

Introduction à la géologie et à la méthode magnétotellurique

Pierik Falco

Conférence à la SNA du 19 mai 2006

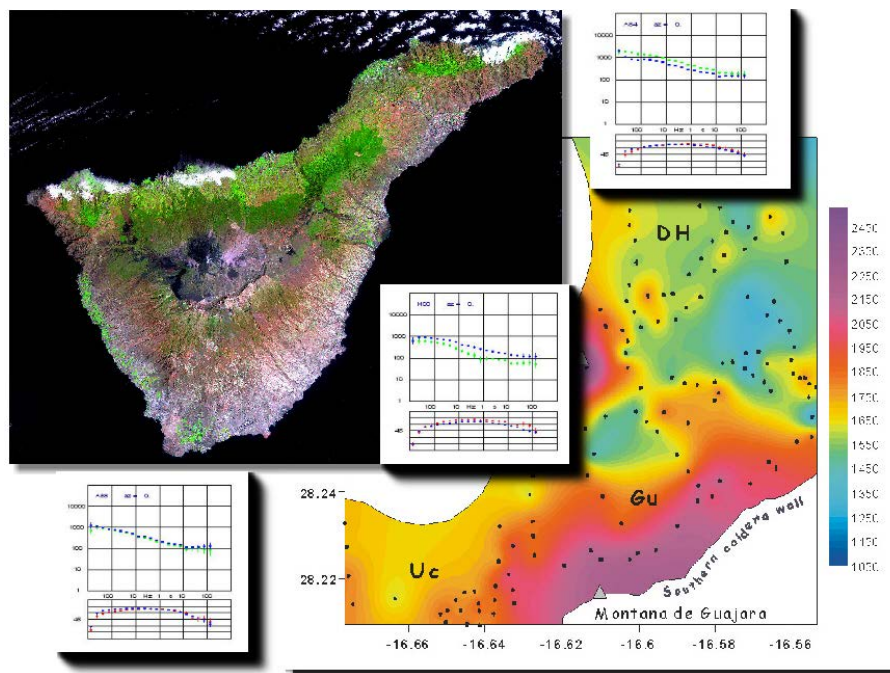


Table des matières

1	Notions de géologie	1
1.1	La structure interne de la Terre	2
1.1.1	La chaleur de la Terre	2
1.1.2	La différenciation	3
1.1.3	Les plaques tectoniques	5
1.1.4	Les types de roches	7
1.2	Le champ magnétique terrestre	9
1.3	Volcanologie	11
1.3.1	Types de lave	11
1.3.2	Textures des laves	13
1.3.3	Dépôts pyroclastiques	14
1.3.4	Styles d'éruptions et reliefs	14
1.3.5	Points chauds (Hot spots)	17
1.3.6	Autres phénomènes volcaniques	19
2	La méthode magnétotellurique	20
2.1	Les champs incidents ou primaires	21
3	Partie expérimentale	24
3.1	La mesure audiomagnétotelluriques (AMT)	25
	Index	27
	Bibliographie	29

Table des figures

1.1	Lithosphère, atmosphère, hydrosphère et biosphère	2
1.2	Croûte, manteau et noyau terrestre	4
1.3	Lithosphère et asthénosphère	5
1.4	Convection à l'intérieur de la Terre	6
1.5	Les trois types de limites de plaques	7
1.6	Champ magnétique terrestre	9
1.7	Formation d'une caldeira	16
1.8	Points chauds (Hot spots)	18
2.1	Spectre des fluctuations du champ électromagnétique	21
2.2	Approximation schématique des fréquences	21
3.1	Dispositif d'une mesure AMT	25
3.2	Photo du dispositif d'une mesure AMT	26

Chapitre 1

Notions de géologie

LA géologie étudie la Terre sous toutes ses formes. Comment s'est-elle formée? Comment évolue-t-elle? Comment fonctionne-t-elle? En effet, notre planète est un système complexe comprenant la Terre elle-même, l'atmosphère, l'hydrosphère (toute l'eau sur la surface de la Terre) et la biosphère (l'enveloppe où la vie existe). L'énergie nécessaire à diriger ces systèmes vient de deux sources : d'une part la chaleur interne de la Terre qui provoque les processus géologiques et d'autre part la radiation solaire qui fournit l'énergie à la circulation de l'atmosphère et des océans et qui détermine aussi le climat.

La Terre n'est pas un corps solide et l'activité à l'intérieur est autant complexe qu'importante pour comprendre tous les processus et principes géologiques. Les sujets qui nous concernent pour ce travail vont être rapidement présentés dans cette introduction. Ces sujets concernent la structure interne de la Terre. Le premier est la convection dans le manteau qui implique le mouvement des plaques tectoniques et les phénomènes volcaniques. Le second concerne les processus complexes à l'intérieur du noyau qui induisent un champ magnétique terrestre.¹

Cette introduction aura pour but d'apporter ces quelques notions importantes de géologie d'une manière relativement simple afin de mieux comprendre l'interprétation de ce travail et surtout pour motiver les raisons qui nous poussent à effectuer cette étude. [1]

¹Bien que ce champ ne soit pas celui mesuré dans cette étude, il est intéressant de connaître l'origine du magnétisme terrestre.

1.1 La structure interne de la Terre

L'âge de la Terre est estimé à environ 4.5 milliards d'années. Les premières cellules vivantes ont commencé à se développer il y a 3.5 milliards d'années. Mais l'origine de l'homme ne remonte elle qu'à quelques millions d'années. Ces chiffres montrent que les échelles de temps géologiques sont totalement différentes de celles connues en tant qu'être humain. Cette différence peut poser problème lorsqu'on doit étudier des processus géologiques se déroulant sur plusieurs millions d'années. Tout événement physique laissera par la suite une trace. C'est en observant ces traces qu'il est possible de « remonter le temps » et de voir des événements produits il y a plusieurs millions d'années.

1.1.1 La chaleur de la Terre

Pour comprendre la structure stratifiée de la Terre, il est nécessaire de penser à la période où la Terre subissait de violents impacts avec des corps très massifs provenant de l'univers. Ces corps transportent une quantité énorme d'énergie qui se transforme en chaleur lorsqu'ils entrent en collision. L'impact de la Terre avec un corps de la taille de la planète Mars apporterait suffisamment d'énergie pour fondre la quasi totalité de la Terre. Mais cette explication n'est pas la seule expliquant l'apport de chaleur. Les réactions nucléaires par les désintégrations de l'uranium par exemple apportent aussi une part de chaleur non négligeable qui continue aujourd'hui encore à maintenir chaud l'intérieur de notre planète. Ces deux apports de chaleur sont alors suffisants pour conserver la Terre en fusion et permettre sa différenciation.

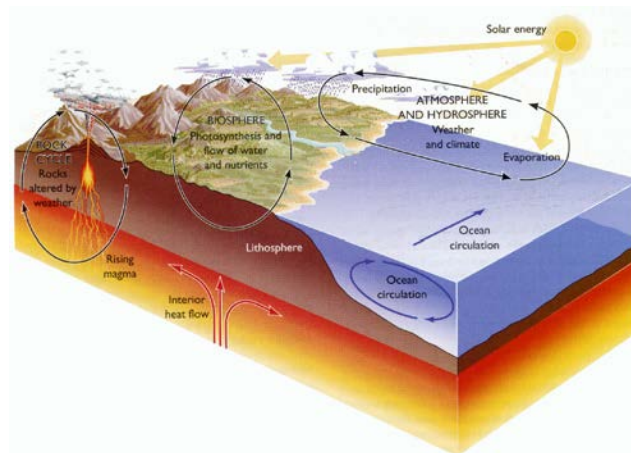


Figure 1.1 – La lithosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère sont liées, dirigées par la radiation solaire, la chaleur interne de la Terre et différents cycles déterminant le climat.

1.1. La structure interne de la Terre

Cette figure ainsi que toutes les suivantes de ce chapitre sont tirées de Understanding Earth, Siever & Press, 2002.

1.1.2 La différenciation

En acceptant alors que la Terre puisse fondre, un processus de différenciation peut se produire. Le principe en est simple. Les composants les plus légers vont monter alors que les plus lourds vont descendre, ce qui va entraîner la formation de la croûte terrestre, du manteau et du noyau. De plus, lors de ce processus, des émissions de gaz encore plus légers vont se produire pour former l'atmosphère et les océans.

