures avant leur interprétation. Dans certains cas (sismique par exemple) cela implique des traitements importants sur les mesures.

Enfin, il faut noter que la précision et le nombre de mesures à effectuer sur le terrain vont dépendre de l'objectif à atteindre. Pour des études à hautes résolution, il faudra acquérir beaucoup de données rapprochées et précises. Pour des études à l'échelle du globe, les mesures seront plus espacées.

Un dernier point à considérer est la qualité de la distribution spatiale des mesures. À l'exception des levés aériens ou satellitaires, les mesures sont généralement faites le long de routes ou de profils. La répartition finale des données qui en résulte est souvent très hétérogène. Le géophysicien doit en tenir compte dans ses analyses et interprétations.

Un bon document géophysique doit systématiquement fournir l'information sur la localisation des mesures (là où il n'y a pas de mesures, l'interprétation peut être sujette à caution !).

FORME DE LA TERRE ET MESURES DE LA PESANTEUR

2

OBJECTIFS

Le lecteur trouvera les éléments permettant d'assimiler les définitions et notions de base de la gravimétrie et de la géodésie. Il pourra acquérir des idées précises sur les ordres de grandeur des amplitudes des variations de la pesanteur et du géoïde à la surface du globe et en fonction du temps et sur la manière de les mesurer[1].

2.1 INTRODUCTION

La *gravimétrie* consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps du *champ de pesanteur* de la Terre et des autres corps du système solaire. Elle est étroitement liée à la géodésie, qui a pour objet l'étude de la forme de la Terre, la mesure de ses dimensions et de ses déformations.

La gravimétrie est l'une des disciplines fondamentales de la géophysique. Son champ d'application couvre différents objectifs, parmi lesquels on peut citer :

- L'étude de la *structure interne* à diverses échelles. En effet, les anomalies de pesanteur ou les anomalies du géoïde s'expliquent par la présence d'hétérogénéités de masse dans le sous-sol, depuis la subsurface jusqu'au noyau ! La gravimétrie est donc utilisée en géophysique appliquée et en physique du globe.
- L'étude de ces anomalies permet également de caractériser le *comportement mécanique de la lithosphère*, développement moderne du concept d'*isostasie* qui caractérise la façon dont la partie externe du globe terrestre réagit sous l'action de forces comme le poids d'une chaîne de montagne.
- L'étude des variations temporelles de la pesanteur relève historiquement du domaine des *marées terrestres*, il s'agit des variations de la pesanteur dues principalement à l'action de la Lune et du Soleil sur le globe terrestre.
- Les changements au cours du temps de la répartition des masses dans le système Terre modifient la pesanteur et le géoïde. On analyse les variations temporelles

1. Volontairement, certains aspects ou développements de calculs ont été omis dans cet exposé. Il s'agit, par exemple, des expressions des développements du champ de pesanteur par des fonctions en harmoniques sphériques, ou du calcul permettant de passer des anomalies de pesanteur aux anomalies du géoïde et inversement.
De même, il est fait mention à plusieurs reprises d'algorithmes de calcul, ceux-ci ne sont néammoins pas fournis dans cet ouvrage. Le lecteur intéressé pourra trouver des compléments dans des ouvrages en langue anglaise dont quelques-uns sont mentionnés à la fin du chapitre, ou sur certains serveurs Internet.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

de la pesanteur dans des études *géodynamiques*, *hydrogéologiques* ou *volcanologiques*, par exemple en étudiant les effets éventuellement induits par des mouvements de magma dans les édifices volcaniques sur la pesanteur mesurée en surface. Aux plus grandes échelles spatiales, on a eu très récemment accès avec les missions spatiales dédiées, aux variations de la pesanteur dues aux grandes redistributions de masse liées à l'hydrologie, aux variations de volume des calottes polaires et des glaciers, aux très grands séismes, ...

