

UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES



THÈSE

présentée par

MAGATTE FARI KANI NIANG

Pour obtenir le Doctorat de 3^e Cycle

Mention Sciences (Géologie - Géophysique)

**INTERPRÉTATION DE DONNÉES GÉOPHYSIQUES SUR LA
STRUCTURE PROFONDE DU BASSIN SÉDIMENTAIRE
SÉNÉGALAIS ET SUR LA ZONE DE SOCLE AU SÉNÉGAL ORIENTAL**

Soutenue le 25 Juillet 1995 devant la Commission d'Examen :

MM.	O. DIA	Président	(U.C.A.D.)
	A. DIA	Rapporteur	(U.C.A.D.)
	M. RITZ	Rapporteur	(O.R.S.T.O.M)
	A. LY	Examineur	(U.C.A.D.)
	C. B. GAYE	Examineur	(U.C.A.D.)
	D. P. DIALLO	Examineur	(U.C.A.D.)

SOMMAIRE

	Page
DÉDICACES	I
AVANT-PROPOS	II
RÉSUMÉ	III
LISTE DES SYMBOLES	IV
LISTE DES FIGURES	VII
<i>Première partie : PROFIL MAGNÉTO-TELLURIQUE NDIASS-RANÉROU</i>	I
INTRODUCTION	2
<i>CHAPITRE I : Cadre géologique et géophysique</i>	3
1.1 Géologie du bassin sénégalais	3
1.2 Contexte géophysique	9
<i>CHAPITRE II : Théorie magnéto-tellurique</i>	13
2.1 Sources d'énergie	13
2.2 L'impédance d'une onde plane EM en milieu tabulaire	14
2.2 L'impédance dans une structure à 2-D	16
2.3 Structure 3-D	17
2.4 Tenseur d'impédance et fonction de transfert	18
2.5 Les invariants du tenseur d'impédance	19
2.6 Le niveau de bruit	21
<i>CHAPITRE III : Appareillage et traitement des signaux MT</i>	23
3.1 Programme d'acquisition des données MT	23
3.2 Calcul des densités spectrales des signaux	23
3.3 Cohérences	25
3.4 Polarisation des champs	26
3.5 Calculs magnéto-telluriques	27
<i>CHAPITRE IV : Mise en oeuvre sur le terrain</i>	28
4.1 Procédure expérimentale	28
4.2 Résultats	29
4.3 Analyse des résultats	30
<i>CHAPITRE V : Interprétation des sondages MT</i>	53
5.1 Interprétation qualitative	53

5.2 Modélisation	54
5.3 Discussions et synthèse.....	63
5.4 Conclusion	68
CONCLUSIONS	70
<i>Deuxième partie : PROSPECTION MAGNÉTIQUE AU SOL SUR LES SECTEURS DE</i> TOMBORONKOTO, KOULOUNTOU, TINKOTO et TONKOUTO-LÉOBA	72
INTRODUCTION	73
<i>CHAPITRE I : Contexte géologique et géophysique</i>	74
1.1 Unités lithologiques des secteurs de Tomboronkoto, Koulountou et Tinkoto	75
1.2 Unités lithologiques du secteur Tonkouto-Léoba	75
1.3 Aperçu géophysique	76
<i>CHAPITRE II : Magnétisation des roches</i>	78
2.1 Aimantation permanente.....	78
2.2 Aimantation induite	78
2.3 Principaux types de magnétisme	80
<i>CHAPITRE III : Analyse des résultats</i>	82
3.1 Instruments et procédures de mesure	82
3.2 Traitement et analyse des données	83
3.2.1 Tomboronkoto	83
3.2.2 Koulountou	87
3.2.3 Tinkoto	91
3.2.4 Tonkouto-Léoba	92
<i>CHAPITRE IV : Interprétation</i>	95
4.1 Tomboronkoto	95
4.2 Koulountou	98
4.3 Tinkoto	99
4.4 Tonkouto-Léoba	100
CONCLUSION	103
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	104
ANNEXES	114

A la mémoire de mon père

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je rends grâce au Seigneur, Le digne de reconnaissances et je prie sur Son Prophète Mouhammed.

Mes « cannt » s'adressent également à SERIGNE TOUBA-KHADIMOU RASSOUL, notre guide éclairé et à Serigne Saliou MBACKÉ, que le Bon Dieu Lui accorde une longue vie.

Ce mémoire n'aurait pas vu le jour sans le soutien constant de personnes que je tiens à remercier :

Les instigateurs de ce travail M. le Pr O. DIA et le Dr P. MOURGUES, Directeur de recherche à l'ORSTOM, qui m'a témoigné une amitié et une attention constantes

M. le Dr A. DIA, mon directeur de thèse et le Dr M. RITZ, Directeur de recherche à l'ORSTOM, mon maître de recherches, qui ont supervisé ce travail

MM. les Dr A. LY, C. B. GAYE et D. P. DIALLO pour les conseils, la documentation fournie qu'ils m'ont prodigué et pour avoir accepté de faire partie du jury

M. P. MATHIEU, Représentant de l'ORSTOM au Sénégal pour l'accueil qui m'a été réservé au centre de Hann et pour l'allocation qui m'a été octroyée. A travers sa personne je présente mes hommages aux personnels scientifique, technique et administratif de l'ORSTOM

M. le Pr CHOUTEAU de l'École Polytechnique de Montréal pour toutes les données qu'il m'a permis d'exploiter ainsi que son étudiant Bernard GIROUX pour sa collaboration franche et fructueuse

MM. les Dr A. FAYE, R. SARR, A. DIOP et P. M. NGOM du Département de Géologie, pour leur soutien efficace dans ma recherche bibliographique

M. VILLENEUVE, Salam NDIATH et Macoumba de leur soutien sur le terrain

Mes collègues du laboratoire de Géophysique J. VASSAL, M. DESCLOITRES, M. DUKKHAN et mes camarades Same DIOUF, Rémond GOMIS et Joseph TChANI, pour leur disponibilité

MM. DIATTA et NGOM du Ministère de l'Hydraulique qui ont bien voulu me permettre de consulter les données de forages

M. Mbaye BA qui a confectionné la majeure partie des figures

Tous mes frères et condisciples du « Daara » Serigne Saliou MBACKÉ

Mes amis de toujours, toutes les connaissances qui m'ont témoigné leur sympathie

C'est aussi pour moi l'occasion d'exprimer ma reconnaissance à Serigne Cheikh Béthio

THIOUNE « mou » Serigne Saliou MBACKÉ

Une part spéciale aux êtres qui me sont si chers : ma mère, mon oncle, ma grand-mère à qui je dois tout ; mes frères et soeurs, mes cousins, toute la famille.

Résumé

Ce mémoire comporte deux parties indépendantes. La première porte sur un profil d'étude de la structure profonde du bassin sédimentaire sénégalais à l'aide de la méthode géophysique de prospection magnéto-tellurique (MT). La seconde s'intéresse à l'étude des anomalies magnétiques du champ total au sol, obtenues dans quelques secteurs clefs sur le socle birimien au Sénégal oriental, en vue de caractériser les minéralisations.

Le paramètre physique essentiel mis en évidence par la méthode MT est la résistivité électrique qui est particulièrement sensible à la présence d'eau et à la salinité de cette eau. La modélisation en une dimension des données nous a permis de définir la profondeur et l'extension du niveau salé infra-maastrichtien, suivant un profil Ndiass-Ranérou, en neuf sondages équidistants de cinquante kilomètres. La méthode MT a également permis de définir entre autres, une direction structurale majeure du socle, N 13, qui serait en relation avec les premières phases de l'ouverture de l'océan Atlantique. Sur les sites les plus favorables à l'interprétation, les résistivités du socle varient entre 77 et 1400 ohm.m, sa profondeur entre 875 et 2440 m. Ces valeurs se corrélaient convenablement aux informations des sondages pétroliers. Malgré quelques limites, la méthode MT s'est avérée bien adaptée à l'étude de la structure profonde du bassin.

Les fortes anomalies magnétiques du profil de Koulountou devraient être liées à la magnétite polaire décrite par le BRGM (1963) dans ce secteur. La modélisation montre que les corps paramagnétiques se localisent sur la faille cartographiée au sein des pérido-pyroxénites, leur largeur atteint 100 m, leur profondeur est faible (<2 m) et leur pendage est très redressé (>80°). Les ultrabasiques non fracturées ne présentent aucune anomalie notable. Sur le profil Tonkouto-Léoba, les variations d'intensité d'aimantation ne sont importantes qu'au niveau de Sandikounda où la géologie indique la présence de cumulats mafiques. Il n'y aurait pas d'intérêt pour la magnétite à Tomboronkoto et à Tinkoto car les aimantations mesurées sont faibles. Toutefois, ces secteurs sont réputés minéralisés en particulier en sulfures filoniens et en or. La largeur des filons de quartz est bien mise en évidence lorsque les sulfures disséminés sont, tant soit peu, magnétiques (pyrrhotite).

