

LE COURANT TELLURIQUE, PRECURSEUR DE SEISME ?

La méthode VAN

Par :

A. ABTOU

Docteur en Géophysique - Université Paris VI Chef de département "Géophysique" au CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique).

Et :

M. BAZZEGHOUD

Docteur en Sismologie - Université Paris VI Chef de département "Sismologie" au GRAAG.

1 INTRODUCTION

Le 29 Octobre 1989, toute la wilaya de Tipaza fut secouée par un tremblement de terre de magnitude 6.0. Une panique s'empara de la population d'Alger comme ce fut le cas, il y a de cela un peu plus de deux siècles, lors du séisme de 1730 qui détruisit la Casbah. Bien que l'histoire se répète, la population s'étonne toujours de ce qui lui arrive. Pourtant, le séisme meurtrier d'El-Asnam qui a eu lieu le 10 Octobre (magnitude = 7.3) est relativement récent. Jusqu'au jour fatidique, où le séisme a ébranlé le sol des régions de Tipaza et d'Alger, les Algérois pensaient être à l'abri d'une catastrophe sismique.

Il est clair que depuis l'avènement de la Tectonique des Plaques (voir l'article de Yelles Chaouche dans ce même numéro), la plaque Africaine se meut à une vitesse de quelques centimètres par an et va à la rencontre de la plaque Eurasienne. Cet affrontement expose tout le Bassin Méditerranéen, et particulièrement l'Algérie du Nord, à de constantes secousses sismiques. Durant cette dernière décennie, le Nord de l'Algérie a été sujet à trois importants tremblements de terre : El Asnam (10/10/1980), Constantine (27/10/1985) et récemment le Mont Chénoua (29/10/1989), respectivement de magnitude 7.3, 5.8 et 6.0. Parmi ces trois séismes, le premier cité a été le plus catastrophique de par son ampleur. La faille (40 km de long) responsable du séisme d'El-Asnam a donné un déplacement vertical du sol de près de 6 mètres au voisinage de Oued Fodda. Celle du Mont Chénoua fait à peine 20 km de long avec, seulement, quelques centimètres de déplacement vertical. Bien que spectaculaire et meurtrier, le séisme d'El-Asnam n'a pas sensibilisé suffisamment les citoyens et fut vite oublié. Le séisme du Mont Chénoua, quant à lui, a installé un débat national autour de la sismicité en Algérie et des séismes dans le monde (ex. San Fransisco, 17/10/1989, M = 7.1) avec en sus une polémique sur la prédiction des tremblements de terre.

L'histoire a commencé quand un scientifique de renom a dit tout haut que l'on pouvait prévoir les tremblements de terre grâce à une méthode grecque. A partir de là, certaines questions se sont "installées" dans l'esprit des citoyens : *peut-on prévoir les tremblements de terre en Algérie ? et Comment ? la méthode VAN est-elle "transportable" en Algérie ? Vous avez dit VAN ! Mais au fait, c'est quoi la méthode VAN ?*

C'est ce que nous allons essayer de découvrir, ensemble, dans ce qui suit.

Pour des raisons didactiques nous allons rapidement passer en revue plusieurs années de recherche autour de la prédiction sismique. Cela fait maintenant un peu plus de 20 ans que les chercheurs s'acharment sur la prédiction sismique sans résultats probants. Depuis, plusieurs méthodes ont été mises au point et sont, quasiment toutes, basées sur la mesure de paramètres physiques et géochimiques. Les signes précurseurs connus à l'heure actuelle sont :

- 1) la recrudescence de l'activité sismique dans une région;
- 2) la variation du rapport entre le nombre des séismes et leur magnitude ;
- 3) la variation entre le rapport de la vitesse de l'onde sismique longitudinale (V_p) et celle de l'onde sismique transversale (V_s) ;
- 4) l'émanation de gaz (en particulier le Radon) ;
- 5) la variation du courant électrique naturel (courant tellurique) ;
- 6) la variation des mesures de déformation du sol dans une région;

Pour de plus amples détails sur ces méthodes (Bezzeghoud M., 1990).

Parmi les six précurseurs, cités plus haut, un seul va nous servir pour expliquer la méthode VAN : c'est le courant tellurique.

