

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

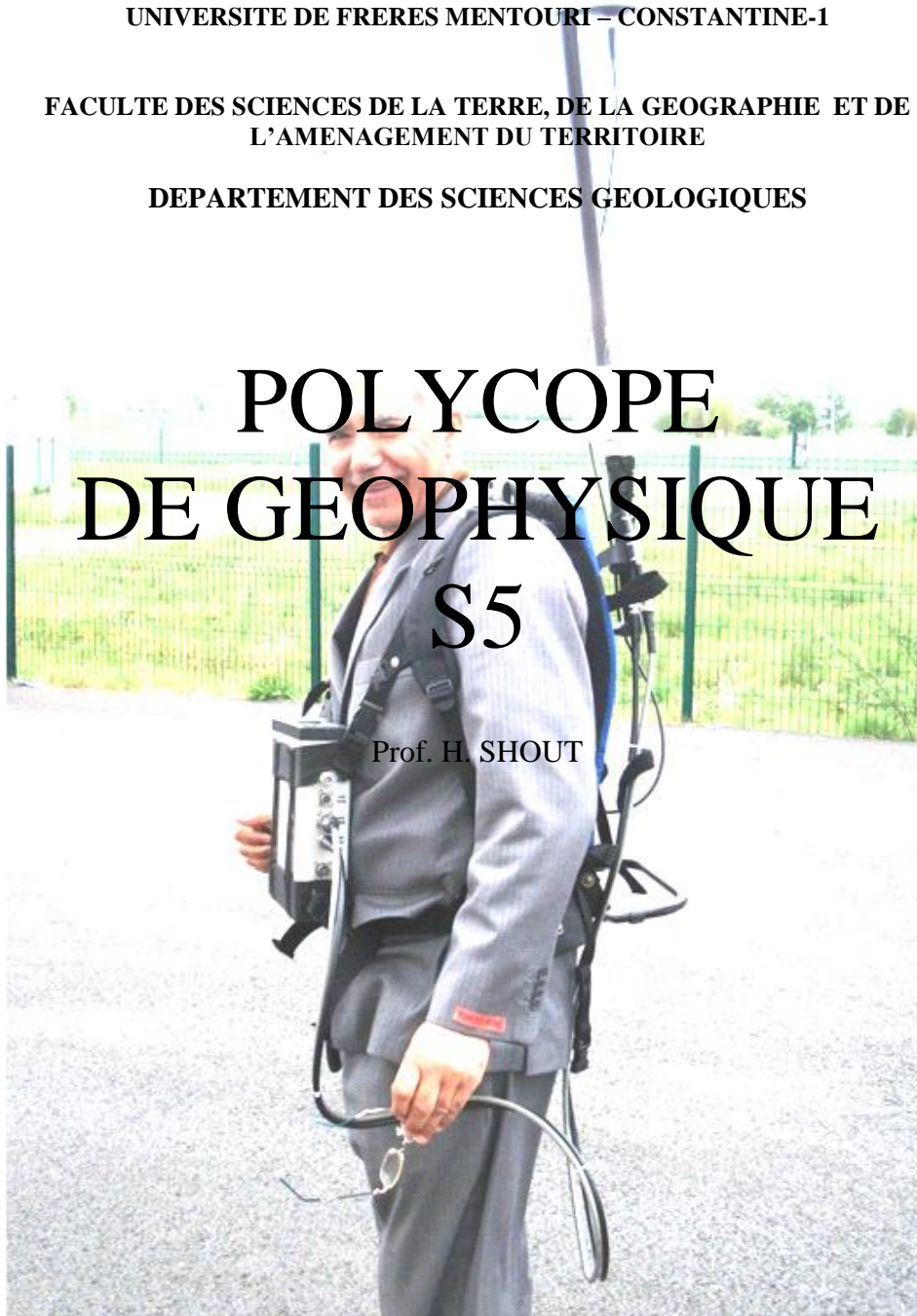
UNIVERSITE DE FRERES MENTOURI – CONSTANTINE-1

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE ET DE
L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE

DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

POLYCOPE DE GEOPHYSIQUE S5

Prof. H. SHOUT



2020

NOTIONS DE BASE

Introduction aux champs physiques

La géophysique est la science qui étudie les phénomènes Physiques dont la terre et l'univers sont le siège. La géophysique est née de l'interaction de ces phénomènes physiques avec les paramètres pétro physiques liés à la roche ou caractéristiques des roches.

Les différents champs physiques qui assurent cette interaction sont : La pesanteur ou la gravitation, l'électricité terrestre et atmosphérique, le champ magnétique (naturel de la terre et induit), le champ électromagnétique tellurique ou artificiel, la vibration (vibrations, ondes), la radioactivité et les radiations (naturelle et artificielle), le champ thermique (énergie solaire, géothermie).

Formalisme fondamental de quelques champs ou phénomènes physiques

- 1- Phénomène Électrique :
- 2- Phénomène Magnétique :
- 3- Phénomène Electromagnétique :
- 4- Phénomène de Pesanteur ou de la gravitation :
- 5- Phénomène de radiation :
- 6- Phénomène thermique :
- 7- Phénomène vibrations et ondes :

- 1- LES LOIS DE L'ELECTRICITE :

Histoire de l'électricité :

Débuts de la théorie

En 1600, [William Gilbert](#) assimile la Terre à un gros aimant^{L1b.3} expliquant les pôles Nord et Sud. Lorsqu'il étudie les boussoles, il compare les attractions d'un aimant et de l'ambre: sur le même effet attractif que la composante "magnétique" de l'aimant, il invente pour l'ambre le mot "électrique"^{L1b.3}. De là nait ce qui s'appelle l'[électricité](#)^{V.1}.

Depuis 1646 en Angleterre le terme « *électricité* » est employé dans la trilogie « gravité, magnétisme, électricité »^{La.3} dont Isaac Newton est un^{extrait.1} des mathématiciens-philosophes.

En 1660, [Otto von Guericke](#) crée une production d'électricité expérimentale avec une boule de soufre frottée par rotation: il constate des étincelles qu'il compare avec les éclairs^{L1b.1}. Une [lumière](#) a probablement été vue à partir de cette machine.

En 1669, [Hennig Brand](#) découvre le phosphore, avec la [lumière](#) qui en est issue¹.

En 1676, [Ole Christensen Rømer](#) évalue la vitesse de la lumière à l'Observatoire de Paris^{L1a.1}.

Entre 1676 et 1689 [Gottfried Wilhelm Leibniz](#) le mathématicien-philosophe propose une théorie vectorielle de la [force vive](#), la « conservation de l'énergie de mouvement relatif des objets » par rapport au temps dans leurs systèmes autonomes. Il est en opposition au [mécanisme théorique](#) de Newton et Descartes issu du « plein » de la "[chose étendue](#)" reliant toute chose, les perceptibles comme les immatérielles.

En 1733, l'[intendant Du Fay](#), en France examinant l'attraction et la répulsion de corps électrisés par frottement, distingue une électricité positive et une électricité négative^{La.4} (électricité *résineuse* venue de l'ambre et du soufre, électricité *vitreuse* ou *vitrée* venue du verre).

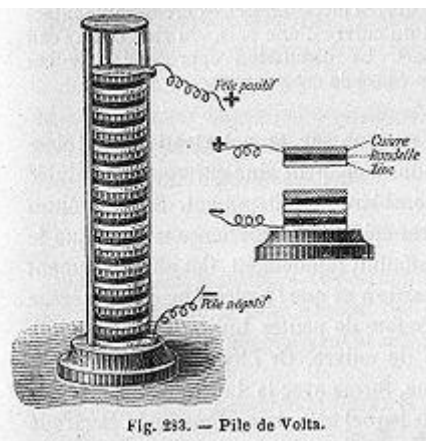
En 1746, le docteur Maimbray en Écosse procède à l'étude de l'effet de l'électricité sur deux plantes, en prémices de l'« [électroculture](#)^{extrait 3} ». Dans cette période des suppositions sont établies de l'existence de l'électricité dans le corps vivant^{L24.1} faites à la suite de l'usage de machine électrostatique.

En 1747, [Jean le Rond D'Alembert](#) établit l'[Équation de d'Alembert](#) de propagation d'onde. (Elle est analogue aux quatre équations de Maxwell du XIX^e siècle)^{L1b.1}.

En 1752, [Benjamin Franklin](#) a la vision théorique que la [foudre](#) est un phénomène dû à l'électricité et invente le paratonnerre: il est mis en place^{V.1} en France en toute première application par [de Buffon](#) et [Dalibard](#) pour le démontrer.

Vers 1770 une expérience de [Luigi Galvani](#), en Italie, va avec des cuisses de grenouilles mises en contact avec différents métaux, mettre en évidence le phénomène de nature nouvelle: la contraction des muscles d'un animal. Pour lui, « l'[électricité animale](#) est une électricité d'une nature différente de celle de l'« électricité de la foudre ». Elle n'est pas en mouvement et se situe dans le corps: il écrit en 1786 « de ANIMALI ELECTRICITATE »^{V.1}.

Cependant en 1773, le chimiste [Henry Cavendish](#) en Angleterre a fabriqué une "maquette" de poisson-torpille avec des [bouteilles de Leyde](#) (connues depuis 1745) imbriquées enterrées. Et une "électricité" de même [nature](#) que la foudre — puisque venant du système du ciel et du sol — y a été constatée avec les mêmes effets contractants (environ 2 500 V) que l'électricité animale du poisson-torpille (environ 250 V)^{V.1}.



En 1799, [Alessandro Volta](#) invente la [pile électrique](#) en empilant alternativement des disques de métaux différents ([cuivre](#), [zinc](#)) séparés par des disques de [feutre](#) imbibés d'[acide](#) qui sont l'image des petits muscles du poisson torpille.

En Italie, Luigi Galvani qui est un tenant de l'« ordre divin » où « Dieu donne vie » est opposé *philosophiquement* à [Alessandro Volta](#), ils appartiennent à deux Universités concurrentes^{V.1}.

Vers 1800, Volta, afin de démontrer et confirmer son point de vue sur les phénomènes électriques, part des observations antérieures du poisson-torpille, simule les nombreux petits muscles interstitiels par des cartons imbibés entre des plaques et surtout les empile en série^{L15.1}. Il met au point le premier objet qui fournisse de l'« électricité » sans *transformation d'un mouvement mécanique* et de façon continue: la [pile voltaïque](#) ancêtre de la [pile électrique](#)^{V.1}. Le « *fluide électrique* » ayant des « *goûts différents sur la langue* » selon leur [inventeur](#) (électricité générée par la transformation chimique de métaux avec la salive).

Le courant continu "artificiel" de basse tension est ainsi une conséquence de la tenue des expériences sur le vivant animal démonstratrices des philosophies différentes^{V.1}. Elle montre que la recherche initiale de la connaissance physique est intuitive et associée à la perception par les sens humains.

Premières découvertes : électricité statique

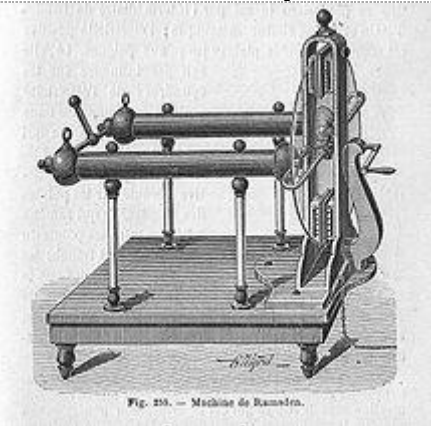


Fig. 255. — Machine de Ramsden.

une machine de [Ramsden](#) électrostatique à disque en verre frotteurs en cuir, peignes collecteurs et éclateur à l'arrière

Les premières recherches factuelles concernant l'électricité avant l'avènement de l'[électromagnétisme](#), se focaliseront sur la [charge électrique](#)^{La 5} des objets donnant les [phénomènes électrostatiques](#).

Précédemment observée par ses effets d'attraction des corps légers ou bien de "décharge" par étincelles, l'électricité résineuse ou vitreuse en équilibre dans les corps "chargés" (en analogie avec la charge pondérale et le [matériel de levage](#)) aboutit au concept d'« électricité statique ». Avec la production d'une "charge" d'électricité avec des [machines](#) « à frottement »^{V1} peuvent commencer les premières expérimentations concrètes. Le premier exemplaire pratique fut celui de [Francis Hauksbee](#) avec un globe de verre en [1705](#).

Suivant les façons de faire en bonne société, des spectacles popularisent « l'électrique » (terme anglais « *electric* » d'époque) grâce aux pouvoirs de fascination de ce qui devient le « nouveau [feu sacré](#) » dans le monde du merveilleux.

On crée alors la « *physique amusante* », physique scientifique qui s'occupe de la « danse électrique », de la « blquette », petite étincelle sortant du doigt s'approchant d'un corps chargé...Ainsi des « électriciens »^V¹ ([présentateurs](#)) se chargent en électricité capable par décharge de produire des étincelles pouvant allumer de la poudre noire, enflammer de l'alcool ou fournir une secousse aux spectateurs. La mode est de faire l'expérience de la « béatification électrique »^{V1} chaise isolante sur laquelle se tient une personne portant une couronne métal produisant un halo (d'[électroluminescence](#) dû au [champ électrique](#)), spectacle du physicien [Georg Matthias Bose](#)^{L16 1,2}.



Démonstration d'une machine d'"électricité médicale" par [George Adams](#) (en)^{L28 1}, dans son livre « An Essay on Electricity, to which is added an Essay on Magnetism » (1784). Gravure de J. Lodge, (1799).

L'utilisation médicale antique de l'électricité ([#L'usage de l'électricité produite par des êtres vivants](#)) se poursuit dans les mêmes temps. [Jean Jallabert](#), utilise une machine électrostatique en [1748](#) et parvient à obtenir une amélioration notable en dirigeant la décharge sur les muscles d'avant-bras chez un patient paralysé.

L'utilisation thérapeutique de l'électricité se répand en Angleterre, elle est documentée dès [1767](#) à Londres, avant les démonstrations anatomiques de [Luigi Galvani](#) vers [1770](#).

[Jean-Paul Marat](#) en août [1783](#) se voit décerner le prix de l'Académie de Rouen pour son Mémoire sur l'[électricité médicale](#).

[Ramsden](#) qui est essentiellement un opticien s'intéressant au repérage des étoiles, en [1766](#) fabrique sur le mode utile une première machine avec boule de chargement d'électricité qui remplace les machines de Hauksbee à globe de verre. L'effet de pointe déjà vu par [Benjamin Franklin](#) y est utilisé.

En [1785](#), après les travaux de [Benjamin Franklin](#), [Luigi Galvani](#), [Henry Cavendish](#) - qui a établi que le « fluide électrique se déplace en surface »^{L1b1} - et les constats d'existence de l'électricité donnés par les [électroscopes](#), mais avant les travaux d'[Alessandro Volta](#), [Charles Coulomb](#) présente un deuxième mémoire à l'[Académie des sciences](#). Il expose la loi selon laquelle les corps chargés électriquement interagissent avec la quantité d'électricité ([charge électrique](#)) et la distance géométrique. Il développe la [Balance de Coulomb](#) instrument de démonstration et de mesure permettant la vérification de sa loi en indépendance de la nature de l'électricité en discussion: animale ou foudroyante, positive ou négative.

Conduction électrique

Au XVIII^e siècle les expériences de [Stephen Gray](#)^{V1} marquent la découverte de la [conduction électrique](#) et distingue les matières isolantes et conductrices. Dans des spectacles basés sur l'électricité « positive ^{La4} », en [1720](#), il met en scène ses « electric boys », jeunes garçons suspendus au plafond par des balancelles munies de cordes en soie ou isolés du sol sur des tabourets en verre. Électrisés, ils émettent des étincelles si on place un conducteur devant eux ou attirent avec leur main des feuilles d'or. En février [1729](#), ayant frotté un grand tube de verre fermé par deux bouchons de liège, il constate « qu'il y avait certainement une « vertu³ attractive » communiquée au bouchon par le tube excité ». Il parvient alors à transmettre sur de grandes distances le pouvoir d'attraction en utilisant une ficelle de 80 mètres de longueur environ, suspendue par des fils de soie. L'expérience échoue avec la suspension par des fils en laiton, amenant Gray à diviser les substances en isolants et conducteurs⁴.

La découverte de la [bouteille de Leyde](#) contenant de l'eau comme récepteur de la charge électrique stockée par l'isolation du verre donne en [1745](#) l'ancêtre des [condensateurs](#) avec leur conception du matériau [diélectrique](#).

Mais surtout, par le hasard^{V1} expérimental à Leyde, on remarque la secousse plus violente de la décharge de l'électricité reçue par lui si l'expérimentateur est en contact avec le sol. Par l'analogie faite avec le transport des fluides liquides portés sur un bateau naviguant sur un autre fluide liquide^{V1}, la mer immense et sans mouvement de descente, l'électricité est théorisée comme un élément à charge de deux natures: électricité positive et électricité négative qui s'annulent mutuellement et fournissent une force puissante entre la machine de charge et la planète Terre. Il s'agit du « fluide électrique » en excès ou en défaut dans la matière (dont la nature "atomique" n'est pas envisagée au XIX^e siècle^{L1b1}).

La notion de courant électrique est née: l'électricité n'est plus seulement statique.

Dans la période 1780 [Henry Cavendish](#) a imaginé cette notion de « charge condensée d'électricité qui est proportionnelle au "degré d'électrification" (différence de "potentiel électrique^{La2}") » de la bouteille^{L1b1}.

Fin du XVIII^e siècle, on s'interroge beaucoup sur le lien entre l'électricité et la vie, on marque de l'intérêt pour les « poissons foudroyants »⁵.

XIX^e siècle

Courant électrique dans la société

Au cours de ce [XIX^e siècle](#), la formalisation des phénomènes électriques et magnétiques s'appuie sur une structuration de conception par l'esprit en Occident: la « [pensée moderne](#) ». Elle a pour maxime^{extrait}

⁴ institutionnelle « Scientia et Labore »(*savoir et travail* -lat.).

Elle est une reprise et continuation de la théorie de^{extrait 1.L10.1} Newton constituée en mode de pensée [analogique](#) - partant de phénomènes ordinaires tels que les courants d'air légers pouvant emporter une plume et la pomme qui tombe et aboutissant au [CQFD](#) des mathématiques.

Cette théorie donnant les lois de l'électricité est celle des [flux](#), les fluides ou forces associés aux distances géométriques sans transport de matière, et des entités -(quantités définies unitairement) toutes mesurables même si non visibles et sans masse perceptible.

La réforme de la science chimique et physique à la Révolution française élimina la théorie culturelle des « [quatre \(ou cinq\) éléments](#)⁶ et des « [humeurs](#) ».

Avant cela historiquement, la conception du « plein » et du « vide » posait un questionnement au XVII^e siècle avec par exemple la formulation de l'atmosphère terrestre en épaisseur, forme et consistance (l'invention du corps physique « gaz » est débutée par un [médecin](#) vers 1670 qui amorce la substitution de la chimie^{L1c1} à la place de l'[alchimie](#)).

Au XIX^e siècle cela se poursuit dans la science pour les deux éléments métaphysiques préalables à la démarche de Newton² du « [rien](#) » et du « quelque chose », résolus ultérieurement à l'aide de la théorie des [ensembles](#) mathématiques qui produira une image correcte de la réalité.

Physiquement « le plein » a une transparence à la lumière qui est un problème, et pour ce qui concerne une vision avec « le vide », la conduction de rayonnement attend aussi une explication; Ils peuvent véhiculer des « fluides ».

On fait alors usage des inventions pratiques comme celle de l'« [éter](#) »^{L1b1} (dispositif « faux » abandonné^{L14.1.La6} ultérieurement) et de l'[ion](#)⁸ (dispositif qui sera reconnu « vrai » lorsque les moyens techniques le permettront).

On effectue une théorisation déterministe^{note 2,La 7} de « savoir exact^{L34.1} » et qui s'appelle la « [Science](#) »^{L3.1}.

On applique cependant la terminologie grecque qui était, elle, issue de la pensée philosophique de la création « sacrée^{extrait 5} ».

Un vocabulaire sur l'électricité se constitue^{extrait 6} avec pour références initiales les machines à frottement qui sont « chargées^{La 5} » d'électricité statique, plus la puissance électrique fournie par la chimie avec les électrodes et enfin le magnétisme⁹.

En même temps se formule une religion^{L5.1} dogmatique^{note 1} du progrès humain^{extrait 4} par la science^{note 3} pour dire le « pourquoi » des choses, cela avec des concepts de « principe universel »^{L1c.2} en équivalence avec celui de la religion ([Scientisme](#))^{extrait 7}.

Le constat, dans la période 1820-1825 par André-Marie Ampère lorsqu'il définit la loi du « [Bonhomme d'Ampère](#) », que l'aiguille aimantée ne pointe pas vers le fil électrique trouble toute la communauté des savants, qui n'y trouve pas d'explication. Ceci n'est pas cohérent avec la théorie Newtonienne de la [Mécanique](#) qui comprend force et direction et vitesse du mobile liés.

La « Recherche fondamentale » se déploie pour trouver une explication, c'est le constat qu'il existe une autre « sorte de force »¹⁰.

En 1831, [Michael Faraday](#) aborde la notion de « *courbes magnétiques* » avec de la limaille de fer jetée sur un papier au dessus d'un aimant : elles dessinent des « *lignes de force* », celles du « *flux magnétique* ».

La notion de « [champ](#) » pour la science des phénomènes comportant un effet mécanique est née¹¹ avec les [repères cartésiens](#).

La [mathématique](#) qui doit représenter cela aborde l'« [espace vectoriel](#) » de façon [topologique](#) avec le [nombre complexe](#). Cet espace deviendra [normé](#) en fin de siècle et cet espace reposera encore la notion [Leibnizienne](#) de l'[infini](#) du siècle précédent.

La nature de l'électricité et du magnétisme est hors de portée de la perception sensorielle humaine usuelle, qui ne perçoit en permanence que la gravité, elle se définit par l'usage conventionnel.

Ainsi naît la houille blanche, par analogie de pensée expérimentale^{extrait 7} avec le courant puissant de l'eau et de ses chutes canalisées, effective au tournant du siècle à partir de la Suisse et l'Autriche puis la France, par le turbinage électrique, qui continue le modèle des moulins mécaniques vent et eau très implantés dans l'industrialisation naissante au Moyen Âge. L'époque du XIX^e siècle est encore celle de la [houille](#) en usage industriel intense dans la métallurgie; ce terme est un mot imagé pour désigner toute forme d'énergie, sa distillation ayant donné au début du siècle le [gaz manufacturé](#). Cette époque de l'énergie nécessaire à son fonctionnement de production d'objets dans les pays développés démarre aussi en son milieu l'usage du [pétrole](#).

L'*utilité économique* ([brevet](#)) des phénomènes que constituent^{L1b2} le « courant électrique », le « champ électrique », le « champ magnétique » et, les « ondes », est la motivation de la recherche des lois qui modélisent. Dans cette démarche de [progrès](#) le hasard a sa part. C'est une démarche autant pragmatique que scientifique, (par exemple l'électrotechnique¹² des machines à noyaux plongeurs reprenant le « Système bielle-manivelle » des machines à vapeur existe en même temps que celle des machines rotatives).

Le déterminisme de la physique classique¹³ se met en place pour la pratique avec l'invention des premiers appareils de mesure du « courant électrique ». [André-Marie Ampère](#) définit la première unité de mesure du courant électrique, l'[intensité d'un courant électrique](#), aboutissant au premier [ampèremètre](#) en 1821, il crée et définit les termes distinctifs « électrostatique » et « électrodynamique », il invente le terme de « tension électrique^{La 8} »^{L1b 1}.

La curiosité sur les phénomènes dans leur ensemble se poursuit, elle amène à quantifier pour former les caractéristiques: ainsi la vitesse de propagation de l'électricité est l'objet de recherches analytiques^{L20}¹ essentiellement en Allemagne.

En 1832 [Joseph Henry](#) crée l'unité de mesure d'induction électrique qui servira à calculer tout ce qui utilise l'« électromagnétisme »^{L23 1}.

L'électricité est un nouveau [média](#) technique qui permet la communication à distance dès le milieu du XIX^e siècle en remplacement du télégraphe optique (avec un langage articulé à trois états électriques: rien, créneau bref, créneau long)^{V 2}. Elle fait l'objet d'une [Convention télégraphique internationale](#)^{extrait 8} avec son usage généralisé après la première liaison Baltimore-Washington aux États-Unis (1844)¹⁴. La téléphonie se développe^{L23 2}, elle permet une télécommunication instantanée installée dans des zones d'habitat dense. L'électricité « vecteur de message » autrement dit « vecteur de communication » ou encore « [vecteur d'information](#) » est né. Il existe en importance applicative avant le « vecteur énergie ».

L'électricité peut devenir à la fin du XIX^e siècle une énergie produisant des mouvements mécaniques à source distante, le hasard de l'installation^{note 4} d'un « [circuit électrique](#) » entérine le constat de la conversion pratique en [énergie cinétique](#) et de la réciprocité.

Cet usage possible s'ajoute à ses utilisations potentielles déjà constatées à partir des effets calorifiques, lumineux et chimiques.

C'est l'aboutissement de l'avancement technique préalable des industries des matériaux conducteurs et cela induit le développement des ateliers et usines d'emboutissage et de tréfilage d'alliages de cuivre amagnétiques, ceux d'aciers résistants (fils électriques, "résistances électriques"^{note 5}).

En même temps s'effectue la croissance de l'industrie des [isolants électriques](#) avec le développement des industries du [verre](#), de la [porcelaine-céramique](#), du [caoutchouc](#) ou du bois. À ces matériaux déjà en place pour d'autres usages s'ajoutent au début du XX^e siècle la [bakélite](#) et les [verniss](#) puis les [huiles](#) pour la science du [bobinage](#)^{note 6}. La science mécanique des plaques et coques et profilés métalliques assemblés est mise à profit, l'industrialisation devient possible.

L'électricité peut alors sortir d'une production utile et non expérimentale jusqu'alors essentiellement obtenue par des effets de réactions chimiques, que cela soit pour des communications ou encore à ses débuts la fabrication de la lumière artificielle, etc. Elle entre alors dans la conversion d'énergie physique^{L37 1}.

L'électricité est une nouveauté conceptuelle pour son époque, elle se détache de son aspect d'outil, elle suscite un engouement populaire dans le dernier tiers du XIX^e siècle.

La culture moderne est aidée dans sa diffusion par la prospérité des revues, journaux et affiches de communication.

L'électricité est déclinée à cette époque dans les pays comme Les États-Unis, l'Angleterre, la France sous son aspect scientifique dans les feuilletons de journaux, et du théâtre¹⁵ autant que sous son aspect d'idéal ludique.

Le transport d'électricité change le paysage des pays qui en développent l'usage sur des distances qui peuvent être longues; Cela surtout si l'énergie vient de l'eau^{L23 3}.

Les zones urbaines commencent à se différencier plus fortement encore à la fin du siècle; L'habitat somptueux nouveau est dans cette pratique fortement ostentatoire^{extrait 7} du luxe de l'électricité pratique et confortable^{extrait 9}.

Il s'agit tout d'abord des premiers [gratte-ciels](#), qui deviennent un signal dans l'échelle des valeurs modernes^{R 1}.

La banlieue industrielle — qui se différencie des faubourgs artisanaux historiques — est une zone qui se définit entre autres par le fait de l'usine utilisant de l'énergie et par ailleurs fabricant son électricité pour la livraison à soi-même. Cet établissement industriel agglomère autour d'elle l'habitat de ses ouvriers, géré par elle ou installée « par la force des choses » sans plan d'urbanisme en « mitage » de la campagne¹⁶.

Au moment où on détermine que électricité et lumière sont liées parce que le [plus petit élément porteur d'électricité](#) va à la « [vitesse de la lumière](#) »^{La2} s'ajoute à la fin de siècle l'étude de la radio-activité dans ce qui poursuit la mise en théorie du « quelque chose » qui est « électricité » en [dualité onde-corpuscule](#).

Conduction électrique

En 1827 [Georg Ohm](#) publie^{L234} et énonce la loi des courants électriques en circuit sans composant électromagnétique, la [loi d'Ohm](#). Elle deviendra après le XIX^e siècle la loi fondamentale des circuits par l'extension de son concept philosophique appartenant à « l'école du [contactisme](#)⁸ », autant que par sa conception physique de [système](#) en équilibre, conception modélisée par la mathématique de la géométrie. Une des ébauches de la [systémique](#).

Article détaillé: - [Ion](#) -

Plus: [Théodor Grotthuss](#), [Histoire de l'électrochimie](#), [Électrolyse de l'eau](#), [Histoire de l'électrophysiologie](#)

En 1874, [Friedrich Kohlrausch](#)¹⁷ établit la loi sur la conductivité des électrolytes¹⁸. En 1875, [Gabriel Lippmann](#) fabrique un électromètre avec ce qui sera nommé l'[électromouillage](#). En 1887, [Svante August Arrhenius](#) élabore la théorie acide/ base de la dissociation ionique¹⁸. En 1889, [Walther Nernst](#) formule la dynamique électrochimique¹⁸.

La théorie de l'[ionisation](#) se met en place à partir du milieu du siècle. Elle définit « l'école du [chimisme](#)⁸ », elle représente une pensée^{La9} qui structure de façon transversale la société moderne composant entre le biologique [vivant](#) comprenant la « [force vitale](#) » et le physique inerte ou [dynamique](#). Cet ensemble de notions utilise toujours la théorie mécaniste Newtonienne de l'attraction particulière qui lie celles-ci par le mouvement, tout en donnant à leur ensemble, la structure composée, une forme globale (un volume) et une masse^{extrait}¹⁰ en y ajoutant l'attraction par le champ électrique.

Le comportement physique et chimique des atomes connus est établi dans la [table des éléments](#) de [Dmitri Mendeleïev](#) en 1869, sa configuration permet de prédire les propriétés des éléments inconnus qui vont le compléter.

La [chimie physique](#) est mise en place. L'isolation de circuits électriques a d'abord été un constat de propriétés de matériaux solides dans un environnement en fin de XIX^e siècle: les télécommunications ont fait leurs essais avec l'emploi des matières rigides traditionnelles (verre, porcelaine, mica, bois) et ont essayé des matières souples de textile et de papier imprégnés avec des goudrons, des [gommes](#) et résines avec des résultats variables.

La planète Terre est connue depuis l'invention de l'électricité statique et la Bouteille de Leyde pour être un élément conducteur. La conduction depuis le générateur avec un seul fil jusqu'à l'utilisateur et le retour par la terre a existé dans des projets mis en place comme ceux de clôtures électriques pour le bétail, mais aussi dans ceux de réseaux de distribution ruraux économiques d'énergie électrique (qui seront effectifs dans le monde au XX^e siècle^{note7}).

Force de Coulomb[\[modifier | modifier le code\]](#)

La force exercée par une [charge électrique](#) q_1 placée au point sur une charge q_2 placée au point s'écrit ,

où $\epsilon_0 \cong 8,854 \times 10^{-12} \text{ F} \cdot \text{m}^{-1}$ est une constante universelle appelée [constante diélectrique](#), ou [permittivité du vide](#). La loi de Coulomb n'est pas valable pour des charges en mouvement mais uniquement dans un référentiel où elles sont toutes les deux fixes. La loi de Coulomb, énoncée ainsi, l'est en réalité dans un système d'unités où la [charge électrique](#) est une grandeur physique non commensurable avec toute autre unité issue de la [mécanique newtonienne](#). Cette nouvelle unité motive l'introduction de la constante diélectrique pour que le rapport du produit de deux charges électriques à la permittivité du vide soit une unité de mécanique (en l'occurrence une [force](#) multipliée par une [surface](#)). On peut, de façon alternative mais souvent peu éclairante, utiliser un autre système d'unités ne faisant pas appel à une nouvelle unité

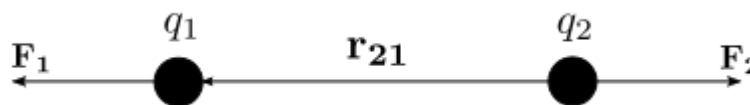
pour la charge électrique. Le système d'unités le plus fréquemment utilisé est le [système CGS](#), où la loi s'écrit plus simplement

Dans ce cas, les distances doivent *impérativement* être exprimées en [centimètres](#) et les forces en [dynes](#). La charge électrique possède alors l'unité hybride appelée [unité électrostatique](#), ou « esu », issu de l'[anglais](#) *electrostatic unit*, puisque le système CGS est principalement utilisé dans les pays anglo-saxons.

Description scalaire, vectorielle et graphique [\[modifier\]](#) | [modifier le code](#)

La loi de Coulomb peut être énoncée comme une expression mathématique de forme [scalaire](#) et [vectorielle](#) :

où ϵ_0 est la [permittivité du vide](#), q_1 et q_2 sont les magnitudes positives ou négatives des charges, le scalaire r est la distance entre les charges, le vecteur \mathbf{r}_{21} est la distance vectorielle entre les charges et \mathbf{e}_{21} , c'est-à-dire un vecteur unitaire pointant de q_2 vers q_1 .



La forme vectorielle ci-dessus calcule la force \mathbf{F}_1 appliquée sur q_1 par q_2 . Autrement, si on utilise \mathbf{r}_{12} , alors l'effet sur q_2 est calculé, bien que cette quantité peut être calculée facilement via

la [troisième loi de Newton](#) : $\mathbf{F}_2 = -\mathbf{F}_1$. Le vecteur \mathbf{r}_{21} donne donc la direction de la force, mais c'est le produit scalaire $q_1 q_2$ qui détermine si la force est attractive ou répulsive : si $q_1 q_2$ est positif, la force est répulsive ; si $q_1 q_2$ est négatif, la force est attractive³.

Constante de Coulomb [\[modifier\]](#) | [modifier le code](#)

Le préfacteur qui intervient dans l'expression de la loi de Coulomb est aussi nommé constante de Coulomb, et est défini à partir de la [permittivité du vide](#) :

$$8,987\,551\,787\,368\,176 \times 10^9 \text{ N m}^2 \text{ C}^{-2}$$

Paramètres pétro physiques liés à la roche ou caractéristiques des roches.

Les paramètres pétro physiques des roches (caractéristiques des roches) sont : La densité, la résistivité électrique, la susceptibilité magnétique, l'élasticité (paramètres élastiques), la permittivité électrique ou diélectrique, la température, la porosité, la perméabilité, le rayonnement ou radiation.

Ainsi à chaque relation établie entre propriété physique de la roche (paramètre physique de la roche) et champ physique se construit une méthode géophysique, nous avons par conséquent :

- 1- la méthode gravimétrique construite à partir de la relation « densité des roches » et « force d'attraction ou de gravitation »
- 2- La méthode magnétique construite à partir de la relation « susceptibilité magnétique des roches » et « champ magnétique terrestre »
- 3- La méthode sismique construite à partir de la relation « paramètre élastique des roches ou paramètres élastiques de Lamé, traduisant les relations forces et déformations conduisant à la relation vitesse des ondes de compression ou de déformation » et le phénomène physique vibrations-ondes.
- 4- La méthode électromagnétique construite à partir de la relation « permittivité électrique ou diélectrique, perméabilité magnétique des roches » et « champ électromagnétique naturel ou artificiel »
- 5- La méthode électrique construite à partir de la relation « résistivité ou conductivité des roches » et « champ électrique »
- 6- La méthode radioactive construite à partir de la relation « éléments radioactifs présents dans la roche Uranium, Thorium » et champ radioactif « α , β , γ »

Les propriétés physiques des roches

Une roche : Une roche peut être définie comme un assemblage de minéraux ayant hérité de liaisons plus ou moins fortes au cours de son histoire géologique. La description d'une roche se fait sur un échantillon observé à la loupe et éventuellement au microscope optique polarisant ou électronique à balayage. On décrit la texture, les minéraux présents, la taille des grains, les fissures et les altérations.

Le nom d'une roche est donné en fonction de sa composition minéralogique, de sa texture et de son mode de formation. Ce dernier conduit à distinguer trois grandes familles de roches : sédimentaires, métamorphiques et magmatiques.

Les propriétés ou caractères physico-chimiques des roches adoptés pour les études géophysiques doivent, à la fois, être suffisamment différenciés ou contrastés d'un milieu à l'autre ou d'une roche à l'autre et d'autre part fortement ressentis (forte amplitude) afin d'assurer un bon enregistrement du signal par les différents capteurs géophysiques

2-1 - Densité des roches

Ce sont les méthodes Gravimétriques qui étudient l'effet de la répartition des roches du sous-sol (**densité**) sur le champ de pesanteur terrestre (roches denses ou roches légères).

On mesure généralement les variations de l'accélération " $g_{\text{gravité}}(\mathbf{d}_{\text{densité}})$ " de la pesanteur entre les différents points répartis sur la surface du sol: On utilise pour cela des appareils appelés "gravimètre".

2-2 - Propriétés magnétiques des roches.

Ce sont les méthodes magnétiques: Susceptibilité magnétique et magnétisme rémanent qui étudient l'effet de la répartition des roches du sous-sol (**susceptibilité magnétique**) sur les variations du champ magnétique terrestre d'un point à l'autre de la surface.

Le contraste magnétique entre les roches, permet de localiser les gisements ferromagnétiques, grâce à des appareils dits:

Magnétomètres, permettant la mesure des variations du champ magnétique total et induit.

2-3 - Vitesse de propagation d'un ébranlement dans les différentes roches.

Les vitesses de propagation des ébranlements générées souvent à la surface dépendent des constantes élastiques des roches et de leurs densités.

Ce sont les méthodes sismiques qui mesurent et étudient les temps de propagation des ondes élastiques entre un point d'explosion(dynamite) ou un ébranlement(vibreux) et un certain nombre de sismographes ou géophones convenablement placés à la surface du sol.

Les temps observés dépendent des trajets parcourus c'est-à-dire à la fois de la répartition des terrains et de leurs "vitesse" respectives fonction des propriétés élastiques des terrains traversés. On distingue la sismique réfraction (réfraction des ondes sismiques) et la sismique réflexion (réflexion des ondes sismiques)

2-4 - Propriétés électriques des Roches (résistivité)

Les méthodes électriques étudient les variations en surface et en profondeur du potentiel créés par le passage d'un courant électrique dans le sous sol, qui est fonction de la résistivité des roches traversées (corps conducteurs ou résistants).

Selon les procédés mis en œuvre: Nous distinguons les sondages électriques (champ électrique artificiel ou provoqué), telluriques et électromagnétiques (composantes électriques, naturelles ou artificielles-provoquées).

2-5 - Propriétés électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques étudient les variations en subsurface et en profondeur de composantes du champ électromagnétiques (E et H), suivant les directions (X, Y, Z).

Les composantes du champ électromagnétiques s'expriment en fonction de la résistivité et également en fonction de la permittivité diélectrique et de la perméabilité magnétique relative des roches.

Dans le cas du géoradar, on exploite la vitesse de propagation de l'onde H_z .(permittivité diélectrique des terrains traversés).

2-6 - Propriétés radioactives

C'est la propriété de certaines "roches" de contenir des traces d'éléments radioactifs (Uranium, Thorium etc.), produisant des isotopes radioactifs, cette transformation ou désintégration est à l'origine d'émission de rayonnements radioactifs.

Les rayonnements émis produisent sur la matière des effets "d'ionisation, de perturbation du réseau cristallin, de luminescence, ou d'effet chimique ou calorifique.

Ainsi on exploite ces rayonnements « α , β , γ » pour étudier la nature des terrains ainsi que leur âge.

2-7 - Propriétés thermiques

Les roches en surface ou en profondeur sont de très bon conducteur de chaleur, elles reçoivent et transmettent de l'énergie calorifique « roches en contact avec le magma, rayons solaires » on exploite ainsi la température (t°) qui exprime le degré de chaleur ou d'énergie contenu dans la roche.

Nous avons pour cela des gradients géothermiques qui traduisent la variation de la température en fonction de la profondeur vers le centre de la terre et vers le soleil.

METHODES DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE

(Principe de base ; objectifs ; choix des méthodes)

Le rayon d'action de la géophysique ne cesse de se développer surtout la géophysique dite de sub surface (géophysique de la tranche superficielle)

Nous pouvons néanmoins la subdiviser en cinq classes:

- ✚ La géophysique des grandes profondeurs (tranche très profonde)
- ✚ La géophysique interne "Mesures dans les puits de forage"
- ✚ La géophysique des moyennes profondeurs (tranche moyennement profondes)
- ✚ La géophysique de sub surface (tranche superficielle)
- ✚ La géophysique spatiale.

La Géophysique des grandes profondeurs (5 à 100 Km), offre la possibilité d'études dans le domaine de la sismologie, volcanologie, océanographie, tectonique (mouvement des plaques et continents).

La Géophysique des moyennes profondeurs (50m à 3000 m), offre la possibilité d'études dans les domaines de la recherche pétrolière, géothermique, minière, hydrogéologique, et études des bassins sédimentaires.

La Géophysique des faibles profondeurs (la partie superficielle de la terre dite de subsurface (de quelques centimètres à 50 m), offre la possibilité d'études dans les domaines des sciences de la terre (géologie), dans les travaux publics, génie civil et militaire, archéologie et pédologie, environnement, climatologie.

La Géophysique aéroportée et spatiale offre la possibilité d'études de la surface terrestre de l'atmosphère terrestre, (météorologie et climatologie), de la géodésie.

En dehors de l'atmosphère c'est l'astrophysique une branche de la géophysique qui s'intéresse à la vie et à l'évolution des astres dans les couffins de l'univers.

La Géophysique Interne (diagraphie) offre la possibilité d'étudier tous les terrains traversés par un forage ; afin de fournir toutes les indications et informations paramétriques des roches traversées longitudinalement et transversalement (recherche pétrolière, hydrogéologique et géothermique).

La Médecine fait appel également dans son investigation à ces méthodes, dans le domaine de la radiologie, imagerie et traitement du signal.

La géophysique des grandes profondeurs

La géophysique en générale s'efforce donc, par des mesures paramétriques précises, étudier, dans une portion de l'écorce terrestre, la répartition dans le sous-sol d'un caractère physico-chimique donné, ce caractère variant d'une couche ou série stratigraphique à l'autre, et permet d'en déduire par des méthodes d'interprétation directes et inverses la forme la profondeur ainsi que la puissance de la structure ou couche de terrain donné.

La présence des hydrocarbures dans le Sahara Algérien, a induit d'énormes études de reconnaissance en Géophysique et cela depuis le début des années 1940.

Les méthodes géophysiques des grandes profondeurs exploitées regroupent les méthodes magnétiques, gravimétriques, aéromagnétiques, magnétotelluriques et séismiques.

Les premières prospections géophysiques de grandes reconnaissances ou de grandes profondeurs, (la magnétotelluriques) fut réalisée dans le bassin sédimentaire saharien, entre 1949 et 1962.

Une étude géophysique de grandes reconnaissances **aéro magnétique** et gravimétrique recouvrant tout le territoire national y compris espace maritime et côtier, fut réalisée par la compagnie Américaine Aéroservice (1973 à 1975), qui avait pour but une meilleure définition en profondeur des bassins sédimentaires sahariens (pétroliers) et miniers.

Des études sismologiques ont été réalisées par Hadiouche et Jobert 1988 sur des sismogrammes de 27 séismes de magnitude supérieure à 5.6 par différents réseaux régionaux et Internationaux

Ce travail consistait à étudier la dispersion des ondes de Rayleigh dont la période est comprise entre 20 et 200 seconde et celles de Love entre 20 et 125 secondes pour tout le continent africain.

L'étude montre également que le continent africain présente une région lithosphérique rapide sous les zones cratonique s'étendant du NW au SE du continent.

La synthèse de toutes ces études géophysiques effectuées au niveau de la plate forme saharienne et du Hoggar présente une bonne corrélation entre l'anomalie géothermique caractérisée par de fortes valeurs de flux de chaleur (130 Mw/Km²), l'anomalie négative de -100 mgal d'amplitude et une relative faible vitesse sismique dans la lithosphère.

6- La géophysique des moyennes profondeurs

La richesse de l'Algérie dans le domaine pétrolier, gazier et minier à ouvert la voie aux compagnies étrangères d'exploration, de prospector progressivement et en détail tous les bassins du Sahara Algérien à la recherche des gisements d'hydrocarbures.

Parmi les méthodes géophysiques les plus convoitées et adaptées à la plate forme saharienne, on trouve en premier rang la **sismique réflexion** et réfraction pour les terrains superficiels.

Les profondeurs d'investigations atteignent les 3000 m de profondeur.

Au Nord de l'Algérie c'est surtout les territoires miniers : polymétallique (fer, cuivre, zinc, plomb, or etc.) et non métallique (gypse, soufre, kaolin, argile etc.), les plus explorés, vient ensuite le mont du Hoggar ou Tassili et mont de Bechar.

A la moyenne profondeur se situe les nappes aquifères profondes, les objectifs géothermiques et les études structurales.

Au vu du manque d'eau dans des régions d'Algérie, essentiellement dans les hauts plateaux, des programmes de recherche hydrogéologiques sont lancés afin de pouvoir individualiser les potentialités aquifères existantes, des études géophysiques sont alors utilisées afin de confirmer l'existence de zones de circulation d'eau souterraine témoin de la présence d'horizons aquifères exploitables.

7 – La géophysique de sub surface

La géophysique dite de sub surface occupe aujourd'hui une place primordiale dans divers domaines de l'exploration.

Elle est utilisée notamment dans le bâtiment et le génie civil: Inspection, analyse de dommages, suivi non destructif des constructions. Localisation, définition et identification d'objets métalliques et non métalliques, ainsi que de réseaux de canalisations, conduite de gaz, Câbles électriques, suivi de cadastre. Mesures de profondeur de fissures, contrôle de forage.

Dans le domaine de l'environnement, le problème de la Pollution des sols, Détection de fuites et de dommages dans le réseau x de canalisations d'évacuations et d'alimentations.

Les risques naturels, sismiques, inondations, mouvements de masses, glissements de terrains. Les risques artificiels micro sismique et bruits

Dans le domaine de l'archéologie, dans le domaine de la recherche en eau.

La géophysique de subsurface contribue également à la réalisation d'une cartographie fine, très diversifiée.

La contribution de la géophysique aérospatiale qui à travers les nombreux capteurs portés par des satellites fournissaient en continu des images et des informations utiles liées aux problèmes de la subsurface (risques naturels, pollution, cartographie, suivi en temps réel de l'évolution de l'état de

l'atmosphère.

Choix des méthodes Géophysiques

Le choix d'une méthode géophysique dépend de l'objectif recherché (objectif très profond ; profond ; superficiel).

Il n'y a pas de règles absolues dans le choix des méthodes à adopter, car les problèmes qui se posent dans la nature ne sont d'une part jamais simples et d'autre part, jamais suffisamment bien définis.

Ainsi structures géologiques complexes que l'on cherche à déceler et à préciser, s'écartent toujours des types simplifiés (problème directe et inverse en géophysique) car les constantes physiques des roches du sous-sol varient en fonction des terrains traversés.

Du fait que les mesures géophysiques s'effectuent en surface, la profondeur d'investigation et la profondeur de pénétration des champs physiques appliqués conditionnent le choix de la méthode géophysique à utiliser.

3-1 La profondeur d'investigation.

La profondeur d'investigation varie avec les diverses méthodes. La sismique réfraction (petite et grande réfraction) est une méthode peu pénétrante, dite de surface, quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Les mesures magnétiques et gravimétriques, sont influencées essentiellement par des causes très profondes, mais aussi par des effets superficiels en superposition et il est souvent difficile de les démêler. Les méthodes électriques ont une profondeur d'investigation qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Mais l'interprétation est délicate.

La méthode tellurique et magnétotellurique, exploitant un champ électromagnétique naturel ont l'avantage d'avoir plusieurs gammes de fréquences et couvrir ainsi des profondeurs d'investigation variables englobant toute la série sédimentaire parfois au-delà du socle.

La méthode sismique réflexion peut donner des renseignements assez précis jusqu'à de grandes profondeurs, à condition que l'amortissement des ondes émises soit minimal (effet des terrains superficiels altérés) et que les coefficients de réflexion relatifs aux terrains profonds soient élevés.

En résumé, le choix de la meilleure méthode géophysique appliquée pour résoudre un problème géologique donné n'est pas toujours facile à faire.

Lors des études de reconnaissances de bassins sédimentaires ou de zones vierges (non explorées), le choix repose sur la gravimétrie, le magnétisme, l'aéromagnétisme, la radiométrie et la magnétotellurique.

Par contre dans des études détaillées et semi détaillées, les méthodes qui s'appliquent mieux sont la sismique réflexion et le sondage électrique et pour des structures redressées ce sont la sismique réfraction et les méthodes de polarisation.

3-2 La profondeur de pénétration.

La profondeur de pénétration elle est liée aux possibilités d'un champ physique donné, de pénétrer aisément à l'aide d'un système d'acquisition adéquat.

Ainsi dans le cas du champ électromagnétique, le spectre des signaux (hautes fréquences) est limité à la tranche des terrains superficiels, alors que les basses fréquences se propageant plus facilement en profondeur, sont réservées à l'étude des terrains profonds.

La méthode géophysique la plus adaptée est donc celle pour laquelle la caractéristique physique de la roche est la plus différenciée et le champ physique est le plus pénétrant.

Ainsi, la méthode gravimétrique serait efficace sur des formations présentant des contrastes de densités importantes.

Le choix des méthodes géophysiques à adopter s'appuie également, sur d'autres considérations liées aux informations et expériences acquises des zones avoisinantes ou banque de données (géologiques, géomorphologiques, forages etc.)

Systèmes d'acquisition des données Géophysiques

Systèmes d'acquisition des données géophysiques.

La mise en œuvre d'un système d'acquisition de données géophysiques est fonction des conditions naturelles du milieu (en montagne, en forêt, dans une zone inondée, dans une région agricole, dans un centre urbain, dans des régions perturbées par les lignes de haute tension ou des lignes de chemin de fer etc.).

Un système d'acquisition de données géophysiques est efficace, s'il peut nous assurer d'une part une bonne acquisition de données et d'autre part un bon rapport signal sur bruit: La gravimétrie redoute les régions montagneuses, parce que les corrections à faire sur les mesures de pesanteur seront plus compliquées (compte tenu du relief autour des stations et de l'altitude exacte de ces stations), également la sismique, sa mise en œuvre serait difficile si le relief est très accidenté, nécessitant des corrections topographiques et statique ponctuelles ; Si la surface est très caillouteuse pour pouvoir mieux enterrer la dynamite, le signal sismique serait fortement bruité.

Les méthodes électriques ne donnent pas de très bons résultats à proximité des lignes de haute tension, des canalisations métalliques. En effet la présence de conducteur dans le sol focalise le courant électrique et empêche par conséquent la progression des lignes de courant dans le milieu.

Les mesures magnétiques et électromagnétiques sont perturbées également par la présence d'objets en fer, ou même par des roches superficielles contenant une certaine teneur en éléments ferromagnétiques ou des lignes de Haute tension.

Traitement des données Géophysiques

3-3- Traitement des données géophysiques.

Le traitement des données géophysique consiste à résoudre le problème inverse, c'est la confrontation des données expérimentales (image virtuelle du modèle réel de terrain) avec un modèle théorique, où les paramètres de ce dernier sont prédéfinis à priori.

Interprétation des données Géophysiques

3-4 – Interprétation des méthodes géophysiques

L'interprétation accordée à ces méthodes dites de grande reconnaissance consiste au départ à décrire les anomalies constatées et d'une façon générale étudier la répartition des constantes physiques dans le sous-sol, en liaison avec la répartition des roches

Dans le socle cristallin, ou métamorphique, d'autres conditions complexes interviennent lors de l'interprétation qualitative, on s'efforcera d'abord de dégager les anomalies d'origine profonde de celle d'origine plus superficielle par la séparation d'anomalies (anomalies régionales et anomalies résiduelles, en se basant sur l'étalement des anomalies.

Ainsi, une large anomalie correspondant à un défaut de masse (une zone d'enfoncement du socle ou subsidence). Une anomalie alignée à fort gradient toujours dirigée d'un même côté (une faille ou un changement latéral de faciès). Une anomalie étroite correspondant à un excès de masse (un mouvement tectonique de type anticlinal, dôme de sel, horst).

En somme, les anomalies géophysiques obtenues par les méthodes de reconnaissance, leur interprétation qualitative, donne des indications sur les grands traits de l'ensemble de structures géologiques à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Les conclusions ainsi obtenues permettront d'orienter les études de détail et ainsi fournir une interprétation pseudo quantitative, moyennant des hypothèses qui restent à vérifier.

Soit une large anomalie gravimétrique interprétée qualitativement comme une zone de subsidence où de terrains sédimentaires épais, vérifier cette hypothèse consiste à faire soit, rétrécir la maillage et avoir plus

de définition soit faire appel à une autre méthode géophysique de détail qui réussie bien dans les terrains sédimentaires, notamment **la sismique réflexion** qui donne une bonne précision sur la nature des terrains traversés et leur localisation en profondeur et par conséquent elle permet de réaliser une interprétation quantitative très détaillée.

D'autres méthodes géophysiques La méthode électrique et la méthode sismique réfraction peuvent être utilisées dans certains cas favorables à leurs applications, en surface quand on veut localiser et définir le prolongement en profondeur de certaines structures affleurant le sol.

Dans les études superficielles (géophysique de subsurface), la mise en œuvre des systèmes d'acquisition est facile à réaliser car les équipements sont légers, ainsi on peut appliquer plusieurs méthodes géophysiques pour un seul objectif.

L'exploitation conjointe des méthodes géologiques, géotechniques, géochimiques, et géophysiques dans le domaine de l'exploration est facilité grâce à l'apport de l'informatique, la micro-informatique, l'instrumentation ou micro instrumentation, le développement spectaculaire du génie logiciel, facilitant ainsi l'acquisition, traitement et interprétation des données. Cette percée technologique joue de plus en plus un rôle fondamental dans le rapprochement des méthodes géophysiques.

En effet, aujourd'hui lorsqu'on envisage une étude géophysique dans une région donnée, on commence par préciser les problèmes qu'on désire résoudre, généralement la proposition d'un forage d'exploitation d'hydrocarbures ou d'eau, dans d'autres cas c'est la délimitation d'une zone d'un intérêt particulier, exploitation d'une carrière, détection d'une cavité, d'un remblai, d'une zone polluée etc.

Pour cela, la connaissance d'une base de donnée intégrée géologiques, géochimiques, géotechniques et géophysiques est nécessaire pour décider quelle méthode et quelles informations, avec quelle précision recherchée on abordera cette étude.

Dans un cadre budgétaire donné, le géophysicien propose, s'il s'agit de reconnaissance la méthode qui lui semble préférable, un espacement de stations assez serrées pour qu'une perturbation intéressante ne risque pas de passer inaperçue et assez large pour que la cadence d'avancement soit suffisante ; S'il s'agit de la sismique, on précisera les profils à effectuer, et les zones à étudier plus en détail.

Les renseignements recherchés dans la base de données sont d'autant plus sûrs qu'ils sont continus, ce qui facilite les comparaisons d'un point à un autre.

Les méthodes utilisées géophysiques, géologiques, géochimiques, géotechniques, s'appuient en effet sur l'hypothèse généralement vérifiée que les paramètres physiques, chimiques ou mécaniques restent à peu près constants (ou du moins varient lentement et avec continuité) dans un niveau donné tant que le faciès reste le même. Cela assure la bonne corrélation et la bonne correspondance des paramètres pétro physiques recherchés.

L'interprétation de synthèse consiste à donner une signification d'une manière intégrée par corrélation et inter corrélation de tous les paramètres mesurés par chaque méthode utilisée.

L'interprétation géophysique, consiste à représenter sous forme graphique les résultats de traitement obtenus, décrire puis donner une signification quant à la répartition dans le sous-sol des paramètres physiques liés au model géologique réel trouvé.

L'interprétation géologique, qui consiste à mettre une étiquette lithologique et si possible stratigraphique et morphologique sur les différents « terrains géologiques », caractérisée par certaines valeurs d'un paramètre prédéterminé, qu'il s'agisse d'interprétation qualitative ou quantitative.

L'interprétation géochimique, consiste à préciser la présence ou l'absence de minéraux, leurs répartitions en surface et en profondeur à travers une carte d'indice réalisée soit à la suite d'observations, profils, coupes ou des données de carottage.

L'interprétation géotechnique consiste à son tour à donner la nature des terrains traversés ponctuellement par les outils géotechniques l'état mécanique des sols et par extrapolation séquent la nature géologique des terrains environnants.

Formalisme physico-mathématique de quelques méthodes Géophysique

Les bases physico-mathématiques de la géophysique traduisent la confrontation des lois physiques avec les propriétés pétro-physiques des roches.

Cette interaction entre propriétés physiques liées à la roche et le phénomène physique donné fait naître de nouvelles lois ou expressions géophysiques.

Ainsi chaque méthode géophysique est construite à partir des lois fondamentales du phénomène physique considéré, ces lois seront confrontées aux modèles géologiques simples puis complexes.

Le résultat de cette confrontation fait naître des expressions géophysiques propres à chaque méthode, utilisée pour résoudre le problème inverse.

Cette brève introduction sur la géophysique est suivie d'un formalisme physico-mathématique essentiel sur chaque méthode présentée.

Méthode de Prospection Géophysique

1- Méthode Gravimétrique

La gravimétrie est une méthode de prospection géophysique basée sur l'exploitation du champ de gravité. Tout corps doté d'une masse (densité) situé en surface ou sous terre (enfouis) est attiré vers le centre de la terre par une force proportionnelle au produit des deux masses respectivement la masse du corps et la masse de la terre (supposée concentrée en son centre) et inversement proportionnelle au carré de la distance qui les sépare.

Cela se traduit par l'expression suivante :

$$g = k \cdot M \cdot m / R^2 \quad (\text{avec } m=1 ; \text{ très négligeable devant } M \text{ masse de la terre), alors } g \text{ devient :}$$
$$g = k \cdot M / R^2$$

Où : $K = 6,674 \cdot 10^{-11} \cdot \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$ ou bien $K = N \cdot \text{m}^2 \text{kg}^{-2}$; R : rayon de la terre.

