

## LES VARIATIONS RAPIDES DU CHAMP MAGNETIQUE ET DES COURANTS TELLURIQUES

### Leurs applications possibles à la Prospection géophysique \*

J. COULOMB

Je tiens d'abord à remercier le Professeur Hamit Nafiz Pamir pour sa très aimable et très flatteuse invitation, et à m'excuser si un géophysicien qui n'a jamais fait lui-même de véritable prospection se permet de vous donner des leçons. La géophysique pure et la géophysique appliquée ont souvent échangé leurs méthodes et leurs résultats pour le plus grand profit de l'une et de l'autre, et ce que je vous dirai aujourd'hui n'a d'autre ambition que de poursuivre ces fructueux échanges.

Parmi les méthodes de la géophysique appliquée, celles qui vous sont propres, je veux dire celles qui utilisent un phénomène artificiel, qu'on puisse provoquer et modifier à volonté, sont celles qui fournissent évidemment les renseignements les plus détaillées. C'est le cas de la prospection sismique ou de la prospection électrique. Mais l'observation des phénomènes naturels comme la pesanteur, la polarisation spontanée, etc..., conservent, vous le savez, de l'importance lorsqu'on veut seulement dégrossir certains problèmes. L'étude du magnétisme et des courants telluriques appartient à cette seconde catégorie de méthodes. Je ne vous parlerai pas de la prospection magnétique ordinaire, dont les instruments sont les Balances de Schmidt pour la composante verticale ou pour la composante horizontale, et

la sonde à saturation qui donne l'intensité totale et qui est ordinairement portée par avion, parfois par bateau ou par camion. Dans les observations que vous avez pu faire avec ces appareils, les variations du magnétisme avec le temps ont dû vous paraître gênantes. Ce sont certaines d'entre elles au contraire que nous allons apprendre à mieux connaître, pour essayer de les utiliser.

Il faut noter immédiatement que les variations du champ magnétique induisent dans la Terre des courants électriques, qu'on appelle courants telluriques. Ces courants produisent eux-mêmes un champ magnétique, qui se compose avec le champ inducteur. On a souvent agité la question de savoir si le champ magnétique résultant, celui qu'on observe effectivement, pouvait être considéré comme produisant les courants, ou si c'étaient les courants qui produisaient le champ. Vous voyez que cette question n'a guère de sens: l'ensemble du champ et des courants doit être considéré simultanément et satisfaire aux équations de l'électromagnétisme.

A vrai dire on ne mesure pas directement les courants dans le sol; on peut seulement mesurer la différence de po-

tentiel entre deux électrodes enfoncées à quelques centaines de mètres l'une de l'autre. Le sol n'est pas identique aux deux endroits. Des différences de potentiel de contact interviennent donc; ces différences de potentiel sont variables avec le temps même si on emploie des électrodes dites impolarisables, par exemple des électrodes au sulfate de cuivre. D'autre part on mesure rarement la différence de potentiel elle-même; on mesure avec un galvanomètre le courant qui passe dans une ligne de résistance connue. Les résistances au contact des électrodes et du sol interviennent aussi. Tout cela rendrait difficile une utilisation de la valeur de base du courant observé, ou même de ses variations lentes. Par contre les variations dont la période ne dépasse pas quelques minutes correspondent bien à des phénomènes naturels; le reste sera considéré comme une dérive que l'on essaiera de rendre le moins gênante possible. C'est dans ce sens que nous emploierons le terme de courant tellurique; il s'agira d'une différence de potentiel par unité de longueur, autrement dit d'un champ électrique. On l'exprime généralement en millivolts par kilomètre.

Considérons un cas théorique, le plus simple de tous, celui d'une nappe de courants parallèles dans un sol plan homogène. Exprimons pour un instant toutes les grandeurs en unités électromagnétiques. Soit  $\rho_0$  la résistivité du sol. Sa perméabilité est supposée égale à l'unité. (Il serait facile d'introduire une perméabilité ou une susceptibilité magnétiques, mais vous savez que la question de l'aimantation des roches est compliquée, et je ne m'y aventurerai pas aujourd'hui.) Nous supposons enfin que les variations du champ magnétique et du courant en fonction du temps sont sinusoidales avec la pe-

riode  $T$ . Le calcul complet consiste dès lors à chercher la solution des équations de Maxwell satisfaisant aux conditions aux limites. Ce calcul a été fait plusieurs fois, en particulier récemment par Cagniard (1). On trouve pour la densité de courant  $I$  à la profondeur  $Z$  la formule

$$I = I_0 e^{-\frac{z}{a}} \cos\left(2\pi \frac{t}{T} - \frac{z}{a}\right)$$

$$a = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\rho T}$$

$a$  est la profondeur à laquelle le courant est réduit dans le rapport  $1/e = 3.37$ . Cagniard l'appelle "profondeur de pénétration". Elle détermine non seulement la décroissance du courant mais également le déphasage du courant profond par rapport au courant superficiel.