2 LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

Qui de nous n'a été émerveillé par les propriétés des aimants et qui n'a ressenti la désagréable sensation d'une décharge électrique ? Ces deux phénomènes, les forces électriques et les forces magnétiques ont de tout temps fasciné l'homme. Bien qu'ils aient été observés depuis plusieurs siècles, la plupart des lois gouvernant ces forces ne furent découvertes qu'au 19ème siècle. Pendant longtemps, l'électricité et le magnétisme furent considérés comme des phénomènes essentiellement distincts. Ce n'est qu'en 1864 que Maxwell établit les équations de l'Electromagnétisme en se basant sur :

- 1) la loi de coulomb exprimant la force entre deux charges électriques ou un champ dû à une charge électrique;
- 2) la loi de biot et savart exprimant le champ magnétique dû à un courant électrique;
- 3) la loi de Faraday exprimant qu'un champ magnétique

variable induit un champ électrique;
4) la conservation de la charge électrique.

A partir de ces lois, Maxwell établit qu'un champ magnétique variable induit un courant électrique et inversement. La perturbation électromagnétique ainsi produite se propage à la vitesse de la lumière.

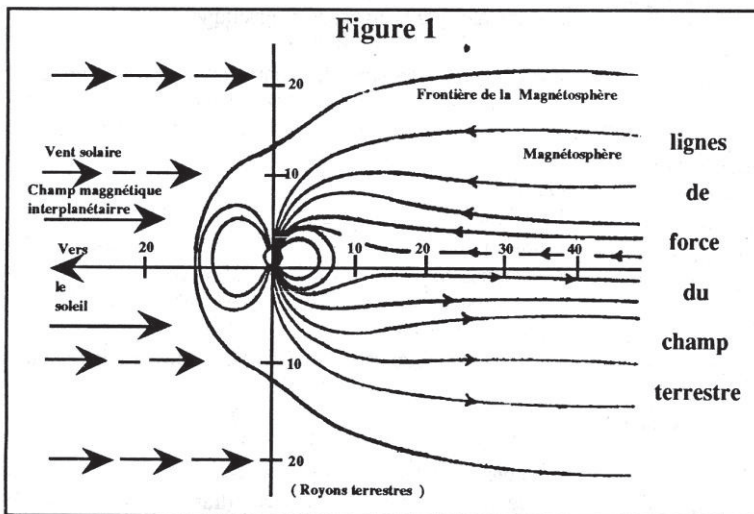
Les implications théoriques de ces lois et le développement de leurs applications pratiques sont considérables. Elles restent à ce jour des domaines de recherche très actifs, tant en électronique, télécommunication et médecine qu'en géophysique. On peut citer, entre autre, la radio, la télévision, le guidage des engins, le système nerveux, la prospection minière ... ainsi que la prévision des séismes. Avant d'aborder ce dernier cas, voyons d'abord un autre phénomène, qui lui aussi, a fasciné de tout temps les hommes. *Il a permis à des générations de marins de trouver leur chemin à travers les océans* : le champ magnétique terrestre (le champ géomagnétique).

On sait depuis longtemps que la Terre est un grand aimant. Il suffit pour cela d'observer la réaction de l'aiguille d'une boussole. Mais il a fallu attendre le développement de la théorie électromagnétique ainsi que l'enregistrement en continu des variations temporelles des champs magnétiques et électriques, pour commencer à élucider l'origine du champ magnétique.

Le champ magnétique terrestre est composé de la superposition d'un champ principal, d'un champ transitoire et d'un champ d'anomalies magnétiques. Ce champ montre d'importantes variations dans l'espace et dans le temps.

Le champ principal, à variations lentes, résulte d'un effet "dynamo" produit par la circulation de courants dans les couches externes fluides du noyau terrestre. Il représente la majeure partie du champ mesuré à la surface terrestre. Sa variation est de l'ordre de l'année ou de quelques dizaines d'années.

Le champ transitoire, présente toute une gamme de variations rapides, allant de quelques millièmes de seconde à quelques années. Sa cause est externe au globe terrestre, elle est due à la circulation de courant qui résulte de l'interaction entre le vent solaire et les hautes couches atmosphériques (magnétosphère et ionosphère, voir Fig.1).



Algerie EQUIPEMENT

Il convient également de considérer le champ secondaire qui résulte du courant induit dans le manteau et la croûte terrestre par les variations de ce champ transitoire.

Le champ d'anomalies magnétiques résulte de l'aimantation des matériaux ferromagnétiques situés dans la croûte terrestre et peut-être dans le manteau supérieur. Cette aimantation qui à l'échelle régionale est quasi-statique, peut-être modifiée sous l'action de processus physico-chimiques à l'échelle locale (circulation d'eau, champ de contrainte, etc).