Rayon polaire = 6356.75 km ; Rayon équatorial = 6378.14 km

$g = 9,780318(1 + 5,3024 \cdot 10^{-3} \cdot \sin^2(L) + 5,9 \cdot 10^{-6} \sin^2(2L)) \dots$ où L : latitude du point

$g_{\text{pole}} = 9,83 \text{ms}^{-2}$; $g_{\text{aquateur}} = 9,78 \text{m.s}^{-2}$ (c'est la valeur de g théorique)

g anomalie est obtenu en faisant la différence entre la valeur de g théorique et la valeur de g mesurée à l'aide d'un gravimètre, des corrections dites de Bouguer sont introduites (correction d'air libre ; correction de plateau ; correction de relief).

$$\text{Anomalie}_{\text{bouguer}} = g_{\text{mes}} - g_{\text{th}} + C_{\text{al}} + C_{\text{pl}} + C_{\text{relief}}$$

où:

g_{mes} : mesure observée ; g_{th} : valeur théorique de la pesanteur ; C_{al} : correction air libre

C_{pl} : correction de plateau ; C_{relief} : correction de rel

2- Méthode Magnétométrique

Dans n'importe quel point de la surface de la terre, l'aiguille de la boussole s'oriente. Cette orientation témoigne la présence d'un champ magnétique naturel lié à la terre. L'étude de l'action réciproque d'un aimant et d'une aiguille aimantée, fait ressortir que tout se passe comme si l'aimant et l'aiguille portaient des "masses magnétiques" positives et négatives susceptible d'être mesurées quantitativement. Deux

masses magnétiques m_1 et m_2 s'attirent si elles sont de signes contraires et se repoussent si elles ont le même signe, par des forces proportionnelles au produit de leur masse et en raison inverse du carré de leur distance "r". (Charles COULOMB 1736-1906)

$$F = m_1.m_2/r^2 \text{ (dans le vide)} = m_1.m_2/\mu r^2 \text{ (dans un milieu ambiant matériel)}$$

.Le champ magnétique de la terre se caractérise par son intensité "T". Elle représente la force agissant sur l'unité de masse magnétique.

Si de la formule $F=1/\mu.m_1.m_2/r^2$, Où : μ représente la perméabilité magnétique du milieu, dans le vide la perméabilité est égale à l'unité : Le gamma (γ); un gamma vaut 10^{-5} Oersted

Prospection aéromagnétique

La prospection magnétique aérienne est largement utilisée, des magnétomètres adaptés (flux-gate, à protons ou à pompage optique) sont portés et entraînés par avion ou par satellite à des altitudes bien déterminées, pour pouvoir mesurer les différents paramètres géomagnétiques de la terre: soit la variation du champ magnétique total ou bien la variation de la composante verticale "Z".

L'avantage de l'aéromagnétisme et de pouvoir éliminer les parasites magnétiques superficielles, permettant ainsi d'améliorer l'interprétation des anomalies magnétiques présentant un intérêt géologique.

Le choix de l'altitude et les lignes du vol dépendent de l'objectif recherché. En recherche minière, les altitudes sont relativement basses et les vols serrés; par contre en recherche pétrolière où l'on recherche plutôt des anomalies assez profondes liées au socle cristallin, les altitudes des vols doivent être respectivement hautes et écartés.

Les itinéraires de vol sont généralement constitués de profils de vol, rectilignes, parallèles, régulièrement écartés. Ces profils sont aussi perpendiculaires à la direction tectonique générale de la région.

L'altitude de vol, maintenue constante, peut varier en fonction du but recherché, elle est habituellement de 300 mètres; les profils parallèles sont distants les uns des autres de quelques centaines de mètres à une dizaine de kilomètres. La hauteur de vol est continuellement enregistrée par un altimètre (effet doppler), soit par radar, soit encore à l'aide d'un baromètre. Le positionnement de l'avion est effectué par un système de radionavigation (GPS) associé à quatre radars Doppler fournissant en continu la vitesse de l'avion ainsi que sa direction, ajouté à cela la prise de photographies aériennes réalisées en continu et qui permettent ainsi de définir avec exactitude le positionnement de l'avion.

La cellule sensible du magnétomètre aéroporté est placée dans une enceinte cylindrique allongée appelée "oiseau", tracté par un câble à une centaine de mètres de l'avion de manière à éviter l'effet magnétique de l'avion (bruits).

Prospection magnétique en mer

Les études océanographiques (études des fonds océaniques et mers), font appel à la prospection magnétique, suivant le but recherché, recherche pétrolière, étude des fonds océaniques et tectonique des plaques.

La mesure du champ magnétique terrestre et ses composantes en mer est similaire à celle de la mesure sur le continent, cette mesure repose essentiellement sur l'élément sensible ou capteur placé dans une enceinte étanche (poisson), naviguant à 15 mètres environ de profondeur. Le remorquage est fait à une certaine distance du bateau afin d'éviter l'influence de celui-ci. Les magnétomètres utilisés sont le magnétomètre à flux-gate et le magnétomètre à proton; ainsi le champ est mesuré en continu le long d'un profil prédéterminé.

3- Méthode électrique

La prospection électrique est une des méthodes géophysiques, appliquée dans l'exploration du sous sol, par sondage électrique vertical ou par profilage électrique (recherche des conducteurs).

Le signal émis consiste à envoyer un courant électrique dans le sol à travers des électrodes d'émission (A, B) et recevoir la réponse du sous sol à travers les électrodes de réception (M, N).

La profondeur d'investigation s'étale de quelques centimètres à quelques centaines de mètres de profondeur; donc son spectre d'utilisation est très large: En subsurface, en recherche minière, dans l'agriculture, dans l'aménagement du territoire, construction de bâtiments, des ponts et chaussés, voies ferrées, dans les recherches archéologiques, également dans la recherche des aquifères en hydrogéologie. Elle est utilisée en subsurface, grâce aux techniques de multi électrodes, on peut ausculter la partie superficielle du sol avec une grande précision.

La base théorique de la prospection électrique, consiste à étudier le champ électrique correspondant aux coupes géoélectriques prédéfinies ou données théoriques (modèles théoriques). Le modèle théorique celui des courbes théoriques ou abaques est obtenu à partir de cette formule :

$$\rho_a = \rho_1 [1 + 2 \sum r^3 (K_{12})^n / [(r^2 + (2nh_1)^2)^{3/2}]$$

La résolution du problème inverse consiste à retrouver les paramètres géoélectriques à partir des données expérimentales; le problème inverse est la confrontation du modèle théorique avec celui du modèle expérimental

Le modèle expérimental est obtenu à partir des mesures prises sur le terrain et sont convertis à l'aide de cette formule : $\rho_a = K \cdot \Delta V / I$; K : coefficient du dispositif

4- Méthode électromagnétique

La Magnétotellurique : L'une des méthodes appliquée, développée par L.CAGNARD (au centre géophysique de GARCHY, est la magnétotellurique, exploitant le champ électromagnétique naturel, ayant un spectre de fréquence très large qui lui permet d'explorer les faibles et les grandes profondeurs. Son apport est précieux pour l'étude des bassins sédimentaires susceptible de contenir des d'hydrocarbures ou d'autres sources énergétiques (géothermales, gites d'uranium etc.)

Le paramètre utilisé en Magnétotellurique est la résistivité des roches sa quantification permet aux géophysiciens de dresser des coupes géo-électriques en profondeur ou des cartes d'iso-résistivité, dont l'interprétation contribuera à la localisation des structures à une deux ou trois dimension

La méthode magnétotellurique consiste à mesurer simultanément les deux composantes horizontales des champs électriques (E_x , E_y) et magnétiques (H_x , H_y) à la surface du sol de façon à obtenir un sondage de résistivité électrique apparente du sous sol en fonction de la période.

Selon la relation fondamentale.

$$\rho_a = 0.2.T [E_x / H_y]^2$$

$E_x(T)$ et $H_y(T)$ sont les spectres d'amplitude des composantes perpendiculaires du champ magnétique et tellurique pour une période T donnée. La profondeur de pénétration de la méthode est fonction de la période des phénomènes considérés et de la résistivité électrique des terrains situés au dessus de cette profondeur. La magnétotellurique s'intéresse en général aux phénomènes compris entre 0,005 et 200 secondes, correspondant à des profondeurs moyennes comprises entre 250 m et 50 km. ; D'autres méthodes développées à Garchy (CNRS) sur les mêmes bases théoriques et électroniques (Radio MT, VLF,

Radio M-T

La Radio magnétotellurique est basée sur l'exploitation des émetteurs de radio diffusion dans les gammes V.L.F ; L.F; M.F créent un champ électromagnétique dont certaines composantes peuvent être mises à profit pour procéder à l'étude du sous-sol selon la méthode M-T.

L'appareillage se compose d'un capteur magnétique, une spire de cuivre d'environ 50 cm de diamètre associée à un transformateur qui mesure le champ H_y , d'un capteur tellurique capacitif constitué de feuilles de laiton noyées dans un tapis de caoutchouc qui mesure le champ E_x , d'un boîtier électronique comprenant l'ensemble de la chaîne de mesure, d'enregistreurs graphiques (A.Dupis et al.. - 1995).

Radio M-T Multifréquence

La radio M-T multifréquence (12-240 KHz) est une méthode géophysique électromagnétique moderne et rapide de prospection en Hydrogéologie. Sa principale caractéristique est de pouvoir procéder à un sondage vertical des résistivités électriques en chaque point du trainé (sondage électromagnétique).

Cette méthode utilise les propriétés des ondes électromagnétiques de basses fréquences (VLF) pour mesurer la résistivité apparente du sous-sol, relative à diverses profondeurs d'investigation.

Dans l'éventail des fréquences utilisées (12-240 kHz), se trouvent entre autres, les émetteurs de radioguidage et de liaison maritimes (12-30 kHz), les émetteurs télex et de divers moyens de télécommunication (50-150 kHz), ainsi que les émetteurs d'ondes longues radio (150-240 kHz). Figure Ainsi, on choisit au moins 3 émetteurs répartis sur toute la gamme des fréquences utilisables et situés dans une même direction, afin de pouvoir mesurer à plusieurs profondeurs d'investigation sans modifier le dispositif de mesure.

A chaque fréquence $\{f\}$, les variations du champ magnétique primaire $\{H_0(F)\}$ engendré par un émetteur induisent des courants électriques dans le sol. Ceux-ci produisent un champ magnétique secondaire, dont l'effet est de renforcer le champ primaire au dessus du sol. On mesure la résultante de ces deux champs magnétiques $\{B(F)\}$.

Le dispositif de mesure est très compact: La composante magnétique du signal $\{B(F)\}$ est captée au moyen d'une bobine d'induction de diamètre 50 cm, placée verticalement. On mesure ainsi l'intensité du champ magnétique juste au dessus du sol, pour une fréquence choisie. La composante électrique du signal $\{E(F)\}$, induite dans le sol, est mesurée perpendiculairement au champ magnétique, au moyen de deux électrodes plantées en terre et séparées de 5 m. On déduit la résistivité apparente du sous-sol par la relation

$$\text{Suivante: } \rho_a = \left[\frac{E(F)}{B(F)} \right]^2 \frac{1}{2\pi \cdot F \cdot \mu_0} \quad \text{avec} \quad \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$$

On mesure aussi le décalage de phase entre les champs électriques et magnétique $\{ \phi(F) \}$; La profondeur d'investigation « P » est la profondeur pour laquelle l'intensité de l'onde électromagnétique est amortie d'un facteur 10. Elle dépend de la fréquence F(Hz) et de la résistivité apparente mesurée

$$\rho_a [\Omega \cdot m] ; P(m) = 503 \cdot \sqrt{\frac{\rho_a}{F}}$$

Le Radar géophysique

La prospection géoradar de surface ou GPR (ground penetrating radar) est une des méthodes géophysiques exploitant les ondes électromagnétiques, elle est proche de la méthode sismique réflexion, Par contraste avec cette dernière, les instruments radar utilisent des ondes électromagnétiques au lieu d'ondes acoustiques. Le géoradar utilise des antennes (émetteur récepteur intégrés) au lieu de géophones, qui suivant leur fréquence étalent leur profondeur d'investigation, ainsi pour une antenne de 1.5 GHz, la profondeur d'investigation serait de 40 cm et une antenne de 80 MHz la profondeur d'investigation atteindrait les 30 à 40 mètres de profondeur. Cette méthode géophysique nouvellement adaptée, d'une technologie intégrée, répond bien aux préoccupations des géologues, géophysiciens et explorateurs en générale qui s'intéressent à de faibles profondeurs, que se soit dans le domaine des travaux publics (Pose et suivi de canalisations eau, gaz, égouts, câblages d'électricité, de téléphone, câble de télécommunication fibre optique); Génie civil (auscultation des structures béton armé et armatures métalliques), en

Aménagement du territoire (Recherche de nappes, détection des zones polluées par des hydrocarbures ou d'autres traces de pollution) ; Dans le domaine de l'exploration des hydrocarbures (sondage de diagraphie), suivi du tubage en forage et de son environnement, fuite des hydrocarbures, également dans le domaine de la recherche archéologique. C'est un outil nouvellement introduit en Algérie qui contribue parallèlement aux autres méthodes géophysiques à résoudre les difficultés d'accès rencontrés jadis en zone urbaines ou dans les forages pétroliers. La vitesse de l'onde radar et la profondeur de l'anomalie sont généralement approchées par les expressions suivantes:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{et} \quad P = V.T/2$$

v : vitesse de l'onde radar, en m / μ s, c : vitesse de la lumière dans le vide (300m/ μ s),
 ϵ_r : Permittivité relative du matériau.

P : Profondeur ; V : Vitesse moyenne en m/ns ; T : Temps double en nano seconde.

5- Méthode Sismique

La sismique s'emploie pour désigner d'une manière générale les vibrations et les secousses. C'est une méthode géophysique, sa théorie est construite à partir des connaissances de l'élasticité, de l'optique géométrique, de la physique vibratoire, du traitement du signal, et enfin de la géologie. Pour connaître la constitution géologique d'une région, les géophysiciens procèdent à diverses mesures de surface. Pour préciser en particulier les courbes de niveau des couches géologiques, ils emploient les méthodes de la prospection sismique: Une explosion est provoquée au voisinage des couches superficielles du terrain étudié. L'onde de choc, provoquée artificiellement se propage dans le sous-sol. Les couches géologiques étant de densité et de nature différente, lorsque le front d'onde franchit la frontière séparant deux couches, une partie de l'énergie transportée est réfléchie et réfractée vers la surface du fait de la discontinuité des constantes élastiques des couches.

En surface des sismographes enregistrent les arrivées de l'énergie libérée par l'explosion durant les 4 ou 5 secondes qui la suivent.

En pointant ces arrivées sur les sismogrammes (section temps) et en recoupant leurs indications avec celles procurées par d'autres mesures, le géophysicien établit des cartes en isochrones qui traduisent la position des différentes structures en terme de profondeur.

La connaissance d'une loi de vitesse permet de convertir ces cartes en isochrone en cartes d'isobathe (égale profondeur).

On distingue deux méthodes de prospection sismique: la sismique réflexion et la sismique réfraction. Elles ont toutes deux pour but de déterminer la profondeur et la forme des discontinuités géologiques, qui constituent le sous-sol.

La Sismique Réflexion:

Le principe de cette méthode est simple: Des ondes sismiques (élastiques) engendrées par l'explosion de charges de quelques Kg d'explosifs, se propagent à travers les terrains sédimentaires ou métamorphiques, se réfléchissent sur les surfaces de séparation des formations de nature différentes, caractérisées par le paramètre vitesse de propagation de l'onde élastique. Les ondes réfléchies sont enregistrées à la surface de la terre par une série de sismographes étalés sur une surface appelée Nappe de géophones ou trace sismique. Si l'on connaît la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différents niveaux, la mesure des temps de propagation permet de calculer la profondeur de ces niveaux.

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = V^2 \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right) = V^2 \Delta u \quad (1) ; \quad V_p = \sqrt{E \frac{(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad (2) ; \quad t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (3)$$

(1) Equation d'onde ;

(2) Vitesse longitudinale de l'onde sismique en fonction des paramètres élastiques

(3) Equation des temps pour les ondes réfléchies

La Sismique Réfraction:

La sismique réfraction est née du principe de réfraction des ondes élastiques traversant deux milieux caractérisés par un contraste de vitesse important.

L'onde réfractée se propage dans le cas de deux terrains superficiels, avec deux vitesses respectivement la vitesse dans le premier terrain (V_1 onde réfléchi) et la vitesse dans le second terrain (V_2 onde réfractée).

L'équation de l'onde réfractée, dite dromochronique des ondes réfractées permet de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques, ainsi que la profondeur des différentes interfaces. L'onde sismique se réfracte sur l'interface et revient aux sismographes qui sont situés à la surface du sol. Le temps de parcours de l'onde réfractée permet de déterminer la profondeur des interfaces. L'Acquisition et le traitement des données sismiques sont réalisés par ordinateur en temps réel ou légèrement différé.

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1+\sigma)}} \quad ; \quad t = \frac{x}{v_1} + \frac{2h \cos(i)}{v_2}$$

(1) Vitesse transversal de l'onde sismique en fonction des paramètres élastiques

(2) Equation des temps pour les ondes réfractées

Les applications de la Géophysique de subsurface

La géophysique spatiale ou aérospatiale, vient compléter la géophysique de surface, les grands traits morphologiques sont bien définis, parfois l'évolution spatial et temporel d'un phénomène particulier, séisme ou tremblement de terre, météorologie, climatologie, inondations, incendies, pollution atmosphérique ou maritime, sont suivis à l'aide de capteurs aéroportés ou satellites et une cartographie conséquente est mise à jour en permanence.

Méthode Gravimétrique et micro gravimétrique

La gravimétrie est une méthode de prospection géophysique qui permet de déterminer des anomalies de densité dans le sous sol. Les levés sont effectués avec des gravimètres.

Applications:

- ✚ La cartographie géologique (tectonique)
- ✚ Détection de gisements métallifères
- ✚ Recherche archéologique
- ✚ Travaux publics (détection de cavité)

Méthode Magnétométrique

La magnétométrie est une méthode géophysique dite passive car elle mesure les variations naturelles du champ magnétique terrestre, elle peut être utilisée dans un milieu urbain.

Applications:

- ✚ Localisation d'objets ferromagnétiques enfouis
- ✚ En archéologie
- ✚ Exploration minière
- ✚ Structures géologiques

Méthode sismique

Sismique réflexion

La méthode de sismique réflexion en plus de son utilisation à grande échelle pour l'exploration de pétrole et de gaz. Elle est également utilisée dans les travaux publics et le génie civil. Le principe consiste à générer une onde acoustique à la surface du sol par un vibreur, un marteau ou de cartouches de dynamite et d'en mesurer numériquement la réponse du sol ou réflexions à partir d'une série de capteurs sismiques ou géophones répartis régulièrement suivant un dispositif en surface. Les réflexions ainsi enregistrées sont causées par des changements de densités et de vitesses de propagation des ondes dans le milieu investigué. Le temps enregistrés aller-retour de l'onde sismique nous permet de remonter jusqu'à la détermination de la profondeur du réflecteur.

Applications:

- ✚ Exploration gazière et pétrolière;
- ✚ Cartographie géologique;
- ✚ Exploration minérale;
- ✚ Études de sites en génie civil.

Sismique réfraction

Dans le cas d'un milieu composé de deux terrains, les ondes sismiques se réfractent sur la surface du second milieu caractérisé par une vitesse de propagation des ondes élastiques plus importante. Un levé de sismique réfraction consiste à provoquer une vibration en surface et à enregistrer le temps d'arrivée des ondes réfractées. Le traitement de la dromochronique de l'onde réfractée enregistrée à partir de géophones, permet de déterminer la vitesse de propagation de l'onde réfractée du second milieu, ainsi que sa profondeur.

Applications :

- ✚ localiser les zones de faille ou de cisaillement;
- ✚ Connaître l'épaisseur des différentes couches reposant sur un terrain plus dur
- ✚ Mesurer la profondeur de la nappe phréatique;
- ✚ Identifier des contacts géologiques sub-verticaux.

Sismique en forage

La diagraphie sismique consiste à prendre des mesures (Δt) en émettant des ondes sismiques en surface (méthode « down-hole ») ou dans un autre forage (méthode « cross-hole ») à partir d'une explosion. L'enregistrement s'effectue à l'aide de géophones à 3 composantes (x, y, z) placés en surface ou dans le trou de forage.

il est possible d'obtenir un profil des variations de vitesses en fonction de la profondeur.

Applications:

- ✚ Définition des interfaces

Micro sismicité

La méthode micro sismique repose sur les mesures de la vitesse de propagation et l'atténuation des ondes sismiques de haute fréquence.

Cette méthode est utilisée pour évaluer la qualité du béton. Ainsi, un béton de bonne qualité sera caractérisé par des vitesses élevées de propagation des ondes et par des atténuations faibles tandis que des vitesses plus faibles et des atténuations élevées témoignent de la présence soit de fissures ou de zones de broyages. L'acquisition, le traitement et l'analyse des signaux sont effectués en temps réel.

Applications :

- ✚ Caractériser l'état de qualité du béton ou ciment des infrastructures urbaines
- ✚ Caractériser l'état de détérioration des chaussées, pistes d'atterrissages.
- ✚ Mesurer les modules d'élasticité du béton
- ✚ Identifier les contacts des couches des différents matériaux

Tomographie sismique

La tomographie sismique permet d'imager la couche superficielle de la terre ou subsurface et également l'intérieur d'un puits de forage.

Les signaux sismiques sont générés à partir d'un trou de forage par des moyens explosifs, puis enregistrés par un ensemble de géophones dans un second trou de forage. Les traitements des différents enregistrements nous donneront une coupe ou section représentant la répartition spatiale des vitesses de propagation des ondes sismiques.

Applications :

- ✚ Évaluation quantitative spatiale d'un matériau par les vitesses sismiques ;
- ✚ Représentation des sections (2D) ou (3D) de la zone investiguée.
- ✚ Contrôle de l'état d'un barrage hydraulique.

Méthode électromagnétique

Radar géophysique en surface :

Le radar géophysique ou géoradar émet des impulsions électromagnétiques à une fréquence constante, les réflexions obtenues permettent de convertir les temps en profondeur connaissant la vitesse de propagation de ces réflexions.

Ainsi, on pourra évaluer l'état de la chaussée, la détection d'objets enfouis en temps réel et avec une grande résolution. Les fréquences utilisées sont 80 MHz ; 500 MHz et 1,5 GHz permettant des profondeurs de pénétration respectivement 30m ; 5m ; à seulement quelques centimètres

Applications :

- ✚ l'auscultation du béton afin
- ✚ Détection des conduites et armatures
- ✚ Cartographie des fonds marins
- ✚ bathymétrie
- ✚ cartographie de l'épaisseur de revêtement bitumineux des routes

Tomographie radar

Cette méthode emploie des antennes radar spécifiques pour les trous de forages, soit une émettrice et une réceptrice qui sont descendues dans des forages adjacents. Cette méthode permet d'obtenir des sections 2D montrant les changements de vitesse de propagation des ondes électromagnétiques entre deux trous à l'aide du même logiciel utilisé pour la tomographie sismique. La tomographie radar est une technique très efficace qui permet d'obtenir une résolution exceptionnelle.

Applications :

- ✚ Délimitation des variations stratigraphiques
- ✚ Identification des failles et zones de cisaillement
- ✚ Localisation de cavités
- ✚ Estimation de la porosité.

Méthode électrique

La méthode électrique consiste à injecter un courant électrique dans le sol à l'aide de deux électrodes (A et B) et mesurer la différence de potentiel par une autre paire d'électrodes (M et N). C'est le processus de mesure d'un sondage électrique, ainsi en s'éloignant progressivement de part et d'autre du centre du dispositif (dispositif de Schlumberger), à chaque fois on effectue la mesure correspondante. On détermine ainsi la résistivité apparente pour chaque pas de la longueur AB.

Le traitement d'un sondage consiste à donner la répartition verticale de la résistivité du sol en un point précis à partir de la surface (centre du dispositif).

Des profilages électriques peuvent être réalisés à l'aide d'un système multi-électrodes qui permet d'obtenir des sections ou images 2D ou 3D traduisant la distribution de la résistivité électrique dans le sol. La profondeur d'investigation des méthodes électriques est fonction de l'espacement maximal entre les électrodes. Plus cet espacement est grand, plus la profondeur d'investigation est grande.

Applications :

- ✚ Détermination des variations lithologiques des sols
- ✚ Identification des aquifères.
- ✚ Délimitation et suivi des zones de contamination
- ✚ Délimitation des zones de minéralisation.

Tomographie électrique

La tomographie électrique est une méthode qui consiste à mesurer la résistivité électrique du sol en déployant un système de multi électrodes le long d'un ou plusieurs profils.

Le traitement des données acquises permet de donner une image de la distribution de la résistivité électrique ou section électrique 2D ou 3D.

Applications :

- ✚ Détermination des variations lithologiques des sols
- ✚ Identification des aquifères.
- ✚ Délimitation et suivi des zones de contamination
- ✚ Délimitation des zones de minéralisation.

-1- Exemples d'interventions en géophysique des grandes profondeurs Réalisés par l'auteur:

Traitement et interprétation des données électromagnétiques ou magnétotellurique dans le grand bassin de Paris. Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. (Géologie Profonde de la France)

Par: H.SHOUT- Doctorat d'Etat de l'Université de Paris VI – septembre 2007

Contribution de la magnétotellurique et de la sismique à l'étude de l'anomalie magnétique du bassin parisien.

Par: A.DUPIS, H.SHOUT, P.BALTENBERGER, H.FABRIOL, M.GASMI, N.GHORBEL, A.THERA. - septembre-octobre 1990

Publié dans :

Bulletin de la Société Géologique de France - 8e série, tome VI, n°5, pages 711 à 866

Contribution de la magnétotellurique dans la recherche pétrolière, Hydrogéologique et Géothermique exemple dans le Sud Algérien.

Par : H.SHOUT. 3^{ème} Séminaire de la géologie pétrolière Centre de Recherche et Développement (CRD- SONATRACH) Boumerdes 24, 25 et 26 Novembre 1997

-2- Exemples d'interventions en géophysique des moyennes profondeurs Réalisés par l'auteur:

Apport des données géologo-géophysiques à la détermination et localisation des anomalies gravito-magnétiques dans le Bassin de Ghadamès (Grand Erg Oriental).

*Par : Hocine SHOUT, Séminaire – Exploration pétrolière et minière
Institut National des Hydrocarbures et de la Chimie Boumerdes 8 – 9 Mai 1982*

Délimitation zonale des sources thermo-minérales en Algérie par les méthodes géophysiques et géochimiques et l'évaluation de leur risque de pollution

*Par : Hocine SHOUT, Premier séminaire International sur l'environnement en Algérie
Université de Constantine le 27 – 30 Novembre 1988.*

**Etude géophysique et géochimique des aquifères profonds dans les aures
(Cas de Khenchela-Contribution au Programme d'Appui de la Communauté Européenne)**

*Par : Hocine SHOUT, Bouazi Rokia , Derouiche Ali
Colloque international "terre & eau 2008" annaba-17,18,19 novembre 2008.*

-3- Exemples d'interventions en géophysique de sub surface Réalisés par l'auteur:

Adaptation des nouvelles techniques géophysiques à l'exploration de très faibles profondeurs, cas des glissements de terrains et détection des failles

*Par: Hocine SHOUT. Fifth International Conference on the Geology of the Arab World
(GAW-5) – 21-22-23 Avril 1999 -University - Gisa – Arab Republic of Egypt.*

les applications géoradars dans les investigations de subsurface

*Par : Hocine SHOUT, Revue de l'Université Mentouri de Constantine – Sciences et Technologie
B – N°21, Juin (2004, pp. 83-88*

Acquisition, Traitement et Interprétation des Images Géoradars

Par : Hocine SHOUT. 1st International Symposium on Electromagnetism, Satellites and Cryptography IEEE (ISESC'05) June 19-21, 2005, JIJEL University, Algeria

Dynamique des mouvements de terrains dans la région de Constantine, conception et mise en œuvre d'un Système d'Information Géographique pour le suivi et le contrôle de son évolution spatial et temporel

Par : Hocine SHOUT. GAW 8 (Géologie du Monde Arabe) – Cairo University – Arab Republic of Egypt. 13-16 Fev- 2006

Les perspectives d'un désordre en aménagement du territoire (impact sur l'environnement et le développement durable)

Par : Prof. Hocine SHOUT et Dr. Zohra MERRAD. Colloque International Villes et Risques Urbains, Acteurs, Pratiques Urbaines, Gestion et Systèmes de Préventions Université Mentouri de Constantine ALGERIE 05-06 Mai 2009

Sismicité de constantine et son effet sur la réalisation d'ouvrages d'arts (téléférique, tramway, ponts)

*Par : SHOUT Hocine, MERRAD Zohra, DEROUICHE Ali
The Fourth International Conference on the Geology of Tethys Cairo University, November 2008.*

Référence :

Manuel de Mécanique des Roches Tome 1 : Fondements par le Comité français de mécanique des roches Coordonné par Françoise Homand et Pierre Duffaut. Pierre BÉREST Pierre BÉREST Daniel BILLAUX Pierre HABIB Marc BOULON Jean-Paul SARDA François CORNET Gérard VOUILLE

Les Presses de l'École des Mines Paris, 2000

© École des Mines de Paris, 1999 60, Boulevard Saint-Michel, 75272 Paris CEDEX 06 FRANCE email : delamare@dg.ensmp.fr <http://www.ensmp.fr/Presses> ISBN : 2-911762-23-1 Dépôt légal : mai 2000 Achevé d'imprimer en mai 2000 (Grou-Radenez, Paris) Tous droits de reproduction, d'adaptation et d'exécution réservés pour tous les pays

LES METHODES ELECTRIQUES

INTRODUCTION : Cet ouvrage traitant la géophysique pour les géologues, a pour ambition tout d'abord, l' actualisation du support pédagogique en géophysique appliquée, par l'intégration de nouvelles techniques de prospection surtout en sub-surface (la multi électrode ; le géo radar etc..) et enfin la vulgarisation de ces méthodes d'investigation au sein de la communauté universitaire; Enseignants, Etudiants cycle Ingénieurs ou en Post-Graduation et également dans les bureaux d'étude et d'expertise spécialisés dans les sciences de la terre.

Les géologues trouveront dans cet ouvrage les bases théoriques et pratiques de la géophysique: géophysique de surface ou superficielle, la géophysique semi-profonde et enfin la géophysique profonde. Il interressera également le grand public, curieux de s'avoir ce que cache le sous-sol et comment l'explorer; dans le domaine de la recherche pétrolière et minière, en hydrogéologie et thermalisme, dans les travaux publics (Batiments, Routes , Ponts et Chaussées) ; en archéologie et recherches océaniques, en volcanologie et en sismologie.

Les thèmes développés dans ce livre sont: Les interactions entre les phénomènes physiques et les propriétés physiques de la matière (la Roche, la Terre ou l'Univers).

Le formalisme théorique et fondamentale des différents phénomènes physiques ayant des interactions avec la matière..

Les caractéristiques pétrophysiques des roches: Les propriétés élastiques; les propriétés électriques et électromagnétiques, les propriétés magnétiques et gravimétriques ainsi que les propriétés radiométriques des roches sont rappelés.

Le formalisme géophysique issue de l'interaction entre les champs physiques et les propriétés physiques de la roche.

Les classifications des différentes méthodes géophysiques selon divers modes.

La définition des espaces géologiques et géophysiques en Algérie et leurs interactions (Espaces géologiques et géophysiques à explorer).

Les applications relatives à chaque méthode géophysique utilisée en surface, en sub surface en profondeur ou dans les puits de forage (méthodes des diagraphies, les méthodes électriques et électromagnétiques , les méthodes gravimétriques et magnétiques, les méthodes radiométriques, les méthodes sismiques).

Les techniques d'exploitation des différentes méthodes géophysiques depuis l'acquisition, le prétraitement, le traitement des données jusqu'à l'interprétation phase finale de toutes études géophysique (1D, 2D ou 3D)

Réalisation et rédaction d'un rapport final de géophysique. Le livre est organisé en plusieurs parties, regroupant toutes les phases importantes de maîtrise de la méthode développée.

METHODE DE PROSPECTION ELECTRIQUE PAR COURANT CONTINUE

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I

I - 1 - Introduction à la prospection électrique.....	
I - 2 - Classification des méthodes électriques.....	
I - 3 - Problématique des méthodes électriques.....	
I - 3 - 1 – Présentation du problème directe.....	
I - 3 - 2 - Présentation du problème inverse.....	
I - 4 - Propriétés électriques des roches.....	

CHAPITRE II BASES THEORIQUE DE LA PROSPECTION ELECTRIQUE

II - 1 - Relations fondamentales des états stationnaires.....	
II-1-1- Lois de Kirchhoff sous forme différentielle.....	
II-1-1-1- L'Intensité du champ électrique " E "	
II-1-2- Equation de Poisson.....	
II-1-3- Equation de Laplace.....	
II-1-4- Loi d'Ohm sous forme différentielle.....	
II-1-4-1- Champ électrique normal.....	
II-1-4-2- Potentiel électrique.....	
II-1-5- Champ électrique normal d'une électrode sphérique.....	
II-1-6- Champ électrique d'une électrode demi-sphérique.....	
II-1-7- Champ électrique d'une électrode ponctuelle.....	
II-1-8- Champ électrique de deux électrode ponctuelles.....	
II-1-9- Densité du courant électrique et profondeur.....	
d'investigation	
II-1-9-1- Cas de deux électrodes.....	
II-1-9-2- Champ électrique de dipôle.....	

CHAPITRE III DISPOSITIF DE MESURE

III - 1 - Technique de mesure.....	
III-1-1- Dispositif de Schlumberger.....	
III-1-2- Dispositif de Wenner.....	
III-1-3- Dispositif de dipôle.....	

CHAPITRE IV BASES THEORIQUES ET PRATIQUES CAS DU SONDAGE ELECTRIQUE VERTICAL (S.E.V)

IV - 1 - Bases théoriques du sondage électrique vertical - Application.....	
pour les couches supérieures	
IV-1-1- Potentiel électrique dans le cas de deux couches.....	
IV-1-2- Etablissement de la formule de la résistivité apparente.....	
IV-1-2-1- Résistivité apparente.....	

CHAPITRE I INTRODUCTION

I - 1 - Introduction à la prospection électrique

La prospection électrique est une des méthodes géophysiques, appliquée dans l'exploration du sous sol, par sondage vertical ou par profilage (recherche des conducteurs).

La profondeur d'investigation s'étale de quelques centimètres à quelques centaines de mètres de profondeur; donc son spectre d'utilisation est très large: En sub surface, en recherche minière, dans l'agriculture, dans l'aménagement du territoire, construction de bâtiments, des ponts et chaussés, voies ferrées, dans les recherches archéologiques, également dans la recherche des aquifères en hydrogéologie.

Elle est utilisée en sub surface, grâce aux techniques de multi électrodes, on peut osculté la partie superficielle du sol avec une grande précision.

I - 2 - Classification des méthodes électriques

Les méthodes se distinguent selon: 1- Le type du champ: Continu ou Alternatif; 2- Le procédé d'exploitation du champ: Naturel ou Artificiel; 3- Le régime du champ étudié: Stationnaire ou Transitoire.

I - 3 - Problématique des Méthodes électriques

Parmi les problèmes rencontrés en Géophysique, le problème inverse représente le centre des préoccupations des Géophysiciens. Résoudre le problème, nécessite la mise en équations de plusieurs paramètres liés à distribution des différents champs exploités.

Le problème inverse se construit à partir du problème directe (modèle théorique).

I-3-1- Présentation du problème directe.

La résolution du problème directe dans la prospection électrique, consiste à étudier le champ électrique correspondants aux coupes géoélectriques prédéfinies ou données théoriques (modèles théoriques).

I-3-2- Présentation du problème inverse.

La résolution du problème inverse dans la prospection électrique consiste à retrouver les paramètres géoélectriques à partir des données expérimentales; le problème inverse est la confrontation du modèle théorique avec celui du modèle expérimental.

I - 4 - Propriétés électriques des roches.

Les méthodes géophysiques sont basées sur la mesure des propriétés physiques des roches; connaître leur distribution dans l'espace constitue le but à atteindre.

Les principales propriétés constituant l'écorce terrestre sont:

densité, module de Young, Coefficient de Poisson, Susceptibilité magnétique, résistivité, conductivité, vitesses de propagation des ondes dans les milieux élastiques.

Parmi les caractéristiques citées ci-dessus, c'est la résistivité ρ qui présente le plus grand intérêt en prospection électrique et surtout en recherche pétrolière, minière, et hydrique. De la physique fondamentale nous avons la relation suivante:

$$R = \rho \cdot [l / s] \quad (\text{Ohm}) \quad \text{d'où:} \quad \rho = R \cdot [s / l] \quad (\text{Ohm.m}) ;$$

où: γ {conductance} = $1 / \rho$ (simens); R - résistance;

l - longueur d'un conducteur

s - l'aire de la circonférence du conducteur; ρ - résistivité

On distingue la conductibilité électronique et celle ionique; la conductibilité électronique est conditionnée par le déplacement des électrons. Ces minéraux sont les conducteurs dans toute leur masse; à titre d'exemple citons des minerais avec conductibilité électronique:

- Cuivre : $\rho = 1,7 \cdot 10^{-8}$; - Aluminium: $\rho = 4,5 \cdot 10^{-8}$; - Pirite de fer: $\rho = 10^{-3}$ à $\rho = 10^{-2}$ Ohm

Conductibilité ionique: Elle est conditionnée par la possibilité de déplacement des ions; ce déplacement dépend donc de: - la porosité utile; - la perméabilité; - nature du fluide lui-même; - teneur en sel dissous; - température

Elle est souvent donnée par une formule représentée sous forme d'abaque en échelle bilogarithmique; celui-ci montre comment la résistivité d'une solution varie en fonction de la salure: c'est-à-dire de l'équivalent NaCl et de la température.

L'eau la plus pure a une résistivité de l'ordre de 10^6 à 10^7 Ohm.mètre, mais il suffit d'une quantité infime de matières en solution pour que cette résistivité tombe à quelques centaines ou quelques dizaines d'Ohm.mètres.

Par exemple à 18° , une eau douce (ou eau des oueds en Algérie) à 0.1g/l de NaCl a une résistivité de 55 Ohm.mètre, une eau à 1g/l a une résistivité de 5.7 Ohm.mètre, tandis qu'une eau salée à 10g/l a une résistivité de 0.65 Ohm.mètre.

La résistivité de l'eau de mer varie de 0.18 à 0.23 Ohm.mètre. En générale, l'eau des sources ordinaires a une résistivité voisine de 10 Ohm.mètre (roches sédimentaires) et de 30 à 150 Ohm.mètre pour les roches ignées. Si l'on fait circuler un courant électrique dans une roche ou un terrain imprégnée d'eau, les lignes du courant suivent, dans leur très grande majorité, le réseau constitué par les pores remplis d'eau. Dans ces conditions la résistivité de la roche ρ_r est telle que:

$$\rho_r = F \cdot \rho_w$$

où: ρ_w = la résistivité de l'eau contenue dans cette roche; F = le facteur de formation

La résistivité d'une roche dépend donc à la fois de la résistivité propre de l'eau d'imbibition, de la proportion d'eau qu'elle contient, de la façon dont celle-ci est répartie et du facteur de formation "F", lié à la porosité, à la perméabilité et à la consolidation. La résistivité dépend aussi de la texture (granulométrie) et de la structure (anisotropie).

En ce qui concerne la structure, il est bien connu que les terrains stratifiés conduisent mieux le courant dans le sens des strates "conductance longitudinale", que dans le sens transversal "résistivité transversale".

En général, la résistivité d'une roche diminue lorsque le degré d'humidité ou la salure de l'eau contenue dans celle-ci augmente. La porosité est liée au faciès; ainsi, les calcaires sont plus résistants que les marnes ou les argiles.

Les hydrocarbures à l'état pur sont en pratique très résistants.

L'expérience montre que la résistivité d'une roche est loin d'être constante, même dans une région géologiquement connue, mais pour interpréter convenablement les mesures électriques, il est nécessaire de s'avoir les valeurs moyennes de résistivité des roches. Les facteurs dont dépend la résistivité des roches sont les suivants: - résistivité des minéraux composants la partie dure de la roche; - résistivité des liquides et des gaz remplissant les pores des roches; - humidité des roches; - porosité des roches; - structure des roches

CHAPITRE II BASES THEORIQUES DE LA PROSPECTION ELECTRIQUE

II - 1 - Relations fondamentales des états stationnaires

II-1-1 - Loi de Kirchhoff sous forme différentielle

Etablissement de la loi: Soit une coupe géologique où passe un courant continu, examinons un certain volume V de la roche limité par la surface S , supposons aussi qu'il n'y a pas de sources électriques à l'intérieur de cette surface.

Dans ce cas, la quantité des charges électriques qui passe à l'intérieur du volume V par l'unité du temps est égale à la quantité des charges qui quittent le même volume.

On peut exprimer ce phénomène de la manière suivante:

$$\int \dot{j}_n \cdot ds = 0$$

où: j_n - la composante normale du vecteur de la densité du courant

D'après le théorème d'Ostragradsky-Gauss.

$$\int \dot{j}_n \cdot ds = \int \text{div } j \, dv$$

où: v - le volume limité par la surface S

Alors, $\int \text{div } j \, dv = 0$; cette égalité est vérifiée pour tout volume et en particulier pour un volume infinitésimal. D'ici nous avons la loi de Kirchhoff sous forme différentielle:

$$\text{div } j = 0$$

qui exprime la continuité des lignes de courant dans un point considéré.

II-1-1-1 - L'Intensité du champ électrique " E "

La force ou intensité du champ électrique E dérive d'un potentiel électrostatique V (fonction scalaire) et s'exprime par la relation suivante:

$$E = - \text{grad } V$$

II-1-1-1-1 - La circulation du vecteur E le long d'une courbe fermée est nulle.

En effet :

$$\int E \cdot dl = V_{\text{debut}} - V_{\text{fin}}$$

D'après le théorème de Stokes on peut écrire:

$$\int \text{rot } E \cdot ds = 0$$

et cela quelle que soit la surface S s'appuyant sur C , ce qui entraîne:

$$\text{rot } E = 0$$

II-1-2 - Equation de Poisson.

En tenant compte du caractère corpusculaire des charges à l'échelle atomique nous pouvons considérer une répartition des charges comme étant continue en volume V. Alors nous pouvons définir autour d'un point dans un volume "dv" la densité cubique ρ par:

$$\rho = dq / dv$$

Le flux électrique "dN" envoyé par des charges à travers une surface fermée, entourant ces charges peut être déterminé d'un côté, d'après le théorème de Gauss et d'autre côté d'après le théorème d'Ostrogradsky, d'où on obtient l'équation de Poisson:

$$\text{div } E = \rho / \epsilon_0$$

où:

ρ - densité de charge

ϵ_0 - permittivité électrique dans le vide

II-1-3 - Equation de Laplace.

Si un élément de volume "dv" ne contient pas de charges ou s'il renferme en quantité égale et de signe contraire, la densité ρ est nulle et la relation précédente s'écrit alors:

$$\text{div } E = 0$$

Elle constitue l'équation de Laplace, elle exprime aussi que le flux de E dans un volume considéré est nul: Dans un domaine ne contenant pas des charges électriques, le flux du vecteur E est conservatif. On donne à ces deux équations une autre forme faisant intervenir le potentiel électrique V et spécialement le Laplacien " Δ "

$$\Delta V = \rho / \epsilon_0 \quad \text{et} \quad \Delta V = 0$$

II-1-4 - Loi d'Ohm sous forme différentielle.

Considérons le courant passant à travers un cube "dx.dy.dz" de densité "j" on a:

$$I = [(U_2 - U_1) \cdot S] / \rho \cdot L = - S / \rho \cdot (\partial u / \partial l)$$

Les composantes de la densité du courant sont:

$$j_x = -1/\rho \cdot (\partial u / \partial x) \quad ; \quad j_y = -1/\rho \cdot (\partial u / \partial y) \quad ; \quad j_z = -1/\rho \cdot (\partial u / \partial z) \quad ;$$

La densité totale dans l'espace sera:

$$J = -\gamma \cdot (\partial u / \partial x + \partial u / \partial y + \partial u / \partial z) = -\gamma \cdot \text{grad } u$$

d'où nous obtenons la loi d'Ohm:

$$J = \gamma \cdot E$$

La densité du courant est proportionnelle à l'intensité du champ électrique.

II-1-4-1 - Champ électrique normale

On appelle champ électrique normal, le champ électrique d'une certaine source située dans un milieu homogène ou sur la surface de la terre emprisonnant un corps ayant une charge électrique.

II-1-4-2 - Potentiel électrique

C'est le travail qu'il faut appliquer pour déplacer une unité de charge d'un point du champ électrique à l'infini. S'il s'agit de déplacement de charge d'un point à l'autre ce sera la différence de potentiel:

$$\Delta V = V_2 - V_1$$

II-1-5- Champ électrique normal d'une électrode sphérique

Soit une roche homogène de résistivité ρ et soit une électrode sphérique de rayon "a" conduisant le courant "I" dans cette roche.

On peut obtenir la formule pour le champ normal de l'électrode "A" en intégrant l'équation de Laplace. Prenons les coordonnées polaires dans le centre de l'électrode; Supposons qu'un certain volume du milieu est homogène, c-a-d γ ne dépend pas des coordonnées du point, alors $\text{grad } \gamma = 0$, et l'équation de Laplace en coordonnées polaires devient:

$$1/r^2 \partial/\partial r (r^2 \partial v/\partial r) + 1/r^2 \sin\theta \partial/\partial\theta (\sin\theta \cdot \partial v/\partial\theta) + 1/r^2 \sin^2\theta \partial^2 v/\partial\phi^2 = 0$$

En tenant compte de la symétrie sphérique, nous concluons que:

$$\partial v/\partial\theta = 0 \text{ et } \partial v/\partial\phi = 0$$

On obtient:

$$1/r^2 \partial/\partial r (r^2 \partial v/\partial r) = 0$$

ou bien : $\partial/\partial r (r^2 \partial v/\partial r) = 0$

C'est l'équation de Laplace dans les conditions données du problème, en l'intégrant, on obtient:

$$r^2 \partial v/\partial r = c ; \text{ où } \partial v/\partial r = c/r^2 ; \text{ et finalement : } v = -c/r + d$$

Il reste à déterminer les constantes "c,d".

On sait que dans un point situé à l'infini, le potentiel est égal à zéro ;*

d'où: $d=0$

Il reste : $v = -c/r$

Traçons autour de l'électrode "A" une surface de rayon "R" et calculons le courant "I" qui traverse cette surface:

d'après la loi d'Ohm: $J = J_n = E/\rho$

$$E = -\partial v/\partial r = c/r^2 ; J_n = c/\rho \cdot r^2$$

Etant donnée que J_n conserve la même valeur et la même direction radiale dans tous les points de la sphère de rayon R.

$$I = \int J_n ds = c/\rho \cdot R^2 \int ds = (c \cdot 4\pi R^2)/\rho \cdot R^2 = -4\pi c/\rho$$

d'ici on obtient:

$$c = -\rho I / 4\pi$$

et
$$V = \rho I / 4\pi \cdot 1/r ; E = \rho I / 4\pi \cdot 1/r^2$$

On peut voir que le champ électrique de l'électrode sphérique placée dans un milieu homogène ne dépend pas du rayon de cette électrode.

II-1-6- Champ électrique d'une électrode demi-sphérique

Examinons maintenant le champ électrique d'une électrode demi-sphérique de rayon "a" situé sur la surface de la terre de résistivité ρ et alimentée par un courant " I ".

Dans ce cas nous avons la même répartition du courant que dans le cas précédent, mais la densité du courant sera deux fois plus grande.

Les formules précédentes deviennent:

$$V = \rho I / 2\pi \cdot 1/r ; E = \rho I / 2\pi \cdot 1/r^2$$

Ce sont les formules de base de la prospection électrique

II-1-7 - Champ électrique d'une électrode ponctuelle

Examinons le caractère des surfaces équipotentiels et les lignes de forces d'une source ponctuelle. On peut obtenir l'équation des surfaces équipotentiels; supposant que $V = \text{const}$; alors $v = c = \rho I / 2\pi \cdot 1/r$; donc pour $r = a$; $c = \rho I / 2\pi \cdot 1/a$

C'est l'équation d'une demi-sphère de rayon "a" et de sommet le point "A"

On sait que les lignes de force du champ électrique ainsi que les lignes de courant dans un milieu homogène et isotrope sont toujours perpendiculaires aux surfaces équipotentiels. A cause de cela les lignes du courant d'une électrode "A" placée dans une roche homogène, représente l'ensemble des lignes radiales issues de "A"

II-1-8- Champ électrique de deux électrodes ponctuelles

Soient deux électrodes "A" et "B" placées sur un terrain conducteur de courant "I", circulant de "A" vers "B"; si $V_A > V_B$

On peut calculer le potentiel au niveau d'un point "M" situé entre "A" et "B", comme une somme de potentiel créé par la prise de terre "A" avec un courant "I" et par la prise de terre "B" avec un courant "-I".

Donc:

$$V_M = V_M^A + V_M^B = \rho \cdot I / 2\pi \cdot 1/r_{AM} - \rho \cdot I / 2\pi \cdot 1/r_{BM}$$

$$= \rho \cdot I / 2\pi (1/r_{AM} - 1/r_{BM})$$

On obtient l'équation des surfaces équipotentiels : (si $V = \text{const}$)

$$C = \rho \cdot I / 2\pi (1/r_{AM} - 1/r_{BM}) \quad \text{et} \quad (1/r_{AM} - 1/r_{BM}) = 2\pi C / \rho \cdot I$$

II-1-9 - Densité du courant Electrique et profondeur d'investigation

Cas d'une électrode placée à la surface de la terre: Examinons la répartition du courant issue de la source "A".

1 - au niveau du point "M" placé à la surface; 2 - et au niveau du point "P" situé à une profondeur "h".

On sait:

$$E = \rho I / 2\pi \cdot 1/r^2 \text{ donc : } J = I / 2\pi \cdot r^2$$

Dans notre cas : $J^h = I / 2\pi \cdot / (L^2 + h^2)$

et au point "M": $J^0 = I / 2\pi \cdot / L^2$

Donc la densité relative au point " P " sera égale à:

$$J^h / J^0 = 1 / [1 + (h/L)^2]$$

Traçons deux graphiques à partir de cette dernière formule, l'un pour une distance source-point de mesure égale à "L"; l'autre quand cette distance devient égale à " 3L ".

Nous constatons dans ces deux graphiques que l'orsque le point d'observation s'éloigne de la source la densité relative baisse plus lentement.

D'ici nous pouvons conclure, que la profondeur d'investigation dans la prospection électrique s'accroît quand la distance émetteur receptrer s'accroît aussi.

II-1-9-1 - Cas de deux électrodes

Examinons maintenant la répartition de la densité du courant à travers les roches suivant le plan vertical "Q" de deux sources du courant électriques "A" et "B".

Le plan "Q" se trouve au milieu de "AB".

Trouvons la densité du courant au point "P" à la profondeur " h ".

La densité totale : $J_{AB} = J_A + J_B$

$$J_A = J_B = I / 2\pi \cdot / (L/2)^2 + h^2$$

$$J_{AB} = (J_A + J_B) \cos\alpha$$

$$\cos\alpha = L/2[\sqrt{(L/2)^2+h^2}]$$

$$J^h_{AB} = I / 2\pi \cdot / [(L/2)^2 + h^2]^{3/2}$$

et sur la surface la densité de courant est exprimée par la relation suivante:

$$J^0_{AB} = 4I / \pi L^2$$

Donc la densité relative est:

$$J^h_{AB} / J^0_{AB} = 1 / [(2h/L)^2]^{3/2}$$

Sur la figure présentée ci-contre les deux courbes de densité de courant correspondent aux deux dispositifs de longueur "L" et "L'" (telle que $L > L'$)

Donc ces deux représentations analytiques et graphiques démontrent bien la relation existante entre la profondeur de pénétration du courant continu dans le sol avec l'augmentation de la longueur entre les deux électrodes.

II-1-9-2 - Champ électrique de dipôle

On appelle dipôle l'ensemble de deux sources ponctuelles du champ électrique de signes opposés, mais infiniment rapprochées; soit r_1 et r_2 les distances entre M et les dipôles respectifs, θ l'angle entre "r" et la direction "BA" (On appelle cette direction l'axe de dipôle), "l" la distance entre A et B.

On peut calculer le potentiel au point M comme une somme de potentiels créés par A et B

$$\begin{aligned} V_M &= V_M^A + V_M^B \\ &= \rho \cdot I / 2\pi \cdot 1/r_{AM} - \rho \cdot I / 2\pi \cdot 1/r_{BM} = \rho \cdot I / 2\pi (1/r_{AM} - 1/r_{BM}) \\ &= \rho \cdot I \cdot dr / 2\pi r_1 r_2 \\ &= \rho \cdot I \cdot l \cdot \cos\theta / 2\pi r^2 \end{aligned}$$

Etant donnée que: $l \ll r$; $r_1 \approx r_2 \approx r$; $\theta_1 \approx \theta_2 = \theta$; $dr = l \cdot \cos\theta$
désignant par "P" le moment de dipôle:

$$P = (\rho \cdot I / 2\pi) l$$

On a: $V_m = P \cdot \cos\theta / r^2$

L'intensité du champ électrique au point "M" peut être déterminé par la somme des composantes : radiale "E_r" et azimutale "E_θ".

$$E_r = - \partial v / \partial r = 2P \cdot \cos\theta / r^3 \quad \text{et} \quad E_\theta = - \partial v / \partial \theta = P \cdot \sin\theta / r^3$$

$$E = \sqrt{E_r^2 + E_\theta^2} = P / r^3 \sqrt{\sin^2\theta + 4\cos^2\theta} = P / r^3 \sqrt{3\cos^2\theta + 1}$$

Alors sur l'axe de dipôle ($\theta = 0^\circ$) $E = 2P / r^3$

et sur l'axe équatoriale ($\theta = 90^\circ$) $E = P / r^3$

L'intensité du champ de dipôle sur l'axe de dipôle est deux fois plus que sur l'axe équatorial; est inversement proportionnel au cube de la distance "r" c'est-à-dire qu'elle diminue intensivement par rapport au champ d'une source ponctuelle; c'est pourquoi l'utilisation de dipôle dans la prospection électrique nécessite l'utilisation de puissantes sources de courants.

II - 2 - Méthode de Résistivité.

Les méthodes de résistivité sont fondées sur la mesure des champs électriques créés par les sources ponctuelles placées sur la surface de la terre (lieu de la prospection) et calculer par la suite les caractéristiques du milieu ,qu'on appelle "résistivité apparente".

Supposons que sur la surface de la terre homogène de résistivité ρ il y a deux prises de terre ponctuelles A et B et deux électrodes M et N entre lesquelles on peut mesurer la différence de potentiel.

Calculons la différence de potentiel ΔV entre les électrodes M et N.

$$V_M = \rho.I / 2\pi (1/r_{AM} - 1/r_{BM})$$

$$V_N = \rho.I / 2\pi (1/r_{AN} - 1/r_{BN})$$

$$\Delta V = \rho.I / 2\pi (1/r_{AM} - 1/r_{BM} - 1/r_{AN} + 1/r_{BN})$$

$$K = 2\pi / (1/r_{AM} - 1/r_{BM} - 1/r_{AN} + 1/r_{BN})$$

On a la résistivité: (en Ohm)

$$\rho_a = K.\Delta V/I$$

C'est la formule de Schlumberger exprimant la proportionnalité entre la résistivité apparente,le coefficient du dispositif,la tension entre les électrodes de reception MN et le courant d'émission I.

CHAPITRE III MISE EN OEUVRE ET DISPOSITIFS DE MESURE DANS LA PROSPECTION ELECTRIQUE

III - 1 - Mise en oeuvre.

Une campagne de prospection électrique s'articule autour de deux principales composantes: Humaine et matériel ou équipement.

La composante humaine comprend tout d'abord l'équipe de **topographie**:

III-1-1- Equipe de topographie.

Cette équipe a pour tâche de matérialiser sur le terrain les sondages électriques d'après leur plan de position.

Le point de départ sur le terrain est un rattachement, on cherche un point connu (forage, point géodésique, point astronomique etc..) qui sera pris pour origine, ensuite on rattache ce point à un sondage électrique le plus proche de celui-ci.

On implante finalement les différents sondages électriques ou profils, en relevant à chaque fois les paramètres de mesures (Angles horizontaux, verticaux, lectures médianes et extrêmes etc..) qui vont servir pour le calcul des coordonnées X,Y,Z des différents sondages. (Comme la distance entre deux sondages et relativement grandes 1 à 2 Km; une moyenne de 6 à 8 levés intermédiaires est effectuée).

Le nombre de sondage réalisé quotidiennement peut être de 4 à 6 selon la nature du terrain et l'accèsibilité.

Le sondage électrique est matérialisé par un piquet et des pierres sur lesquelles est écrit à la peinture le nom du profil et le numéro du sondage (par exemple X₅)

La compensation (écarts de fermeture) est effectuée ultérieurement au bureau par la méthode des moindres carrés, après cette compensation le topographe établit les coordonnées définitives " X, Y, Z " , qui seront fournies au bureau d'interprétation.

III-1-1-1- Composition de l'équipe:

L'équipe de topographie se compose généralement :

- un topographe
- un chauffeur
- un porte mire

Elle utilise le matériel suivant:

- un véhicule du type Land-rover
- un théodolite T1
- deux mires (4 m)
- une chaîne d'arpenteur
- des piquets
- une carte topographique de la région

III-1-2- Equipe de résistivité.

Cette équipe est composée d'un opérateur, de deux chauffeurs et cinq manoeuvres.

Le laboratoire de résistivité est monté sur un véhicule, alimenté par la batterie du véhicule et comprend:

- *Une source d'envoi de courant (piles sèches montées en série)
- *Un sélecteur MN et un compensateur de PS Figure
- *Un inverseur de courant
- *Un enregistreur de ΔV

III - 2 - Techniques de Mesures .