Mots-clés : *Sénégal, Bassin sédimentaire, Socle birimien, Géophysique appliquée, Prospection magnéto-tellurique, Prospection magnétique, Modélisation.*

LISTE DES SYMBOLES

α	Direction structurale régionale
AMT	Audio-Magnéto-Tellurique
β	Index d'ellipticité
β_1, β_2	Angles de <i>skew</i>
B	Induction magnétique
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
BRP	Bureau de Recherches Pétrolières
CGG	Compagnie Générale de Géophysique
coh	Cohérence
COPETAO	Compagnie Pétrolière Total Afrique de l'Ouest
σ	Conductivité
D	Courant de déplacement
DCRESI	Direct Current Resistivity Inversion
ϵ	Constante diélectrique
E	Champ tellurique
<i>e</i>	<i>Shear</i>
EM	Electro-Magnétique
$\varphi_{xy}/\varphi_{yx}$	Phase en mode de polarisation E/H
Φ	Densité spectrale
F	Champ magnétique total
γ	Gamma
H	Champ magnétique

I	Inclinaison du champ magnétique
IGRF	<i>International Geomagnetical Reference Field</i>
J	Densité de courant électrique
κ	<i>Skew</i>
k	Susceptibilité magnétique
λ	Longueur d'onde
μ	Perméabilité magnétique
MT	Magnéto-Tellurique
η	<i>Skew</i> régional
nT	Nanotesla
ω	Fréquence
ρ_{xy}/ρ_{yx}	Résistivité en mode de polarisation E/I
ρ^e	Densité de charge électrique
R	Degré de polarisation
SAP	Société Africaine des Pétroles
SPS	Société des Pétroles du Sénégal
s	Seconde
θ_0	Direction structurale
T	Période
<i>t</i>	<i>Twist</i>
$\gamma \text{ tg}\beta$	Degré d'ellipticité
TE	<i>Mode Transverse Electric</i>
TM	<i>Mode Transverse Magnetic</i>
uem	Unité Electro-Magnétique

UB	ultrabasique
Z	tenseur d'impédance
Z'	tenseur d'impédance dans la direction structurale
Z_{av}	tenseur d'impédance moyenne
Z_{det}	tenseur d'impédance efficace

LISTE DES FIGURES

1 - MAGNÉTO-TELLURIQUE

- 1-Cadre géologique et position du profil de mesures MT
- 2-Carte des sondages mécaniques
- 3-Coupe géologique schématique du Sénégal
- 4-Carte de l'anomalie de Bouguer du bassin
- 5-Carte aéromagnétique du bassin
- 6-Carte du flux thermique
- 7-Spectre d'amplitude des variations géomagnétiques
- 8-Organigramme de l'analyse MT en temps réel, par décimation en cascades
- 9-Rapport signal sur bruit tellurique à la station 7
- 10-Résistivités et phases principales de la station 1
- 11-*Skew* et direction structurale à la station 1
- 12-Cohérences locales de la station 1
- 13-Rapport signal sur bruit tellurique à la station 1
- 14-Cohérences prédites E à la station 1
- 15-Cohérence du *tipper* à la station 1
- 16-Résistivités et phases principales à la station 2
- 17-*Skew* et direction structurale au site 2
- 18-Cohérence du *tipper* à la station 2
- 19-Résistivités et phases principales au site 3
- 20-*Skew* et direction structurale au site 3
- 21-Cohérence de la référence au site 3
- 22-Résistivités et phases principales au site 4
- 23-*Skew* et directions principales au site 4

- 24-Cohérence de la référence au site 4
- 25-Résistivités et phases principales à la station 5
- 26-*Skew* et direction structurale au site 5
- 27-Résistivités et phases principales à la station 6
- 28-*Skew* et directions structurales à la station 6
- 29-Rapport signal sur bruit tellurique à la station 6
- 30-Résistivités et phases principales à la station 7
- 31-*Skew* et directions structurales au site 7
- 32-Résistivités et phases principales au site 8
- 33-*Skew* et directions structurales au site 8
- 34-Résistivités et phases principales au site 9
- 35-*Skew* et direction principale au site 9
- 36-Ellipticité aux stations 3 et 4
- 37-Direction du *tipper* à la station 5
- 38-Modèle de la station 1
- 39-Modèle de la station 2
- 40-Modèle de la station 3
- 41-Modèle de la station 4
- 42-Modèle de la station 5
- 43-Modèle de la station 6
- 44-Modèle de la station 7
- 45-Modèle de la station 8
- 46-Modèle de la station 9
- 47-Corrélation entre sondages mécaniques et modèles électriques des stations 1, 2 et 9
- 48-Corrélation entre sondages mécaniques et modèles électriques des stations 3, 4 et 8

- 49-Corrélation entre sondages mécaniques et modèles électriques des stations 7, 6 et 5
- 50-Directions de fracturation d'après photos-satellite
- 51-Allure et extension du niveau salé infra-maastrichtien
- 52-Interprétation tridimensionnelle de l'anomalie gravimétrique de Gassane
- 53-Directions structurales et limite orientale du domaine salé infra-maastrichtien

II - MAGNÉTISME AU SOL

- 1-Structures géologiques de la boutonnière de Kédougou
- 2-Carte de l'anomalie de Bouguer
- 3-Diagramme ternaire $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$
- 4-Contexte géologique du profil de Tomboronkoto
- 5-Profil d'anomalies magnétiques de Tomboronkoto
- 6-Profil d'anomalies T-11
- 7-Profils d'anomalies T-12 et T-13
- 8-Profils d'anomalies T-14 et T-15
- 9-Contexte géologique des profils de Koulountou
- 10-Profil d'anomalies Koulountou 1
- 11-Profil d'anomalies Koulountou 2
- 12-Contexte géologique du profil de Tinkoto
- 13-Profil d'anomalies de Tinkoto
- 14-Contexte géologique du profil Tonkouto-Léoba
- 15-Profil d'anomalies Tonkouto-Léoba
- 16-Carte aéromagnétique du secteur de Tonkouto
- 17-Modèle du profil de Tomboronkoto entre 0 et 1000 m
- 18-Modèle du profil de Tomboronkoto entre 1000 et 2000 m
- 19-Modèle du profil de Tomboronkoto entre 2100 et 3100 m

20-Modèle du profil de Koulountou I

21-Modèle du profil de Tinkoto

22-Modèle du profil Tonkouto-Léoba entre 500 et 1500 m

23-Modèle du profil de Tonkouto-Léoba entre 1500 et 2500 m

Première partie :

**PROFIL DE SONDAGES MAGNÉTO-TELLURIQUES A
TRAVERS LE BASSIN SÉDIMENTAIRE SÉNÉGALAIS
(NDIASS-RANÉROU)**

INTRODUCTION

Depuis les années cinquante, des investigations géologiques et géophysiques ont été effectuées sur le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien pour la prospection pétrolière. Par la suite, pour affiner la connaissance de la partie sénégalaise, des études géophysiques ont été réalisées : mesures gravimétriques et magnétiques, prospection électrique et, plus récemment, sondages magnéto-telluriques.

La connaissance du bassin sédimentaire demeure malgré tout, très partielle en particulier dans sa partie profonde où très peu de données sont disponibles sur l'aquifère maastrichtien et les isobathes du toit du socle.

D'une manière générale les méthodes électriques ont été largement utilisées pour caractériser la structure du bassin. Elles permettent d'obtenir le paramètre de résistivité électrique qui varie en fonction du type de roche ; ce paramètre est cependant très sensible à la présence d'eau : le rapport de résistivité entre les formations rocheuses sèches et les formations humides peut aller de dix à cent (ASTIER, 1971). Néanmoins, la méthode de sondage en courant continu ne permet d'atteindre que des profondeurs d'investigation limitées et la nécessité de tirer de grandes longueurs de ligne contribue à l'alourdissement de cette méthode. Par conséquent, nous avons utilisé la méthode de sondage magnéto-tellurique à large bande de fréquences, initiée au Sénégal depuis les années quatre vingt, pour l'étude de la géométrie de l'aquifère profond ; de la salinité des eaux ; de la profondeur et éventuellement la nature du socle dans la partie *on-shore* du bassin.

Après un rappel du cadre géologique et géophysique, et de la théorie de la prospection magnéto-tellurique, nous exposerons sa mise en oeuvre pratique, les principaux résultats obtenus ainsi que les interprétations géophysiques et géologiques retenues. Les données acquises lors de ces travaux ont été comparées avec celles des sondages pétroliers et des forages hydrauliques provenant des Archives du Ministère de l'Hydraulique au Sénégal, en vue de tester la fiabilité de la méthode.

CHAPITRE I

CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE

1.1 - Géologie du bassin sénégalais

Le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien est le plus vaste des bassins de marge passive qui forment la bordure occidentale du continent africain. Il présente une superficie de 340.000 Km² environ et couvre la Mauritanie, le Sénégal, la Gambie et la Guinée Bissau (Fig.I-1).