La formation de la Terre telle qu'elle se présente actuellement est alors explicable. Dans un premier temps, elle a subi un impact important avec un corps astronomique², connu sous le nom de *giant impact*, qui a fondu 30 à 65% de la Terre pour former une couche extérieure de plusieurs centaines de kilomètres, appelée *océan de magma*. L'intérieur a également chauffé jusqu'à atteindre un état « mou » dans lequel les éléments plus ou moins lourds se séparent. Une fois que la Terre se refroidit et se solidifie à nouveau, elle devient telle qu'on la connaît, c'est-à-dire une planète différenciée avec trois couches principales : le noyau central, le manteau et la croûte externe.

Le noyau

Le fer, plus lourd que les autres matériaux, se concentre au centre pour former principalement le *noyau*. En fait, le noyau est composé à 92% de fer et à 8% de nickel. Il se subdivise en deux parts. Le noyau interne, qui se trouve entre 6400 et 5200 km de profondeur approximativement, est la graine solide alors que le noyau externe, allant de 5200 à 2900 km de profondeur, est liquide. La raison de cette séparation est que la température de fusion augmente avec la pression. Il est évident que plus on s'approche du centre plus la pression est élevée.

Le manteau

La région intermédiaire entre le noyau et la croûte est le *manteau*. Il se trouve entre 40 et 2900 km de profondeur. Le manteau est constitué des composants trop légers pour aller dans le noyau et trop lourds pour aller dans la croûte. Il est principalement composé d'oxydes de magnésium, de fer et de silicium. On peut encore distinguer le manteau supérieur, où la roche peut se trouver dans des conditions de fusion, et le manteau inférieur, où la pression élevée interdit aux roches d'atteindre leur point de fusion. Elles

²Cette collision est probablement aussi à l'origine de notre Lune.

1.1. La structure interne de la Terre

sont ainsi sous forme solide. La limite entre ces deux parties du manteau se trouve à une profondeur d'environ 700 km.

La croûte terrestre

Les substances les plus légères ont migré vers la surface de l'océan de magma. En se solidifiant, elles ont formé la *croûte terrestre*, épaisse de seulement 40 km, en moyenne. Elle est composée de matériaux légers avec un point de fusion plutôt bas, c'est-à-dire des silicates contenant de l'aluminium, du fer, du calcium, du magnésium, du sodium et du potassium combinés avec de l'oxygène. A l'exception du fer, ces éléments font partie des plus légers parmi les éléments solides. La croûte terrestre se divise en croûte océanique, plus fine (de l'ordre de 8 km) et plus dense, et en croûte continentale, plus épaisse et plus légère.

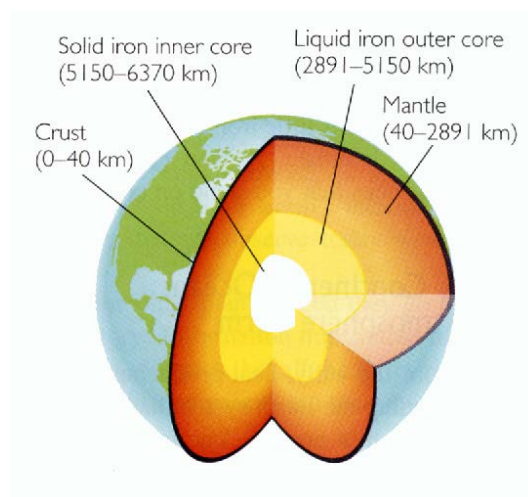


Figure 1.2 – Vue du noyau interne, du noyau externe, du manteau et de la croûte ainsi que la profondeur de leurs limites.

Des études chimiques ont révélé que 99% de la masse de la Terre est faite de huit éléments seulement, et que 90% est composé de seulement quatre éléments (fer, oxygène, silicium et magnésium). On remarque par exemple que 35% de la masse de notre planète est due au fer, alors que le fer ne constitue que 5% de la masse de la croûte, qui est elle-même composée à près de 50% d'oxygène.

1.1.3 Les plaques tectoniques

Pendant environ 200 ans, différentes théories étaient proposées pour expliquer la formation des montagnes, le volcanisme et d'autres phénomènes importants. Mais aucune proposition n'arrivait à généraliser toutes les explications jusque dans les années 1960, où la théorie des *plaques tectoniques* a été proposée. Au lieu de séparer la Terre en trois zones chimiquement distinctes comme on le fait dans le cas de la différenciation, on peut aussi la séparer en zones en fonction de leurs propriétés physiques. On définit alors la *lithosphère* (du grecque *lithos* signifiant *pierre*) comprenant la croûte et une partie du manteau supérieur et l'*asthénosphère* (du grecque *asthenes* signifiant *faible*) se trouvant dans le manteau supérieur. La lithosphère est une couche solide épaisse de 100 à 200 km alors que l'asthénosphère est plus visqueuse car étant plus chaude, elle se trouve plus près de la température de fusion. Son épaisseur est également de 100 à 200 km. Les continents sont alors des sortes de radeaux flottant sur l'asthénosphère.

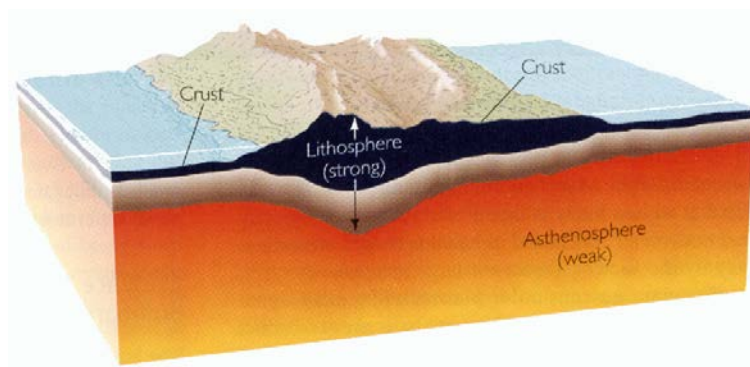


Figure 1.3 – La lithosphère solide est composée de la croûte et de la partie supérieure du manteau et a une profondeur comprise entre 100 et 200 km. L'asthénosphère se trouve dans la partie moins solide du manteau.

Les plaques et leurs mouvements

La lithosphère n'est pas une couche continue mais elle se divise en une douzaine de plaques en mouvement sur la surface de la Terre. Chaque plaque se déplace indépendamment des autres sur l'asthénosphère, qui est également en mouvement. Le mouvement dans l'asthénosphère est un mouvement de convection. Ce mécanisme est simplement provoqué par le gradient de température radiale. Les matériaux les plus profonds sont plus chauds et tendent donc à monter, alors que les matériaux les moins profonds sont plus froids et tendent donc à descendre. La partie superficielle des cellules de convection est la lithosphère. Cette dernière se forme par les remontées du manteau là

1.1. La structure interne de la Terre

où les plaques se séparent et redescend dans l'asthénosphère là où les plaques convergent. Ce mouvement de 1 à 10 cm par an est la manifestation du mouvement de convection du manteau terrestre. Cette façon de voir les choses est néanmoins bien simplifiée.

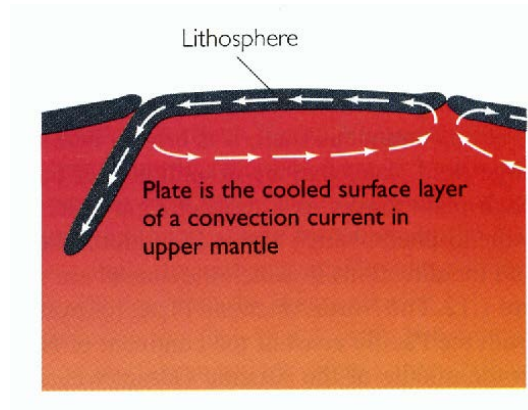


Figure 1.4 – Vue simplifiée du mouvement de convection à l'intérieur de la Terre à l'origine du mouvement des plaques tectoniques.