Selon que l'on s'intéresse aux variations avec la profondeur ou aux variations latérales, on distingue deux techniques de mesures: Le sondage électrique et le profil de résistivité.

On utilise pour les deux techniques un dispositif symétrique comprenant deux prises de terre A et B et deux sondes M et N, l'ensemble électrodes-prises de terre "AMNB" sont alignés: Le dispositif de mesure correspondant est soit celui de Schlumberger ou bien de Wenner, tous deux placés sur la surface du sol. La résistivité apparente peut être calculée d'après la formule suivante:

$$\rho_a = k \cdot \Delta u / I$$

où: k désigne le coefficient du dispositif.

$$\rho_a = 2 \cdot \pi \cdot [AM \cdot AN / MN] \cdot \Delta u / I$$

III-2-1- Réalisation sur le terrain d'un sondage électrique.

La première tâche à faire consiste à rappeler aux manoeuvres la méthode de travail sur un fond de document, ensuite leurs donner les consignes de sécurité nécessaires à prendre au cours du travail.

Pour leur faciliter la tâche un câble de 20 m est étalé est dont le milieu correspond le point du sondage électrique (marque bleu) et les différentes positions de MN sont indiquées par des marques jaunes et celles des AB par des marques rouges.

III-2-1-1- Travail de l'opérateur:

Avant de procéder aux mesures l'opérateur vérifie le branchement des électrodes d'envoi A et B à l'aide du testeur de résistance; assure la compensation des courants parasites (compensation de la PS).

Quand la compensation est bonne, ce dernier envoie un courant direct et inverse; la valeur de ΔU_{MN} est obtenue en multipliant la distance "L" (l'élongation L) par l'échelle choisie (le calibre). Sur le métrix, il lit la valeur de " i " (intensité du courant); sur une feuille de mesure il met les valeurs de " i " et de ΔU_{MN} trouvée, le coefficient du dispositif " K " ensuite il calcule ρ_a .

III - 3 - Dispositifs de mesures.

On appelle dispositif de mesure, une figure géométrique mise en oeuvre sur le terrain à l'aide de câbles d'émission de courant électrique et des câbles de réception, permettant ainsi la mesure de la différence de potentiel entre deux électrodes .

III-3-1- Dispositif de Schlumberger.

Dans le cas du dispositif de Schlumberger Figure

MN est très petit par rapport à AB.; telle que : $4 \leq AB/MN \leq 20$; Si OA = a,

ON = b; On aura:

$$K = \pi.(a^2 - b^2) / 2b$$

Examinons maintenant un dispositif de Schlumberger situé sur la surface du milieu de deux terrains stratifiés de résistivité ρ_1 et ρ_2 et supposons que l'espacement du dispositif AB est beaucoup plus petit que l'épaisseur h_1 de la première couche.

Nous savons que la profondeur de pénétration du courant est une fonction de la distance AB, donc conformément à ce cas, la profondeur de pénétration est considérablement plus faible que l'épaisseur de la première couche; c'est pourquoi la surface de séparation entre les couches de résistivité ρ_1 et ρ_2 n'exerce pratiquement aucune influence sur ρ_a mesuré à l'aide du dispositif d'espacement très court, ρ_a tend vers la résistivité de la première couche $\rho_a \rightarrow \rho_1$.

III-3-2- Dispositif de Wenner.

Le dispositif de Wenner est tel que : AM=MN=NB

Si OA = a , $2a/3 = 2b$; on aura:

$$K = 4\pi a/3$$

III-3-3- Dispositif de Humel.

Le dispositif de Humel à trois électrodes \Rightarrow A, M, N se trouvent sur la même ligne et B est à l' ∞ .

$$K = 2\pi AM.AN / MN \quad ; \quad \text{où } MN < AO$$

III-3-4- Dispositif de Potentiel.

Le dispositif de potentiel à deux électrodes " A et M "

dont B et N sont à l'infini est :

$$K = 2\pi AM$$

III-4-5- Dispositif de Dipôle.

Les dispositifs de dipôle se distinguent suivants les angles que forment la longueur d'émission "AB", la longueur de réception "MN" et le point de mesure "O" (centre de MN) Figure

Ainsi, on distingue : 1- le dispositif azimutal { θ (variable) et $\gamma = \pi / 2$ }

2- le dispositif radial { θ (variable) et $\gamma = 0$ }

3- le dispositif parallèle { $\theta = \gamma$ }

4- le dispositif perpendiculaire { $\theta = \pi / 2$ et $\gamma = 0$ }

5- le dispositif axial { $\theta = \gamma = 0$ }

Le calcul des coefficients des dispositifs s'effectuent à l'aide de la formule générale pour chaque cas particulier.

CHAPITRE IV BASES THEORIQUES ET PRATIQUES DE L'INTERPRETATION CAS DU SONDAGE ELECTRIQUE VERTICAL

IV - 1 - Bases théoriques du sondage électrique vertical.

La base théorique du sondage électrique vertical est basé essentiellement sur la résolution de l'équation de Laplace appliquée au problème du champ électrique d'une source ponctuelle située sur la surface des stratifications horizontales.

Il s'agit donc de déterminer les fonctions " V_i " qui résolvent l'équation de Laplace:

$$\Delta V_i = 0$$

et qui doivent satisfaire aux conditions aux limites et conditions aux frontières.

1°) $V_i = V_{i+1}]_{z=d_i}$

2°) $1 / \rho_i [\partial v_i / \partial z] = 1 / \rho_{i+1} [\partial v_{i+1} / \partial z]]_{z=d_i}$

3°) $r \rightarrow \infty \quad V_i \rightarrow 0$

4°) $Z \rightarrow \infty \quad V_n \rightarrow 0$

5°) $Z = 0 \quad 1 / \rho_1 [\partial v_1 / \partial z] = 0$

6°) $R \rightarrow 0 \quad V_1 \rightarrow \rho_1 \cdot I / (2\pi R) \quad n \Rightarrow \quad V \rightarrow \infty$

Le potentiel et ses dérivées sont définis dans tous les points de l'espace exepnés l'infini où ils sont égaux à zéro.

Compte tenu de la symétrie par rapport à l'axe "Z" nous avons:

$$\partial^2 v / \partial r^2 + 1/r (\partial v / \partial r) + \partial^2 v / \partial z^2 = 0$$

Utilisons la méthode de Fourier pour résoudre cette équation de Laplace.

Présentons la fonction " V_i " sous la forme d'un produit de deux fonctions" u " et " v "

alors:

$$u = u(r) ; \quad v = v(z)$$

$$V = u(r).v(z)$$

Remplaçons " V " par ce produit dans l'équation de Laplace

$$v \partial^2 u / \partial r^2 + v/r (\partial u / \partial r) + u \partial^2 v / \partial z^2 = 0$$

et après avoir divisé par le produit " uv " on obtient l'équation suivante:

$$1/u \partial^2 u / \partial r^2 + 1/r.u (\partial u / \partial r) + 1/v \partial^2 v / \partial z^2 = 0$$

Les deux premiers termes ne dépendent que de "r" et le troisième ne dépend que de " z " c'est-à-dire,ils sont étalés séparément à la même grandeur,qui ne dépend ni de " r " ni de " z ",désignons le par " m² ".

L'équation precedente devient:

$$\begin{aligned} 1/u \partial^2 u / \partial r^2 + 1/r.u (\partial u / \partial r) &= - m^2 \\ 1/v \partial^2 v / \partial z^2 &= m^2 \end{aligned}$$

Ce sont les équations de Bessel d'ordre zéro.

Les intégrales de ces équations sont respectivement :

$$J_0(m,r) ; Y_0(m,r) ; e^{mz} ; e^{-mz}$$

Donc l'intégrale renferme les produits suivants:

$$J_0(m,r) e^{-mz} \quad \text{et} \quad J_0(m,r)e^{mz}$$

$$Y_0(m,r) e^{-mz} \quad \text{et} \quad Y_0(m,r) e^{mz}$$

On choisit les solutions qui satisfassent les conditions aux limites.On sait que la fonction

$Y_0(m,r)$ tend vers l'infini si " mr " tend vers zéro.Il en résulte que cette fonction ne satisfait pas les conditions imposées du problème (condition 6). Ainsi on peut considerer comme solution particulière la somme suivante:

$$A.e^{-mz} Y_0(m,r) + B.e^{mz} Y_0(m,r)$$

où:

A et B sont les fonctions de variables d'intégration " m ",qui ne dépendent ni de "r" ni de "z". Alors,la solution générale donnée par cette méthode de Fourier est la suivante:

$$V(r,z) = \int [A.e^{-mz} + B.e^{mz}] Y_0(m,r) dm$$

Cette solution se généralise pour les différentes couches,il suffit d'appliquer les conditions aux limites et conditions aux frontières correspondantes.

par exemple:

$$V(i) = \int [A_i.e^{-mz} + B_i.e^{mz}] Y_0(m,r) dm$$

$$V(n) = \int [A_n \cdot e^{-mz}] Y_0(m,r) dm \quad ; \quad \text{avec } B_n = 0$$

IV - 1 - 1 - Application pour les couches supérieures:

Ecrivons que le potentiel au niveau de la première couche s'écrit comme suit:

$$V_{(1)} = V^* + V$$

où :

$$V^* = \rho_1 \cdot I / (2\pi R) : \text{le potentiel d'une électrode ponctuelle " A " sphérique dans la première couche (voir formule:)}$$

$$V_1(r,z) = \int [A_1 \cdot e^{-mz} + B_1 \cdot e^{mz}] Y_0(m,r) dm : \text{potentiel dépendant à la fois de "r" et de "z"}$$

Le potentiel $V_{(1)}$ peut être présenter comme suit:

$$V_{(1)} = \rho_1 \cdot I / 2\pi \cdot \sqrt{r^2 + z^2} + \int [A_1 \cdot e^{-mz} + B_1 \cdot e^{mz}] Y_0(m,r) dm$$

Utilisons la condition 5 :

$$\left\{ \frac{I \cdot Z}{2\pi \cdot [r^2 + z^2]^{3/2}} + \frac{1}{\rho_1} \int m (-A_1 \cdot e^{-mz} + B_1 \cdot e^{mz}) Y_0(m,r) dm \right\}_{z=0} = 0$$

L'intégrale est égale à zéro pour n'importe quelle grandeur de la variable indépendante de " r " seulement pour un seul cas:

$$\text{quand : } m(-A_1 + B_1) Y_0(m,r) = 0 ; \text{ d'où } A_1 = B_1$$

$$\text{Donc: } V_{(1)} = \rho_1 \cdot I / 2\pi \cdot \sqrt{r^2 + z^2} + \int B_1 \cdot (e^{-mz} + e^{mz}) Y_0(m,r) dm$$

$$\text{En utilisant la formule de Weber-Lipschitz: } 1/\sqrt{r^2 + z^2} = \int e^{-mz} Y_0(m,r) dm$$

Nous pouvons écrire le potentiel $V_{(1)}$ sous la forme d'intégrale suivante:

$$V_{(1)} = \int [(\rho_1 \cdot I / 2\pi) e^{-mz} + B_1 \cdot (e^{-mz} + e^{mz})] Y_0(m,r) dm$$

IV-1-2- Potentiel électrique dans le cas de deux (2) couches.

Considérons tout d'abord le cas simple de deux couches stratifiées. Soit une couche horizontale d'épaisseur " h_1 " et de résistivité " ρ_1 ", recouvrant un substratum homogène indéfinie de résistivité " ρ_2 ".

Pour résoudre ce problème considérons le système d'équations construit à partir des conditions aux limites:

$$1^\circ \quad V_1 = V_2 \Big|_{z=h}$$

$$2^\circ \quad 1 / \rho_1 [\partial v_1 / \partial z] = 1 / \rho_2 [\partial v_2 / \partial z] \Big|_{z=h_1}$$

Etant donnée que : $A_1 = B_1$ et $B_2 = 0$

On a:

$$\int [(\rho_1 I / 2\pi) e^{-mz} + B_1 (e^{-mz} + e^{mz})] Y_0(m, r) dm = \int A_2 e^{-mz} Y_0(m, r) dm$$

$$- m / \rho_1 \cdot [(\rho_1 I / 2\pi) e^{-mh1} - m / \rho_1 B_1 e^{-mh1} + m / \rho_1 B_1 e^{mh1}] = - m / \rho_2 A_2 e^{-mh1}$$

ou bien: $(B_1 + \rho_1 I / 2\pi) e^{-mh1} + B_1 e^{-mh1} = A_2 e^{-mh1}$

$$1 / \rho_1 [(-\rho_1 I / 2\pi - B_1) e^{-mh1} + B_1 e^{-mh1}] = -1 / \rho_2 A_2 e^{-mh1}$$

En résolvant ce système d'équations on obtient:

$$B_1 = (\rho_1 I / 2\pi) [K_{12} e^{-2mh1} / (1 - K_{12} e^{-2mh1})] \quad \text{où : } K_{12} = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$$

On appelle " K " coefficient de reflexion.

Il est plus préférable de présenter " B₁ " sous une forme plus condensée, en l'exprimant sous la forme d'une série, sachant que:

$$(1 - K_{12} e^{-2mh1})^{-1} = 1 + K_{12} e^{-2mh1} + K_{12}^2 e^{-2m2h1} + K_{12}^3 e^{-2m3h1} \dots + \dots \text{ etc...}$$

d'où:

$$B_1 = (\rho_1 I / 2\pi) \cdot [K_{12} e^{-2mh1} + K_{12}^2 e^{-2m2h1} + K_{12}^3 e^{-2m3h1} \dots]$$

$$= (\rho_1 I / 2\pi) \sum K_{12}^n e^{-2mnh1}$$

ainsi :

$$B_1 = (\rho_1 I / 2\pi) \sum K_{12}^n e^{-2mnh1}$$

donc:

$$V_{(1)} = \rho_1 I / 2\pi \cdot \sqrt{(r^2 + z^2)} + \int (\rho_1 I / 2\pi) \sum K_{12}^n e^{-2mnh1} (e^{-mz} + e^{mz}) Y_0(m, r) dm$$

$$V_{(1)} = \rho_1 I / 2\pi \left[\frac{1}{\sqrt{(r^2 + z^2)}} + \sum K_{12}^n \int e^{-m(2nh1 + z)} Y_0(m, r) dm + \sum K_{12}^n \int e^{-m(2nh1 - z)} Y_0(m, r) dm \right]$$

En appliquant une deuxième fois la formule de Weber-Lipschitz on obtient la formule suivante:

$$V_{(1)} = \rho_1 I / 2\pi \left[\frac{1}{\sqrt{(r^2 + z^2)}} + \sum K_{12}^n \frac{1}{\sqrt{(r^2 + (2nh1 + z)^2)}} + \sum K_{12}^n \frac{1}{\sqrt{(r^2 + (2nh1 - z)^2)}} \right]$$

Dans le cas d'un potentiel à la surface de la terre (c'est-à-dire $z=0$) on a:

$$V(1) = \rho_1 I / 2\pi [1/r + 2\sum K_{12}^n / \sqrt{r^2 + (2nh_1)^2}]$$

On sait que : $E = - \partial v_1 / \partial r$

donc:

$$E(1) = \rho_1 I / 2\pi [1/r^2 + 2\sum r K_{12}^n / [(r^2 + (2nh_1)^2)^{3/2}]$$

IV-1- 3 - Etablissement de la formule de la résistivité apparente.

IV-1-3 -1- Résistivité apparente.

On peut toujours mesurer la résistivité d'un terrain homogène en se servant d'un quadripôle de forme et de dimension quelconque. Il suffit de mesurer I et ΔV . On obtient le résultat en Ohm.m; si V est exprimé en volts, I en ampères, les longueurs en mètres.

Soit, maintenant, un terrain quelconque, et dont il n'est pas nécessaire de supposer la surface plane. Il est toujours possible de d'installer un quadripôle, de mesurer I et ΔV , puis de calculer la valeur numérique de K . Le nombre obtenu est de même dimension qu'une résistivité. Mais ce ne saurait être la résistivité du terrain, puisqu'il n'est pas homogène. On le nomme " **résistivité apparente** ".

Cette résistivité apparente ρ_a dépend évidemment de la position du quadripôle, de sa forme, de ses dimensions ainsi que de la structure du terrain. En général (à moins de vouloir imaginer des cas très particuliers), la résistivité apparente ρ_a sera une sorte de moyenne des résistivités vraies des divers terrains qui se rencontrent à l'intérieur du volume de sol intéressé pratiquement par la distribution du courant.

Elle est parfois définie comme la résistivité vraie d'un terrain imaginaire, homogène et isotrope, équivalent au terrain réel hétérogène.

IV-1-3-2- Formulation et expression de la résistivité apparente.

Soit un dispositif de Humel fig

$$\rho_a = K. \Delta V / I \quad \text{avec: } K = 2\pi. [AM.AN] / MN$$

Si $MN \rightarrow 0$; $AM \rightarrow AN \rightarrow r$ et $\Delta V / MN \rightarrow E$

Comme : $E_1 = - \text{Grad}(V_1) = - \partial v_1 / \partial r$

$$\rho_a = E_1 / I = 2\pi r^2. (\text{Grad } V_1) / I = 2\pi r^2. (- \partial V_1 / \partial r)$$

où : I : est l'intensité du courant

Après dérivation de la fonction potentiel "V" on obtient:

$$\rho_a = \rho_1 [1 + 2 \Sigma r^3 (K_{12})^n / [(r^2 + (2nh_1)^2)^{3/2}]$$

$$\rho_a / \rho_1 = 1 + 2 \Sigma (r/h_1)^3 (K_{12})^n / [(r/h_1)^2 + 4n^2]^{3/2}$$

C'est l'équation des courbes théoriques à deux couches.

Selon cette relation, les courbes théoriques de résistivité apparente pour différents modèles sont calculées en considérant les différents rapports des résistivités:

$$\rho_{a2} / \rho_{a1}$$

Ces courbes sont représentées sur papier bilogarithmique et rassemblées dans un catalogue dit **Abaque** à deux terrains.

Toutes ces courbes ont une allure caractéristique, elles ont deux asymptotes verticales.

Chaque réponse du modèle ou chaque courbe se trouve entre ces deux asymptotes:

LA METHODE GRAVIMETRIQUE

RESUME : Cet ouvrage traitant la géophysique pour les géologues, a pour ambition tout d'abord, l'actualisation du support pédagogique en géophysique appliquée, par l'intégration de nouvelles techniques de prospection surtout en sub-surface (la multi électrode ; le géo radar etc..) et enfin la vulgarisation de ces méthodes d'investigation au sein de la communauté universitaire; Enseignants, Ingénieurs et chercheurs spécialisés dans les sciences de la terre.

Les géologues trouveront dans cet ouvrage les bases théoriques et pratiques de la géophysique: géophysique de surface ou superficielle, la géophysique semi-profonde et enfin la géophysique profonde. Il interressera également le grand public, curieux de s'avoir ce que cache le sous-sol et comment l'explorer; dans le domaine de la recherche pétrolière et minière, en hydrogéologie et thermalisme, dans les travaux publics (Batiments, Ponts et Chaussées) ; en archéologie et recherches océaniques, en volcanologie et en sismologie.

Les thèmes développés dans ce livre sont: Les interactions entre les phénomènes physiques et les propriétés physiques de la matière (la Roche, la Terre ou l'Univers).

Le formalisme théorique et fondamentale des différents phénomènes physiques ayant des interactions avec la matière..

Les caractéristiques pétrophysiques des roches: Les propriétés élastiques; les propriétés électriques et électromagnétiques, les propriétés magnétiques et gravimétriques ainsi que les propriétés radiométriques des roches.

Le formalisme géophysique issue de l'interaction entre les champs physiques et les propriétés physiques de la roche.

Les classifications des différentes méthodes géophysiques selon divers modes.

La définition des espaces géologiques et géophysiques en Algérie et leurs interactions (Espaces géologiques et géophysiques).

Les applications relatives à chaque méthode géophysique utilisée en surface, en sub surface en profondeur ou dans les puits de forage (méthodes des diagraphies, les méthodes électriques et électromagnétiques , les méthodes gravimétriques et magnétiques, les méthodes radiométriques, les méthodes sismiques).

Les techniques d'exploitation des différentes méthodes géophysiques depuis l'acquisition, le prétraitement, le traitement des données jusqu'à l'interprétation phase finale de toutes études géophysique.

Réalisation et rédaction d'un rapport final de géophysique. Le livre est organisé en plusieurs parties, regroupant toutes les méthodes géophysiques.

PARTIE -4-

METHODE DE PROSPECTION GRAVIMETRIQUES

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES.....	001
PREFACE.....	012
RESUME.....	0

CHAPITRE I INTRODUCTION

1 Introduction:.....	014
2 - Classification des méthodes Géophysiques.....	015
2-1 - Classification selon le caractère physico-chimique	015
2-1-1 - Densité des roches.....	016
2-1-2 - Propriétés magnétiques des roches.....	016
2-1-3 - Vitesse de propagation d'un ébranlement.....	017
dans les différentes roches.	
2-1-4 - Propriétés électriques des roches.....	017
2-1-5 - Propriétés radioactives.....	018
3 - Choix des méthodes à adopter.....	018
3-1 - Conditions matérielles indépendantes du sous-sol....	019
3-2 - Principe d'échelonnement des méthodes géophysiques...	020
4 - La profondeur d'investigation.....	025
5 - Exploitation des des méthodes Géologo-géophysiques.....	026

CHAPITRE II THEORIE DES POTENTIELS.

1 - Champ de Forces.....	030
1-2 - Définition.....	030

1-2-1 - Circulation du vecteur champ.....	031
1-2-2 - Flux du vecteur champ.....	032
1-2-2-1 - Flux élémentaire.....	032
1-2-2-2 - Flux à travers une surface.....	032
1-2-2-3 - Théorème d'Ostrogradsky.....	033
1-2-2-4 - Théorème de Green.....	034
1-2-3 - Champ de vecteurs dérivants d'un potentiel..	034
1-2-3-1 - Définition.....	034
1-2-3-2 - Circulation d'un vecteur champ....	035
1-2-3-3 - Champ dérivant d'un potentiel.....	035
1-2-3-4 - Le champ à symétrie sphérique.....	037
1-2-4 - Champ Newtonien.....	037
1-2-4-1 - Champ Newtonien d'un centre actif.	037
1-2-4-2 - Champ et potentiel d'une.....	039
distribution de centres actifs.	
1-2-4-3 - Etude du flux.....	040
1-2-4-4 - Théorème de Gauss.....	041
1-2-4-5 - Equation de Poisson.....	041
1-2-5 - Application au champ de gravitation.....	043
1-2-5-1 - Loi de l'attraction universelle....	043
1-2-5-2 - Attraction universelle et Pesanteur	044

CHAPITRE III

LA PESANTEUR

1 - Accélération de la pesanteur.....	048
1-1 - Définition.....	048
1-2 - Analyse de la pesanteur.....	050
1-3 - Ordre de grandeur des termes.....	052
1-4 - Le terme de marée et les marées.....	053
1-4-1 - Analyse du terme de marée.....	053
1-4-2 - Etude des marées.....	054
1-4-2-1 - Marée terrestre.....	055
1-4-2-2 - Marée océanique.....	055
2 - Géoïde et ellipsoïde de référence.....	056
2-1 - Le géoïde.....	056
2-2 - Paradoxes sur le géoïde.....	056
2-2-1 - Irrégularités du géoïde.....	057
3 - La formule de Clairaut.....	059

CHAPITRE IV

ORIGINE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

1 - Introduction.....	063
2 - Origine des Anomalies Gravimétriques.....	063
3 - Densité des roches.....	065
3-1 - Composition des roches.....	065
3-2 - Caractéristiques principales de la densité.....	067
3-3 - Densité des roches sédimentaires.....	068
3-4 - Roches cristallines.....	071
3-5 - Roches métamorphisque.....	072
3-6 - Ordre de grandeur des densités.....	073

4 - Détermination des densités.....	073
4-1 - Mesures sur affleurements.....	073
4-2 - Mesures indirectes à l'aide d'un gravimètre.....	074
4-3 - Détermination de la densité à partir des vitesses sismiques.....	074
4-4 - Mesures dans les forages.....	076
4-4-1 - Mesure sur carottes.....	076
4-4-2 - Mesure sur cuttings.....	076
4-4-3 - Mesure sur Log sonique.....	077
4-4-4 - Mesure sur Log gamma-gamma.....	077
4-4-5 - Mesure sur Logs électriques.....	078
4-4-6 - Mesure sur Carottage gravimétrique.....	079

CHAPITRE V MESURE DES ANOMALIES GRAVIMETRIQUES

1 - Mesure de la pesanteur.....	081
2 - Causes de variation de la pesanteur.....	082
3 - Procédés de mesures.....	082
3-1 - Les procédés dynamiques.....	083
3-1-1 - Pendule simple.....	083
3-1-2 - Chutte libre.....	084
3-2 - Les procédés statiques.....	086
3-2-1 - Balance à ressort ou gravimètre.....	086

CHAPITRE VI LES GRAVIMETRES

1 - Généralités.....	089
1-1 - Objet de la mesure.....	089
1-2 - Mesure absolue - Mesure relative.....	089
1-3 - Gravimètres statiques et dynamiques.....	090
2 - Principe des gravimètres statiques (stables).....	091
2-1 - Gravimètres astatisés.....	092
2-1-1 - Définition de l'astatisation.....	092
2-2 - Principe d'un gravimètre astatisé.....	093
2-3 - Conditions de l'astatisation.....	096
3 - Problèmes de réalisation et causes d'erreurs.....	098
3-1 - Variation de pression.....	098
3-2 - Variation de température.....	099
3-2-1 - Thermostatisation.....	100
3-2-2 - Compensation thermique du système de mesure.....	101
3-2-2-1 - Système "Worden".....	101
3-2-2-2 - Système "GAK".....	102
4 - Etalonnage des gravimètres.....	102
4-1 - Nivellement du gravimètre.....	103
4-1-1 - Intérêt du nivellement.....	103
4-1-2 - Réglage des niveaux.....	104
4-1-3 - Lecture par la méthode de zéro.....	105
4-1-4 - Dérives:.....	106
4-1-4-1 - Dérive de repos.....	106

4-1-4-2 - dérive de déblocage.....	107
4-1-4-3 - dérive de changement de.....	107
lecture.	
4-1-4-4 - Dérive de changement de zéro.....	108
4-1-4-5 - Dérive de transport.....	108
4-1-4-6 - Dérive de changement.....	108
de température et de pression	

CHAPITRE VII MISE EN OEUVRE

I - Mesure par cheminement.....	109
1 - Réseau de Bases.....	109
2 - Mesures sur les stations.....	111
3 - Réseau International Gravimétrique.....	112

CHAPITRE VIII ACQUISITION DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1 - Introduction.....	115
2 - La liaison de bases.....	116
3 - La maille et l'écart de fermeture.....	119
3-1 - critique des écarts de fermeture.....	120
4 - Le réseau de bases.....	120
4-1 - Présentation du réseau.....	120
4-2 - Exemple.....	121
4-3 - Liaisons à refaire.....	122
4-4 - Fractionnement d'un réseau de bases.....	123
5 - Répartition des écarts de fermeture.....	124
5-1 - Procédé des "engrenages" ou des moindres carrées....	126
5-1-1 - Calcul des "m".....	131
5-1-2 - Calcul des résidus.....	131
5-2 - Méthode des approximations successives.....	134
6 - Précision d'un réseau.....	142
7 - Valeur de référence.....	144

CHAPITRE IX TRAITEMENT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1 - Introduction.....	145
2 - Anomalie de Bouguer.....	146
2-1 - Définition.....	146
3 - Calcul des corrections.....	147
3-1 - But des corrections.....	147
3-2 - Correction d'air libre.....	147
3-3 - Correction de plateau.....	148
3-4 - Correction de relief.....	151
3-5 - Correction de latitude.....	154
3-6 - Correction luni-solaire.....	155
3-6-1 - Calcul du terme de marée.....	157
3-6-2 - Correction du terme de marée.....	161

3-6-3 - Exemple.....	163
4 - Procédé de calcul de l'effet de relief.....	166
4-1 - Méthode classique de Hayford.....	167
4-2 - Méthode Numérique.....	168

CHAPITRE X L'ISOSTASIE

1 - Constitution du globe terrestre.....	171
2 - Caractère systématique des anomalies de Bouguer.....	172
3 - Anomalies de la verticale.....	174
4 - Concepts d'Isostasie.....	176
4-1 - Théorie de la compensation (Pratt ,Hayford).....	176
4-2 - Théorie de l'isostasie	177
4-2-1 - Théorie de Pratt.....	181
4-2-2 - Théorie d'Airy.....	181
4-3 - Analyse critique des deux théories.....	182

CHAPITRE XI PRINCIPES GENERAUX DE L'INTERPRETATION DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1 - Introduction.....	185
2 - Exemple de problèmes d'interprétation en gravimétrie.....	186
2-1 - Dôme de sel.....	186
2-2 - Les récifs.....	187
2-3 - Les plissements.....	187
2-4 - Les failles.....	189
2-5 - Etude de socle.....	189
2-6 - Gisements miniers.....	189
3 - Etablissement de la carte gravimétrique.....	191
3-1 - Etapes de traitement.....	192
3-1-1 - Calcul de l'anomalie de Bouguer.....	192
3-1-2 - Représentation graphique de l'anomalie de... Bouguer	193
4 - Séparation des anomalies gravimétriques.....	193
4-1 - Profondeur d'une anomalie.....	193
4-2 - Séparation des anomalies de la gravité.....	196
5 - Etablissement de l'anomalie régionale par la méthode... graphique	198
6 - Méthode analytique de séparation d'anomalie.....	200
6-1 - Méthode de la moyenne.....	201
6-2 - Méthode des dérivées verticales.....	202
6-2-1 - La dérivée seconde verticale.....	205
6-2-2 - La dérivée première verticale.....	213
6-3 - Les prolongements.....	216
6-3-1 - Prolongement vers le haut.....	216
6-3-2 - Prolongement vers le bas.....	218
7 - Analyse fréquentielle du champ de gravité.....	218
7-1 - Calcul pratique de la Transformée de Fourier	223
Discrète d'un champ donné ou créé par un modèle.	

CHAPITRE XII SIMULATION DES MODELES
EN GRAVIMETRIE

I - Introduction au problème inverse dans les sciences.....226
de la terre

1 - Introduction.....226

2 - Méthode directe.....228

2-1 - Construction des Abaques.....229

2-1-1 - Bases théoriques.....229

2-1-2 - Exemple de construction d'abaques.....231

2-1-2-1 - Abaque à maille.....231

2-1-2-2 - Abaque à point.....232

2-1-3 - Description de l'abaque.....232

2-1-4 - Utilisation de l'abaque.....234

2-1-4-1 - Modèle cylindrique de longueur....234
infinie.

3 - Méthode Numérique de calcul sur ordinateur des anomalies..237
gravimétriques créés par les structures à "2D"

3-1 - Méthode de Talwani.....238

II - Inversion des données gravimétriques.....240

1 - Calcul des anomalies.....241

2 - Formulation du problème.....241

3 - Cas des équations linéaires.....243

3-1 - Digitalisation du domaine d'intégration.....243

4 - Cas des équations non linéaires.....245

4-1 - Linéarisation.....245

4-2 - Méthode des inverses généralisées.....247

4-2-1 - Problème d'instabilité de la solution.....250

4-2-2 - Algorithme de "MARQUARDT"251
ou (ridge regression).

ANNEXE /1 LISTE DES PROGRAMMES DE TRAITEMENTS ET.
D'INVERSIONS DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

ANNEXE /2 FORMULES ET EXPRESSIONS

BIBLIOGRAPHIE.

CHAPITRE I

INTRODUCTION A LA GÉOPHYSIQUE

1 - Introduction

La géophysique est la science qui étudie les phénomènes physiques dont l'Univers est le siège.

En fait, elle s'occupe plus spécialement de la pesanteur et de la gravitation, du Magnétisme, de l'électricité terrestre et atmosphérique, du champ électromagnétique naturel ou artificiel, de la sismique réflexion et réfraction des phénomènes de tremblement de terre, de la Radioactivité de la climatologie, du volcanisme et tous les problèmes de l'environnement.

Le rayon d'action de la géophysique ne cesse de se développer certaines branches de la science telles que: L'Astrophysique, la Médecine l'Aéronautique spatiale; font appel dans leur investigation à ces méthodes .

La Géophysique Appliquée à la prospection se subdivise en deux branches distinctes:

- La géophysique de surface (Mesures en surface)
- La géophysique interne "Mesures dans les puits "

La branche de Géophysique que nous allons développer dans ce livre est celle employée en surface (mesures indirectes)

Cette méthode s'efforce, par des mesures paramétriques précises de surface, d'étudier, dans une portion de l'écorce la répartition dans le sous-sol d'un caractère physico-chimique donné, ce caractère variant d'une couche ou série stratigraphique à l'autre, et d'en déduire par des méthodes d'interprétation directes et inverses la forme la profondeur ainsi que la puissance de cette formation.

2 - Classification des méthodes Géophysiques

2-1 - Classification selon le caractère physico-chimique.

Les caractères physico-chimiques adoptés pour les études

géophysiques doivent, à la fois, être suffisamment différenciés d'un milieu à l'autre ou d'une roche à l'autre, afin de bien distinguer les anomalies recherchées.

2-1-1 - Densité des roches

Ce sont les méthodes Gravimétriques qui étudient l'effet de la répartition des roches du sous-sol sur le champ de pesanteur terrestre.

On mesure généralement les variations de l'accélération "g" de la pesanteur entre les différents points de la surface du sol: On utilise pour cela des appareils appelés "gravimètre".

2-1-2 - Propriétés magnétiques des roches.

Ce sont les méthodes magnétiques: susceptibilité magnétique et magnétisme rémanent qui étudient l'effet de la répartition des roches du sous-sol sur les variations du champ magnétique terrestre d'un point à l'autre de la surface.

Le contraste magnétique entre les roches, permet de localiser les gisements ferro-magnétiques, grâce à des appareils dits: Magnétomètres, permettant la mesure des variations du champ magnétique total.

La méthode géophysique utilisée dans ce cas est la Magnétométrie (elle sera publiée prochainement)

2-1-3 - Vitesse de propagation d'un ébranlement dans les différentes roches.

Les vitesses de propagation des ébranlements dépendent des constantes élastiques des roches et de leurs densités.

Ce sont les méthodes Sismiques qui étudient les temps de propagation des ondes élastiques entre un point d'explosion et un certain nombre de sismographes convenablement placés à la surface du sol.

Les temps observés dépendent des trajets parcourus c'est-à-dire à la fois de la répartition des terrains et de leurs "vitesse" respectives.

On distingue la sismique réfraction et la sismique réflexion

2-1-4 - Propriétés électriques des Roches (résistivité)

Les méthodes électriques étudient en surface les potentiels créés par le passage d'un courant dans le sous sol. Selon les procédés mis en oeuvre: Nous distinguons les sondages électriques, telluriques et électromagnétiques. Ces derniers exploitent les propriétés physiques des corps conducteurs et inducteurs.

2-1-5 - Propriétés radioactives

C'est la propriété de certains éléments ou "roches" de se transformer avec émission de rayonnement ou particules. Les rayonnements émis produisent sur la matière des effets "d'ionisation, de perturbation du réseau cristallin, de luminescence, ou d'effet chimique ou calorifique.

Ainsi on exploite les rayonnements suivants: les rayons alpha les rayons beta, les rayons gamma.

3 - Choix des méthodes à adopter

Il n'y a pas de règles absolues dans le choix des méthodes à adopter, car les problèmes qui se posent dans la nature ne sont d'une part, jamais simples, et d'autre part jamais suffisamment bien définis en ce qui concerne la succession la nature, les constantes physiques des roches du sous-sol la stabilité ou la linéarité des paramètres

En outre, les structures que l'on cherche à déceler ou à préciser s'écartent toujours plus ou moins des types simplifiés classiques (modèle théorique ou "expérimental") A priori, il faudrait adopter la méthode pour laquelle la caractéristique physique est la plus différenciée d'une roche à l'autre; la méthode gravimétrique devrait, réussir sur des formations de densités très différentes les unes des autres.

Mais ce critère est trop vague pour être utilisable réellement.

Dans la pratique, le choix des méthodes géophysiques à adopter s'appuie en général, sur d'autres considérations liées, en dehors de certaines conditions matérielles indépendantes du sous-sol, aux possibilités physiques des diverses méthodes devant les problèmes géologiques posés, et à la recherche du meilleur rendement économique possible dans un cadre budgétaire donné.

3-1 - Conditions matérielles indépendantes du sous-sol.

La mise en oeuvre d'un système d'acquisition de données géophysiques sera gênée si les conditions naturelles du milieu sont difficiles: en forêt de pénétration difficile dans une zone inondée, dans une région très cultivée, dans un centre urbain, dans des régions perturbées par les lignes de haute tension ou des lignes de chemin de fer etc...

Mais en outre, chaque méthode a ses difficultés propres:

La gravimétrie redoute les régions montagneuses, parce que les corrections à faire sur les mesures de pesanteur pour tenir compte du relief autour des stations et de l'altitude de celles-ci ne seront jamais parfaites.

Les méthodes électriques sont gênées par la proximité de voies ferrées électrifiées avec retour de courant par le sol. Un pipe-line enterré, métallique, donc très conducteur attire le courant et fausse les résultats.

Les mesures magnétiques sont perturbées par la proximité d'objets en fer, ou même par des roches superficielles contenant une certaine teneur en éléments ferromagnétiques.

La sismique, avec son matériel relativement lourd, sera en difficulté si les routes ou pistes sont rares, les pentes raides, si les petits forages nécessaires pour enterrer la dynamite sont pénibles (crôte calcaire en surface cailloutis rendant un tubage nécessaire, ..) si des détériorations sont à craindre sur des maisons ou ouvrages d'art trop proches des explosions.

3-2 - Principe d'échelonnement des méthodes géophysiques

Certaines méthodes sont plus spécialement adaptées aux études de grande reconnaissance en pays vierges, par leur rapidité de travail et leur coût peu élevé.

Ce sont en particulier les méthodes utilisant des champs naturels: gravimétrie, méthodes magnétiques, et telluriques.

Elles se prêtent mal aux études quantitatives, et à fortiori si l'on ignore la succession des terrains constituant le sous-sol et leurs constantes physiques.

L'objet de ces méthodes est de mettre en évidence des zones anomaliques, c'est-à-dire des zones où le champ de pesanteur par exemple est normalement perturbé.

Le travail d'interprétation consiste à chercher la cause des anomalies constatées. D'une façon générale, la répartition des constantes physiques dans le sous-sol, en liaison avec la répartition des roches, dépend, pour les terrains sédimentaires, des conditions de sédimentation (faciès) et de conditions tectoniques (répartition géométrique d'une

roche de faciès donné).

Dans le socle cristallin, ou métamorphique, d'autres conditions complexes interviennent.

En prospection du pétrole, on s'efforcera d'abord de dégager les anomalies d'origine profonde de celle d'origine plus superficielle, en se basant sur l'étalement des anomalies par exemple:

Une large anomalie correspondant à un défaut de pesanteur suggérera une zone d'enfoncement du socle (subsidence)
une anomalie alignée à fort gradient toujours dirigée d'un même côté suggérera une faille, un changement latéral de faciès
Une anomalie étroite correspondant à un excès de pesanteur suggérera un mouvement tectonique de type anticlinal, dôme horst, affectant des roches peu profondes (sédimentaires) et pouvant donner lieu à un réservoir de pétrole éventuel.

En somme, les anomalies géophysiques obtenues par les méthodes de reconnaissance qualitatives, donnent des indications sur les grands traits de l'ensemble d'un bassin sédimentaire, moyennant des hypothèses qui restent à contrôler

- Pour contrôler une hypothèse de travail, par exemple qu'une large anomalie gravimétrique correspond à une zone de subsidence où les terrains sédimentaires sont plus épais, ou pour s'assurer qu'une anomalie locale à bien pour cause une structure anticlinale, on fait intervenir des méthodes géophysiques de détail, notamment la sismique réflexion qui donne une bonne précision sur la détermination du sens des pendages et une estimation généralement bonne des profondeurs la sismique est une méthode quantitative. Souvent le géologue fait appel à la sismique pour préciser l'allure en profondeur d'une structure affleurante. La seule raison qui empêche d'utiliser la sismique comme méthode, de reconnaissance, c'est sa lourdeur de mise en oeuvre: relativement lente et coûteuse, elle ne peut économiquement être utilisée que, localement sur une zone intéressante.

- Certaines méthodes, notamment les méthodes électriques et la sismique réfraction peuvent être considérées comme des méthodes de semi-détail en ce sens qu'elles sont suffisamment rapides pour ne pas être d'un prix exorbitant conjointement exploitées avec la gravimétrie ou le magnétisme elles permettent d'aborder une interprétation quantitative lorsqu'on connaît la nature des divers terrains par des affleurements voisins ou par un sondage.

Il est conseillé d'échelonner les études géophysiques en commençant par la gravimétrie ou la méthode magnéto-tellurique avant de terminer localement par la sismique.

Lorsqu'on connaît suffisamment les conditions du sous-sol on remplace parfois la sismique par une étude électrique de détail.

- Possibilités physiques des diverses méthodes.

Assez souvent, les méthodes de reconnaissance permettent de se faire une idée des mouvements du socle cristallin c'est le cas généralement pour la méthode gravimétrique et magnétique les roches cristallines acides et surtout basiques de susceptibilité magnétique et de densité élevées par rapport à l'ensemble des terrains sédimentaires. C'est souvent aussi pour la méthode magnéto-tellurique.

Indépendamment de l'intérêt de connaître les zones d'approfondissement du bassin sédimentaire, l'étude plus détaillée des mouvements du socle cristallin nous intéresse en prospection du pétrole si les plissements des couches sédimentaires où nous cherchons le pétrole sont en rapport avec la forme du socle, c'est-à-dire si les plissements ont eu lieu après le dépôt des couches sur le socle. Bien entendu, même dans ce cas, le socle peut présenter des climatisations qu'il possédait déjà lors du dépôt des couches.

En outre, des couches sédimentaires peuvent se plisser différemment du socle lors de l'effort orogénique.

Dans le cas des mouvements du socle autres que les plissements et failles, c'est-à-dire dans les phénomènes d'intrusion, la question ne se pose pas; les couches étaient déjà déposées: les plus profondes ont été percées et relevées sur les bords, les plus superficielles ont pu être soulevées seulement. Toute intrusion du socle peut être en relation avec une structure pétrolière.

La sismique réflexion et la sismique réfraction permettent de déterminer assez bien la profondeur du socle lorsque celui-ci n'est pas trop profond.

Certaines intrusions salines (dômes, plis, diapirs) peuvent jouer le même rôle que le socle quand on fait des études électriques (le sel comme les roches cristallines est très résistant en comparant des terrains argilo-marneux) de même en sismique réfraction.

4 - La profondeur d'investigation.

La profondeur d'investigation varie avec les diverses méthodes. La sismique réfraction est une méthode peu pénétrante (quelques 1000 à 1500 mètres, si l'on ne veut pas utiliser des charges d'explosifs et des distances de sismographes prohibitives). Les mesures magnétiques gravimétriques, peuvent être influencées par des causes très profondes, mais qui se superposent à des causes plus superficielles et il est souvent difficile de les démêler. Les méthodes électriques ont une profondeur d'investigation qui peut atteindre plusieurs milliers de mètres. Mais l'interprétation est délicate.

La méthode tellurique et magnétotellurique ont un double avantage d'avoir une profondeur d'investigation qui englobera toute la série sédimentaire ainsi que le socle.
[Magnétotellurique par:H.SHOUT et M.DJEDDI -OPU 1992]

La méthode sismique réflexion peut donner des renseignements assez précis jusqu'à de grandes profondeurs, à condition que les ondes puissent traverser aisément les premiers terrains et se réfléchir correctement sur les horizons profonds.

La sismique est en quelque sorte plus capricieuse que les autres méthodes: quand il y a des réflexions on en tire des renseignements précis, mais elle n'en donne pas partout. Par contre, avec toutes les autres méthodes, on peut toujours indiquer le résultat de chaque mesure mais l'interprétation en est plus complexe.

En résumé, le choix de la meilleure méthode géophysique sur un problème donné n'est pas toujours aisé à faire.

Lors des études de reconnaissances le choix repose sur la gravimétrie, le magnétisme ou la magnétotellurique.

Par contre dans des études détaillées et semi-détaillées les méthodes qui s'appliquent mieux sur des stratifications subhorizontales sont: la sismique réflexion et le sondage électrique, celles qui permettent d'étudier des structures redressées ce sont la sismique réfraction, tellurique.

5 - Exploitation des Méthodes Géologo-géophysiques

L'exploitation conjointe des méthodes géologiques et géophysiques dans le domaine de l'exploration est acquise chose rêvée il y a quelques années, l'informatique et la micro-informatique ont joué un rôle fondamental dans leur rapprochement.

Lorsqu'on envisage une étude géophysique dans une région donnée, le géologue précise les problèmes qu'il désire résoudre et les connaissances géologiques ou géophysiques déjà acquises sur cette région. Dans un cadre budgétaire donné, le géophysicien propose, s'il s'agit de reconnaissance la méthode qui lui semble préférable, un espacement de stations assez serrées pour qu'une perturbation intéressante ne risque pas de passer inaperçue, assez large pour que la cadence d'avancement soit suffisante s'il s'agit de sismique, on précisera les profils principaux à effectuer, et les zones à étudier plus en détail.

Une société de recherche détache habituellement un ingénieur-géologue auprès de la mission géophysique, chargé de faire la liaison et de formuler des observations ou suggestions pendant l'avancement des travaux. Il ne faut pas tronquer et modifier trop hâtivement le programme initial en fonction des premiers résultats:

les renseignements géophysiques sont d'autant plus sûrs qu'ils sont continus, ce qui facilite les comparaisons d'un point à un autre: les méthodes géophysiques s'appuient en effet sur l'hypothèse généralement vérifiée que les paramètres physiques restent à peu près constants (ou du moins varient lentement et avec continuité) dans un niveau donné tant que le faciès reste le même.

Il n'est donc pas commode de comparer entre eux des résultats isolés, ou mal reliés entre eux.

- L'interprétation des résultats peut être décomposée en deux stades:

L'interprétation géophysique, qui consiste à chercher les solutions possibles de répartition dans le sous-sol du paramètre physique considéré (densité, vitesse)

L'interprétation géologique, qui consiste à mettre une étiquette lithologique et si possible stratigraphique sur les différents "terrains géophysiques" caractérisée par certaines valeurs du paramètre prédéterminé.

En réalité ces deux stades sont imbriqués qu'il s'agit d'interprétation qualitative ou quantitative.

Pour l'interprétation d'une carte de reconnaissance géophysique, il est facile de se rendre compte grosso-modo des types de répartition qui peuvent provoquer des anomalies de signe donné: par exemple le signe positif lorsqu'il s'agit d'augmentation de la pesanteur.

Le géophysicien doit en outre consulter les données géologiques acquises concernant le bassin sédimentaire pour une interprétation quantitative préliminaire.

Dans une étude de détail, généralement conduite sur une structure en vue de l'implantation éventuelle d'un sondage l'interprétation quantitative, c'est à dire donnant la répartition géométrique des couches du sous-sol, est le but recherché.

Comme on ne connaît pas parfaitement les constantes physiques des couches qui interviennent, la solution mathématique du problème n'est pas unique: l'interprétation quantitative va consister à chercher des solutions géophysiques possibles c'est-à-dire acceptables tant du point de vue mathématique que du point de vue géologique.

Le géophysicien pourra être amené à donner non seulement une solution moyenne, mais des solutions extrêmes (par exemple profondeur maximum possible du socle gravimétrique).

Il peut y avoir plusieurs types de solutions géologiques envisageables; certaines d'entre elles peuvent ne pas satisfaire aux données géophysiques, même en considérant les valeurs extrêmes possibles des paramètres à rejeter.

L'interprétation d'une étude de détail résulte finalement d'une discussion et d'un compromis entre les hypothèses du géologues et les hypothèses du géophysicien

CHAPITRE II

THEORIE DES POTENTIELS

1 - Champs de Forces:

1-2 - Définition:

On rencontre fréquemment en physique des situations telles qu'une certaine grandeur possède, à un instant donné, une valeur définie en chaque point de l'espace tridimensionnel euclidien de la géométrie ordinaire.

Par exemple: Un point matériel au voisinage de la terre est soumis à son poids, l'expérience montre que ce poids ne dépend que de la position du point.

On dit qu'au voisinage de la terre il existe un champ de forces, le champ de pesanteur terrestre.

- Un point matériel porteur d'une charge électrique, placé dans le voisinage de corps chargés électriquement, est soumis à une force dite force électrique, qui ne dépend que de la position du point par rapport au système de corps électrisés. On dit que le système crée un champ de forces appelé champ électrique. Donc d'une façon générale: Un champ de forces est une région de l'espace où un point matériel est soumis à une force dont la direction, le sens et la grandeur ne dépendent que de la position du point. La force "F" agissant sur le point matériel est généralement proportionnelle à une grandeur scalaire attaché au point, par exemple la masse dans le cas d'actions gravifiques.

Si nous appelons "a" la masse de cette grandeur, on a alors: $F = a \cdot A$, où "A" est le vecteur intensité, appelé aussi vecteur champ. [fig II - 1]

Si on utilise un trièdre orthonormé OXYZ pour repérer le vecteur "A", on pourra écrire: en coordonnées cartésiennes

$$F_x = a \cdot A_x ; F_y = a \cdot A_y ; F_z = a \cdot A_z$$

Supposons le vecteur "A" défini et continu en tout point du domaine considéré. Une ligne de force est une courbe telle qu'en chacun de ses points, la tangente porte le vecteur champ. Les équations différentielles de ces lignes sont:

$$dx/A_x = dy/A_y = dz/A_z$$

Remarquons que l'on peut définir le sens d'une ligne de force. C'est celui du vecteur champ en un quelconque de ses points.

1-2-1 - Circulation du vecteur champ.

La circulation du vecteur champ de M1 à M2 le long de la courbe () est donnée par l'intégrale curviligne:

$$C_{m1,m2} = \int_{M1}^{M2} A \cdot dM \quad [\text{fig II - 2}]$$

Pour la calculer, la courbe étant définie par des équations paramétriques en coordonnées cartésiennes:

$$A_x \cdot dx + A_y \cdot dy + A_z \cdot dz = f() \cdot d$$

On est ramené au calcul d'une intégrale ordinaire

$$C_{m1,m2} = \int_{M1}^{M2} f() \cdot d \quad [\text{II : 1}]$$

1-2-2 - Flux du vecteur Champ

1-2-2-1 - Flux élémentaire

Considérons un élément de surface dS où est défini un champ de vecteurs $A(M)$ si n est le vecteur unitaire normal à dS , le flux de "A" à travers l'élément de surface dS est par définition: [fig II - 3]

$$d\Phi = A(M) \cdot n \cdot dS \quad [\text{II : 2}]$$

1-2-2-2 - Flux à travers une surface

Soit une surface "S" orientable. En tout point M de S, on définit un vecteur unitaire normal tel que $n(M)$. [fig II - 4]

$$d\Phi = A(M) \cdot n(M) \cdot dS \quad [\text{II : 3}]$$

1-2-2-3 - Théorème d'Ostrogradski

Pour chaque face du parallélépipède, nous orientons le vecteur normal vers l'extérieur, soit $A(x, y, z)$ un vecteur champ défini au voisinage de M. Le flux sortant par les faces d'abscisses x et $x+dx$ est : [fig II - 5]

$$\begin{aligned} d\Phi_x &= [A_x(x) \cdot i + A_x(x+dx) \cdot (-i)] dy \cdot dz \\ &= [A_x(x+dx, y, z) - A_x(x, y, z)] dy \cdot dz \quad [\text{II : 4}] \\ &= \frac{\partial A_x}{\partial x} dx \cdot dy \cdot dz = \frac{\partial A_x}{\partial x} dV \end{aligned}$$

De même : [II : 5]

$$d\Phi_y = \frac{\partial A_y}{\partial y} dV \quad \text{et} \quad d\Phi_z = \frac{\partial A_z}{\partial z} dV$$

Le flux de "A" sortant du volume élémentaire est donc:

$$\begin{aligned} d\Phi &= \left(\frac{\partial A_x}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial y} + \frac{\partial A_z}{\partial z} \right) dV \\ &= \text{div}.A(M) \cdot dV \quad [\text{II : 6}] \end{aligned}$$

Nous allons maintenant étudier l'extension de cette relation à un volume quelconque.

On décompose le volume "V" en parallélépipèdes élémentaires et faisons la somme des flux

Il est évident que seuls restent en compte les flux à travers les surfaces appartenant à un seul élément et qui sont donc posés sur la surface S limitant le volume "V"

Le flux sortant de "S" est :

$$= \int_S \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} \, dS$$

donc: $\int_V \text{div} \mathbf{A} \, dV = \int_S \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} \, dS$ [II : 7]

1-2-2-4 - Théorème de Green:

Si un champ de vecteur est défini sur un domaine D, le flux sortant de toute surface (S) dont l'intérieur est inclus dans D est égale à l'intégrale de la divergence du champ sur le volume limité par (S) [fig II - 6]

1-2-3 - Champ de vecteurs dérivant d'un potentiel.

1-2-3-1 - définition:

On dit qu'un champ de vecteur A(M) dérive d'un potentiel "U" sur un domaine "D" s'il existe une fonction scalaire U(M) telle qu'on ait l'égalité:

$$\mathbf{A}(M) = \text{grad } U(M) \quad [\text{II} : 8] \text{ quel que soit le point "M" de "D"}$$

1-2-3-2 - Circulation d'un vecteur champ

La circulation élémentaire est: $dC = \mathbf{A}(M) \cdot d\mathbf{M} = \text{grad } U(M) \cdot d\mathbf{M} = dU$.

Elle est égale à l'opposé de la différentielle du potentielle. Circulation sur un chemin "AB":

$$C = \int_A^B dC = - \int_B^A dU = U_a - U_b \quad [\text{II} : 9]$$

Conséquence: La circulation sur un contour fermé est nulle.

$$C_{aa} = U_a - U_b = 0 \quad [\text{II} : 10]$$

1-2-3-3 - Exemples de champs dérivant d'un potentiel.

En adoptant le système d'axes OXYZ [fig II - 7] si le vecteur "A" est constant, le potentiel "V" est donné par:

$$dV = -A \cdot dz$$

d'où:

$$V = -A \cdot z + \text{cste.} \quad [\text{II} : 11]$$

Le potentiel est une fonction linéaire de "z".

1-2-3-4 - Le champ à symétrie sphérique.

Le support de "A" passe par un point fixe "o".

Soit $A_r = A$ la valeur algébrique du champ compté sur le rayon "OM". [fig II - 8] on a:

$$dV = -A_r \cdot dr = -A \cdot r \cdot dr ; V = -\int A \cdot r \cdot dr = f(r) + \text{cste} \\ [\text{II} : 12]$$

1-2-4 - Champs Newtoniens

1-2-4-1 - Champ Newtonien d'un centre actif.

Un centre actif est une particule ponctuelle susceptible d'inter-réagir avec des particules du même type placés en son voisinage. Nous appelons A le scalaire caractéristique du centre actif. Un centre actif crée dans l'espace un champ que l'on appelle Newtonien, quand il varie en raison de l'inverse du carré de la distance.

$$A(M) = K \cdot \frac{1}{r^2}. \quad [\text{II} : 13]$$

De tels champs sont définis en tout point de l'espace sauf au centre actif.

Propriétés: Le champ Newtonien est un champ à symétrie sphérique par conséquent, il dérive d'un potentiel.

La fonction potentiel calculée à partir de la circulation du vecteur "A".

$$A = K \cdot \frac{1}{r^2} ; \quad OM = r \cdot u ; \quad dM = r \cdot du + u \cdot dr \\ \text{d'où } C = a \cdot dM = K \cdot \frac{1}{r^2} \cdot dr = -K \cdot d(1/r) \\ \text{et} \quad U = U_0 + K \cdot \frac{1}{r} \\ [\text{II} : 14]$$

Le potentiel est définie en tout point pour r différent de zéro. De plus, un champ Newtonien est à flux conservatif c'est à dire que $\text{div } A = 0$.

En effet: $\text{div } A = K \text{ div } \frac{1}{r^2} u = K \left(\frac{1}{r^2} \text{div } u + \text{grad} \left(\frac{1}{r^2} \right) \cdot u \right)$ [II : 15]

En coordonnées sphériques: [II : 16]

$\text{div } u = \frac{2}{r}$ et $\text{grad } \frac{1}{r^2} = -\frac{2}{r^3} u$
 alors $\text{div } A = K \left(\frac{2}{r} - \frac{2}{r} \right) = 0$ sauf pour $r=0$

1-2-4-2 - Champ et Potentiel d'une distribution de centres actifs.

- * - Distribution discontinue:

Soit un centre actif de même espèce caractérisé par le scalaire Q_i et placé en des points "O_i", le champ en "M" est:
 [II : 17]

$$A(M) = \frac{K Q_i}{r^2} \cdot u_i$$

La circulation élémentaire de "A" est:

$$\begin{aligned} c &= A(M) \cdot dM = \frac{K Q_i}{r^2} \cdot dM \\ O_i &= r_i \cdot u_i \quad dM = r \cdot du + u \cdot dr \\ c &= K \cdot dr / r^2 = -d(K / r) \\ U &= U_0 + K \cdot /r \end{aligned}$$

- * - Distribution continue.

Les centres actifs sont distribués de manière continue dans un volume (V), avec une densité volumique telle que.

$$d = d$$

Par analogie avec les calculs de champ et du potentiel électrostatiques, nous faisons établir les relations du champ et potentiel Newtonien: [II : 18]

$$\begin{aligned} A(M) &= \frac{K}{r^2} \cdot d \\ U(M) &= \frac{K}{r} \cdot d \end{aligned}$$

1-2-4-3 - Etude du Flux.