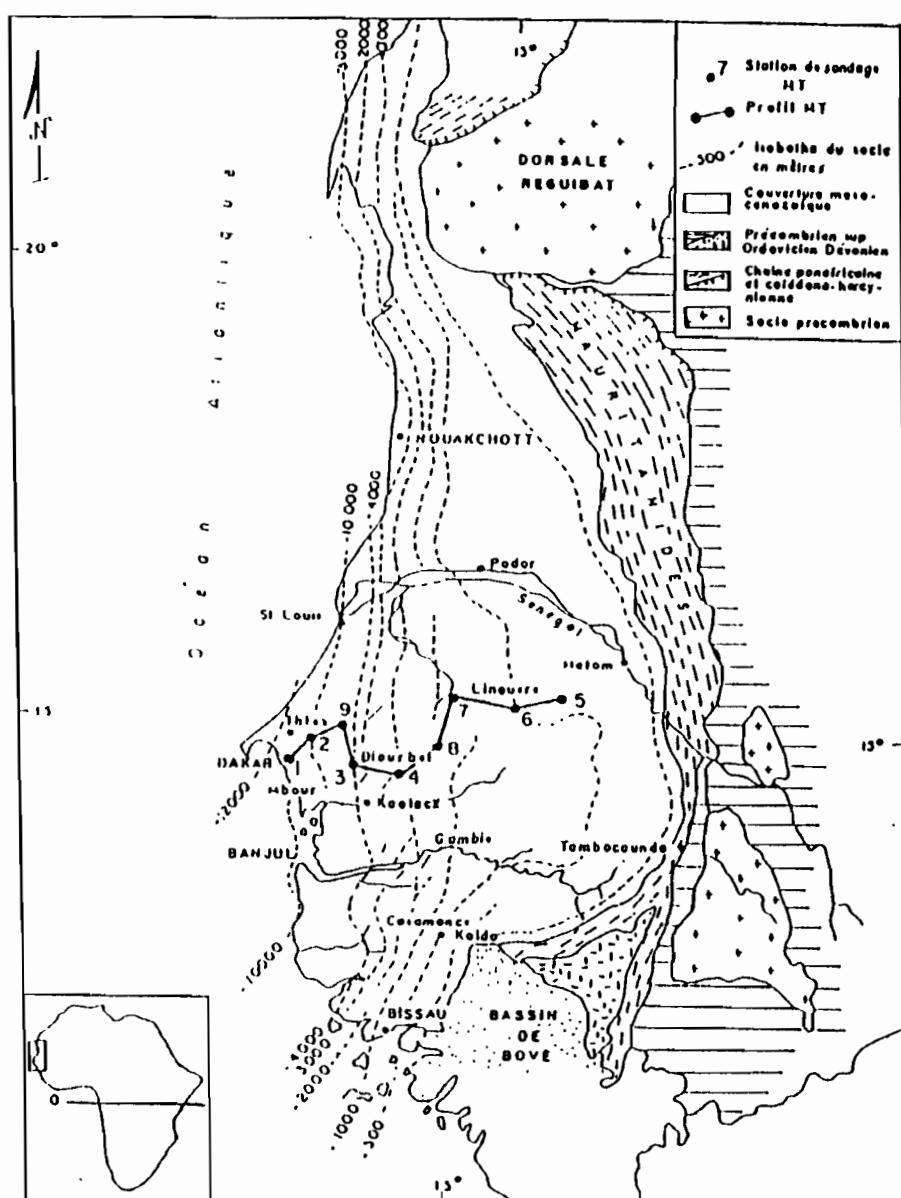
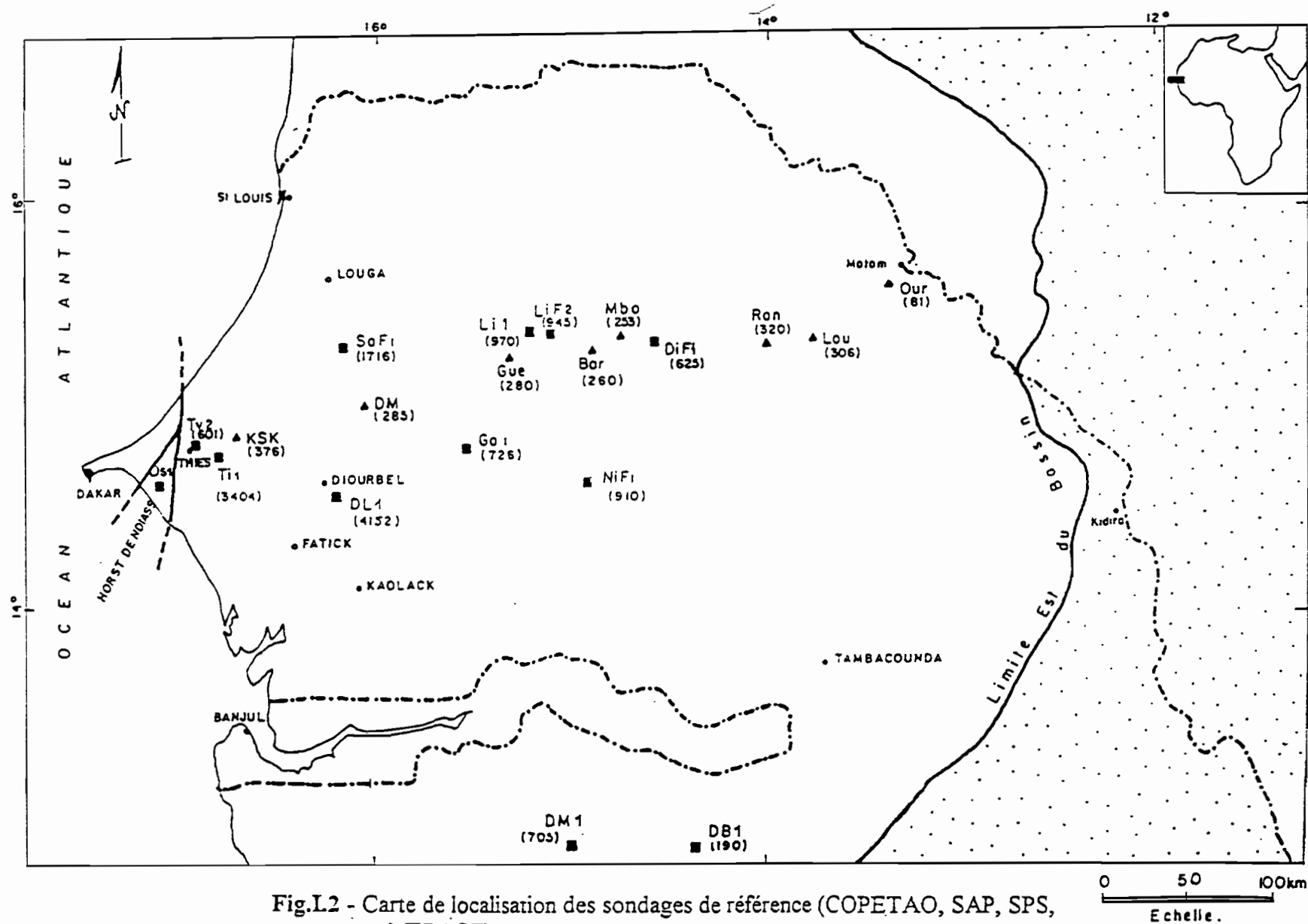


Fig.I.1 - Cadre géologique et position du profil de mesures MT (d'après carte tectonique de l'Afrique modifiée ; ASGA/UNESCO, 1968)



Son histoire est liée à l'ouverture et à l'expansion de l'Atlantique Central depuis le Jurassique.

La lithostratigraphie est connue grâce aux affleurements et aux sondages pétroliers, hydrauliques et de recherche minière, effectués pendant ces trente dernières années (Fig. I-2).

BELLION (1987) rapporte l'essentiel de la bibliographie sur la géologie du bassin. D'autre part, TESSIER (1952) compte parmi les premiers à contribuer à la connaissance de la stratigraphie et de la paléontologie du Crétacé et du Tertiaire dans la partie occidentale du bassin.

1.1.1 Le Paléozoïque

A Diana Malari (DM 1), le Paléozoïque est constitué par des grès siliceux fins et des schistes noirs. Les schistes sériciteux du sondage de Dabo (Db 1b) ne sont pas datés, il en est de même pour les siltites rouges de Diourbel (Di 1), les schistes plissés de Linguère (Li F1) et de Ndiodori (Ni F1). Les granites reconnus à Dioumanan (Di F1) sont *a priori* précambriens.

1.1.2 Le Mésozoïque

Le Mésozoïque inférieur débute par des roches salifères (gypse, anhydrite, sel) associées à des argiles vertes à noires à pyrite, soufre, sidérose et rares quartz qui forment localement des diapirs. Au Jurassique moyen et supérieur la sédimentation est carbonatée avec des calcaires et dolomies, le plus souvent oolithiques ou biodétritiques, datés grâce aux Alvéolynes. Ces enrochements forment l'ossature du plateau continental (WISSMAN, 1982).

L'arrivée de matériel détritique se produit au Néocomien et au Crétacé « moyen ».

Au Turonien, des faciès homogènes argileux constituent un excellent repère lithologique à l'échelle du bassin.

Le Sénonien est argilo-sableux avec parfois des intercalations carbonatées et une faune constituée essentiellement de Globotruncanidés. L'intrusion magmatique de Léona s'est mise en place à la limite Campanien-Maastrichtien.

Le Maastrichtien affleure sous forme de grès et d'argiles sur le horst de Ndiass ; il est argileux et épais à l'Ouest et sableux à l'Est. Toutefois, son épaisseur doit être ramenée, au niveau du Cap de Naze, de 300 m (FAYE, 1983) à 50 m selon KHATTIB *et al.* (1990) à cause de la découverte du Campanien dans cette région.

De l'évolution verticale et latérale de la fraction argileuse héritée, associée aux résultats sédimentologiques, pétrographiques et paléontologiques, MICHAUD (1984) a identifié trois provinces paléogéographiques au Crétacé :

- une province orientale continentale ;

- une province centrale proche du rivage ;
- une province occidentale correspondant à la plateforme.

1.1.3 Le Cénozoïque

La sédimentation paléocène est essentiellement chimique et biochimique avec des faciès argilo-marneux et calcaires bien décrits par MONCIARDINI (1966). Les âges sont déterminés avec beaucoup de précision grâce aux fossiles tels que *Globorotalia sp.*, les Nummulites et les Operculines. Aux Madeleines, le Paléocène affleure sous forme de marno-calcaires (BELLION *et al.*, 1985).

A l'Éocène inférieur les dépôts marneux et argileux dominent nettement (limons de l'Hôpital et argiles de la Prison) ; l'Éocène moyen est marqué par des argiles, des marnes, des intercalations de calcaire argileux à silex et l'activité volcanique du Cap-Vert dans la région de Thiès. Il affleure à l'Anse Bernard sous forme de marno-calcaires. On retrouve pratiquement les mêmes formations à l'Éocène supérieur (argiles beiges de Yoff). TOUMARKINE *et al.* (1984) ont procédé à une importante révision stratigraphique du Paléocène et de l'Éocène inférieur de la région de Ndiass, à l'aide des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires.

La lacune de l'Oligocène inférieur et moyen est d'extension régionale. L'Oligocène supérieur est calcaire et marneux en Casamance, sableux et argileux à l'Est du bassin. Une série phosphatée réduite se rencontre à Thiès; les premières manifestations volcaniques s'établissent à Dakar avec les sills de pyroxénites des Madeleines et les tufs (CREVOILA *et al.*, 1994).

La lacune entre les termes marins du Paléogène et du Néogène a été mise en évidence aussi bien par la microfaune, la microflore (FLICOTEAUX et MEDUS, 1980) que par les associations d'ostracodes (LY et CARBONNEL, 1987). Par ailleurs, LY (1985) a étudié la biostratigraphie et la sédimentologie du Tertiaire de Casamance.

Le Miocène basal est argileux. Selon TESSIER *et al.* (1975), les formations dénommées « Continental terminal » ne sont pas uniquement continentales mais aussi marines. Il s'agit de formations sablo-argileuses rubéfiées qui représentent des faciès d'altération tardive, sans âge, se terminant généralement à leur sommet par une cuirasse latéritique.

Aucune formation datée de façon certaine du Pliocène n'a encore été observée.

Le Quaternaire est marqué par :

- des formations marines (ELOUARD *et al.*, 1969) avec l'Inchirien et le Nouackchottien retrouvés au Sénégal ;

- des formations continentales (MICHEL, 1973) telles que le glaciis cuirassé, les calcaires lacustres, les dépôts éoliens ;

- l'activité volcanique des Mamelles en deux phases principales (ILO *et al.*, 1992; CREVOILA *et al.*, 1994).

En conclusion trois séquences principales sont reconnues sur le bassin (GUEU et ROUSSEL, 1984) :

- une assise continentale et/ou lacustre à la base ;
- une séquence évaporitique dans la partie moyenne ;
- une assise franchement marine au sommet.