Limites entre les plaques

On peut séparer les limites entre les plaques selon trois catégories :

1. Les **limites divergentes**, où les plaques se séparent et partent dans des directions opposées, permettent la création de nouvelle lithosphère à partir de flux de magma montant. La zone où les plaques se séparent s'appelle un *rift*. La croûte océanique se forme à ces limites.
2. Les **limites convergentes**, où les plaques entrent en collision avant que l'une subducte sous l'autre, renvoient la lithosphère à l'intérieur du manteau où une partie se retransforme en magma pour former la croûte continentale. Ce processus s'appelle la *subduction*. On enregistre dans ces régions des records de profondeur des océans pouvant atteindre 10 km. C'est le cas par exemple de la fosse des Mariannes. À côté de ces profondeurs extrêmes, des chaînes de montagne se forment car une plaque chevauche l'autre. C'est le cas par exemple de la cordillère des Andes. Dans les zones de subduction, les tremblements de terre sont généralement très violents. Ces zones créent aussi des volcans comme le Mont St-Hélène par exemple.
3. Les **limites transformantes** sont celles où les plaques glissent l'une contre l'autre, à angle droit avec les limites divergentes. Ces limites sont plus répandues sur les fonds océaniques. Un exemple continental bien connu de ces zones est la faille de San Andreas, Californie.

1.1. La structure interne de la Terre

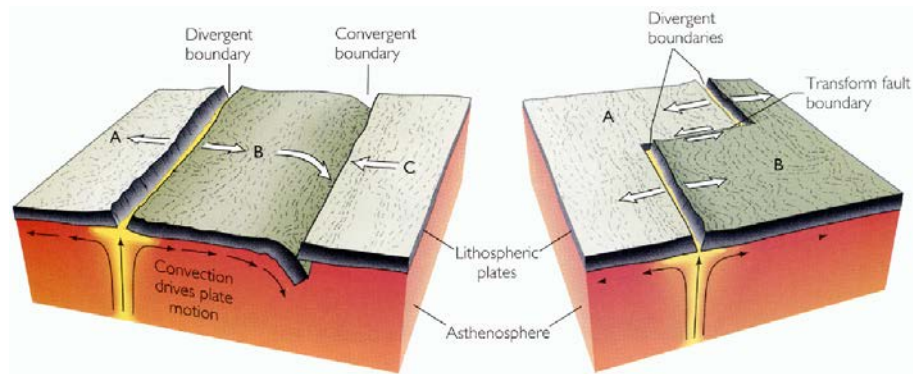


Figure 1.5 – Les trois types de limites de plaques : (a) une limite divergente où A et B se séparent et une limite convergente où B et C entrent en collision ; (b) une limite transformante où A et B glissent l’une contre l’autre.

1.1.4 Les types de roches

De part ces divers processus géologiques, on peut observer trois types principaux de roches : les roches sédimentaires, les roches ignées et les roches métamorphiques.

Les roches sédimentaires

Ce type de roches provient de l’accumulation des sédiments et se forme à la surface de la Terre. Les roches sédimentaires sont formées par le dépôt et l’accumulation de particules comme des grains de sable et de particules organiques. Des roches sont fragmentées en différentes tailles par des processus d’érosion et transportées par l’eau, la glace ou le vent jusqu’à leur lieu de dépôt.

Les roches métamorphiques

Le terme de roche métamorphique vient du grecque *meta* signifiant *changement* et *morph* signifiant *forme*. Ces roches sont produites dès que les conditions pression, température ne correspondent plus à l’équilibre de la roche et provoquent des changements de minéralisation, de texture ou de composition chimique de la roche. Les températures considérées sont en-dessous de la température de fusion (environ 700 °C) mais elles sont suffisamment élevées (plus de 250 °C) pour que les roches recristallisent ou qu’elles fassent des réactions chimiques entre elles.

Les roches ignées

Le terme de roches ignées vient du latin *ignis* signifiant *feu*. Elles sont produites par cristallisation depuis un magma, une masse de roche fondue qui est enfouie dans la croûte ou dans le manteau supérieur, là où la température atteint ou dépasse la température de fusion. Quand le magma se refroidit lentement, des cristaux microscopiques commencent à se former. Quand la température du magma passe en-dessous de la température de fusion, certains de ces cristaux ont le temps de croître pour atteindre une taille centimétrique. La totalité du magma cristallise ensuite en une roche ignée composée de gros grains, appelée *roche ignée intrusive*. Mais lorsque du magma sort par l'éruption d'un volcan, le refroidissement est si rapide que la solidification l'est aussi. La roche est alors composée de minuscules cristaux qui cristallisent ensuite en une roche ignée composée de grains très fins, appelée *roche ignée extrusive*.

1.2 Le champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre se comporte comme un aimant permanent incliné de 11° par rapport à l'axe de rotation de la Terre. L'aimant crée des lignes de champ sur lesquelles s'aligne l'aiguille de la boussole. La direction donnée par ces lignes de champ définit nos pôles nord et sud magnétiques. Malheureusement, bien que la description du champ magnétique terrestre soit assez bonne en supposant un aimant permanent au centre de la Terre, cette idée a dû être abandonnée car la chaleur intense³ à l'intérieur de la Terre détruit toute aimantation permanente. Donc aucun matériau se trouvant en dessous de 20 à 30 km de profondeur ne peut être magnétisé à cause des températures trop élevées.

Des champs magnétiques peuvent également être générés par des courants électriques. La physique prédit que des champs magnétiques sont créés lorsqu'il y a un courant électrique. Une théorie proposée proviendrait de l'effet de dynamo produit par le fer liquide autour du noyau, car le fer liquide est un bon conducteur et a de la facilité à se mouvoir. Le mouvement du fer liquide forme des cellules de convections provoquées par la solidification et la chaleur latente produite.

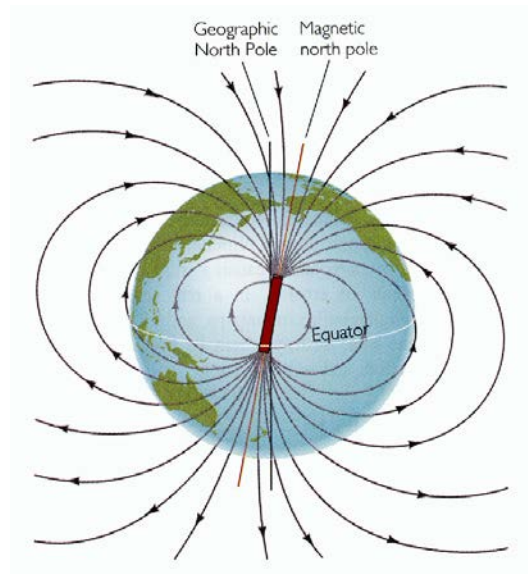


Figure 1.6 – Le champ magnétique terrestre ressemble en première approximation à celui produit par un dipôle placé au centre de la Terre.

³Les températures considérées sont celles égales ou supérieures au point de Curie, soit dès 500°C .

1.2. Le champ magnétique terrestre

Les informations sur l'origine du champ magnétique terrestre sont données en étudiant les déviations du champ magnétique et les champs simulés avec un champ dipolaire. La décomposition spectrale de ce champ donne deux plages de longueurs d'onde. La première est inférieure à 200 km pour les courtes longueurs d'onde et la seconde est supérieure à 2000 km pour les longueurs d'onde les plus longues. Entre ces deux valeurs, les composantes sont pratiquement inexistantes. Cela suggère que le champ a au moins deux origines distinctes, donc qu'il n'est pas celui d'un dipôle parfait. Comme au-delà d'une vingtaine de kilomètre de profondeur la température est si élevée que les roches ne peuvent plus être magnétisées, la croûte terrestre ne peut contribuer qu'à des variations de courtes longueurs d'onde. Par contre, la nature principalement dipolaire du champ montre que sa source principale doit être recherchée à l'intérieur de la Terre, probablement dans le noyau liquide.

