

UNE ANOMALIE GÉOMAGNÉTIQUE AU SÉNÉGAL ORIENTAL

Michel RITZ et Jacques VASSAL

Géophysiciens O.R.S.T.O.M.

Centre Géophysique O.R.S.T.O.M., B.P. 50, M'Bour, Sénégal

RÉSUMÉ

On a effectué des enregistrements des composantes H et D à travers la bordure occidentale du craton ouest africain dans 4 stations situées à environ 20 km l'une de l'autre pour déterminer la structure régionale de la conductivité électrique. Ces enregistrements sont faits simultanément avec une 5^e station de référence située sur le bassin sédimentaire sénégalais. On a limité les données magnétiques à la bande de périodes allant de 40 à 300 secondes. La modélisation bi-dimensionnelle des fonctions de transfert selon les composantes horizontales obtenues le long du profil suggère l'existence d'une fosse profonde au niveau de la station de Niéméniké. Pour les périodes plus longues, la meilleure approximation du modèle avec les données indique une couche conductrice profonde au niveau croûte-manteau pour les stations de la zone mobile. Cette couche n'a pas pu être mise en évidence pour la station située sur le craton. D'anciennes données gravimétriques de la région ont été reprises et comparées avec le modèle de résistivité.

ABSTRACT

GEOMAGNETIC ANOMALIE IN EASTERN SENEGAL

In 1979, four stations recording variations of H and D geomagnetic field components in the period range from 40 to 300 seconds were operated across the western border of the West African Craton, simultaneously to a fifth fixed reference station located in the Senegalese sedimentary basin. Using transfer functions, the observed variations may be explained best by inferring a) the existence of a relatively thick, conductive layer close to the surface at the station of Niéméniké, b) for longer periods, the existence of a conductive layer located at 30-40 km of depth inside of the mobile belt. The model thus obtained is compared with gravity data obtained formerly for the same region.

Introduction

Au cours de l'année 1979 nous avons entrepris l'étude de la bordure occidentale du craton ouest africain. Cette étude avait pour but l'étude des structures de la conductivité électrique du sous-sol par les méthodes de sondage magnéto-tellurique (MT) et de sondage géomagnétique différentiel (SGD). Une première esquisse des résultats obtenus à l'aide de la méthode SGD est présentée ici.

Plusieurs anomalies locales de variations géomagnétiques dues à des concentrations de courants ont été mises en évidence dans différentes régions du globe (WILHJELM *et al.*, 1974; NIBLETT, 1974; BABOUR *et al.*, 1976). En général ces auteurs possédaient une chaîne de capteurs magnétiques disposée le long d'un profil où les enregistrements des composantes H, D et Z étaient effectués simultanément.

Pour notre étude nous ne disposons que de deux jeux de capteurs H et D : un jeu fixe à la station de référence, l'autre mobile le long du profil.

Les sondages ont été effectués dans 4 localités situées à environ 20 km l'une de l'autre sur une ligne quasiment perpendiculaire à la limite supposée du craton. La station de référence est située sur le bassin sédimentaire d'origine tertiaire à 130 km de la bordure du craton. La position géographique des stations est montrée sur la figure 1. On étudie simultanément chaque couple référence-mobile par l'intermédiaire des fonctions de transfert relatives.