1.1.4 La tectonique

Les structures en distension prédominent : horsts et grabens, diapirs de sel, failles listriques. Les directions majeures sont subméridiennes. De très nombreuses autres directions sont mise en évidence par interprétation photo-géologique. La plupart des fractures ont joué en failles normales à la fin du Crétacé et durant le Tertiaire. De l'Éocène au Quaternaire des manifestations volcaniques se sont produites avec des modes de gisement variés : volcans, dykes, sills, pipes, coulées, tufs stratifiés.

Les structures d'ensemble généralement tabulaires à l'Est et au centre, se compliquent vers l'Ouest d'une zone-charnière méridionale 16°30W, sous l'effet d'une tectonique en extension dont témoignent les horsts de Ndiass et Dakar, le graben de Rufisque. La subsidence est forte à l'Ouest de cette zone-charnière. Des intrusions volcaniques qui datent du Maastrichtien au Quaternaire accompagnent ces structures. Au large de la Casamance et de la Mauritanie, des intrusions diapiriques triasico-liasiques déforment fortement les puissantes séries marines au niveau du plateau continental (TEMPLETON, 1971). La nature et l'âge du substratum du bassin sont méconnus à l'Ouest du méridien 16°30W. Vers l'Est quelques sondages font état d'un substratum formé d'une part de granites et de roches métamorphiques plissées appartenant au socle précambrien de la dorsale Réguibat et à la chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides, d'autre part de schistes siluro-dévonien appartenant au bassin paléozoïque de Bové. La coupe géologique synthétique de DE SPENGLER *et al.* (1966) sur la figure 3 illustre la structure d'ensemble du bassin entre Dakar et Bakel.

Les modifications faites par STANCIOFF *et al.* (1986) sur la coupe de DE SPENGLER *et al.* (1966), ont porté essentiellement sur des correspondances entre les anomalies géophysiques et les linéaments vus sur les images Landsat, qui ont permis de mettre en évidence de nouvelles

structures telles que l'intrusion d'Oldou Débokul, l'anomalie de Farafenni-Médina et l'anomalie gravimétrique de Révane.

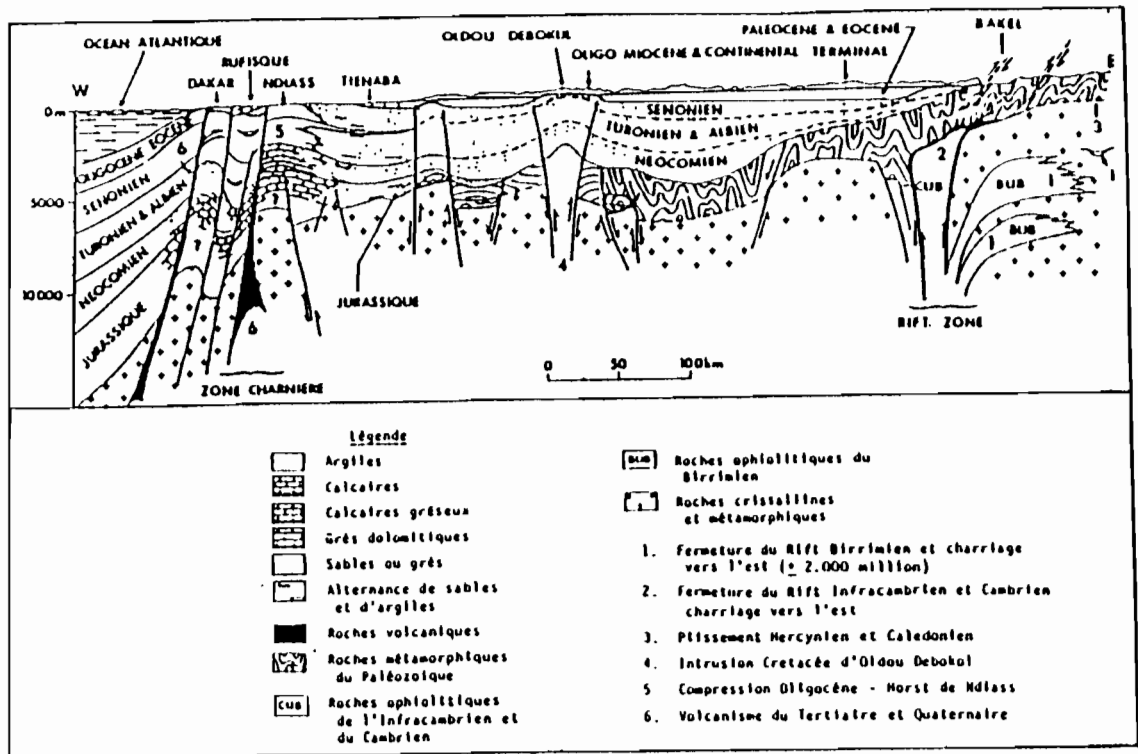


Fig.1.3 - Coupe schématique du bassin du Sénégal (Dakar-Bakel) d'après A. de SPENGLER *et al.*, 1966 (modifié d'après interprétation Landsat et tectonique par STANCIOFF *et al.*, 1986)

Les directions de faille et les groupes d'accidents majeurs soulignés par Le PRIOL et DIENG (1984) sont les suivants:

- direction NNE-SSO à rejets importants (accident Rosso-Gnit-Sakal-Kébémér) ;
- direction NE-SO (lignes Bambey-Moukh Moukh-Guédé, Diourbel-Djilor-Kolobane) ;
- direction ENE-OSO représentant l'une des principales directions d'effondrement du socle et de la couverture ;
- direction ESE-ONO, plus difficile à mettre en évidence ;
- direction SE-NO (grand accident Bowdé Doudal-Yang Yang-Tambacounda) ;
- direction SSE-NNO qui recoupe à peu près orthogonalement les fractures de direction ENE-OSO.

Les cours des fleuves et des marigots se sont apparemment agencés en étroite liaison avec les directions de fracturation qui ont conditionné le tracé de leurs lits et de leur méandres.

Les niveaux stratigraphiques qui portent un intérêt hydrologique certain sont d'abord le Maastrichtien essentiellement sablo-argileux rencontré dans la majeure partie du bassin ; ensuite le Quaternaire et le Continental Terminal où baigne une nappe phréatique ; et enfin le Paléocène et le Lutétien lorsqu'ils sont calcaires et karstifiés comme c'est le cas dans les parties centrales du bassin.

1.2 - Contexte géophysique

Ce paragraphe intéresse singulièrement les données géophysiques relatives à la partie émergée du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien.

1.2.1 Magnétisme et Gravimétrie (figures I-4 et I-5)

Les mesures magnétiques et gravimétriques *on-shore* du BRP (1955 et 1956), de la CGG (1962) et de CRENN et RECHENMANN (1965) ont été interprétées successivement par LIGIER (1980), GUETAT (19881) et par PONSARD (1984). Ces derniers décrivent essentiellement la structure profonde du bassin ainsi que celle des ensembles structuraux adjacents, avec notamment : la zone de gradient positif côtier en relation avec la transition croûte océanique-croûte continentale ; et les principales anomalies liées soit aux intrusions mafiques (Léona, Gassane, Médina-Sabakh), soit à l'approfondissement de la couverture sédimentaire (Mouk-Mouk, Gossas, Bambey).

1.2.2 L'Électricité

MATTHEZ et HUOT (1966) ont fait la synthèse d'un grand nombre des sondages électriques effectués par le BRGM et la CGG dans les années 50; ils en établissent une échelle des résistivités. Les argiles et marnes de l'Éocène ont une résistivité de 5 à 10 ohm.m. L'Éocène est parfois constitué de calcaires francs à 100 ohm.m ou de grès à 40-100 ohm m. Le Paléocène est généralement mal défini, il se confond avec le Maastrichtien lorsqu'il est calcaire et avec la base de l'Éocène lorsqu'il est argileux. Le calcaire récifal paléocène est à 300 ohm m. Les sables argileux du Maastrichtien sont résistants à l'Est (100 ohm.m) et conducteurs à l'Ouest (2 ohm.m à Rosso). La base du Maastrichtien est très conductrice dans son ensemble (1,5 ohm m). Aucune précision n'est donnée sur la nature du substratum résistant qui n'est souvent pas atteint. Une importante flexure du socle est notée à l'aplomb du méridien 15°30'W.

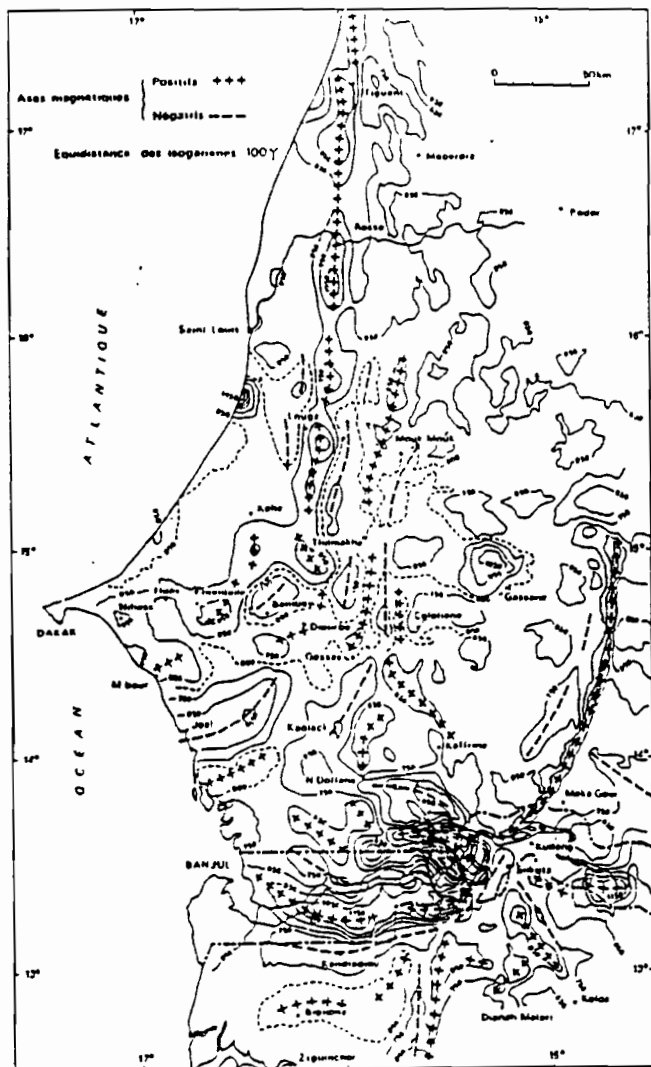


Fig.I.4 - Carte des anomalies de Bouguer (LIGER, 1980)