Si le champ magnétique principal a pu être représenté par un modèle mathématique simple, les variations rapides et la géométrie complexe du champ magnétique transitoire (induisant un courant électrique) n'ont pu l'être. Ces recherches sont toujours d'actualité, comme le témoigne l'organisation en 1991, de "l'Année Internationale de l'Electrojet Equatorial" (AIEE). L'AIEE permettra une coopération entre différents laboratoires de par le monde. Celle-ci se fera par l'échange des mesures des champs (magnétique et tellurique) en différents points de la Terre (Fig.2), qui constituent un réseau mondial. L'observatoire géophysique de

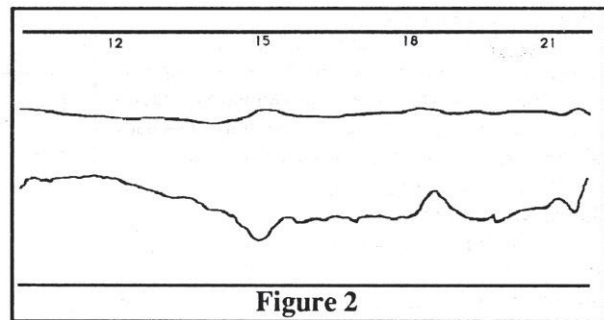


Figure 2

Tamanrasset (C.R.A.A.G.) fait partie de ce réseau. Un tel projet a pour but la compréhension d'une partie du champ transitoire.

N'oublions pas la composante artificielle, qui pose tant de problèmes à tous ceux qui mesurent le champ électromagnétique (les perturbations d'origine industrielle provoquées par les centrales électriques, chemins de fer ainsi que tous les moyens modernes de télécommunications).

3 LE COURANT TELLURIQUE

Les méthodes et l'instrumentation magnétoélectrique ont été développées au début du siècle (Schlumberger, 1920) après que Grayet Weeler (1720) ait mesuré la conductivité électrique de certaines roches et que Watson (1746) ait constaté que le sous-sol pouvait transporter un courant électrique en certains endroits. Les méthodes électriques sont toutes basées sur le principe suivant : *la distribution du passage d'un courant artificiel envoyé dans le sous sol est altérée par la variation de conductivité électrique des roches.*

Pour explorer de plus grandes profondeurs, Tikhonov (1950) a proposé d'utiliser les fluctuations électromagnétiques naturelles qui apparaissent à la surface de la Terre. Cette méthode mise au point par Cagniard en 1953, utilise les courants telluriques induits dans le sous-sol par des variations du champ magnétique transitoire. Les amplitudes et les phases des champs magnétiques et électriques associés aux courants telluriques sont comparées entre elles. La profondeur de pénétration d'une onde électromagnétique est fonction de la résistivité et de la fréquence. La profondeur d'un conducteur peut être trouvée en mesurant le signal électromagnétique à différentes fréquences.

Ces méthodes magnétotelluriques ont été beaucoup utilisées dans les observatoires magnétiques pour enregistrer en continu des courants telluriques. C'est ce qui a permis à Milne (1890) d'observer des variations brusques des courants électriques accompagnant ou même précédant de grands séismes. L'intensité des courants ainsi engendrée était telle, qu'elle perturbait les lignes télégraphiques. De même que les phénomènes de lueurs atmosphériques, ou de perturbation des émissions radio-électriques et jusqu'à l'agitation des poissons-chats, observée semble-t-il, à l'approche des grands tremblements de terre ont été attribués à des variations de champs électriques. **Au cours des deux dernières décennies, quelques auteurs à travers le monde font état des variations du courant tellurique précédant un séisme.** Pourtant, aucune théorie n'est venue donner une cohérence à ces observations éparpillées et personne n'a dépassé le stade de l'observation.

