

Les oscillations libres de la Terre

Michel Van Camp

Observatoire Royal de Belgique, Séismologie

Introduction

Lorsqu'un séisme est suffisamment fort, la Terre résonne dans son entièreté, telle une cloche ébranlée par son battant. En fait, la Terre, comme tout corps élastique fini, peut vibrer librement à des fréquences* déterminées par sa forme et sa constitution. Ces oscillations sont les *modes normaux* du corps, ou *oscillations libres*. Ce dernier qualificatif se justifie par le fait qu'après excitation de l'oscillation, celle-ci perdurera indéfiniment, si l'on fait abstraction des forces de frottement. Ainsi, lorsque l'on écarte un pendule de sa position d'équilibre et qu'il est abandonné à lui-même, il oscillera avec une fréquence qui lui est propre et qui dépend de sa longueur L , ainsi que de l'accélération de la pesanteur g (figure 1). Si l'on pince une corde tendue à ses deux extrémités, on excitera différents modes propres, dont les plus simples sont représentés à la figure 2. Le premier mode est le fondamental, les autres sont les harmoniques. A chaque mode est associée une fréquence propre, qui dépend de la longueur d'onde, de la longueur de la corde, ainsi que de sa densité. Ajoutons que les modes sont des oscillations stationnaires, c'est-à-dire que tous les points de la corde passent en même temps par leur position d'équilibre et en même temps par leurs positions extrêmes, alors que les amplitudes des différents points ne sont pas identiques : elles varient entre une amplitude maximum (ventres) et une amplitude nulle (noeuds).

Nous pouvons extrapoler le milieu à une dimension qu'est la corde, aux deux dimensions de la peau d'un tambour, excitée par des baguettes, ou encore aux trois dimensions d'une cloche dont les modes sont excités par le battant.

Un corps quasi sphérique, tel la Terre, possède également ses modes normaux, dont les propriétés (fréquences, longueurs d'onde) sont directement liées à ses caractéristiques physiques.

Pour exciter les modes telluriques, il faut évidemment des sources formidables, tels les grands tremblements de Terre, de magnitude supérieure à $M_w = 6.5$.

La sismologie et les modes sismiques

Avant d'aborder notre étude des modes sismiques, passons brièvement en revue les différents domaines traditionnels de la sismologie.

Il existe trois concepts de base pour interpréter les enregistrements sismiques :

1. **La théorie du rai** : Le rai représente le parcours suivi par une onde à l'intérieur de la Terre; il matérialise ainsi l'onde qui se propage de la source vers l'observateur. Cette théorie s'applique aux ondes de période inférieure à 60 secondes et se base sur la théorie géométrique du rai et les généralisations de l'optique géométrique. Elle est très utile pendant les premières dizaines de minutes qui suivent un séisme où l'on observe des arrivées distinctes et impulsives. La figure 3 montre les arrivées de différents types d'ondes sismiques, qui se sont propagées à travers différentes couches de la Terre suite à un séisme en Antarctique. La plupart de nos connaissances sur la structure de la Terre et les sources sismiques viennent de l'application de calculs de rais pour interpréter les sismogrammes. Par exemple, le noyau, zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques, diffracte les rais et crée une zone d'ombre (figure 4). Ce phénomène, mis en évidence par Oldham en 1906, provoque une rapide décroissance des ondes P^* pour des distances supérieures à 100° . En 1936, Inge Lehman, une des premières femmes sismologue, découvrit la graine en observant la présence de rais réfléchis par une discontinuité à 5000 km de profondeur. On ne fut toutefois pas en mesure à l'époque de savoir si elle était solide ou liquide.

2. **Le concept de paquets d'ondes progressives et d'ondes de surface** :

les ondes de surface sont des ondes guidées entre la surface de la Terre et les différentes couches superficielles qui la composent. Lors d'un grand séisme, ces ondes font plusieurs fois le tour du Globe sous forme de paquets d'ondes progressives, en échantillonnant les 1000 premiers kilomètres sous la surface (figure 3). L'analyse de ces ondes permet par exemple d'améliorer notre connaissance du manteau terrestre, ou de mieux contraindre l'étude des mécanismes au foyer.