- Enfin, la connaissance du champ de pesanteur à la surface du globe est indispensable à de nombreuses applications de *géodésie spatiale*, comme la connaissance des orbites des satellites artificiels. Réciproquement, les connaissances sur la pesanteur de la Terre ont été considérablement accrues ces dernières années grâce aux données spatiales.

2.2 Notions de base

2.2.1 Les densités des matériaux géologiques

La *densité* est un paramètre physique qui varie en fonction de la nature des milieux géologiques.

Par définition la densité d'un corps est le rapport entre la masse volumique de ce corps et la masse volumique de l'eau. La densité est donc une quantité sans dimension contrairement à la masse volumique qui s'exprime en $\mathrm{kg} \cdot \mathrm{m}^{-3}$.

Notons que la distinction entre densité et masse volumique n'existe pas en anglais où *density* est toujours donné avec une unité et correspond à la masse volumique.

Le tableau suivant donne quelques valeurs de densité pour des matériaux terrestres.

Tableau 2.1 – Différentes densités des matériaux terrestres.

matériaux	densité	matériaux	densité
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

Une même roche aura une densité variable en fonction de divers paramètres tels que sa porosité, son contenu en eau, sa température et la pression à laquelle elle se trouve. Des sédiments enfouis profondément, donc compactés, auront une densité plus élevée que ceux qui seront restés proche de la surface.

La valeur moyenne pour la croûte continentale superficielle, 2,67 a été choisie comme valeur standard de référence dans les débuts de la prospection gravimétrique, et ce standard est toujours largement utilisé dans les calculs de cartes d'anomalies de Bouguer (voir plus loin).

Comme on va le voir dans le paragraphe suivant, ce sont les variations de densité dans le globe terrestre qui vont créer des variations de la pesanteur : à l'aplomb d'un corps « lourd » la pesanteur sera plus forte qu'à l'aplomb d'un corps « léger » (fig. 2.1). Inversement si on peut mesurer ces variations, on doit pouvoir retrouver les hétérogénéités de densité (valeurs des densités et géométrie des corps) qui les ont créées. On verra plus loin que cette « inversion » n'est pas unique et que plusieurs « modèles » peuvent expliquer une variation observée de la pesanteur. Le choix parmi ces modèles peut être fait grâce à d'autres informations géologiques et géophysiques.

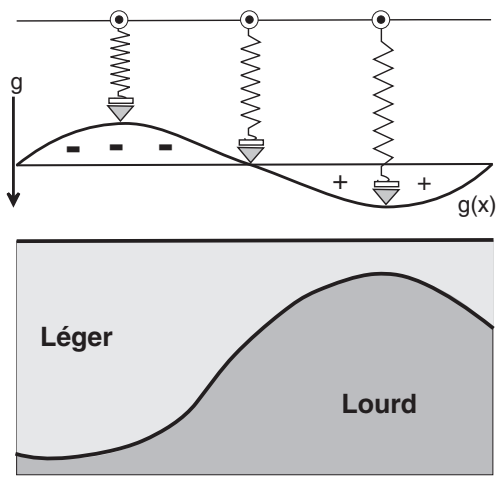

Figure 2.1 – Les hétérogénéités dans le sous-sol sont sources de variations de la pesanteur.

2.2.2 L'accélération de la pesanteur

L'*accélération de la pesanteur* (généralement appelée simplement pesanteur) à la surface de la Terre est l'accélération que subit tout point massique de cette surface du fait de :

- l'attraction newtonienne de l'ensemble des masses de la Terre, qui crée l'accélération gravitationnelle encore appelée gravité,
- l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

La direction de l'accélération de la pesanteur définit la *verticale*. C'est celle du fil à plomb.

Un point à la surface de la Terre subit également l'attraction newtonienne des corps extérieurs à la Terre (à savoir essentiellement la Lune par sa proximité et le Soleil par sa masse). Nous verrons plus loin que l'amplitude de cette attraction variable au cours du temps est beaucoup plus faible que les deux composantes principales de l'accélération de la pesanteur.