La profondeur de pénétration diminue lorsque la conductibilité ou la fréquence augmentent. C'est le phénomène familier aux électriciens sous le nom d'effet pelliculaire, en anglais "skin-effect". Vous savez que cet effet restreint les profondeurs accessibles à la prospection électromagnétique (employant des courants alternatifs de fréquence musicale) en sorte que cette prospection se limite à l'étude des terrains superficiels. Même pour des périodes beaucoup plus longues, l'effet pelliculaire reste important. Montrons le par quelques valeurs numériques. Si nous exprimons maintenant  $r_0$  en ohm-mètres,  $a$  en kilomètres, et si  $r_0$  et  $a_0$  sont leurs nouvelles valeurs, nous aurons

$$a_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10 \rho_0 T}$$

Vous connaissez la gamme très étendue des valeurs de la conductivité des roches: Pour des roches cristallines ces valeurs vont de  $10^2$  à  $10^4$  ou  $10^5$ ,

pour des roches sédimentaires de  $10^2$  à  $10^3$ , avec de nombreux écarts accidentels en plus ou en moins; bornons nous à quelques valeurs courantes de  $r_0$  et de T, et donnons les valeurs correspondantes de  $a_0$  empruntées à Cagniard :

$\rho_0 \backslash T$	3	30	300
0,2	$3,9 \times 10^{-1}$	1,2	3,9
100	8,7	$2,8 \times 10$	$8,7 \times 10$
5 000	$6,2 \times 10$	$2,0 \times 10^2$	$6,2 \times 10^2$

La proufondeur de pénétration correspondant à une période de 30 sec par exemple varie de 1 à 200 km suivant la résistivité du terrain. Les champs correspondants semblent donc utilisables pour discerner les propriétés des couches sédimentaires. Or la Nature nous fournit des courants ayant précisément des périodes de cet ordre. Ce sont les courants qui accompagnent les "pulsations" du champ magnétique terrestre.

Les pulsations sont un phénomène dont les caractères principaux sont connus depuis plus de cinquante ans (2). Mais elles suscitent depuis quelques années un renouveau d'intérêt dû en partie à des espoirs d'application pratique. Ce sont des oscillations plus ou moins régulières dont la période ne dépasse pas quelques minutes. Les plus longues et les plus amples apparaissent parfois sur les enregistrements ordinaires des observatoires magnétiques. En particulier on observe parfois dans les régions polaires, au voisinage de la zone aurorale mais toujours à l'extérieur, ce qu'on appelle des pulsations géantes. Elles sont caractérisées par une régularité très grande de formes. Leur amplitude devient en général trop faible pour qu'elle restent observables dès qu'on s'éloigne de quelques dizaines

de kilomètres ; mais elles peuvent exceptionnellement atteindre les régions tempérées et même tropicales, comme la grande pulsation du 1er Mars 1942 qui à été bien enregistrée jusqu'à Tamarrasset.

Du côté des fréquences élevées, on ne connaît guère de limite au delà de laquelle on n'observerait plus de pulsations, ou plutôt les limites sont d'ordre instrumental. L'amplitude décroît en effet de quelques gammas ( $1 \text{ g} = 10^{-5}$  oersted) à l'ordre du centième de  $\gamma$  vers la fréquence 10. Au delà les amplitudes ne sont plus directement mesurables, mais on peut encore essayer de déterminer l'énergie mise en jeu dans des bandes de fréquences. Les mesures dans ce domaine sont extrêmement perturbées par les champs artificiels. Elles ne nous intéressent d'ailleurs pas directement.

Je reviens aux périodes allant de quelques secondes à quelques minutes. L'appareillage ordinaire des stations magnétiques convient mal pour les observer. Néanmoins le nombre des systèmes employés est si grand que l'Association Internationale de Magnétisme et Electricité Terrestres s'est préoccupée de choisir un appareil dont l'emploi serait recommandé pendant l'Année Géophysique Internationale 1957-1958. Un rapport très complet a été présenté à cette occasion par le Prof. Thellier; ceux qui s'intéresseraient à cette question auraient intérêt à s'y reporter. J'indiquerai seulement les principes.

Une première famille d'appareils est analogue aux variomètres classiques, qui comportent pour chaque composante horizontale un aimant suspendu à un fil de torsion, pour la composante verticale un aimant-balance. On doit assurer un amortissement efficace des oscillations propres, une sensibilité et

une vitesse de déroulement assez grandes. Pour économiser le papier photographique l'enregistrement est fait suivant des bandes étroites juxtaposées. Un peu avant qu'une courbe sorte de la bande, une autre courbe apparaît sur l'autre bord. (Dans l'enregistreur danois de La Cour, le plus employé, les diverses images sont fournies par une batterie de 50 prismes déviateurs). On peut aussi utiliser un enregistrement photoélectrique, qui est particulièrement satisfaisant si on transforme le variomètre en appareil de zéro.

Une variante des appareils à aimant a été proposée par Grenet et est maintenant assez répandue: l'aimant du variomètre induit un courant, lorsqu'il tourne, dans une bobine fermée sur un galvanomètre sensible. L'amplification dépend beaucoup de la période des phénomènes enregistrés. Elle est nulle pour les variations de champ très rapides ou très lentes. Ces appareils n'ont pas de dérive et permettent d'enregistrer suivant une hélice à spires serrées comme dans un séismographe.