Théorème de Gauss: Admettons une distribution continue des centres actifs dans un volume "V" limité par une surface "S" soit la densité volumique; soient "S1" une surface extérieure à "V" et S2 une surface contenue dans "V".
Considérons le flux élémentaire créé par un centre actif placé en p ,à travers une surface dS: on a [fig II - 9,10]

$$\begin{aligned}d &= A.n.dS = K.d \cdot \frac{1}{r^2} \cdot dS & [\text{II} : 19] \\d &= K.d \cdot dS \cdot \cos \theta / r^2 = Kd \cdot d\end{aligned}$$

avec: $d\theta$ = l'angle solide défini par p et le contour dS, par conséquent $d\theta = d\Omega = K.D$

Deux cas peuvent se présenter:

Il n'ya pas de centres actifs à l'intérieur de la surface. Cela revient à calculer le flux à travers la surface "S1" séparons "S1" en deux parties grâce à un contour "C"

D'après ce qui précède, nous voyons que chaque partie est traversée par des flux de même valeur absolue $K.d$ mais de signes contraires.

Il en résulte que le flux élémentaire produit par:

$$d\theta \text{ est nul } = 0$$

La surface fermée renferme des centres actifs:

De p , la surface "S2" est vue sous un angle solide égal à 4 stéradians.

Le centre actif d θ produit donc un flux

$$= 4 K.d \quad = 4 K. \quad [\text{II} : 20]$$

Avec:

= somme algébrique de tous les centres actifs contenus dans "S2"

1-2-4-4 - Théorème de Gauss:

Le flux d'un champ newtonien à travers une surface fermée est égale au produit par 4 K de la somme algébrique des centres actifs intérieurs à la surface.

1-2-4-5 - Equation de Poisson:

Etablissons tout d'abord l'expression du laplacien de "U"
[II : 21] $A = - \text{grad } U$

$$\text{div } A = \text{div}(\text{grad } U = \text{div}(dU/dx.x + dU/dy.y + dU/dz.z)$$

$$\text{div } A = d^2U/dx^2 + d^2U/dy^2 + d^2U/dz^2 = \Delta U$$

Le théorème de Gauss nous dit que pour tout point extérieur au volume "V" on a $\rho = 0$ donc $\text{div}.A=0$ (formule de Green)

Pour tout point extérieur au volume on a aussi $\Delta U = 0$

Inversement, en tout point intérieur à "V".

On a :

$$= 4 K.$$

donc: [II : 22]

$$\operatorname{div} A = 4 K. \quad \text{et} \quad U = -4 K.$$

Ceci constitue l'équation de Poisson.

1-2-5 - Application : Champ de Gravitation.

1-2-5-1 - Loi de l'attraction universelle.

En 1687, Newton montre que les lois régissant le mouvement des planètes s'expliquaient par l'hypothèse suivante:

Deux points matériels exercent l'un sur l'autre des forces d'attraction dont l'intensité est inversement

proportionnelle au carré de leur distance. $F = A./r^2$ [II : 23]

Nous savons que en fait, la constante "A" est fonction de la masse de chaque point matériel.

Donc: $F = K.m.m'/r^2$ [II : 24]

1-2-5-2 - Attraction Universelle et Pesanteur.

Nous considérons, la pesanteur comme un cas particulier de l'attraction universelle: C'est l'action sur un corps de toutes les masses qui composent la terre.

Afin de simplifier l'étude, nous allons faire quelques approximations

- On ignore la distribution des masses à l'intérieur de la terre et la forme de la surface terrestre qui est compliquée: ellipsoïde de révolution.

On admet que la terre est sphérique et formée de couches homogènes

- La pesanteur étudiée expérimentalement est un phénomène complexe

Nous négligeons toute action due aux mouvements de la terre et aux autres astres.

Cette hypothèse revient à assimiler pesanteur et action gravifique de la terre.

Soit "P" le poids de la particule de masse "m", on sait précédemment que : [II : 25]

$$P = m.G ; \text{ avec } G = - \operatorname{grad} V \quad \text{et} \quad V = - \int dv/r^2$$

" étant la masse volumique de l'élément "dv" situé à la distance "r" de la particule.

On pose $G = g$ (accélération de la pesanteur)

- Répartition des masses en couches sphériques et homogènes.

La surface limitant la terre est donc une sphère. La masse totale est:

$$M = \int dv = 4 \pi \int_0^R r^2 \rho dr \quad [\text{II} : 26]$$

Les expressions du champ et du potentiel en un point "P" extérieur sont très simples: [II : 27]

$V = - \frac{M}{r}$, $G = - \frac{M}{r^2} \cdot u$
avec: $u = \overrightarrow{OP}/r$ (O:centre de la terre).
L'intensité de la pesanteur est égale à:

$$g = \frac{M}{r^2} \cdot u \quad [\text{II} : 28]$$

En particulier, pour $r=R$, on a : $g(R) = g_0 = \frac{M}{R^2}$.

Expression en fonction de la cote du point "P".

$$r = OP = R + z$$

Le potentiel étant défini à une constante près, on le prend nul pour $z = 0$, ce qui donne:

$$V(P) = - \frac{M}{R} \left(1 - \frac{R}{R+z} \right) \quad [\text{II} : 29]$$

Le champ a pour intensité :

$$g = \frac{g_0}{\left(1 + \frac{z}{R} \right)^2} \quad [\text{II} : 30]$$

Les mesures donnent pour g_0 une valeur voisine de:
 9.86 ms^{-2}

- Intensité à l'intérieur de la terre.

Examinons un point "P'" à l'intérieur de la terre. $OP' = r < R$

En pratique, on ne peut s'enfoncer qu'à une profondeur $h=R-r$, très faible vis à vis de "R".

La masse de cette faible couche est: $4 \pi R^2 h \rho$.

La masse restante agissant sur "P'" est: $M' = M - 4 \pi R^2 h \rho$

alors : [II : 31]

$$g(P') = \frac{M'}{(R-h)^2} = \frac{M - 4 \pi R^2 h \rho}{(R-h)^2}$$

Après développement tout en négligeant les termes en h^2/R^2 .

Il vient: [II : 32]

$$g(P') = \frac{M}{R^2} \left(1 - 4 \frac{R^2 h \rho}{M} \right) \left(1 - \frac{h}{R} \right)^2$$

$$= g_0 \left[1 + \left(\frac{2}{R} - 4 \frac{R^2 h \rho}{M} \right) \frac{h}{R} \right]$$

("g" augmente quand on s'enfonce dans la terre)

CHAPITRE III

LA PESANTEUR

1 - Accélération de la pesanteur.

1-1 - définition:

Soit un fil à plomb à l'équilibre, le point d'attache est en "O", la masse fixée en "M".

Les forces agissantes en M sont:

- La tension du fil T
- La force due au champ gravifique crée, en M par les masses de l'Univers autres que terrestre: "Au"
- La force due au champ gravifique créé par les masses terrestres "At".

Comme le point "M" est fixe dans un repère lié à la terre, on est tenté d'écrire:

$$T + m \cdot At + m \cdot Au = 0.$$

En fait, cette équation est fautive, car si le fil à plomb est bien en équilibre, par rapport à des axes liés à la terre, le point M est en mouvement relativement à repère absolue. Par conséquent, les forces agissantes en "M" satisfont le principe fondamental de la dynamique; relativement au système d'axes absolus lié au soleil:

$$T + m \cdot Au + m \cdot At = m \cdot a \quad [III : 1]$$

où: a désigne l'accélération du point "M".
On peut écrire cette relation sous la forme:

$$T + m \cdot Au - m \cdot At - m \cdot a = 0 \quad [III : 2]$$

On retrouve ainsi la forme habituelle de l'équation:

$f = 0$, de la statique, en notant cependant que

$m \cdot a$ est une force fictive qu'on appelle généralement:

force d'inertie.

En introduisant cette force d'inertie, le problème de statique de la masse "m", relativement aux axes terrestres, à une formulation identique à celle d'un problème de statique dans un système d'axes absolus.

La masse "m" est donc soumise :

- à la tension "T" du fil
- à une force "P", définie comme étant le poids de la masse "m" on a alors:

$$P = m \cdot A_t + m \cdot A_u - m \cdot \quad [III : 3]$$

$$= m \cdot (A_t + A_u \dots)$$

On définit un champ "g" caractérisant l'influence du milieu extérieur en "M".

g: - accélération de la pesanteur

- champ de pesanteur

$$g = A_t + A_u -$$

L'accélération de la pesanteur est de même nature qu'un champ gravifique ou qu'un champ de pesanteur. Leur unité de mesure est donc la même.

On appelle "Gal" l'unité de mesure de champ gravifique dans le système C.G.S.

Le gal, a comme dimension : $gal = cm/s^2$; $mgal = 10^{-3}gal$.

1-2 - Analyse de la pesanteur:

Soit l'accélération absolue du centre d'inertie de la terre (centre de la terre).

Soit $^2.MP$ l'accélération axipète de "M" par rapport à un repère ayant pour origine "I" et des axes parallèles aux axes absolus, repère lié à la terre.

Il en résulte que l'accélération de "M" point de la surface de la terre, par rapport à un repère absolu est la suivante:

$$= + ^2.MP \quad [III : 4]$$

d'où: $g(M) = A_T(M) + ^2.PM + A_u(M) \quad [III : 5]$

La terre est en mouvement (dans le repère absolu) sous l'action des forces extérieures d'origine gravifique, (il y a aussi la pression de radiation, les forces électromagnétiques que l'on néglige).

L'action de la terre sur les masses de l'univers est identique à celle d'un point situé au centre de la terre "I" et de masse "M" ("M" est la masse de la terre).

$$M \cdot (I) = m_i \cdot A_u(I) = \dots \cdot A_u \cdot dv \quad [III : 6]$$

La réaction de l'univers doit donc être identique à ce qui se passerait dans ce cas:

$$[III : 7] \quad M \cdot (I) = M \cdot A_u(I)$$

d'où

$$(I) = A_u(I) \quad [III : 8]$$

par conséquent:

$$g(M) = [A_T(M) + ^2.P.M] + [A_u(M) - A_u(I)] \quad [III : 9]$$

$[A_T(M) + ^2.P.M]$: est la pesanteur vulgaire

$[A_u(M) - A_u(I)]$: terme de marée.

* Si on pouvait considérer que les astres sont infiniment loin de la terre (c'est à dire que le rayon terrestre est négligeable devant leur distance) alors:

$Au(M) = Au(I)$ pour tout point "M"

"g" deviendrait:

$$g = AT(M) + \omega^2 \cdot PM. \quad [III : 10]$$

Cette expression simplifiée de l'accélération de la pesanteur est utilisée en mécanique. Donc "g" dérive d'un potentiel, qui est la somme des potentiels qui le constituent.

1-3 - Ordre de grandeur des termes:

$g = 980$ gals (environ)

$AT = 980.000$ mgals: varie d'un point à l'autre du globe cette variation est de l'ordre de 3000 mgals entre les pôles et l'équateur (30/100 de mgal par Km)

$Au = "A.soleil" + "A.lune"$

"A.soleil" = 580 mgals; "A.lune" = 3.3 mgals

le champ gravifique du soleil maintient la terre sur son orbite

La variation diurne du terme de marée est de l'ordre de 3 à 4 dixième de milligal, car ce terme dépend de la position du soleil et de la lune par rapport à la terre. Comme la précision des gravimètres atteint le 1/100 mgal, le terme de marée n'est pas négligeable en gravimétrie de haute précision.

1-4 - Le terme de marée et les marées.

1-4-1 - Analyse du terme de marée.

On a vu que l'attraction d'un astre est la même que si toute la masse était concentrée en son centre. Pour l'astre indexé "i"

on a:

$$A_{ui} = G.M/ri^2 \cdot ri/ri \quad [III : 11]$$

$$dA_{ui}/dri = -2.G.Mi/ri^3.$$

Si la différence de distance à l'astre "i" est "dr" pour un point "M" et pour le centre d'inertie de la terre.

$$Au(M) - Au(I) = (-2.G.Mi)/ri.dr \quad [III : 12]$$

On note que:

- astre au nadir de M': le terme de marée a une direction opposée à la pesanteur vulgaire

- astre au zenith de M'': même remarque que précédemment.

La contribution d'un astre dans le terme de marée:

$Au(M)-Au(I)$ est inversement proportionnelle au cube de sa distance à la terre.

Alors que "Au" est bien plus grand pour le soleil que pour la lune (850 mgal au lieu de 3.3), les termes de marée sont du même ordre de grandeur.

- Périodicité:

Le terme de marée a donc surtout la périodicité

luni-solaire, il est maximum pour la conjonction ou

l'opposition, minimum pour les quadratures.

1-4-2 - Etude de marées:

Sous l'effet de la variation des forces d'attraction des astres, la terre est soumise à des déformations, d'autre part les masses d'eau qui le recouvrent subissent des déplacements.

On peut décomposer le terme de marée en une vingtaine de termes sinusoidaux de différentes périodes. On distingue des termes "lents" (période de 15 jours et de 1 mois) et des termes "rapides" (12 à 24 heures)

1-4-2-1 - Marée terrestre:

Les matériaux qui constituent le globe sont soumis aux forces de marée. Aussi le globe se déforme, tout se passe comme si le globe avait une rigidité à peu près identique à celle de l'acier.

Ainsi, par exemple, lorsque la lune est au zenith, la surface terrestre se soulève de 20 cm.

1-4-2-2 - Marée océanique:

Si on considérait une terre recouverte par une couche d'eau d'épaisseur constante et si le phénomène de marée était statique, l'attraction due à l'astre "A" aurait pour effet, de former un bourrelet océanique.

En fait, le phénomène n'est pas statique car la formation du bourrelet implique des déplacements de masses d'eau (courants de marée).

Les frottements sur les fonds océaniques ralentissent les mouvements de l'eau. Il n'y a donc jamais d'équilibre.

D'autre part au voisinage des côtes et dans les baies, des

interférences et des résonances se produisent, compliquant le phénomène. La période et l'amplitude de la marée varie en différents points d'une côte.

2 - Géoïde et Ellipsoïde de Référence.

2-1 - Le géoïde:

Définition: C'est la surface de niveau moyen des mers et des océans. Cette surface de référence est une équipotentielle de la pesanteur; c'est à partir d'elle que sont mesurées les élévations.

Supposons que la terre se comporte comme le feraient des couches liquides en équilibre, sans irrégularités:

- La lithosphère terminée par une surface lisse équipotentielle.
- L'hydrosphère et l'atmosphère, formant des couches concentriques

Dans ces conditions, la surface de l'hydrosphère définirait un géoïde "idéal" régulier.

2-2 - Paradoxes sur le géoïde:

A la surface du géoïde, $U = \text{cte}$, mais dU/dz varie du pôle à l'équateur (car le champ de pesanteur comprend le terme d'accélération axifuge), passant de 981 à 978 gals (soit une variation de l'ordre de 0.3 mgal par Km).

L'écartement des équipotentiellles est donc variable du pôle à l'équateur.

2-2-1 - Irrégularités du géoïde.

Pour que le géoïde soit une surface équipotentielle, il faut que l'interface "eau/air" soit en équilibre; or ce n'est pas le cas la surface des océans est irrégulière (courants dûs aux marées, à l'évaporation, aux mouvements de convection...)

Il faudrait également que la surface équipotentielle soit:

- une surface isotherme, or la température varie du pôle à l'équateur. [fig III - 1]
- une surface isobare, or il existe des zones dépressionnaires et d'anticyclones quasi-permanentes.
Il faudrait aussi que le fluide considéré soit homogène or la salinité de l'océan n'est pas uniforme.
- Ellipsoïde de référence:

Le géoïde étant limité par une surface complexe, on recherché un modèle dont la surface mathématique simple approche au mieux le géoïde.

Le paramètre définissant ce modèle a été calculé à partir de mesures de "g" à la surface de la terre et par des

à l'équateur, cette valeur serait: $= F - \frac{v^2}{R_m}$ puisque $\theta = 0^\circ$
 tandis qu'au pôle, $\theta = 90^\circ$; $= F$ car $\cos \theta = 0$
 d'où:

$$g = \frac{p - v^2}{R_m} \cos^2 \theta$$

alors:

$$e = \frac{p - v^2}{R_m}$$

ainsi:

$$\frac{v^2}{R_m} = \frac{p - e}{e}$$

cela donne:

$$\cos^2 \theta = 1 - \sin^2 \theta \implies \frac{v^2}{R_m} = \frac{p - (p - e) \cos^2 \theta}{e \sin^2 \theta}$$

$$= \frac{p - (p - e)(1 - \sin^2 \theta)}{e \sin^2 \theta}$$

posons: $\frac{p - e}{e} =$

$$= \frac{e(1 + \beta \sin^2 \theta)}{e} \quad [\text{III} : 18]$$

Cette formule étant la formule de Clairaut où le coefficient est lié avec l'aplatissement de la terre par l'expression suivante:

$\beta = \frac{5}{2} \frac{q - g}{g}$; q : aplatissement de la terre $q = \frac{d}{e}$
 où "d" représente le demi axe équatorial du sphéroïde terrestre.

$$+ \beta = 1/115 \implies g = 978.049(1 + \beta_1 \sin^2 \theta + \beta_2 \sin^4 \theta) \quad [\text{III} : 19]$$

où : $\beta_1 = 0.0053024$; $\beta_2 = -0.0000059$.

cette approximation sur "g" était avant l'ère des satellites artificiels

CHAPITRE IV

ORIGINE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

1 - Introduction:

Les anomalies du champ de pesanteur, dont l'étude est l'objet de la gravimétrie, ont pour origine les hétérogénéités des roches, plus précisément leurs variations de densité.

Nous étudions, en premier lieu, dans quelles conditions des accidents structuraux créent des anomalies gravimétriques ensuite nous verrons en détail les méthodes de détermination de la densité.

Ces informations recueillies permettent de mieux préciser l'interprétation des anomalies gravimétriques.

2 - Origine des anomalies

Gravimétriques:

Considérons une terre sans relief, constituée par des couches concentriques homogènes et limitée par une surface de niveau ou surface équipotentielle.

Le champ de pesanteur en un point de la surface est de la forme: $g_e \cdot (1 + \beta \cdot \sin^2 \theta)$ fonction de la latitude du point considéré (où " g_e ": est le champ de pesanteur à l'équateur)

A l'échelle régionale, la surface de niveau est confondue avec un plan. Si le sous-sol est constitué par des couches horizontales homogènes, la variation de " g " sera linéaire. Dans le cas de ce modèle, on n'observera donc pas d'anomalies de la pesanteur, cela quelle que soit la variation de densité suivant la verticale, dans les couches horizontales du sous-sol.

Les anomalies de la pesanteur sont dues à des variations horizontales de densité.

Considérons une structure anticlinale, représentée en coupe ci dessous, et affectant 2 couches de densité différentes: " d_1 " et " d_2 ". Pour connaître l'effet de cette structure sur le champ de pesanteur, on fait une décomposition.

L'anticlinal est donc à l'origine d'une anomalie gravimétrique créée par une structure, présentant un contraste de densité ($d_2 - d_1$).

Cette structure qui correspond à un excès de masse dans le cas où $d_2 > d_1$ et un défaut de masse si $d_2 < d_1$, crée un champ gravifique supplémentaire.

A partir de cet exemple, il apparaît évident que toute déformation de couches de densités différentes crée des zones à contrastes de densité, qui produisent des anomalies.

L'amplitude et la forme des anomalies dépendent des variations de densité ou de l'amplitude du contraste de la forme de la structure, relief vertical, profondeur et de l'extension.

Par conséquent si les couches présentent la même densité aucune anomalie n'apparaîtra et cela quelles que soient les structures.

Donc les paramètres physiques caractéristiques des roches qui permettent la liaison entre les anomalies et la géologie sont: la densité de la colonne stratigraphique et les contrastes de densité résultant des accidents structuraux. C'est l'étude de ces structures qui est le but de la prospection gravimétrique.

3 - Densité des Roches:

3-1 - Définition de la densité:

On entend par densité d'un corps homogène, le rapport entre sa masse et son volume. $\rho = m/v$

3-2 - Composition des roches.

Les roches sont généralement hétérogènes et composées de corps appartenant aux trois états principaux qui sont : les corps gazeux, les solides et les liquides.

Rappelons qu'une roche est composée d'un ensemble de minéraux variés, où la silice, le calcium et l'alumine jouent le plus grand rôle. Ces agrégats de minéraux peuvent laisser entre eux des vides remplis ou non d'eau, ou parfois d'hydrocarbures, rarement de l'air quand il s'agit de roches proches de la surface.

La densité composite d'une telle roche s'exprime par l'expression suivante:

$$\rho = (m_1 + m_2 + m_3) / (v_1 + v_2 + v_3) \quad [\text{IV} : 1]$$
$$\rho = M / V$$

où : m_1, m_2, m_3 et v_1, v_2, v_3 sont respectivement les masses et les volumes de la phase solide, la phase liquide et la phase gazeuse.

Le rapport de la masse de la phase solide sur le volume total V est appelé densité volumique. $S_v = m_1 / V$

Le rapport entre la masse de la phase solide à son volume est appelé densité minéralogique. $\rho_m = m_1 / v_1$

Contrairement aux autres paramètres pétrophysiques de la roche, la variation de la densité des matériaux est très faible sur l'échelle globale des densités de roches.

La densité moyenne de la terre est de "5,5" tandis que la densité moyenne des roches composant l'écorce terrestre est de "2,67".

3-3 - Caractéristiques principales de la densité.

La densité des roches dépend principalement de trois paramètres:

- * - densité de grains des minéraux formant la roche.
- * - porosité " qui représente le volume des vides par rapport au volume total de la roche"
- * - densité du fluide remplissant les interstices de la roche.

Pour un échantillon de roche, on peut déterminer deux valeurs de densité: la densité "sèche", qui correspond à un échantillon desséché complètement; et la densité "humide", pour une roche complètement imprégnée d'eau.

Pour des matériaux très poreux, la différence entre densité sèche et humide peut atteindre 30% à 40%.

La valeur utilisée en interprétation gravimétrique dépendra

de la profondeur de la formation étudiée par rapport à la nappe phréatique ("son niveau dépend des conditions climatiques").

Dans la plupart des cas on utilise la densité "humide", car on peut supposer qu'au dessous de la nappe phréatique, les interstices sont remplis d'eau. La densité de l'eau est généralement un peu supérieure à "1", à cause des sels et autres minéraux dissous. Des fluides tels que l'huile et le gaz ont des densités inférieures à "1". Pour la plupart des minéraux constituant les roches, la densité de grain varie assez peu. Pour le quartz pur " SiO_2 ", la densité est de "2,65", pour la calcite " CaCO_3 ", la densité est aussi d'environ "2,65". Les minéraux de l'argile ont des densités variant entre "2,5 et 2,8".

Ainsi ce qui confirme, que pour la plupart des roches courantes, les densités des matériaux de base dont elles sont formées ne varient pas fortement, aussi la densité dépend elle principalement de la porosité, ou la densité augmente quand la porosité diminue.

3-4 - Densité des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires formées par les facteurs extérieurs sont constituées par des dépôts détritiques terrigènes, biodétritiques thalassogènes et de dépôts de précipités. Elles possèdent la densité la plus faible que les roches métamorphiques et magmatiques. Elles dépendent de plusieurs facteurs et plus particulièrement de la composition minéralogique, la porosité, l'âge géologique, l'histoire géologique, la profondeur.

Toute roche sédimentaire est constituée d'une partie solide (matrice), une partie constituée de vide (remplie généralement de fluide). La formule exprimant la densité totale de la roche s'écrit sous la forme suivante:

$$t = m \cdot (1 - \dots) + \dots \quad f \quad [\text{IV} : 2]$$

où : : porosité (représente le rapport du volume des vides sur le volume total de la roche.

m = densité de la matrice

f = densité de la phase fluide [fig IV - 1]

* - Densité dans les sables:

Des études portant sur la densité des sables, montrent que ceux-ci subissent une compaction au cours de leur enfouissement.

$$= 2.65 - 0.7387 \cdot e^{-6.7045 \cdot 10 \cdot z} \quad [\text{IV} : 3]$$

Une autre relation liant la vitesse des ondes sismiques à

la densité est couramment utilisée par les géophysiciens:

$$= 0.23.V_0.25 \quad [IV : 4]$$

Les sédiments, enfouis depuis une longue période à grande profondeur, se consolident normalement; il en résulte une diminution de la porosité et une augmentation de la densité. Les marnes et les argiles présentent les plus fortes variations de densité en fonction de la profondeur.

$$= A + B.e^{CZ} \quad [IV : 5] \quad [fig IV - 2]$$

La théorie d'élasticité nous donne que pour un milieu solide non poreux, les vitesses de propagation des ondes sismiques de compression (onde "Vp"), et de cisaillement (onde "Vs") sont liées à la densité par les relations suivantes:

$$= (K + 4/3.\mu) / V^2p = \mu / V^2s \quad [IV : 6]$$

ou bien : $= K / (V^2p - 4/3.V^2s)$

où K : module d'élasticité

3-5 - Roches cristallines:

Appelées également roches éruptives ou cristallines elles résultent de la consolidation par cristallisation du magma en fusion. Les éléments affectants la densité des roches cristallines sont:

la composition, la texture, la minéralisation, la porosité et la fracturation.

* Composition:

Généralement, la densité augmente quand la proportion de silice diminue. Par exemple, les gabros sont normalement plus denses que les granites, les basaltes plus denses que les syénites. Nous avons donc une diminution de la densité qui suit plus ou moins la ligne d'acidité. La composition peut entraîner les variations de 20 % de la densité.

* Texture:

Les roches cristallines, qui se sont solidifiées en profondeur, sont habituellement plus denses que les roches effusives, ayant la même composition chimique. Les roches intrusives sont par conséquent un peu plus lourdes que les laves, même si elles ont la même constitution. L'effet de la texture n'est pas très important: (10 %) *

Porosité, fracturation:

Les roches cristallines sont peu poreuses, on n'observe peu de différences entre densité sèche et humide. Toutefois, elles peuvent être fracturées. Même de petites diaclases, si elles sont suffisamment nombreuses, peuvent avoir autant d'influence que les facteurs indiqués précédemment.

3-6 - Roches métamorphiques:

Ce sont les roches les plus hétérogènes du point de vue densité gravimétrique. La densité a tendance à augmenter avec le degré de métamorphisme, par suite du remplissage des espaces vides de la roche et de la cristallisation en minéraux plus denses.

3-7 - Ordre de grandeur des densités:

Bien que les valeurs extrêmes des densités soient d'environ 1,6 pour la diatomite et supérieure à 5 pour la magnétite. On rencontre en fait chez une même roche une densité variant dans un large domaine d'autre part, une valeur de densité n'est pas caractéristique d'un seul type de roche. Les sables non consolidés et les grès ont des densités variant entre 1,7 et 2,2 leur densité augmente avec la profondeur. Les sables consolidés et les grès plus anciens ont des densités plus fortes: 2,5 à 2,6. Des calcaires massifs peuvent avoir des densités atteignant 2,7.

4 - Détermination des densités:

La densité des roches peut être mise en évidence par plusieurs méthodes, les plus "usuelles" sont:

4-1 - Mesure sur affleurement:

L'imperfection de cette méthode provient de ce que les mesures sont faites sur des échantillons altérés par l'influence des agents météorologiques et libérés des conditions de pression et de température qui existent en profondeur.

4-2 - Mesures indirectes à l'aide de gravimètres.

L'échantillonnage des roches sur une zone étendue est difficile à réaliser, néanmoins, on peut effectuer des corrections sur les valeurs de "g" mesurées, afin d'éliminer l'effet du relief, on doit connaître la densité des terrains superficiels.

Cette densité peut être déterminée à partir des mesures de "g" suivant un profil dit "profil de Nettleton", établi dans une zone supposée ne pas présenter d'accident géologique.

4-3 - Détermination de la densité à partir des vitesses sismiques

Il a été constaté que d'une façon générale (sauf dans le cas des évaporites sel gypse anhydrite...), les vitesses de propagation des ondes sismiques et les densités varient dans le même sens; cela est dû au fait que ces deux paramètres dépendent de la compaction et de l'âge de la roche. [fig IV - 4] La méthode des moindres carrés, peut être utilisée pour prédire la densité d'une formation connaissant uniquement sa vitesse. Bien qu'il y ait une grande dispersion des mesures par rapport à la courbe, ce diagramme est assez utile quand on ne dispose d'aucune autre information sur la densité.

4-4 - Mesures dans les forages:

Les meilleurs résultats, ceux qui permettent de serrer aux plus près les valeurs de la densité, sont obtenus en analysant et utilisant les résultats de forages.

On doit distinguer les mesures directes de densités sur carottes ou "cuttings" des mesures indirectes { par log sonique, log gamma gravimètre de fond}, où on a une relation plus ou moins bien vérifiée entre le paramètre mesuré par le capteur et la densité. [fig IV - 5]

4-4-1 - Mesure sur carottes:

Elles sont le plus souvent assez rares et concernent des roches "réservoir", donc poreuses, présentant des caractéristiques particulières. Il est rare en effet de disposer d'un forage où le carottage a été effectué en continu.

4-4-2 - Mesure sur cuttings:

Les cuttings sont les débris de roches remontés par les boues. La mesure systématique de densité sur des cuttings échantillonnées à intervalle fixe (quelques mètres) permet d'obtenir les variations de densité en fonction de la profondeur.

Mais les résultats ne sont pas toujours satisfaisants:

- certaines formations donnent des cuttings implacables difficilement séparables de la boue;

- d'autres, tels les grès et les sables, donnent des valeurs trop fortes, la mesure portant sur des grains désagrégés.

- les retombées des parois du puits peuvent fausser les résultats.

Cependant, le grand nombre des mesures permet souvent d'éliminer statistiquement ces inconvénients.

4-4-3 - Mesure sur log sonique:

Cet appareil mesure le temps de propagation des ondes acoustiques sur une distance unité "l'inverse de la vitesse des ondes "P""

4-4-4 - Mesure sur Log gamma-gamma

Une source radioactive émet des rayons gamma. Un détecteur situé à proximité, enregistre le rayonnement diffusé par la formation.

Les rayons gamma émis perdent de l'énergie par collision avec les électrons de la formation. La densité des électrons est grossièrement proportionnelle à la densité de la roche

L'absorption du rayonnement est d'autant plus forte que la densité de la roche est élevée. Les logs fournissent donc un enregistrement continu de la densité. Les logs donnent des résultats satisfaisants, dans les sédiments consolidés. Ils sont très souvent irréguliers et peu significatifs pour les sédiments peu profonds, non consolidés. Ces irrégularités sont dues à la sensibilité de l'appareil vis-à-vis des variations du diamètre du trou, beaucoup plus fortes dans les sédiments meubles.

4-4-5 - Mesure sur logs électriques

Les logs électriques, qui permettent de saisir les discontinuités stratigraphiques, ne montrent aucune relation directe, avec la densité. Cependant les changements de faciès ont une influence sur la répartition de celle-ci. De sorte que les discontinuités des enregistrements électriques doivent être pris en compte, à titre d'information qualitative.

4-4-7 - Mesures de densité par carottage gravimétrique

Des mesures de variations de la pesanteur "g" dans un puits donnent une mesure directe de la densité moyenne de la couche de terrain entre les points de mesure.

Les gravimètres utilisés sont à corde vibrante, leur précision est de 0.01 mg/l, ce qui les rend suffisamment sensibles pour détecter de petites variations de la porosité de la couche sur des épaisseurs de seulement quelques dizaines de mètres.

La comparaison du log de densité avec celle du gravimètre donne:

- Avec le log de densité, les radiations utilisées ne pénètrent

pas plus de quelques "cms" dans les parois. L'enregistrement donne donc les variations détaillées de la densité des parois, tout le long du puits.

- Avec le gravimètre, ce dernier est sensible aux variations de densité se produisant à des dizaines ou même des centaines de mètres du puits, à condition que ces variations affectent un volume suffisant de roche; par contre les détails de la lithologie des parois apparaissent beaucoup moins bien.

$$d = 0.09406.h - g / 0.0254.h \quad [IV : 7]$$

où: h : la différence de profondeur en pieds

g : la variation de "g" en mgals

CHAPITRE V

MESURE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

1 - Mesure de la pesanteur:

D'après la relation fondamentale définie par "F=m.g ou P=mg", il est clair que pour évaluer "g", il suffit d'évaluer la variation du poids d'un même corps, donc "P" et connaissant la masse, on peut déduire la variation de "g".

En effet, connaissant "m", la masse du corps excité.

Le poids de ce corps en un point "1" est :

$$P_1 = m.g_1 \quad [V : 1]$$

et au point "2" est:

$$P_2 = m.g_2 \quad [V : 2]$$

$$P = m.g_1 - m.g_2 = m(g_2 - g_1) \dots \quad [V : 3]$$

Sachant m et g₁, on peut déduire g₂ sur le point "2" :

$$g_2 = P/m + g_1. \quad [V : 4]$$

Ce type de mesure est dit "relatif" mais il permet d'avoir les valeurs absolues sur un certain nombre de points parmi lesquels au moins un, possède une valeur de "g".

Ce point est dit: point de "référence relative", plus souvent nommé "point de base".

2 - Causes de variation de la pesanteur:

La variation de la pesanteur a plusieurs causes; parmi les plus essentielles, nous citons:

La Variation d'altitude, la Variation des masses
la Variation des densités, la Variation de la latitude
la Variation du relief et l'Attraction luni-solaire.
Pour l'évaluation de "g" on dispose de plusieurs types d'appareils qu'on appelle "gravimètres". Ce sont les appareils de mesures actuels. En général, il existe deux voies de mesure:

3 - Procédés de Mesures:

Il existe deux procédés de mesures:

- Les procédés de mesures dynamiques
- Les procédés de mesures statiques

3-1 - Les procédés dynamiques:

Lors de ces procédés, on observe le mouvement d'une masse et on mesure le temps; parmi ces procédés on peut citer: Le pendule simple, La chute libre d'une masse.

3-1-1 - Pendule simple:

La période des oscillations d'un pendule simple peut être donnée comme suit: [fig V - 4]

$$T = \sqrt{\frac{l}{g} \left[1 + \frac{1}{2} \sin^2 \theta + \frac{1}{16} \sin^4 \theta + \dots \right]}$$

[V : 5]

où "l" : longueur du pendule
"θ" : angle d'inclinaison.

Connaissant T, l et θ on peut évaluer "g". Vu sous cet angle, ce sont les valeurs "absolues" de "g" qu'on peut estimer.

Mais les mesures pratiques sont difficiles à réaliser avec une certaine précision, car on ne peut estimer "T" qu'à 10^{-7} s près et "l" à 10^{-3} mm près.

* - {Il est difficile de situer avec précision l'axe de rotation ainsi que le centre de gravité du système.}

Par contre, il est plus aisé d'estimer les valeurs relatives de "g", en partant d'un point où "g" est connue.

Dans ce cas pour des valeurs petites de θ, la période est ainsi définie:

$$T = \sqrt{l/g} \quad [V : 6]$$

Au point "1" où "g" est connue :

$$T_1 = \sqrt{l/g_1} \quad \text{et au point "2"} \quad T_2 = \sqrt{l/g_2}.$$

Le rapport T_1/T_2 donne: [V : 7]

$$\begin{aligned} T_1/T_2 &= (\sqrt{l/g_1})/(\sqrt{l/g_2}) \\ \implies T_1^2/T_2^2 &= (l/g_1)/(l/g_2) = g_2/g_1. \\ \text{d'où } T_1^2/T_2^2 &= g_2/g_1 \quad ; \quad g_1 \text{ est connue, d'où:} \\ g_2 &= g_1 \cdot T_1^2/T_2^2. \end{aligned}$$

D'où pour estimer g_2 , il suffit d'estimer la période des oscillations au point "1" et au point "2".

3-1-2 - Chutte libre.

L'expérience de la chute libre des corps est décrite par la relation suivante $Z=g.t^2/2+v_0t$. [V : 8]

où:"z":distance parcourue;"t":le temps de parcours;"v0":la vitesse initiale;"g":l'accélération que subit le corps de masse "m" [fig V - 3]

Il est clair,d'après cette formule que "z" et "g" doivent être mesurées avec une simple précision tandis que "t" avec une double précision.

Les paramètres "z" et "t" peuvent être mesurés,mais on doit aussi évaluer "g" et "v0".On peut aussi évaluer les intervalles "z1,z2,z3" et relativement les temps "t1,t2,t3".

L'accélération est calculée en utilisant la formule suivante:

$$g = 2/(t_2-t_1) \cdot [z_2/t_2 - z_1/t_1] \quad [V : 9]$$

Cette méthode est utilisée comme principe de base dans la mesure de "g" à l'aide des gravimètres balistiques.

3-2 - Procédés Statiques:

3-2-1 - Balance à ressort ou Gravimètre

Les systèmes statiques donnent des mesures relatives. Ce sont ces procédés qui sont les plus utilisés lors des levés gravimétriques. La lecture est obtenue en lisant sur une échelle donnée les graduations qui sont traduites en accélérations de la pesanteur.

Dans ce type de gravimètres. La force de pesanteur est comparée avec une autre force celle d'un ressort. Dans la majorité de ces instruments, le procédé de mesure utilise la compensation.

Ces systèmes de compensation peuvent être à vis micrométriques, à capteur ohmique ou photoélectrique. A la différence du pendule dont les oscillations sont traduites par le balancement d'une masse mouvement que décrit une masse autour d'un axe de rotation. Les oscillations de ce "pendule" à ressort sont dans le sens du vecteur " $P=m.g$ ".

La variation de " P " est directement proportionnelle à la variation de " g ". Cette variation se traduit alors par la variation de la longueur du ressort; donc sous l'action de " P ", le ressort subit une variation de $l+dl$. " l ": étant la longueur initiale du ressort en l'absence de la force " P ". D'après la loi de Hook, la déformation subit par un corps est directement proportionnelle à la force agissante, dans ce cas on peut écrire que " $P=K.l$ " où " K ": la raideur du ressort, cas des ressorts cylindriques.

$$K = \frac{d^4}{64.n.R^3} (\cos^2 \alpha + 2.\sin^2 \alpha) E \quad [V : 13]$$

où : " d ": diamètre du fil du ressort
" n ": nombre de spirales
" R ": rayon d'une spirale
" α ": angle d'inclinaison d'une spirale
" E ": Coefficient de poisson
" E ": module de Young.

Les gravimètres modernes les plus répandus sont les appareils construits sur le principe des balances à ressorts où la force de pesanteur est compensée à l'aide de la force d'élasticité d'un ressort ou d'un fil élastique.

CHAPITRE VI

LES GRAVIMETRES

1 - Généralités.

1-1 - Objet de la mesure:

La gravimétrie a pour objet la détermination du champ de pesanteur à la surface du sol, l'instrument utilisé pour mesurer cette force est le gravimètre.

Chaque mesure et suivant le degré de précision voulue on réalise le gravimètre correspondant.

Les gravimètres actuels mesurent "g" en module, jadis furent utilisées (jusqu'en 1940) des "balances de torsion" pour la mesure des dérivées secondes du potentiel de pesanteur

1-2 - Mesure absolue et Mesure relative.

On peut mesurer "g" en valeur absolue soit en étudiant la chute d'un corps dans le vide (possible uniquement en laboratoire) soit à l'aide de pendules (mesure de leur période d'oscillation), utiles en géodésie, ces valeurs permettent d'étudier les termes principaux de "g" à la surface de la terre. Les bases de mesure absolue servent pour l'étalonnage des gravimètres. (précision des mesures: 0.5 mgal).

Les gravimètres de prospection ne permettent que des mesures relatives: ceci ne modifie en rien la mesure car seules nous intéressent les anomalies de "g", c'est-à-dire les écarts par rapport à une base. (précision: 1/100 mgal)

1-3 - Gravimètres statiques et dynamiques.

Pour réaliser un gravimètre, différentes méthodes sont possibles: il suffit d'assurer l'antagonisme de deux forces ou de deux couples: l'une des forces ou l'un des couples doit être une force ou un couple de pesanteur proportionnel à "g"; l'autre force (ou couple) doit être indépendant de "g".

Dans les gravimètres statiques, où on observe un état d'équilibre cette seconde force (ou couple) est toujours une force (ou un couple) de rappel due à l'élasticité d'un métal ou d'une autre substance (ex: le quartz).

Dans les gravimètres dynamiques (ex: pendule corde vibrante) où on observe une période d'oscillation libre, le rôle de la force ou du couple opposé à la pesanteur est assumé en partie

par la force ou le couple d'inertie.

Actuellement les performances des gravimètres statiques surclassent de loin celles des gravimètres dynamiques, en prospection. Il n'est pas sûr qu'il en sera toujours ainsi (des gravimètres, de type dynamiques, sont utilisés pour les mesures dans les satellites, ils peuvent dans ce cas déceler 10-11 gal, et pour les mesures à l'intérieur de forages.

2 - Principe des gravimètres statiques (stables)

Les gravimètres sont, en fait, des balances extrêmement sensibles, mais, au lieu de peser des objets de différentes masses au même lieu, l'opération consiste à peser en des lieux différents la même masse et à mesurer les écarts donnés par le fléau de la balance.

Un gravimètre stable très simple utilise le principe du "peson" cet appareil détermine le poids d'un objet, par la mesure de l'allongement d'un ressort, qui lui est proportionnel. [fig VI - 1]

A la station "A", si "x" est l'allongement du ressort correspondant à "g" :

$$m.g = k.x \quad [VI : 1]$$

où "k": constante du ressort

En "B", le champ de pesanteur est "g+dg" l'allongement devient "x+dx" Donc:

$$g_B - g_A = dg \implies dg = (K/m).dx \quad [VI : 2]$$

2-1 - Gravimètres Astatés (ou instables)

2-1-1 - Définition

On astatise un système mécanique, quand on l'ajuste au voisinage immédiat de l'instabilité.

* - Pour juger l'intérêt de l'astatisation, étudions tout d'abord la balance de précision) [fig VI - 2]

Le fléau porte, en effet, une tige frottée sur laquelle on peut visser ou dévisser un petit écrou de réglage, de façon à déplacer dans le sens vertical, le centre de gravité "G" du fléau.

Lorsque le centre de gravité est bas, la balance est stable, la période "T" des oscillations est courte et la sensibilité médiocre.

A mesure qu'on relève "G", la période augmente et la sensibilité croît en "T²"

La sensibilité est infinie quand la balance est à la limite

de la stabilité. Pratiquement, on atteint jamais la sensibilité infinie, à cause des imperfections de construction mécanique qui se manifestent de plus en plus et produisent une infidélité dans les mesures.

* - Appliquée aux gravimètres, l'astatisation a pour effet d'assurer une grande sensibilité à l'appareil, sans avoir à faire appel à des procédés de lecture ou de détection du déplacement d'une très grande délicatesse, comme dans le cas des gravimètres stables.

Le "peson" étudié précédemment n'est pas du tout astatisé et est donc très sensible. Pour l'astatiser, il suffit de fixer le ressort au fléau d'une balance: on règle la position du centre de gravité du fléau pour l'astatiser. La tension du ressort équilibre le poids " $p=mg$ ".

2-2 - Principe d'un gravimètre astatisé:

Soit une masse " m " fixée à un bras de levier dont l'axe de rotation est en " O ". Les forces agissantes sur ce système en " G " centre de gravité, sont: le poids " mg " et la force de rappel du ressort " AG ".

Ce ressort est un ressort de longueur réduite nulle:

$$F=k.l, l=A.G$$

Le moment de la force de pesanteur par rapport à l'axe de rotation " O ": est : $m.g.d'$

Le moment de la force de rappel par rapport à l'axe de rotation " O " est: $k.l.d$

A l'équilibre, la somme des moments des forces est nulle: \Rightarrow

$$F.d = mg.d'$$

Comme: [VI : 3]

$$l.d = 2.\text{fois}. \text{la surface du triangle "OAB"} \\ = l.a.\sin \quad = a.b.\sin$$

$$\text{car: } l = (b.\sin \quad) / \sin$$

$$d' = b.\sin$$

$$\text{donc: } \Rightarrow K.a.b.\sin \quad = m.g.b.\sin$$

Si l'attache " A " du ressort est à la verticale de " O ", \sin

$$= \sin \quad ; \text{ Pour la valeur } g_0:$$

$g_0 = (K.a.b) / m.b$ (l'équilibre est indifférent).

Si $g > g_0$ le moment résultant : $= K.a.b - m.b.g$ est négatif, il n'y a qu'une seule position d'équilibre stable: $= 0$.

Le fléau pend vers le bas. Si $g < g_0$, la position d'équilibre stable correspond à $' = 0$. La sensibilité est donc infinie.

Comme on ne peut l'utiliser ainsi, on modifie dans une faible mesure les constantes de l'appareil, afin d'obtenir un équilibre stable, mais voisin de l'indifférence: point " A " très proche de la verticale passant par " O ".

On opère avec des appareils dont la période des oscillations varie entre 6 et 20 secondes.

2-3 - Conditions de l'astatisation:

Les différents montages de la fig ont pour effet de produire un couple de la force de rappel du ressort qui soit non-linéaire en fonction de , angle du "fléau" avec la verticale.

Etudions le schéma présenté sur la [fig VI - 3] le fléau est en équilibre quand le moment résultant est nul, pour une certaine valeur de "g".

Ce point d'équilibre est stable: si on augmente , ce qui revient à déplacer le "fléau" vers le bas, le moment résultant est positif et tend à faire remonter le fléau vers le haut. Plus faible est le moment résultant et plus élevée est la période des oscillations du "fléau", écarté de sa position d'équilibre. Donc plus est petit plus l'appareil devient instable plus sa sensibilité augmente.

C'est ce que montre la [fig VI - 4], où on étudie les positions d'équilibre, de deux systèmes, l'un stable et l'autre astatisé, pour différentes valeurs de "g".

Le 1er système a une sensibilité assez faible : $S=d/dg$
Le 2ème, par contre, a une sensibilité plus grande et est donc plus astatisé que le premier.

3 - Problèmes de réalisation et Causes d'erreurs.

3-1 - Variations de pression.

Si le système de mesure n'est pas placé dans une enceinte vide, on doit tenir compte de l'effet dû à la poussée d'Archimède:

α - Si "m" est la masse d'un corps et sa densité, son poids est "p=mg" et son volume "v=m/ "; si la densité de l'air est air, la masse de volume d'air déplacé est "(m/). air

et la poussée d'Archimide est :

$$((m. \text{ air})/)/g \quad [\text{VI} : 4]$$

La force résultante appliquée au centre de gravité est:

$$m.g(1 - \text{ air}/) \quad [\text{VI} : 5]$$

avec air = 0.0012g/cm³

Cet effet est très important:une variation de pression de "1cm" de mercure peut produire une variation des mesures de "g" de "2mgals" Les variations de pression peuvent être dues à des variations brusques de température (détente adiabatique). Pour compenser cette action, cause d'erreurs sur la détermination de "g", certains gravimètres (North-Américain, Lacost-Romberg, Western Askania, Syntrex) comportent une boîte creuse, solidaire du fléau et mise en place de sorte que le centre des forces de poussée d'Archimède soit sur l'axe de rotation, et qu'ainsi le couple résultant soit nul.

Une autre solution peut consister à immerger le système de mesure dans un liquide incompressible.

Sur d'autres appareils (GAK, Worden), on élimine les variations de pression atmosphérique, en plaçant leur système de mesure dans une enceinte étanche, ou mieux, vide; ceci a pour effet d'éliminer les variations brusques de pression qui, par compression ou détente adiabatique, ont pour effet d'entraîner une variation brusque de la température interne, variation qui ne peut qu'être compensée lentement par des thermostats.

3-2 - Variation de température.

L'élasticité des ressorts varie très fortement en fonction de la température. Elle augmente quand les ressorts sont en quartz et diminue quand ils sont métallique. Si on ne compensait pas ces effets de température, qui sont énormes par rapport aux variations de "g" que l'on veut mettre en évidence, les gravimètres se comporteraient surtout comme des thermomètres.

Deux solutions sont envisageables:

- Soit assurer une température constante dans l'enceinte du gravimètre par thermostatisation;
- Soit effectuer une compensation thermique du système de mesure.

3-2-1 - Thermostatisation.

On assure un chauffage électrique du gravimètre, avec thermostatisation. La température de fonctionnement doit être supérieure à la température ambiante la plus élevée que l'on peut rencontrer durant une mission. On doit éviter de choisir une température trop élevée, qui entraînerait une consommation excessive d'énergie, et donc une décharge rapide des batteries.

L'enceinte extérieure du gravimètre est calorifugée afin d'éviter une déperdition trop grande d'énergie. Une résistance chauffante entoure des enceintes intérieures l'une métallique, bonne conductrice, qui uniformise la

température et l'autre isolante thermiquement qui amortit les variations de température de part et d'autre de la moyenne.

D'après les constructeurs, un système de régulation assez simple, par alternances de chauffage et de refroidissement, à la cadence de la minute par exemple, assure une température constante à 1/100 de degré, à l'extérieur du gravimètre.

3-2-2 - Compensation thermique du système de mesure.

Cette méthode consiste à compenser, aussi précisément que possible par un effet opposé, les variations thermiques de l'élasticité des ressorts.

Pour les ressorts en quartz (GAK, Worden), on a mis au point des systèmes de compensation complexe, qui évite d'avoir à faire appel à la thermostatisation cause d'alourdissement des appareils

3-2-2-1 - Système Worden

Il comprend 2 "bras" (1), (2), constitués par des matériaux de coefficients de dilatation thermique différents; ce qui a pour effet de faire déplacer suivant un arc de cercle l'extrémité des bras, à laquelle est fixée le ressort principal de façon à compenser ses variations de longueur. Ce système n'assure une bonne compensation que dans un domaine limité en température (lorsque la variation de l'élasticité est fonction linéaire de la t°). Aussi on ajoute le ressort 3, dont l'action non linéaire a pour but d'élargir le domaine de température pour lequel la compensation est assurée.

3-2-2-2 - Système GAK

Si la température augmente, la longueur du ressort de quartz diminue et le fléau tend à remonter; comme le fil de cuivre se dilate, le système compensateur a pour effet de ramener le fléau à sa position initiale. Le rôle du ressort (3) consiste à augmenter la plage de compensation en température.

4 - Etalonnage des Gravimètres.

Pour la majorité des gravimètres l'étalonnage s'opère en les transportant sur des bases de référence pour lesquelles on connaît "g": on fait une série d'aller et retour, afin d'éliminer l'effet des dérives d'appareils, et on moyenne les valeurs trouvées.

En fait, la constante d'étalonnage (nombre de mgals par

graduation de l'appareil) est difficilement connue pas mieux que 1%.

* - Le gravimètre Askania possède un système propre d'étalonnage: une petite bille peut prendre "2" positions dans une cage liée au fléau [fig VI - 5]

On effectue deux mesures pour les positions a1 et a2 de la bille connaissant la différence entre les couples de la force de pesanteur pour "a1" et "a2", donnée par le constructeur, on en déduit immédiatement la constante d'étalonnage "K".

(Pratiquement, il suffit d'incliner fortement l'appareil, pour faire passer la bille de la position "1" à la position "2").

* - Généralement le constructeur fournit une valeur de cette constante, dans la brochure livrée avec l'appareil. Mais si on effectue des mesures de "g" sur une grande plage de lecture, on constate en général une variation des caractéristiques du ressort de mesure et par conséquent une variation de la constante d'étalonnage "K". Le dispositif d'Askania permet de bien déterminer ces variations de "K".

4-1 - Nivellement des Gravimètres

4-1-1 - Intérêt du nivellement

Quand un gravimètre est utilisé suivant la "méthode de zero" la position du fléau par rapport au bati reste inchangée, lors de la lecture. Si le bati, en deux stations, a des inclinaisons différentes par rapport à la verticale, le couple de la pesanteur, qui agit sur le fléau, varie et produit une erreur sur la détermination de "g". On voit donc l'importance du nivellement.

On monte sur le gravimètre deux niveaux, à "90°" l'un de l'autre. On assure à l'aide de vis calantes une inclinaison fixe du bati relativement à la verticale, en principe arbitraire. Cette inclinaison est constante tant que les niveaux ne bougent pas relativement au bati et au fléau.

Si le fléau fait un angle avec la verticale, le couple de la force de pesanteur est égal à: $= m.g.l.\sin$

Si les niveaux se dérèglent ou que le nivellement a été mal fait, si la variation de l'inclinaison est: " ", la variation

" " est: $m.g.l.\cos$. L'erreur commise est du 1er ordre si "cos " n'est pas négligeable. Si on assure

" = /2", si le fléau est horizontal, le couple est maximum et ne varie que d'une quantité du 2ème ordre si le nivellement n'est pas effectué parfaitement.

4-1-2 - Réglage des niveaux

On déplace la bulle dans un des niveaux, par action sur les vis calantes, de manière à ramener le bord de la bulle en coincidence avec les divisions: "1-2-3-4 etc." on mesure

"g" pour chacune de ces positions et on construit la courbe : "g=f(divisions)".

La position idéale est celle qui assure un couple maximum. On procède de même pour le 2ème niveau, on vérifie que le réglage du premier niveau n'a pas été affecté. Quand on a placé les bulles aux positions correspondant au couple maximum " /2", on agit sur les vis de réglage des niveaux, pour ramener les bulles au repère "5", pour lequel la bulle est centrée.

4-1-3 - Lecture par la méthode de "zéro"

On pourrait se servir d'un gravimètre en mesurant le déplacement du fléau pour déterminer "g", mais la sensibilité de l'appareil n'est pas constante dans toute l'étendue de l'échelle de lecture, surtout dans le cas des gravimètres astatisés.

Aussi on préfère utiliser une méthode de "zéro": le fléau est ramené toujours à la même position: donc la sensibilité reste constante. Pour cela on agit sur un petit ressort de mesure qui équilibre ainsi l'action de "dg". "dg" sera déduit de la mesure de la variation de longueur du ressort de mesure (connaissant la constante d'étalonnage) Pour ce moyen, on obtient un domaine de lecture de 100 à 150 mgals ce qui est normalement suffisant pour une campagne de gravimétrie dans une région déterminée du globe. Mais si on doit changer de zone, on ne pourra compenser l'action de "dg" à l'aide du sel ressort de mesure: les variations de "g" entre le pôle et l'équateur sont de l'ordre de "5000 mgals". Aussi les gravimètres comportent un deuxième ressort plus "raide" dit de changement de zone ou "reset".

Il sert à réajuster l'échelle de lecture, pour une nouvelle campagne [fig VI - 6]

4-1-4 - Dérive.

Le système de mesure comporte plusieurs ressorts. Par conséquent les mesures de "g" dépendent de la fidélité de ces ressorts. Sous l'effet d'une charge, leur allongement ne reste pas constant dans le temps: phénomène de trainage, des ressorts; ceci entraîne une dérive de "g" mesuré. Cette dérive n'est pas toujours linéaire, on peut ainsi observer des sauts brusques dans les valeurs de "g".

On distingue différents termes de dérive, dûs à des opérations différentes mais, en pratique, la dérive observée est la superposition de plusieurs termes.

4-1-4-1 - Dérive de repos

C'est la variation dans le temps des mesures en une même station l'appareil n'est pas déplacé, mais le fléau du système est bloqué après chaque mesure.

4-1-4-2 - Dérive de déblocage

C'est la variation dans le temps, en une même station de l'appareil restant toujours en position de mesure: le système est débloquent, les ressorts sont tendus. Il est indispensable de bien connaître ces deux dérives lorsqu'on veut enregistrer à une base fixe le terme de marée.

4-1-4-3 - Dérive de changement de lecture

C'est la variation des mesures en une même station, consécutive à un déblocage de l'appareil dans des conditions de "zero", c'est à dire quand l'index lié au fléau est très éloigné de l'index lié au bâti. La durée et l'amplitude de cette dérive sont fonctions de l'importance de l'écart entre lecture affichée au cadran avant la mesure et la lecture à la station, ainsi que l'importance du "trainage" du ressort de mesure. Cette dérive est très importante lors de mesures à des stations d'altitude très différentes (dans ce cas on a une forte variation "dg").

Il faudra donc attendre un certain temps avant de faire la mesure et surtout tourner la vis qui commande le ressort de mesure toujours dans le même sens (afin de compenser le jeu de la vis micrométrique).

4-1-4-4 - Dérive de changement de "zero":

Variation des mesures dans le temps à une même station, due à une modification de la tension du ressort de reset (fonction, comme la précédente, de l'écart par rapport à l'horizontale du fléau, et du trainage du ressort). On a donc intérêt à faire le réglage de "reset" en début de mission gravimétrique, et à ne plus y toucher par la suite.

4-1-4-5 - Dérive de transport

Variation dans le temps en une même station, avant et après un transport quelconque. On distingue la dérive due au transport du gravimètre en voiture et à pied.

4-1-4-6 - Dérive de changement de température et de pression

Ainsi nous sommes dans l'impossibilité d'obtenir la même valeur de "g" en une même station à des temps différents. On doit donc noter l'heure des mesures.

On passe à une base en début et en fin de journée et même plusieurs fois, on peut répartir l'erreur de fermeture proportionnellement au temps.

CHAPITRE VII

MISE EN OEUVRE.

I - Mesure par cheminement

1 - Réseau de Base:

Le comportement du gravimètre doit être connu: c'est à dire son étalonnage (la valeur en milligal de chaque division du cadran) On vérifie périodiquement cette constante d'étalonnage.

On vérifie aussi la dérive, elle doit être "normale", tant pendant les périodes de repos que de travail.

Sur la zone à prospector, on choisit des bases, situées de façon à constituer une grille assez régulière, avec un espacement approprié ce sont des stations matérialisées sur le terrain, accessibles facilement par route ou par hélicoptère.

On appelle liaison de 2 bases, une série de mesures faites alternativement (et sans arrêt intermédiaire) sur l'une et l'autre: les valeurs obtenues sont reportées sur un graphique en fonction du temps, ce qui permet d'éliminer la dérive et de connaître la valeur "dg" entre les deux bases. On relie ainsi toutes les bases entre elles, deux à deux, ce qui donne la valeur "dg" pour chaque côté d'un certain nombre de polygones, et il est évident que pour chaque polygone, la somme algébrique de ces différences, comptée dans le sens trigonométrique devrait être nulle. En fait, cette somme n'est pas exactement nulle en général: elle est appelée erreur de fermeture et est inscrite à l'intérieur du polygone, sa valeur est en général de quelques centièmes de milligals. Si on note une fermeture plus élevée supérieure à 0.10 mgal, on peut avoir à refaire pour vérification une ou plusieurs liaisons, jusqu'à ce que toutes les fermetures soient acceptables.