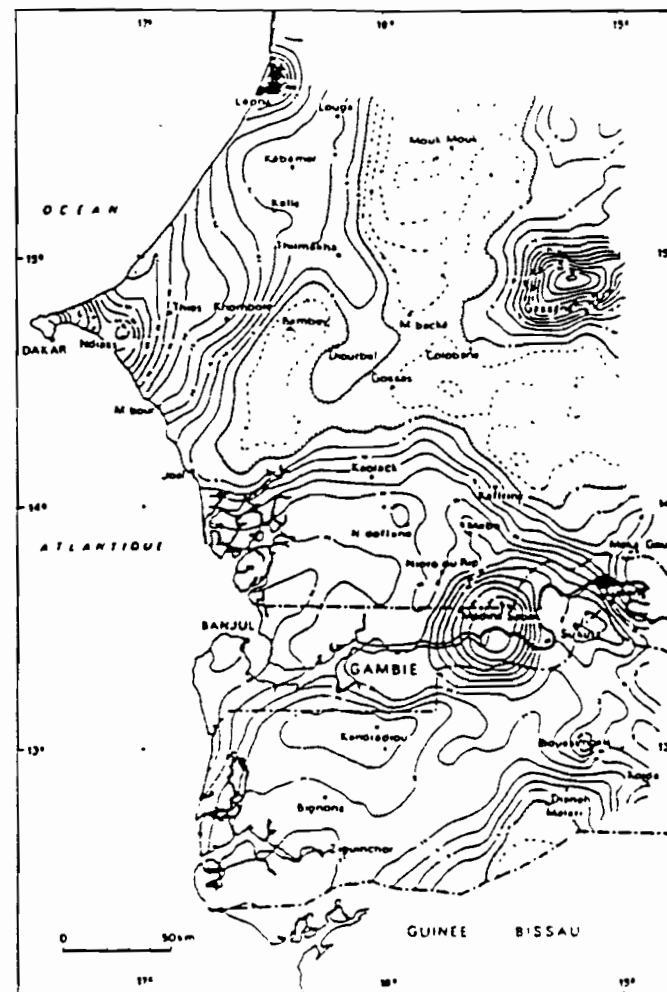


Fig.I.5 - Carte aéromagnétique du bassin (champ total transformé au pôle) d'après LIGER, 1980

1.2.3 Subsidence et Évolution thermique

De l'étude de la subsidence du bassin, LATHI-BRUN (1987) distingue deux phases de subsidence rapide dans le domaine occidental (Jurassique inférieur et début du Crétacé supérieur) et une phase de subsidence rapide au niveau de la zone de flexure et dans le domaine occidental (Crétacé supérieur).

La valeur moyenne du flux thermique est évaluée à 60 mW/m^2 , en partant de vingt quatre sondages pétroliers de référence (Fig.I-6). Ce flux décroît progressivement depuis la zone de flexure (70 mW/m^2) jusqu'au domaine occidental ($45\text{-}50 \text{ mW/m}^2$). Les modèles de subsidence permettent d'évaluer la maturation de la matière organique ainsi que l'évolution diagénétique des sédiments, connaissant leur histoire thermique au cours du temps.

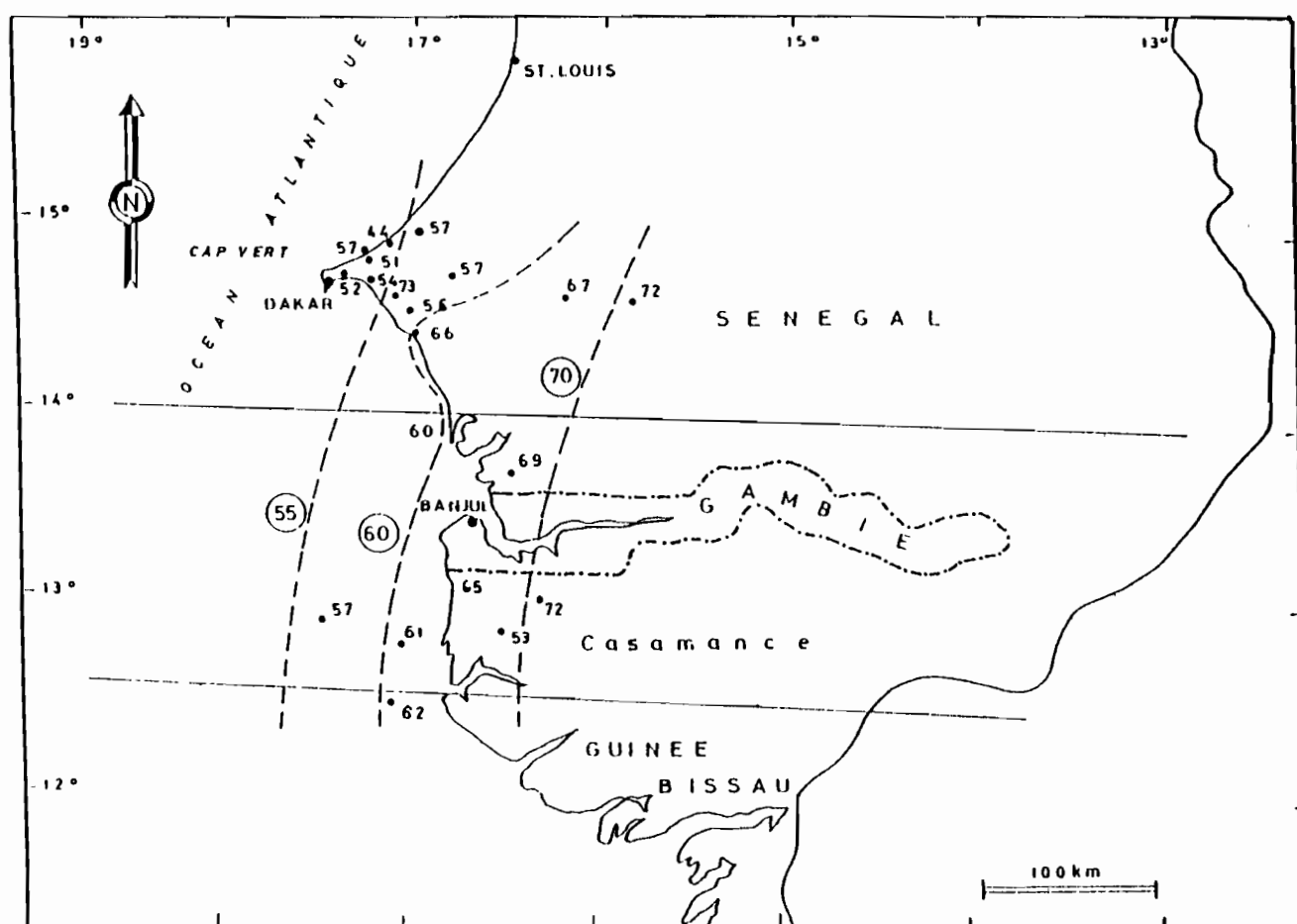


Fig.I.6 - Carte du flux thermique du bassin sénégalais (LATHI-BRUN, 1987)

1.2.4 Magnéto-tellurique, Tellurique et Sondages géomagnétiques

Des prospections magnéto-telluriques (RITZ, 1984 ; RITZ et BILLON, 1994), telluriques (RITZ et FLICOTEAUX, 1986) et des sondages géomagnétiques différentiels (RITZ, 1984 ; RITZ et VASSAL, 1986) ont permis de décrire en certains endroits du bassin, la distribution de la conductivité électrique de la séquence sédimentaire, de la croûte et du manteau supérieur.

1.2.5 Sismique

Les données sismiques réflexion et réfraction *on-shore* restent encore assez peu diffusées par les compagnies pétrolières.

CHAPITRE II

THÉORIE MAGNÉTO-TELLURIQUE

La méthode magnéto-tellurique (MT), proposée d'abord par TIKHONOV (1950) et CAGNIARD (1953), fait appel aux variations naturelles du champ magnétique terrestre en fonction du temps.

L'étude de ce champ permet, dans certaines conditions, d'obtenir la distribution des résistivités électriques des terrains sous-jacents jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur. Cette technique bien connue est décrite dans de nombreux ouvrages et nous avons pris référence essentiellement sur ceux de PATRA et MALICK (1980) et de KAUFMAN et KELLER (1981).

2.1 - Les sources d'énergie MT

Les sources d'énergie du champ MT sont exclusivement naturelles et directement liées à l'activité du soleil. Le spectre des amplitudes permet de distinguer deux sources principales de perturbations EM (Fig.I-7) :

- les sous-orages magnétiques générateurs des micropulsations aux fréquences inférieures à 1 hertz ;
- les orages magnétiques pour les pulsations supérieures à 1 hertz.

En deçà du hertz les micropulsations prédominent ; ce sont des fluctuations du champ magnétique terrestre dont l'amplitude va de la fraction de gamma à quelques dizaines de gammas. Leur structure est quasiment périodique avec des périodes qui se situent entre 0,1 seconde et 10 minutes (JACOBS, 1970). Les micropulsations sont générées à partir du développement des ondes magnéto-hydrodynamiques (ALFVEN, 1942), un phénomène intimement lié aux sous-orages qui représentent des perturbations atmosphériques ayant une durée de l'ordre de l'heure. Les micropulsations géomagnétiques ont été subdivisées en deux classes : les pulsations continues (Pc) et les pulsations irrégulières (Pi). Chacune de ces deux classes comprend plusieurs types d'ondes suivant diverses gammes de périodes.

Au-dessus de 1 hertz les orages magnétiques d'échelle planétaire sont les principales sources du champ MT. Il existe trois grands centres d'orage magnétique situés au Brésil, en Afrique centrale et en Malaisie, avec environ 100 jours d'orage magnétique par an. D'autres centres secondaires atteignent jusqu'à 200 jours d'orage l'année. Plusieurs études ont permis de mieux appréhender et de classer ces types de fluctuations soit à partir d'une analyse statistique (CHAPMAN et BARTELS, 1940) ; soit d'après l'extension des perturbations (BOBROV, 1961). La

classification la plus répandue est celle de CHAPMAN (1964) qui se fonde sur les mécanismes physiques qui génèrent ces perturbations ; une distinction est faite entre les perturbations ayant une source située à la limite de la magnétosphère (*DR*) et celles qui sont liées aux effets ionosphériques (*DPI* et *DPC*). En général un orage magnétique dure quelques secondes à plusieurs jours avec des amplitudes variant de quelques gammas à quelques milliers de gammas. La fréquence d'apparition dépend de l'activité solaire et de la période de l'année.