3. **Les oscillations libres** : si le séisme est suffisamment important, les paquets d'ondes de surface font plusieurs fois le tour de la Terre (figure 3), se rejoignent, et après plusieurs heures finissent par interférer entre elles pour produire des ondes stationnaires. Ces ondes oscillent à des fréquences qui dépendent directement de la structure interne de la Terre. L'analyse en fréquence des oscillations libres constitue véritablement de la « spectroscopie terrestre ».

Les modes sismiques

Les périodes des modes sismiques sont comprises entre quelques secondes et 54 minutes, tandis que leur amplitude peut atteindre le millimètre. Certains modes perdurent jusqu'à un mois après des séismes particulièrement violents. L'observation des modes intéresse au plus haut point les géophysiciens, car leurs fréquences dépendent de la forme de la Terre, de sa densité (résistance à l'accélération), du module de cisaillement (résistance à un changement de forme) et du module d'incompressibilité (résistance à un changement de volume).

Historique

Les premières formulations mathématiques ont été formulées par Lamb en 1882, qui a considéré la Terre comme une sphère élastique de densité et de modules de cisaillement et d'incompressibilité uniformes. En 1911, en considérant la Terre comme une sphère d'acier uniforme, Love cal-

cula que la période la plus longue devait évaluer 60 minutes. Il n'était pas loin des 54 minutes observées en réalité !

En 1889, on observa à Potsdam le premier télé-séisme* qui s'était produit au Japon. Il ne s'agit alors pas d'observations de modes propres, mais cela montra déjà que des ondes sismiques pouvaient se propager dans la Terre entière.

En 1952, suite à un séisme au Kamtchatka, on a effectué la première tentative d'observation d'un mode dont la période évaluerait 57 minutes. Cependant, il faudra attendre 1960 pour identifier avec certitude des modes sur l'enregistrement d'un extensomètre à la station d'Isabella en Californie, suite à un séisme au Chili de magnitude $M_w=9.5$. De nombreux modes sont également identifiés suite au séisme de 1964 en Alaska, de magnitude $M_w=9.2$. Notons en passant que ces deux tremblements de Terre sont les plus importants jamais enregistrés à ce jour. Ainsi, le séisme de 1960 représente un déplacement moyen de 24 m le long d'une faille longue de 1000 km et large de 200 km ! Les progrès instrumentaux aidant, on observe de nos jours des modes propres pour des séismes de magnitudes supérieures à 6.5.

Caractéristiques des modes

On distingue deux types de modes propres : les toroïdaux, encore appelés modes de torsion et les sphéroïdaux.

Les modes toroïdaux

– On note ces oscillations ${}_nT_l$, où n donne le nombre de sphères nodales (où les mouvements sont nuls) et l , le nombre de lignes nodales à la surface. Pour les modes toroïdaux, les pôles¹ ne subissent pas de mouvement et comptent pour $l=1$. Ainsi, ${}_0T_2$ (figure 5) correspond-il à des torsions alternées des hémisphères supérieurs et inférieurs du corps ; il est surnommé « le mode qui twist ». Très difficile à observer, ce n'est qu'en 1992 qu'on a pu le mettre en évidence. Le mode ${}_1T_2$ correspond à des torsions semblables de coquilles concentriques composées chacune de

deux hémisphères se tordant en sens opposés.

– Le mode ${}_0T_0$ ne peut exister en l'absence de forces extérieures car il correspond à une modification de la vitesse de rotation de la Terre entière, ce qui violerait la loi de conservation du moment cinétique*.

– Les oscillations toroïdales n'ont pas de composante verticale ; mais seulement tangentielle, perpendiculaires au rayon terrestre. Les mouvements sont donc confinés aux surfaces de sphères concentriques dans la Terre (figure 5).

– Ces modes ne provoquent que des changements de forme, pas de volume. Dès lors, ils n'existent que dans le manteau, et non dans le noyau fluide où la résistance au cisaillement est nulle.