4 LA METHODE VAN

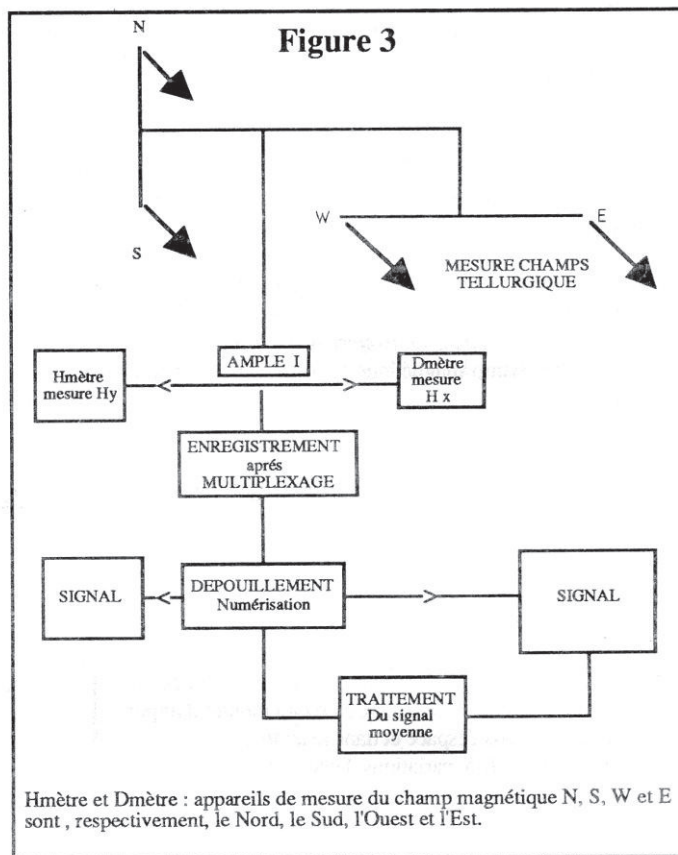
Ce n'est qu'en 1984 (Varotsos et al., 1984a et 1984b), que la communauté scientifique internationale fut informée, de la possibilité de prévoir des séismes, à partir de l'observation des variations du signal tellurique. Ces articles ont été signés par trois physiciens grecs : Varotsos, Alexopoulos et Nomikos (les initiales de leurs noms désignent la méthode par VAN).

Le principe de base de la méthode est simple. Il consiste à mettre en évidence des signaux électriques engendrés par les variations de contraintes dans les zones sismiques. Mais peut-on extraire un signal d'origine sismique de tous les signaux électriques énumérés dans les paragraphes précédents ? connaît-on la réponse de la croûte au passage d'un courant ? quel est le processus physique responsable des phénomènes observés ? voyons ce que nous proposent les initiateurs de cette méthode.

Les débuts de la méthode remontent à 1981, quand les trois physiciens constatèrent de fortes anomalies, sur les enregistrements de courant tellurique d'un réseau de stations situé au voisinage du Golfe de Corinthe (Grèce).

La station mesure le champ électrique déterminé à partir de

la différence de potentiel (d.d.p.) entre deux électrodes enfouies à 2 mètres de profondeur et distantes, l'une de l'autre, de 30 à 200 mètres. Chaque station est composée de deux lignes, l'une Nord-Sud et l'autre Est-Ouest (Fig.3).



Les mesures du champ magnétique (quand elles sont faites) sont déterminées à partir de variomètres à aimant dont le principe consiste à opposer aux variations du champ magnétique terrestre (perpendiculaire à la direction de l'aimant) un champ produit par deux bobines de Helmholtz parcourues par un courant variable connu.

L'enregistrement se fait sur quatre voies : deux sont réservées aux composantes telluriques (N.S et E.W) et les deux autres pour les composantes magnétiques (la composante horizontale et la déclinaison magnétique).

Sur les enregistrements, les anomalies de courant tellurique ou S.E.S (signaux électro-sismiques) ont la forme d'un créneau de quelques millivolts à plus de 10 millivolts. Leur durée est comprise entre 1 et 90 minutes et apparaissent entre 6 et 115 heures avant les séismes.

Une description détaillée des différents S.E.S obtenus est fournie par les auteurs. On remarque d'abord que les S.E.S n'apparaissent parfois que sur une seule composante (aucune explication n'est donnée à ce phénomène). On remarque aussi le caractère variable des signaux telluriques d'une région à une autre, d'où la nécessité d'étalonner la région au préalable.