Il est possible de décrire ce champ par une combinaison de 9 dipôles. Cette représentation comprend un dipôle central et 8 dipôles radiaux placés à une distance d'un quart de rayon terrestre. On note que le dipôle central est presque deux fois et demi plus fort que celui utilisé dans la représentation du champ par un seul dipôle. Les autres dipôles donnent donc un champ tendant à être opposé à celui du dipôle central. Malgré tout, en moyenne, sur de longues périodes de temps, les résultats fournis par le paléomagnétisme confirment le caractère principalement dipolaire du champ. [2]

	Moments dipolaires	Colatitude (deg)	Longitude Est (deg)
Dipôle central	-0.69711	23.6	208.3
Dipôles radiaux	0.10250	13.7	341.9
	0.11440	46.0	179.9
	-0.02724	54.9	40.1
	0.07704	77.4	241.7
	0.02879	91.3	120.8
	-0.09469	139.8	319.3
	-0.11795	141.1	43.0
	0.04103	102.9	180.1

Table 1.1 – Moments magnétiques m et position des 8 dipôles se trouvant à la distance de 0.25 rayon terrestre. Les moments dipolaires sont exprimés en ma^{-3} , où a est le rayon de la Terre exprimé en cm. L'unité du moment est donc le Gauss. La colatitude est simplement l'angle complémentaire de la latitude. (Physique du globe, Gaston Fischer, Observatoire Cantonal de Neuchâtel, Suisse)

1.3 Volcanologie

Une portion importante de la croûte terrestre, aussi bien océanique que continentale, est touchée par des phénomènes volcaniques. Les roches volcaniques proviennent de chambre magmatique se trouvant à différentes profondeurs sous la surface de la Terre. En ce sens, les roches volcaniques permettent d'observer et de percevoir ce qui se passe à l'intérieur de notre Terre. On sait que la Terre se réchauffe avec la profondeur. On définit la limite lithosphère-asthénosphère par l'isotherme 1200 °C. Cette température est suffisante pour permettre aux roches d'entrer en fusion.

L'asthénosphère est alors la source principale de magma, qu'on appelle *lave* lorsqu'il y a une éruption. Cette lave peut se mélanger avec une partie de la lithosphère qui aurait fondu au contact avec l'asthénosphère. Le magma monte alors car la partie fondue est moins dense que les roches solides environnantes. En fait, les roches entourant le magma exercent une pression sur le magma qui le force à monter. Si la roche en fusion trouve un chemin jusqu'à la surface, soit à travers des failles de la lithosphère, soit en se créant un chemin en fondant la roche, il y a alors éruption. Un *volcan* est alors une montagne formée par l'accumulation de matière provenant des éruptions. A l'intérieur du volcan, on observe la cheminée, ou le conduit, du volcan qui permet au magma de monter jusqu'à la surface. La chambre magmatique, qui est en fait un réservoir à magma, se trouve à faible profondeur⁴ dans la croûte terrestre. Cette chambre se remplit périodiquement avec du magma provenant de profondeurs plus élevées et se vide lors des éruptions. La lave peut également couler par des petites failles sur les bords du volcan.

Constituant un échantillon de l'intérieur de la Terre, l'étude de la lave est très intéressante, mais elle est malheureusement rendue difficile car la lave est différente du magma. En effet, elle perd certains composants gazeux lors de l'éruption et peut également perdre ou gagner d'autres composants sur son chemin jusqu'à la surface, par interaction avec les roches lors de la montée du magma ou par son interaction avec les gaz de l'atmosphère une fois la lave arrivée à l'air libre.

1.3.1 Types de lave

Les types de lave principaux et les roches qui sont formées diffèrent en fonction de leur origine magmatique. Les roches ignées sont divisées en trois groupes majeurs, *felsique*, *intermédiaire* ou *mafique*, en fonction de leur composition chimique, qui leur donnent une couleur claire, intermédiaire ou foncée respectivement. On peut alors séparer les roches en six catégories en tenant compte du fait qu'elles peuvent être intrusives ou extrusives.

⁴Typiquement, on trouve des chambres magmatiques à une quinzaine de kilomètres de profondeur.

1.3. Volcanologie

Le tableau ci-après montre les six catégories en citant un exemple de roche connue correspondant à chacune des catégories.

	Roches intrusives	Roches extrusives
Felsique	Granite	Rhyolite
Intermédiaire	Diorite	Andésite
Mafique	Gabbro	Basalte

Table 1.2 – Classification des roches volcaniques

Les différents types de lave varient en fonction des différences de composition chimique et des différentes températures. Par exemple une lave contenant beaucoup de silices aura une température de fusion plus basse. Une lave visqueuse, riche en silice, coulera plus lentement. Ou encore une lave contenant beaucoup de gaz produira une éruption plus violente.

Laves basaltiques

Les *laves basaltiques*, de couleur foncée, ont une température de l'ordre de 1000 à 1200 °C lors de l'éruption, c'est-à-dire proche de la température du manteau supérieur. Comme la température de la lave basaltique est très élevée⁵ et qu'elle contient peu de silicate, elle est extrêmement fluide et peut couler loin et rapidement. Sa vitesse habituelle est de l'ordre de quelques kilomètres par heure, bien que des coulées avançant à 100 km/h aient déjà été observées, et d'autres atteignant une distance de plus de 50 km.

Les coulées de laves basaltiques varient aussi en fonction des conditions sous lesquelles l'éruption a lieu :

1. **Epanchements basaltiques** Les éruptions de lave basaltique, très fluide, ont lieu sur un terrain plat et cette lave se propage en fines couches. Des écoulements successifs peuvent s'empiler pour former des immenses plateaux de lave basaltique, appelés *épanchements basaltiques*.
2. **Pahoehoe et aa** Les écoulements de lave basaltique se séparent, en refroidissant, en deux catégories en fonction de leur forme : *pahoehoe* ou *aa*.

Pahoehoe se forme lorsqu'une lave très fluide se propage en couches et qu'une fine peau élastique vitrée se crée à sa surface lors du refroidissement. La peau est traînée et torsadée en plis arrondis ressemblant à des ficelles alors que la lave fondue continue à couler sous la surface.

⁵La température d'une coulée de lave a été mesurée à 870 °C.

Aa est une lave ayant perdu son gaz et qui devient alors plus visqueuse que la *pahoehoe*. Elle se déplace lentement permettant la formation d'une peau épaisse. Alors que la coulée continue à bouger, la peau se casse en blocs déchiquetés, rugueux et coupants.

Un écoulement basaltique va généralement être composé de *pahoehoe* près de sa source, où la lave est encore chaude et fluide, et de *aa* plus loin, où l'écoulement s'est refroidi à cause de son exposition prolongée à l'air froid ambiant.

3. **Pillow lavas** ou **laves en coussins** sont formées lors d'une éruption sous-marine. Elles sont reconnaissables par leurs empilements en blocs ellipsoïdaux de basalte d'environ un mètre de large. Elles sont un indicateur important pour dire qu'une région a été une fois sous l'eau⁶. Les coulées de lave basaltique fondue développent une peau dure, résistante et élastique au contact avec l'eau froide. Comme la lave à l'intérieur de la peau se refroidit plus lentement, une structure cristalline se crée alors que la peau, rapidement refroidie, se solidifie sans structure cristalline.

Laves rhyolitiques

Les *laves rhyolitiques* sont claires en couleur et sont pour la plupart composées de roches felsiques. Elles ont une température de fusion comprise entre 800 et 1000 °C, moins élevée que celle des laves basaltiques. Ces laves donnent des roches plus visqueuses à cause de leur température de fusion plus basse et de leur contenu en silicate plus élevé. Ces laves se déplacent au moins dix fois plus lentement que les laves basaltiques. Comme leur écoulement est plus difficile, elles s'accumulent en dépôts épais et bulbeux.

Laves andésitiques

Les *laves andésitiques*, ayant une composition en silicate comprise entre celles des laves basaltique et rhyolitique, ont des propriétés également situées entre celles des laves basaltiques et rhyolitiques.

1.3.2 Textures des laves

Les laves ont d'autres caractéristiques dues aux conditions de température et de pression sous lesquelles elles ont été formées. Les laves peuvent avoir des textures fines ressemblant au verre si elles refroidissent rapidement ou grossièrement cristalline si elles refroidissent lentement. Elles peuvent aussi avoir des petites bulles si la pression descend subitement lors de la montée et du refroidissement du magma. Lorsque la pression chute pendant la montée du magma, les évaporations du gaz contenu dans le magma créent

⁶Les laves en coussins peuvent se trouver en terrain sec ayant été noyé sous le niveau de la mer à l'époque de l'éruption.