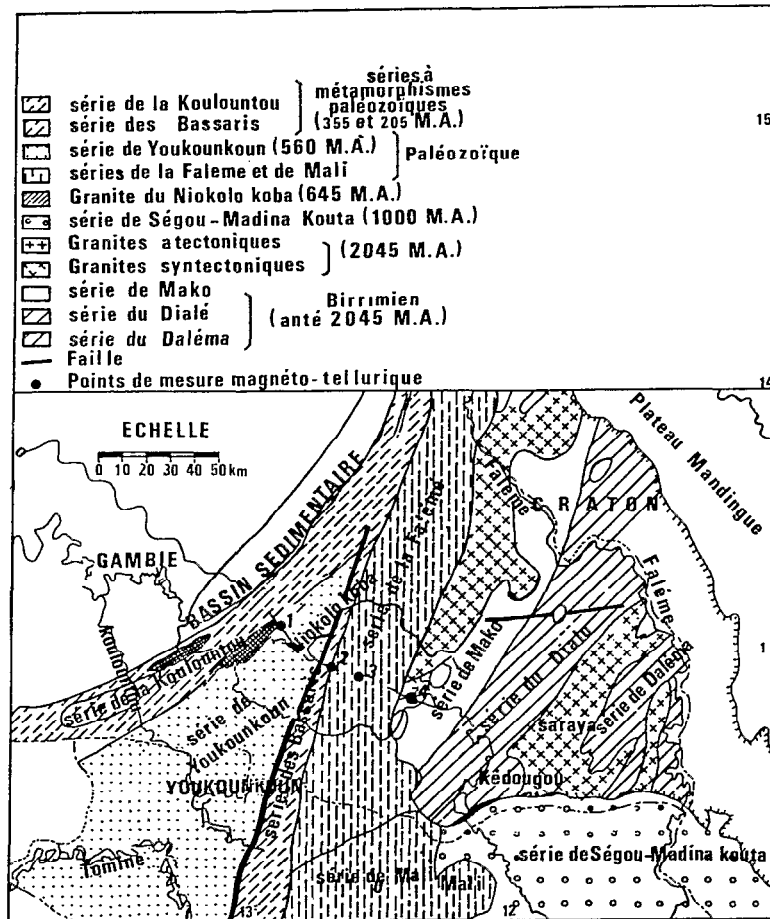


FIG. 1. — Formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal Oriental. Position géographique des stations.

Appareillage

Les capteurs magnétiques utilisés sont des variomètres horizontaux à aimant suspendu (MOSNIER et YVERT, 1977), leur sensibilité est de 10 mV/nT. Les capteurs telluriques sont des plaques de plomb enterrées à 1 m de profondeur. La longueur des lignes telluriques est en général de 500 m. Les signaux magnétiques et telluriques ainsi obtenus sont traités par deux jeux de filtres. Un filtre passe-bande pour l'étude des moyennes périodes, entre 30 et 600 secondes et un filtre passe bas pour l'étude des

variations lentes. L'enregistrement s'effectue sur des enregistreurs graphiques « Sefram » P2V avec une vitesse de défilement de 25 mm/mn pour les moyennes périodes et de 15 mm/h pour les variations lentes. Au milieu de la bande pour une période de 100 secondes, la sensibilité obtenue pour les composantes magnétiques est de 0,03nT/mm, pour les composantes telluriques la sensibilité est en général de l'ordre de 0,55 (mV/km)/mm.

La station de référence et la station mobile sont équipées de la même manière.

En général nous enregistrons simultanément pendant une période continue de 4 à 5 h par jour jusqu'à obtention d'enregistrement exploitable avec une agitation magnétique suffisante. Les variations lentes ont fait l'objet d'une autre campagne de mesure.

Géologie

La position des stations est indiquée sur le tableau I ainsi que leur distance à l'équateur magnétique définie d'après CAIN (1969). La figure 1 représente la position des stations dans leur contexte géologique. Les stations du Parc (1), de Nikolo-Koba (2) et de Niéméniké (3) sont situées sur des formations paléozoïques, chacune de ces stations se trouve sur des séries géologiques différentes : la station 1 est située sur la série de Youkounkoun, la station 2 sur la série des Bassaris et la station 3 sur la série de la Falemé. Ces séries sont composées principalement de grès et de schistes.

TABLEAU I

Stations	No	Lat. N	Long. W	Distance au centre de l'électrojet (km)
Missira	0	13°,50	13°,50	563
Parc	1	13°,20	12°,90	515
Nikolo-Koba	2	13°,01	12°,70	489
Niéméniké	3	13°,00	12°,50	484
Mako	4	12°,80	12°,40	458

La station de Mako (4) est située sur les formations birrimiennes de la série du même nom (craton). Elle est composée de granites - gabbros - basaltes et de roches volcaniques. La limite géologique du craton se situerait à 10 km à l'ouest de Mako.