– Les modes toroïdaux du manteau sont indépendants de ceux de la graine solide, s'ils existent (pour les exciter, il faudrait d'improbables séismes dans la graine, ou plus sérieusement, des fluctuations de flux de fluide du noyau liquide contre la graine). Dans l'affirmative, ils ne seraient de toutes façons pas détectés par les instruments en surface !

Les modes sphéroïdaux

– Ces modes possèdent des composantes radiale (ou verticale) et horizontales (tangentielle).

– Outre des changements de forme, ces modes provoquent également des changements de volume et ne sont donc pas confinés dans le manteau. Contrairement aux modes toroïdaux, leur observation permet donc d'étudier le noyau et la graine de la Terre. C'est par l'étude de certains d'entre eux que l'on a pu prouver la solidité de la graine en 1971.

– On note ces oscillations ${}_nS_l$. l est de signification semblable aux modes toroïdaux, bien que les pôles ne représentent plus des noeuds et ne comptent donc pas pour $l=1$. En ce qui concerne n , la situation est plus compliquée : il ne représente le nombre de sphères nodales que lorsque $l=0$.

– Les modes pour lesquels $l=0$ sont radiaux : tous les mouvements se font parallèlement au rayon. Ainsi, ${}_0S_0$ correspond à des expansions et contractions de la sphère entière, sa période évalue 20.5 minutes (figure 6). Il est surnommé « mode ballon », car il est semblable à une baudruche que l'on gonfle et dégonfle. Il est si faiblement atténué

qu'on peut l'observer jusqu'à un mois après un séisme. Le mode ${}_1S_0$ possède une surface nodale interne qui ne subit pas de mouvement et qui sépare les couches alternativement en expansion et contraction.

– Lorsque $l > 0$, les lignes nodales se trouvent le long de cercles parallèles à l'équateur, qui subdivisent la surface en zones de mouvements alternés. Par exemple, le mode ${}_0S_2$ correspond à des déformations prolates et oblates de la sphère (figure 6). ${}_0S_2$ possède deux lignes nodales, ${}_0S_3$ en possède 3, et ainsi de suite. Notons que ${}_0S_2$ est le mode le plus lent, de période égale à 54 minutes et est appelé « mode football », car sa forme rappelle un ballon de football américain.

– Le mode ${}_0S_1$ ne peut pas exister car il correspondrait à une variation de la vitesse de translation de la Terre, ce qui ne serait possible que sous l'action d'une force extérieure.

Les indices n et l sont des nombres entiers qui peuvent atteindre l'infini, mais en pratique, on ne peut identifier que les quelques premières dizaines. Les modes pour lesquels $n=0$ sont qualifiés de fondamentaux.

Harmonie, musique et modes sismiques

Les fréquences des modes sismiques sont très basses : à la période de 20.5 minute du mode ballon ${}_0S_0$ correspond une fréquence de 0.001 Hertz. Pour se donner une meilleure idée des ordres de grandeur, comparons cette fréquence à celle du « Do 256 Hertz », qui occupe le centre du clavier d'un piano. Pour atteindre la fréquence de 0.001 Hertz, il faudrait descendre de 16 octaves, alors que le clavier d'un piano n'en compte au total que 8.

Prenons un autre exemple : dans le cas d'une corde de guitare, sa fréquence est d'autant plus basse qu'elle est longue (lorsque le guitariste obtient un son plus ou moins grave d'une corde en la pinçant en différents endroits, il ne fait rien d'autre que l'allonger ou la raccourcir). En supposant que l'on pourrait fabriquer et tendre une corde de guitare de 300 km de long, elle émettrait une fréquence aussi grave que le mode ballon !