1.3. Volcanologie

des cavités, ou des vésicules. Une texture de la lave ressemblant à de l'écume solidifiée donne des détails sur l'origine de la roche volcanique. Les roches avec beaucoup de vésicules sont des ponces, qui sont des roches rhyolitiques. Les ponces sont si légères qu'elles flottent sur l'eau.

1.3.3 Dépôts pyroclastiques

La présence de gaz, et plus particulièrement d'eau, dans le magma peut avoir des effets plus dramatiques sur l'éruption. Avant l'éruption, la pression empêche les gaz contenus dans les roches de s'évaporer. Quand le magma monte près de la surface et que la pression baisse, les gaz sont relâchés avec une telle force d'explosion, qu'il détruit la lave et la roche solide en fragment de différentes tailles, formes et textures. Ces éruptions explosives ont surtout lieu avec des laves rhyolitiques visqueuses riches en gaz ou avec des laves andésitiques.

Ejection volcanique

Les pyroclastes sont tout fragment de roches volcaniques qui sont éjectés dans les airs. Ces roches et minéraux sont classés par rapport à leur taille. Les fragments les plus fins, moins de 2 mm de diamètre, sont les *cendres*. D'autres fragments éjectés, comme des gouttes de laves qui deviennent arrondies et qui refroidissent en vol ou des gros morceaux déchirés de roches déjà solidifiées, peuvent être bien plus grands. Alors que les déchets pyroclastiques refroidissent, des fragments chauds et gluants peuvent se souder ensemble. On différencie encore les roches formées de petits fragments, appelées *tufs volcaniques*, de celles formées de grands fragments, appelées *brèches volcaniques*.

Coulées pyroclastiques

Une forme particulièrement spectaculaire et dévastatrice d'éruption se produit lorsque des cendres chaudes, de la poussière et du gaz sont éjectés en un nuage qui descend le long du volcan à une vitesse pouvant atteindre 200 km/h. Les particules solides sont soutenues en surface par les gaz chauds de manière à ce que les *coulées pyroclastiques* aient peu de friction.

1.3.4 Styles d'éruptions et reliefs

En étudiant différents types de matériaux volcaniques qui coulent ou éclatent, on peut déduire des informations concernant les caractéristiques de formation. Les éruptions ne produisent pas toujours des cônes symétriques. La structure entourant les volcans varie en forme en fonction des propriétés de la lave et des conditions propres à l'éruption.

Eruptions centrales

Les *éruptions centrales* créent les volcans les plus familiers, les montagnes volcaniques en forme de cône. Ces éruptions déversent des laves ou des déchets pyroclastiques depuis un conduit central, la cheminée, où sort le magma montant de la chambre magmatique.

Bouclier volcanique

Un cône de lave est construit par des coulées successives de lave provenant d'un conduit central. Si la lave est basaltique, la lave coule facilement et se propage sur une grande surface. Si la coulée est abondante et fréquente elle crée un volcan en forme de bouclier de plusieurs kilomètres de large et de plus de 2 km de haut. La pente est alors relativement douce.

Dômes volcaniques

En opposition avec les laves basaltiques, les laves felsiques sont si visqueuses qu'elles peuvent à peine couler. Elles forment généralement un *dôme volcanique*, qui est une masse de roches arrondies avec un côté très escarpé. Le magma y est « pressé » en dehors du conduit, avec un très faible écoulement latéral. Le conduit est souvent bouché, enfermant ainsi le gaz jusqu'à ce que la pression soit suffisamment grande pour qu'une explosion se produise. Le dôme explose alors en fragments.

Volcans cendrés côniques

Quand le conduit du volcan déverse des déchets pyroclastiques, les fragments solides forment un cône de cendres. Le profil d'un cône est déterminé par l'angle maximum auquel les débris sont stables. Les plus grands fragments restent près du sommet et forment une pente stable très escarpée. Les particules plus fines sont emportées plus loin et forment une base de pente plus douce.

Volcans composés

Quand le volcan émet aussi bien de la lave que des déchets pyroclastiques, l'alternance de coulées de lave et de couches de déchets pyroclastiques forme un *volcan composé* de forme concave.

Cratères

La fosse en forme de bol, ou le *cratère*, se trouve au sommet de la plupart des volcans, centrée sur la cheminée. Durant l'éruption, la lave recouvre les murs du cratère. Quand l'éruption s'arrête, la lave contenue dans le cratère retourne dans le conduit et se solidifie. Lors de l'éruption suivante, la lave

1.3. Volcanologie

solidifiée dans le conduit explose en déchets pyroclastiques. Le cratère est ensuite partiellement recouvert par les débris qui y retombent. Comme les murs du cratère sont raides, ils peuvent s'effondrer ou s'éroder avec le temps. Par ce processus, un cratère peut atteindre une taille plusieurs fois plus grande que celle du conduit pour atteindre un diamètre de plusieurs centaines de mètres.

Caldeira

Après une violente éruption lors de laquelle un volume important de magma est déversé de la chambre magmatique jusqu'à plusieurs kilomètres en dessous du niveau du conduit, la chambre vide ne peut plus supporter le poids du toit du volcan. Dans un tel cas, le volcan peut s'effondrer formant une large dépression en forme de cuvette avec des murs raides, appelée *caldeira*. Une caldeira est beaucoup plus grande qu'un cratère, pouvant atteindre plus de 50 km de diamètre. Après plusieurs centaines de millions d'années, du magma peut s'infiltrer à nouveau dans la chambre magmatique, forçant le niveau de la caldeira à remonter. Le cycle de l'éruption peut alors être répété.

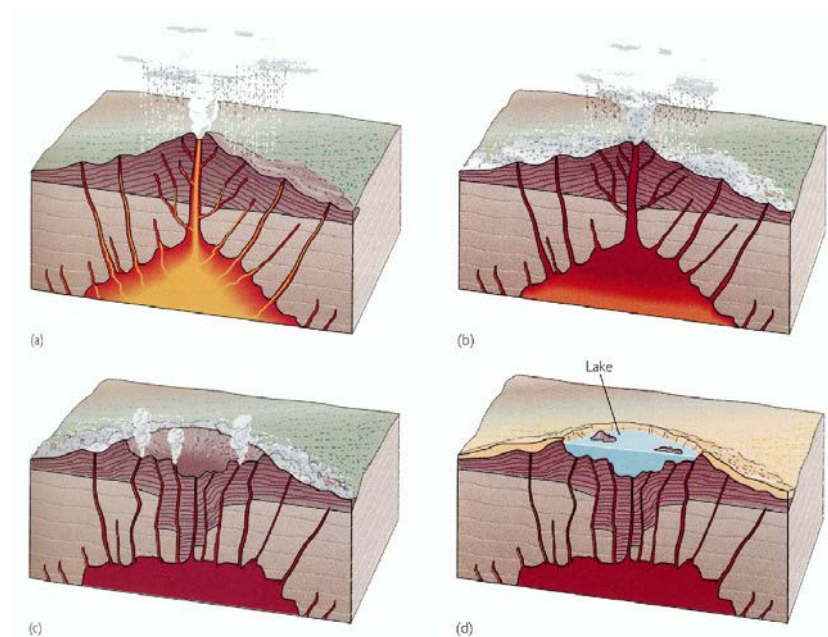


Figure 1.7 – Stages d'évolution d'une caldeira : (a) Du magma remplit la chambre et déclenche une éruption de lave et de cendres. (b) La chambre magmatique se vide alors que l'éruption continue. (c) La caldeira se crée suite à l'effondrement du sommet de la montagne sur la chambre magmatique vide. (d) Un lac peut se créer dans la caldeira, une petite activité volcanique continue et un cône volcanique peut se créer dans la caldeira.

Explosions phréatiques

Lorsque du magma chaud chargé de gaz rencontre de l'eau, provenant de la mer ou du sol, la vapeur provoque une *explosion phréatique*, ou explosion de vapeur. Une des éruptions volcaniques les plus destructives de l'histoire, celle du Krakatoa en Indonésie, était une explosion phréatique.

Diatrèmes

Quand de la matière chaude provenant des profondeurs arrive à s'échapper de manière explosive, le conduit peut parfois être bouché par de grands fragments vers la fin de l'éruption. Cette structure est appelée un *diatrème*. Certains matériaux trouvés dans des diatrèmes n'ont pu être formés qu'à de grandes profondeurs, quelques 100 km, c'est-à-dire à l'intérieur du manteau supérieur. Les diatrèmes sont donc formés quand du magma chargé de gaz fond, remonte le conduit pour finalement éjecter du gaz, des fragments de laves provenant des murs du conduit et des fragments provenant des profondeurs de la croûte et du manteau supérieur. Ces éjections peuvent parfois atteindre des vitesses supersoniques.