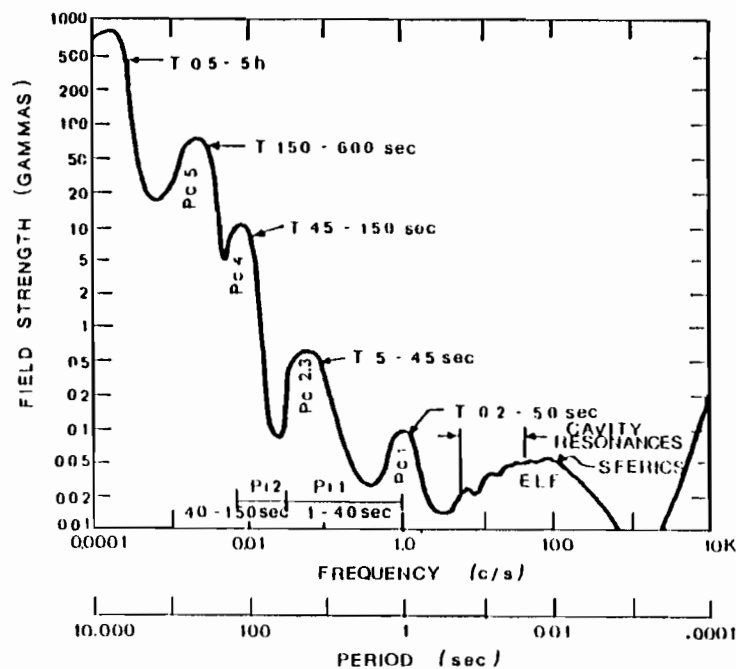


Fig.1.7 - Spectre d'amplitude des variations géomagnétiques
(in KAUFFMAN et KELLER, 1981)

2.2 - L'impédance d'une onde plane EM en milieu tabulaire homogène

Suivant l'approche de CAGNIARD (1953), le milieu étant considéré comme isotrope, le champ électromagnétique (EM) présent ne dépend que de l'axe vertical des coordonnées et de la distribution spatiale des résistivités, $E = (E_x, 0, 0)$ et $H = (0, H_y, 0)$. En utilisant la méthode opérationnelle de la solution des équations de MAXWELL nous aurons un champ EM de la forme $E = E_x \exp(-i\omega t)$, $H = H_y \exp(-i\omega t)$ où E_x et H_y sont des amplitudes complexes. Les équations de MAXWELL dans un milieu homogène et isotrope sont :

$$\text{rot} E + \partial B / \partial t = 0 \quad (1)$$

$$\text{rot} \mathbf{H} - \partial \mathbf{D} / \partial t = \mathbf{J} \quad (2)$$

$$\text{div} \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

$$\text{div} \mathbf{D} = \rho' \quad (4)$$

où $\mathbf{B}$ induction magnétique (Wb/m^2)

$\mathbf{H}$ intensité du champ magnétique (A/m)

$\mathbf{E}$ intensité du champ électrique (V/m)

$\mathbf{D}$ courant de déplacement (C/m^2)

$\mathbf{J}$ densité de courant électrique (A/m^3)

ρ' densité de charge électrique (C/m^3)

Le milieu est caractérisé par les constantes μ , et σ tel que :

$$\mathbf{B} = \mu \cdot \mathbf{H} \quad (5)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \cdot \mathbf{E} \quad (6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \cdot \mathbf{E} \quad (7)$$

μ perméabilité magnétique (H/m)

ϵ constante diélectrique (F/m)

σ conductivité (S)

Pour les champs sinusoïdaux les équations de MAXWELL s'écrivent :

$$\text{rot} \mathbf{E} = i \cdot \mu \cdot \mathbf{H} \quad (8)$$

$$\text{rot} \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} - i \cdot \epsilon \cdot \mathbf{E} \quad (9)$$

$$\text{div} \mathbf{E} = 0 \quad (10)$$

$$\text{div} \mathbf{H} = 0 \quad (11)$$

Aux périodes utilisées dans la méthode MT, les courants de déplacement ($i\omega\epsilon\mathbf{E}$) sont négligeables devant les processus de conduction ($\sigma\mathbf{E}$). Des équations (8) et (9) on déduit :

$$(d^2 E_x / dz^2) + k^2 E_x = 0 \quad (12)$$

$$(d^2 H_y / dz^2) + k^2 H_y = 0 \quad (13)$$

où $k = (i\sigma\mu\omega)^{1/2}$ est appelé nombre d'onde, relié à la profondeur de pénétration P par la relation :

$$k = (1+i)/P \quad (14)$$

$$\text{Nous avons également } P = (10^3 / 2\pi)(10\rho \cdot T)^{1/2} \quad (15)$$

avec ρ la résistivité et T la période.

La longueur d'onde est définie par :

$$\lambda = 2\pi P = 10^3 (10\rho T)^{1/2} \quad (16)$$

Pour chacune des couches les équations (12) et (13) ont des solutions de la forme :

$$E_x = A \cdot \exp(ikz) \quad (17)$$

$$I_y = (k/\omega\mu) A \exp(ikz) \quad (18)$$

Le coefficient A renferme les informations sur les parties primaire et secondaire du champ EM. Le rapport E_x/I_y à la surface du sol est appelé impédance de l'onde plane dans un milieu uniforme, elle ne dépend pas de l'intensité du champ primaire, c'est une fonction de la réponse du sous-sol :

$$\begin{aligned} Z_{xy} = E_x/I_y &= \omega\mu/k = (\omega\mu/\sigma)^{1/2} \exp(-i\pi/4) \\ &= 2\pi(\rho/5T)^{1/2} \exp(-i\pi/4) \cdot 10^3 \text{ ohm} \end{aligned} \quad (19)$$

$$\text{L'amplitude } |Z| = 2\pi(\rho/5T)^{1/2} \cdot 10^3 \text{ ohm et la phase} \quad (20)$$

$$\varphi = \begin{cases} \pi/4 & \text{pour } (E_x, I_y) \\ \pi-(\pi/4) & \text{pour } (E_y, I_x) \end{cases} \quad (21)$$

La phase est indépendante de la résistivité d'un milieu uniforme tandis que le module de l'impédance décroît lorsque la conductivité et la période augmentent. L'équation (19) peut s'écrire en unités pratiques :

$$\rho_{xy} = 0,2 T |E_x/I_y|^2 \text{ ohm.m avec } E_x \text{ en mV/Km et } I_y \text{ en gammas} \quad (22)$$

Les résistivités apparentes ρ_{xy} et ρ_{yx} sont identiques suivant les deux directions de mesure si le milieu est rigoureusement homogène, puisque dans ce cas $Z_{xy} = -Z_{yx}$.

L'hypothèse de l'onde plane reste valable jusqu'à la période de 10 000 secondes environ pour les valeurs de résistivité rencontrées dans le sol (MADDEN et NELSON, 1964).

2.3 - L'impédance d'une structure à deux dimensions

La conductivité ne dépend plus uniquement de l'axe vertical, elle varie aussi latéralement. C'est la situation rencontrée dans le cas d'une faille, d'un fossé ou de toute autre anisotropie dans le plan horizontal. Si la résistivité du sol ne varie que suivant les axes x et z par exemple, le champ est invariant dans la direction y ($\partial/\partial y = 0$). Les équations de MAXWELL (8) et (9) donnent :

$$-\partial E_y / \partial z = i\omega I_x \quad (23)$$

$$(\partial E_x / \partial z) - (\partial E_z / \partial x) = i\omega\mu I_y \quad (24)$$

$$\partial E_y / \partial x = -i\omega\mu I_z \quad (25)$$

$$-\partial H_y / \partial z = \sigma E_x \quad (26)$$

$$(\partial I_x / \partial z) - (\partial I_z / \partial x) = \sigma E_y \quad (27)$$

$$\partial I_y / \partial z = \sigma E_z \quad (28)$$

En combinant les équations (23) à (28) nous obtenons l'équation de diffusion :

$$(\partial^2 F / \partial y^2) + (\partial^2 F / \partial z^2) - k^2 F = 0 \quad (29)$$

où $F = H_y$ ou E_y et $k = i\omega\mu\sigma$ dépend de y et de z .

Dans la plupart des cas la résolution analytique de ces équations est difficile, on adopte des méthodes approximatives (différences finies, éléments finis) en tenant compte des conditions aux limites. Lorsque les directions de mesure x , y sont respectivement perpendiculaire et parallèle à la direction des structures, les équations (23), (25) et (27) impliquent les composantes H_y et H_x ; tandis que les équations (24), (26) et (28) sont relatives aux composantes E_x et H_y . Ces deux modes de polarisation permettent d'obtenir deux valeurs d'impédance différentes :

- mode de polarisation E ou *transverse magnetic* (TM)

$$Z_{//} = E_{//} / H_{\perp} = E_y / H_x \quad (30)$$

- mode de polarisation H ou *transverse electric* (TE)

$$Z_{\perp} = E_{\perp} / H_{//} = E_x / H_y \quad (31)$$

Deux valeurs de résistivité (ρ_{xy} et ρ_{yx}) ainsi que deux valeurs de phase (φ_{xy} et φ_{yx}) sont calculées à partir de ces impédances. Plusieurs auteurs ont tenté la résolution des équations ci-dessus selon différents cas de figure (faille, dyke, fossé...).

2.4 - Structure à trois dimensions

Dans le cas d'une structure à trois dimensions, la conductivité varie en fonction des trois coordonnées x , y , z . Les équations (8) et (9) donnent :

$$\begin{aligned} (\partial H_z / \partial x) - (\partial H_y / \partial z) &= \sigma E_x \\ (\partial H_x / \partial z) - (\partial H_z / \partial x) &= \sigma E_y \\ (\partial H_y / \partial x) - (\partial H_x / \partial y) &= \sigma E_z \\ (\partial E_z / \partial x) - (\partial E_y / \partial z) &= -i\omega\mu H_x \\ (\partial E_x / \partial z) - (\partial E_z / \partial x) &= -i\omega\mu H_y \\ (\partial E_y / \partial x) - (\partial E_x / \partial y) &= -i\omega\mu H_z \end{aligned} \quad (32)$$

Il est possible de séparer les composantes du champ EM en modes de polarisation distincts. Les programmes de modélisation en 3-D qui existent sont basés exclusivement sur des calculs numériques.