Traitement des enregistrements

A chaque station les meilleurs enregistrements simultanés moyennes périodes ont été sélectionnés et digitalisés avec un pas de 3 secondes. On calcule pour chaque couple de stations les densités spectrales pour les composantes magnétiques ainsi que les fonctions de transfert liant le champ anormal de la station mobile au champ normal de la station de référence. On détermine statistiquement les directions de polarisation du champ magnétique à la station de référence et aux stations mobiles, ainsi que pour chacune de ces directions l'ellipticité du champ magnétique.

Une première observation importante montre que la composante horizontale des pulsations géomagnétiques, dans toute notre zone d'étude, est polarisée quasi linéairement. Ce phénomène régional est engendré par la configuration des lignes de force du champ magnétique qui sont proches de l'horizontale ($I < 10^\circ$). FIELD et GREIFINGER (1966) ont en effet démontré théoriquement que la transmission des pulsations dans les régions équatoriales obéissait à des lois différentes des autres

latitudes. Les modes de propagation ordinaire et extraordinaire ne sont plus couplés, le mode extraordinaire est polarisé linéairement dans le plan X.Y tandis que le mode ordinaire est très atténué dans sa traversée de l'ionosphère. En étudiant les variations des caractéristiques de polarisation des pulsations entre 2 000 km et le sol, HUGHES et SOUTHWOOD (1976) montre expérimentalement que dans la zone de résonance proche de l'équateur cette polarisation tend à la linéarité au niveau du sol. A Ceylan, sous l'équateur magnétique, KANNANGARA (1972) observe que les PC 3.5 sont polarisés presque entièrement dans le plan méridien.

Nous retrouvons ces caractéristiques de quasi-linéarité des pulsations sur tout notre profil, l'effet des courants internes se traduisant par une variation de l'angle de polarisation d'une station à l'autre.

Le tableau II donne, pour chaque station, l'angle de polarisation moyen Θ du champ total (positif du nord vers l'est), et l'ellipticité ϵ moyenne calculée dans la gamme de période de 40 s à 300 s.

On constate que ces 2 paramètres ne présentent pas de variation en fonction de la période.

TABLEAU II

Stations	Missira (référence)	Parc	Niokolo Koba	Niémeniké	Mako
Θ degrés	167 ± 5	168 ± 3	170 ± 4	165 ± 5	152 ± 4
ϵ	$0,15 \pm 0,03$	$0,16 \pm 0,04$	$0,13 \pm 0,04$	$0,12 \pm 0,03$	$0,19 \pm 0,04$

Fonction de transfert

En général, avec les hypothèses d'une source uniforme de longueur d'onde infinie, les variations du champ magnétique (champ normal et champ anormal) peuvent être statistiquement représentées dans le domaine fréquentiel par (SCHMUCKER, 1970) :

$$\begin{vmatrix} H_a \\ D_a \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} h_n & h_D \\ d_n & d_D \end{vmatrix} \begin{vmatrix} H_n \\ D_n \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} v_n \\ v_D \end{vmatrix}$$

Tous les paramètres dépendent de la fréquence; H_n et D_n sont les composantes du champ normal, c'est-à-dire le champ en l'absence d'anomalie; la matrice caractérise la fonction de transfert liant le champ normal au champ anormal; H_a et D_a sont les composantes du champ anormal dans la zone de l'anomalie; v_n , v_D caractérisent le champ résiduel contenant les parties non corrélées des composantes anormales.

La minimisation du champ résiduel permet le calcul des fonctions de transfert horizontales h_n , h_D , d_n et d_D (SCHMUCKER, 1964; COCHRANE and HYNDMAN, 1970). Puisque le champ magnétique à la station de référence présente une polarisation linéaire, en utilisant la composante H, nous pouvons calculer l'azimut Θ_H pour une variation horizontale d'amplitude unité et de phase nulle du champ de référence qui *maximise* la partie corrélée du champ anormal H_a (BANKS and OTTEY, 1974)

$$\Theta_H = \frac{1}{2} \operatorname{artg} \frac{(h_n h_D^* + h_D h_n^*)}{(h_n h_n^* - h_D h_D^*)} \quad (1)$$

Cette équation définit la direction pour laquelle le module de la réponse est maximum (ou minimum). On obtient la même équation pour la composante D.