Enfin, pour clore le parallèle entre musique et modes, attardons-nous sur la notion d'harmoniques. Dans le cas de la

¹ Les pôles, hémisphères et ligne équatoriale des figures des différents modes dépendent de la localisation du séisme. Il ne faut en aucun cas les confondre avec leurs homologues géographiques.

corde vibrante de la figure 1, le mode le plus simple est le fondamental, tandis que les autres sont les harmoniques. Dans le cas des instruments de musique, le mode le plus excité est toujours le fondamental ; le timbre de l'instrument, qui le caractérise, dépendra du degré d'excitation des différentes harmoniques. Considérons par exemple une flûte et un tuba qui jouent tous deux le Ré 200 Hertz (une des notes les plus graves qu'une flûte peut émettre). La flûte donnera surtout le mode fondamental, tandis que le tuba excitera aussi toute une série d'harmoniques à 400, 600, 800 et 1000 Hertz.

L'harmonie d'un son provient d'une relation simple qui lie les fréquences harmoniques et fondamentales (multiplication par deux, trois, ... pour les fréquences du tuba). Dans le cas d'un stylo qui tombe, le choc excite sa fréquence fondamentale, par exemple égale à 197 Hz, mais également des harmoniques, de 211, 217, 219, 287, 311, ... Hertz. Il n'existe pas de relation simple entre harmoniques et fondamentale, c'est ce qui rend le son sec et désagréable. Cependant, pour le physicien, il s'agit toujours d'une somme de fondamentale et d'harmoniques. Si l'on pouvait entendre les sons qui correspondent aux modes sismiques, il s'agirait également d'un bruit non harmonieux, vu les relations complexes qui existent entre fondamentales et harmoniques.

Observations

Instruments

La principale difficulté liée à l'observation de modes est leur faible amplitude et leur lenteur : il a fallu attendre le développement d'instruments suffisamment stables et sensibles pour pouvoir observer les oscillations libres de la Terre. C'est un extensomètre de la station Isabella en Californie qui a permis la première observation des modes sismiques en 1960. Il s'agit d'un appareil qui mesure des déformations, autrement dit des variations de distance entre deux points. Ainsi, il est entre autres sensible aux oscillations du mode « ballon », où les particules s'éloignent et se rapprochent périodiquement les unes des autres.

Par la suite, les développements de sismomètres à longue période, de gra-

vimètres spécialement équipés, ainsi que des techniques numériques d'acquisition et d'analyse de données a rendu possible l'étude de modes sans cesse plus nombreux.

Un gravimètre ne diffère intrinsèquement pas d'un sismomètre : il s'agit dans les deux cas d'une masse suspendue à un ressort (figure 7a). Cependant, les caractéristiques mécaniques du ressort d'un gravimètre et la conception de l'instrument rendent possible l'étude des variations lentes de l'accélération de la pesanteur, qu'elles soient dues aux modes sismiques ou aux forces de marée.

Remarquons que les gravimètres ne sont sensibles qu'aux composantes radiales des modes ; ils ne conviennent donc pas pour l'étude des oscillations toroïdales.

Une des 25 stations sismiques de l'Observatoire Royal de Belgique permet l'observation des modes. Il s'agit d'une galerie de 140 m de long creusée sous le plateau des Hautes-Fagnes à Membach, près d'Eupen, où se trouvent des sismomètres longue période, ainsi qu'un gravimètre à supraconductivité* (figures 7b-c et 8). Comme les variations de pression atmosphérique perturbent l'enregistrement des modes, cette station est également pourvue de baromètres de précision, afin de pouvoir appliquer des modèles correctifs. De plus, des observations récentes indiquent que les variations de pression atmosphérique excitent certains modes en permanence.

Analyse

Pour retrouver les fréquences des modes, on effectue une analyse spectrale* sur un sismogramme tel celui de la figure 3. La longueur du sismogramme peut atteindre plusieurs dizaines d'heures après le séisme. On trouvera à la figure 9 un exemple de spectre calculé sur sismogramme de 80 heures après un séisme de magnitude 8.1 en Antarctique en mars 1998.

Les modes subséismiques

Pour qu'il y ait des oscillations, il faut des forces de rappel qui tendent à ramener les particules à leur position d'équilibre. Dans le cas des modes sismiques, ces forces de rappel sont dues à l'élasticité, liée aux forces de cohésion moléculaire. Elles sont proportionnelles

à la densité, ainsi qu'aux modules de cisaillement et d'incompressibilité.