2.5 - Tenseur d'impédance et fonctions de transfert magnétique

Lorsque la conductivité dépend aussi bien de la profondeur que de la direction horizontale, la relation entre le champ E et le champ H ne peut plus être exprimée par l'équation (19) mais par le tenseur d'impédance (CANTWILL, 1960) :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_y & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

Les impédances complexes Z_{xy} et Z_{yx} sont les éléments principaux ou antidiagonaux tandis que Z_{xx} et Z_{yy} représentent les éléments additionnels ou diagonaux. Dans la formule de CAGNIARD (1953) $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ et $Z_{xy} = -Z_{yx}$ donc le tenseur satisfait à la condition $Z_{xx} + Z_{yy} = 0$. Cette même condition est également remplie quand l'un des axes de mesure est parallèle à la direction structurale d'un modèle 2-D. Si les axes de mesure ont une direction quelconque θ , une rotation du tenseur d'impédance est effectuée dans le but d'obtenir l'angle pour laquelle la somme des éléments diagonaux est minimale : c'est la direction principale d'anisotropie θ_0 (SWIFT, 1967).

$$\tan 4\theta_0 = 2(ca+bd)/[(a^2+b^2) - (c^2+d^2)] \quad (33)$$

avec $Z'_{xx} - Z'_{yy} = a+ib$

$$Z'_{xy} - Z'_{yx} = c+id$$

Z' impédance suivant la direction structurale θ_0

tel que :

$$\begin{aligned} 2Z'_{xx} &= (Z_{xx} + Z_{yy}) + (Z_{xx} - Z_{yy})\cos 2\theta + (Z_{xy} + Z_{yx})\sin 2\theta \\ 2Z'_{xy} &= (Z_{xy} - Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx})\cos 2\theta - (Z_{xx} - Z_{yy})\sin 2\theta \\ 2Z'_{yx} &= -(Z_{xy} - Z_{yx}) + (Z_{xy} + Z_{yx})\cos 2\theta - (Z_{xx} - Z_{yy})\sin 2\theta \\ 2Z'_{yy} &= (Z_{xx} + Z_{yy}) - (Z_{xx} - Z_{yy})\cos 2\theta - (Z_{xy} + Z_{yx})\sin 2\theta \end{aligned} \quad (34)$$

Le rapport $\kappa = |Z_{xx} + Z_{yy}| / |Z_{xy} - Z_{yx}|$ définit le *skew* (SWIFT, 1967), index de cylindricité utilisé pour l'estimation de la classe de structure. Il mesure la déviation d'une structure par rapport au modèle 2-D principal de SWIFT (1967). Le *skew* est non nul pour une structure 3-D.

L'index d'ellipticité $\beta = |Z'_{xx} - Z'_{yy}| / |Z'_{xy} + Z'_{yx}|$ est non nul pour un modèle 3-D.

Le champ vertical secondaire H_z peut s'exprimer sous la forme d'une relation linéaire de H_x et H_y :

$$H_z = A.H_x + B.H_y$$

avec A et B fonctions de transfert magnétique calculées par exemple si on dispose de deux stations de mesure simultanées :

$$A = (H_z H_y' - H_z' H_y) / (H_x H_y' - H_x' H_y) \text{ et}$$

$$B = (H_x H_y' - H_x' H_y) / (H_x H_y' - H_x' H_y)$$

Si le champ magnétique est polarisé suivant l'axe x, nous avons $H_z = A \cdot H_x$ et inversement $H_z = B \cdot H_y$.

Le *tipper* est utilisé pour corrélérer les champs horizontaux avec le champ vertical (VOZOFF, 1972), sa magnitude mesure l'importance du champ vertical causé par un gradient de résistivité horizontal :

$$T = (|A|^2 + |B|^2)^{1/2}$$

$$T_{dir} = \tan^{-1}(|B|/|A|)$$

La direction du *tipper* - T_{dir} - indique la direction d'anisotropie maximale d'une structure 2-D.

Un autre index de géométrie associé au champ vertical est le *tipper skew* (JUPP et VOZOFF, 1976) :

$$TSK = |2(a_r b_i - a_i b_r)| / T^2$$

avec $A = a_r + i a_i$ et $B = b_r + i b_i$, les fonctions de transfert magnétique.

La résistivité apparente peut être déduite du calcul des invariants du tenseur d'impédance dans le cas de structures particulières du milieu.

2.6 - Les invariants du tenseur d'impédance

Les fonctions $(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})$, $(Z_{xy} - Z_{yx})$ et $(Z_{xx} + Z_{yy})$ ne dépendent pas de l'orientation des axes de mesure, pour cette raison elles sont appelées les invariants du tenseur par rotation mathématique. BERDICHEVSKY et DMITRIEV (1976) ont introduit les notions d'impédance moyenne et de tenseur d'impédance efficace (ou impédance efficace) tel que :

$$Z_{av} = 0.5(Z_{xy} - Z_{yx})$$

$$Z_{det} = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})^{1/2}$$

En structure 2-D, ils ont démontré que le déterminant du tenseur est égal à la moyenne géométrique des éléments antidiagonaux.

Ces invariants sont fréquemment utilisés d'une part pour optimiser la modélisation 1-D en cas de forte anisotropie et d'autre part pour pallier au phénomène de *static shift* (RANGANAYAKI, 1984).

En effet, à proximité d'une structure 3-D les accumulations de charge sur les limites verticales peuvent conduire à une distorsion des courbes de résistivité et phase en mode TE utilisées pour l'interprétation 1-D. Ainsi il y a risque d'erreur d'interprétation.

Le *static shift* (ou distorsion galvanique ou distorsion statique) se résume par un décalage constant des courbes de résistivité apparente sur une gamme de fréquence, les phases par contre

restent identiques. La cause physique de la distorsion est supposée être la distribution de charge électrique quasi-statique résultant des courants induits par un contraste de résistivité dans un milieu peu profond. JONES (1988) et STERNBERG *et al.* (1988) exposent les méthodes de traitement des données affectées par du *static shift*.

En dehors du *skew*, d'autres paramètres sont introduits grâce aux invariants du tenseur pour caractériser la distorsion du tenseur d'impédance.

Lorsque l'impédance mesurée n'est pas conforme au modèle 2-D idéal, deux types de méthodes sont utilisées pour tenir compte de l'ensemble des éléments du tenseur :

- la méthode de décomposition tensorielle grâce à laquelle certains paramètres d'un modèle particulier sont extraits des éléments du tenseur (LARSEN, 1977 ; ZHANG *et al.*, 1987 ; BAIER, 1988 ; GROOM et BAILEY, 1989) ;

- les méthodes de traitement mathématique du tenseur d'impédance comme une matrice carrée d'ordre deux (EGGERS, 1982 ; SPITZ, 1985 ; CEVALLOS, 1986 ; LA TORRACA *et al.*, 1986 ; YEE et PAULSON, 1987). GROOM et BAILEY (1990) ont fait l'inventaire des techniques de traitement mathématique.

LARSEN (1977) a introduit le paramètre μ considéré comme une mesure, invariante par rotation, des différences de phase dans le tenseur d'impédance :

$$\mu = (| [D1, S2] | + | [S1, D2] |)^{1/2} / | D2 |$$

$$\text{tel que : } S1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad S2 = Z_{xy} + Z_{yx}$$

$$D1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad D2 = Z_{xy} - Z_{yx}$$

$$[A, B] = \text{Im}(A \cdot B^*) = \text{Re}A \cdot \text{Im}B - \text{Re}B \cdot \text{Im}A$$

* indique le complexe conjugué

Dans le modèle principal de superposition de BAIER (1988), une anomalie de conductivité 3-D d'échelle locale est superposée à une anomalie régionale 2-D. Une structure est considérée comme régionale lorsque les dimensions horizontales sont comparables à la profondeur d'investigation, par contre les structures locales sont largement inférieures à la profondeur d'investigation. Le tenseur mesuré Z_m se décompose alors en une matrice de distorsion A et une matrice régionale Z :

$$Z_m = A \cdot Z = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_{nx'y'} \\ Z_{ny'x'} & 0 \end{pmatrix}$$

Le coefficient η appelé *skew* régional est utilisé pour évaluer le caractère tri-dimensionnel 3-D) de la structure régionale :

$$\eta = (| [D1, S2] - [S1, D2] |)^{1/2} / | D2 |$$

Si $\eta > 0,3$ le modèle principal de superposition n'est pas applicable, la distribution de la conductivité régionale doit être vraisemblablement de dimension 3. Le *skew* régional est lié aux phases plutôt qu'aux modules des impédances, susceptibles d'être affecté de *static shift* ; ce qui fait son avantage sur le *skew* conventionnel de SWIFT (1967). La direction de la structure régionale α est donnée par la relation :

$$\text{tg}(2\alpha) = ([S1, S2] - [D1, D2]) / ([S1, D1] + [S2, D2])$$

Les « angles de *skew* » β_1 et β_2 (BAIR, 1991) représentent les déviations angulaires des vecteurs telluriques e_x et e_y par rapport à la direction structurale régionale :

$$\text{tg}(\beta_1) = -Zx'x'/Zy'x' = -a_{12}/a_{22}a_{11}$$

$$\text{tg}(\beta_2) = Zy'y'/Zx'y' = a_{21}/a_{11}$$

et $e_x = Z_{xx}.X + Z_{yx}.Y$; $e_y = Z_{xy}.X + Z_{yy}.Y$ avec X et Y vecteurs unitaires orientés respectivement vers le Nord et vers l'Est.