La réponse sera minimum (ou maximum) le long d'un axe à 90° de celui défini précédemment. On en déduit alors la fonction de transfert ΔH aux différentes stations dans la direction la plus efficace pour l'induction.

Cette fonction de transfert est alors normalisée par rapport à la station de référence.

$$\frac{\Delta H}{H_n} = h_n - \cos \Theta_n + h_p - \sin \Theta_n \times \frac{D_n}{H_n} \quad (2)$$

Analyse des résultats

Sur les enregistrements on constate que les différences ΔH et ΔD sont plus importantes à la station de Niéméniké et par conséquent l'anomalie serait maximum à cet endroit. Nous avons donc calculé pour cette station la direction du champ anormal pour laquelle la réponse est maximum. A l'aide de la formule (1) nous avons trouvé une direction de $-78^\circ \pm 10^\circ$ pour l'ensemble des périodes.

Les fonctions de transfert relatives entre le champ normal et le champ anormal aux différentes stations sont alors calculées suivant la direction la plus effective pour l'induction (-78°) à l'aide de la formule (2). Elles sont représentées sur la figure 2.

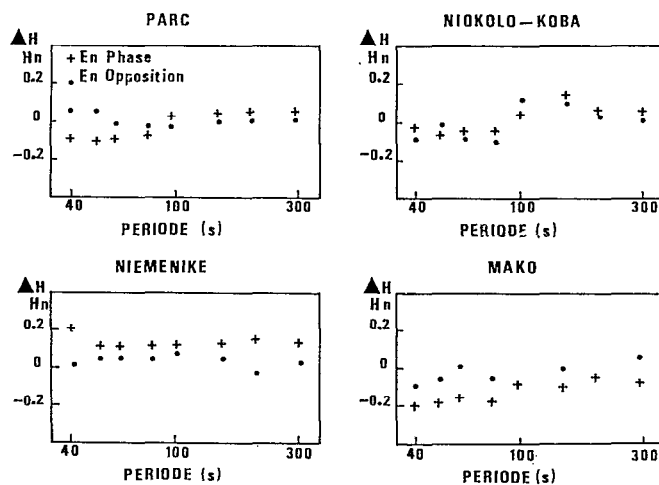


Fig. 2. — Valeurs réelles (en phase) et imaginaires (en opposition de phase) de la fonction de transfert relative à chaque station, liant le champ normal à la station de référence (0) au champ anormal le long du profil projetées suivant la direction d'induction

Ces fonctions de transfert ont des faibles valeurs. On constate pour les stations (1) et (2) un changement de signe à partir de 100 s. La station 3 a des valeurs essentiellement positives et la station 4 des valeurs négatives.

A priori la station 3 serait à l'aplomb d'une anomalie conductrice qui s'atténuerait vers les stations 1 et 2, pour disparaître complètement à la station 4.

Influence de l'électrojet

Notre profil d'étude orienté NO-SE se trouve soumis à l'influence de l'électrojet. On a montré en effet par l'étude de la variation diurne que nous étions en présence d'un effet de bord d'électrojet (VASSAL, 1982) qui se manifeste par une grande variabilité des différences d'amplitude sur la composante H_x , pouvant atteindre 15 nT entre Mako et Missira. Les variations de l'intensité de l'électrojet ont, en première approximation, des périodes de l'ordre de plusieurs heures, et peuvent masquer de ce fait,

pendant la journée, les effets internes possibles aux longues périodes. Il est difficile en effet, à ces périodes, de séparer la part des variations d'origine magnétosphérique qui sont uniformes régionalement, et la part des variations d'origine équatoriale dont l'influence est très localisée au voisinage de l'électrojet. Seul des enregistrements de nuit où la part de l'électrojet devient négligeable, peuvent permettre dans cette région l'étude des effets internes.