Les prédictions publiées en 1984 (Varotsos et al., 1984b) ont été faites sans tenir compte des courants électriques induits par le champ magnétique externe (transitoire) alors que les

Déplacement vertical le long de la voie ferrée Alger-Oran dans la région de Chlef

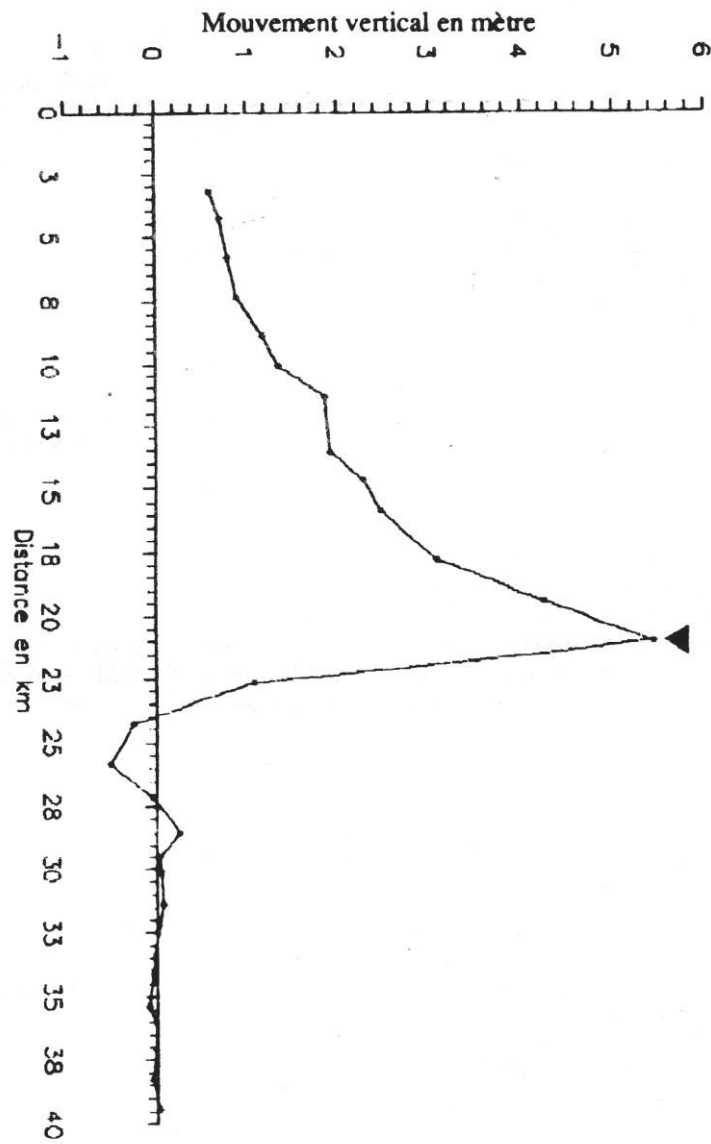


Figure 4

prédictions publiées en 1985 (Meyer et al., 1985) faisaient état de correction. Ce travail a été réalisé, séparément, par deux équipes de l'Université d'Upsala (Suède), qui à partir des équations de magnétotellurique (Cagniard, 1953) calculent le champ tellurique théorique dû au seul effet magnétique. La différence entre le champ calculé et le champ observé est un champ résiduel totalement indépendant des variations magnétiques. *La conclusion de ces deux équipes d'Upsala diverge quant à l'interprétation des signaux résiduels (CNFGG. 1989).*

A partir de la corrélation entre les variations, la forme des signaux mesurés, d'une part, et les caractéristiques des séismes (magnitude, distance épacentrale), des propriétés électriques des zones considérées, d'autre part, l'équipe VAN a établi des lois empiriques. Ces lois se basent sur les observations suivantes :

- les S.E.S sont observés de 6 à 115 heures avant le séisme et durent de 1 à 90 minutes;
 - il n'y a aucune corrélation entre le temps d'arrivée, la durée du signal et la magnitude du séisme;
 - un S.E.S mesuré en une station donnée et provenant de différentes régions sismiques, présente une d.d.p. qui décroît en fonction de la distance épacentrale (r) en $1/r$;
 - d'un autre côté l'amplitude des S.E.S mesurée simultanément en différentes stations ne décroît plus en $1/r$. Pour corriger cet effet, ils introduisent un terme supplémentaire, en définissant une "résistivité effective relative" qui a les dimensions d'une résistivité, mais sans relation claire avec la résistivité électrique du sol ;
 - le logarithme de la d.d.q. mesurée en une station est proportionnel à la magnitude (M) à une constante près. Les constantes sont déterminées empiriquement pour chaque région sismique et pour chaque station ($\text{Log (d.d.p.)} = A \times M + B$);
 - l'épicentre est déterminé soit graphiquement, soit par une méthode analytique basée sur la loi de décroissance en $1/r$.
- De ces lois, l'épicentre d'un séisme est déterminé à 100 km près avec une magnitude calculée à 0.5 près.