Ensuite, on fait une compensation des valeurs "dg" entre bases, par des méthodes numériques d'approximation, que nous développerons plus loin; de façon à introduire une petite correction sur chaque "dg" de façon que toutes les

fermetures soient réellement nulles. Lorsque c'est possible, on reliera aussi certaines de ces bases locales aux bases antérieures où la valeur de "g" est déjà connue: ainsi, on pourra affecter à chaque base du réseau sa valeur absolue de "g", à 1 ou 2 milligals près (les "dg" entre bases étant connues avec une précision de 0.01 à 0.02 milligals en général)

2 - Mesures sur les stations:

Les mesures de la gravité sont ensuite faites par itinéraires comportant un certain nombre de stations, positionnées à l'avance, suivant une échelle (exemple tous les 500 mètres)

Chaque itinéraire commence par une mesure sur une base et se termine par une mesure sur une base (la même ou une autre) ce qui permet de fixer la valeur de la dérive, et de la répartir proportionnellement au temps, si cette dérive est "normale".

Cela permet en outre de s'assurer qu'il n'y a pas eu de choc, (qui aurait pu provoquer un saut brusque sur les lectures), ou de faute par exemple un déplacement involontaire du bouton de changement de zone.

Nous verrons plus loin que les valeurs de "g" ainsi mesurées doivent recevoir diverses corrections (de latitude, d'altitude etc) et l'on obtient ainsi une grandeur, appelée "anomalie de Bouguer".

En reportant ces valeurs sur une carte, on peut alors tracer des courbes d'égale valeur de l'anomalie de Bouguer: on se rend compte ainsi si un point s'écarte grossièrement des valeurs interpolées entre les autres stations, ce qui peut indiquer une erreur de mesure ou de calcul. On dispose ainsi d'un dernier contrôle, qui peut conduire à refaire la mesure, ou simplement à rejeter une station visiblement erronée.

3 - Réseau International Gravimétrie

Le réseau International Gravimétrie fût construit à partir des mesures absolues.

L'utilisation des pendules invariables permettant de mesurer les différences de gravité entre stations, avec une précision très supérieure à celle avec laquelle la valeur absolue de cette gravité pouvait être connue, il fut décidé d'adopter conventionnellement une valeur "981.274 gals" à Potsdam (près de Berlin), où avait été effectuée la mesure absolue alors jugée la meilleure.

A partir de cette station fondamentale, des physiciens ont

effectué des liaisons bilatérales, avec des pendules invariables, qui ont ainsi fourni, dans différents pays, des stations de références, où la valeur de "g" était connue dans le "système de Potsdam".

(Par exemple 980.943 à l'observatoire de Paris).

Le problème a été repris à l'échelle internationale, en choisissant des stations réparties dans tous les continents, un certain nombre de stations dites de premier ordre, soigneusement reliées les unes des autres et à Potsdam par des liaisons précises, de façon à obtenir une cohérence du système à un ou deux milligals près.

Pour exécuter les liaisons nouvelles de ce réseau, on a combiné l'emploi de pendule invariables (plus fidèles) et de gravimètres (plus sensibles).

Les liaisons entre stations quand les valeurs de "g" diffèrent beaucoup doivent être faites au pendule, l'étalonnage des gravimètres étant trop incertains. Mais les liaisons entre stations même éloignées, où les valeurs de "g" sont voisines, peuvent avantageusement être exécutées avec un gravimètre (par exemple Madrid-Buenos Aires, et Rome-New York). Une différence de quelques milligals peut ainsi être établie à quelques centièmes près, sans que l'incertitude sur l'étalonnage ait une influence appréciable.

Les liaisons nouvelles ont confirmé dans l'ensemble les liaisons anciennes. Par contre, les nouvelles mesures absolues donnent des valeurs plus faibles que celles du système de Potsdam, l'écart étant de 12 milligals.

Les listes du système de Potsdam restent valables, à condition de leur appliquer une correction de "-12 milligals" environ, et forment un système mondial des valeurs de la gravité, cohérent à un ou deux milligals près.

Notons enfin que, dans les différents continents ou pays on a choisi des "bases" constituées par des stations échelonnées en altitude, donc en valeurs de "g", et entre lesquelles les différences de gravité ont été mesurées d'une manière précise, ce qui permet ainsi d'étalonner les gravimètres.

TRAITEMENT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1 - Introduction

Une campagne de mesures gravimétrique permet d'obtenir la variation du champ de pesanteur (indépendamment du temps) entre les stations de mesure.

Les anomalies en chaque station sont déterminées relativement à une ou plusieurs stations de base, où "g" est supposé connu (par des mesures antérieures ou par hypothèse).

Avant de compiler ces données pour établir une carte gravimétrique les anomalies brutes doivent être corrigées, car elles ne sont pas comparables entre elles:

Rappelons que le champ de pesanteur est la somme de plusieurs termes:

- Champ gravifique dû au noyau et au manteau
- Accélération axifuge
- Champ gravifique dû à l'écorce terrestre ou relief.

Seul nous intéresse le dernier terme dont les variations correspondent à des inhomogénéités d'origine géologique.

Ainsi une variation d'altitude entre deux stations entraîne une variation de "g", qui n'est pas d'origine géologique. On peut multiplier les exemples: Si deux stations sont à des latitudes différentes, cela entraîne une variation de l'accélération axifuge. Le but des corrections est de faire apparaître les "anomalies" d'origine géologique et donc d'éliminer les effets dus:

- aux écarts de latitude entre les stations
- aux différences d'altitude
- à la topographie au voisinage de chaque station.

2 - Anomalie de Bouguer.

2-1 - Définition:

Pour éliminer les anomalies non-géologiques, on compare les mesures de "g" aux valeurs théoriques de "g" sur une terre "idéale" limitée non plus par le "géoïde" mais par la surface topographique.

(on doit donc pour calculer ce champ théorique, tenir compte de l'effet des masses, qui constituent le relief).

L'anomalie de Bouguer est définie comme étant l'anomalie entre la mesure et le champ théorique à la station de mesure:

$$\Delta g = g - (g_0 + c) \quad [IX : 1]$$

où :

"g": mesure ; " " : champ théorique sur le géoïde ; "c" : correction

3 - Calcul des corrections.

3-1 But des corrections

Connaissant la pesanteur théorique en une station "S'", située sur le géoïde, comment la déterminer en "S" (la station de mesure à la verticale de "S'") dans le cas d'une terre idéale constituée par le géoïde surmonté d'un relief homogène?.

En pratique, nous décomposons ce calcul en plusieurs étapes, chacune s'identifiant à une correction particulière.

3-2 - Correction d'air libre.

Calculer la valeur théorique de "g" à la station de mesure, se situant à une altitude "h".

Ainsi nous tenons compte du fait que "g" varie avec l'altitude:

plus une station est élevée (c'est à dire éloignée du centre de la terre), plus la pesanteur est faible.

Il est évident d'écrire que le champ gravifique en "S'" et celui en "S" sont, en première approximation, inversement proportionnels au carré des distances au centre de la terre.

$$gS' = G.M/R^2 \quad [IX : 2]$$

"R" rayon de la terre "R = 6370 kms"

$$\begin{aligned} gS &= G.M/(R+h)^2 && [IX : 2] \\ &= G.M/R^2 (1+h/R)^{-2} \\ &= G.M/R^2 \cdot (1-2.h/R) \end{aligned}$$

$$\implies gS = gS' \cdot (1 - 2.h/R) = gS' - gS \cdot 2.h/R$$

Comme $gS = gS' + c$

\implies la correction "c" est donc égale à:

$$C = -gS \cdot 2.h/R \quad [IX : 3]$$

Pour $g \approx 980$ gal, et $R = 6370$ kms

$$\implies C = -0.3086 \text{ mgal/mètre} \quad [IX : 4]$$

3-3 - Correction de plateau:

Pour évaluer la valeur de la correction de plateau nous substituons à la forme réelle du terrain un plateau horizontal homogène de côte "Z". L'effet qu'il s'agit de calculer est donc celui d'une tranche plane circulaire de

rayon "R" et d'épaisseur "z" altitude du point "A".
 Le potentiel d'un élément "dm" de cette tranche au point "A"
 se trouvant sur l'axe de la tranche circulaire est:

$$v = G \cdot dm / R = G \cdot dm / (z^2 + r^2)^{1/2} \quad [IX : 5]$$

L'attraction exercée au point "A" par cet élément de la
 tranche est obtenue en différenciant le potentiel par
 rapport à "z"

$$dv/dz = -G \cdot z \cdot dm / (z^2 + r^2)^{3/2}. \quad [IX : 6]$$

Par intégration nous obtiendrons alors l'attraction de
 toute la tranche au point "A". En considérant la densité de
 la tranche homogène.

$$dm = .r.d .dr.dz \quad [IX : 7]$$

$$\text{alors: } "dg" = G \cdot z \cdot dz \cdot r \cdot dr \cdot d / (z^2 + r^2)^{3/2} \quad [IX : 8]$$

après intégration on obtient l'expression finale suivante:

$$"dg" = -2 \cdot G \cdot [z_1 - z_2] = -2 \cdot .G \cdot .z \quad [IX : 9]$$

où: = densité moyenne des terrains

G= constante de l'Attraction Universelle (vallant
 1/150 lorsque les unités employées sont le "mgal et le
 mètre").

Le coefficient "2. G" vaut alors "0.0419" donc

l'expression de la correction de plateau de Bouguer est:

$$Cb = 0.0419 \cdot .z \quad (\text{mgal/m}) \quad [IX : 10]$$

La somme des deux corrections est appelée correction de
 "Bouguer" [fig IX - 1]

$$g = 0.3086 \cdot h - 0.0419 \cdot .h \quad [IX : 11]$$

3-4 - Correction de relief.

Pour la correction de "Bouguer", nous avons considéré un
 "plateau" horizontal infini d'épaisseur égale à l'altitude
 de la station et de densité .

En réalité, la surface du sol n'est pas plane et comporte
 des creux et des bosses dont il nous faut compenser les
 effets.

Un excès de masse au-dessus et déficit au-dessous de la
 surface de référence, tous deux diminuent la valeur de la
 pesanteur au point de mesure "M".

En d'autres termes, l'excès au dessus du point entraine une
 attraction dirigée vers ces masses, c'est à dire vers le
 haut, dont la composante verticale "T+" diminue la valeur de
 "g" théorique en "M". Un déficit de masse aussi diminue la

valeur de la pesanteur par rapport à sa valeur qu'elle devrait avoir si nous aurions ajouter des masses pour en combler le déficit .Par conséquent la composante verticale de l'attraction sera dirigée vers ces masses c'est-à-dire vers le bas, donc elle viendra augmenter la valeur de la pesanteur théorique. Cette augmentation est à soustraire évidemment de cette valeur.

La correction de relief tient compte des variations d'altitude autour de la station de mesure. Le calcul de la correction de relief repose sur la décomposition de la topographie de la zone en secteurs de couronne verticaux suffisamment petits de manière qu'à l'intérieur de chaque secteur le niveau de surface puisse être considéré comme constant. [fig IX - 2]

Ainsi la valeur de l'attraction exercée au centre d'un secteur de section circulaire de rayon intérieur "R1" et extérieur "R2" de hauteur "h" et de densité " " s'exprime sous la forme : [fig IX - 3]

$$g = 2. G. (R2-R1 + \sqrt{R1^2+h^2} - \sqrt{R2^2-h^2}) \quad [IX : 12]$$

où : G: constante universelle = $(200/3) \cdot 10^{-9}$ cgs

h: côte moyenne de la couronne par rapport à la station.

3-5 - Correction de latitude:

D'après la définition de l'anomalie de Bouguer, les corrections d'air libre, de plateau et de relief suffisent à éliminer les anomalies non géologiques et celles dues au relief.

L'effet de la latitude est éliminé par l'introduction de la pesanteur théorique " " sur le "géoïde":

$$= 978.049(1+0.0053 \cdot \sin^2 \quad) \quad [IX : 13]$$

L'anomalie de Bouguer est donc bien indépendante de la latitude.

Au lieu d'utiliser cette expression et de la calculer en chaque station, on peut raisonner différemment:

A la "base": $dgbase = g - (\quad + c)$

A chaque station, les anomalies de Bouguer, relativement à la base sont données par:

$$\begin{aligned} dgstation - dgbase &= \quad [IX : 14] \\ &= [g - (\quad + c)]sta - [g - (\quad + c)]base \\ &= dg - (\quad sta - \quad base) - (c \cdot sta - c \cdot base) \end{aligned}$$

où : dg : mesure, relativement à la base

or : station - base = $(d / R.d) . l$

avec:

d / d = gradient horizontal, suivant le méridien

l: distance entre la station et la base, suivant le méridien.

Si on appelle correction de latitude: station - base

celle-ci est alors égale à:

$$\text{Clatitude} = 2.103. \sin. 2 \text{ mgal/km} \quad [\text{IX} : 15]$$

La correction est maximum à 45° de latitude et est

supérieur à 1.5 mgal/km pour toutes les latitudes comprises

entre 25° et 65°.

3-6 - La correction luni-solaire.

On sait qu'en un point donné "M" à la surface de la terre

l'intensité du champ de la pesanteur (appelée aussi

accélération du champ de la pesanteur) est définie par le

vecteur suivant:

$$g(M) = [AT(M) + W^2.PM] + AU(M) - AU(I) \quad [\text{IX} : 16]$$

Le vecteur "AT(M) + W².PM" est aussi appelé pesanteur

"vulgaire"

"W².PM": est l'accélération axifuge : "W": étant la vitesse angulaire de rotation de la terre sur elle même et

"PM": étant la distance du point "M" à l'axe de rotation ("ligne de pôle") de la terre.

"AT(M)": est la force d'attraction Newtonienne exercée par l'ensemble des masses de la terre sur l'unité de masse

placée en M Le vecteur "Au(M) - Au(T)": est appelé "terme de Marée", parce que en un même lieu "M", ce terme varie dans

le temps: Au(M) et Au(I) sont les forces d'attraction

newtonienne exercées par les masses de l'univers sur les

deux masses unitaires placées respectivement en "M" et en

"I" centre de la terre.

"AT(M)": a un module voisin de 982 gals soit: 982.000

milligals

"W².PM": vaut environ 3400 milligals pour un point "M"

situé sur l'équateur terrestre.

Le terme de marée résulte de l'attraction exercée par le

soleil et la lune, seuls astres assez proches de la terre pour y exercer une influence.

Le terme de marée est d'ailleurs très petit ("0.1 à

0.3"milligal) en comparaison de la pesanteur vulgaire

("980.000"milligals).

Les positions des astres (soleil et lune) étant connues en

fonction du temps, il est possible de calculer la valeur du

terme de marée, donc de ramener la gravité à ce qu'elle

serait en l'absence de ces astres.

Il est utile de faire cette correction, même si l'on ne recherche pas une haute précision, car cela permet de contrôler de façon plus rigoureuse le fonctionnement même du gravimètre c'est-à-dire de suivre l'évolution de sa dérive et de connaître la qualité des "fermetures".

3-6-1 - Calcul du terme de marée:

Le terme de marée global est la somme des deux termes de marée produits par le soleil et par la lune.

Pour un astre donné, la composante verticale "V" du terme de marée qu'il produit à un instant et en un lieu donné (à la surface de la terre) est donnée par l'expression:

$$V = -3.g.M/m.a^3/d^3.(\cos^2z - 1/3) * \quad [IX : 17]$$

"V": est compté positivement si elle est dirigée comme la pesanteur

"g": suivant la verticale descendante.

"M" : est la masse de l'astre

"d" : est la distance de l'astre à la station sur la surface du globe

"m" et "a" : sont respectivement la masse et le rayon de la terre

"z" : est la distance "zénitale" de l'astre (c'est à dire l'angle de la direction de l'astre avec la verticale).

On voit donc que l'action de l'astre diminue la pesanteur apparente, s'il est au "zénith" ou au "nadir" ($z=0^\circ$), et l'augmente s'il est à l'horizon ($z=90^\circ$).

Le rapport "M/m" vaut "332.958" pour le "soleil", et seulement "1/81.30" pour la "lune", mais le soleil est à une distance moyenne de la terre égale à : "149.6.10⁶" kilomètres alors que la lune est beaucoup plus proche (distance moyenne: " 384.400 km")

Comme la composante "V" est inversement proportionnelle au "cube" de la distance "d" de l'astre, c'est finalement la lune qui l'emporte.

En effet, avec les rapports de masses et les distances moyennes indiqués ci-dessus, les facteurs:

$$"-3.g.(M/m).a^3/d^3"$$

valent respectivement :

$$\text{Pour le soleil: } "-3*982*332958*(6366.20/149.6.10^6)^3"$$

$$\text{soit: } "-7.56.10^{-5} \text{ gals" (ou -7.56 centième de milligal)}$$

$$\text{et : Pour la lune: } "-3*982*(1/81.30)*(5366.20/384400)^3"$$

$$\text{soit: } "-16.46.10^{-5} \text{ gals (ou -16.46 centième de milligal)."$$

Les valeurs extrêmes de la composante verticale "V" s'obtiennent lorsque l'astre est au "zénith" ou au "nadir": ($z=0$ ou 180° donc $\cos^2 z - 1/3 = +2/3$) et lorsqu'il est à l'horizon: ($z=90^\circ$ donc $\cos^2 z - 1/3 = -1/3$.) Le tableau suivant donne la valeur au centième de milligal de la composante verticale "V" du terme de marée pour les distances moyennes des deux astres:

distance zénitale (z)	Soleil	Lune
$z=0^\circ$	-5.0	-11.0
$z=90^\circ$	+2.5	+5.5

En fait, la terre n'est pas infiniment rigide et, sous l'action des forces de marées, elle se forme dans l'ensemble, ce qui accentue encore les perturbations de la pesanteur.

Lorsque la lune par exemple est au zénith, la surface terrestre se soulève, par suite de la diminution de la gravité, de près de 20 cm. La pesanteur subit ainsi une diminution supplémentaire du fait de cet éloignement du centre.

Dans son ensemble, la terre se comporte comme si elle avait la rigidité de l'acier. La comparaison entre le terme de marée réellement observé et le terme de marée calculé montre que, pour tenir compte de l'effet produit par cette élasticité de la terre, il faut multiplier par le coefficient "1.2" l'expression donnée ci-dessus pour "V" (composante verticale du terme de marée. Celle-ci devient donc, en centièmes de milligal:

distance zénitale (z)	Soleil	Lune
$z=0^\circ$	-6.0	-13.2
$z=90^\circ$	+3.0	+6.6

Dans certains cas particuliers, le soleil et la lune, peuvent conjuguer leurs effets, (par exemple au voisinage de l'équateur terrestre, en période d'équinoxe et au moment de la nouvelle lune ou de la pleine lune), car ils passent à peu près ensemble près de la verticale au zénith ou au nadir puis près de l'horizon; dans ces deux cas, le terme de marée global (lune et soleil) vaut respectivement "-6.0+(-13.2)" soit "-19.2" centième de milligal vers "12 heures" ou "minuit" (soleil et lune sur la verticale) et "+2.5 +5.5" soit "+8.0" centième de milligal vers "6 heures" ou "18 heures" (soleil et lune à l'horizon).

Précisons enfin que les valeurs données jusqu'ici supposent que le soleil et la lune sont à leurs distances

moyennes, soit respectivement " $149.6 \cdot 10^6$ km" et "384.400 km". Pour tenir compte des distances effectives (variables) des deux astres, il faudrait modifier les valeurs de "V" de -5% à +5% pour le soleil et -16% à +25% pour la lune; les

valeurs extrêmes de "V" en centièmes de milligal seraient donc:

distance zénitale (z)	Soleil	Lune
z=0°	-5.7 à -6.3	-11.1 à -16.6
z=90°	+2.9 à +3.1	+5.6 à +8.3

3-6-2 - Correction du terme de marée

La correction "luni-solaire" est donnée par l'expression :

$C = -V$ (d'après Jean GOGUEL 1954) [IX : 18]

où: $C = P + N \cdot \cos(\phi) + S \cdot \cos(\phi - \delta)$
[IX : 19]

Expression qui se retrouve d'ailleurs facilement à partir des formules suivantes:

$V = -3 \cdot g \cdot M / m \cdot a^3 / d^3 \cdot (\cos^2 z - 1/3)$ [IX : 20]

et $\cos z = \sin(\phi) \cdot \sin(D) + \cos(\phi) \cdot \cos(D) \cdot \cos(AH)$

ϕ : latitude du lieu d'observation
D: déclinaison de l'astre
AH: angle horaire de l'astre.

Le premier terme "P": est évidemment égal à la valeur de la correction au pôle; il est toujours négatif et varie très lentement.

Le terme "N": est égal à la valeur de la correction "C" à la latitude "45° Nord", diminuée de "P".

Le terme "S": est égal à la valeur de la correction "C" à la latitude "45° Sud", diminuée de "P".

Pour toute autre latitude " ϕ ", on obtient la valeur de la correction luni-solaire "C" en ajoutant à "P" tout d'abord la valeur de "N" multipliée par le coefficient :

$\cos^2(\phi) + \sin(\phi) \cdot \cos(\delta)$

puis la valeur de "S" multipliée par le coefficient:

$\cos^2(\phi) - \sin(\phi) \cdot \cos(\delta)$.

Les valeurs "P", "N" et "S" sont données par trois tables, qui sont publiées chaque année dans "Géophysical Prospecting" (revue de l'Association Géophysique Européenne pour l'Exploration) sous le thème : "Tidal Gravity Corrections".

Trois tables donnent les valeurs de "P", "N" et "S", avec leurs signes ("P" étant toujours négatif), exprimées en centièmes de milligal (et arrondies au demi-centième le plus proche).

"P": qui varie très lentement, est donnée dans la table "1" (une seule page) pour chaque jour de l'année.

La table "2" (sur 24 pages) donne pour chaque heure et chaque jour de l'année les valeurs de "N" et "S" pour les

méridiens "15° Est" et "165° west". En fait, elle est aussi utilisable pour toutes les longitudes comprises entre "45° Ouest" et "75° Est" d'une part et pour toutes les longitudes comprises entre "105° Ouest" et "135° Est" d'autre part.

De même la table "3" (sur 24 pages) donne pour chaque heure et chaque jour de l'année les valeurs de "N" et "S" (exprimées en centièmes de milligal), pour les méridiens "75° Ouest" et "105° Est". En fait elle est aussi utilisable pour toutes les longitudes comprises entre "15° west" et "135° west" d'une part et toutes les longitudes comprises entre "45° Est" et "165° Est" d'autre part.

En un lieu donné, l'heure qu'il faut utiliser pour entrer dans la table (2 ou 3) est l'heure locale, qui se déduit facilement de l'heure "T.U" (Temps Universel à l'heure de Greenwich) et de la longitude du lieu.

3-6-3 - Exemple

Proposons nous de calculer la correction luni-solaire "C" à "Boumerdes pour le 11 Janvier 1993".

Latitude : () = "N 40.84 grades" soit "36°756"

Longitude: "3°28'.3 Est du méridien international (Greenwich)

La table (1) donne "P" = -8.5 centièmes de milligal

La table (2) donne les valeurs de "N et S " d'heure en

heure. On peut obtenir la valeur "C-P": [IX : 21]

$$\begin{aligned} \text{"C-P"} = & N.(\cos^2() + \sin().\cos()) + S.(\cos^2() \\ & - \sin().\cos()) \end{aligned}$$

4 - Procédés de calcul de l'effet de relief.

Différents procédés de calcul de la correction de relief ont été mis au point par les géophysiciens. Ces procédés sont tous basés sur le découpage du terrain investigué en petits secteurs dont la surface est exprimée sous une forme analytique et pour lesquels on évaluera la composante verticale du champ gravifique à l'aide soit de tables, soit des nomogrammes correspondants.

Seul le découpage diffère d'un procédé à l'autre. Tous les procédés de calcul sont approximatif, car il est difficile de trouver une expression analytique représentant la forme réelle du relief même si sa surface est très petite.

Nous classons ces procédés en deux catégories suivant la méthode de calcul utilisée:

* - **Méthode classique dite de Zones de Hayford.**

* - **Méthode Numérique**

4-1 - Méthode classique de "Hayford"

Cette méthode consiste à diviser le terrain en couronnes circulaires concentriques de rayons donnés et de subdiviser chaque couronne en un certain nombre "N" de secteurs dont on évalue l'altitude moyenne. La somme de toutes les composantes verticales d'attraction de tous les secteurs donnera l'effet total des masses superficielles sur la pesanteur. Conventionnellement, on a adopté le découpage suivant représenté sur la [fig IX - 4,5]

Dans ce découpage la division en zones de "Hayford" est imposée par les tables employées ("tables de Cassini"), par contre la subdivision de ces zones en secteurs est arbitraire et est laissée à l'appréciation du "Géophysicien" qui pourra la fixer suivant l'aspect de la topographie.

La correction est menée jusqu'à "166.7 Km" (limite extérieure de la zone), au delà desquels on ne calcule plus les corrections du relief, non qu'elles soient négligeables, mais parce que le modèle topographique n'est plus utilisé que sous forme de modèle "isostatique".

Le gabarit est appliqué sur le relief topographique et centré sur le point de mesure: [fig IX - 4].

On relève alors l'écart d'altitude (z) entre l'altitude moyenne du secteur et celle de la station de mesure, puis à l'aide de la table, on détermine la valeur de correction correspondante. On effectue ensuite la somme des valeurs lues et on multiplie le résultat ainsi obtenu par la densité choisie et par l'intervalle angulaire des secteurs.

Les tables ont été établies selon la formule suivante obtenue pour une couronne cylindrique de rayon extérieur "R2" et de rayon intérieur "R1".

$$dg = 2 \cdot G \cdot \frac{1}{n} \cdot \left(\frac{1}{R^2 + z^2} - \frac{1}{R^2 + z^2} + R_2 - R_1 \right) \quad [IX : 22]$$

la [fig IX - 4,5] donne un exemple de "gabarit" pour les zones "3 - 6" et "15 - 18".

Les abaques sont établis aux échelles des cartes topographiques.

4-2 - Méthode Numérique.

Le modèle topographique adapté pour cette méthode est représenté par un canevas à mailles carrées où l'on élève sur chaque maille un prisme représentant l'altitude moyenne dans cette maille. L'expression donnant l'attraction de ce prisme a été proposée par "Kane 1962". Elle permet d'évaluer l'attraction de gravité d'un prisme à base carrée dont la section correspond à un secteur de couronnes en tenant

compte d'un facteur correctif.

Bott "1959" a résolu le problème de l'attraction de gravité d'un prisme à section carrée en utilisant la méthode de la "ligne de masse", qui consiste à considérer la masse du prisme concentrée uniformément sur une droite verticale de longueur égale à la hauteur du prisme et passant par le centre de celui-ci. Mais c'est à Plouff (1966) que revient l'adaptation de cette conception aux calculs de la correction topographique en développant un système de découpage selon les coordonnées géographiques des modèles topographiques d'altitude moyenne.

La composante verticale de l'attraction d'un prisme dans la cas où la courbure terrestre est négligeable est donnée par la formule:

$$dg_{\text{prisme}} = G \cdot S \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r^2+h^2} \right) \quad [\text{IX} : 23]$$

où G: constante universelle de gravité
S: densité utilisée
S: aire élémentaire délimitée par le "quadrillage"
h: hauteur du prisme au centre de gravité
r: distance horizontale du centre du prisme à la station de mesure.

Dans le cas des zones à courbure terrestre non négligeable cette formule devient:

$$dg_{\text{prisme}} = G \cdot S \left(\frac{1}{r^2+d^2} - \frac{1}{r^2+(d+h)^2} \right) \quad [\text{IX} : 24]$$

où d: représente l'écart entre la surface terrestre et le plan horizontal passant par la station à la distance "r" de celle-ci.

On obtient : $d=r^2/R$

où "R" étant le rayon moyen du sphéroïde.

Cette relation est suffisamment précise jusqu'à "167 km"

CHAPITRE X

L'ISOSTASIE

1 - Constitution du Globe Terrestre.

On sait que la théorie de Clairaut a été établie en supposant que la forme du globe terrestre résulte de l'équilibre d'une masse en rotation formée de plusieurs fluides de densités différentes.

La constitution interne du globe terrestre peut être précisée

en exploitant deux phénomènes géophysiques: les marées terrestres et la propagation des ondes sismiques. Les marées terrestres conduisent à considérer le globe terrestre comme une sphère ayant la rigidité de l'acier. Lors des grands séismes, des ondes sismiques prennent naissance traversent le globe terrestre de part en part et sont enregistrées dans les observatoires sur tout le globe. Lorsque ces ondes ne pénètrent pas à plus de 2900 km de profondeur on enregistre deux types d'ondes: longitudinales et transversales or les liquides transmettent seulement les ondes longitudinales alors que les solides transmettent les deux types d'ondes. On en déduit que jusqu'à 2900 km de profondeur le globe est rigide, donc solide; en dessous de cette profondeur, le "noyau" semble ne se laisser traverser que par un seul type d'onde: il est peut-être liquide. La théorie de Clairaut s'interprète donc en admettant que les matériaux profonds du globe possèdent la "fluidité séculaire": à l'échelle de temps très courte: soumise à des marées ou des vibrations sismiques, la terre se comporte comme un solide à l'échelle très longue de son histoire elle se comporte comme un fluide.

2 - Caractère systématique des anomalies de Bouguer

Rappelons que l'anomalie de Bouguer "Ab" en un point "M" à la surface du globe terrestre est définie par la relation:

$$Ab = g - g_0 + C.z + T \quad [X : 1]$$

dans laquelle:

g : valeur mesurée en "M"

g₀: valeur théorique sur l'ellipsoïde en "M₀" à la verticale de "M"

C.z: correction d'altitude "z", avec M₀M = z
et

C = 0.386 - 0.0419.d (densité)

T: correction de relief

L'anomalie de Bouguer a été ainsi calculée pour le monde entier, en choisissant pour le calcul de la correction "c.z+T" une densité moyenne constante et égale à "2.67" pour les mesures de "g" faites sur les océans, on a calculé la correction en remplaçant l'eau de mer (de densité = 1.03) par un matériau de densité égale à 2.67.

L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue est généralement petite; elle atteint exceptionnellement quelques centaines de milligals, d'un signe ou de l'autre, c'est à dire moins de 10% des 5000 milligals globaux (variation de la gravité entre l'équateur et le pôle): ce résultat justifie donc

parfaitement la théorie de Clairaut.

Cependant, ces anomalies de Bouguer, quoique petites n'ont pas une répartition aléatoire, mais elles ont en général un caractère systématique, lorsque l'on considère des régions géographiques étendues: elles sont un effet négatives à l'emplacement des chaînes de montagnes et positives sur les océans et petites en valeur absolue pour les plaines étendues dont le niveau est peu différent de celui de la mer; elles sont d'autant plus grandes en valeur absolue que l'océan est plus profond ou que la montagne est plus haute. Par la correction faite "C.z +T", on pensait avoir supprimé l'effet du relief, mais tout se passe comme si la montagne ou les roches sous-jacentes étaient relativement peu denses, comme si le fond des océans était au contraire relativement plus dense que "2.67".

3 - Anomalies de la verticale

Soient deux points A et B à la surface de la sphère terrestre séparés par une montagne. Si la montagne n'existait pas, les verticales en "A" et "B" seraient dirigées vers le centre "O" de la sphère et formerait un angle " " pouvant être obtenu par détermination astronomique et la longueur "AB = OA. " ainsi obtenue serait bien égale à la longueur réelle de l'arc "AB" déduite d'observations géodésiques.

Mais la montagne crée évidemment une attraction Newtonienne qui dévie le fil à plomb, autrement dit la verticale, du côté de la montagne: [fig X - 1]

les verticales en "A" et "B" font donc entre elles un angle " " supérieur à " ".

Cette angle " " conduirait évidemment à une longueur "R.

" : (avec R=OA=OB=Rayon terrestre) supérieure à la longueur réelle de l'arc "AB" obtenue par géodésie.

La loi de Newton " $f = G.m.m'/r^2$ " permet évidemment de calculer l'attraction créée par la montagne donc de calculer l'angle " " soit " ". Mais la valeur " " obtenue par détermination astronomique, est toujours très nettement inférieur à " ".

Ceci prouve donc que l'attraction créée par les chaînes de montagnes est beaucoup plus faibles que celle que l'on aurait pu prévoir.

4 - Concepts d'isostasie.

Ainsi, l'étude du champ de gravité, que ce soit par les valeurs de la pesanteur (anomalies de Bouguer) ou par les déviations de la verticale, conduit à admettre l'existence de roches à densités faibles sous les montagnes inversement

sous les océans, doivent exister des roches plus denses, à profondeur égale, que sous les continents. Pour interpréter ces faits, deux théories ont été proposées.

4-1 - Théorie de la compensation (Pratt, Hayford)

Pratt (1854) suppose que la masse de matière contenue dans une colonne de section donnée entre la surface et une surface de niveau donnée reste la même. Hayford précise davantage. Soit "H0" la profondeur sous le géoïde de la surface de niveau: dite surface de compensation sous laquelle est supposé régner un équilibre hydrostatique. Hayford suppose qu'au-dessus de la surface de compensation, la densité de la croûte terrestre est uniforme jusqu'à la surface, sur n'importe quelle verticale. [fig X - 1] Les densités " " sous une montagne et " " sous l'océan seront donc telle que :

$$(H_0+h) \rho = H_0 \rho_2 = p + (H_0-p) \rho_1 \quad [X : 2]$$

On pourrait imaginer de façon convenable cette théorie par "la pâte qui lève": l'écorce terrestre se serait dilatée (montagnes) ou contractée (océans).

4-2 - Théorie de l'isostasie

Des géologues s'étaient demandé comment la surface de la terre réagirait à une surcharge localisée, comme un dépôt de sédiments, et ils avaient envisagé la possibilité d'un affaissement. J. Herschel, avait suggéré que l'intérieur de la terre était assez chaud pour rester fluide, que les pressions devaient y rester hydrostatiques, et par conséquent l'écorce devait s'affaisser sous les surcharges, et se relever à la suite de l'érosion, de manière à maintenir l'équilibre archimédien.

Airy a repris cette hypothèse (25 janvier 1855) tout en soulignant que la fluidité du milieu profond pouvait n'être que relative, et il a montré que la résistance propre des roches ne pouvait permettre à l'écorce de se trouver, sur une grande étendue, à une hauteur sensiblement différente de celle qui correspond à l'équilibre hydrostatique. Il a montré comment les variations de l'altitude de la surface pouvaient traduire des différences dans l'épaisseur de l'écorce "légère", flottant sur le fluide profond "dense". Actuellement, les géologues appellent asthénosphère (du grec: asthènes=faible) le milieu profond, fluide (à l'échelle des temps géologiques), et lithosphère la couche rigide qui flotte au-dessus.

Dans le modèle d'Airy, la lithosphère a une densité " " et

elle s'enfonce plus ou moins dans l'asthénosphère de densité $\rho_1 + \rho_2$.

Considérons la [fig X - 1]. On peut écrire:

$$(h+z+R)\rho_1 = z\rho_2 + R(\rho_1 + \rho_2) \quad [X : 3]$$

(pression en "A" = pression en "B") d'où : $h = R$.
C'est à dire: $R/h = 1$

Ainsi, les montagnes (hauteur h) seraient supportées par des "racines" (hauteur R) reproduisant en négatif le relief de la surface, plus ou moins lissé, et amplifié par un facteur

Pour un océan de profondeur "p":
on a : pression en "C" = pression en "D":

$$p + \rho_1(z-p-AR) = p + \rho_2(z-p-AR) + AR(\rho_1 + \rho_2) \text{ soit: } 0 = p - p + AR.$$

donc: $AR/p = -1/(\rho_1 + \rho_2)$ [X : 4]

Sous un océan, l'asthénosphère s'élève donc en "antiracine" de hauteur "AR".

En "1884", C.E. DUTTON a appelé "isostasie" ce système d'équilibre hydrostatique de la lithosphère au dessus de l'asthénosphère.

Cette hypothèse d'isostasie s'applique encore très bien même lorsque l'on considère un schéma moins simple.

- Il peut y avoir des variations de densité, tant dans la lithosphère que dans l'asthénosphère.

- Suivant une idée introduite par Vening Meinesz, on peut admettre une régionalité de la compensation isostatique; la lithosphère est rigide mais possède une certaine élasticité et se déforme donc en "cuvette" sous une surcharge locale. La racine se trouve ainsi étalée selon une certaine loi. L'explication qualitative du caractère systématique des anomalies de Bouguer à partir de ces théories est la suivante

4-2-1 - Théorie de Pratt

La théorie de Pratt suppose que sous une montagne, la densité est plus faible que sous une plaine, (et ceci jusqu'à la profondeur de compensation): la gravité sera donc plus faible à l'emplacement d'une montagne.

4-2-2 - Théorie d'Airy

Avec la théorie d'Airy (isostasie), c'est l'existence de la "racine" R de matériau léger qui crée le défaut de pesanteur.

* - Calcul des corrections isostatiques (les anomalies isostatiques)

Ces théories admises, il faudrait donc modifier la correction de "Bouguer" de façon à tenir compte des perturbations de densité en profondeur. Ainsi, pour une montagne de hauteur "h" et en utilisant l'hypothèse de Hayford, il faut se fixer arbitrairement "H0", puis calculer " (en fonction de "h" et de "H0"); ensuite, on retranche l'attraction de tout le cylindre de hauteur "H0+h" et de densité puis on ajoute l'influence d'un cylindre de hauteur "H0" et de densité "2.7", comblant le trou provoqué par l'enlèvement du cylindre de densité . L'anomalie de Bouguer ainsi modifiée devient l'anomalie isostatique.

4-3 - Analyse critique des deux théories

- La théorie de "Pratt - Hayford" sans justification physique, doit être rejetée au point de vue géologique. Soit en effet une pénéplaine, sur laquelle s'élevait autrefois une montagne aujourd'hui érodée: on devrait donc observer actuellement sur cette pénéplaine une forte anomalie de Bouguer négative, mais en fait les pénéplaines sont, en général, gravimétriquement normales on ne voit pas comment la densité aurait pu redevenir normale du fait de l'érosion.

- La théorie d'Airy fait appel à un mécanisme physique: le principe "d'Archimède". D'autre part, elle peut être en bon accord avec la géologie.

Si une surcharge affecte une région, (par exemple dépôt d'une certaine épaisseur de sédiments), l'équilibre isostatique est troublé et ne peut se rétablir que par un affaissement dont il est facile de calculer les valeurs: il suffit pour cela d'écrire que la masse contenue dans une section unitaire, jusqu'à une profondeur constante, dans le milieu dense profond, est la même avant et après: on trouve que le rapport de l'affaissement à l'épaisseur de la surcharge est égal au rapport de la densité de celle-ci à la densité du milieu profond, qui est supérieur. L'affaissement n'est donc qu'une partie de l'épaisseur du dépôt. En effet de l'égalité déjà écrite:

$$(h+z+R) \cdot \rho = z \cdot \rho + R(\rho + \rho) \quad [X : 5]$$

On déduit : $R/(h+R) = \rho / (\rho + \rho) < 1 \quad [X : 6]$

Ceci expliquerait donc le phénomène de subsidence: un enfoncement isostatique sous le poids des sédiments. Mais certains auteurs pensent au contraire que la sédimentation prolongée est la conséquence, et non la cause de la subsidence.

Inversement, l'érosion peut donner lieu à un soulèvement mais d'amplitude moindre.

Ces mouvements verticaux de la lithosphère représentent donc un phénomène de réajustement isostatique, dont le meilleur exemple est fourni par les régions qui ont été envahies par les grands glaciers quaternaires, comme la Scandinavie.

Sous une surcharge de glace, qui dépassait sans doute "1000 m", ces zones se sont affaissées par le jeu de l'isostasie. Celui-ci exigeait que après la fusion des glaciers, le sol remonte; ce mouvement n'a pas été instantané, et n'est même pas encore achevé.

Ce soulèvement est prouvé par l'observation humaine contemporaine (nivellement géodésique) et surtout par les anciennes plages marines aujourd'hui soulevées. On a ainsi pu établir une chronologie pour les "10" à "12000" ans écoulés depuis la disparition du glacier et reconstituer le mouvement ascensionnel du continent.

Le déséquilibre initial de "200 m" aurait été réduit de "100 m" en "5000 ans", puis de "50 m" supplémentaires durant les "5000 ans" suivants, le soulèvement se poursuivant encore aujourd'hui. De telles durées sont très brèves par rapport aux temps géologiques et l'on peut même dire qu'à l'échelle de ceux-ci, le rétablissement de l'équilibre isostatique est quasi-instantané.

CHAPITRE XI

PRINCIPES GENERAUX DE L'INTERPRETATION DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1 - Introduction:

L'interprétation gravimétrique repose sur le choix de modèles représentatifs en première approximation des structures géologiques généralement rencontrées. On étudie ainsi un certain nombre de problèmes géologiques qui peuvent être résolus par la gravimétrie et les approximations effectuées. A cause de l'impossibilité de mesurer les propriétés physiques des roches sous la surface, l'interprétation des données gravimétriques est plutôt théorique. Dans le cas général, le but des mesures est de connaître la forme d'une

discontinuité supposée de la densité moyenne à partir des mesures de "g" en surface, en se donnant le contraste de densité.

Très souvent plusieurs interprétations sont faites à partir d'une même série de données, en faisant varier le contraste de densité. Puisque toutes ces solutions sont correctes tant que l'on considère uniquement les données géophysiques, on pourra ultérieurement choisir celle qui s'accorde le mieux avec les données géologiques.

Comme on peut faire un nombre infini d'hypothèses sur la valeur de " ", il est souhaitable d'utiliser une hypothèse simple. Comme cela a pour conséquence de simplifier beaucoup la géologie, nous ne devons pas croire qu'une interprétation géophysique représente avec précision des structures géologiques.

Ce qu'elle tente de faire est plutôt de les schématiser, en esquissant leurs traits principaux et en supprimant de nombreux détails.

Les variations locales de densité des formations n'affectent pas le champ gravifique, à moins qu'elles ne s'étendent sur quelques dizaines de mètres.

2 - Exemples de Problèmes d'interprétation en gravimétrie:

2-1 - Dômes de sel:

Une des plus anciennes applications de la gravimétrie est la localisation des dômes de sel. La remontée du sel à travers les couches plus denses le recouvrant provient de la différence de pression hydrostatique. Le sel étant une substance plus légère que la roche qu'elle déplace, aura pour effet de diminuer localement l'intensité du champ de pesanteur: on doit donc mettre en évidence une anomalie négative.

D'autres causes annexes peuvent aider à identifier des dômes de sel: une des plus communes et certainement des plus caractéristiques est l'existence très fréquente d'un "cap rock" très compact et donc relativement plus dense entraîné au sommet du dôme de sel et qui produit une anomalie positive très localisée, au milieu de l'anomalie négative. Le but de l'interprétation est de déterminer la profondeur, les dimensions et la forme du dôme de sel.

2-2 - Les récifs

Suivant les régions, la gravimétrie peut aider à localiser et cartographier des récifs. Il y a des cas où les récifs

apparaissent comme des masses lourdes sur les cartes gravimétriques. Par contre il arrive souvent que les récifs ne présentent de contraste de densité bien important par rapport aux roches encaissantes.

2-3 - Les plissements

Une application, où la gravimétrie a montré son utilité, est la cartographie des dépressions et des remontées du socle dans les zones où la stratigraphie est assez régulière. On peut aussi, s'il y a de forts contrastes de densité entre des sections assez épaisses de la série sédimentaire observer des flexures des couches. Les structures qui causent ces anomalies peuvent être dues à des plissements ou à une compaction différente au-dessus d'accidents du socle.

Si les matériaux affectés par la tectonique ont des densités différentes, des anomalies positives seront observées au-dessus des régions où les matériaux plus lourdes sont relevés, et des anomalies négatives où il y a dépression et remplacement par des matériaux plus légers.

Le but de l'interprétation est dans ce cas l'étude du relief structural d'une interface (surface de séparation entre deux formations) donnée, donc de sa profondeur. Dans ce genre de problème il existe deux sources d'ambiguïté: d'une part, le contraste de densité est hypothétique; d'autre part, l'origine de l'anomalie n'est pas certaine.

En effet, dans le socle, les inhomogénéités sont courantes les intrusions lourdes à grande profondeur peuvent ressembler, du point de vue gravimétrique à une petite flexure sous un recouvrement peu épais. Un volcanisme postérieur ou dépôt est une autre cause d'ambiguïté, mais il peut être plus facilement identifié (par exemple, grâce au magnétisme).

2-4 - Les failles

Les failles sont des structures qui souvent apparaissent très bien sans erreurs possibles sur les cartes gravimétriques. Elles représentent souvent des cassures, des surfaces de discontinuité donc un contraste de densité.

Pour simplifier l'interprétation, on suppose souvent que la faille s'étend à l'infini, on détermine alors la profondeur le pendage et le rejet de la faille.

2-5 - Etude du socle

La prospection peut aussi avoir pour objet: L'étude du socle, par exemple pour cartographier le socle d'un Bassin, localiser des paléo-rivières, pour la recherche d'eau.

Délimitation des zones: par exemple, connaître la position des

rives et la profondeur d'une vallée. Le modèle d'interprétation est très varié

2-6 - Gisements miniers

De nombreux gisements, particulièrement les veines et les masses de sulfures, ont une structure de filon. d'autres gisements ou concentrations peuvent avoir des formes très irrégulières, mais pour l'interprétation on utilise des modèles de formes simples et on suppose que le contraste de densité entre le prisme et les roches encaissantes est constant, et que la surface de contact est bien définie. Aucune de ces hypothèses n'est très exacte, car dans la plupart des cas les minerais sont zonés ou disséminés. La méthode gravimétrique détermine la forme générale et la partie massive du gisement.

Dans chacun des cas présentés ci-dessus, une structure ayant une géométrie très simple est choisie pour représenter la formation qui cause l'anomalie: "nous l'appelons modèle d'interprétation"

Ses dimensions sont calculées à partir des mesures de "g", après avoir fait une hypothèse sur la valeur du contraste de densité. Les valeurs du contraste de densité sont posées à priori la plupart du temps, car on dispose rarement de mesures sur échantillons ou carottes. Pour cela, des tables de mesures de densité d'échantillons de roches peuvent être utiles, mais en sachant que pour une même roche la densité peut varier entre des limites assez larges.

L'interprétation, garde une certaine souplesse en considérant plusieurs valeurs de contraste ou au moins les valeurs extrêmes.

Afin de présenter une solution qui soit acceptable et intégrable dans un schéma géologique régional ou local.

3 - Etablissement de la carte gravimétrique

La carte de l'anomalie de Bouguer étant le document de base, pour toute interprétation gravifique, elle est construite à partir des données de terrain: altitudes, coordonnées, cycles de mesures, corrections de mesures ; et s'exprime par la formule suivante:

$$\text{Abouguer} = g_{\text{mes}} - g_{\text{th}} + C_{\text{al}} + C_{\text{pl}} + C_{\text{relief}} \quad [\text{XI} : 1]$$

où:

g_{mes} : mesure observée corrigée de la marée

luni-solaire et dérives instrumentales.
g.th: valeur théorique de la pesanteur

C.al: correction air libre ou de (Fayé)

C.pl: correction de plateau

C.relief: correction de relief

3-1 - Etapes de traitement.

Les principales étapes de traitement pour l'élaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer sont:

- Calcul de l'anomalie de Bouguer
- Représentation graphique de l'anomalie.

3-1-1 - Calcul de l'anomalie de Bouguer.

La première étape consiste à organiser les données dans le cas d'un traitement automatique sur ordinateur, avant d'effectuer tout calcul, cela nécessite la création de fichiers.

Exemple d'organisation de fichiers:

- * - Constitution des fichiers des données topographiques, géographiques et gravimétriques
- * - Etablissement des valeurs gravifiques des stations
- * - Assemblage des données gravifiques
- * - Calcul des corrections
- * - Elaboration de l'anomalie de Bouguer.

3-1-2 - Représentation graphique de l'anomalie de Bouguer.

Pour que le tracé des isolignes puisse être élaboré automatiquement avec l'aide de l'ordinateur, il est nécessaire de connaître les valeurs de l'anomalie aux noeuds d'une grille régulière.

Ensuite recourir aux méthodes numériques d'approximations et d'interpolations pour tracer les isolignes suivant un maillage déduit des profils implantés sur le fond d'une carte topographique à l'échelle désirée.

4 - Séparation des anomalies gravimétriques.

4-1 - Profondeur d'une anomalie

Soit une sphère de centre "S", de rayon "R", ayant un contraste de densité positif "d" par rapport au milieu dans lequel elle est placée: l'attraction produite en tout point (extérieur à la sphère) par l'excès de masse correspondant $dm = \frac{4}{3} (\pi \cdot R^3 \cdot d)$ est la même que si tout l'excès de masse "m" était concentré au centre "S".
Considérons [fig XI - 1] le plan horizontal "P" situé à une distance "h" au dessus du centre "S" de la sphère; soit "O" la projection orthogonale de "S" sur "P" et (x'ox) un axe horizontal passant par "O".
Prenons un point "A" tel que "OA = x", le champ créé par la sphère est le vecteur "H" dirigé suivant "AS" et de module:

$$H = G \cdot dm / r^2. \quad [XI : 2]$$

où G: étant la constante de gravitation universelle
r: la distance "SA".

En "A" l'attraction globale mesurée par le gravimètre est la résultante géométrique des deux vecteurs

"H" et "g"

où g: étant le vecteur champ de gravité terrestre.

Le vecteur résultant "H+g" aura pratiquement pour module $H_z + g$

où H_z : étant la composante du vecteur "H" suivant la direction de "g", c'est à dire suivant la verticale descendante "Az".

L'anomalie gravimétrique mesurée en "A" due à la sphère est donc: [fig XI - 1]

$$dg = H_z = H \cdot \cos \alpha = (G \cdot dm \cdot h) / r^2 \cdot r$$

$$\text{ou encore: } dg = G \cdot dm \cdot h / (h^2 + x^2)^{3/2}$$

$$= (G \cdot dm / h^2) \cdot (1 / (1 + x^2/h^2))^{3/2} \quad [XI : 3]$$

4-2 - Séparation des anomalies de la gravité.

Déduire de la carte de l'anomalie de Bouguer la répartition des masses dans le sous-sol est le but de l'interprétation des données gravimétriques.

Une carte donnée représente une combinaison d'anomalies étroites d'origine peu profonde ou superficielle d'anomalies plus étendues pouvant être liées aux structures étudiées par la prospection enfin d'anomalies encore plus

vastes, de type dit "Régionales" ayant une origine très profonde.

Avant d'aborder l'interprétation quantitative il faut en général commencer par une interprétation qualitative visant à séparer les anomalies intéressantes des perturbations superficielles d'une part, et des effets régionaux d'autre part.

*** - Rappelons une double propriété gênante des anomalies gravimétriques:**

- Un effet gravimétrique donné peut correspondre à une infinité de distributions possibles des masses (sphère ou corps cylindriques).

- Même s'il n'existe qu'une surface de discontinuité de la densité, il existe une infinité de solutions quant à la profondeur et à la forme de cette surface (on sait par exemple qu'un plateau horizontal infini crée en un point extérieur un champ de gravité indépendant de sa distance au plateau).

Pour soustraire l'effet régional, on peut utiliser soit un procédé intuitif ou "artistique", soit une méthode analytique s'appuyant donc sur un processus numérique.

C'est ainsi que les "Américains" distinguaient les "Smoothers" partisans des méthodes graphiques, des "Gridders", préférant les méthodes analytiques.

En fait, on sait que, de toute façon, il n'existe pas une solution unique à ce problème de la détermination de l'anomalie régionale; le choix d'une méthode par l'interpréteur ne doit pas être systématique, mais conditionné par l'objectif à atteindre.

Par l'interprétation qualitative, le prospecteur cherche à mettre en évidence les anomalies qui l'intéressent, en les séparant d'une part, de celles dont l'effet se superpose au leur (c'est la séparation verticale) d'autre part, de celles dont l'effet interfère avec le leur (c'est la "séparation horizontale").

L'anomalie de Bouguer peut s'écrire comme suit:

$$B = R + A \quad [XI : 4]$$

où : B = anomalie de bouguer
R = anomalie régionale
A = anomalie résiduelle.

L'anomalie régionale "R" est régulière et étendue, ce qui signifie que la pente de sa surface représentative varie lentement, ou encore que les dérivées secondes de "R" sont

faibles en valeur absolues:les isogammes représentant l'anomalie régionale ont donc une faible courbure et sont régulièrement espacées.

5 - Etablissement de l'anomalie régionale par méthode graphique.

La méthode graphique dite "Smoothing" pour les Américains est ancienne mais est encore utilisée couramment.On combine le "smoothing "en plan,c'est-à-dire le dessin régularisé des courbes sur la carte de l'anomalie de Bouguer,et le "smoothing" en coupe,c'est-à-dire le dessin régularisé des profils de l'anomalie de Bouguer suivant des coupes tracées perpendiculairement à la direction des isogammes [fig XI - 2] La séparation des anomalies en deux catégories,les unes régionales,les autres résiduelles,implique une sélection que l'on peut réaliser parfois par phase successive:par exemple,la carte examinée dans son ensemble justifie le choix d'une certaine régionale,mais l'étude d'une zone particulière peut conduire à la modifier en lui incorporant certains traits régionaux à l'échelle de cette portion de carte.

*** - La méthode graphique n'est pas conseillée dans les deux cas suivant:**

- Lorsque la régionale présente un gradient très fort.
- Lorsque les anomalies résiduelles sont de grandes dimensions.

6 - Méthodes analytiques de séparation d'anomalies

Les méthodes analytiques (appelées "gridders") sont plus facilement mis en oeuvre sur "ordinateur" que les procédés par "lissage graphique".On peut même aussi tracer les courbes d'égaux valeurs.

Ainsi,en introduisant dans le calculateur les données des mesures coordonnées de chaque station et les valeurs correspondantes de la gravité,on peut réaliser automatiquement tout le travail,y compris les cartes finales avec courbes d'égale valeur.

Ces méthodes analytiques,une fois mise en place ne sont donc plus subjectives comme les méthodes par lissage graphique.Cependant elles exigent des choix pour les paramètres du système,et pour le pas de la grille ("grid") dont dépendent les calculs.

Une propriété commune à tous les procédés par "résiduelle de grilles" ou par "dérivées" est qu'ils conduisent à la valeur "zéro" lorsque la surface représentant la fonction

"g(x,y)" est un plan (courbure nulle).

Ces procédés ne sont donc pas handicapés par des très forts gradients régionaux, comme c'est le cas en lissage graphique où le "smoother" met difficilement en évidence les anomalies qui apparaissent simplement comme des petites déviations des courbes serrées (gradient fort et régulier).

6-1 - Méthode de moyenne.

C'est le système le plus simple pouvant être utilisé pour obtenir la séparation des anomalies de façon mécanique. On fait la moyenne des valeurs de "g" obtenues sur un cercle et on considère cette moyenne comme la valeur de la régionale au centre du cercle; la résiduelle est la différence entre la valeur réellement observée au centre du cercle et la valeur moyenne sur le cercle.

Pour obtenir la valeur moyenne le long du cercle, on utilise un polygone inscrit dans ce cercle (hexagone par exemple) et on fait la moyenne des valeurs de "g" aux sommets du polygone.

Bien que très simple, ce système peut effectivement mettre en évidence la position d'une anomalie. Le choix du diamètre du cercle a évidemment une grande importance; le résultat optimal est obtenu quand ce diamètre est à peu près égal au diamètre de la courbe dont la valeur (de la gravité) est la moitié de l'amplitude totale de l'anomalie.

Comme une carte contient en général des anomalies de dimensions horizontales très variées, il faut utiliser successivement plusieurs valeurs différentes comme diamètre du cercle.

6-2 - Méthode des dérivées verticales.

Nous avons démontré plus haut la formule donnant l'anomalie "g" provoquée par une sphère soit:

$$g = G \cdot dm \cdot h / (h^2 + x^2)^{3/2} \quad [XI : 5]$$

donc:

$$\begin{aligned} dg/dz &= G \cdot dm [(h^2 + x^2)^{-3/2} - 3/2 \cdot h \cdot 2h \cdot (h^2 + x^2)^{-5/2}] \\ &= G \cdot dm (h^2 + x^2)^{-5/2} \cdot [(h^2 + x^2) - 3 \cdot h^2] \\ &= - G \cdot dm (2 \cdot h^2 - x^2) (h^2 + x^2)^{-5/2} \\ &= - G \cdot dm \cdot (2 - x^2/h^2) / (h^3 (1 + x^2/h^2)^{5/2} \quad [XI : 6] \end{aligned}$$

De même, on trouve facilement:

$$\begin{aligned} d^2g/dz^2 &= +3 \cdot G \cdot dm \cdot h (2h^2 - 3x^2) (h^2 + x^2)^{-7/2} \quad [XI : 7] \\ &= + 3 \cdot G \cdot dm (2 - 3 \cdot x^2/h^2) / [h^4 \cdot (1 + x^2/h^2)^{7/2}] \end{aligned}$$

*** - Deux observations s'en dégagent:**

- L'anomalie "g", sa dérivée première "dg/dz", sa dérivée seconde "d²g/dz²" sont respectivement inversement proportionnelles aux puissances "2,3,4 de la profondeur:h" de la masse qui crée l'anomalie. [fig XI - 3]
Donc, des masses de profondeurs différentes donnent des contrastes d'amplitude plus importants sur les cartes de dérivées que sur la carte de "g".
- D'autre part, les courbes représentatives des dérivées

sont plus étroites que la courbe "g(x)", comme le prouvent les figures ci-dessous, reportées sur la [fig XI - 3]
Pour ces deux raisons - contrastes d'amplitudes plus forts et courbes plus étroites. On peut dire que l'utilisation des dérivées verticales augmente le pouvoir séparateur ou "pouvoir de résolution"
En d'autres termes, les anomalies sont mieux séparées sur les cartes de dérivées que sur la carte brute de "g".