Des résultats analogues peuvent être obtenus en utilisant la force électromotrice engendrée directement dans une bobine par les variations du champ; on la mesure après amplification électronique, ou simplement en l'envoyant dans un galvanomètre; on peut sur-amortir celui-ci comme un fluxmètre, ce qui fait remonter, pour les périodes moyennes, de la dérivée  $dH/dt$  du champ au champ  $H$  lui-même. La bobine est souvent un simple cadre de très grande surface. Le record dans ce genre est la bobine russe de Kalaşnikof: elle comporte 38 spires de 100 mètres de diamètre; la valeur d'échelle est 0.008 g/mm, ce qui a permis à l'auteur d'observer des impulsions de 0.01 g environ qu'il attribue à la traversée de l'ionosphère par les météores (ces impulsions

augmentent-beaucoup pendant les averse météoriques des Léonides et des Perséides).

A la place de ces cadres énormes on peut évidemment songer à bobiner un grand nombre de tours de fil sur un noyau de métal magnétiquement perméable, du genre permalloy. Pour éviter les effets du champ démagnétisant le noyau doit être assez allongé, donc encore assez encombrant. D'autre part la présence d'un métal ferromagnétique rend les conditions de mesure beaucoup moins bien définies. Ce genre d'appareil est néanmoins très employé; signalons en particulier l'existence d'un modèle américain comportant un enregistrement sur ruban de magnétophone. On rejoue ce ruban à vitesse plus grande, ce qui permet d'analyser le spectre des fréquences au moyen des dispositifs courants du domaine acoustique.

La troisième famille d'appareils est constituée par les sondes à saturation (en anglais Fluxgate) analogues à celles des magnétomètres aéroportés. C'est le système qui paraît a priori le plus compliqué. Mais la souplesse des montages électroniques est telle qu'il finira par remplacer tous les autres.

Supposons que nous disposions de l'un des appareils précédents, par exemple d'un simple variomètre à aimant pour l'intensité horizontale. Que nous montrent ses enregistrements? Les pulsations, que l'on a cru pendant longtemps être un phénomène rare, apparaissent même si la journée est peu agitée. Tant que l'agitation n'est pas trop forte elles se présentent de façon nettement différente pendant le jour et pendant la nuit: Le jour les pulsations sont presque incessantes, mais leur amplitude est faible (de l'ordre de 1 y sur les composantes horizontales, de l'ordre de 0,1 y sur la compo-

santé verticale) ; leur période moyenne est de l'ordre de 20 secondes. La nuit apparaissent seulement des trains isolés d'amplitude et de période beaucoup plus grandes; ils accompagnent un phénomène qui a beaucoup attiré l'attention des géophysiciens depuis cinquante ans et que l'on appelle une "Baie" magnétique.

La perturbation en baie est la plus simple des tempêtes magnétiques: Dans les régions de latitude moyenne il arrive souvent au cours d'une journée présentant par ailleurs un calme magnétique complet que l'intensité de la composante horizontale par exemple augmente progressivement de quelques dizaines de gammas pour revenir à sa valeur normale en un temps généralement compris entre une demie - heure et deux heures. Il en résulte une indentation dans la courbe du magnétogramme, analogue à celle que produit une baie sur la ligne de côtes d'une carte; d'où le nom adopté. Des indentations du même genre peuvent également apparaître pendant un jour agité et même, à plusieurs reprises, au cours d'une grande tempête magnétique; mais elles sont alors noyées dans des variations irrégulières et il est à peu près impossible de les en séparer.

Birkeland a reconnu que les baies étaient produites par des courants électriques circulant dans ce qu'on appelle aujourd'hui l'ionosphère, courants dont la forme est étroitement liée à la position du Soleil par rapport à la Terre. Ces courants sont particulièrement intenses au-dessus des zones aurorales, c'est à dire des régions, situées à environ 20° des pôles magnétiques de Gauss, où les aurores polaires sont les plus fréquentes et les plus brillantes. Plusieurs systèmes de courants correspondant à des baies de l'hémisphère Nord ont pu être étudiés grâce aux documents mag-

nétiques accumulés en 1932 - 1933 pendant la Seconde Année Polaire Internationale. Leur caractère commun est la présence d'un élément de courant très intense, de l'ordre de 500000 ampères, circulant à 100 ou 150 km de hauteur, d'Est en Ouest, le long de la zone aurorale, toujours dans l'hémisphère terrestre opposé au Soleil. L'élément de courant se ferme en majeure partie dans cet hémisphère obscur par un courant de retour dirigé d'Ouest en Est aux basses latitudes. C'est ce courant de retour qui cause l'augmentation de la composante horizontale dont nous avons parlé. Ces baies positives de la composante horizontale se produisent donc la nuit, toujours au voisinage de 23 heures (heure locale), mais aux autres heures locales les mêmes courants peuvent produire des baies sur la courbe de déclinaison ou des diminutions de la composante horizontale (celles-ci toujours dans l'hémisphère éclairé). Ainsi les baies ne sont pas strictement un phénomène nocturne, bien qu'elles présentent la nuit leur aspect le plus caractéristique.

On peut, semble-t-il, dire la même chose des pulsations à grande période qui accompagnent les baies. En effet Kato et Ossaka, qui ont fait des enregistrements de pulsations au Japon, les ont comparés à ceux qu'avait faits Grénet au Sahara; ils ont retrouvé dans l'hémisphère diurne des variations correspondant à leurs pulsations nocturnes; une petite partie de l'agitation du jour est donc aussi attribuable aux baies.