Eruptions de fissures

Ce genre d'éruption est l'une des plus courantes. La lave sort à la surface de la Terre par une fissure qui peut être de plusieurs dizaines de kilomètres de long.

Epanchements basaltiques (Plateaux de lave basaltique)

Lorsqu'un épanchement basaltique sort depuis des fissures, la lave s'accumule en plateau plutôt que de former une montagne. Le paysage est alors complètement redessiné et nouveau. On peut trouver des plateaux de lave basaltique sur tous les continents.

Dépôts de coulée de cendres

Une éruption de fissure de matériaux pyroclastiques produit de grandes plaques composées de tufs volcaniques durs, appelées *dépôts de coulée de cendres*. Ce genre d'éruption détruit et brûle le paysage environnant.

1.3.5 Points chauds (Hot spots)

Pendant des années, l'activité volcanique loin des limites des plaques tectoniques a posé des problèmes à la théorie des plaques. Les points chauds sont la manifestation volcanique de jets de matériaux chauds et solides qui

1.3. Volcanologie

montent depuis l'intérieur du manteau⁷ et qui le traversent. Ces colonnes de remontées de magma qui traversent le manteau sont appelées des *panaches*. Quand les panaches atteignent des pressions plus basses proche de la surface, elles commencent à fondre. Le magma pénètre alors la lithosphère et produit une éruption à la surface. On pense que ces courants verticaux sont fixes par rapport au manteau et ne se déplacent pas avec les continents. De ce fait, avec le mouvement des plaques, les points chauds laissent derrière eux une « traînée » de volcans éteints progressivement de plus en plus vieux. On peut ainsi tracer le mouvement des différentes plaques tectoniques et calculer aussi la vitesse de déplacement de cette plaque en comparant l'âge et la position d'un volcan éteint avec la position de celui qui est encore en activité. En effet, la direction de magnétisation, ou d'aimantation, d'une roche est celle du champ ambiant au moment où la roche, sédimentaire ou ignée, s'est formée. Mais l'inclinaison de cette aimantation permet de retrouver la latitude de la roche au moment de sa formation (en supposant que les pôles magnétique et géographique sont les mêmes et que le champ est dipolaire). De plus, la direction de la composante horizontale témoigne des rotations éventuelles subies par la roche depuis sa solidification. Ces phénomènes forment la base du paléomagnétisme. [2]

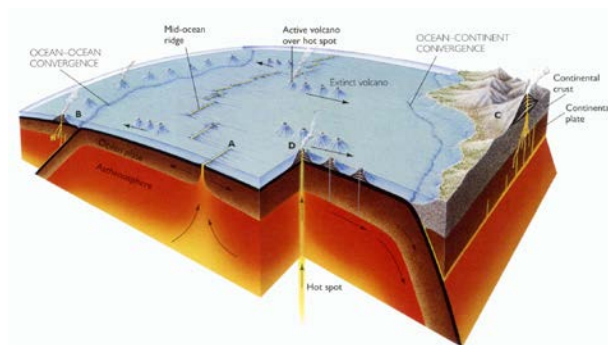


Figure 1.8 – Le volcanisme et le mouvement des plaques tectoniques sont liés. (A) La séparation des plaques sur une ride océanique permet au magma de monter depuis l'asthénosphère et de créer la croûte océanique et la lithosphère par volcanisme basaltique. (B) Sur les limites convergentes entre deux plaques océaniques, un arc volcanique se crée avec de la lave principalement basaltique. (C) Le magma formé sur les limites entre les plaques océaniques et continentales est un mélange de basalte provenant du manteau, de felsique fondu dans la croûte continentale et de matériaux fondus en haut de la zone de subduction. (D) Le mouvement des plaques sur les points chauds crée une chaîne de volcans insulaires basaltiques.

⁷Ces matériaux proviennent peut-être de la limite, dénommée D", entre le noyau externe et le manteau inférieur.

1.3.6 Autres phénomènes volcaniques

Lahars

Les coulées de boue composées de débris volcaniques mouillés, appelées *lahars*, comptent parmi les événements volcaniques les plus dangereux. Les lahars se forment lorsqu'une coulée pyroclastique rencontre sur son passage une rivière ou de la glace, lorsque le mur d'un cratère contenant de l'eau se casse ou lorsque des pluies torrentielles se mélangent à la coulée. Les lahars sont connus pour transporter de gros rochers sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres, ce qui les rend potentiellement très dévastateurs.

Effondrement d'édifice

Les cônes, ou édifices, d'un volcan sont construits par l'accumulation de dépôts de lave ou de cendres, ce qui ne forme pas une structure solide. Il peut alors arriver qu'une partie du sommet du volcan s'effondre, probablement suite à un tremblement de terre, et se transforme en un glissement de terrain destructeur. L'effondrement d'un côté du Mont St-Hélène a été la partie la plus destructrice de son éruption. Lorsque le volcan est sous-marin, comme dans le cas d'Hawaii, ces effondrements déclenchent d'énormes *tsunamis*⁸.

Gaz volcaniques

La nature et l'origine des gaz volcaniques sont d'un intérêt et d'une importance considérables, car on suppose que ces gaz ont créé, avec le temps, les océans et l'atmosphère et qu'ils peuvent même affecter notre climat. Le constituant principal de ces gaz est de la vapeur d'eau (entre 70 et 90%). Ces gaz peuvent aussi bien provenir de l'eau souterraine ou océanique que des profondeurs de la Terre.

Fumeroles, sources chaudes et geysers

L'activité volcanique ne cesse pas lorsque les coulées de laves ou les jets de matériaux pyroclastiques cessent. Les volcans continuent à émettre des émanations de gaz à travers de petites cheminées, appelées *fumeroles*. Ces émanations contiennent des matériaux dissous qui précipitent à la surface quand l'eau s'évapore ou se refroidit.

L'eau souterraine circule et peut rencontrer du magma en fusion. Elle est alors chauffée et renvoyée à la surface sous forme de sources chaudes et geysers. Un geyser est une fontaine d'eau chaude qui jaillit par intermittence avec une grande force.

⁸Un *tsunami* est un raz-de-marée provoqué par le déplacement d'une masse d'eau importante dont l'amplitude d'oscillation s'amplifie à l'approche des côtes. Un tremblement de terre côtier est souvent à l'origine de ce phénomène.

Chapitre 2

La méthode magnétotellurique

LA méthode magnétotellurique (MT) est une technique géophysique qui fournit des informations sur la distribution des conductivités électriques des roches souterraines. La méthode magnétotellurique a été développée parallèlement par Tikhonov (1950) et Cagniard (1953) au début des années 50. C'est maintenant une méthode largement utilisée en géophysique et en géotectonique.

La méthode se base sur les rapports entre les champs électrique et magnétique terrestres. Les sources principales de ces champs sont les fluctuations naturelles du champ magnétique terrestre, qui s'étalent sur un large spectre de fréquence. Il est également possible de générer artificiellement des signaux, mais cette technique ne sera pas développée ni utilisée dans ce travail.

Le champ magnétique naturel pénètre le sol de la Terre et sa variation temporelle va induire un courant électrique dans les roches terrestres naturellement conductrices, appelé courant tellurique. Ce dernier va à son tour engendrer un autre champ magnétique, appelé champ magnétique secondaire. C'est pourquoi, il est nécessaire que le champ incident varie assez aux fréquences qui nous intéressent qui sont de l'ordre de 10 secondes. Le principe de la méthode est d'enregistrer dans un premier temps la variation temporelle des champs géoélectromagnétiques. Cet enregistrement est ensuite converti, par transformée de Fourier, en un champ dépendant de la fréquence. Les relations entre la phase et l'amplitude des champs électrique et magnétique à une fréquence déterminée donnent alors des informations sur la distribution de la conductivité du sous-sol par l'intermédiaire d'une impédance de surface. La profondeur de pénétration de la méthode dépend de l'effet de peau (skin-effect) ; plus la période est élevée, plus la profondeur d'investigation est grande. [3]

2.1 Les champs incidents ou primaires

Les variations du champ géomagnétique utilisées dans les mesures magnéto-telluriques sont celles comprises dans la tranche de fréquences comprises entre 10^{-4} et 10^3 Hz. Ces variations sont dues à plusieurs phénomènes différents. La dépendance fréquentielle de l'amplitude est montrée à la figure 2.1 et la courbe se sépare en deux tranches principales à la fréquence de 1 Hz (Figure 2.2).