6-2-1 La dérivée seconde verticale.

La deuxième dérivée verticale s'obtient immédiatement à partir de la surface représentative des variations de "g".
En effet puisque "g" le champ de la gravité est une fonction harmonique, son laplacien est nul en dehors de la matière.

$$d^2g/dx^2 + d^2g/dy^2 + d^2g/dz^2 = 0 \quad [XI : 8]$$

d'où :

$$d^2g/dz^2 = -[d^2g/dx^2 + d^2g/dy^2] \quad [XI : 9]$$

La dérivée seconde verticale en un point "o" est donc égale au signe près à la somme des deux dérivées secondes horizontales, lesquelles sont les courbures en "o" suivant deux axes perpendiculaires "ox" et "oy", des profils gravimétriques tracés à travers la carte de l'anomalie de "Bouguer".

Supposons par exemple qu'au voisinage du point "o", la surface représentative de la gravité "g(x,y,z)" soit représentée par une portion de sphère de rayon "R" (tangente en "o" au plan horizontal de côte "z0") [fig XI - 4]

En "O" (x=0,y=0), posons g(0,0,z0)=0

En "M" très voisin de "o", de coordonnées "x,0,z0"

on a :

$g(x, 0, z_0) = MA = OH$
 $OH = R(1 - \cos \theta) \approx R \cdot \frac{\theta^2}{2}$ avec $\theta \approx \sin \theta$ et $\sin \theta \approx \theta$
 $= AH/R = x/R$
 d'où $g \approx x^2/2R$

Dérivons deux fois par rapport à "x":

$$dg/dx = 2x/2R = x/R \quad \text{et} \quad d^2g/dx^2 = 1/R$$

"La courbure" ($1/R$) c'est à dire l'inverse du rayon de courbure R est donc égale à la dérivée seconde " d^2g/dx^2 ". De même la "courbure" dans le plan "goz" est " $1/R = d^2g/dy^2$ " qui dans le cas de la sphère est évidemment égale à " d^2g/dx^2 ".

$$d'où: \quad 1/R = 1/2 [(d^2g/dx^2 + d^2g/dy^2)] \quad [XI : 10]$$

et l'on peut garder la même expression lorsque la surface " $g(s, y)$ " n'est plus assimilable à une sphère: " $1/R$ " est la courbure moyenne de la surface en "o", moyenne arithmétique des courbures en "o" suivant deux axes perpendiculaires "ox, et oy" des profils gravimétriques tracés à travers la carte de l'anomalie de Bouguer

Des trois formules obtenues ci-dessus on a:

$$d^2g/dz^2 = -[d^2g/dx^2 + d^2g/dy^2]$$

$$\text{où : } g \approx x^2/2R$$

et:

$$1/R = 1/2 [(d^2g/dx^2 + d^2g/dy^2)]$$

$$\text{on déduit : } d^2g/dz^2 = -2/R$$

$$\text{puis: } \quad d^2g/dz^2 \approx -4g/x^2.$$

Dans cette formule "g" représente "la longueur $OH = AM$ " c'est à dire la différence entre la valeur de "g" au point "o" soit $g(o)$ et la valeur de "g" au point "M" situé à une distance " $OM = x$ ".

Comme valeur de "g" ou "M", on prend dans le cas réel où la surface $g(x, y)$ n'est pas une sphère - la valeur moyenne de "g" pour un nombre limité de points répartis régulièrement sur une circonférence de centre "o" et de rayon "r" ($r = x$). Cette valeur moyenne est désignée par $g(r)$.

$$\text{On a donc: } g = OH = g(r) - g(o) \quad [XI : 11]$$

$$d'où: \quad d^2g/dz^2 \approx -4/r^2 [g(r) - g(o)] \quad \text{et}$$

$$d^2g/dz^2 = 4/r^2 [g(o) - g(r)]. \quad [XI : 12]$$

Si "g" est exprimé en "gal" et "r" en "cm" on obtient évidemment la dérivée seconde en unités "CGS", c'est à dire : "gals/cm²".

En fait, on utilise en général les valeurs moyennes de "g", pour plusieurs cercles de même centre "o" et de rayons

successifs: $r, r/2, r/5$, etc.. [fig XI - 4]

Sur chacun d'eux, le nombre des noeuds est variable et augmente avec le rayon: quatre pour les deux premiers (r et $r/2$), huit pour les deux suivants, 12 pour les derniers.

Citons quelques unes des formules ainsi utilisées pour obtenir la dérivée seconde:

$$\begin{aligned}d^2g/dz^2 &= \\ &= 4/r^2 [g(o)-g(r)] && \text{[XI : 13]} \\ &= 6.185/r^2 [g(o)-1.354 g(r) + 0.354 g(r/2)] && \text{[XI : 14]} \\ &= 6./r^2 [g(o)-1.333 g(r) + 0.333 g(r/2)] && \text{[XI : 15]} \\ &= 0.710/r^2 [g(o) + 0.364 g(r) - 0.273 g(r/2) \\ &\quad - 1.091.g(r/5)] && \text{[XI : 16]}\end{aligned}$$

La valeur de " r " est appelée "pas" de la grille. Dans les diverses formes, la somme algébriques des coefficients est nulle. En effet, si la surface de l'anomalie de Bouguer est un plan (horizontal ou incliné), sa courbure est nulle et la dérivée seconde est donc nulle (la dérivée première ou "gradient vertical" dg/dz est alors soit nulle (cas d'un plan horizontal), soit constante (cas d'un plan incliné). Ces diverses formules conduisent à des valeurs calculées différentes pour la dérivée seconde en " o ", la surface réelle $g(x, y, z_0)$ est remplacée par une autre, plus régulière, passant par les valeurs moyennes " g " calculées pour plusieurs circonférences centrées sur " o ".

La carte des dérivées secondes est donc seulement une approximation de la dérivée réelle et elle est fonction des éléments suivants:

- le pas " r " de la grille
 - Le nombre de cercles
 - Coefficients utilisés
- ("poids" relatifs des différents cercles).

Si le coefficient de $g(r)$ est négatif (relativement grand) la formule donne surtout la différence entre le point central " o " et la première circonférence (rayon " r ") et elle peut alors être sensible aux petites erreurs ou irrégularités de la carte.

Par contre, si le coefficient du premier cercle est petit et positif (formule (4)) les cercles extérieurs ayant donc des coefficients négatifs, la dérivée seconde obtenue est alors la différence entre les valeurs moyennes de la gravité autour du point central " o " et de celle pour les cercles extérieurs: il en résulte une carte plus lissée, plus amortie, où les variations locales tendent à disparaître (effet de filtre).

Quant au "pas" de la grille, il a un effet déterminant sur la carte résultante: s'il est petit, les anomalies locales sont mises en valeur, s'il est plus grand, la carte met en

évidence des structures plus grandes.

Au total, la formule utilisée agit donc comme un filtre et l'amplitude qui sera obtenue pour les différentes structures de la carte est fonction du rapport entre les dimensions horizontales des structures et le diamètre des cercles ayant les coefficients les plus importants.

Certains préfèrent utiliser une grille triangulaire les noeuds sont situés aux sommets des triangles équilatéraux jointifs, de côté "r"; les circonférences ont pour rayons successifs: r, 2r, 3r, .. et passant par six noeuds répartis deux à deux suivant trois directions autour du noeud central; ce sont les trois axes de coordonnées de la grille trigonale. La formule proposée par :W.BARANOV est:

$$d^2g/dz^2 = 1/r^2 [(2. \quad ^2/3).g(o) - (8/1^2)g(r) + (8/2^2)g(2r) - (8/3^2)g(3r) + \dots] \quad [XI : 17]$$

On utilise en général cinq cercles seulement et la formule peut alors s'écrire:

$$d^2g/dz^2 = 1/r^2 [6.580.g(o) - 8.g(r) + 2.g(2r) - 0.889.g(3r) + 0.5.g(4r) - 0.191.g(5r)] \quad [XI : 18]$$

Quelle que soit la grille utilisée: (carrée ou triangulaire), les calculs sont réalisés automatiquement par calculateur: il suffit de relever pour chaque noeud la valeur de "g" et celles des trois coordonnées.

Notons que dans l'expression: $d^2g/dz^2 = 4/r^2 [g(o) - g(r)]$

La quantité entre crochets (qui a comme dimension la gravité "g" exprimée en milligals), représente l'anomalie résiduelle telle que nous l'avons définie ci-dessus: cercle unique autour du point central (méthode de moyennes); le facteur "4/r²" devant le crochet conduit à des unités de la dérivée seconde (g/r²) ayant pour dimension la gravité divisée par le carré d'une longueur.

La carte de l'anomalie résiduelle: $[g(o) - g(r)]$ et la carte de la dérivée seconde: $d^2g/dz^2 = 4/r^2 [g(o) - g(r)]$ sont donc absolument identiques si l'on choisit de façon appropriés sur chaque carte l'intervalle entre courbes d'égale valeur.

6-2-2 - La dérivée première verticale

(gradient vertical).

Le gradient vertical "normal" de la gravité est voisin de "3086 Eötvös" (un "E" vaut 10⁻⁹ C.G.S soit 10⁻⁴ milligal par mètre)

Il varie très peu en fonction de la latitude (3083 au pôle 3088 à l'équateur).

Il n'en est pas de même lorsque des anomalies de la gravité liées à la non-homogénéité des roches de l'écorce terrestre apparaissent: par opposition au gradient "normal", on parle alors de "gradient anomalique vertical", qui n'est autre que la dérivée première de l'anomalie de Bouguer: il peut atteindre jusqu'à 5% de la valeur normale.

On pourrait essayer d'obtenir directement ce gradient vertical en mesurant les valeurs de "g" en deux points "A" et "B" sur une même verticale, et l'on aurait alors:

$$[g'] = [g_A - g_B] / AB$$

La mesure, très délicate, a été abandonnée dans la pratique. On procède en fait par le calcul.

La théorie des potentiels montre que l'on peut exprimer le gradient vertical à l'aide d'une intégrale double (intégrale de surface): $(-dg/dz) = [g(o) - g(r)] dr/r^2$ où $g(r)$ = valeur moyenne de "g" sur le cercle de rayon "r" correspond donc à l'intégrale:

$$g(r) = 1/2 \int_0^{2\pi} g(r, w) dw \quad [XI : 19]$$

Les bases théoriques utilisées pour l'intégration de la quantité:

$$[g(o) - g(r)] dr/r^2 \text{ différent d'un auteur à l'autre.}$$

"Baranov" propose la formule suivante:

$$-dg/dz = 1/r [2.232.g(o) - 2/1^2.g(r) - 2/3^2.g(3r) - 2/5^2.g(5r)] \quad [XI : 20]$$

unité {C.G.S} Si le champ "g" est constant, la dérivée est nulle: cette condition est bien satisfaite, car on sait que : $2/4 - 2/1^2 - 2/3^2 - 2/5^2 \dots = 0$

Citons aussi deux autres formules:

$$-dg/dz = 1/r [2.232.g(o) - 1.614.g(r) - 0.228.g(2r) - 0.114.g(3r) - 0.012.g(4r) - 0.264.g(5r)] \quad [XI : 21]$$

(formule qui utilise cinq cercle

$$-dg/dz = 1/r [2.232.g(o) - 1.614.g(r) - 0.618.g(3r)] \quad [XI : 22]$$

qui utilise deux cercles {unités C.G.S}

Si $g(o), g(r) \dots$ sont exprimés en milligals et "r" en mètre on a:

$$-dg/dz = 10^{-5} . 1/r [2.232.g(o) - \dots] \quad \{\text{unités C.G.S}\}$$

ou encore:

$$-dg/dz = 10^{+4} . 1/r [2.232.g(o) - \dots] \quad \{\text{unités Eötvös}\}$$

"Baranov" a souligné qu'à plusieurs points de vue, le gradient vertical convient mieux à l'interprétation gravimétrique que la seconde dérivée.

En effet, en dérivant deux fois par rapport à "z", on détruit deux constantes arbitraires, et par conséquent, on obtient un tableau plus éloigné de la réalité que la carte de gradient qui ne fait abstraction que d'une seule constante additive. D'autre part, la seconde dérivée est beaucoup plus sensible aux erreurs de mesure que le gradient.

Les cartes des dérivées ne doivent pas être considérées comme équivalentes à une carte de résiduelle. En effet, leur pouvoir séparateur facilite l'interprétation qualitative, mais ces cartes sont difficiles à utiliser pour une interprétation quantitative: ceci provient principalement du fait que l'incertitude dans l'interprétation due à l'imprécision des mesures, qui augmente avec chaque différenciation. La transformation analytique de la carte de l'anomalie de Bouguer n'augmente pas la quantité d'information disponible.

Les cartes de dérivées sont un complément à la séparation, en anomalie régionale et résiduelle: leur rôle principal est d'indiquer la présence des anomalies dans des conditions difficiles; ensuite, l'interprétation quantitative doit être faite sur les anomalies résiduelles elles-mêmes.

6-3 - Les Prolongements:

6-3-1 - Prolongement vers le haut

C'est l'atténuation de l'effet des sources superficielles et augmentation des effets de coalescences.

exemple: Soit "M" un point de coordonnées $[0, 0, -z]$, situé au dessus du plan " σ "; calculons le champ de gravité en "M" [fig XI - 4]

L'élément de surface "dS" autour de "P" contient une masse "dm" on a:

$dm = \sigma \cdot dS$, qui crée en "M" une attraction élémentaire dirigée suivant le vecteur "MP" et de module égal à:

$$G \cdot dm / MP^2 = G \cdot \sigma \cdot dS / (r^2 + z^2) \quad [XI : 23]$$

avec "r" = OP

On sait que les anomalies de la gravité étant toujours très petites (quelques dizaines de milligals au maximum) par rapport à la gravité terrestre (980 gals), le gravimètre mesure seulement la composante verticale de l'anomalie

Soit:

$$(G \cdot dm / MP^2) \cdot \cos(\angle OMP) = (G \cdot dm / MP^2) \cdot OM / MP$$

$$\text{Soit: } G \cdot \sigma \cdot dS \cdot z / (r^2 + z^2)^{3/2}$$

$$\text{qu'on peut écrire: } g(P) \cdot dS \cdot z / (2 \cdot (r^2 + z^2)^{3/2})$$

Le champ total en "M" s'obtient par intégration:

$$g(M) = \left(\frac{z}{2} \right) g(P) / (\rho^2 + z^2)^{3/2} \cdot dS \quad [XI : 24]$$

C'est la formule dite de prolongement vers le haut, qui permet d'obtenir la carte du champ à une hauteur "z" au dessus du plan où l'anomalie de Bouguer est connue. L'intégration numérique de la formule précédente conduit par exemple aux coefficients suivants:

$$g(+r) = .328.g(0) + .36.g(r) + .12.g(2r) + .054.g(3r) \\ + .012.g(4r) + .126.g(5r) \quad [XI : 25]$$

qui donne le calcul de "g", prolongé pour un altitude "r/2"; (r=pas)

6-3-2 - Prolongement vers le bas

C'est le renforcement de l'effet des sources superficielles et focalisation des anomalies.

La même formule est utilisée, seulement on calcule la gravité sur un plan horizontal situé à une côte positive, donc en dessous de la côte "z=0".

Il est donné en Annexe un programme de calcul de la dérivée seconde de la gravité.

CHAPITRE XII

SIMULATION DES MODELES EN GRAVIMETRIE

I - Introduction au Problème inverse dans les sciences de la terre

1 - Introduction

Nous abordons dans cette première partie d'interprétation les bases théoriques et pratiques des techniques d'inversions utilisées en gravimétrie et magnétisme.

(Nous conseillons nos étudiants et chercheurs de consulter le livre intitulé "Magnétotellurique" des mêmes auteurs; dans lequel sont présentées les techniques de modélisation 1D et 2D en électromagnétisme).

L'inversion des données en gravimétrie, consiste en première approche à calculer l'anomalie produite par des corps dont on se donne les dimensions la profondeur, la densité l'orientation c'est la résolution du problème directe .

Comparer l'anomalie de Bouguer, obtenue à partir des mesures avec celle d'un modèle théorique calculé, c'est trouver un

modèle qui coïncide le mieux aux données de mesures, en ajustant ensuite ce modèle initial, d'itération en itération jusqu'à l'obtention d'un écart optimal entre l'anomalie réelle et celle théorique, c'est le problème inverse.

Les calculs d'anomalies exercées par des corps homogènes de formes simples s'effectuent à l'aide de formules mathématiques. Cependant si on peut trouver une expression analytique de l'anomalie due par exemple à une sphère, une faille, un cylindre cela devient pratiquement impossible pour des structures quelconques.

La solution consiste à décomposer la structure complexe en un ensemble de structures simples, dont on peut connaître l'effet.

Par addition des anomalies partielles, on obtient l'anomalie de la structure donnée au départ.

Cependant cette méthode numérique, en pratique, est très longue, car on doit calculer l'effet de chaque structure élémentaire en chaque station, en faisant varier les paramètres distances, profondeurs à chaque fois.

Le développement du traitement numérique des données sur ordinateurs a permis la mise au point de nombreuses méthodes et programmes pour le calcul d'anomalies dues à des structures quelconques à 2D ou 3D [D:dimension].

Le temps de calcul est très réduit et il suffit de donner en entrée les paramètres définissant la structure.

Cependant l'explorateur ne cesse d'exiger d'avantage de performance auprès des constructeurs d'ordinateurs le temps différé n'est plus économique, il souhaite que l'acquisition le traitement et l'interprétation soient effectués sur le lieu de la mission: cette interprétation préliminaire est importante si on veut modifier le plan de travail afin de resserrer les mesures au-dessus de structures jugées intéressantes.

Cette nouvelle vision nécessite l'intégration du temps réel.

2 - méthode directe:

Une des méthodes d'interprétation classique est celle des Abaques. Nous avons choisi de vous présenter cette méthode d'interprétation par abaque afin de mieux comprendre la formulation mathématique du problème directe.

L'interprétation par abaque est simple, elle est bien adaptée à l'étude des corps à deux dimensions.

L'abaque à "maille" représente une section plane divisée en compartiments, de forme particulière, dont l'action au point de mesure provoquée par chaque compartiment est la même.

Pour calculer l'anomalie d'une structure à "2D", il suffit de reporter (au moyen d'un calque) sa section droite sur l'abaque et de compter le nombre de compartiments recouverts par la structure. Ce nombre fournit, après multiplication par l'anomalie due à un compartiment et par la densité choisie l'anomalie à la station considérée. [fig XII - 2]

L'abaque à "point" est conçu de la même façon que l'abaque à mailles, les compartiments sont remplacés par des points situés au centre de chaque compartiment. On peut obtenir la précision recherchée, en construisant un abaque à points plus ou moins serrés. Cet abaque à l'avantage de réduire le temps de calcul.

2-1 - Construction des abaques:

2-1-1 - Base théorique:

Considérons un volume élémentaire "dV" en coordonnées cartésiennes et calculons au point "O" (point d'observation) la composante verticale de l'attraction exercée par cet élément de volume "dv" de densité " ". L'expression de la force d'attraction s'écrit comme suit:

$$dg = G \cdot z \cdot dx \cdot dy \cdot dz / (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2} \quad [\text{XII} : 1] \quad [\text{fig XII} - 1]$$

Pour une structure à 2 dimensions on intègre "y" de "-" à "+"

$$dg = G \cdot dx \cdot dz \cdot z \int dy / (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}$$

$$dg = 2 \cdot G \cdot dx \cdot dz \cdot z [y/r^2 (r^2 + y^2)^{1/2}]$$

$$= 2 \cdot G \cdot dx \cdot dz \cdot Z / r^2 \quad [\text{XII} : 2]$$

On fait un changement de variable de façon à passer en coordonnées polaires:

$$x = r \cdot \cos \theta ; z = r \cdot \sin \theta \quad [\text{XII} : 3]$$

$$g = 2 \cdot G \cdot \int (r \cdot \sin \theta / r^2) \cdot r \cdot d\theta \cdot dr = 2 \cdot G \cdot \int d(-\cos \theta) \cdot dr$$

Pour obtenir l'anomalie totale, on doit intégrer sur toute la section:

$$g = 2 \cdot G \cdot \int d(-\cos \theta) \cdot dr$$

ou bien si on considère des éléments finis cette formule se traduit comme suit:

$$g = 2 \cdot G \cdot (r_{i+1} - r_i) (\cos \theta_j - \cos \theta_{j+1})$$

$$= C \cdot N \quad [\text{XII} : 4]$$

où: C = 2.G.dcos .dr (choisi constant)
 N: nombre de compartiments, ainsi définis.

Dans le cas d'une structure de longueur finie: (cas particulier de la formulation mathématique développée plus haut pour des structures infinies); on intègre "y" entre deux limites : y1 et y2.

$$g = G \cdot z / r^2 [y_1 / (r^2 + y_1^2)^{1/2} + y_2 / (r^2 + y_2^2)^{1/2}] \text{ avec } r^2 = x^2 + z^2$$

on pose: $F_k = y_k / (r^2 + y_k^2)^{1/2} = 1 / (1 + (r^2 / y_k^2))^{1/2}$ avec k=1,2

$F = (F_1 + F_2) / 2$ "F" tend vers "1", quand $y_k \rightarrow$
donc: $dg = 2.F.G (z/r^2).dx.dz$ [XII : 5]

On intègre sur "x" et "z" pour obtenir l'anomalie totale:
[XII : 6]

$g = 2.G. [F_i(r_{i+1} - r_i). (\cos j - \cos j+1)]$

2-1-2 - Exemple de construction d'abaque

Si on prend: "dr" = 1.125 cm ; "dcos()" = 1/30 ; "C" = $0.5.10^{-5}$

Ces valeurs sont choisies afin d'avoir une bonne couverture de tout le plan et de limiter les erreurs propres à la méthode en approximant au mieux la structure étudiée, tout en ayant une expression très simple de "C".

2-1-2-1 - Abaque à mailles:

Le rayon des cercles qui limitent les compartiments sont alors données par la formule de récurrence:

$r_i = 1.125.i$ (cm)

Les droites passant par "0", qui définissent les 2 autres faces des mailles font un angle "j" avec l'axe des "x":

$j = \arccos((30-j)/30)$ [XII : 7]

2-1-2-2 - Abaque à points:

Pour la construction de l'abaque à points, les coordonnées des centres des compartiments sont données par les formules:

$r_i = 0.562(2i-1)$ cm [XII : 8]

$j = \arccos((60 - (2j-1))/60)$ [XII : 9]

A partir de ces équations paramétriques, on construit très rapidement cet abaque. On préfère utiliser les tangentes et cotangentes pour le tracé des droites, méthode plus précise que la mesure des angles avec rapporteur.

2-1-3 - Description de l'abaque

Chaque petit trait sur les cercles concentriques correspond à un compartiment, qui produit une anomalie en mgals égale au produit du contraste de densité par la constante "C". On doit noter que ce calcul, est basé sur l'hypothèse que la section du corps est reportée à l'échelle de la carte, c'est à dire avec l'échelle "1/1". Si la section est dessinée à une échelle réduite on doit appliquer un facteur d'échelle "S". Par exemple si la section droite est reproduite à

l'échelle "1/50.000".Le facteur d'échelle est :S=50.000
Par conséquent l'anomalie à la station est donc:dg=C .S
pour chaque compartiment.

2-1-4 - Utilisation de l'abaque:

2-1-4-1 - Modèle cylindre de longueur "infinie".

La [fig XII - 2] représente le modèle d'un compartiment
cylindrique à parois verticales et infinies vers le bas

L'anomalie correspondant à ce cas simple aura la forme
représentée sur la [fig XII - 2],cette anomalie dépend de trois
paramètres:le contraste de densité ,la profondeur du toit
du compartiment "h" et la largeur "2a"

La comparaison directe d'une telle anomalie expérimentale
avec les anomalies théoriques du même type exigerait donc
la manipulation d'un nombre considérable de ces dernières.
Mais en réalité les paramètres interviennent sous une forme
particulière;l'équation de la courbe est:

$$G=2f (\text{Arctg } (x+a)/h - \text{Arctg } (x-a)/h) \quad [\text{XII: } 10]$$

qu'on peut écrire sous la forme schématique suivante:

$$G/f =F(x/h , a/h)$$

où G désigne le gradient vertical de la gravité et F une
fonction qui est ici une différence d'Arctg.

En coordonnées bilogarithmiques,deux courbes de cette
famille correspondant à une même valeur de a/h se déduisent
l'une de l'autre par une simple translation quelles que
soient les valeurs individuelles de a,h.

La [fig XII - 4] montre deux anomalies correspondant à la même
valeur de a/h,on voit à droite la translation en coordonnées
bilogarithmiques du schéma central ou plus exactement de la
moitié droite de ce schéma.Alors qu'en coordonnées linéaires
la courbe "II" se déduit de la courbe "I" par multiplication
des abscisses par 3 et multiplication des ordonnées par 2,en
coordonnées bilogarithmiques la courbe "II" se déduit de la
courbe "I" par la translation définie par le vecteur
Ainsi les paramètres contraste de densité et profondeur
n'interviennent plus dans la forme de la courbe,mais
seulement dans la translation qu'on doit effectuer pour
amener une courbe sur l'autre.

Il suffit donc de construire en coordonnées bilogarithmique
une famille de courbes correspondant à différentes valeurs
de a/h pour avoir toutes les formes possibles des anomalies
créées par un compartiment cylindrique infini vers le bas.
On repère sur ces courbes les lieux des points "x=a,x=h,G=f

Pour interpréter une anomalie expérimentale,on la transpose

sur papier bilogarithmique transparent et on cherche à la faire coïncider avec une des courbes théoriques. Si cette coïncidence est impossible, c'est que l'hypothèse d'un compartiment cylindrique infini vers le bas est incompatible avec l'anomalie à interpréter. Si la coïncidence peut être réalisée d'une manière acceptable on lit alors directement sur le graphique de la courbe expérimentale les valeurs de a, h, f . Les traits pleins de la [fig XII - 4] représente l'abaque proprement dit; les traits tiretés représentent le graphique de la courbe expérimentale qui, dans la pratique, est porté par une feuille transparente que l'on peut déplacer sur l'abaque. On lit: $h=1.5$ km, $a=4.6$ km, $f = 8$ eötvös soit un contraste de densité: $= 8/f = 0.12$ car $1/f = 0.015$

METHODE DE PROSPECTION MAGNETIQUE

INTRODUCTION: Cet ouvrage traitant la géophysique pour les géologues, a pour ambition tout d'abord, l'actualisation du support pédagogique en géophysique appliquée, et enfin la vulgarisation de ces méthodes d'investigation au sein de notre communauté universitaire; Enseignants, Ingénieurs et chercheurs spécialisés dans les sciences de la terre. Les géologues trouveront dans cet ouvrage les bases théoriques et pratiques de la géophysique: géophysique de surface ou superficielle, la géophysique semi-profonde et enfin la géophysique profonde. Il intéressera également le grand public, curieux de s'avoir ce que cache le sous-sol et comment l'explorer; dans le domaine du volcanisme et de la sismicité, dans les recherches pétrolières et minières, en hydrogéologie et thermalisme, dans les travaux publics (Batiments, Ponts et Chaussées) ; en archéologie et recherches océaniques.

Les thèmes développés dans ce livre sont: les bases théoriques de la géophysique: Notions sur la théorie des champs: champ électrique, magnétique, électromagnétique, gravimétrique, et radiométrique.

Les caractéristiques pétrophysiques des roches: Les propriétés élastiques; les propriétés électriques et électromagnétiques, les propriétés magnétiques et gravimétriques ainsi que les propriétés radiométriques des roches. Les applications relatives à chaque méthode géophysique utilisée en surface ou dans les puits (diagraphies). Les méthodes électriques et électromagnétiques, les méthodes gravimétriques et magnétiques, les méthodes radiométriques, les méthodes sismiques et les différentes diagraphies

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE -I -

I-I - Introduction aux méthodes magnétiques.....

I-II - Bref historique du magnétisme.....

CHAPITRE -II -

II-I - Propriétés magnétiques des roches.....

II-I-1 - Aimantation d'un corps.....

II-I-1-1- Cas des roches.....

II-I-1-2- Cas des minéraux contenant du fer.....

II-I-1-3- Cas des minéraux contenant du manganèse.....

II-I-2 - Classification des substances selon leur intensité.....
d'aimantation

II-I-2-1- Corps diamagnétiques.....

II-I-2-2- Corps paramagnétiques.....

II-I-2-3- Corps ferromagnétiques.....

CHAPITRE -III -

III-I - Bases théoriques du magnétisme et de la prospection.....
magnétométrie

III-I-1- Champ magnétique.....

III-I-2- Unités de mesure du champ magnétique.....

III-I-3- Pôle magnétique.....

III-I-4- Moment magnétique.....

III-I-5- Intensité magnétique.....

III-I-6- Dipôle magnétique.....

III-I-7- Intensité d'aimantation.....

CHAPITRE -IV -

IV - Le champ magnétique terrestre.....

IV-1- Origine du champ magnétique.....

IV-2- Le champ principal.....

IV-3- Les variations séculaires.....

IV-4- Etat actuel des données-les modèles récents.....

IV-5- Variations séculaires actuelles du champ principal.....

IV-6- Le champ transitoire (Sources externes).....

IV-7- Variations diurnes et autres.....

IV-8- Les sources externes du champ transitoire.....

IV-9- Le champ anormalique (Sources induites).....

CHAPITRE -V -

V- I - Archéomagnétisme et paléomagnétisme.....

V-I-1- Inversion du champ magnétique terrestre.....

V-I-2- Variation du champ magnétique avec l'altitude.....

V-I-2-1- Le champ régulier.....

V-I-2-1-1- Le champ du dipôle centré.....

V-I-2-1-2- Le champ non dipôle.....

V-I-2-2- Le champ d'anomalies locales.....

V-I-2-2-1- Anomalies dues à des contrastes.....
relativement profonds

V-I-2-2-2- Anomalies du type superficiel.....

CHAPITRE -VI -

VI-I - Les éléments du champ magnétique terrestre.....	
VI-I-1- Champ magnétique dipolaire et non dipolaire.....	
VI-I-2- Notion de potentiel magnétique de la terre.....	
VI-I-2-1- Calcul du champ créé par un dipôle.....	
VI-I-2-2- Calcul du potentiel magnétique.....	
VI-I-2-3- Champ d'un dipôle axial se trouvant au.....	
centre de la terre.	

CHAPITRE VII

VII-I- Instruments de mesure en magnétométrie.....	
VII-I-1- Les magnétomètres mécaniques.....	
VII-I-1-1- Mesure de la déclinaison magnétique.....	
VII-I-1-1-1- La visée sur une étoile.....	
VII-I-1-1-2- La visée sur le soleil.....	
VII-I-1-1-3- Détermination du méridien.....	
magnétique	
VII-I-1-2- Mesure de la composante verticale du champ magnétique terrestre	
VII-I-1-2-1- Balance magnétique pour..... la composante "Z" (variomètre)	
VII-I-1-2-2- La balance de Schmidt.....	
VII-I-1-3- Mesure de la composante horizontale.....	
VII-I-1-3-1- Appareil le Q.H.M..... (Quartz-Horiz-Magnétomètre)	
VII-I-2- Magnétomètre électroniques.....	
VII-I-2-1- Magnétomètre à vanne de flux (fluxgate).....	
VII-I-2-2- Magnétomètre à proton.....	
VII-I-2-3- Magnétomètre à pompage optique.....	

CHAPITRE VIII

VIII-I- Mise en oeuvre de la prospection magnétométrique.....	
VIII-I-1- Introduction.....	
VIII-I-2- Application au domaine pétrolier.....	
VIII-I-3- Application au domaine minier.....	
VIII-II- Mise en oeuvre des travaux de prospection magnétique sur..... le terrain.	
VIII-II-1- Préparation du magnétomètre	
VIII-II-1-1- Ajustage des niveaux.....	
VIII-II-1-1-1- Niveaux transversaux.....	
VIII-II-1-1-2- Niveaux longitudinaux.....	
VIII-II-1-2- Détermination de la valeur d'une..... division	

CHAPITRE IX

IX-I - Les bases de l'interprétation des données magnétométriques.....	
IX-I-1- Introduction.....	
IX-I-2- Les outils nécessaires pour une interprétation..... magnétométrique	
IX-II- Interprétation qualitative.....	
IX-II-1- Introduction.....	
IX-II-2- Origine des anomalies.....	

IX-II-1- Principe généraux de l'interprétation qualitative.....	
IX-II-1-1- Aimantation	
IX-II-1-2- Choix de modèles.....	
IX-II-1-3- Forme des anomalies	
IX-II-1-4- Influence de l'inclinaison.....	
IX-II-1-5- Influence de l'orientation.....	
IX-II-1-6- Influence du pendage.....	
IX-II-1-7- Influence de la profondeur.....	
IX-II-1-8- Influence de la susceptibilité magnétique.....	
IX-III- Interprétation quantitative.....	
IX-III-1- Introduction.....	
IX-III-2- Méthodes d'interprétation quantitative	
IX-III-2-1- Méthodes analytiques.....	
IX-III-2-1-1- Barre verticale.....	
IX-III-2-1-2- Sphère.....	
IX-III-2-1-3- Cylindre horizontal.....	
IX-III-2-2- Méthodes des approximations.....	
succéssives	
IX-III-2-2-1- Ordre d'interprétation.....	
IX-IV- Interprétation approfondie.....	
IX-IV-1- Bases théoriques.....	
IX-IV-1-1- Potentiel magnétique.....	
IX-IV-1-2- Cas particuliers (corps homogènes).....	
IX-IV-1-3- Application de l'équation de Poisson.....	
IX-IV-2- Bases théoriques de l'interprétation par abaques.....	
dans le cas des structures cylindriques.	
IX-IV-2-1- Cas de la structure cylindrique.....	
IX-IV-3- Objet de l'interprétation des anomalies.....	
magnétiques	
IX-IV-4- Détermination de la profondeur à partir du champ.....	
magnétique total	
IX-IV-4-1- Méthode de demi-pente.....	
IX-IV-4-2- Méthode d'intersection des tangentes.....	
d'infléxion	
IX-IV-5- Etude d'un profil magnétique par abaque	
IX-IV-5-1- Paramètres horizontaux.....	
IX-IV-5-2- Paramètres verticaux.....	
IX-IV-5-3- Exemple d'utilisation d'abaque.....	
IX-IV-6- Interprétation des anomalies magnétiques par.....	
abaques bilogarithmiques globaux	

CHAPITRE I INTRODUCTION

I - 1 - INTRODUCTION.

Donner une image précise de tout ce qui est caché sous terre, est apparemment difficile et souvent inadmissible au premier abord, pourtant les instruments (sondes) utilisés en médecine permettent un diagnostic directe, efficace et donne une image fidèle de l'état de l'organe atteint, ceci permet au medecin de prescrire immédiatement au patient le médicament voulu . L'ensemble des diagnostics effectués sur le patient se déroulaient en temps réel (exemple de l'utilisation des systèmes experts) ou légèrement différée (il peut s'agir de plusieurs séances avant la localisation du mal). La décision de soigner progressivement la maladie ou l'ablation de l'organe atteint dépend de l'interprétation du medecin soignant).

Les termes mis en relief, utilisés dans ce premier paragraphe, trouvent une signification similaire dans l'exploration du sous sol par les méthodes géophysiques: Sismiques (réflexion et réfraction), magnétique ,gravitique, électrique, tellurique, électromagnétiques diagraphie, sondage nucléaire.

En effet les différentes méthodes géophysiques utilisent des sondes mesurant les propriétés physico-chimiques de la matière (paramètres pétrophysiques):

Vitesse-temps-profondeur dans le cas de la sismique, la porosité, la densité, la résistivité, la susceptibilité, la conductivité, la radiation, le rayonnement.

Les méthodes d'enregistrement de tous ces paramètres reposent principalement sur les techniques d'enregistrement (ou acquisition) des données. Le traitement et l'interprétation sont les phases terminales de l'étude.

Il est vite compréhensible de distinguer parmi cet ensemble de méthodes géophysiques la distinction et le classement selon la profondeur d'investigation et par conséquent selon la précision recherchée.

Parmi les méthodes géophysiques de grande reconnaissance, ou de grandes profondeurs la magnétométrie est l'une des méthodes utilisées pour la reconnaissances des grands bassins sédimentaires, reposant sur un socle basique ou ultra basique fortement dense ou fortement magnétisé.

Le contraste entre ce socle fortement magnétisé et l'épaisse couche sédimentaire amagnétique permet de dresser la topographie du socle et par conséquent l'évolution de la profondeur du bassin, cette dernière contribuera au bon choix de la méthode géophysique dite détaillée ou semi détaillée à la localisation des structures favorables à l'emagasinement des hydrocarbures ou des ressources hydriques.

I - 2 - Bref Historique du Magnétisme

Les phénomènes magnétiques furent constatés depuis longtemps. Nous résumons dans ce qui suit, l'histoire du magnétisme, sa théorie et son évolution.

Avant l'ère chrétienne: Les navigateurs arabes se servaient déjà de la boussole, les chinois, contrairement aux européens, reconnaissaient le fait que la boussole fut introduite en chine par des navigateurs maitrisant la navigation, en l'An 1100. (Tiré de l'Histoire des Sciences). Les Arabes l'ont introduit en Europe aux envirant de 1200.

1451 Mercator, mit en évidence les variations dans l'espace de la déclinaison magnétique.

1544 G.Hartmann, A.Nuremberg, découvrit l'inclinaison magnétique.

1576 R.Norman (Londre), découvrit indépendamment de Hartmann, l'inclinaison magnétique.

1600 Sir William Gilbert, avait assimilé le champ magnétique de notre planète à celui d'une sphère constituée de magnétite; W.Gilbert a réalisé les premiers enregistrements systématiques du champ magnétique.

1635 Henry Gillibrand, fut le premier à montrer que le champ magnétique variant au cours du temps.

1640 Le compas fut utilisé pour la première fois pour la prospection des gisements de magnétite.

1701 Galley physicien et astronome Anglais, établit la carte magnétique du monde en isolignes.

1785 Charles Coulomb (Français), formulait la loi d'interaction des masses magnétiques.

1832 - 1838 Les savants Gauss (Allemand) et Simonov(Russie), avaient menés les premiers travaux sur le magnétisme moderne.

1843 Von Wrede, utilisait la variation du champ magnétique pour prospector des gisements de magnétite.

1853 Melloni, avait utilisé les laves du volcan Vésuve (Italie) pour étudier l'aimantation Les laves aimantées perdaient cette propriété par chauffage.

1873 Broux, utilisait la prospection magnétique en Amérique du Nord (région des lacs)

1879 Thalen, publiait " The examination of iron ore deposits by magnétic measurements.

1894 Folgheraiter, étudiait l'aimantation rémanente des poteries cuites; Il arrivait à conclure que cette aimantation prenait la direction parallèle à celle du champ magnétique après refroidissement.

1906 Brunhes, découvrit le phénomène d'inversion de polarité du champ magnétique terrestre sur des roches volcaniques du massif central Français.

1913 Premier magnétomètre mis au point et utilisé dans la prospection (Balance de Schmidh)

1925 P.Chevalier, présenta les travaux relatifs à la déclinaison et à l'inclinaison magnétique.

1929 Maluyama, proposa la première échelle magnétostratigraphique à partir du volcanisme plio-quadernaire.

1923 E.Thellier, Lança les premiers fondements du paléomagnétisme.

1943 Nagata, confirma les travaux de E.Thellier.

1957 Creer, Irving, Runcorn, découvrit l'évolution de la direction du champ magnétique avec le temps.

1963 Vine, Mathews, Formulèrent l'hypothèse de renouvellement des fonds océaniques au niveau des dorsales océaniques, ils avaient également mis en évidence les inversions successives du champ magnétique; En effet c'est grâce à la méthode de datation par K/AR, que les premières séquences de polarité magnétique du cénozoïque terminal ont pu être réalisées sur d'épaisses séries volcaniques.

1968 Naissance de la tectonique des plaques.

CHAPITRE II PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES.

II - Introduction.

II - 1 - Aimantation d'un corps.

Un corps soumis à un champ magnétique extérieur "H", subit une aimantation "I" de sorte que celle-ci s'exprime par la relation suivante:

$$I = \mu \cdot H$$

où: **I**: étant l'aimantation induite par le champ **H**. Le sens et l'intensité de l'aimantation dépendent essentiellement de la constante "**μ**", constante appelée susceptibilité magnétique du corps (coefficient d'aimantation).

Les roches éruptives et métamorphiques possèdent généralement une susceptibilité magnétique plus élevée que celle des roches sédimentaires; Néanmoins, il est important de mentionner qu'il n'est pas possible d'identifier un type de roche à partir des seuls paramètres magnétiques.

Le tableau n°1: donne le paramètre "μ" de quelques roches sédimentaires les plus courantes.

Matériaux	V.moyennes $\chi \cdot 10^6$ CGS	Valeurs extremes $\chi \cdot 10^6$ CGS
Calcaires	8	0-75
Argiles	23	2-280
Grès	349	0-1665
R.métamorphiques	647	0-5824
R.éruptives acides	2596	3-6527
R.éruptives basiques		44-9711

La plupart des roches non altérées possèdent une susceptibilité magnétique, c'est-à-dire la capacité d'être aimantée. Elle croit très généralement avec le % de la magnétite et d'ilménite. La valeur de μ (à multiplier par 10^{-6}) pour les plus connues sont ainsi:

II-1-1 - Cas des roches

$\mu = (1 \text{ à } 100) \cdot 10^{-6}$	$\mu = (10 \text{ à } 2500) \cdot 10^{-6}$	$\mu = (100 \text{ à } 10000) \cdot 10^{-6}$
Roches sédimentaires	Granite	Roches basiques
- Gneiss et Schistes		

Pour les faibles concentrations en magnétite, il y a une relation sensiblement linéaire entre le pourcentage de magnétite exprimé en volume (v) et la susceptibilité (μ):

$$\mu = 0.29 \cdot v / 100$$

Ainsi, une roche contenant 1% de magnétite en volume; $v=1$, a une susceptibilité magnétique $\mu = 0.29 \cdot 1 / 100$ [c.g.s].

Soit : $2900 \cdot 10^{-6}$ [c.g.s]; placé dans un champ magnétique Terrestre d'intensité $T=0.5$ Oersted (50.000 γ). Son intensité d'aimantation \mathfrak{I} sera:

$$\mathfrak{J} = 2900.0.5.10^{-6} \quad \text{soit: } \mathfrak{J} = 1450.10^{-6} \text{ [c.g.s]}$$

On voit que la gamme de variation de la susceptibilité magnétique des roches est beaucoup plus large que la gamme de variation des densités utilisées en gravimétrie, puisque les roches sédimentaires ont une faible susceptibilité magnétique donc le remplissage des bassins en roches sédimentaires n'a pratiquement aucune influence magnétique, seul le socle pourra donc être étudié par la méthode magnétométrique.

II-1-2 - Cas des minéraux contenant du Fer

Magnétite	FeOFe ₂ O ₃	100.000.10 ⁻⁶ [cgs]
Ilménite	FeTiO ₃	30.000.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Pyrrhotine	Fe(1-x).S	7.000.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Oligiste	Fe ₂ O ₃	150.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Augite	SiAlO ₃ .(Mg,eCa)	120-130.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Hornblend	SiO ₂ (Ca,Mg,Fe)+P. Al ₂ O ₃	120-130.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Pyrite	FeS ₂	50-200.10 ⁻⁶ [c.g.s]

II-1-3 - Cas des minéraux contenant du Manganèse.

Diagnostite	CO ₃ Mn	380.10 ⁻⁶ [cgs]
Psilomélonite	8MnO ₂ MnO.BaO.2H ₂ O	270.10 ⁻⁶ [c.g.s]
Wolfram	WO ₃ (Fe-Mn)O	240.10 ⁻⁶ [c.g.s]

Les minéraux ne contenant ni fer ni manganèse ont une susceptibilité magnétique pratiquement nulle.

II-2- Classification des substances magnétiques selon leur intensité d'aimantation.

L'étude de l'aimantation induite par un champ magnétique extérieur a conduit les physiciens à classer les substances magnétiques en trois groupes: Diamagnétiques; Paramagnétiques et Ferromagnétiques.

II-2-1- Corps diamagnétiques.

C'est en 1846 que Faraday constate que les corps placés dans un champ magnétique non homogène acquièrent des propriétés (qui résultent de leur interaction avec le champ magnétique).

Il remarque que les substances étudiées peuvent être classées en deux catégories suivant qu'elles sont repoussées ou attirées par les régions où le champ est le plus intense.

Les corps diamagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité magnétique **négative** ($\chi < 0$) et par une intensité d'aimantation **opposée** en sens mais proportionnelle au champ magnétique "H" appliqué.

Exemple de substances diamagnétiques: Le sel gemme, le gypse, les gaz rares, l'hydrogène, l'or, le plomb, le marbre, le quartz, le cuivre, le mercure, l'eau, la calcite et de nombreux composés organiques.

II-2-2- Corps paramagnétiques.

Un corps est dit paramagnétique ou diamagnétique quand l'intensité d'aimantation \mathfrak{J} est toujours parallèle et proportionnelle au champ H, en chaque point de ce corps:

Dans les substances paramagnétiques (assez rares), μ : est positive; intensité d'aimantation et champ sont de même sens:

Ce type de corps a la propriété de ne pas devenir un aimant permanent

Exemple de substances paramagnétiques: L'aluminium, le platine, l'ozone, l'oxygène, l'argent, le lithium, le sodium, les terres rares etc...

Oxygène: $\mu=1.6 \cdot 10^{-6}$ [c.g.s] ; Air $\mu =3.0 \cdot 10^{-8}$ [c.g.s] ; Chlorure ferrique $\mu =2.6 \cdot 10^{-4}$ [c.g.s]

II-2-3- Corps ferromagnétiques.

Les corps ferromagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité plus importante que celle des corps para et diamagnétiques et une perméabilité magnétique relative qui dépend du champ magnétique auquel ils sont soumis. Ce qui caractérise aussi les corps ferromagnétiques c'est le phénomène de rémanence magnétique: L'aimantation dépend de l'histoire magnétique antérieure, elle n'est pas nécessairement nulle en l'absence du champ magnétique.

Le champ magnétique rémanent est expliqué à travers la courbe d'Hystérésis ou le cycle d'Hystérésis; Les corps ferromagnétiques ont la propriété de garder une certaine aimantation même lorsqu'on annule le champ magnétisant; Cette propriété permet de réaliser des aimants artificiels.

Les propriétés ferromagnétiques disparaissent avec la température (point de Curie).

Les corps ferromagnétiques les plus connus sont le fer et la plupart des aciers, certains oxydes de fer (magnétite, hématite, titanomagnétites) et quelques sulfures et hydroxydes de fer. On distingue trois types principaux de ferromagnétismes:

II-2-3-1- Premier type:

Le ferromagnétisme au sens strict, dont le fer est l'exemple le plus caractéristique. Tous les moments magnétiques sont parallèles et de même sens.

II-2-3-2- Deuxième type:

Les moments magnétiques sont parallèles mais de sens opposés: c'est le ferrimagnétisme dont l'exemple classique est la magnétite: Fe_3O_4 .

II-2-3-3- Troisième type:

Il n'y a pas d'aimantation rémanente, mais des caractéristiques magnétiques très particulières. C'est l'antiferromagnétisme. Nous citerons l'hématite ($\text{Fe}_3\text{O}_4\alpha$).

CHAPITRE III BASES THEORIQUES DU MAGNETISME DE LA PROSPECTION MAGNETOMETRIQUE

III - 1 - Définition de quelques terminologies employées

III-1-1- Champ magnétique.

Dans n'importe quel point de la surface de la terre, l'aiguille de la boussole s'oriente. Cette orientation témoigne la présence d'un champ magnétique naturel lié à la terre. L'étude de l'action réciproque d'un aimant et d'une aiguille aimantée, fait ressortir que tout se passe comme si l'aimant et l'aiguille portaient des "masses magnétiques" positives et négatives susceptible d'être mesurées quantitativement.

Deux masses magnétiques m_1 et m_2 s'attirent si elles sont de signes contraires et se repoussent si elles ont le même signe, par des forces proportionnelles au produit de leur masse et en raison inverse du carré de leur distance "r" (Charles COULOMB 1736-1906)

$$F = m_1.m_2/r^2 \text{ (dans le vide)}$$

$$1/\mu.m_1.m_2/r^2 \text{ (dans un milieu ambiant matériel)}$$

où : μ représente la perméabilité magnétique du milieu, dans le vide la perméabilité est égale à l'unité.

Par définition, le champ magnétique en un point P est représenté par la force qui agirait sur une masse magnétique unitaire " m_1 " ($m_1 = 1$) localisée en ce point.

Cette force peut être: Attractive lorsque m_1 .et m_2 sont de signes contraires;

Répulsive si m_1 .et m_2 /sont de même signe.

III-1-2- Unités.

Le champ magnétique a pour unité l'une ou l'autre des unités suivantes: Dans le système CGS on a : - Oersted (Oe) et La gamma (γ); un gamma vaut 10^{-5} Oersted.

L'Oersted est l'unité qui mesure l'Intensité du champ magnétique engendré par une masse magnétique égale à l'unité ($m_1=1$), placée à un centimètre de distance par rapport à une masse donnée. Dans le

système CGS l'Oersted a pour dimension: $\text{cm}^{1/2}.\text{g}^{1/2}.\text{s}^{-1}$.

Si $m_1=1$ on a: $F=Km_2/r^2$

III-1-3- Pôle magnétique.

Le pôle magnétique est par définition le point de la surface de la Terre où une aiguille d'une boussole se dirigerait vers le bas, soit le lieu où le champ magnétique est vertical. Le pôle magnétique Nord possède un champ magnétique plus faible que celui du pôle Sud, ce qui signifie que le centre du dipôle est légèrement plus décalé du centre de celui-ci.

L'axe de ce dipôle coupe la surface de la terre au point 78.5N et 69W. Par ailleurs des études paléomagnétiques montrent que cet axe ne s'est jamais trop éloigné de l'axe de $11^\circ 5'$ avec l'axe de rotation de la terre.

Par analogie avec les charges électriques telles que rencontrées en électrostatique, on définit de même en magnétisme, la notion de masse magnétique.

- Les masses magnétiques sont supposées positives si elles se rapportent au pôle Nord, dans le cas d'un aimant ou d'un Nord magnétique.
- Les masses magnétiques sont supposées négatives si elles se rapportent au pôle Sud (pôle magnétique Sud).

Remarque: La notion de masse magnétique, introduite par les physiciens est fictive (elle n'a aucune réalité physique), elle ne sert uniquement à la formulation et aux calculs.

III-1-4- Moment magnétique:

Tout corps magnétique (aimant) possède toujours deux pôles magnétiques opposés (Sud et Nord) définis par rapport au pôle géocentrique de la terre.

Le produit: $M = \pm m \cdot l$, est appelé le moment magnétique d'un dipôle.

où: $\pm m$: représente la masse magnétique localisée au pôle de l'aimant.

l : la distance séparant les pôles magnétiques de l'aimant.

III-1-5- Intensité magnétique:

En tout point, il existe un champ magnétique qui se caractérise par son intensité "T". Elle représente la force agissant sur l'unité de masse magnétique.

Si de la formule $F = 1/\mu \cdot m_1 \cdot m_2 / r^2$, on pose $\mu = 1$ et $m_1 = 1$, elle devient: $T = m_2 / r^2$, avec $T = m_2 / r^2 \cdot m_1 / m_1 = F / m_1$.

III-1-6- Dipôle magnétique:

Il ressort de ce qui vient d'être dit plus haut, que la notion de masse magnétique isolée n'a aucune réalité physique; Habituellement on fait appel à la notion de dipôle qui serait plus proche de la réalité d'un aimant matérialisé par deux pôles: Le pôle Nord et le pôle Sud. A tout dipôle, on peut faire correspondre un moment magnétique défini par l'expression: $dM = m \cdot dl$; où dl est le vecteur orienté de "-m" vers "+m".

III-1-7- Intensité d'aimantation:

L'intensité d'aimantation d'un corps représente le moment magnétique d'une unité de volume de ce corps ou encore d'un volume élémentaire "dv".

Il est défini par une intensité d'aimantation "I" et possède un moment magnétique "dM", tel que: $dM = I \cdot dl$; avec: $I = dM / dv$; Cette grandeur joue le même rôle en magnétisme l'inclinaison de façon à passer de la forme 1 à la forme 2.

Effectuons la construction des demi-pentes sur les trois flancs de chaque anomalie, symétrique par rapport à l'axe principal de la dite anomalie on obtient les trois indices appelés: "r, s, t"; ces indices sont reportés en échelle bilogarithmique (ou abaque). La profondeur "h" est représentée par une droite horizontale.

Pour interpréter une anomalie réelle, on effectue les mêmes constructions et par conséquent on obtient les indices "r0, s0, t0" que nous reportons sur une droite lors du à l'existence des masses magnétiques situées au centre de la terre.

CHAPITRE IV LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

IV - 1 - Introduction.

IV - 2 - Origine du champ magnétique.

La plus récente des hypothèses admise par la communauté scientifique est le schéma dynamométrique: Le champ magnétique est supposé engendré par la présence des courants électriques qui circulent dans le noyau liquide (composé de Fer et de Nickel) en mouvement grâce à la rotation de la Terre, le rayon de ce noyau varie entre 1300 et 2500 kms (estimée par la sismologie).

Le champ magnétique actuel est la résultante de trois principales composantes ayant pour sources: Source interne (champ principal), source externe (champ transitoire), et la source induite (champ anomalique).

IV-2-1- Le champ principal (source interne) :

Elle constitue la partie principale du champ et correspond grossièrement à celle d'un dipôle (Origine interne); Ce champ varie lentement dans le temps notamment au cours des siècles, c'est ce qu'on appelle "variation séculaire".

IV-3- Les variations séculaires.

Des mesures datant du XVII^{ème} siècle, ont montré que l'intensité et la direction du champ magnétique varient au cours du temps. Les variations séculaires constituent des évolutions très lentes à l'échelle humaine et peuvent s'étendre sur plusieurs siècles.

A titre d'exemple, des mesures montrent que la déclinaison "D" à Londres était de 7°E en 1540 et devient maximale à 11° en 1580; elle diminue jusqu'à zéro pour remonter après jusqu'à 18°W vers 1800. Elle est de nos jours aux environs de 8°W.

Des études montrèrent que le magnétisme a changé au cours des temps à l'échelle géologiques. Il a subi notamment des inversions, la plus récente de celle-ci date d'environ 700.000 ans.

IV-4- Etat actuel des données, les modèles récents.

Aux données de surface (valeurs des observatoires, prospections magnétiques au sol, en bateau ou aéroportée par avion) sont venues s'ajouter, depuis quelques dizaines d'années déjà, les données fournies par les satellites de basse altitude, lancés spécialement dans le but de contribuer à la cartographie du champ magnétique terrestre.

Toutes ces données ont été traitées par des ordinateurs de grande capacité en utilisant une méthode analytique: L'analyse sphérique harmonique.

Les géomagnéticiens ont ainsi choisi en 1968 un modèle universellement adopté et appelé "Champ Géomagnétique International de référence" (I.G.R.F) et coïncidant avec le champ terrestre réel à une époque précise (1965).

Diverses cartes I.G.R.F (1965), représentent les éléments du champ géomagnétique:

- Champ total "T" avec courbes **isogammes** (ou isodynames) Figure
- Composante horizontale "H"
- Inclinaison "I" (courbes isoclines) Figure
- Déclinaison "D" (courbes isogones) Figure

Les deux éléments importants en prospection magnétique sont:

1 - L'intensité totale " T " du champ, qui est la quantité généralement mesurée par les magnétomètres modernes.

2 - L'inclinaison " I " du champ, qui détermine la forme des anomalies magnétiques; la courbe $I=0$ est l'équateur d'inclinaison.

Les points P_n et P_s où le champ est vertical sont les pôles d'inclinaison; la définition même de la déclinaison entraîne que les isogones convergent toutes en P_n et P_s , comme elles convergent toutes en N et S (les pôles géographiques).

Les coordonnées de P_n et P_s étaient respectivement (1964):

P_n : (Pôle boréal: pôle magnétique négatif) $75^{\circ}5$ Nord et $100^{\circ}4$ Ouest

P_s : (Pôle austral: pôle magnétique positif) $66^{\circ}5$ Sud et $140^{\circ}0$ Est

Les pôles d'inclinaison du modèle, P_n et P_s , sont distincts des pôles du dipôle "B" et "A". Ils sont aussi distincts des pôles d'inclinaison vrais qui sont les points où l'inclinaison observée est égale à 90° ; La localisation de ces derniers pôles est d'ailleurs difficile et imprécise.

L'analyse sphérique harmonique permet une représentation analytique détaillée du champ terrestre, à l'aide de composantes de plus en plus petites dont les longueurs d'onde sont respectivement de plus en plus courtes.

Les composantes de courtes longueurs d'onde (inférieures à la centaine de km) correspondent au "champ d'anomalies locales", dont les sources se trouvent dans la croûte ou dans la partie supérieure du manteau.

Les composantes de grandes longueurs d'onde (supérieures à quelques milliers de km) qui sont les plus intenses, correspondent au "champ géomagnétique régulier" dont les sources se situent, pense-t-on, dans le noyau fluide de la terre.

IV-5- Variation séculaire actuelle du champ principal.

A partir des fonctions sphériques harmoniques décrivant le champ terrestre, on peut calculer les taux de variation annuelle des différents éléments, puis tracer sur carte les courbes d'égale valeur, dites courbes isopores; les unités employées sont le gamma/an et la minute de degré/an.

La figure 11 montre pour la composante verticale la carte d'isopore calculée à partir des valeurs "IGRF - 1965". Cette carte montre un organisation en grandes régions, de dimensions comparables à celle du champ non dipôle.

La variation séculaire actuelle est caractérisée d'une part par l'évolution du moment de dipôle centré et d'autre part par la variation séculaire du champ non dipolaire.