On observe souvent des pulsations qui paraissent plus régulières que les autres. Elles forment des groupes d'ondes dont l'amplitude croît puis décroît, tandis que la période reste bien définie. Cet aspect analogue à des "battements" acoustiques est caractéristique des phénomènes physiques dont

le spectre est étroit. Au cours d'enregistrements de la composante verticale, Özdoğan a même observé (3), toujours de nuit, des cas de spectre pratiquement monochromatique. Dans l'un d'eux par exemple, la pulsation débutait progressivement, gagnait en une vingtaine de minutes son amplitude maximum, et prenait fin au bout de trois heures en diminuant graduellement d'intensité; la période se maintenait entre 13 et 14 secondes.

On ne possède pas actuellement de théorie expliquant ces phénomènes de façon satisfaisante. Comme vous le savez, on attribue les aurores polaires à des chutes de corpuscules électrisés arrivant du Soleil après un voyage sur lequel on est encore très mal renseigné. On admet que ces chutes corpusculaires produisent aussi les courants ionosphériques intenses qui sont à l'origine des baies magnétiques, et on peut penser que des fluctuations dans l'arrivée des corpuscules imposent à l'ionosphère des variations rapides se traduisant par des pulsations irrégulières. Ce serait une forme de turbulence ionosphérique se rapprochant de celles qu'on a pu mettre en évidence par divers procédés; par exemple la scintillation des "étoiles radioélectriques" prouve l'existence d'une telle turbulence dans la région F 2 de l'ionosphère. Ces hypothèses sont malheureusement d'un caractère assez vague. Il n'est pas certain d'ailleurs qu'elles s'appliquent aux pulsations régulières, dont on ne sait pas si elles sont de même nature que les pulsations irrégulières et si elles sont simplement filtrées dans leur traversée de l'ionosphère par un effet de résonance ou de propagation dispersive. Certains géophysiciens cherchent au contraire à expliquer les pulsations régulières par des oscillations de plasmas ionisés comme il s'en produit dans les tubes à décharge.

La principale difficulté de toutes les théories consiste à expliquer l'apparition simultanée des pulsations sur de grandes distances, phénomène que nous allons signaler maintenant.

Quoique les pulsations des régions tempérées soient beaucoup moins amples que les pulsations géantes de la zone aurorale, leur extension est bien plus grande. Par exemple on a fait des enregistrements magnétiques rapides simultanés en deux stations françaises (Chambon la Forêt et l'Observatoire astronomique de St Michel) distantes de 500 km. La plupart des petites variations, régulières ou irrégulières, se retrouvaient d'une station à l'autre. Dans quelques cas exceptionnels les courtes périodes, favorisées à St Michel, masquaient les périodes plus longues visibles à Chambon.

Les pulsations du champ magnétique se retrouvent bien entendu sur les enregistrements de courants telluriques; Schlumberger et Kunetz ont décrit les types qu'ils ont observé, en général de jour, au cours des prospections telluriques de la Compagnie Générale de Géophysique. L'amplitude est de l'ordre du millivolt par kilomètre pour un jour peu agité. Suivant la période on peut distinguer divers "régimes": les grands mouvements (période de plusieurs minutes), les pulsations (vers une minute), les pulsations serrées (vers une demie-minute), les oscillations (vers un tiers ou un quart de minute), les oscillations serrées (vers un septième ou un huitième de minute); bien entendu cette répartition est assez arbitraire.

Schlumberger et Kunetz ont trouvé des changements de régime simultanés et même parfois des groupes d'ondes semblables sur des continents différents (figure). Récemment encore (5) Kunetz a étudié les enregistrements faits dans



un but scientifique par les sociétés du groupe Schlumberger les 24 et 25 février 1952 à l'occasion d'une éclipse totale de Soleil. Les stations se trouvaient en France, en Italie, au Sahara, en Afrique Equatoriale Française et aux Etats - Unis. Les détails des courbes se retrouvaient bien entre l'Europe et l'Afrique, se retrouvaient mal entre les deux continents et le Venezuela ou entre le Venezuela et les Etats-Unis, ne se retrouvaient à peu près plus entre l'Eurafrrique et les Etats-Unis. En particulier les oscillations, presque incessantes aux Etats-Unis, étaient rares ailleurs. Cette fois Kunetz ne s'est pas contenté d'observer la simultanéité de certains détails. Il a caractérisé le niveau moyen d'agitation dans chaque intervalle de 30 minutes par la "variation totale"  $V$  de la courbe, qui est la somme des valeurs absolues des montées et des descentes. (En réalité, comme on a deux composantes  $x, y$  en chaque point, Kunetz prend  $V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}$ ) Et voici le résultat: les changements brusques du niveau de  $V$  se produisent aux mêmes heures de temps universel, mais ce niveau subit une évolution lente qui a partout la même allure si elle est rapportée au temps local. On pourrait penser qu'elle est due à l'augmentation de conductivité de l'ionosphère qui se produit de jour sous l'action du rayonnement ultraviolet solaire; mais le maximum d'agitation a lieu vers 10 heures locales, le minimum vers 1 heure, ce qui ne s'accorde pas avec cette hypothèse, et le phénomène reste inexpliqué.