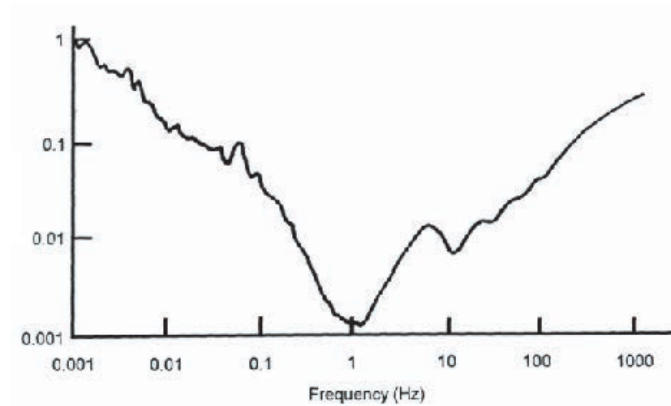


Figure 2.1 – Spectre type de la fluctuation de l'amplitude du champ électromagnétique naturel [4]. L'amplitude est en nT ou gamma.

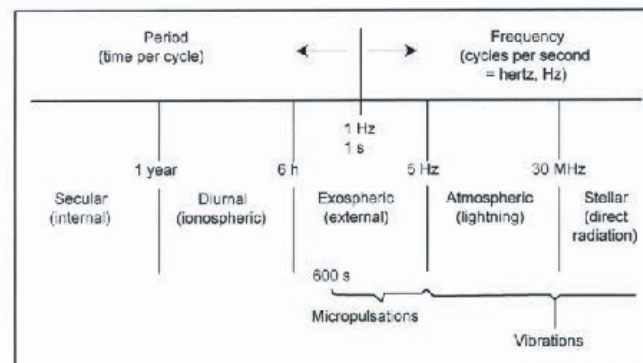


Figure 2.2 – Approximation schématique des fréquences et les origines du champ électromagnétique naturel. [4]

2.1. Les champs incidents ou primaires

La tranche de fréquences supérieures à 1 Hz est principalement générée par les orages tropicaux. L'activité orageuse est en effet permanente sous l'équateur si bien que la Terre est ainsi entourée d'une ceinture d'orage centrée sur l'équateur. Cette ceinture équatoriale connaît trois centres d'activité principaux situés au Brésil, en Afrique Centrale et en Malaisie. Leur distribution géographique est telle qu'à n'importe quelle heure du jour il y a probablement un orage. Le signal perçu lors de ces décharges orageuses est dénommé dans la littérature par le terme de *sferics*.

Les *sferics* se propagent autour du monde, confinés dans un guide d'onde formé par la surface de la Terre et l'ionosphère, comme pour les ondes courtes. La hauteur de la couche la plus basse de l'ionosphère est à environ 60 km durant la journée, alors qu'elle disparaît la nuit. La différence de hauteur entre le jour et la nuit provoque une variation de la nature du signal.

La source des *sferics* excite un large spectre de fréquences, dont beaucoup sont atténuées dans le guide d'onde. Malgré tout, le signal est amplifié à un certain nombre de fréquences discrètes, appelées les résonances de Schuman, aux fréquences de 8, 14, 20, 25 et 32 Hz, où des pics importants sont observés. A la fréquence d'environ 2 kHz, le guide d'onde présente une grande absorption et le signal devient faible.

Pour les fréquences inférieures à 1 Hz, les fluctuations naturelles du champ électromagnétique sont dues aux interactions compliquées entre la radiation solaire et le champ magnétique terrestre. Les variations du champ provenant de l'intérieur de la Terre, dites variations séculaires, sont si lentes, de l'ordre de 60 nT par année, qu'elles peuvent être négligées pour les études électromagnétiques. La radiation solaire est constituée partiellement d'atomes légers ionisés. Son interaction avec le champ magnétique terrestre provoque des perturbations importantes dans le champ magnétique terrestre extérieur. Ces interactions génèrent un système de courant dans la magnétosphère et la ionosphère et sont observées à la surface de la Terre sous forme de variations diurnes du champ magnétique terrestre.

Les radiations solaires sont bien plus importants pendant les périodes d'activité solaire intense, qui apparaissent une à deux fois par mois pendant plusieurs jours. Ce phénomène est à la base de perturbations magnétiques importantes, appelées *orages magnétiques*. Ces derniers sont totalement irréguliers et peuvent durer de quelques centaines de secondes jusqu'à plusieurs jours. Des effets similaires sont produits lorsque des plasmas énergétiques de masses inférieures atteignent la Terre, ce qui arrive quelques jours par mois. Ces dernières perturbations sont appelées *orages inférieurs*. L'intensité d'un orage augmente avec la latitude géomagnétique.

2.1. Les champs incidents ou primaires

Les pulsations géomagnétiques sont classées en deux groupes : les pulsations continues, avec des zones d'oscillations stables se comportant quasi sinusoïdalement, et les pulsations irrégulières, qui sont en fait des oscillations amorties. On peut encore subdiviser ces deux groupes en sous-groupes en fonction de leur durée.

La contribution des activités humaines limite l'utilisation de la méthode magnétotellurique aux régions peu peuplées. Elle provient principalement des lignes à haute-tension et des antennes radio et est comprise dans le bruit de fond des spectres observés. Heureusement, les perturbations provoquées par l'activité humaine sont concentrées à quelques fréquences discrètes, ce qui signifie que près d'une bande de spectre autour de ces fréquences, les perturbations domineront sur les fluctuations naturelles. Leur importance dépend donc de l'amplitude et de la proximité entre la source et le lieu de mesure. Les impacts principaux de l'activité humaine sont les bruits industriels qui se trouvent aux fréquences bien connues de $16^{2/3}$ Hz et 50 Hz. Ces fréquences sont donc facilement éliminables lors de la mesure avec l'aide de filtres analogiques ou digitaux. Ce n'est malheureusement pas le cas des perturbations engendrées par les courants continus vagabonds, dont le spectre s'étale sur toute l'étendue utile. Leur origine est le réseau de chemin de fer à courant continu et les courants de protection galvanique circulant dans les pipes lines. [3]

Chapitre 3

Partie expérimentale

Ce chapitre décrit le matériel expérimental utilisé dans ce travail ainsi que le traitement et l'analyse des mesures effectuées sur le terrain. Ces mesures audio-magnétotelluriques (AMT) sont relativement faciles à effectuer, mais l'interprétation et le traitement qui suit sont loins d'être triviaux.

Les sites AMT permettent de déterminer la structure du sous-sol et de modéliser cette structure. La structure est étudiée sous forme de strates dont l'épaisseur et la résistivité sont les inconnues du problème. Comme il a été présenté précédemment, cette structure peut-être de trois types. La première est unidimensionnelle, c'est-à-dire que le changement en résistivité de la structure ne dépend que de la profondeur. La seconde est bidimensionnelle, c'est-à-dire que la résistivité varie selon la profondeur et une direction horizontale, généralement perpendiculaire à une éventuelle faille. La dernière est tridimensionnelle, c'est-à-dire que la résistivité varie selon toutes les dimensions. La modélisation dépend de la dimensionnalité de la structure et se complique plus cette dimensionnalité est élevée.