L'étude du moment magnétique M du dipôle centré faite depuis 140 ans par l'analyse sphérique harmonique, montre une décroissance régulière linéaire de 0.05% par an.

Le champ non dipôle évolue rapidement dans le temps et la variation peut dépasser 1% par an: en moyenne, il dérive vers l'Ouest, de $0.2^{\circ}/an$.

IV-6- Le champ transitoire (source externe).

On peut la qualifier comme champ supplémentaire (champ transitoire), celle-ci est engendrée par des courants dans la haute atmosphère et la magnétosphère. Cette composante subit deux types de variation que nous résumons succinctement comme suit:

* Variation diurnes: Elles se caractérisent par de faible amplitude de l'ordre de 30 à 40 Gamma environ, mais ayant une périodicité de l'ordre d'une journée; elles atteignent un maximum aux environs de "midi", heure solaire locale (l'amplitude de la variation diurne reste plus importante en été qu'en hiver).

* Variations rapides ou transitoires: Ce sont des variations de courtes durée, elles sont engendrées par l'activité solaire, de faibles amplitudes, mais dans le cas des orages magnétiques, elles peuvent atteindre jusqu'à 2000 gammas.

IV-7- Variation diurnes et autres.

Description: Sur les magnétogrammes enregistrés dans les observatoires magnétiques (composantes H et Z, déclinaison D), on voit souvent les trois traces dessiner une courbe régulière se reproduisant en gros, de jour en jour: c'est la variation solaire journalière, dont l'amplitude, variable d'ailleurs avec la saison et l'activité solaire, c'est de l'ordre de quelques dizaines de gammas. Figure 12a

Certains jours, on observe des variations plus chaotiques, dites variations d'agitation, dont les durées vont de quelques minutes à quelques heures Figure 12b.

Elles atteignent leur paroxysme (plusieurs centaines de gammas), au cours des orages magnétiques Figure 12c, qui rendent alors impossible la prospection magnétique. En plus de ces variations dites "diurnes", on peut aussi mettre en évidence: - Des variations de très courtes durées (quelques secondes à quelques minutes) dites pulsations. - Des variations de périodes plus longues: 13,5 jours et 27 jours, 6 mois et un an, et même 11 ans (cycle d'activité solaire).

IV-8- Les sources externes du champ transitoire

Les causes du champ transitoire sont extérieures au globe terrestre, car il est clair que leurs périodes sont celles de phénomènes astronomiques ou astrophysiques: rotation de la terre et du soleil, révolution de la terre, cycle d'activité du soleil.

Les sources de la variation solaire journalière sont pense-t-on des courants électriques circulant dans la partie éclairées de l'ionosphère: le gaz de la couche raréfié et ionisé par le rayonnement solaire est animé de mouvement horizontaux sous l'effet de forces de marée d'origine essentiellement thermique (et peut être gravifique: influence Lune-Soleil): le mouvement du gaz conducteur dans le champ magnétique terrestre induit des courants électriques, donc un champ magnétique, variable avec le nombre des ions et leur vitesse. Les autres variations auraient leur origine dans différents phénomènes: variations du vent solaire et du champ interplanétaire, courants électrique (anneau équatorial de courant).

IV-9- Le champ anomalique (source induite).

La source induite, elle est due à l'aimantation induite des roches, d'une intensité plus faible, elle représente le champ magnétique anomale; Celle-ci se superpose au champ magnétique principal.

La mise en évidence des anomalies du champ anomalique constitue l'objet de la prospection magnétique.

CHAPITRE V ARCHEOMAGNETISME ET PALEOMAGNETISME

V - 1 - Inversion du champ magnétique terrestre.

Les terres cuites et les roches volcaniques s'aimantent en se refroidissant dans le champ magnétique terrestre; les aimantations thermorémanentes ainsi acquises permettent de retrouver le champ magnétique terrestre au cours des périodes historiques et préhistoriques: c'est le domaine de l'archéomagnétisme, qui peut avoir des applications en archéologie.

Le paléomagnétisme s'intéresse aux roches plus anciennes, qui portent des aimantations rémanentes dont les âges occupent toute l'échelle des temps géologiques.

On admet aujourd'hui que le champ magnétique terrestre s'est fréquemment inversé au cours des temps géologiques. Cette inversion du champ magnétique terrestre au cours des temps géologiques est maintenant universellement admise, car plusieurs études l'ont bien établie, par la mise en évidence des polarités directe et inverse des roches.

- Echelle volcanique des inversions: Les roches éruptives effusives constituent un matériau de choix: leur aimantation rémanente, acquise au moment du refroidissement de la roche, est une empreinte quasi instantanée du champ terrestre résistant dans la plupart des cas aux actions extérieures.

L'étude de la polarité magnétique de coulées volcaniques superposées et la datation absolue de ces coulées par la méthode : potassium-argon ont permis d'établir une "échelle volcanique des inversions", avec des périodes directes et inverses successives.

Cette échelle remonte seulement à 4.5 millions (M.A) d'années et les changements de polarité sont au nombre de plusieurs par M.A; Figur 13.

- Inversion dans les sédiments marins: Les carottes effectués dans les sédiments océaniques fournissent des carottes dont les rémanences sont très faibles, mais qui portent des directions d'aimantation, directes et inverses, qui s'accordent pour l'essentiel avec les résultats volcaniques.

- L'inversion et les dorsales médio-océaniques: C'est la géophysique qui a permis de justifier la théorie de la tectonique des plaques et de l'expansion des fonds océaniques. Figure 14 et 15.

En effet, les études magnétiques aéroportées au dessus des océans ont montré de grandes bandes parallèles de fortes anomalies magnétiques alternativement positives et négatives, et montrant une grande symétrie de part et d'autre de la dorsale médio-océanique Figure 16 : ceci prouve l'existence, au fond de l'océan, de roches volcaniques, en bandes parallèles, de rémanences alternativement directes ou inverses, dues à des inversions, du sens du champ magnétique terrestre, sa direction restant toujours sensiblement identique(parallèle à l'axe de rotation). Les largeurs de ces bandes varient comme les durées des polarités reconnues dans l'échelle volcanique: il faut admettre qu'il y a sortie de magma chaud au droit de la dorsale et expansion latérale, ces nouveaux matériaux prenant leur aimantation au moment de leur refroidissement dans le champ terrestre.

On peut ainsi établir une échelle d'inversion à partir des anomalies des dorsales: on compte 171 inversions jusqu'à 80 M.A (crétacé moyen); puis l'échelle a été étendue au-delà jusqu'au Jurassique supérieur Figure 17.

Le taux moyen d'écartement des deux côtés de la dorsale serait de l'ordre de quelques centimètres par an.

V-1-2- Variation du champ magnétique avec l'altitude.

On peut distinguer divers cas, suivant la profondeur de la source magnétique:

V-1-2-1- Champ régulier:

V-1-2-1-1- Le champ du dipôle centré:

Le champ du dipôle centré a un gradient vertical égal à $-0.03 \gamma/m$ aux pôles magnétiques, et à la moitié de cette valeur pour l'équateur magnétique, de sorte que les variations d'altitude ont un effet généralement négligeable (au pôle, on aurait une diminution de 15 gamma pour une augmentation de 500 mètres de l'altitude). Si, dans une région très montagneuse, on désire cependant faire une correction d'altitude, on peut utiliser le coefficient.

$-0.047.T_0$ gamma/mètre, où T_0 est la valeur locale du champ magnétique terrestre, exprimée en Oersted

V-1-2-1-2- Le champ non dipôle.

Le champ non dipôle est certes moins intense que le champ du dipôle centré, mais comme il provient de termes de degré "k" croissant qui varient comme $r^{-(k-2)}$; où r: rayon terrestre; $k > 1$; l'effet de l'altitude doit être du même ordre de grandeur.

V-1-2-2 - Champ d'anomalies locales.

V-1-2-2-1- Anomalies dues à des contrastes relativement profonds.

Soit une masse sphérique dont le centre est situé à 3000 mètres et qui provoque une anomalie de 100 gammas. Sa valeur à 600 mètres d'altitude sera:

$$100.[3000/(3000+600)]^3 = 58 \text{ gammas}$$

De telles anomalies sont donc nettement moins intenses lorsqu'elles sont mesurées à une certaine altitude (aéromagnétisme); pour les mesures à terre, l'influence de la topographie est en général négligeable.

V-1-2-2-2- Anomalies du type superficiel.

Soit une masse sphérique dont le centre est situé à 50 mètres de profondeur et qui provoque une anomalie de 100 gamma. Sa valeur à 600 mètres d'altitude sera:

$$100.[50/(50+600)]^3 = 0.05 \text{ gammas}$$

De telles anomalies sont complètement éliminées par l'aéromagnétisme; dans les mesures à terre, l'influence de la topographie est capitale.

CHAPITRE VI LES ELEMENTS DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE.

VI - 1 - Introduction.

En tout point du globe terrestre, l'aiguille d'une boussole prend une direction bien déterminée, ce qui indique l'existence d'un champ magnétique naturel lié à la terre (appelé champ magnétique terrestre ou champ géomagnétique).

Le champ magnétique terrestre en un point "O" et à un instant "t", peut être représenté par trois vecteurs: Le vecteur intensité du champ géomagnétique "T" et ses deux composantes; la composante horizontale "H" et la composante verticale "Z".

Les composantes "X,Y,Z" respectivement le Nord, l'Est, et la verticale, sont les projections du vecteur "T" sur les axes Ox (confondu avec le Nord géographique), Oy, Oz. Le plan vertical passant par le vecteur "T" (et donc aussi par H) est appelé méridien magnétique local; sa position par rapport au méridien géographique est définie par la déclinaison magnétique "D" (Est ou Ouest).

L'inclinaison "I" est l'angle que fait le vecteur "T" avec le plan horizontal, compté positivement si le vecteur pointe vers le bas (inclinaison boréal), négativement dans le cas contraire (inclinaison australe).

"T" est appelé intensité totale du champ terrestre ou plus simplement champ total. Le vecteur "T" est complètement défini soit par ses composantes cartésiennes X,Y,Z, soit par ses composantes polaires T,I,D.

La figure , permet de trouver facilement les relations entre les divers éléments:

$$H = T \cdot \cos I \quad ; \quad Z = T \cdot \sin I = H \cdot \tan I \quad ; \quad X = H \cdot \cos D \quad ; \quad Y = H \cdot \sin D$$

$$X^2 + Y^2 = H^2 \quad ; \quad X^2 + Y^2 + Z^2 = H^2 + Z^2 = T^2$$

A la surface de la terre, le champ total "T" varie de 0.25 à 0.60 Oersted (25000 à 60000 γ) et l'inclinaison "I" varie de +90 (verticale descendante) au lieu appelé "pôle magnétique Nord" à -90 (verticale ascendante) au "pôle" magnétique Sud.

VI - 2 - Champ magnétique dipolaire et non dipolaire.

En première approximation, on peut considérer que le champ magnétique terrestre est peu différent de celui qui serait créé par un dipôle placé au centre de la terre et de moment magnétique : $\mathcal{M} = 8,1 \cdot 10^{22}$ A.m² ; soit : $8,1 \cdot 10^{25}$ u.e.m.CGS.

L'aimantation de la terre serait alors: $I \cdot 4\pi/3 = 0.315$ soit $I = 0.08$ CGS; avec $I = dM/dV$ (Intensité d'aimantation). Cette grandeur joue le même rôle en magnétisme que la densité en gravimétrie (avec $dM = \sigma dV$).

L'axe de ce dipôle qui fait un angle de 11°,5 avec l'axe de rotation de la terre, perce la surface terrestre au pôle boréal "B" et au pôle austral "A", de coordonnées respectives 78°,5 Sud et 111° Est. (Remarquons que le pôle boréal "B" est un pôle magnétique négatif ou "Sud" puisqu'il attire la pointe Nord de l'aiguille aimantée de la boussole; inversement, le pôle "A" situé près du pôle géographique Sud, est un pôle magnétique positif "Nord"). Le moment magnétique " \mathcal{M} " du dipôle est orienté de B vers A.

Ce champ du dipôle étant de révolution autour de \mathcal{M} , il suffit de le représenter dans le plan méridien contenant " \mathcal{M} " et l'axe géographique "Sud - Nord".

Rappelons que les composantes H_{1r} et $H_{1\theta}$, sont données par les relations suivantes:

$$H_{1r} = 2\mathcal{M} \cos\theta/r^3 \quad ; \quad H_{1\theta} = \mathcal{M} \sin\theta/r^3$$

En appelant z_1 la composante verticale du champ magnétique "T1" (suivant la verticale descendante oz) et H_1 la composante horizontale, on a:

$$Z_1 = - H_1 \quad \text{et} \quad H_1 = H_{10}$$

On en déduit l'inclinaison I_1 du champ magnétique du dipôle, donnée par:

$$\text{tg } I_1 = Z_1/H_1 = -2\cot\theta$$

L'équation des lignes de force du champ T_1 s'obtient en intégrant l'équation différentielle suivante:

$$dr/r.d\theta = 2\cot\theta, \text{ ce qui donne : } r = r_0.\sin^2\theta$$

r_0 est la distance du centre "O" du dipôle au point M_0 où la ligne de force (r_0) traverse l'équateur du dipôle.

On voit que toutes les lignes de force sont homothétiques par rapport à O, centre du dipôle. Le champ T_1 (composantes Z_1, H_1) est appelé "champ du dipôle centré".

Le champ magnétique terrestre réellement observé étant T , le champ des différences ($T-T_1$) est appelé "champ non dipôle". Fig

Cette figure représente les isogammes de la composante verticale du champ non dipôle à la surface du globe: Il apparaît organisé en grandes régions de dimensions comparables à celles des continents. (T_1 représente en moyenne 90% de T , le champ non dipôle peut être très important en certaines régions:(son intensité peut y dépasser 10.000γ , alors que la valeur maximale de T_1 , en "A" ou "B", est de 62800γ)).

Le champ du dipôle varie avec le rayon "r" comme "r-3", alors que le champ non dipôle provient de plusieurs termes de degré "k" croissant qui varient comme $r(-k-2)$ où $k > 1$. (Un autre phénomène peut intervenir, il s'agit de la déformation des lignes de forces par **la pression du vent solaire**) Loin de la terre, à quelques rayons terrestre, le champ régulier se réduirait au champ du dipôle centré. Les lignes de force de la composante horizontale H_1 du champ T_1 du dipôle centré sont les grands cercles passant par "A" et "B". La déclinaison "D1" en un point "M" est l'angle formé par le grand cercle contenant "M" et les dipôles géographiques "N" et "S" (méridien de "M") et par le grand cercle contenant "M" et les pôles "A" et "B" du dipôle.

La figure représente, en projection de Mercator, la composante horizontale "H1" à la surface du globe.

La figure représente les isogones du champ "T1" (courbes d'égalité de valeur de la déclinaison "D1"); on notera en particulier la projection de l'agonique ($D=0$), c'est à dire du grand cercle "NBSA", et la projection de l'équateur du dipôle. Ce dernier grand cercle est le lieu des points où, à la fois la composante verticale "Z1" est nulle (inclinaison $I_1 = 0$), la composante horizontale H_1 est maximale, l'intensité T_1 est minimale; cette situation simple pour le champ T_1 du dipôle centré ne se retrouve pas dans le cas du champ magnétique terrestre réel T .

La composante verticale Z_1 du champ du dipôle est:

$$Z_1 = - H_{1r} = 2M \cos\theta/r^3; \text{ d'où } |Z_1| [\text{Oersted}] = 0.628.\sin i;$$

i : étant la latitude magnétique

La composante horizontale H_1 du champ du dipôle est:

$$H_1 = H_{1\theta} = M \sin\theta/r^3; \text{ d'où } |H_1| [\text{Oersted}] = 0.314.\cos i;$$

La variation dZ pour une petite variation di le long d'un méridien magnétique est : $dz[\text{Oersted}] = 0.628.\cos i.di[\text{radian}]$ ou bien $dz[\gamma] = 10.\cos i.dx[\text{km}]$; (dx : est la distance exprimée en Km correspondant à l'arc "di")

VI - 3 - Notion de potentiel magnétique de la Terre.

Nous venons de mentionner que le champ magnétique terrestre est assimilable à celui créé par un dipôle situé au centre de la terre (d'après GAUSS).

Sur la surface de la terre, le champ magnétique terrestre peut être représenté par un gradient d'une certaine scalaire "U" satisfaisant l'équation de Laplace.

$$\Delta U = 0$$

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^n P_n^m \cos\theta \{ [(g_n)(r/R) + (h_n)(R/r)] \cos(m\lambda) + [(h_n)(r/R) + (g_n)(R/r)] \sin(m\lambda) \}$$

où : U Fonction représentant une série harmonique sphérique.

R Rayon de la terre

θ et λ Latitude et longitude

r Distance au centre de la terre

$P_n^m \cos\theta$ Polynôme de Légendre de degré "n" et d'ordre "m"
g et h Coefficient de Gauss.

La détermination des coefficients de Gauss "g" et "h", nécessite la connaissance de la distribution des composantes Z, Y, et X sur la surface de la terre.

VI-3-1- Calcul du champ crée par un dipôle.

- Champ magnétique sur l'axe d'un dipôle:

Du côté de "-m", le champ crée en un point "P" s'exprime par la formule suivante:

$$F_- = 1/\mu \cdot m/(r-\varepsilon)^2$$

Du côté de "+m", le champ crée en un point "P" s'exprime par la formule suivante:

$$F_+ = 1/\mu \cdot m/(r+\varepsilon)^2$$

Le champ total serait alors:

$$H = m/\mu [1/(r-\varepsilon)^2 - 1/(r+\varepsilon)^2] = 4r\varepsilon/(r^2+\varepsilon^2)^2 = 2.dM/\mu r^3$$

ε est généralement très petit devant r et le moment magnétique du dipôle est :

$$dM = 2.\varepsilon.m$$

- Champ magnétique perpendiculaire à l'axe du dipôle:

Les composantes parallèles à l'axe du dipôle s'additionnent:

$$F_- = F_+ = m/\mu r^2 \quad H = 2 F_+ . \cos\alpha \quad \text{avec: } \cos\alpha = \varepsilon/(r^2+\varepsilon^2)^{1/2} \approx \varepsilon/r$$

$$H = 2.m\varepsilon/\mu r^3 = dM/\mu r^3$$

VI-3-2- Calcul du potentiel magnétique:

D'après la loi de coulomb: $F = mm'/\mu r^2$;

lorsque $m_1=1$; $\mu=1$ on a: $F= m/r^2 = F/m=T$

Il est facile de remarquer que cette expression représente la dérivée d'une fonction U (potentiel magnétique) telle que:

$$U = \pm m/r \Rightarrow T = \partial U/\partial r = \pm m/r^2 = F/m$$

Les composantes du champ total sont alors:

$$T_x = \partial U/\partial x \quad ; \quad T_y = \partial U/\partial y \quad ; \quad T_z = \partial U/\partial z$$

avec:

$$U = T_x + T_y + T_z$$

$$U(r) = -\int T(r)dr = m/\mu r$$

Lorsque $\mu = 1$; on a: $U(r) = -\int T(r)dr = m/r$

Le potentiel en un point extérieur est:

$$U = m/r_1 - m/r_2 = m[1/(r^2+\epsilon^2-2r\epsilon.\cos\theta)^{1/2} - 1/(r^2+\epsilon^2+2r\epsilon.\cos\theta)^{1/2}]$$

étant donné que $r \gg \epsilon$; la formule précédente se simplifie et devient :

$$U \approx 2m\epsilon\cos\theta/r^2 \approx M \cos \theta /r^2$$

ou bien, en considérant la figure:

$$U = m(1/r_2 - 1/r_1) = m[1/(r-dl.\cos\theta_2/2) - 1/(r+dl.\cos\theta_1/2)]$$

Considérant "dl" infinitésimal, on a à la limite, le potentiel du dipôle élémentaire. $\theta_1 = \theta_2 = \theta$;

$$\text{et} \quad dU = m.dl \cos\theta/r^2 = dM \cos\theta/r^2 \Rightarrow U = M \cos\theta/r^2$$

En coordonnées polaires, le champ du dipôle, les composantes radiales et angulaires ont pour expression:

$$T_r = - \partial U / \partial r \\ = -m[(r+\epsilon.\cos\theta)/(r^2+\epsilon^2+2r\epsilon.\cos\theta)^{3/2} - (r-\epsilon.\cos\theta)/(r^2+\epsilon^2-2r\epsilon.\cos\theta)^{3/2}]$$

$$T_\theta = - \partial U / r \partial \theta \\ = m [(\epsilon.\sin\theta)/(r^2+\epsilon^2+2r\epsilon.\cos\theta)^{3/2} - (\epsilon.\sin\theta)/(r^2+\epsilon^2-2r\epsilon.\cos\theta)^{3/2}]$$

étant donné que $r \gg \epsilon$;

$$\text{On a: } Z=T_r=2M\cos \theta /r^3 ; H =T_\theta = M\sin\theta/r^3$$

Cas particulier:

1 - Lorsque $\theta = 0$, on obtient: $T_r = 2M.r/(r^2-\varepsilon^2)^2$; $T_\theta = 0$

2 - Lorsque $\theta = \pi/2$, on a : $T_r = 0$; et $T_\theta = M.(r^2+\varepsilon^2)^{3/2}$

Ce qui donne pour $r \gg \varepsilon$;

1 - Lorsque $\theta = 0$, on a: $T_r = 2M/r^3$

2 - Lorsque $\theta = \pi/2$, on a : $T_\theta = M/r^3$

Ainsi le vecteur champ magnétique total "T" admettra la valeur et la direction qui seront définies par les rapports suivants:

$$T = M/r^3 \sqrt{1 + 3 \cos^2(\theta)} ; \quad \text{tg}\alpha = T_\theta / T_r = 1/2 \text{tg}\theta$$

Lorsque θ augmente de 0 à $\pi/2$, alors α augmente de 0 à $\pi/2$ et le vecteur "T" du champ magnétique total prend les portions en lignes pointillé Figure 14

1 - Les points A et A' de la figure sont appelés les premières positions de Gauss et le champ y vaut " $2M/r^3$ ".

Ces points correspondent à l'angle θ nul.

2 - Les points B et B' s'appellent les deuxième position de Gauss et le champ magnétique y vaut: " M/r^3 ".

Il correspondent à l'angle $\theta = 90^\circ$.

3 - Nous avons aussi: $\text{tg}l = Z/H = 2\text{ctg} \theta = 2\text{tg} \varphi$

4 - Pendant les travaux de prospection magnétique, il est important de connaître le gradient horizontal et vertical du champ magnétique et ses composantes:

$$-\partial U/\partial r = Z = 2M \cos \theta / r^3 ; \quad -\partial U/r \partial \theta = H = M \sin \theta / r^3$$

et
$$T = M/r^3 \sqrt{1+3\cos^2(\theta)} ;$$

On obtient le gradient vertical définit par les expressions:

$$\partial Z / \partial r = -6M \cos(\theta) / r^4 = -3 Z/r ; \quad \partial H / \partial r = -3M \sin(\theta) / r^3 = -3H/r$$

$$\partial U / \partial r = -3 M \sqrt{1 + 3 \cos^2(\theta)} / r^3 = -3T/r.$$

Champ d'un dipôle: Le potentiel provoqué par un doublé (dipôle) en un point "P" est donné par les expressions suivantes. Figure 15

$$U = -2ml \cos \theta / R^3 = -M \cos \theta / R^2 ; \quad M = 2ml \text{ (représente le moment magnétique du dipôle).}$$

$$H_\theta = -\partial U / \partial r = -2M \cos \theta / R^3 ; \text{ composante radiale}$$

$H_t = \partial U / R \partial \theta = M \sin(\theta) / R^3$; composante tangentielle.

VI-3-3- Champ d'un dipôle axial se trouvant au centre de la terre.

On a: $\tan l = H_\theta / H_t = 2 \cos(\theta) / \sin(\theta) = 2 \operatorname{ctg} \theta$; où θ représente la colatitude Figure 16

CHAPITRE VII INSTRUMENTS DE MESURE EN MAGNETISME

VII - 1 - Introduction.

Les appareils de mesure du champ magnétique et ses composantes sont dénomés **magnétomètres**.

A l'origine, la prospection magnétique se faisait uniquement au sol, tant pour les recherches pétrolières qu'en exploration minière. Les instruments utilisés alors étaient des magnétomètres (verticaux ou horizontaux) basés sur un principe mécanique: On oppose un couple de forces magnétiques dont la valeur est liée à celle du champ magnétique local à un autre couple(couple de pesanteur, couple magnétique ou couple de torsion).

Dans les années 1940, sont apparus de nouveaux magnétomètres, à fonctionnement électronique, qui ont permis d'effectuer la prospection en avion ou en bateau, puisque l'absence de parties mécaniques mobiles les rend insensibles aux accélérations liées aux mouvements de l'avion ou du bateau. Actuellement, même en prospection minière au sol, les magnétomètres électroniques ont pratiquement remplacé les magnétomètres mécaniques.

VII - 2 - Les magnétomètres mécaniques.

Ces instruments sont aussi appelés variomètres magnétiques car ils mesurent non pas la valeur absolue du champ magnétique terrestre, mais sa variation entre les stations successives. On peut distinguer les balances (le couple opposé est un couple de pesanteur) et les magnétomètres à compensation(le couple magnétique est compensé par un couple magnétique connu ou par un couple de torsion).

VII-2-1 - Mesure de la déclinaison magnétique:

Le théodolite magnétique sert à mesurer la déclinaison "D". Comme la déclinaison est l'angle que fait la direction du Nord géographique avec le Nord magnétique, le problème sera de déterminer ces deux directions azimutales. La différence entre ces deux directions sera la déclinaison. Il y a deux méthodes de détermination du Nord Géographique.

VII-2-1-1- La visée sur une étoile.

L'appareil étant en station, on vise en général, la nuit, l'étoile polaire; connaissant les coordonnées géographiques du lieu de station, on en déduit l'azimuth du Nord Géographique.

VII-2-1-2- La visée sur le soleil.

On opère de même que dans le premier cas, mais en visant le soleil le jour. Les calculs d'azimuth du Nord Géographique sont nettement plus compliqués.

VII-2-1-3 - Détermination du méridien magnétique.

On utilise un barreau aimanté rigide qui s'oriente suivant le méridien magnétique.

a) - L'aiguille aimantée est mobile sur un pivot. C'est le cas de la boussole natamment, la précision de ce genre d'instrument n'est pas très grande. C'est également le cas du théodolite "T0" de Wild dont la boussole est montée sur pivot.

b) - L'aiguille aimantée est suspendue à un fil. Ce fil doit être suffisamment fin pour un coefficient de torsion négligeable. Mais le fil fin est un élément de fragilité. Ces appareils sont surtout utilisés dans les observatoires ou les stations faisant partie d'un réseau.

VII-2-2 - Mesure de la composante verticale du champ magnétique terrestre.

La mesure de la composante verticale "Z" peut être effectuée à l'aide des instruments suivants:

- a - Balance magnétiques de "Z"
- b - La balance de Schmidt
- c - Le magnétomètre à torsion

VII-2-2-1- Balance magnétique pour la composante "Z" (Variomètre)

Elle est utilisée pour mesurer la composante verticale du champ magnétique terrestre. Elle renferme une aiguille aimantée ayant la capacité de tourner librement dans un plan vertical autour d'un axe horizontal passant par son centre de gravité; Elle s'oriente parallèlement à "T"; la mesure consiste à effectuer une compensation et ramener ainsi l'aiguille à l'horizontal (le champ de compensation est provoqué par un aimant étalon).

VII-2-2-2 - La balance de Schmidt.

Très utilisée en prospection au sol jusqu'à 1960, il a été conçu par A.Schmidt et construit par la firme Askania Werke à (Berlin)

Son principe est le suivant (Figure)

Une aiguille aimantée "SN" est supportée par un couteau de quartz, reposant sur un plan horizontal (en quartz) et constitue ainsi le fléau de la balance. Le centre de gravité "G" du fléau est décalé horizontalement et verticalement par rapport à l'arête du couteau de telle sorte que l'on puisse opposer deux couples de forces:

- Un couple magnétique (Dans l'hémisphère magnétique Nord, le pôle Nord "N" est attiré vers le bas, le pôle Sud "S" vers le haut).

- Un couple de pesanteur. On sait que ce couple de pesanteur varie très peu avec le lieu, dans une même région terrestre (variation absolue de g est de quelques milligals, soit une variation relative de quelques millièmes); par contre, le champ magnétique terrestre varie relativement beaucoup plus: Une variation absolue de quelques dizaines de gammas de la composante verticale "Z" représente une variation relative de quelques millièmes, soit 1000 fois plus grande.

Donc la position d'équilibre atteinte par le fléau dépend pratiquement de la seule valeur du champ magnétique local; cette position d'équilibre est repérée sur une échelle graduée par un rayon lumineux réfléchi sur un miroir porté par le fléau. En fait les deux pôles "N" et "S" sont soumis non seulement aux forces exercées par la composante "Z", mais aussi à celle exercées par la composante horizontale "H" du champ magnétique terrestre; pour que ces dernières n'influent pas sur la rotation du fléau, il faut que "H"

soit parallèle à l'arête du couteau: on oriente donc au préalable la balance dans le sens "Est-Ouest" magnétique de façon que l'arête du couteau soit dans le plan du méridien magnétique.

VII-2-3 - Mesure de la composante Horizontale:

Les premiers instruments de mesures mis au point pour la mesure de la composante horizontale sont basés sur des principes assez simple possédant une faible sensibilité.

Il y a une série d'instruments permettant de mesurer la composante horizontale.

VII-2-3-1 - Appareil : le Q.H.M (Quartz. Horizontal. Magnétomètre).

C'est un appareil assez léger qui sert aussi bien en campagne qu'en observatoire. Sa mise en oeuvre n'est pas très compliquée. Le fil de quartz a un coefficient de torsion très important; le plan du miroir est perpendiculaire à l'axe de l'aimant.

Si on imprime un mouvement de rotation à l'élément sensible (aimant) par rapport au méridien magnétique; Cette rotation se traduit tout d'abord par un angle "a1" et également à la partie supérieure par la rotation du fil de quartz d'un angle de torsion égale à 2π . Figure

Après cette première torsion disons à gauche, on revient vers la droite, on repasse la position de départ et on opère une torsion à droite. L'aimant subira alors une rotation de "a2" sensiblement symétrique à "a1", si nous appelons par "M" le moment magnétique du petit aimant et "T" le coefficient de torsion par unité d'angle du fil de quartz nous pourrions écrire:

$$M.H\sin(a_1) = T.2\pi \quad \text{et} \quad M.H\sin(a_2) = T.2\pi$$

On en tire:

$$M.H [\sin(a_1) + \sin(a_2)] = 2.M.H [\sin(a_1 + a_2) + \cos(a_1 - a_2)] = 4\pi.T$$

Posons $(a_1 + a_2)/2 = \varphi$; comme a_1 et a_2 sont très proches l'un de l'autre, le terme $\cos(a_1 - a_2)/2$ s'écrira : $\cos(\varepsilon)$ avec $\varepsilon \approx 0$ alors : $\cos(\varepsilon) \approx 1$

On obtient l'expression plus simplifiée suivante:

$$M.H.\sin (\varphi) = 2\pi T \Rightarrow H = 2\pi T / M.\sin (\varphi)$$

En réalité "T" et "M" dépendent de la température à laquelle on fait l'observation: et encore de l'aimantation induite.

$$T = T_0 (1 - \alpha_1 t) \quad \text{et} \quad M = M_0 (1 - \alpha_2 t)$$

$$M = M_0 ((1 - \alpha_2 t)(1 + \lambda.H \cos(\varphi))$$

$$H = 2\pi T_0 \{ [(1 - \alpha_1 t)(1 + \alpha_2 t)] (1 - \lambda.H \cos(\varphi)) \} / M_0 .\sin (\varphi)$$

$$\Downarrow$$

$$(1 + \alpha t)$$

La représentation logarithmique de cette expression donne:

$$\text{Log } H = C_0 - \log \sin(\varphi) + C_1.t + C_2 H \cos(\varphi)$$

Pour les calculs on suppose "H" moyen dans le deuxième membre pour calculer le terme de correction d'aimantation induite.

$$\text{Log } H = 1,18181 - \log \sin(\varphi) + 0,000150 - 0,0022 H_m \cos(\varphi)$$

VII - 3 - Les magnétomètres électroniques.

La prospection magnétique pour les recherches pétrolières, depuis ses débuts dans les années "20" jusqu'à 1945, a été faite au sol, à l'aide des magnétomètres mécaniques(et essentiellement avec les magnétomètres verticaux).

Après 1945, la prospection magnétique a subi une extraordinaire évolution grâce à l'apparition des magnétomètres électroniques: En effet ils sont insensibles aux accélérations de leur support. Ainsi, on a pu passer d'une prospection au sol, discontinue (sur les stations successives), lente, et d'une précision de 5 à 10 gamma, à une prospection aéroportée en profil (enregistrement continu), rapide (150 à 200 km/h), avec une précision de 1γ . De plus, les mesures faites en altitude sont moins perturbées par les installations humaines (villes, chemins de fer, pipelines) et par des matériaux magnétiques naturels superficiels.

Des zones déjà étudiées au sol l'ont été à nouveau par magnétisme aéroporté et celui-ci a pu être prolongé au delà des rivages sur de grandes distances pour couvrir les plates-formes continentales. Par ailleurs, en remorquant des magnétomètres derrière les bateaux, on a pu cartographier de grandes étendues des océans profonds et apporter ainsi une contribution décisive pour justifier la théorie de la tectonique des plaques.

Trois catégories de magnétomètres électroniques se sont développées successivement:

dont la précision est analogue à celle du fluxgate, et qui utilise les propriétés fondamentales des protons (ou noyaux d'atomes d'hydrogène)

VII-3-1 - Les magnétomètres à vanne de flux (fluxgate).

Le magnétomètre à vanne de flux (fluxgate) fut utilisé pratiquement seul, depuis 1945 jusqu'à 1960 .

Ce magnétomètre possède un faible poids et caractérisé par de petites dimensions. Il peut mesurer toute composante du champ magnétique terrestre. Le principe de fonctionnement de ce type de magnétomètre est le suivant: L'appareil est constitué de deux noyaux de fer doux parallèles comme le μ -métal ou la permalloy de la ferrite.

Le fer doux dont la perméabilité magnétique est telle que le champ magnétique terrestre y engendre une aimantation non négligeable devant l'aimantation de saturation. Les noyaux de fer doux sont entourés par des bobines parcourues par un courant électrique alternatif. On obtient ainsi un champ magnétique sinusoïdale qui se superpose au champ magnétique de la terre. Ainsi par ce procédé on a deux cas:

1 - Une superposition des champs par alternance, ce qui conduit à une saturation.

2 - Les champs magnétiques seraient en opposition de phase et il n'y aura pas de saturation; les courants électriques dans les bobines sont en opposition de phase et les deux types de champs magnétiques sont opposés. Les deux noyaux de fer sont enveloppés par des bobines secondaires qui recueillent la tension induite engendrée par la variation de l'induction magnétique.

Dès que le phénomène de saturation est atteint on obtient alors une induction constante et une tension nulle aux bornes des bobines secondaires, dans le cas où les deux bobines secondaires sont montées en

opposition, la tension résultante sera caractérisée par des pics dont l'amplitude est proportionnelle au champ magnétique terrestre. Figure

VII-3-2- Le magnétomètre à proton.

Le magnétomètre à proton fut Utilisé dès 1954 pour la prospection magnétique aérienne, marine et terrestre, le magnétomètre à proton a pour principe de fonctionnement le phénomène de résonance magnétique nucléaire. Il mesure l'intensité "T" du champ magnétique terrestre.

Le principe du magnétomètre à protons est basé sur le fait que de nombreux noyaux atomique possèdent un moment magnétique; ces noyaux peuvent être assimilés à des sphères aimantées tournant autour de leur axe magnétique et possédant un moment gyroscopique. Le noyau de l'atome d'hydrogène est le noyau le plus simple caractérisé par un seul proton, donc le proton est un élément constitutif des noyaux des atomes que l'on peut assimiler a un doublet qui tourne autour de son axe magnétique.

Principe de fonctionnement du magnétomètre à proton: Lorsque on introduit un proton dans un champ magnétique d'intensité "T", le spin du proton tend à s'aligner dans la direction du champ magnétique "T" et prend autour de cette direction un mouvement gyroscopique dit mouvement de **précession** de fréquence appelée fréquence de "**Larmor**" : $\omega = k.T$

où k: rapport gyroscopique du proton, il définit le rapport entre le moment magnétique et le moment mécanique du proton. Il est connu avec une précession de $0,25.10^{-4}$ et il est déterminé expérimentalement dans les laboratoires, sa valeur étant égale à : **26750,8 ± 0,5** (Oersted)⁻¹ .(s)⁻¹ (Données de l'institut de métrologie de l'ex URSS)

T : Le champ magnétique totale

La méthode de précession est plus simple par rapport à celle utilisée dans le magnétomètre flux-gate. On peut l'illustrer par un exemple simple: On sait que le noyau d'oxygène ne possède pas de moment magnétique, mais un échantillon d'eau peut être assimilé du point de vue de l'effet magnétique comme un ensemble de protons. Si l'on soumis cet échantillon d'eau à un champ magnétique extérieur; les protons s'orientent de telle manière que leur axe magnétique soit parallèles à ce champ.

Au moyen d'une bobine, on peut facilement soumettre les protons à un champ magnétique approximativement perpendiculaire et ayant une intensité pouvant avoir une valeur supérieure à celle dûe au champ magnétique terrestre. Le proton acquièrent alors une orientation parallèle à ce nouveau champ.

La suppression de ce champ impliquerait le retour des protons à leur position initiale en y oscillant avec une fréquence de l'ordre de 2000 hz, proportionnelle au champ magnétique terrestre. Or les vibrations des protons de l'échantillon d'eau engendrent une tension de même fréquence dans la bobine entourant cet échantillon. Avec un simple compteur électrique, il est possible d'afficher la fréquence et par conséquent la valeur du champ magnétique terrestre avec une précession pouvant atteindre 0,5 gamma.

VII-3-3 - Le magnétomètre à pompage optique.

Les magnétomètres à pompage optique utilisent les atomes de métaux alcalins (Césium, Rubidium, Hélium ionisé) qui sont: cent fois plus précis que ceux des deux catégories précédentes.

Ce type de magnétomètre est basé sur les conceptions modernes de la physique notamment moléculaire et atomique, avec l'utilisation de l'énergie résultant du passage des électrons de l'atome d'un niveau à l'autre.

Les magnétomètres à pompage optique font appel a certains éléments tels que le caesium, le rubidium, le sodium, qui possède chacun un seul électron sur l'orbite externe. Ce type de magnétomètre, comme le magnétomètre à précession nucléaire, est utilisé pour mesurer le champ magnétique total. Mais

modifié, il peut être employé pour mesurer la composante horizontale ou verticale. Le magnétomètre à vapeur de césium peut atteindre une précision des mesures allant jusqu'à 0,005 gamma.

- **Transition atomique:** Un atome est constitué par un noyau central et des électrons satellites, en mouvement sur des orbites. Pour un élément chimique déterminé, en équilibre thermique, les atomes se répartissent en plusieurs configurations stables, chacune

CHAPITRE VIII MISE EN OEUVRE DE LA PROSPECTION MAGNETIQUE

VIII - 1 - Introduction.

La prospection magnétique consiste à faire un relevé de **l'intensité** totale du champ magnétique terrestre le long de certains profils répartis sur une surface ou une superficie donnée. Cette prospection dépendra évidemment du but de recherche, elle peut être effectuée soit sur le continent, en mer ou dans les airs (aéroportée).

Dans le cas des études régionales (surface étendue), la prospection aéromagnétique est plus rentable, car elle assure d'une part un filtrage lors des mesures dans le cas de la présence des sources parasites superficielles et d'autre part une couverture en surface plus étendue en un temps assez réduit.

L'intensité et la forme des différentes anomalies rencontrées pendant une étude de prospection magnétique ou aéromagnétique peuvent être liées au paramètre d'aimantation que les différents types de roches peuvent avoir. C'est ce paramètre d'aimantation qui permet de différencier une roche d'une autre roche et ce traduit par un contraste (contraste d'aimantation).

Les contrastes les plus fréquents sont: - Les contrastes entre terrains sédimentaires, dans ce cas les anomalies sont peu intenses et difficilement discernables.

- Les contrastes entre terrains sédimentaires et socle cristallin (cas le plus recherché), dans ce cas les anomalies engendrées par ces contrastes d'aimantation sont directement liées à la tectonique du socle.

- Les contrastes provoqués par les intrusions (dykes, batholites etc...), les anomalies magnétiques sont très variables suivant leur puissance (le volume et la profondeur de la roche intrusives).

- Les contrastes provoqués par les coulées volcaniques (notamment basaltiques), ces dernières engendrent des anomalies caractérisées par leur forte intensité.

VIII - 2 - Application au domaine pétrolier.

Dans le domaine pétrolier, la méthode magnétique constitue un outil de reconnaissance utilisée aux côtés des autres méthodes, notamment la gravimétrie, la sismique (grande réfraction) et la magnétotellurique. Elle permet de donner approximativement la profondeur, la topographie et les caractéristiques géophysiques des roches constituant le socle. La méthode magnétique peut être utilisée lors des levées de reconnaissances à différentes échelles: 1:1000.000 ; 1:500.000 ; portant sur des grandes surfaces et permettant d'étudier l'aspect général du champ magnétique et la délimitation des zones pouvant faire l'objet d'une prospection de détail.

La prospection magnétique utilisée pour la recherche des gisements de pétrole (avec le variomètre) a connu peu de succès, car les hétérogénéités très superficielles du sous-sol, le relief de la surface, ou la présence de canalisations (métalliques) entraînant des anomalies locales mais assez intenses qui empêchent de discerner l'anomalie large d'origine profonde liée au socle (utilisée le plus souvent lors des études de bassins).

VIII - 3 - Application au domaine minier.

Dans le domaine minier, la méthode de prospection est celle de détail; elle concerne la partie superficielle ou semi-profonde du sol; car les gisements recherchés sont situés soit en surface (affleurement) soit en sub-surface ou semi-profond.

Les levés utilisés sont des levés de détail, allant de 1:25.000 à 1:500.

VIII - 4 - Prospection magnétique à terre.

La prospection magnétique à terre est une opération qui consiste à mesurer la distribution du champ magnétique terrestre et ses composantes afin de déterminer les paramètres géomagnétiques et géophysiques de la zone étudiée.

Pour atteindre cet objectif, le prospecteur ou l'ingénieur géophysicien devrait établir avant tout un programme de mise en oeuvre. Ce programme sera défini en fonction du but recherché, la réponse à cette question permettra de définir le type de prospections, de reconnaissance ou de détail. Ainsi, il déterminera le nombre et le personnel adéquat, le matériel, le type d'équipement, le temps nécessaire, et finalement le budget nécessaire pour réaliser à bien cette mission.

Voir Annexe (Composition d'une équipe de prospection magnétique).

Lors d'une campagne de reconnaissance, le premier travail consiste à localiser la zone d'étude, les topographes fixeront ensuite sur le terrain à la demande du chef de mission le réseau de stations prédéfini (stations d'observations).

Les stations d'observations dans le cas d'une recherche pétrolière, sont généralement espacées de 400 mètres à une dizaine de kilomètres environ et sont d'une manière générale de même ordre de grandeur que pour la prospection gravimétrique.

Dans la recherche minière, les points de mesure sont généralement espacés de 15 à 75 mètres et parfois jusqu'à 5 mètres dans le cas d'une étude de détail.

Les mesures sont axées principalement sur la mesure de la composante verticale du champ magnétique terrestre et parfois à son gradient vertical dans le cas d'une étude de détail.

Comme pour la gravimétrie, les données magnétiques sont sujettes à des corrections notamment diurnes ou aléatoires du champ magnétique ainsi que de la dérive liée à l'instrument de mesure. Par contre, il faut éviter pendant les travaux au sol, les voies ferrées, les clôtures métalliques, les puits tubés ou les conduites souterraines et tous les objets d'une certaine taille renfermant du fer; l'opérateur doit également éviter de porter tout objet métallique pouvant occasionner des variations sensibles durant la lecture des mesures.

VIII - 5 - Prospection aéromagnétique

La prospection magnétique aérienne est largement utilisée, des magnétomètres adaptés (flux-gate, à protons ou à pompage optique) sont portés et entraînés par avion ou par satellite à des altitudes bien déterminées, pour pouvoir mesurer les différents paramètres géomagnétiques de la terre: soit la variation du champ magnétique total ou bien la variation de la composante verticale "Z".

L'avantage de l'aéromagnétisme et de pouvoir éliminer les parasites magnétiques superficielles, permettant ainsi d'améliorer l'interprétation des anomalies magnétiques présentant un intérêt géologique.

Le choix de l'altitude et les lignes du vol dépendent de l'objectif recherché. En recherche minière, les altitudes sont relativement basses et les vols serrés; par contre en recherche pétrolière où l'on recherche plutôt des anomalies assez profondes liées au socle cristallin, les altitudes des vols doivent être respectivement hautes et écartés.

Les itinéraires de vol sont généralement constitués de profils de vol, rectilignes, parallèles, régulièrement écartés. Ces profils sont aussi perpendiculaires à la direction tectonique générale de la région.

L'altitude de vol, maintenue constante, peut varier en fonction du but recherché, elle est habituellement de 300 mètres; les profils parallèles sont distants les uns des autres de quelques centaines de mètres à une dizaine de kilomètres. La hauteur de vol est continuellement enregistrée par un altimètre (effet doppler), soit par radar, soit encore à l'aide d'un baromètre. Le positionnement de l'avion est effectué par un système de radionavigation associé à quatre radars Doppler fournissant en continu la vitesse de l'avion ainsi que sa direction, ajouté à cela la prise de photographies aériennes réalisées en continu et qui permettent ainsi de définir avec exactitude le positionnement de l'avion.

La cellule sensible du magnétomètre aéroporté est placée dans une enceinte cylindrique allongée appelée " oiseau ", tracté par un câble à une centaine de mètres de l'avion de manière à éviter l'effet magnétique de l'avion (bruits).

VIII - 6 - Prospection magnétique en mer

Les études océanographiques (études des fonds océaniques et mers), font appel aux méthodes géophysiques de prospection de grandes reconnaissances. Suivant le but recherché, l'une des méthodes géophysiques en l'occurrence la prospection magnétique, peut être utilisée soit dans la recherche pétrolière soit dans la recherche fondamentale (physique du globe ; études sur la tectonique des plaques etc...)

La mesure du champ magnétique terrestre et ses composantes en mer est sémi-laire à celle de la mesure sur le continent, cette mesure repose essentiellement sur l'élément sensible ou capteur placé dans une enceinte étanche (poisson), naviguant à 15 mètres environ de profondeur. Le remorquage est fait à une certaine distance du bateau afin d'éviter l'influence de celui-ci. Les magnétomètres utilisés sont le magnétomètre à flux-gate et le magnétomètre à proton; ainsi le champ est mesuré en continu le long d'un profil prédéterminé.

VIII-7 - Mise en oeuvre des travaux de prospection magnétique sur le terrain.

La mise en oeuvre des travaux sur le terrain lors de la prospection magnétique consistent à réaliser les tâches suivantes:

- 1- Préparation de l'appareillage (magnétomètres, théodolite, boussoles etc.)
- 2- Traçage du réseau de base et celui de stations ordinaires.
- 3- Mesures des composantes du champ géomagnétique dans chaque station de base et dans chaque station ordinaire.
- 4- Traitement des résultats du levé et préparation à l'interprétation.

VIII-7-1 - Préparation du magnétomètre:

Avant l'exécution des mesures sur le terrain, le prospecteur procède au réglage du magnétomètre (étalonnage et détermination des constantes).

Pour cela on effectue les principales tâches suivantes: - ajustage des niveaux; - détermination de la valeur d'une division; - construction de la courbe azimutale.

VIII-7-1-1 - Ajustage des niveaux:

L'axe du niveau longitudinal doit être parallèle à l'axe magnétique de l'élément sensible (aimant mobile) et l'axe du niveau transversal à l'axe de rotation de cet aimant.

Dans ce cas au moment de la coïncidence des deux indexes (mobiles et fixe), l'influence de la composante horizontale est nulle. Cependant dans la pratique, l'axe du niveau longitudinal constitue toujours un angle "i" avec l'axe de l'aimant mobile, et l'axe du niveau transversal avec celui de rotation d'un angle "d". Figure

De ce fait il y a toujours l'influence de la composante horizontale sur les résultats de mesure de la composante verticale "Z". L'ajustage des niveaux consiste alors à minimiser les angles "i" et "d".

VIII-7-1-1-1- Ajustage du niveau transversal:

L'ajustage du niveau transversal s'effectue de la manière suivante: - On installe le trépied afin que deux vis de nivellement soient orientés à l'aide de la boussole dans la direction Est-Ouest. - On nivelle le magnétomètre. - On procède à la lecture en orientant le Nord de l'appareil vers l'Est et une deuxième fois vers l'Ouest. La différence de ces deux lectures dépend de la valeur de l'angle "d". Si cette différence ne dépasse pas deux divisions de l'échelle du magnétomètre, l'ajustage du niveau transversal est suffisant et on calcule la lecture moyenne qui ne comporte pas d'influence de la composante horizontale.- On oriente le Nord du magnétomètre vers l'Est ou vers l'Ouest et à l'aide de la vis orientée Nord-Sud, on installe la lecture moyenne.

VIII-7-1-1-2- Ajustage du niveau longitudinal:

Pour effectuer l'ajustage du niveau longitudinal, on procède de la façon suivante: - On procède à la lecture en orientant le Nord de l'appareil vers le Nord et une deuxième fois vers le Sud. La différence de ces deux lectures dépend de la valeur de l'angle "i". Si cette différence ne dépasse pas deux divisions de l'échelle du magnétomètre, on installe la moyenne des deux lectures à l'aide de la troisième vis de nivellement. La bulle du niveau transversal doit être au centre, par contre la bulle du niveau longitudinal peut être déplacé du centre on l'a ramène au centre à l'aide de la vis d'ajustage du niveau longitudinal. Si la différence des lectures dépasse encore deux divisions on répète l'ajustage.

VIII-7-1-2- Détermination de la valeur d'une division du magnétomètre:

La valeur d'une division du magnétomètre est représentée par le rapport de l'accroissement de la composante à mesurer du champ géomagnétique à l'accroissement des lectures correspondantes sur l'échelle du magnétomètre.

L'accroissement du champ magnétique peut être créé par un courant continu qui traverse deux bobines d'induction (anneaux de Helmholtz).

Les anneaux de Helmholtz se présentent comme deux bobines horizontales identiques qui sont disposées symétriquement au dessus et au dessous du système sensible. Faisant passer le courant continu à travers les bobines, on crée le champ magnétique. Le courant électrique peut être changé à l'aide d'un potentiomètre. Les anneaux sont reliés à une source d'alimentation. En outre, le circuit comporte un inverseur de polarité et un milliampermètre.

Pour déterminer la valeur d'une division d'échelle du magnétomètre, on effectue les opérations suivantes:

- 1 - Disposer le magnétomètre entre deux bobines
- 2 - Chercher le diapason de mesure dont la lecture s'approche de 300 division.
- 3 - Faire passer le courant continu qui provoque la déviation de l'élément sensible de l'appareil.
- 4 - Noter l'intensité du courant I
- 5 - En manipulant l'aimant compensateur, ramener l'élément sensible à la position initial (horizontale) et prendre la lecture L1.
- 6 - Inverser le courant et refaire n°5 (Lecture L2)

7 - calculer la valeur d'une division de l'appareil d'après la formule suivante

$$\varepsilon = 2KI / (L_2 - L_1) \quad | \gamma / \text{div} |$$

où K- constante des anneaux de helmholtz.

8 - Effectuer encore 4 mesures pour 4 intensités différentes du courant; mettre toutes les lectures dans un tableau " I "

9 - Suivant les résultats de ces mesures calculer la valeur moyenne d'une division (ε_m)

$$\varepsilon_m = 1/5 \sum \varepsilon_i$$

L'erreur absolue de chaque détermination $\Delta\varepsilon_m$

$$\Delta\varepsilon_i = \varepsilon_i - \varepsilon_m$$

L'erreur moyenne absolue - $\Delta\varepsilon_m$

$$\Delta\varepsilon_m = 1/5 \sum \Delta\varepsilon_i$$

et l'erreur relative de la détermination de la valeur d'une division de magnétomètre δ

$$\delta = \Delta\varepsilon_m / \varepsilon_m \cdot 100\%$$

Le résultat final s'écrit:

$$\varepsilon_m = \varepsilon_m \pm \Delta\varepsilon_m \quad | \gamma / \text{div} |$$

VIII-7-2- Levé magnétométrique.

On retrouve le même principe de levé (ou mode opératoire sur le terrain), lorsque on utilise une méthode géophysique donnée .

Dans le cas de la magnétométrie, après que l'équipe de topographie matérialise sur le terrain les différents profils ou réseaux.

Le géophysicien intervient pour positionner la station de base, station par laquelle seront déterminées les variations relatives du champ et ses composantes.

De préférence, cette base est placée dans une zone dite calme où le champ magnétique conserve une valeur moyenne stable.

VIII-7-3- Les corrections.

Un certain nombre de corrections doivent être appliquées aux mesures avant de pouvoir établir une carte de la composante verticale ou du champ total.

Ces corrections sont liées aux diverses influences que l'élément sensible du magnétomètre peut subir au moment de la mesur. Nous citons quelques unes: - **Influence des anomalies de la pesanteur**; pour cela on applique une correction dite de la pesanteur

$$Z_{\text{corrigé}} = Z_{\text{observé}} + Z_0 \cdot \Delta g/g$$

- **Influence de la température** dont la correction consiste à appliquer:

$$Z_{\text{corrigé}} = Z_{\text{observé}} + Z_0 \cdot (\alpha + \beta) \Delta t^\circ$$

- **Influence dite de dérive**, ce terme regroupe les variations aléatoires diurnes et de la dérive instrumentale; l'élimination de ces variations consiste à disposer de deux appareils de mesure, l'un sera fixé à la base, il permettra la mesure en continue du champ en fonction du temps, l'autre servira à la mesure.

Ainsi, au retour à la base après un certain nombre de mesures, on procède à des mesures simultanées pour déterminer la dérive de l'appareil; cette différence sera ajoutée algèbriquement aux différentes stations.

CHAPITRE IX BASES THEORIQUES DE L'INTERPRETATION DES DONNEES MAGNETIQUES.

IX - 1 - Introduction à la notion de l'interprétation en magnétisme:

La magnétométrie est une des méthodes géophysiques elle à pour but d'éclaircir certains problèmes géologiques: localisation et identification de certaines roches ou structures géologiques cachées sous la surface de la terre; elles permettent ainsi d'orienter les géologues dans leur investigation.

La dernière étape de chaque étude magnétométrique consiste en **l'interprétation** des informations recueillies durant le levé ou la prospection magnétique **Interpréter quelque chose** : veut dire rendre compréhensible, le traduire et lui donner un sens. Dans notre cas, il nous faut rendre compréhensible aux géologues les chiffres de mesures magnétiques, à traduire les cartes magnétiques en cartes géologiques et donner ainsi aux résultats des mesures magnétiques un sens géologique.

L'efficacité de cette interprétation dépend de la réalisation de tous les travaux précédents: Choix du permis à prospecter; de l'orientation des profils de mesure; et surtout de l'exactitude de mesures.

Comme dans les autres méthodes géophysiques, la prospection magnétique est appelée à résoudre le problème inverse, c'est-à-dire, à partir de l'effet retrouver la cause.

Il est toujours intéressant de réunir toute information disponible ou indices utiles avant d'effectuer toute interprétation.

La résolution du problème directe consiste à déterminer la distribution du champ à partir de la distribution de masses connues. Pour les objets de formes géométriques simples, le problème directe est facile à résoudre, les objets de formes compliquées peuvent être divisés en plusieurs parties et le calcul du champ de chaque partie ne représentera pas de grandes difficultés. Le problème directe a toujours une solution unique, c'est-à-dire à une distribution de masses données ne correspond q'une seule valeur du champ pour chaque point de l'espace.

Le problème inverse consiste en sachant la distribution d'un champ sur une surface donnée, déterminer la distribution des masses perturbatrices. Le problème inverse n'a pas une solution unique, c'est-à-dire à chaque distribution du champ correspond une infinité de distribution des masses perturbatrices dont l'effet sommaire peut créer le champ égal à celui observé. C'est ce que l'on appelle l'ambiguïté de la résolution du problème inverse et par conséquent de l'interprétation.

La démarche à suivre pour résoudre le problème inverse consiste à admettre que la cause qui a créé le champ observé est réelle et unique, par conséquent l'information correspondante est contenue totalement dans les données recueillies lors de la mesure. Elle ne peut pas être de forme géométrique simple, car le signal n'est pas parfait, il est associé à divers signaux parasites qu'il faut soustraire impérativement lors des traitements.

L'approche progressive de la solution par la confrontation de la réponse de modèles théoriques avec celle du champ observé; permet d'enlever cette ambiguïté et d'établir en dernier lieu le modèle réel attendu.

IX - 2 - Les outils nécessaires pour une exacte interprétation magnétométrique: mesure du magnétisme rémanent et de la susceptibilité magnétique

On conçoit que la connaissance de la susceptibilité magnétique et du magnétisme rémanent soit intéressante pour une prospection magnétique et plus particulièrement pour une exacte interprétation magnétométrique.

On admet couramment que le comportement magnétique des roches est dû principalement à la magnétite et accessoirement à l'ilménite. L'aimantation effective d'une roche est un vecteur somme de deux composantes:

- L'aimantation induite
- Le magnétisme rémanent

IX-2-1- Le magnétisme rémanent.

Le magnétisme rémanent est indépendant du champ actuel; il a pris naissance lors du refroidissement des roches, alors que le champ terrestre avait une direction différente de celle qu'il a actuellement.

Il dépend:

- 1- de la dimension des grains de substance magnétique
- 2- des impuretés des roches
- 3- de l'allure du refroidissement des roches
- 4- de la composition chimique des roches
- 5- du temps écoulé depuis le refroidissement des roches

Il décroît avec l'âge des roches; il est le plus important dans les roches basiques.