Maintenant que nous avons appris à connaître les pulsations, voyons comment on pourrait les utiliser pour la prospection. Je rappelle d'abord le principe de la méthode tellurique ordinaire inventée par Marcel Schlumberger et mise au point par Migaux: Supposons

qu'une même source ionosphérique produise les courants que l'on observe en deux points  $S$  et  $s$ . Puisque les équations de l'électromagnétisme sont linéaires il existe une dépendance linéaire entre les deux courants. Disposons en  $S$  deux lignes telluriques rectangulaires, en  $s$  deux autres lignes rectangulaires mais dont les directions ne sont pas nécessairement les mêmes que les précédentes. Si les premières lignes enregistrent des variations  $X, Y$ , entre deux instants déterminés, et si les secondes enregistrent les variations  $x, y$ , correspondantes, on aura des relations de la forme:

$$\begin{aligned}x &= a X + b Y, \\y &= c X + d Y.\end{aligned}$$

Par commodité, on choisit comme points correspondants les maximums et minimums des deux courbes, en sorte que ces relations s'appliquent en réalité à des amplitudes de pulsations. Elles ne sont d'ailleurs bien vérifiées que pour des points assez voisins. Lorsque les stations se séparent, les relations n'ont plus qu'un sens statistique. On a pu récemment (6) caractériser cette corrélation entre deux vecteurs plans par deux coefficients de corrélation indépendants des axes de coordonnées; ces deux coefficients remplacent le coefficient unique qui définit la corrélation ordinaire entre deux quantités scalaires. Peut-être ces coefficients de corrélation vectorielle trouveront ils une application à la prospection tellurique, mais on n'a pas attendu de telles précisions mathématiques pour travailler pratiquement: on a fait comme si la relation était rigoureuse; elle implique que si au cours d'une oscillation le vecteur  $X, Y$  garde une intensité constante  $E$ , l'extrémité du vecteur  $x, y$  décrit une ellipse d'aire  $p E^2$  ( $ad-bc$ ). Pendant un quart d'heure ou une demie-heure on détermine, à la station fixe  $S$  et à la station mobile  $s$

quelques vecteurs correspondants. On réduit le vecteur  $x, y$  dans le rapport  $\sqrt{X^2 + Y^2} E$ ,  $E$  étant une longueur fixe arbitraire. Tant que la distance des deux stations ne dépasse pas quelques dizaines de kilomètres, les extrémités des vecteurs réduits se groupent tant bien que mal au voisinage d'une ellipse. L'aire de cette ellipse mesure indépendamment des axes de coordonnées une certaine aptitude du sol sous la station  $s$  à renforcer le courant observé en  $S$ .

Comme nous l'avons vu les terrains sédimentaires sont plus conducteurs que les terrains cristallins. Dans beaucoup de cas on peut raisonner grossièrement comme si on avait un milieu sédimentaire très bon conducteur reposant sur un milieu cristallin très bon isolant. On comprend que l'intensité des courants qui circulent en nappes quasi-horizontales tant qu'on reste à l'intérieur d'un même bassin sédimentaire augmente lorsque le fond cristallin se rapproche de la surface (puisque la section offerte au passage du courant diminue). Bien entendu la plupart des cas sont beaucoup plus compliqués; on peut notamment rencontrer des bancs sédimentaires exceptionnellement résistants. Mais je ne veux pas y insister.

Cette méthode tellurique classique, qui ne considère que les amplitudes, néglige les variations des coefficients  $a, b, c, d$  qui seraient dues à des changements dans la profondeur de pénétration. L'effet pelliculaire joue pourtant un rôle appréciable dans le domaine de périodes utilisé, et il serait peut-être intéressant de raffiner de même la méthode tellurique en recherchant comment ses résultats dépendent de la période. Cela obligerait évidemment à prolonger les enregistrements et à séparer les périodes par une analyse harmonique. Cette analyse pourrait être faite après coup par un procédé numérique ou par

un procédé mécanique; elle pourrait aussi être faite sur le terrain même par un procédé électrique.

On aurait des résultats tout à fait analogues en s'adressant aux variations du champ magnétique. Dans la comparaison des champs magnétiques faite en France sur 500 km. de distance, dont j'ai parlé plus haut (4), le rapport de l'amplitude observée à Chambon à l'amplitude observée à St Michel était de l'ordre de 1,5 pour les périodes de l'ordre d'une vingtaine de secondes, de 1,2 pour une minute et demie, voisine de 1 pour une vingtaine de minutes. Ceci était certainement dû au fait que les couches superficielles, qui diffèrent aux deux stations, perdaient de leur importance au profit des couches profondes plus uniformes.

Il semble que personne n'a jamais essayé d'obtenir des renseignements quantitatifs sur la conductivité du sous-sol à partir d'observations de ce genre. C'est assez curieux car les géophysiciens emploient précisément cette méthode pour estimer, à partir de variations beaucoup plus lentes, la conductivité interne aux très grandes profondeurs (là où on peut supposer les propriétés du Globe identiques en toutes régions). Connaissant la variation du champ magnétique qui correspond dans tous les Observatoires à un même phénomène, par exemple à une perturbation en baie, on la représente d'abord par un développement en fonctions sphériques, ce qui permet de séparer les sources extérieures et les sources intérieures de champ (on pourrait faire un calcul analogue pour une région limitée à l'aide de séries de Fourier, mais ce serait beaucoup moins rigoureux). Si on admet que les sources extérieures sont des courants dans la haute atmosphère, et que les sources intérieures sont les courants dans la Terre qui correspondent