3.1 La mesure audiomagnétotelluriques (AMT)

Le matériel nécessaire pour effectuer des mesures magnétotelluriques est relativement simple, bien que la compréhension de son interaction avec les variations du champ magnétique terrestre ne soit pas forcément évidente. La méthode audio-magnétotellurique mesure les variations naturelles du champ électromagnétique dans la gamme de fréquences audibles ou voisines, c'est-à-dire pour des fréquences comprises entre 1 et 1000 Hz. Ces variations naturelles du champ terrestre sont provoquées par l'activité électrique atmosphérique (section 2.1). A noter que le champ primaire reste uniforme. Concrètement, les composantes horizontales du champ électrique sont mesurées à l'aide d'électrodes non-polarisables et les trois composantes du champ magnétique sont mesurées à l'aide de bobines solénoïdes à noyau de fer. Pour des raisons pratiques la composante verticale du champ électrique n'est pas mesurée. En effet, pour obtenir un signal suffisant, les électrodes sont espacées d'une distance d'environ 50 m. Il faudrait donc enterrer l'une d'entre elle à 50 m de profondeur. Les électrodes utilisées pour la mesure des composantes horizontales sont partiellement enterrées. De l'eau salée se trouve à l'intérieur même de l'électrode non-polarisable et une couche d'argile humidifiée avec de l'eau salée est placée sous l'électrode afin de favoriser la propagation du courant tellurique mesuré à travers la membrane de l'électrode. Le courant dérivé de la différence de potentiel mesurée va être enregistré. Les lignes électriques et les bobines sont parfaitement alignées sur les directions désirées, idéalement, dans la mesure du possible en fonction des axes de la géologie locale, sinon en direction Nord et Est. Le schéma ci-dessous montre le dispositif utilisé.

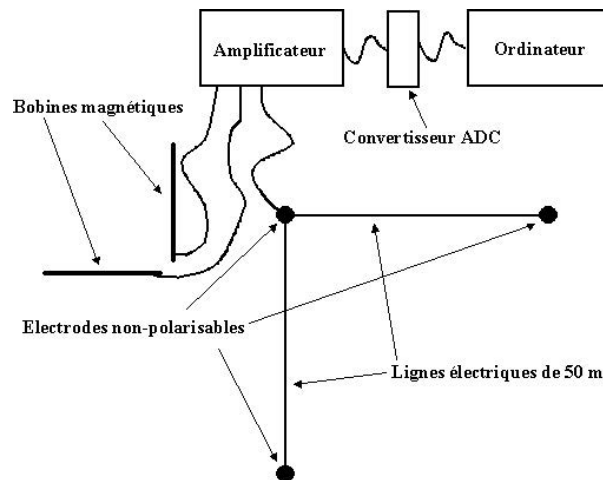


Figure 3.1 – Dispositif d'une mesure AMT.

3.1. La mesure audiomagnétotelluriques (AMT)

Dans ce travail, également pour des raisons pratiques, le champ magnétique vertical ne sera pas mesuré, d'une part à cause du transport du matériel qui est effectué à pied (une bobine pèse approximativement 8 kg) et d'autre part parce qu'il serait alors nécessaire d'enterrer la bobine, longue d'environ 1.20 m, complètement sous terre afin de la protéger du vent et d'un mouvement éventuel dans le champ magnétique terrestre. Cette composante non mesurée a pour effet qu'il sera impossible de déterminer l'évolution en fonction de la profondeur du vecteur d'induction. Mais l'établissement d'un profil est toujours possible puisque l'impédance du sol est déterminé uniquement par les composantes horizontales (équation ??).

On enregistre alors les deux composantes horizontales de chacun des deux champs. Ces signaux qui, une fois amplifiés et filtrés par des filtres passe-haut et passe-bas, sont directement enregistrés dans un ordinateur, sont transformés dans le domaine des fréquences par la transformée de Fourier rapide (FFT) et interprétés en termes de résistivité apparente et de phase. Toujours en temps réel, on voit également la cohérence permettant de juger la qualité de la mesure, le skew permettant de deviner la dimensionnalité de la structure étudiée et le « swift angle » qui représente l'angle formé entre le strike de la structure et celle de la mesure. Sans compter le temps nécessaire à l'installation (ou le rangement) du dispositif de mesure, soit 15 à 20 minutes, le temps de mesure est de huit minutes, le programme enregistrant 480 blocs de mesures à une fréquence d'environ 1 Hz alors que chaque bloc de mesure comporte 2048 valeurs. La fréquence d'échantillonnage est de 2000 Hz. Il faut alors compter une petite heure afin d'effectuer une mesure complète, installation et rangement du matériel compris. En plus de ce temps de mesure, il faut compter le temps nécessaire au déplacement effectué entre différents sites. Ce déplacement se fait à pied avec environ 20 kg de matériel par personne en travaillant à deux. Sur cette campagne, environ 140 sites de mesures ont été effectués. [5]

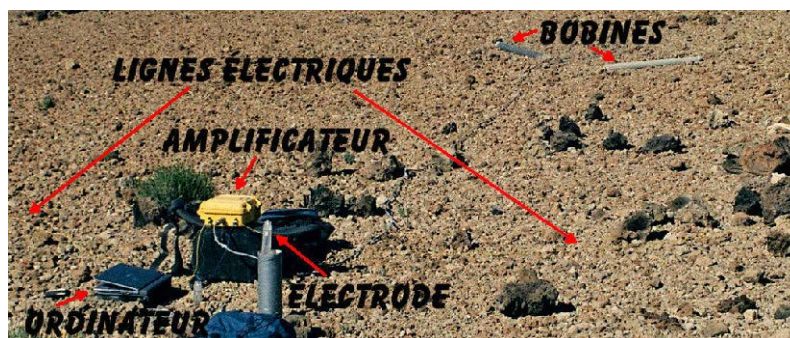


Figure 3.2 – Photo du dispositif de mesure AMT. L'électrode montrée sur cette image est une électrode non utilisée lors de cette mesure.

Index

- Aa, 12
- AMT, 25
- Asthénosphère, 5

- Bibliographie, 29
- Bouclier volcanique, 15
- Brèches volcaniques, 14

- Caldeira, 16
- Cendres, 14
- Chaleur de la Terre, 2
- Champ magnétique terrestre, 9
- Champs incidents, 21
- Champs primaires, 21
- Convection, 5
- Coulées pyroclastiques, 14
- Cratères, 15
- Croûte continentale, 4
- Croûte océanique, 4
- Croûte terrestre, 4

- Dépôts de coulée de cendres, 17
- Dépôts pyroclastiques, 14
- Dômes volcaniques, 15
- Diatrèmes, 17
- Différentiation, 3

- Effondrement d'édifice, 19
- Ejection volcanique, 14
- Epanchements basaltiques, 12, 17
- Eruption, 10
- Eruptions centrales, 14
- Eruptions de fissures, 17
- Explosions phréatiques, 17

- Failles transformantes, 6
- Fumeroles, 19

- Gaz volcaniques, 19
- Geysers, 19

- Hot spots, 17

- Lahars, 19
- Lave, 10
- Laves andésitiques, 13
- Laves basaltiques, 12
- Laves en coussins, 13
- Laves rhyolitiques, 13
- Limites convergentes, 6
- Limites divergentes, 6
- Limites transformantes, 6
- Lithosphère, 5

- Méthode magnétotellurique, 20
- Manteau, 3
- Mesure audio-magnétotellurique, 25

- Notions de géologie, 1
- Noyau, 3

- Pahoehoe, 12
- Paléomagnétisme, 17
- Partie expérimentale, 24
- Plaques tectoniques, 5
- Plateaux de lave basaltique, 17
- Points chauds, 17

- Rift, 6
- Roches ignées, 7
- Roches ignées extrusives, 7
- Roches ignées intrusives, 7
- Roches métamorphiques, 7
- Roches sédimentaires, 7

- Sferics, 22

Index

Sources chaudes, 19
Structure interne, 2
Styles d'éruptions, 14
Subduction, 6

Textures des laves, 13
Tsunamis, 19
Tufs volcaniques, 14
Types de lave, 11

Volcanologie, 10
Volcans cendrés côniques, 15
Volcans composés, 15

Zone de subduction, 6

Bibliographie

- [1] Franck Press et Raymond Siever. *Understanding Earth*. W. H. Freeman and Company, New York, 2002.
- [2] Gaston Fischer. *La physique du globe*. Observatoire Cantonal de Neuchâtel, Suisse.
- [3] Wilhelm Masero. *A study of meteoritic impact craters with the magnetotelluric method*. PhD thesis, Université de Neuchâtel, 1995.
- [4] Misac N. Nabighian. *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Society of exploration geophysics, 1991.
- [5] Michel Chouteau. *Méthodes électriques, électromagnétiques et sismiques*. École Polytechnique de Montréal, 2001. Notes de cours.