Cependant, il existe d'autres modes dus au noyau liquide en rotation dans un champ magnétique, où les forces de rappel en jeu sont beaucoup plus faibles. Elles impliquent donc des périodes d'oscillations beaucoup plus longues, c'est pourquoi on nomme ces modes subséismiques ou sous-harmoniques. Les forces en jeu sont la force de Coriolis (on parle alors d'ondes inertielles), d'Archimède (ondes de gravité) et de Lorentz (ondes hydromagnétiques ou d'Alfvén). Lorsque ces trois forces restituantes sont en jeu, il s'agit d'ondes MAC.

Un de ces modes est celui de Slichter ${}_1S_1$; il s'agit d'une translation de la graine solide dans le noyau liquide où la force de rappel est celle d'Archimède (figure 10a). La période de ce mode est voisine de 4 heures, mais il n'a pas encore été observé avec certitude. Dans l'affirmative, on obtiendrait des informations sur le saut de densité à l'interface graine/noyau, sur la viscosité du noyau et surtout le profil de densité de la graine.

Il y a aussi les « modes du noyau », mouvements du liquide gouvernés par les forces d'Archimède et de Coriolis, mais ils n'ont jamais été observés à ce jour. De périodes supérieures à la dizaine d'heures, leur observation fournirait des informations sur le profil de densité du noyau, encore mal connu. On espère parvenir à enregistrer les modes du noyau et de Slichter par la mise en réseau d'une vingtaine de gravimètres à supraconductivité répartis dans le monde.

Nutations et mouvement du pôle

Parmi les sous-harmoniques, il y a aussi des modes liés à la rotation et l'ellipticité de la Terre ; ils n'existeraient pas si la Terre était parfaitement sphérique. Avant d'aborder plus en détail ces oscillations, rappelons l'on entend habituellement par *précession et nutation* les mouvements de l'axe de rotation de la Terre dans l'espace, et par *mouvement du pôle* les mouvements associés repérés dans la Terre, lesquels provoquent une variation de la latitude d'un lieu donné.

Oscillation de Chandler

C'est le mode le plus important, découvert en 1880. Ce mouvement apparaîtrait lorsque l'axe de rotation de la Terre

ne coïncide plus avec un de ses axes principaux d'inertie (axes autour desquels se répartit la masse). Il s'ensuit un mouvement du pôle, qui décrit un cône dans l'espace (changement de déclinaison des étoiles) et dans la Terre (changement de latitude). Il est bien sûr dû à l'ellipticité de la Terre, vu que si elle était sphérique, l'axe de rotation coïnciderait toujours avec un des axes principaux d'inertie. A cause de l'oscillation chandlérienne, le pôle de rotation de la Terre se déplace à la surface du Globe de quelques dizaines de mètres, avec une période d'environ 433 jours (figure 10b). Ce mode est excité par des déformations de la Terre, qui peuvent résulter de tremblements de Terre, des marées, d'interactions noyau/manteau, de variations hydrographiques, ainsi que de mouvements océaniques ou atmosphériques. Ce n'est que l'an dernier qu'il a été prouvé que les océans intervenaient pour deux tiers, et l'atmosphère pour un tiers.

Remarquons que le mouvement chandlérien du pôle n'est qu'une composante du mouvement du pôle ; ce dernier résulte de divers forçages qui entraînent une résonance à la fréquence de Chandler.

L'oscillation libre quasi-diurne

Ce mode est dû au non alignement des axes de rotation du manteau et du noyau. Dans ce cas, le fluide du noyau est contraint de suivre une circonférence plus petite par interaction avec la frontière noyau/manteau (figure 10c). Cette interaction tend à aligner les deux axes mais comme la Terre est en rotation, il s'en suit une réaction gyroscopique du manteau et du noyau qui provoque une nutation dans l'espace (période de 432 jours sidéraux) et un mouvement diurne du pôle dans le repère terrestre. Son observation constitue une preuve non sismique de la fluidité du noyau, et nous informe sur l'ellipticité de l'interface noyau/manteau.