aux premiers par les lois de l'induction, leur importance relative dépend de la conductivité apparente et permet de la déterminer. On peut en déduire la conductivité vraie si on fait le calcul pour une suite de phénomènes de plus en plus lents. Dans le dernier travail de ce genre qui ait été fait, Rikitake utilise d'abord les débuts brusques de tempêtes magnétiques, puis les perturbations en baie et les crochets qui accompagnent les éruptions chromosphériques, puis la variation diurne magnétique, enfin les variations au cours des grandes tempêtes magnétiques. Il trouve ainsi que la conductivité, qui serait de l'ordre de 10-15 u.e.m. à la base de la croûte (correspondant à une résistivité de 104 ohms-mètres) croît rapidement pour atteindre des valeurs de l'ordre de  $10^{-12}$  vers 400 km. de profondeur (résistivité 10 ohms-mètres). A partir de là, la conductivité croît lentement jusque vers 1300 km. limite de nos connaissances actuelles.

Arrêtons là cette digression dans la géophysique pure. Au lieu de comparer les champs magnétiques en deux points, ou les courants telluriques en deux points également, Cagniard a eu l'idée de comparer le champ magnétique et le courant tellurique observés au même point, afin de voir comment leur relation change avec la fréquence des phénomènes. C'est le principe de ce qu'il a appelé la méthode magnéto-tellurique de prospection géophysique. Reprenons le cas très simple d'une nappe horizontale de courants circulant sous un sol plan homogène. Soit 0 un point de la surface du sol, Ox un axe orienté dans la direction des courants, Oz la verticale descendante, Oy un axe complétant un trièdre trirectangle direct. La densité de courant à la profondeur z est donnée comme nous l'avons vu par

$$I_x = I_0 e^{-\frac{z}{T}} \cos\left(2\pi \frac{t}{T} - \frac{z}{T}\right), I_y = 0, I_z = 0.$$

On trouve alors, par application du théorème d'Ampère, que cette distribution de courants correspond au champ magnétique superficiel

$$H_x = 0, H_z = 0, H_y = 4\pi \int_0^{\infty} I_x(z) dz = I_0 \sqrt{2\rho T} \cos\left(2\pi \frac{t}{T} - \frac{\pi}{4}\right),$$

Le champ magnétique est, dans ce cas, perpendiculaire au courant. Il est proportionnel à la somme des intensités  $I_x$  de tous les courants depuis la surface jusqu'aux plus grandes profondeurs; Cagniard insiste sur la valeur pratique que présente déjà cette simple indication, et on peut le comprendre si on se rappelle l'interprétation tellurique classique fondée sur la canalisation du courant par le fond cristallin.

A la surface (et d'ailleurs à une profondeur quelconque) la phase du champ est en retard de  $\pi/4$  sur celle du courant; le rapport de l'amplitude du champ magnétique à celle du champ électrique  $E_x = \rho I_x$  est  $\sqrt{2T/\rho}$ . Si le terrain n'est pas homogène, ces deux résultats ne sont plus valables. L'écart de la phase à la valeur théorique  $\pi/4$  fournit un renseignement sur le défaut d'homogénéité. D'autre part on peut calculer  $\rho$  à partir du rapport des amplitudes comme si le terrain était homogène. On définit ainsi une "résistivité apparente correspondant à la période T". Même si T est très grand, elle ne coïncide d'ailleurs pas avec la résistivité apparente que fournirait un sondage électrique en courant continu.

Si on exprime comme plus haut les résistivités en ohms-mètres, et d'autre part les champs magnétiques en gam-

mas, les champs électriques en millivolts par kilomètre, on aura

$$\rho_o = 0,2 T \left( \frac{E_o}{H_o} \right)^2$$

en représentant par  $\rho_o$ ,  $H_o$ ,  $E_o$  la résistivité apparente et les amplitudes des champs après la transformation d'unités.

Voici d'après Cagniard quelques valeurs de  $H_o$  correspondant à la valeur  $E_o=1$  qui est généralement dépassée (sauf par jour très calme)

$\rho_o \backslash T$	3	30	300
0,2	1,7	5,5	$1,7 \times 10$
100	$7,8 \times 10^2$	$2,5 \times 10^{-1}$	$7,8 \times 10^{-1}$
5 000	$1,1 \times 10^{-2}$	$3,5 \times 10^{-2}$	$1,1 \times 10^{-1}$

Il est à craindre que des champs de l'ordre de 0,01 y ne soient très difficilement mesurables. Si l'on veut se borner aux courants telluriques naturels il faudra souvent attendre une occasion favorable pour avoir des amplitudes suffisantes. Cagniard pense pouvoir utiliser également les courants artificiels dits courants vagabonds, qui sont parfois très intenses. Nous verrons plus loin les difficultés propres que présente leur emploi.