L'origine de ces signaux est expliquée par le phénomène, bien connu en laboratoire, de piézo-électricité et en évoquant une simple polarisation électrique du milieu rocheux sous l'effet de contrainte.

L'équipe V.A.N a développé une méthode, dont le mérite est d'avoir clairement mis en évidence des signaux électriques liés à l'activité sismique. Cependant, bien que la statistique (Grèce : région à haute sismicité) leur soit favorable et que leur détermination soit peut précise (avec une marge d'erreur de 100 km sur l'épicentre et de 0.5 sur la magnitude), on remarque qu'il reste, quand même, des prédictions non vérifiées ou des séismes non prédits ; même en se restreignant à des régions déjà étalonnées. Cette méthode, basée essentiellement sur une approche morphologique et statistique, ne tient pas compte de tous les paramètres pouvant perturber le signal. Par ailleurs, elle n'élucide ni les processus physiques de propagation du signal, ni l'origine de la source.

5 CONCLUSION

Si jusqu'à ce jour aucun paramètre précurseur n'a été en mesure de réussir à 100 % les prédictions sismiques, chacun

d'entre eux a contribué au développement de la recherche dans le domaine. Avec les résultats de la méthode VAN, le paramètre tellurique n'en ressort que renforcé. Cependant, cette méthode est encore loin d'aboutir. Une recherche basée sur la corrélation de *tous les paramètres précurseurs* pourrait donner plus de succès dans les régions à forte sismicité, comme par exemple le Nord de l'Algérie.

La région de Chlef est régulièrement surveillée par deux types de réseau (CRAAG) : un réseau sismologique récemment installé et un réseau géodésique et gravimétrique. Le premier nous permet de surveiller l'activité sismique de la région et le second nous donne la variation de la déformation de la lithosphère (Fig.4). De plus, l'émanation de gaz (Radon) est régulièrement mesurée dans cette même région par une équipe du HCR (Haut Commissariat à la Recherche). Le CRAAG, en collaboration avec d'autres institutions scientifiques compte, dans un proche avenir, utiliser d'autres paramètres précurseurs de manière à avoir une corrélation complète.

En attendant, la prévention reste la seule méthode qui, à l'heure actuelle, atténue le risque sismique.

6 BIBLIOGRAPHIE

- CAGNIARD, L., 1953. Annales de Géophysique, Tome 9, fasc.2, p.95-125.
- CNFGG, 1989. La méthode VAN. Résumé de la journée scientifique du 11 janvier 1989, Section de Sismologie et de l'Intérieur du Globe du CNFGG.
- Dimitrov, D., Mammall, K., Khalfoun A. & Benhallou H., 1990. Symposium on the seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian region. Eds. Udias A. & Buforn E., 1990, Madrid, in press.
- Meyer, K., Varotsos, P., Alexopoulos, K. & Nomicos, K. 1985. Tectonophysics, 120, p. 153-161.
- Schlumberger, C., 1920 - Etude sur la prospection électrique du sous-sol. Paris, Gauthier - Villars et Cie, p. 94.
- Tikhonov, A.N., 1950. Doklady Akad. Nauk SSR, ser. geofiz., vol. 73, n° 2, p. 295.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K., 1984a Tectonophysics, 110, p. 73-98.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K., 1984b Tectonophysics, 110, p. 99-123.

Légendes des figures :

Figure 1 : Schéma général de la magnétosphère.

Figure 2 : Orage magnétique enregistré à l'Observatoire Géophysique de Tamanrasset (CRAAG). Composante horizontale (H) et déclinaison magnétique (D). La composante H et la déclinaison moyenne annuelle de 1989 sont, respectivement, de $-1^{\circ} 59' 45''$ et 32877 gamma dans la région de Tamanrasset.

Figure 3 : Station type de mesure magnétotellurique.

Figure 4 : Cheminement du nivellement général le long de la voie ferrée, Alger-Oran, traversant la faille générée par le séisme d'El-Asnam du 10 Octobre 1980. Déformations coséismiques (avant et après séisme) entre 1976 et 1986 dans la région de Chlef (ex El Asnam). Le déplacement vertical maximum atteint presque 6 mètres au voisinage de Oued Fodda (flèche) (Dimitrov et al, 1990).