Essayons maintenant de calculer une expression approchée de la pesanteur sur la Terre. La loi de base est bien évidemment la loi de Newton de la gravitation universelle, à savoir :

La force d'attraction mutuelle $\boldsymbol{F}$ entre deux masses m et m' dont les dimensions caractéristiques sont petites par rapport à la distance r entre elles (on considère donc des masses ponctuelles) est :

$$\boldsymbol{F} = \frac{Gmm'}{r^2}\boldsymbol{u}.$$

G est la constante de gravitation universelle. Sa valeur est[2] :

$$G = (6{,}67428 \pm 0{,}00067) \cdot 10^{-11}\ \mathrm{m}^3 \cdot \mathrm{kg}^{-1} \cdot \mathrm{s}^{-2}$$

une approximation utile pour les calculs d'ordre de grandeur est :

$$G \approx \frac{20}{3} \cdot 10^{-11}\ \mathrm{m}^3 \cdot \mathrm{kg}^{-1} \cdot \mathrm{s}^{-2}$$

Si l'on considère une distribution de masse homogène dans une sphère immobile, on peut montrer que son effet gravitationnel en un point extérieur est identique à celui d'une source ponctuelle où toute la masse de la sphère serait concentrée en son centre.

Par conséquent si l'on considère une Terre sphérique, homogène (donc de densité constante, mais cela est vrai aussi si la densité ne varie que radialement, en quelque sorte si on considère un « oignon ») et immobile, de rayon r, de masse M ; on obtient l'accélération gravitationnelle (ou plus simplement la *gravité*) à la surface à partir du principe fondamental de la dynamique appliqué à une masse m en surface :

$$F = m\mathrm{g} = GMm/r^2 \quad \text{et} \quad \mathrm{g} = GM/r^2.$$

Mais la Terre tourne ! Cette rotation a deux effets :

- la rotation crée une accélération centrifuge qui s'oppose à la gravité,
- et elle déforme la Terre.

2. D'après la recommandation de 2005 du comité CODATA. Parmi toutes les constantes de la Physique, G est la moins connue. Rappelons que la première détermination en laboratoire a été faite par le physicien anglais Cavendish en 1798.

Donc l'expression ci-dessus de l'attraction des masses de la Terre, obtenue pour une Terre parfaitement sphérique n'est plus valable. Examinons ces deux effets en commençant par l'accélération centrifuge.

Si ω est la vitesse de rotation angulaire de la Terre, la composante radiale de l'accélération centrifuge en un point de la surface du globe situé à une latitude ϕ est $\omega^2 r\cos^2\phi$ (fig. 2.2).

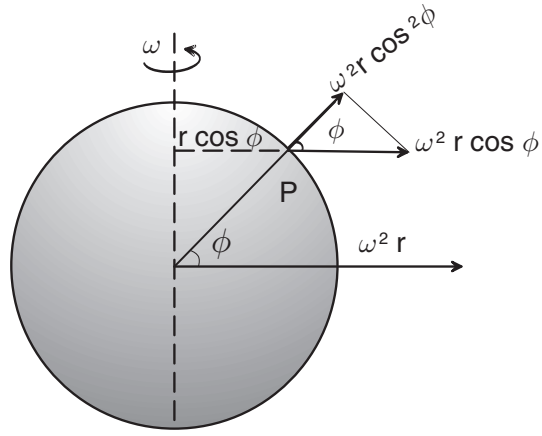

Figure 2.2 – Composantes de l'accélération centrifuge en un point *P* (latitude ϕ) sur la surface de la Terre (sphérique de rayon *r*) en rotation avec une vitesse angulaire ω.