Il n'en est pas de même dans la gamme de période que nous étudions ici. KANNANGARA (1972) a montré qu'au 1^{er} ordre l'électrojet n'avait pas d'effet sur les caractéristiques de polarisation des pulsations qui dépendent uniquement de la géométrie des lignes de forces du champ. Seule l'amplitude des pulsations peut être modifiée par l'électrojet. Or les enregistrements que nous avons traités concernent des périodes d'agitation magnétique relativement importante (orages magnétiques) où les conditions de formation de l'électrojet ne sont pas réunies.

Interprétation

Dans le chapitre précédent nous avons déterminé la direction d'induction du champ anormal à la station de Niéméniké (-78°). Des études faites sur les enregistrements magnéto-telluriques, montrent que le champ tellurique est polarisé linéairement suivant une direction N 15° E (RITZ, 1981). Nous retrouvons ainsi une des propriétés du champ anormal étudiée par BABOUR et MOSNIER (1973), à savoir que le champ tellurique est polarisé suivant une direction perpendiculaire à celle du champ magnétique anormal.

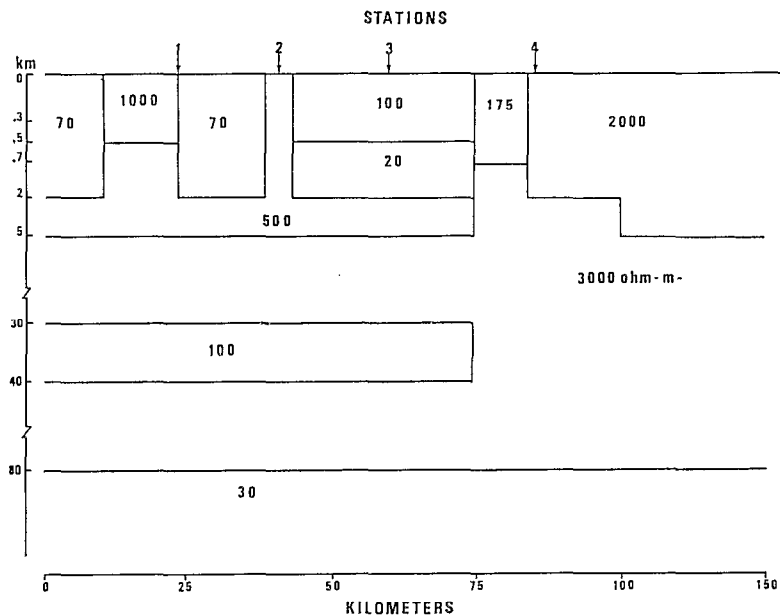


FIG. 3. — Résultat de la modélisation à 2 dimensions le long du profil obtenu à l'aide de la méthode MT.

Pour calculer l'anomalie, nous avons supposé uniquement une induction horizontale. Des études antérieures (ALBOUY *et al.*, 1982) ont en effet montré qu'il n'y a pas de phénomènes de canalisations entre Missira et Niokolo-Koba, et que donc, seule l'induction est responsable des variations observées. Cette hypothèse nous permet d'utiliser le modèle obtenu à l'aide de la méthode magnéto-tellurique à 2 dimensions (fig. 3).

Nous avons donc calculé dans le mode TE (E polarisation) pour les périodes de 40 et 300 secondes, la quantité complexe :
$$\Delta H = \frac{H \text{ mobile} - H \text{ base}}{H \text{ base}}$$

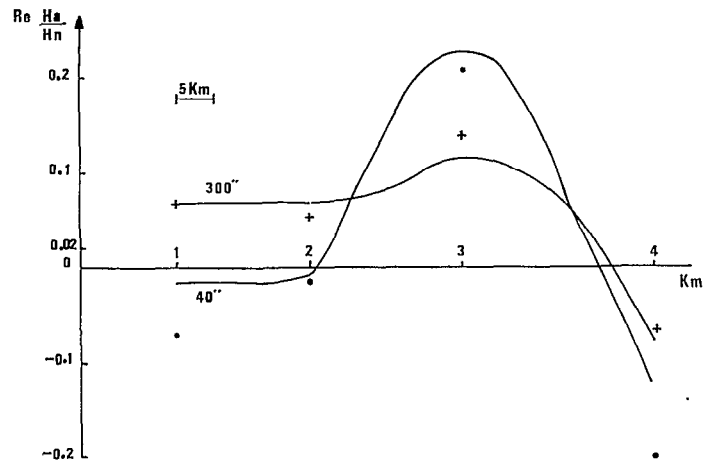


FIG. 4. — Valeurs de la fonction de transfert relative en phase le long du profil pour les périodes de 40 et 300 secondes. La courbe en trait plein représente le résultat de la modélisation à 2D suivant le mode TE. Les points sont les valeurs expérimentales.