Cette réserve étant faite, vous comprenez que la méthode magnéto-tellurique consiste à déterminer la variation de la phase et de la résistivité apparente en fonction de la période, puis à comparer ces variations avec ce qu'elles seraient sur un sol de structure connue. Cagniard a donné explicitement les formules pour un sous-sol tabulaire formé par un empilement de couches homogènes. Pour prendre un exemple simple, si une couche d'épaisseur  $h$ , de résistivité  $r$ , où la profondeur de pénétration est  $a$ , recouvre un fond infiniment résis-

tant, la résistivité apparente  $\rho_m$  et le retard de phase  $r$  sont donnés par

$$\rho_m = \rho \sqrt{\frac{\cosh u + \cos u}{\cosh u - \cos u}} \text{ et } \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \rho \right) = \frac{\sin u}{\operatorname{sh} u}$$

$$\text{où l'on a posé } u = \frac{2 h}{a} = \frac{4 \pi h}{\sqrt{\rho T}}$$

Cagniard a étudié les lois de similitude régissant ces phénomènes; si on en tient compte, le cas général des structures à deux terrains peut se déduire d'un seul abaque en coordonnées logarithmiques (ou plutôt de deux abaques, l'un pour les résistivités apparentes, l'autre pour les phases). On se reportera à son article pour tous les détails le jour où sa méthode aura montré sa valeur pratique. Pour le moment l'auteur, qui ne dispose pas de moyens énormes, a seulement mis au point deux des appareils qui lui seront nécessaires. Il les a présentés à la Société Française de Physique. L'un est un enregistreur double (magnétique et tellurique) sur film de cinéma, employant le procédé de la piste sonore; l'autre permet la lecture des deux enregistrements par des cellules photoélectriques et leur analyse harmonique à l'aide de galvanomètres résonants.

Wait (7) a voulu étendre la théorie de Cagniard au cas où le sous-sol présente une perméabilité magnétique. Il a suggéré d'autre part qu'on pourrait utiliser, au lieu des composantes sinusoïdales des champs, la forme de la variation du champ électrique lorsque le champ magnétique change brusquement de valeur. Cagniard avait envisagé de telles extensions, mais doutait de leur importance pratique, en quoi il avait probablement raison. Wait apporte par contre quelques restrictions, ou plutôt

quelques précisions intéressantes à la théorie de Cagniard. Celui-ci s'est, peu préoccupé de l'origine des phénomènes qu'il voulait utiliser. Il se contentait d'admettre leur répartition en nappes à peu près uniformes. Wait a montré que si les sources qui créent les pulsations sont au dessus du sol à une hauteur qui n'est pas infiniment grande (c'est le cas comme nous savons) l'équation fondamentale de Cagniard ne doit être considérée que comme une première approximation. La seconde approximation introduit les dérivées secondes du champ magnétique, plus exactement les termes

$$\frac{a^2}{H_y} \left( \frac{\partial^2 H_y}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 H_y}{\partial y^2} \right) \text{ et } \frac{a^2}{H_y} \frac{\partial^2 H_x}{\partial x \partial y}$$

où  $a$  est la profondeur de pénétration. Ces termes ne sont négligeables que si  $H$  varie peu sur une distance horizontale de l'ordre de  $a$ . Cette condition n'est probablement guère gênante si on utilise les pulsations naturelles, dont nous avons vu la remarquable uniformité. Par contre les perturbations artificielles comportent rarement, nous allons le voir sur un exemple extrême, l'extension de quelques dizaines de km. qui serait indispensable, et leur emploi risque de présenter des difficultés.

Les courants "vagabonds" ont été étudiés surtout pour se défendre contre les effets d'électrolyse qu'ils produisent et qui causent parfois la destruction de conduites métalliques enterrées. Mais les géophysiciens sont également préoccupés par ces courants parce qu'ils rendent progressivement inutilisables les Observatoires magnétiques situés près des villes. La source la plus redoutable de perturbations est le chemin de fer électrifié en courant continu. Je citerai l'exemple de la France, parce qu'il a été bien étudié et qu'il fournit justement un cas de perturbation très étendue.

Dans la région Parisienne, les mesures magnétiques anciennes ont été faites à l'Observatoire de Paris. Les premiers enregistrements furent organisés par Mascart à l'Observatoire de St Maur, situé à une dizaine de kilomètres de la ville. En 1900, le développement des tramways électriques obligea à transférer la station au delà de Versailles, au Val-Joyeux. Les trains de banlieue ayant été électrifiés à leur tour, un nouvel Observatoire fut construit en 1935 en pleine forêt d'Orléans à 100 km. de Paris. Cet Observatoire de Chambon la Forêt est situé à 5 km. de tout village, à une vingtaine de km. du petit bourg de Pithiviers. Pourtant on y observe, certains jours, de petites perturbations accidentelles et nous songeons à déménager de nouveau. Des expériences faites en 1948 (8) ont permis d'attribuer ces perturbations au chemin de fer Paris-Orléans, bien qu'il ne s'approche pas de l'Observatoire à moins de 28 km.

Dans les perturbations causées par un chemin de fer électrique, le champ du courant qui circule dans le fil aérien est négligeable à grande distance. Ce fil est alimenté de place en place par des "sous - stations"; le courant passe dans la locomotive et revient aux "sous - stations" par les rails et par le sol. Bien que les rails soient reliés entre eux par des câbles métalliques soudés et bien que la conductivité du sol soit beaucoup moindre que la leur, sa section utile est si grande que le courant qu'il transporte est du même ordre de grandeur que le courant dans les rails. Le champ des courants ainsi créés dans le sol est la cause principale des perturbations magnétiques, comme l'avait reconnu Mairain dès 1905. Les expériences de Chambon ont consisté à provoquer des variations brusques du courant qui alimentait un train lourd, et à rechercher les

variations correspondantes sur des enregistrements magnétiques et telluriques. Deux expériences ont été faites: dans la première, le train était alimenté par les deux sous - stations situées de part et d'autre ; dans la seconde on avait coupé le fil aérien entre le train et l'une des sous - stations, de façon à rendre l'alimentation non symétrique. Voici les amplitudes observées, ramenées à ce qu'elles auraient été pour une locomotive prenant 1000 ampères