En règle générale, le magnétisme rémanent n'a pas la même direction que l'aimantation induite. On admet cependant que, par suite du faible déplacement des pôles depuis le miocène dans les roches postérieures à cette époque (et qui n'auraient pas tourné depuis), R et \mathfrak{I} ont la même direction.

IX-2-1-1- Mesure du magnétisme rémanent.

La mesure du magnétisme rémanent " R " comprend deux techniques, celle du laboratoire et celle dite du terrain sur échantillon avec un magnétomètre.

La méthode consiste à placer l'échantillon à une certaine distance du magnétomètre suivant une position, on lit sur l'échelle du magnétomètre la valeur indiquée; on effectue la même opération pour la deuxième position. Figure

$$R_x = [0,5(n_1 - n_2) \cdot \zeta \cdot r^3 \cdot 10^{-6}] / 2 \cdot v \quad \text{u.e.m Cgs}$$

n_1 = lecture sur l'échelle du magnétomètre pour une position de l'échantillon

n_2 = Comme n_1 après avoir fait tourner l'échantillon de π comme indiqué sur la Figure

ζ = Valeur en γ d'une division d'échelle du magnétomètre

r = Distance du centre du système magnétique au centre de

l'échantillon (en cm)

v = volume de l'échantillon (en cm³)

Soit $n_x = (n_1 - n_2)/2$ selon l'axe OX; n_y et n_z les valeurs analogues selon les deux autres axes OY et OZ.

$$R = (\zeta \cdot r^3 \cdot \sqrt{n_x^2 + n_y^2 + n_z^2}) / 2 \cdot v$$

IX-2-1-2- Relation entre l'aimantation et la teneur des roches en magnétite.

Il n'y a pas de relation simple entre la teneur en magnétite et l'aimantation qu'en détermine par l'interprétation; celle-ci est la résultante de l'aimantation induite et de l'aimantation rémanente. Or, si on peut écrire une relation approximative entre l'aimantation induite et la teneur en magnétite, il n'en est pas de même pour l'aimantation rémanente.

On doit faire de sérieuses réserves lorsqu'on donne des indications sur la teneur en magnétite d'après la valeur trouvée pour l'aimantation, car négliger l'aimantation rémanente, comme nous allons le faire, est une très grossière approximation; d'autre part, la magnétite n'est pas toujours le seul élément responsable de l'aimantation.

Citons quelques formules classiques rencontrées souvent dans les publications sur le magnétisme.

Formule de Nagata []

$$\begin{aligned} \mu_{\text{massique}} &= (2,43 \pm 0,75) \cdot 10^{-2} \text{ C} \\ &= 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ C} \end{aligned}$$

où : μ représente la susceptibilité massique
C la teneur en magnétite

En admettant une densité égale à 2,8 l'expression donnant la susceptibilité volumique est donnée comme suit:

$$\mu_{\text{volumique}} = 7 \cdot 10^{-2} \text{ C}$$

et pour la teneur en magnétite:

$$C = 14 \cdot \mathfrak{I} / T$$

où: \mathfrak{I} étant l'aimantation
T le champ normal exprimé dans la même unité

Remarque: Ces formules ne sont valables que pour les teneurs inférieures à 10%.

Formule de Bath []

$$\mu = 0,00116 \cdot V^{1,39}$$

où: μ désigne la susceptibilité

V le pourcentage de magnétite en volume

Cette relation a l'avantage de s'appliquer à une gamme étendue de valeur de V. (la relation est représentée sur la Figure sur échelle bilogarithmique).

Formule de Slichter []

$$\mu = 3000.V.10^{-6} \text{ Cgs}$$

Pourrait s'appliquer dans certains cas, pourvu que V soit < 25%

Formule de Gaucher []

$$\mu = 0,3.V + V^2$$

Formule de Nettleton []

$$\mu = 0,3.V$$

Formule de Hood []

$$\mu = 0,15(1/x - x) \text{ Cgs avec } x = 1 - V/100$$

IX-2-1-2- Mesure de la susceptibilité magnétique.

La connaissance de ce paramètre est nécessaire pour l'interprétation des anomalies magnétiques et pour l'estimation de la " qualité " des structures magnétiques (teneur en Fe_3O_4).

IX-2-1-2-1- Estimation de μ à partir des cartes magnétiques

Rappelons pour mémoire la méthode d'utilisation des abaques bilogarithmique qui fournit l'intensité d'aimantation, donc de μ , en supposant qu'il n'y ait pas d'aimantation rémanente; en supposant également que l'anomalie magnétique étudiée est provoquée par une structure cylindrique parfaite et infinie vers le bas (dyke incliné), que la courbe d'anomalie est symétrique et que le dyke est très large par rapport à la profondeur de son toit.

Hood et All, proposent la formule suivante:

$$\mu = \Delta Z_{\max} / 2\pi.z_0$$

z_0 : étant la valeur de la composante verticale du champ terrestre au lieu de l'étude

IX-2-1-2-2- Estimation de μ sur échantillons ou sur les roches en place

On prend un échantillon de roche qu'on place sous un magnétomètre et on mesure la valeur du champ qui agit sur le magnétomètre

$$\mu_{12} = \{[0,5(n_1 + n_2) - n_0].\zeta.r^3.10^{-6} \} / 2.T.v \text{ u.e.m Cgs}$$

où : μ_{12} = valeur moyenne de μ_{12} = d'après deux mesures suivant l'axe 1-2

n_1 = lecture sur l'échelle du magnétomètre pour une position de l'échantillon

n_2 = lecture sur l'échelle du magnétomètre après inversion de l'échantillon Figure

n_0 = lecture sur l'échelle du magnétomètre en l'absence de l'échantillon

ζ = valeur en γ d'une division d'échelle

T = champ terrestre

IX - 3 - Interprétation qualitative

IX-3-1 - Introduction.

L'interprétation qualitative, phase initiale de l'interprétation, elle nécessite non seulement une certaine habileté et une certaine expérience de la part de l'ingénieur chargé d'interpréter les données géophysiques mais également un fond documentaire indispensable, comprenant les diverses études réalisées auparavant; géologiques, géophysiques, hydrogéologiques etc...

L'interprétation qualitative dans notre cas a un caractère descriptif; elle s'occupe de l'étude de l'allure et de l'intensité des anomalies enregistrées. L'examen des cartes magnétiques peut donner à l'interpréteur qualifié une idée sur l'aimantation, le choix des modèles, la position, la forme et la dimension des corps perturbateurs, l'influence de l'inclinaison, l'influence de l'orientation, l'influence du pendage, l'influence de la profondeur, l'influence de la susceptibilité. Les isanomales orientées dans une direction, peuvent être associées aux directions de failles et des structures prolongées telles que les anticlinaux, les synclinaux, les filons etc..

Les anomalies isométriques peuvent être provoquées par les objets de forme sphériques ou ellipsoïdales. L'examen de l'intensité des anomalies et de leur gradient permet d'obtenir une idée sur la profondeur des corps perturbateurs et leurs propriétés magnétiques. En général les courbes plus aplaties, aux gradients faibles correspondent aux objets profonds. L'inclinaison de l'objet perturbateur provoque un changement caractéristique dans la distribution du champ. L'aimantation "J" entre comme un coefficient dans l'expression de la composante et des autres composantes du champ géomagnétiques.

Les principales étapes à suivre lors d'une interprétation qualitative sont: 1 - Etude de la carte magnétique. 2 - Comparaison des cartes géomagnétiques, géophysiques et géologiques. 3 - Identification des principales anomalies géologo-géophysiques. 4 - Choix des objets pour l'interprétation quantitative.

IX-3-2 - Origine des Anomalies:

En magnétisme, les contrastes de susceptibilité entre les roches sédimentaires sont généralement faibles et ne produisent donc que des anomalies négligeables; ceci nous conduit à admettre que les anomalies mises en évidence par la prospection magnétique proviennent des roches cristallines ou métamorphiques.

* Etudions l'effet de contrastes de susceptibilité entre sédimentaire et roches cristallines et entre compartiments voisins du socle lui-même.

Une surface horizontale de discontinuité de la susceptibilité "k" ne crée aucune anomalie en surface (on n'a pas de variation latérale de "k") Figure

Ce sont les contacts non-horizontaux qui créent des anomalies en surface; par exemple, une remontée locale du socle et par ailleurs homogène, ou bien un contact latéral entre deux blocs de polarisation différente à l'intérieur d'un socle parfaitement horizontal. En combinant ces deux cas, on peut avoir un

grand nombre de structures possibles; par exemple, le cas d'une intrusion basique à forte susceptibilité qui traverse le socle et une partie de la couverture sédimentaire. Figure

IX-3-3 - Principes généraux de l'interprétation qualitative:

IX-3-3-1 Aimantation:

On peut admettre en général que l'aimantation d'une formation géologique est pratiquement uniforme; mais sa grandeur est indéterminée, à moins de disposer de résultats de forages et d'analyses sur échantillons de roches. Il en est de même pour l'orientation de \mathfrak{J} . Cependant dans la plupart des cas, l'aimantation induite des roches est prédominante.

IX-3-3-2 Choix de models:

Pour l'étude d'une anomalie expérimentale donnée, on recherche, par approximation successives, une structure simple qui produise une anomalie coïncidant à peu près avec l'anomalie observée.

IX-3-3-3 Forme des anomalies:

La forme des anomalies dépend non seulement de la structure elle-même, de ses dimensions de la susceptibilité des roches qui la composent et de la profondeur, mais aussi du champ magnétique au lieu considéré, car l'aimantation induite dépend de l'inclinaison (influence de la latitude) et de la déclinaison (influence de l'orientation de la structure par rapport au méridien magnétique).

En effet, nous pouvons démontrer que l'effet d'un corps uniformément aimanté est équivalent à celui de masses magnétiques fictives, développées à la surface (Analogie avec l'électrostatique). Par conséquent, l'anomalie due à une structure simple apparaît avec une partie positive et une partie négative: Cette courbe présente donc un maximum et un minimum dans le cas général. C'est l'examen simultané de ces deux parties qui permet de ce faire une idée sur la position, la forme et l'importance des corps aimantés.

IX-3-3-4 Influence de l'inclinaison:

La forme des anomalies dépend fortement de la latitude magnétique de la zone prospectée.

La répartition des masses magnétiques fictives dépend de la direction de l'aimantation, donc de l'inclinaison du champ magnétique terrestre, puisque dans l'hypothèse de départ; l'aimantation est uniquement induite.

La densité de ces masses fictives est définie par: $\sigma = \mathfrak{J} \cdot n$ (où n est la normale à la surface du corps).

Dans l'hémisphère Nord, le champ est dirigé vers le bas et compté positivement dans cette direction, les anomalies de "Z" positives seront prédominantes et dues à des masses de signe(-).

Dans l'hémisphère Sud, ce sont les anomalies de "Z" négatives qui sont les plus importantes, elles sont dues à des masses de signe(+). Il n'y a qu'au pôle Nord ou au pôle Sud que les anomalies ΔZ et ΔT présentent un seul extrémum: Maximum au pôle Nord. Figure

IX-3-3-5 Influence de l'orientation:

Dans le Cas d'une faille de direction donnée faisant un angle λ avec le Nord magnétique: L'anomalie ΔT pour $\lambda = 0^\circ$; $\lambda = 45^\circ$; $\lambda = 90^\circ$; suivant des profils perpendiculaires à la faille. Figure

Dans le cas d'un filon, l'anomalie ΔZ (profils perpendiculaires au filon) Voir la représentation sur la Figure

On obtient bien entendu toutes les formes intermédiaires en faisant varier l'orientation des filons $\lambda = 0^\circ$ à $\lambda = 90^\circ$;

IX-3-3-6 Influence du pendage:

Il est dans certains cas possible d'avoir une idée du pendage au simple examen de la forme du profil, notamment si ce profil est Est-Ouest. Le gradient $d(\Delta Z)/dx$ varie plus lentement du côté où pend le filon. Figure

IX-3-3-7 Influence de la profondeur:

L'étude de l'intensité des anomalies, et surtout du gradient suivant le profil permet d'obtenir une idée sur la profondeur du corps aimanté. En général, pour un même corps, plus les anomalies sont étalées, le gradient horizontal est d'autant plus faible et plus grande est la profondeur de la structure. Figure

IX-3-3-8 Influence de la susceptibilité:

La susceptibilité affecte uniquement l'amplitude des anomalies, l'amplitude d'une anomalie n'est donc pas uniquement fonction de la profondeur.

Une carte d'is anomalies donne une première idée sur la position et la forme des structures aimantées. Des is anomalies presque parallèles dans une direction peuvent être associées aux directions tectoniques des strates les plus magnétiques ou au contacts et aux structures telles que: failles, horsts, anticlinaux, synclinaux, filons etc...

Des is anomalies fermées peuvent indiquer des corps magnétiques isolés. L'intensité des anomalies et leur gradient permettent d'en déduire une valeur de la profondeur.

IX - 4 - Interprétation quantitative

IX-4-1- Introduction:

L'interprétation **quantitative** représente la phase finale de l'interprétation, elle sous-entend les calculs à réaliser pour déterminer la profondeur, l'étendue, le pendage et les diverses propriétés magnétiques des corps perturbateurs.

Les méthodes de l'interprétation dépendent de la forme des anomalies, de l'influence des objets voisins, du lissage ou du découpage du champ magnétique; les méthodes de l'interprétation quantitatives dépendent également de la précision recherchée; ainsi le choix de la méthode numérique adéquat est conséquent.

IX-4-2- Méthodes d'interprétation quantitative

IX-4-2-1- Introduction.

Parmi les méthodes d'interprétation quantitative les plus connues, on distingue:

1 - Les méthodes analytiques. 2 - Les méthodes graphiques. 3 - Les méthodes intégrales. 4 - Les méthodes des approximations successives. 5 - Les méthodes de simulation par ordinateur.

IX-4-2-1-1 - Les méthodes analytiques:

Les méthodes analytiques consistent à étudier les relations entre les distributions des masses de formes géométriques simples et le champ sur la surface du sol, à l'air ou dans les puits de forage.

IX-4-2-1-2 - Les méthodes graphiques:

Les méthodes graphiques ne sont qu'une modification de méthodes analytiques, dans ce cas là on réalise l'interprétation par la comparaison des courbes des composantes du champ géomagnétique mesurées avec celles calculées d'avance pour objets de formes géométriques simples. L'avantage des méthodes graphiques par rapport aux méthodes analytiques consiste en la possibilité d'utiliser toute la courbe ou sa partie moins influencée par des autres objets perturbateurs.

IX-4-2-1-3 - Les méthodes intégrales:

Les méthodes intégrales nous donnent la possibilité d'obtenir quelques paramètres sommaires des masses perturbatrices; le moment magnétique et les coordonnées du centre de gravité.

IX-4-2-1-4 - Les méthodes des approximations successives:

Les méthodes des approximations successives sont basées sur l'utilisation de différents abaques qui sont construits pour la résolution du problème direct.

On calcule l'effet magnétique de la structure géologique choisie en conformité avec les données des autres méthodes géologiques et géophysiques et certaines hypothèses existantes sur les structures géologiques de la région.

L'information géologique doit être convertie en information géophysique; dans notre cas, il s'agit de donner à chaque type de roche la plus convenable valeur de l'aimantation.

On construit alors plusieurs types d'abaques, intégrant diverses informations, pour diverses formes; qui permettent par approximation successive de fixer le model final et surmonter ainsi l'ambiguïté du problème inverse.

IX-4-2-1-5 - Les méthodes de simulation par ordinateur:

Les méthodes de simulation par ordinateur consistent en la modélisation des structures géologiques soit par la méthode des éléments finies ou des différences finies.

Pour résoudre le problème inverse en géophysique, il est indispensable de maîtriser et d'intégrer ces méthodes d'analyse numérique.

Le schéma global pour réaliser cette opération consiste tout d'abord à choisir la géométrie de l'élément fini fondamental, discrétiser l'espace considéré en fonction de ces éléments; calculer l'effet causé; comparer le résultat avec le champ observé.

Si le processus est convergent, le nombre d'itérations sera minimum et par conséquent l'aboutissement au meilleur model.

IX-4-2 - Méthode analytique:

Les méthodes analytiques consistent à étudier les relations entre la distribution des masses de formes géométriques simples et les composantes du champ géomagnétique sur la surface terrestre.

IX-4-2-1 - Barre verticale:

Soit une barre composée de deux pôles: le pôle supérieur se trouve à la profondeur "h" et le pôle inférieur à la profondeur infinie. Alors l'effet négatif créé par le pôle inférieur sera distribué sur une très grande surface et son influence sur la surface terrestre sera très faible.

La masse magnétique "m" du pôle supérieur est : $m = \sigma \cdot s$; où σ densité superficielle de l'aimantation; "s" surface supérieure de la barre.

Suivant la loi de Coulomb on peut écrire:

$$T = m/r^2 \quad ; \quad Z = m.\cos\theta/r^2 \quad ; \quad H = m.\sin\theta/r^2$$

En coordonnées cartésiennes, les expressions de la composante "Z" et "H" s'écrivent:

$$Z = m.h/[h^2+x^2]^{3/2} \quad ; \quad H = - m.x/[h^2+x^2]^{3/2}$$

Le problème inverse peut être résolu de la manière suivante:

on prend les points suivants (sur la courbe) Figure

O(x=0) et A(x = x_a)

Alors:

$$Z_0 = Z_{\max} = m/h_2 \quad ; \quad Z_A = m.h/[h^2+x_A^2]^{3/2}$$

Ensuite on prend le rapport: $Z_a / Z_{\max} = a$

$$a = h^3/[h^2+x_A^2]^{3/2} \quad ; \quad h^3 = a[h^2+x_A^2]^{3/2} \quad h^2 = a^{2/3}[h^2+x_A^2]$$

d'où : $(1 - a^{2/3}).h = a^{2/3}x_A^2$

et $h = a^{1/3}x_A \sqrt{(1 - a^{2/3})} \quad ; \quad m = Z_{\max}.h^2$

IX-4-2-2 - Sphère:

Le champ magnétique d'une sphère peut-être considéré comme celui d'un dipôle, dont le potentiel est égal à : Figure

$$U = M.\cos\theta/r^2 = M.h/r^3$$

où $M = \mathfrak{I}V = 4\pi.R^3\mathfrak{I}/3$ (Moment magnétique)

En coordonnées cartésiennes, les expressions de la composante "Z" et "H" s'écrivent:

$$U = Mh/[h^2+x^2]^{3/2} \quad ; \quad Z = \partial U / \partial h = M(2h^2 - x^2)/(h^2+x^2)^{5/2} \quad ;$$

$$H = \partial U / \partial x = -3Mhx/(h^2+x^2)^{5/2}$$

Pour résoudre le problème inverse, on utilise le point pour lequel la composante verticale:

$$Z=0 \Big|_{x=x_0} \quad \text{alors} \quad 2h^2 - x_0 = 0 \quad ; \quad h = x_0 / \sqrt{2}$$

au point O $\Big|_{x=x_0} \quad \text{alors} \quad Z_{\max} = 2M/h^3 \quad \text{d'où} \quad M = Z_{\max}h^3/2$

IX-4-2-3 - Cylindre horizontal:

Les expressions analytiques de "Z" et de "H" sont:

$$Z = 2M(h^2 - x^2)/(h^2 + x^2)^2 ; H = -4Mhx/(h^2 + x^2)^2$$

où $M = \int S = \pi.R^2\int$ (Moment magnétique de l'unité de longueur du cylindre)
 R : rayon du cylindre ; h : profondeur du centre du cylindre.

Pour résoudre le problème inverse, on prend le point x_0 , dans lequel $z=0$

$$2M(h^2 - x_0^2)/(h^2 + x_0^2)^2 = 0 ; 2M(h^2 - x_0^2) = 0 ; \text{ mais } 2M \neq 0 ;$$

$$\text{ainsi } h^2 - x_0^2 = 0 ; h = x_0$$

$$\text{et } Z_{\max} = 2M/h^2 \text{ d'où } M = Z_{\max} h^2/2;$$

$$\text{mais } M = \pi.R^2\int \text{ et } R = \sqrt{Z_{\max}/2\pi\int}$$

La profondeur "h" peut être déterminé d'après la courbe "H". En dérivant "H" par rapport à "x" au point x_e on obtient:

$$\partial H/\partial x = -4Mh(h^2 + x_e^2)^2 + 4Mhx_e 2(h^2 + x_e^2)2x_e = 0$$

$$\text{alors } 4x_e^2 - h^2 - x_e^2 = 0 \text{ et } h = x_e \sqrt{3}$$

En utilisant la courbe "Z" dans le point x_{\min} ; on obtient:

$$\partial Z/\partial x = [-2M2x(h^2 + x^2) - 2M(h^2 - x^2)2(h^2 + x^2)2x]/(h^2 + x^2)^4 = 0$$

$$\text{alors : } -h^2 - x^2 - 2h^2 + 2x^2 = 0 ; 3h^2 = x_{\min}^2 ; h = x_{\min} \sqrt{3}$$

De la même façon, il n'est pas difficile d'élaborer les formules pour la résolution des problèmes direct et inverse pour d'autres objets de formes simples.

IX-4-3 - Méthode des approximations successives.

Les méthodes analytiques et graphiques ne peuvent être utilisées que pour l'interprétation des anomalies provoquées par les objets de forme géométriques simples. A l'aide de ces méthodes on ne peut pas effectuer l'interprétation des anomalies de forme complexes et il est indispensable d'utiliser toute l'information géologique disponible. Afin de combler cette lacune, on utilise une méthode particulière appelée : méthode des approximations successives. Dans ce cas l'anomalie de l'objet perturbateur réel est représentée comme la somme des anomalies d'objets élémentaires d'une forme géométrique simple, dont se compose l'objet réel.

Pour calculer l'influence des coupes géologiques, on utilise des abaques spéciaux; le choix d'un abaque dépend de la forme de l'anomalie à étudier. Le plus employé est l'abaque pour les structures cylindriques avec génératrices horizontales. Figure

Les valeurs "dZ" et "dH" créés au point "O" par un cylindre élémentaire s'exprime dans le système des coordonnées polaires par les expressions suivantes(cas où l'aimantation est verticale).

$$dZ = 2. dM.\cos(2\theta)/r^2 ; dH = - dM.\sin(2\theta)/r^2 \text{ où } dM = \int dS$$

On divise la section droite du corps considéré en mailles limitées par des angles : θ_n ; θ_{n+1} et par des rayons: r_m ; r_{m+1} .

Si les nombres "m" et "n" sont suffisamment grands, on peut considérer les mailles obtenues comme des cylindres élémentaires. On obtient ainsi un réseau de secteurs circulaires chacun d'eux produisant le même effet magnétique au point "O". La surface d'une telle section est: $dS = r.dr.d\theta$

Les valeurs de "Z" et de "H" créés au point "O" par le corps tout entier seront égales à la somme des valeurs " ΔZ " et " ΔH " provenant des cylindres élémentaires.

$$\Delta Z = 2\Im \int_{\theta_n}^{\theta_{n+1}} \cos 2\theta . d\theta \int_{r_m}^{r_{m+1}} dr/r \quad ; \quad \Delta H = -2\Im \int_{\theta_n}^{\theta_{n+1}} \sin 2\theta . d\theta \int_{r_m}^{r_{m+1}} dr/r \quad ;$$

Alors:
$$\Delta Z = \Im . (\sin 2\theta_{n+1} - \sin 2\theta_n) . \ln r_{m+1}/r_m ;$$

$$\Delta H = \Im (\cos 2\theta_{n+1} - \cos 2\theta_n) . \ln r_{m+1}/r_m ;$$

Pour la construction d'un abaque on suppose l'effet magnétique de chaque maille égale, par exemple à $1\gamma = 10^{-5}$ UCGM

On suppose encore : $\Im = \text{constante}$
 $\sin 2\theta_{n+1} - \sin 2\theta_n = \text{constante}$
 $\cos 2\theta_{n+1} - \cos 2\theta_n = \text{constante}$
 $\ln r_{m+1}/r_m = \text{constante}$

Pour se servir de cet abaque il faut:

- 1 - Reproduire sur le calque une coupe géologique de la structure cylindrique Figure
- 2 - Superposer le centre de l'abaque avec un point de profil "P" où l'on veut trouver "Z". L'axe "x" de l'abaque est horizontal.
- 3 - Compter le nombre de mailles englobées par la section du corps; dans la zone de - 45° à +45°, les influences sont positives, au-delà de cette zone, elles sont négatives
- 4 - Multiplier le nombre trouvé par le rapport entre l'aimantation vraie " \Im_v " et l'aimantation prise par l'abaque " \Im ". Si l'anomalie est provoquée par plusieurs objets, il faut trouver l'influence sommaire en multipliant chaque fois le nombre de mailles par le rapport de l'aimantation de ce corps et l'aimantation théorique. Les résultats obtenus ne dépendent pas de l'échelle de la coupe géologique c'est-à-dire que l'abaque convient à toutes les échelles de coupes géologiques à condition que les échelles horizontales et verticales doivent être égales.

Pour calculer les valeurs de H, on utilise le même abaque retourné d'un angle de 45°. Si l'aimantation " \Im_v " n'est pas verticale:

$$Z = 2 . \cos(2\theta + \psi) r^2 \quad ;$$

où ψ est l'angle d'écart du vecteur aimantation par rapport à la verticale.

IX-4-3-1- Ordre d'interprétation:

- 1 - Construire le modèle géologique, sachant utilisé toutes les données disponibles (forages, études des affleurements des roches, données des autres méthodes géophysiques etc...).
- 2 - Suivant la forme du modèle, choisir l'abaque convenable et calculer les composantes du champ magnétique en chaque point du profil.
- 3 - Comparer la réponse du modèle ainsi obtenue avec la courbe expérimentale (mesurée).
- 4 - Modifier progressivement la géométrie du modèle jusqu'à ce que la courbe théorique se rapprocherait mieux de la courbe pratique (mesures).

CHAPITRE X INTERPRETATION MAGNETOMETRIQUE APPROFONDIE

X - 1 - Introduction.

X - 2 - Bases théoriques.

X-2-1- Potentiel Magnétique:

Potentiel dû à un dipôle: $dV(P) = dM.r / r^3$

où : dM est le moment magnétique du dipôle

Potentiel créé par un élément de volume dv et d'aimantation \mathfrak{J} :

$$dV(r) = \mathfrak{J}.r / r^3 dv$$

Potentiel créé par un corps de volume v et d'aimantation \mathfrak{J} :

$$V(r) = \iiint \mathfrak{J} r / r^3 dv$$

$$V(r) = \iiint \mathfrak{J} \text{grad}(1/r) dv \quad \text{car } \nabla(1/r) = -r / r^3 \\ = \iiint \text{div}(\mathfrak{J} / r) dv - \iiint 1/r(\text{div}\mathfrak{J}) dv$$

car: $\text{div}(aA) = \text{grad}(a).A + a.\text{div}(A)$

$$\text{div}(\mathfrak{J}/r) = \text{grad}(1/r).\mathfrak{J} + 1/r \text{div}(\mathfrak{J})$$

$$\mathfrak{J}.\text{grad}(1/r) = \text{div}(\mathfrak{J}/r) - 1/r \text{div}(\mathfrak{J})$$

$$V(r) = \iint (\mathfrak{J}.n/r) ds + \iiint -(\text{div}\mathfrak{J}/r) dv$$

où $\mathfrak{J}.n$: analogue à une densité superficielle

$\text{div} \mathfrak{J}$: analogue à une densité volumique

X-2-2 - Cas particulier:

Corps homogène : \mathfrak{J} constant.

$$V(r) = \iiint \mathfrak{J} \text{grad}(1/r) dv = \mathfrak{J} j \iiint \text{grad}(1/r) dv \\ = \mathfrak{J} \frac{\partial}{\partial j} \iiint dv / r$$

car: $j.\text{grad} = \partial/\partial j$

où j : vecteur unitaire dirigé suivant \mathfrak{J}

On reconnait dans l'intégrale triple l'expression du potentiel gravifique:

$$U = G \cdot \rho \iiint dv/r$$

On peut donc exprimer le potentiel magnétique en fonction du potentiel gravifique

$$\mathbf{V}(\mathbf{r}) = \mathfrak{I} \partial / \partial \mathbf{j} U(\mathbf{r}) / G \cdot \rho$$

C'est l'équation de Poisson.

L'intérêt de cette expression est qu'elle permet de simplifier certains calculs d'interprétation (Anomalies créées par un modèle de forme simple), en les faisant dériver d'expression beaucoup plus simple utilisées en gravimétrie.

X-2-3 - Application de l'équation de Poisson:

Exprimons en fonction du potentiel gravifique la composante verticale "Z" du champ magnétique terrestre:

$$\begin{aligned} Z &= - \partial V / \partial z = \partial / \partial z (\mathfrak{I} / G \rho \cdot \partial U / \partial j) \\ &= \partial / \partial z (1 / G \rho \{ \mathfrak{I}_x \partial U / \partial x + \mathfrak{I}_y \partial U / \partial y + \mathfrak{I}_z \partial U / \partial z \}) \end{aligned}$$

avec: $\mathfrak{I} = (\mathfrak{I}_x \mathfrak{I}_y \mathfrak{I}_z)$

Appliquons l'équation de Poisson à une structure située au voisinage du pôle Nord, \mathfrak{I} est vertical (dirigée vers le bas); on suppose que l'aimantation est induite.

$$\mathfrak{I}_z = \mathfrak{I} ; \mathfrak{I}_x = \mathfrak{I}_y = 0$$

$$Z = (\mathfrak{I} / G \rho) \cdot \partial^2 U / \partial z^2 = (\mathfrak{I} / G \rho) \cdot \partial g / \partial z$$

où g: composante verticale du champ gravifique

L'anomalie de "Z" pour une structure quelconque située aux très hautes latitudes, à la même forme que le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer créée par une structure de même forme et présentant un contraste de densité.

Application à la sphère (au Pôle Nord).

$$U(\mathbf{r}) = 4/3 \{ \pi G \cdot \rho R^3 / r \}$$

R : rayon de la sphère ; G : constante universelle de la pesanteur

$$\partial U / \partial z = -z / [z^2 + x^2]^{3/2}$$

$$\partial^2 U / \partial z^2 = 2 \cdot z^2 - x^2 / [z^2 + x^2]^{5/2}$$

$$Z = 4/3 \{ \pi G \cdot \rho R^3 \cdot [2 \cdot z^2 - x^2 / [z^2 + x^2]^{5/2}] \}$$

X - 3 - Base théorique de l'interprétation par abaque dans le cas des structures cylindriques.

X-3-1- Cas de la structure Cylindrique

L'établissement de la formule théorique servant aux calculs du champ magnétique terrestre et ses composantes dans le cas des structures cylindriques, s'effectue comme suit:

Nous considérons seulement le cas de l'hémisphère Nord (les formules sont identiques dans l'hémisphère Sud). La Figure

Lorsque l'anomalie n'a pas la direction Est-Ouest, nous définissons son orientation par l'angle φ que font le méridien magnétique et le plan "P" perpendiculaire aux isanomales. Nous introduisons aussi l'angle " i " que nous appelons inclinaison apparente et qui n'est autre que la projection sur le plan "P" de l'inclinaison " i "

"P" est le plan perpendiculaire aux génératrice de la structure. " x'x " est l'horizontale du plan " P " dirigée du côté Nord. " φ " est l'angle du méridien magnétique et du plan " P " {angle arithmétique compris entre 0° et 90° }. " v " est le vecteur unitaire de la direction du champ terrestre normal, ayant pour composantes: $\{\alpha, \beta, \gamma\}$. " v' " est sa projection sur le plan " P ".

" i " est l'inclinaison du champ terrestre normal. " i' " est la projection de i sur le plan "P". Ces angles sont liés par la relation $\text{tg } i' = \text{tg } i / \cos\varphi$.

" v_1 " est le vecteur unitaire de l'axe sur lequel on mesure la composante du champ, ayant pour composantes: $\{\alpha_1, \beta_1, \gamma_1\}$; dans le cas de l'aéromagnétisme: $\alpha_1 = \alpha, \beta_1 = \beta, \gamma_1 = \gamma$; dans le cas du magnétisme à terre: $\alpha_1 = 0, \beta_1 = 0, \gamma_1 = -1$.

" \mathfrak{I} " représente l'aimantation; nous admettrons que sa direction est celle du champ terrestre normal: $\mathfrak{I} = \mathfrak{I}v$. L'intensité d'aimantation \mathfrak{I} est supposée constante à l'intérieur de la structure considérée. Le moment magnétique d'un élément de volume au point " A " est : Figure

$$dM_A = \mathfrak{I}dv_A = v\mathfrak{I}dv_A$$

créé en M un potentiel:

$$\begin{aligned} dV_M &= - dM_A = -\text{grad}_M (1/r) \\ &= - \mathfrak{I}v \text{grad}_M (1/r).dv_A \end{aligned}$$

où : $r = |MA|$

L'ensemble de la structure crée donc en un point extérieur le potentiel:

$$V_M = - \mathfrak{I} \iiint v \text{grad}_M (1/r) dv_A$$

Il est commode d'introduire la quantité:

$$U = - \mathfrak{I} \iiint dv/r$$

Qui représente un potentiel Newtonien. On aboutit alors pour " V " à l'expression suivante:

$$V = dU / dv$$

La composante, dans la direction v_1 , du champ créé par ce potentiel est:

$$(\Delta T)v_1 = - dV/dv_1 = - d^2U/dv.dv_1$$

Cette expression peut être facilement explicitée, en effet:

$$dU/dv = \alpha \partial U / \partial x + \gamma \partial U / \partial z$$

car $dU/dy = 0$ pour une structure cylindrique dont les génératrices sont parallèles à "oy" ; de même :

$$d^2U/dv.dv_1 = \alpha \alpha_1 \partial^2 U / \partial x^2 + (\alpha \gamma_1 + \alpha_1 \gamma) . \partial^2 U / \partial x \partial z + \gamma \gamma_1 \partial^2 U / \partial z^2$$

Le potentiel U étant harmonique: $\partial^2 U / \partial x^2 + \partial^2 U / \partial z^2 = 0$

et $(\Delta T)v_1 = (\alpha \alpha_1 - \gamma \gamma_1) . \partial^2 U / \partial z^2 - (\alpha \gamma_1 + \alpha_1 \gamma) \partial^2 U / \partial x \partial z$

Dans le cas de l'aéromagnétisme: $\alpha = \alpha_1$

$$\Delta T = (\alpha^2 - \gamma^2) . \partial^2 U / \partial z^2 - 2\alpha\gamma . \partial^2 U / \partial x \partial z$$

Dans le cas du magnétisme à terre:

$$\Delta Z = \gamma . \partial^2 U / \partial z^2 + \alpha . \partial^2 U / \partial x \partial z$$

En utilisant les relations :

$$\sin i = -\gamma \quad ; \quad \cos i' = \alpha / (\alpha^2 + \gamma^2) \quad ; \quad \sin i' = -\gamma / (\alpha^2 + \gamma^2)$$

On démontre facilement que les expressions précédentes peuvent s'écrire:

$$\Delta T = (\sin^2 i / \sin^2 i') . \{ \partial^2 U / \partial z^2 . \cos 2i' + \partial^2 U / \partial x \partial z . \sin 2i' \}$$

$$\Delta Z = (\sin i / \sin i') . \{ - \partial^2 U / \partial z^2 . \sin i' + \partial^2 U / \partial x \partial z . \cos i' \}$$

Dans le cas des structures Est-Ouest : $\varphi = 0$; $i' = i$

$$\Delta T = \partial^2 U / \partial z^2 . \cos 2i + \partial^2 U / \partial x \partial z . \sin 2i$$

$$\Delta Z = - \partial^2 U / \partial z^2 . \sin i + \partial^2 U / \partial x \partial z . \cos i$$

Au pôle magnétique $i = 90^\circ \Rightarrow \Delta T = \partial^2 U / \partial z^2 \quad ; \quad \Delta Z = - \partial^2 U / \partial z^2$.

A l'équateur magnétique $i = 0^\circ \Rightarrow \Delta T = \partial^2 U / \partial z^2 \quad ; \quad \Delta Z = \partial^2 U / \partial x \partial z$

Pour une inclinaison $i = 45^\circ \Rightarrow \Delta T = \partial^2 U / \partial x \partial z$

Nous posons : $\Delta T_1 = - \partial^2 U / \partial z^2$ {cette quantité représente l'anomalie du champ total ou de la composante verticale au pôle magnétique}

$\Delta T_1 = \partial^2 U / \partial x \partial z$ {cette quantité représente dans le cas de structures Est-Ouest l'anomalie du champ total pour une inclinaison de 45° ou l'anomalie de la composante verticale à l'équateur magnétique}

Les expressions relatives aux structures Est-Ouest s'écrivent alors:

$$\Delta T = -\Delta T_1 \cdot \cos 2i + \Delta T_2 \cdot \sin 2i$$

$$\Delta Z = \Delta T_1 \cdot \sin i + \Delta T_2 \cdot \cos i$$

On voit que ΔT et ΔZ sont des combinaisons linéaires de ΔT_1 et ΔT_2 et on vérifie aisément que :

$$[\Delta Z \text{ pour } i] = [\Delta T \text{ pour } (45^\circ + i/2)]$$

Dans le cas des structures d'orientation quelconque:

$$\Delta T = (\sin^2 i / \sin^2 i') \cdot \{-\Delta T_1 \cdot \cos 2i' + \Delta T_2 \cdot \sin 2i'\}$$

$$\Delta Z = (\sin i / \sin i') \cdot \{\Delta T_1 \cdot \sin i' + \Delta T_2 \cdot \cos i'\}$$

On voit qu'on peut obtenir ces formules à partir de celles relatives aux structures Est-Ouest, en remplaçant "i" par "i'" et en multipliant les seconds membres par:

$\sin i / \sin i'$, pour ΔZ et par $\sin^2 i / \sin^2 i'$, pour ΔT .

Il resterait à démontrer les formules explicitant ΔT_1 et ΔT_2 , dans le cas du compartiment cylindrique à parois verticales (dyke).

On indique simplement les principales étapes de calcul. Figure

$$\begin{aligned} \Delta T_1 &= \iiint \partial^2 / \partial z^2 (1/r) \, d\xi \, d\eta \, d\zeta \\ &= \iiint \{ [2\zeta^2 - (\xi-x)^2 - (\eta-y)^2] / [(\xi-x)^2 + (\eta-y)^2 + \zeta^2]^{5/2} \} \, d\xi \, d\eta \, d\zeta \\ &= -2 \iiint [(\xi-x)^2 - \zeta^2] / [(\xi-x)^2 + \zeta^2]^2 \, d\xi \, d\zeta \end{aligned}$$

$$\Delta T_1 = 2\mathfrak{I} [\text{Arc tg}(x + \alpha) / h - \text{Arc tg}(x - \alpha) / h]$$

$$\begin{aligned} \Delta T_2 &= - \iiint \partial^2 / \partial x \partial z (1/r) \, d\xi \, d\eta \, d\zeta \\ &= -3 \iiint \{ (\xi-x) \cdot \xi / [(\xi-x)^2 + (\eta-y)^2 + \zeta^2]^{5/2} \} \, d\xi \, d\eta \, d\zeta \\ &= -4 \iiint \{ (\xi-x) \cdot \xi / [(\xi-x)^2 + \zeta^2]^2 \} \, d\xi \, d\zeta \end{aligned}$$

$$\Delta T_2 = \mathfrak{I} \log [h^2 + (x - \alpha)^2] / [h^2 + (x + \alpha)^2]$$

X - 4 - Objet de l'interprétation des anomalies magnétiques

L'interprétation des anomalies magnétiques repose sur les renseignements suivants:

1 - Contrastes d'aimantation rencontrés dans les roches: La Figure montre quelques exemples de contrastes d'aimantation rencontrés dans les prospections pétrolières. A partir de ce type d'aimantation, on élabore les méthodes d'interprétation.

2 - Indications tectoniques: Des indications tectoniques peuvent être tirées soit des cartes magnétiques ou des échantillons de carottes (sondages de diagraphie).

X - 5 - Détermination de profondeurs à partir du champ magnétique total.

Parmi la diversité des renseignements qu'on peut tirer d'une carte magnétique, le plus important demeure la profondeur des différents niveaux et spécialement le toit du socle, mais il en existe parfois d'autres tels qu'une coulée volcanique ou la surface d'érosion d'une série sédimentaire contenant des dykes.

Les méthodes qui permettent d'accéder à ce paramètre sont multiples: 1 - Méthode de demi-pentes; 2 - Méthode d'intersection des tangentes d'inflexion; 3 - Méthode utilisant les abaques bilogarithmiques globaux; 4 - Méthodes d'inversion (modélisation).

X-5-1 - Méthode de demi-pentes.

La méthode de demi-pente consiste à tracer une tangente d'inflexion de pente " k " et les deux tangentes de pente " $k/2$ ". On considère comme indice de profondeur soit la longueur " s ", soit la longueur " s' ". La longueur " s " paraît préférable car les points d'intersection " M " et " N " sont mieux définis que les points de contact " P " et " Q ".

Une approximation qu'on fait souvent consiste à considérer seulement le flan central de l'anomalie et à admettre que la profondeur est égale à " s " ou à " $s/1.6$ " suivant l'indice adopté: Figure

Exemple : Compartiment vertical à deux dimensions infini vers le bas: Figure

Donnons diverses valeurs au rapport " a/h " et pour chacune de ces valeurs, faisant varier l'inclinaison de façon à passer progressivement de la forme 1 à la forme 2.

Effectuons la construction des demi-pentes sur les trois flancs de chaque anomalie, on obtient les trois indices appelés " r ", " s ", " t "; ces indices sont reportés en échelle bilogarithmique (ou abaque). La profondeur " h " est représentée par une droite horizontale.

Pour interpréter une anomalie réelle, on effectue les mêmes constructions et par conséquent on obtient les indices " r_0 ", " s_0 ", " t_0 " que nous reportons sur une droite verticale " D_0 " graduée en échelle logarithmique de même module que l'abaque.

On choisit tout d'abord le rapport " a/h " et nous amenons " D_0 " sur l'abaque correspondant de façon que les valeurs " r_0 ", " s_0 ", " t_0 " viennent sur les branches de l'abaque.

La profondeur est égale alors à la valeur " h_0 " lue sur la graduation de " D_0 " au niveau de l'horizontale " H ".

X-5-2 - Méthode d'intersection des tangentes d'inflexion.

Les tangentes d'inflexion jouent un rôle essentiel dans la plupart des constructions qui servent à définir les indices de profondeur. Le principe des intersections de tangentes d'inflexion consiste à construire sur une anomalie, son asymptote et ses trois tangentes d'inflexion. Figure

Les intersections de ces droites suffisent à déterminer les paramètres " r' ", " s' ", " t' "

La détermination des indices de profondeur par la méthode d'intersection des tangentes d'inflexion est similaire à celle de la méthode des demi-pentes. Il faut disposer d'abaques pour des valeurs du rapport " a/h " données. Figure

X - 6 - Etude d'un profil magnétique par abaque.

Pour une interprétation précise et par conséquent une bonne estimation de la profondeur de l'anomalie, il est recommandé de considérer un plus grand nombre de paramètres afin de limiter le nombre de solutions possibles.

X - 6 - 1 - Paramètres horizontaux:

Les Figures montrent trois anomalies théoriques, dues à une même structure, mais pour trois valeurs différentes de l'inclinaison.

Cette structure est un dyke de longueur infinie dont la section est représentée sur la Figure , ce dyke est supposé infini vers le bas; la profondeur du toit du filon est " h ", son épaisseur est " 2a "; son orientation est Est-Ouest magnétique.

On a porté sur chacun des profils:

- L'asymptote de l'anomalie (correspondrait au champ mesuré en l'absence d'anomalie).
- Les tangentes d'inflexion.
- Les tangentes à la courbe parallèles à l'asymptote.

Ces droites définissent les paramètres " B, C, D "; qui correspondent aux points d'intersection des tangentes d'inflexion et de l'asymptote entre elles.

E et F sont liés aux tangentes d'inflexion et aux tangentes parallèles à l'asymptote.

G est la distance horizontale entre les points d'inflexion. Tous ces paramètres ont été définis à partir des courbes théoriques pour six inclinaisons différentes et reportés sur un diagramme unique avec une échelle logarithmique.

X-6-2- Paramètres verticaux:

Les paramètres verticaux sont tirés des mêmes anomalies ayant servi à la définition des paramètres horizontaux. Figure

" j " est l'amplitude de l'anomalie et implique le tracé des tangentes parallèles à l'asymptote et de l'asymptote dans le cas où l'inclinaison est de 90°.

" k, l, m " mesurent la distance verticale entre les profils et les points d'intersection déjà utilisés pour définir les paramètres horizontaux. On construit pour chaque cas le diagramme logarithmique. Les diagrammes ou abaques établis ainsi sont valables pour toute structure en forme de dyke, dont le rapport " a/h " garde la même valeur " 0,4 ".

On peut construire d'autres abaques de même type pour différentes structures.

* Structures cylindriques: (à deux dimensions)

- Compartiment infinis vers le bas
- Compartiments limités vers le bas
- Plaques minces
- Failles
- Filons minces

* Structures de section horizontale carré.

- Compartiment infini vers le bas
- Plaques minces.

X-6-3- Exemple d'utilisation d'abaque:

Soit un enregistrement aéroporté, La Figure montre également la méthode suivie pour déterminer la profondeur et l'aimantation du dyke, dans l'hypothèse " a/h = 0,4 ".

Le paramètre "D " n'a pu être mesuré à cause des anomalies situées à droite, qui se superposent à la queue de l'anomalie étudiée. A gauche, la position de " P " a été estimée à vue, car on ne connaît pas à priori l'asymptote ou ligne de base.

Les paramètres horizontaux ont été reportés sur une droite, en se servant d'une échelle logarithmique de même module que celle des abaques (représentée sur la figure par une droite en pointillé). On cherche à superposer les points " B, C, E, F, G " à ceux de l'abaque; dans le cas de la figure, cela est obtenu pour une inclinaison de 63°.

On lit alors la profondeur sur l'abaque des paramètres horizontaux et l'aimantation sur l'abaque des paramètres verticaux. Figure

Il est évident d'après cet exemple que tous les paramètres n'ont pas la même importance: * D * n'a pu être déterminé; * B et K * dépendent de l'estimation sur la position de "P"; en supposant que nous ayons choisi " P' " au lieu de " P ", on constaterait que la coïncidence est impossible, on pourrait alors apprécier dans quelle direction ce point doit être décalé. * G * n'est pas connu avec une grande précision.

Les paramètres les plus utiles, dans l'exemple sont " C, E ; j, l ".

Il est donc très important d'avoir plusieurs paramètres à étudier et de pouvoir leur accorder plus ou moins de poids suivant le cas.

X - 7 - Interprétation des anomalies magnétiques par abaques bilogarithmiques globaux.

Pour effectuer l'interprétation magnétique par abaque, deux catégories d'abaques sont proposées: 1 - Ceux qui s'appliquent aussi bien au gradient vertical de " g " qu'au gradient pseudo-gravimétrique obtenu par réduction au pôle des cartes magnétiques.

2 - Ceux qui s'appliquent directement aux anomalies magnétiques.

Il a été démontré auparavant, le lien existant entre le champ gravifique et le champ magnétique par la relation de Poisson.

Même si ce point commun existe entre le champ gravifique et le champ magnétique, l'interprétation reste un problème théoriquement indéterminé. Pour aboutir à une solution concrète, on doit poser au départ un certain nombre d'hypothèses. On s'inspire pour cela des données géologiques afin de mieux choisir le model théorique le plus proche de la réalité (model expérimental).

X-7-1- Mode opératoire de l'interprétation par abaque:

1 - Cas du gradient vertical de " g " : Supposons qu'une structure donnée soit caractérisée par une profondeur " h " (son sommet) et par d'autres grandeurs " a, b, ..."

Dans ces conditions, on sait que la valeur, au point de coordonnées " x , y " de l'anomalie du gradient vertical dépend des rapports: x/h , y/h , a/h , b/h , ...

Cette anomalie est évidemment proportionnelle au contraste de densité. Par conséquent, elle peut se mettre sous la forme générale suivante:

$$G/f\sigma = F (x/h , y/h , a/h , b/h ,)$$

Prenons, par exemple, un compartiment cylindrique à parois verticales et infini vers le bas; l'anomalie correspondant à ce cas simple aura la forme représenté sur la Figure

Cette anomalie dépend de trois paramètres: le contraste de densité " σ ", la profondeur du toit du compartiment " h " et la largeur " 2a ".

La comparaison directe d'une telle anomalie expérimentale avec les anomalies théoriques s'appuie sur l'équation suivante:

$$G = 2 f \sigma [\text{Arc tg} (x + a) / h - \text{Arc tg} (x - a) / h]$$

Cette équation peut s'écrire sous la forme schématique:

$$G/2f\sigma = F(x/h , a/h)$$

où: " G " désigne le gradient vertical de la gravité et " F " une fonction qui est ici une différence d'Arc tg.

En coordonnées bilogarithmiques, deux courbes de cette famille correspondant à une même valeur de " a/h " se déduisent l'une de l'autre par une simple translation, quelles que soient les valeurs individuelles de " a " et " h " et " σ ".

La figure montre deux anomalies correspondant à la même valeur de " a/h ". On voit à droite la transposition en coordonnées bilogarithmiques du schéma central ou plus exactement de la moitié droite de ce schéma. Alors qu'en coordonnées linéaires la courbe " II " se déduit de la courbe " I " par multiplication des abscisses par 3 et multiplication des ordonnées par 2, en coordonnées bilogarithmiques la courbe " II " se déduit de la courbe " I " par la translation définie par le vecteur " τ ".

Ainsi les paramètres contraste de densité et profondeur n'interviennent plus dans la forme de la courbe, mais seulement dans la translation qu'on doit effectuer pour amener une courbe sur l'autre. Il suffit donc de construire en coordonnées bilogarithmique une famille de courbes correspondant à différentes valeurs de " a/h " pour avoir toutes les formes possibles des anomalies créées par un compartiment cylindrique infini vers le bas. On repère sur ces courbes les lieux des points :

$$x = a ; x = h ; G = f\sigma \quad \text{Figure}$$

Pour interpréter une anomalie expérimentale, on la transpose sur papier bilogarithmique transparent et on cherche à la faire coïncider avec une des courbes théoriques. Si cette coïncidence est impossible, c'est que l'hypothèse d'un compartiment cylindrique infini vers le bas est incompatible avec l'anomalie à interpréter. Si la coïncidence peut être réalisée d'une manière acceptable, on lit directement sur le graphique de la courbe expérimentale les valeurs de " a , h et $f\sigma$ ".

Les traits pleins de la figure représentant l'abaque proprement dit; les traits tiretés représentent le graphique de la courbe expérimentale qui, dans la pratique, est porté par une feuille transparente que l'on peut déplacer sur l'abaque.

On lit ici : $h = 1,5$ km; $a = 4,6$ km ; $f\sigma = 8$ eötvös (soit un contraste de densité $\sigma = 8/f = 0,12$; car $1/f = 0,015$).

X-7-2- Cas du magnétisme:

X-7-2-1- Réduction au pôle:

Avant d'aborder l'interprétation directe, simplifions tout d'abord le problème en ramenant l'interprétation du magnétisme à l'interprétation d'un gradient vertical de la gravimétrie, telle que nous venons de la décrire.

En effet, lorsque le champ inducteur est vertical, c'est-à-dire, pratiquement, au voisinage du pôle magnétique, la carte du champ magnétique est analogue à une carte du gradient vertical de la gravité. Bien entendu, la carte réelle du gradient de " g " et la carte du champ magnétique au voisinage du pôle ne sont pas identiques, car dans le premier cas les roches interviennent par leur densité et, dans le second cas, elles interviennent par leur susceptibilité magnétique. Mais l'interprétation des deux cartes se fait d'une manière identique et avec les mêmes abaques.

Le tableau " I " donne la correspondance entre les grandeurs qui interviennent dans le gradient vertical de la gravimétrie d'une part et dans l'anomalie magnétique d'autre part.

TABLEAU I

$G/f\sigma = F(x/h ; a/h)$ G: gradient vertical de " g " (exprimé en Eötvös)	$\Delta Z/\mathfrak{I}$ ou $\Delta Z/\mathfrak{I} = F(x/h ; a/h)$ ΔZ : anomalie de la composante verticale.(exprimées en γ) ΔT : anomalie du champ total
$f\sigma$:(exprimé en Eötvös) σ : contraste de densité f : constante de la gravitation	\mathfrak{I} : contraste d'aimantation (exprimées en γ) ; $\mathfrak{I} = kH$ k: contraste de susceptibilité magnétique ; H: champ magnétique inducteur

Une carte magnétique relevée dans une région où le champ est peu incliné sur l'horizontale (cas complexe), peut être ramenée à une carte comme si le champ mesuré était à la verticale (M.Baranov - 1957). C'est la réduction au pôle.

Le calcul de réduction au pôle consiste en une transformation intégrale qu'en remplace pratiquement par une combinaison linéaire de valeurs relevées aux sommets d'une grille et affectées de coefficients judicieusement choisis.

X-7-2-2 - Interprétation directe:

L'interprétation directe des cartes magnétiques, consiste à travailler directement sur les documents originaux ou enregistrements.

Dans le cas des anomalies allongées assimilables à des structures cylindriques; l'anomalie magnétique dépend de l'inclinaison du champ dans la région considérée et de l'orientation de la structure par rapport au méridien magnétique.

- Cas des structures Est-Ouest: L'anomalie créée par une telle structure pour une inclinaison arbitraire " i ", peut s'interpréter comme la combinaison linéaire des anomalies créées par cette même structure, d'une part au pôle ; d'autre part, soit à l'équateur magnétique pour l'anomalie de la composante verticale, soit à l'inclinaison de 45° pour l'anomalie du champ total. Les coefficients de cette combinaison dépendent évidemment de l'inclinaison " i ". Tableau III

TABLEAU III

Cas général	Exemple simple: Compartiment cylindrique ∞ vers le bas
Au pôle: $\Delta Z = \Delta T$: ΔT_1	$\Delta T_1 = 2\Im[\text{Arctg}(x+\alpha)/h - \text{Arctg}(x-\alpha)/h]$
ΔZ à l'équateur magnétique ΔT pour une inclinaison de 45°	$\Delta T_2 = \Im \log[h^2 + (x-\alpha)^2] / [h^2 + (x+\alpha)^2]$
Pour une inclinaison " i " quelconque: $\Delta Z = \Delta T_1 \sin i + \Delta T_2 \cdot \cos i$ $\Delta T = -\Delta T_1 \cdot \cos 2i + \Delta T_2 \cdot \sin 2i$ [ΔZ pour i] = ΔT pour $(45^\circ + i/2)$	$0,309 \cdot \Delta T_1 + 0,951 \cdot \Delta T_2 = \Delta Z$ pour l'inclinaison 18° et ΔT pour l'inclinaison 54°

La Figure 11 montre à titre d'exemple la famille d'abaques des compartiments cylindriques Est-Ouest infinis vers le bas valable pour une inclinaison de 18° en magnétisme à terre et pour une inclinaison de 54° en aéromagnétisme.

La Figure 12 montre un abaque valable pour les failles de rejet vertical orientées Est-Ouest et situées dans des régions où l'inclinaison est de 72° dans le cas du magnétisme à terre, ou de 81° dans le cas de l'aéromagnétisme. L'abaque permet de déterminer la position du rejet de la faille et ses différents paramètres physiques et géométriques.

Lorsque l'anomalie n'a pas la direction Est-Ouest, nous définissons son orientation par l'angle ϕ que font le méridien magnétique et le plan "P" perpendiculaire aux isanomales Figure

X-7-2-2-1- Utilisation pratique des Abaques.

Les anomalies présentent généralement un maximum et un minimum d'amplitudes différentes.

Soit " P " l'extremum qui a la plus forte amplitude et " Q " le minimum. Seule la partie " PQ " est utilisée pour l'interprétation.

La tangente à "Q" définit l'axe des abscisses; la verticale passant par "P" sera l'axe des ordonnées. Figure

* Lorsque la courbe présente un seule extrémum, on prend l'asymptote pour axe des abscisses.

Supposons qu'on a à traiter le cas de filons infinis vers le bas, de direction Est-Ouest, pour lesquels l'inclinaison est " i ". Une fois faite cette hypothèse, la solution du problème d'interprétation est unique:

Tous les paramètres caractérisant le compartiment (a,h,x₀, \Im) ont une valeur bien définie. Figure

L'anomalie peut s'écrire:

$$T(x) = \Im \cdot f(x/h, a/h)$$

En effet:

$$T_1 = 2\Im[\text{Arctg}(x+\alpha)/h - \text{Arctg}(x-\alpha)/h]$$

$$T_2 = \Im \log[h^2 + (x-\alpha)^2] / [h^2 + (x+\alpha)^2]$$

Cette expression montre que si deux courbes " 1 et 2 " correspondent à une même valeur de a/h, on déduit la seconde de la première en multipliant:

Les abscisses par le rapport des profondeurs h_2/h_1

Les ordonnées par le rapport des aimantations $\mathfrak{I}_2 / \mathfrak{I}_1$

En coordonnées bilogarithmiques, ces opérations correspondent à des translations: Il suffit donc de tracer une seule famille de courbes (une courbe par valeur de a/h) pour avoir les anomalies correspondant à toutes les valeurs possibles des divers paramètres.

Pour interpréter une anomalie dont l'inclinaison apparente est " i ", due d'après notre hypothèse à un filon.

On trace les axes de coordonnées, connaissant " P et Q "

On reporte sur le calque, en coordonnées bilogarithmiques, la partie "PQ" (toujours utiliser le même modul. Figure

On cherche à obtenir une bonne coïncidence entre cette courbe et une des courbes théoriques correspondant à " i "

On lit directement les valeurs de " h , a , x_0 , \mathfrak{I})

Remarque: En fait, on ne détermine pas \mathfrak{I} , mais $\mathfrak{I} \sin^2 i / \sin^2 i'$
donc il faut diviser la valeur lue par $\sin^2 i / \sin^2 i'$