Du fait de la rotation, la Terre n'est pas parfaitement sphérique, elle est aplatie aux pôles. C'est un *sphéroïde*. Il faut donc tenir compte de l'écart à la sphéricité en ajoutant des termes correctifs au terme correspondant à l'attraction newtonienne des masses de la Terre. On montre[3] que l'on obtient alors, au premier ordre, l'expression suivante pour l'attraction des masses de la Terre :

$$g = \frac{GM}{r^2}\left[1 - \frac{3}{2}\frac{a^2}{r^2}J_2(3\sin^2\phi - 1)\right]$$

avec a le rayon équatorial, ϕ la latitude d'un point à la surface de la Terre situé à une distance r du centre de la Terre (donc $a > r > c$, c étant le rayon polaire).

J_2, est un coefficient sans dimension qui rend compte de l'écart à la sphéricité. On démontre que ce terme s'exprime notamment en fonction des moments d'inertie principaux de la Terre, notés C (moment d'inertie autour de son axe de rotation) et A (moment d'inertie autour d'un axe situé dans le plan de l'équateur) : $J_2 = (C - A)/Ma^2$.

La valeur de J_2 est connue précisément en particulier grâce aux satellites artificiels, pour la Terre : $J_2 = 1{,}082\,639 \times 10^{-3}$.

3. Ce calcul sort du cadre de cet ouvrage. Le lecteur intéressé pourra se référer aux ouvrages cités en fin de chapitre.

© Dunod. La photocopie non autorisée est un délit.

Nous obtenons donc finalement l'expression de la pesanteur à la surface d'une Terre théorique considérée comme homogène et en rotation :

$$g = \frac{GM}{r^2}\left[1 - \frac{3}{2}\frac{a^2}{r^2}J_2(3\sin^2\phi - 1)\right] - \omega^2 r\cos^2\phi$$

On retrouve bien la somme de deux termes correspondant à l'accélération gravitationnelle et à l'accélération centrifuge.

Rappelons l'hypothèse de base que nous avons faite : la densité dans la Terre ne varie que radialement. Il est donc probable que la valeur de la pesanteur vraie sera différente de celle calculée avec cette formule du fait des hétérogénéités de masse par rapport à ce modèle radial de densité[4].

2.2.3 Unités

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est de l'ordre de 9,81 $m \cdot s^{-2}$. Nous verrons que les variations spatiales ou temporelles qui nous intéressent varient entre 10^{-8} et 10^{-3} $m \cdot s^{-2}$, il est donc peu commode d'utiliser l'unité du Système International, le $m \cdot s^{-2}$. Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique, à savoir le *milligal* (ou le *microgal*). Ce sont des sous-multiples du *gal* (ou galileo), unité d'accélération dans l'ancien système d'unités C.G.S. (pour Centimètre, Gramme, Seconde). Le gal, ainsi nommé en honneur de Galilée, est donc égal à 1 $cm \cdot s^{-2}$. Le symbole est noté Gal.

> C'est un physicien de Leipzig, A. von Oettingen, qui le premier utilisa le nom Gal pour l'unité $cm \cdot s^{-2}$ en 1896. Un autre scientifique allemand, Wiechert, introduisit le milligal en géophysique en 1901.

L'abréviation pour le milligal est noté mGal, celle du microgal est μGal. On a donc finalement :

$$1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \text{ et } 1\ \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}.$$

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est donc de 981 000 mGal.

Un avantage de l'utilisation du système C.G.S. est d'avoir une même valeur numérique pour la densité et la masse volumique. En effet, un corps de densité 2,5 aura une masse volumique de 2,5 $g \cdot cm^{-3}$ dans le système C.G.S. et de 2 500 $kg \cdot m^{-3}$ dans le système international (S.I.). Cette identité entre valeurs des densités et des masses volumiques dans le système C.G.S. utilisé par les gravimétriciens fait qu'il est courant (bien qu'impropre !) d'utiliser le terme de densité même lorsque c'est la notion de masse volumique qui est impliquée.

4. Avant d'aborder les parties suivantes, le lecteur est encouragé à faire les exercices 2.1 et 2.2.