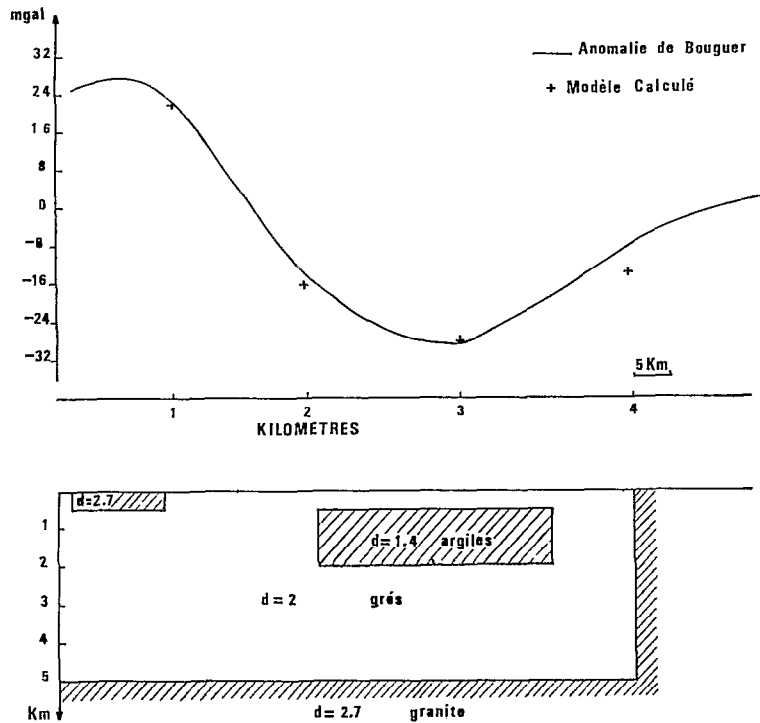


FIG. 5. — Anomalie gravimétrique le long du profil et son interprétation.

Le calcul a été fait uniquement pour les fonctions de transfert en phase et le résultat de cette modélisation est représenté sur la figure 4. Pour la période de 40 secondes on constate la présence d'une couche conductrice superficielle à la station de Niéméniké. La période de 300 secondes met en évidence la couche conductrice entre 30 et 40 km pour les stations 1, 2 et 3 et sa disparition au niveau de la station 4.

Comparaison avec les résultats gravimétriques

Les études gravimétriques faites par l'O.R.S.T.O.M. au Sénégal (CRENN et RECHENMANN 1959-1960-1961) permettent de comparer le modèle de résistivité aux résultats gravimétriques.

L'anomalie gravimétrique entre les stations 1 et 4 (fig. 5) est interprétée par CRENN par une variation d'épaisseur de la croûte et un effet de contraste entre la masse lourde de la série de Youkounkoun et la masse légère des grès (série de la Falémé).

A la lumière des nouvelles données géologiques et géophysiques, nous avons essayé d'expliquer l'anomalie négative du contact Falémien série des Bassaris par la présence d'une fosse profonde et l'anomalie positive entre la série des Bassaris et la série de Youkounkoun par une écaille du socle, c'est-à-dire en reprenant grossièrement le modèle à deux dimensions obtenu à l'aide des sondages M. T. Ce modèle est représenté sur la figure 5.

On obtient une bonne corrélation entre l'anomalie de Bouguer et un modèle géologique ne faisant intervenir que des terrains superficiels.