Ce mode a pour particularité d'engendrer une résonance dans la bande de marées diurnes : il existe en effet une onde de marée dont la période est très proche de celle de l'oscillation libre quasi-diurne. Il s'ensuit une amplification de la réponse de la Terre à cette onde de marée.

Et ailleurs ?

L'observation des modes permet le calcul de modèles sans cesse plus précis de notre Terre. Plus surprenant peut-être, il en va de même pour le soleil et les étoiles. L'héliosismologie s'intéresse aux pulsations du soleil, et on parle même « d'astrosismologie » : on parvient à l'heure actuelle à identifier certains modes de pulsation d'étoiles ! Vu leur composition gazeuse, il ne s'agit bien sûr que d'oscillations sphéroïdales.

Par ailleurs, la planétologie commence aussi à s'intéresser aux modes. On a vu que l'atmosphère terrestre excitait des modes en permanence. Certains espèrent que ce mécanisme joue également sur Mars, dont on n'est pas certain qu'il soit tectoniquement actif. Dans ce cas, son atmosphère (et d'éventuels impacts de météorites) serait le seul espoir d'y faire de la sismologie ! Et viendra le jour où l'on observera les modes d'autres planètes ou satellites de notre Système Solaire.

Lexique

– *Analyse spectrale* : technique qui permet de retrouver les différentes fréquences présentes dans un signal. Notre cerveau est capable d'une telle analyse pour les ondes sonores : nous sommes en effet capable de distinguer les sons graves (basses fréquences) des sons aigus (hautes fréquences). Les gouttes de pluie peuvent aussi faire une analyse spectrale de la lumière solaire : l'arc-en-ciel n'est en effet rien d'autre que la décomposition de la lumière en ses différentes couleurs, où chaque couleur correspond à une fréquence donnée : indigo pour la plus haute, rouge pour la plus basse.

– *Distance* : en sismologie, la distance entre épicentre et station de mesure est donnée en degrés. A un écart de 100° correspondent 11.100 km.

– *Fréquence* : nombre (en Hertz) d'oscillations effectuées en une seconde. La période (en secondes) est l'inverse de la fréquence.

– *Gravimètre à supraconductivité* : gravimètre où la suspension par un ressort est remplacée par la lévitation d'une masse dans un champ magnétique. Ce dernier est généré par un courant circulant dans un bobinage rendu supraconducteur par un bain d'hélium liquide à -269°C. Comme il n'y a pas

de dissipation d'énergie par effet Joule dans les métaux supraconducteurs traversés par un courant, celui-ci se maintient indéfiniment sans apport extérieur d'énergie. Le champ magnétique résultant présente alors une intensité et géométrie invariables. Cette stabilité permet des mesures des variations dans le temps de g avec une précision cent fois plus élevée que celle des gravimètres à ressort conventionnels, et garantit une très faible dérive à long terme.

– *Moment cinétique d'une particule* : il s'agit d'une quantité représentative de sa rotation, proportionnelle à son éloignement par rapport à l'axe de rotation, ainsi qu'à sa masse. La règle de conservation du moment cinétique exige qu'en l'absence de forces extérieures au système en rotation, le moment cinétique reste invariable. Le moment cinétique est proportionnel au moment d'inertie* et à la vitesse de rotation.

– *Moment d'inertie* : ce nombre fournit une description de la répartition spatiale de la masse d'un objet. Il représente l'opposition qu'offre cet objet à voir changer son état de mouvement de rotation autour d'un axe. Ainsi, plus la masse est proche de l'axe de rotation, plus le moment d'inertie sera petit et plus il sera simple de modifier la rotation de l'objet.

– *Onde P* : onde de compression, qui arrive la première après un séisme, suivie par l'onde de cisaillement S.

– *Période* : temps nécessaire pour effectuer une oscillation complète.

– *Télé-séisme* : séisme se trouvant à une distance* minimale de 30 degrés (soit 3300 km) de la station de mesure.