**Composante magnétique:**

		en gammas						Courant	
		Nord		Est		Verti- cale		en mv/km	
		1)	2)	1)	2)	1)	2)	1)	2)
a	5 km de la								
	voie	4	4	4	1	15	1	50	40
	12 km	2	2	3	1	6	0.5	25	15
	28 km	1	1	2	1	2	0.5	8	5

Comme le montre la comparaison des résultats 1) et 2), les jours les plus perturbés, surtout sur la composante verticale, sont ceux où la continuité de la ligne est interrompue. Cette importance des défauts de symétrie dans l'alimentation a été souvent confirmée depuis.

Ce qui nous intéresse surtout, c'est que, même avec une source de cette envergure, le champ décroît rapidement avec la distance; l'uniformité n'est réalisée que sur un petit nombre de km. Bien entendu ces expériences relatives à des courants continus ne sont pas rigoureusement applicables à des variations alternatives. Elles sont d'autre part valables pour un lieu donné et un temps donné (en fait un jour pluvieux de décembre). Néanmoins elles font penser que les courants vagabonds, ennemis de la méthode tellurique classique, ne seront pas pour la méthode magnéto-tellurique des amis sûrs.

La question est évidemment grave dans les pays de civilisation industrielle poussée, où les emplacements non perturbés deviennent introuvables. En URSS, Kalasnikov a dû installer son dernier Observatoire en Asie centrale. Aux USA les recherches sur les pulsations de fréquence élevée ont été faites dans le désert de l'Arizona. Ainsi les méthodes de prospection utilisant les courants telluriques risquent d'être bannies peu à peu des régions où l'homme s'empoisonne avec sa propre industrie, et refoulées vers les régions moins développées. Mais c'est là précisément que des méthodes d'exploration rapide pourraient rendre les plus grands services. D y a donc, malgré toutes les difficultés que j'ai scrupuleusement indiquées, un grand intérêt à poursuivre l'étude approfondie des pulsations magnétiques et telluriques. Une occasion favorable se présente justement au monde scientifique: C'est, l'Année Géophysique Internationale 1957 - 1958, organisée par le Conseil International des Unions Scientifiques. Elle fait suite aux deux Années Polaires Internationales 1882-1883 et 1932-1933; mais le réseau des Observatoires géophysiques dans les régions polaires, au moins boréales, est devenu depuis quelques années si important (en partie malheureusement par suite des risques de guerre dans ces régions) que l'on cherche cette fois à provoquer des observations temporaires simultanées sur le Globe entier, en insistant cependant sur les régions équatoriales et sur l'hémisphère austral. Le but principal de l'Année Géophysique est de recueillir un ensemble de données synoptiques sur la haute atmosphère par toutes les méthodes possibles, en particulier par les méthodes magnétiques. Et justement l'étude des perturbations magnétiques et l'étude des pulsations sont parmi celles que l'Association Internationale de Mag-

nétisme et d'Electricité Terrestres (\*) a mises au premier rang de ses préoccupations.

Bien qu'elle adhère maintenant au Conseil International des Unions Scientifiques, la Turquie n'a pas encore fait savoir officiellement si elle comptait ou

(\*) Elle a pris depuis cette année le nom d'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie.

non participer à cette vaste entreprise de l'Année Géophysique. Nous espérons cependant réussir au moins à monter dans un lieu favorable des enregistrements de pulsations au moyen d'appareils du genre de ceux de Grenet. Je serais heureux si à la suite de cette conférence un scientifique appartenant à la Géophysique appliquée s'intéressait aussi à la question, et réfléchissait de son côté aux méthodes nouvelles de prospection qu'on espère un peu partout pouvoir tirer de telles études.

### B I B L I O G R A P H I E

- 1 — L. Cagniard : Principe de la méthode magnéto-tellurique, nouvelle méthode de la prospection géophysique, Annales de Géophysique, T. 9, pp 95-125, 1953 (Le même article a paru simultanément en anglais dans Geophysics, v. 18, pp 605-635, 1953).
- 2 — J. Coulomb : Les Pulsations du Champ magnétique terrestre, Annuaire du Bureau des Longitudes pour l'an 1954, pp A1-A 23.
- 3 — İ. Özdoğan : Variomètre électromagnétique pour la composante verticale, Annales de Géophysique, T. 9, pp 161-163, 1953.
- 4 — J. Coulomb : Comparaison entre pulsations magnétiques observées simultanément à 500 km. de distance, Annales de Géophysique, T. 10 pp 159-161, 1954.
- 5 — G. Kunetz : Enregistrements des courants telluriques à l'occasion de l'éclipse de Soleil du 25 février 1952. Annales de Géophysique, T. 10, pp 262-270, 1954.
- 6 — F. Bessière : Diplôme d'études supérieures, Paris 1954.
- 7 — J. R. Wait : On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field, Geophysics, v. 19, pp 281-289, 1953.
- 8 — G. Dupouy : Perturbation du champ magnétique terrestre et des courants telluriques par les chemins de fer électrifiés, Annales de Géophysique, T. 6, pp 18-50, 1950.