Conclusions

En supposant un modèle simple à 2D et uniquement une induction horizontale, on constate que les valeurs des fonctions de transfert en phases relatives suivent l'allure générale du modèle MT. Pour la période de 40 s, cette anomalie serait due à une fosse profonde contenant des sédiments de faible conductivité située dans la série de la Falémé. D'après les études effectuées antérieurement (BASSOT, 1966) il semblerait que la série de la Falémé se soit déposée dans une fosse profonde bien limitée par des zones de flexure accompagnées de fractures. Des mesures géophysiques utilisant la méthode magnétique aéroportée ont montré que la puissance maximale des formations non métamorphiques et non éruptives est de 2 300 mètres à la hauteur du 13^e parallèle. Partout ailleurs elle oscille entre 1 000 et 2 000 mètres. Pour la période de 300 s, on constate une chute brutale de la fonction de transfert à la station de Mako qui pourrait être en relation avec la disparition de la couche conductrice située au niveau croûte-manteau.

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M. le 5 novembre 1981

BIBLIOGRAPHIE

- ALBOUY (Y.), BABOUR (K.), GUETAT (Z.), 1982. — Anomalie de conductivité au Sénégal Oriental. O.R.S.T.O.M., *Géophys.* n° 19 : 11-20.
- BABOUR (K.), MOSNIER (J.), DAIGNIÈRES (M.), VASSEUR (G.), LE MOUËL (J. L.), and ROSSIGNOL (J. C.), 1976. — A geomagnetic variation anomaly in the Northern Pyrénées. — *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 45 : 583-600.
- BABOUR (K.) et MOSNIER (J.), 1973. — Nouvelle méthode d'étude des anomalies magnétiques du type « bord de mer ». *Ann. Geoph.* 29 : 171-178.
- BANKS (R. J.) and OTTEY (P.), 1974. — Geomagnetic deep sounding in and around the Kenya rift Valley. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36 : 321-335.
- BASSOT (J.-P.), 1966. — Étude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mémoire du B.G.R.M.* n° 40.
- CAIN (J. C.), 1969. — The location of the dip equator at E layer altitude. *Radio Sci.*, 4 : 781-784.
- COCHRANE (N. A.) and HYNDMAN (R. D.), 1970. — A new analysis of geomagnetic depth-sounding data from western Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 1208-1218.
- CRENN (Y.) et RECHENMANN (J.), 1965. — Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 6, 89 p.
- FIELD (E. C.) and GREIFINGER (C.), 1966. — Equatorial Transmission of Geomagnetic micropulsations through the ionosphere and lower exosphere. *J. Geophys. Res.*, 71 : 3223-3232.

- HUGHES (W. J.) and SOUTHWOOD (D. J.), 1976. — An illustration of modification of geomagnetic pulsation structure by the ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 81 : p. 3241-3247.
- KANNANGARA (M. L. T.), 1972. — Some polarisation characteristics of PC 3-5 Micropulsations observed at Colombo, Ceylon. *J. Geophys. Res.*, 77 : 6161-6167.
- MOSNIER (J.) et YVETOT (P.), 1977. — Nouveau type de variomètres horizontaux à asservissement de champ et capteur capacitif, *Ann. Geophys.*, 33 : 391-396.
- NIBLETT (E. R.), DELAURIER (J. M.), LAW (I. K.) and PLET (F. C.), 1974. — Geomagnetic variation anomalies in the Canadian arctic. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 26 : 203-221.
- RITZ (M.), 1982. — Sondages magnéto-telluriques au Sénégal Oriental. O.R.S.T.O.M., *Géophys.* n° 19 : 31-41
- SCHMUCKER (U.), 1964. — Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *J. Geomagn. and Geoelect.*, 15 : 193-221.
- SCHMUCKER (U.), 1970. — Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. University of California Press, Berkeley, Los Angeles. London.
- VASSAL (J. A.), 1982. — La variation diurne du champ magnétique et ses relations avec l'électrojet équatorial au Sénégal Oriental. *Ann. Geophys.*, en cours de publication.
- WILHJELM (J.) and FRISS-CHRISTENSEN (E.), 1974. — The Igdlorssuit geomagnetic variation anomaly in the rift-fault zone of the Northern west Greenland. *J. Geomagn. Geoelect.* 26 : 173-189.