Le caractère 2-D d'une structure est reconnu lorsque le paramètre invariant Σ est supérieur à 0,1 :

$$\Sigma = (D1^2 + S2^2) / D2^2$$

Suivant un modèle physique identique à celui de BAIR (1988), GROOM et BAILEY (1989) ont introduit les paramètres de distorsion locale t et e , *twist* et *shear* respectivement, liés aux distorsions angulaires β_1 et β_2 par les relations suivantes :

$$\text{arc tan}(e) + \text{arc tan}(t) = \beta_1$$

$$\text{arc tan}(e) - \text{arc tan}(t) = \beta_2$$

2.7 - Le niveau de bruit

Le bruit désigne toutes les impulsions EM de toutes origines, naturelles, industrielles, locales, situées dans la bande de fréquence MT, qui ne peuvent pas être considérées comme du signal (CHAIZE et LAVERGNE, 1970). Une analyse de cohérence entre traces électrique et magnétique associées permet souvent d'éliminer une grande partie des bruits. La durée des portions de trace analysées dépend de la période : il est commode d'analyser des longueurs de trace comprises entre 20 et 60 fois les périodes analysées, avec des intervalles d'échantillonnage de l'ordre de 0,1 fois les périodes. Un test permet de ne retenir pour le calcul des résistivités apparentes que les portions de trace pour lesquelles le coefficient de corrélation est suffisamment élevé, supérieur à 0,7 ou 0,8 par exemple.

L'uniformité des champs peut aussi être testé soit au moyen de deux stations simultanées d'enregistrement, soit par l'étude de la composante verticale Hz en une station.

L'une des plus grandes sources de parasites en moyenne fréquence (10 Hz à 1 Hz) provient du vent et des vibrations microsismiques. La station de mesure doit être implantée dans une clairière, loin des arbres.

Selon CHAIZE et LAVERGNE (1970) il est difficile de mener une prospection MT sans perturbations à moins de 30 Km des lignes de traction électrifiées, à moins de 5 Km des lignes de transmission d'énergie électrique Haute-Tension et à moins de 1 Km des lignes du secteur 50 hertz.

CHAPITRE III

APPAREILLAGE ET TRAITEMENT DES SIGNAUX MT

3.1 - Programme d'acquisition des données MT

Durant l'acquisition des données sur PHOENIX V5, les résultats de sondage sont mis à jour au fur et à mesure que les signaux sont enregistrés. Ainsi le système du V5 apparaît comme un système d'acquisition en temps réel. Le processus d'acquisition en sondage MT comprend deux étapes : la pré-acquisition et l'acquisition.

Durant la pré-acquisition divers paramètres d'enregistrement permettent de configurer et de décrire le sondage. Il s'agit de la fréquence des lignes de tension, la calibration, le nombre de canaux actifs, le type de capteur à chaque canal, le numéro du sondage ainsi que sa localisation, son altitude, la longueur des lignes telluriques etc... Tous ces paramètres sont mémorisés pour pouvoir être réutilisés ou transférés.

L'acquisition des données est faite sur deux gammes principales de fréquence subdivisées en plusieurs niveaux : la « Haute-Gamme » correspondant à l'audio-magnéto-tellurique (10 KHz à 0,9 Hz) et la « Gamme Basse » (6 Hz à 0,0005 Hz).

3.2 - Calcul des densités spectrales et interspectrales des signaux

Diverses techniques sont mises en oeuvre suivant les différents niveaux de fréquences d'analyse des signaux MT.

Entre 10 KHz et 7,5 Hz la transformée de FOURIER discrète (TFD) est effectuée sur plusieurs segments d'enregistrements, les produits conjugués deux à deux des 8^e et 6^e coefficients sont moyennés sur le nombre total de segments analysés.

$$A_i(\omega) = TF(a_i(t))$$

$$B_i(\omega) = TF(b_i(t))$$

$a_i(t)$, $b_i(t)$ signaux MT dans le domaine temps

$i = 1, \dots, n$ enregistrements

$$\Phi_{AB}(\omega) = 1/n \sum A_i(\omega) \cdot B_i^*(\omega)$$

où B_i^* est le complexe conjugué de B_i .

De 6 Hz à 0,03 Hz un flux continu de données est produit par le convertisseur analogique/digital fonctionnant à 24 Hz. Durant cette acquisition une « décimation en cascades »

(WIGHT *et al.*, 1977 et Fig.1-5) est utilisée pour procéder à un filtrage passe-bas et à une décimation du flot des données. Le résultat de ce processus consiste en plusieurs séries de 32 points enregistrés pour des fréquences successivement décroissantes. Ensuite ces données subissent une transformation de FOURIER, les produits conjugués deux à deux des spectres des 8^e et 6^e harmoniques donnent la densité spectrale. Les coefficients des 8^e et 6^e harmoniques sont tel que :

$$\text{Re } C_6 = \sum S_n \cdot H_n \cdot \cos(6\pi n/6)$$

$$\text{Im } C_6 = \sum S_n \cdot H_n \cdot \sin(6\pi n/6)$$

$$\text{Re } C_8 = \sum S_n \cdot H_n \cdot \cos(8\pi n/16)$$

$$\text{Im } C_8 = \sum S_n \cdot H_n \cdot \sin(8\pi n/16)$$

où S_n : valeur de la nième donnée dans la séquence de 32 points

H_n : transformée de FOURIER de la fenêtre de HANN (BLANCHET et PRADOT, 1991)

En domaine temporel la fenêtre de Hann s'écrit :

$$d_2(\tau) = 1/2(1 + \cos \pi (n/N)\Delta t) \quad \text{si } \tau < N\Delta t \quad \text{et } 0 \text{ ailleurs.}$$

Sa transformée de Fourier est :

$$D_2(\omega) = (\sin \omega N\Delta t / \omega) + (\pi(n/N)\Delta t / \omega - ((\pi(n/N)\Delta t))) \cdot \sin \omega \pi (n/N) \Delta t$$

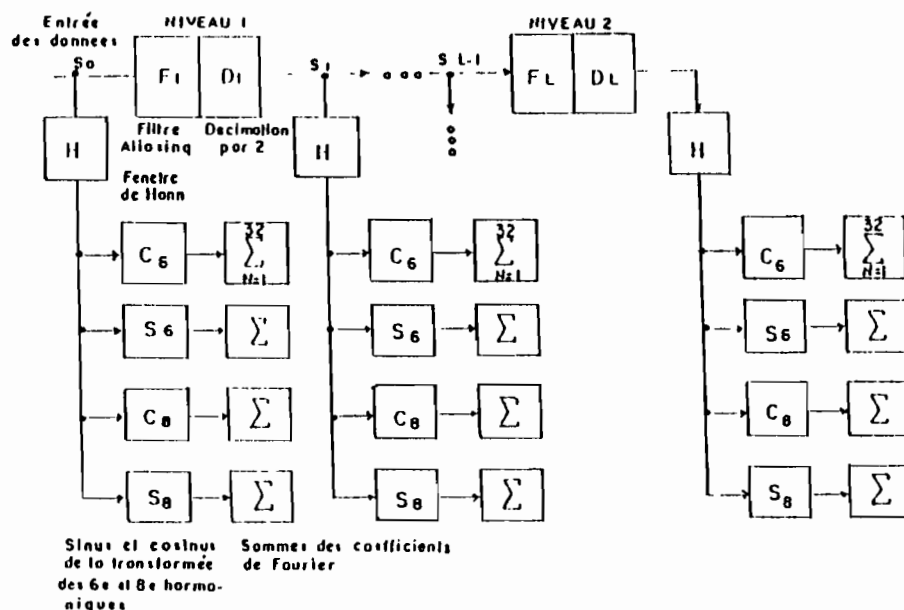


Fig.1.8 - Organigramme de l'analyse MT en temps réel, par décimation en cascades (d'après WIGHT *et al.*, 1977)

La fenêtre de HANN est introduite pour minimiser l'effet de troncation de la série de données. Excepté leur étendue, les filtres TFD utilisés en « Haute-Gamme » et en « Gamme Basse » sont du même type.

Entre 0,03 Hz et 0,0005 Hz un processus appelé « entrelacement » est appliqué dans l'objectif de dédoubler le nombre d'enregistrements qu'on aurait obtenu en procédé normal. Les fichiers de données sont constitués par les enregistrements des densités spectrales et interspectrales en fonction de la fréquence.

3.3 - Cohérences

Une fois calculées les densités spectrales et interspectrales, il devient possible d'estimer les corrélations entre les composantes des champs telluriques et magnétiques observés à l'aide de leur fonction de cohérence :

$$\text{coh}_{xy}(\omega) = \Phi_{xy}(\omega) / [\Phi_{xx}(\omega) \cdot \Phi_{yy}(\omega)]^{1/2}$$

avec $0 < \text{coh}_{xy}(\omega) < 1$

ω la fréquence

x et y fonctions du temps

Φ densité spectrale

Une dépendance linéaire entre les données temporelles est marquée par une cohérence égale à 1, par contre les données ne sont pas corrélées si la cohérence est nulle. On peut ainsi mesurer la qualité des signaux MT enregistrés. CANTWELL (1960) et BOSTICK et SMITH (1962) sont parmi les premiers à établir cette technique. On utilise fréquemment la corrélation croisée entre les composantes du champ électrique observé et celles du champ électrique calculé à partir des signaux magnétiques observés et des éléments de l'impédance calculée (VOZOFF, 1972) :

$$\text{coh}_x(\omega) = 1/n \sum (E_{xi} \cdot E_{xpi}^*)$$

$$\text{coh}_y(\omega) = 1/n \sum (E_{yi} \cdot E_{ypi}^*)$$

p indique le champ calculé (ou prédit)

n nombre d'observations

$$E_{xpi} = Z_{xx} \cdot I_{xi} + Z_{xy} \cdot I_{yi}$$

$$E_{ypi} = Z_{yx} \cdot I_{xi} + Z_{yy} \cdot I_{yi}$$

l'astérisque représente le complexe conjugué

E , I spectres complexes

Cette cohérence dite prédite doit être supérieure ou égale à 0,95 pour un site de sondage normal.

Par ailleurs SWIFT (1967), puis KAO et RANKIN (1977) calculent la cohérence du champ magnétique à partir du champ tellurique observé et de l'admittance.

Sur un système à voies multiples, les cohérences multiples (de rang 2) en fonction de la fréquence sont données par la formule générale :

$$\text{coh}_{yxi}(\omega) = [\Phi_{xy}(\omega)]^* [\Phi_{xx}(\omega)]^{-1} [\Phi_{xy}(\omega) / \Phi_{yy}(\omega)]$$

$y(t)$ signal de sortie

$x_i(t)$ avec $i=1, \dots, p$: ensemble des entrées

En particulier nous avons la cohérence prédite :

$$\text{coh}_{4-12} = [\Phi_{22} |\Phi_{14}|^2 + |\Phi_{11}| |\Phi_{24}|^2 - 2\text{Re}(\Phi_{12}\Phi_{24}\Phi_{41})] / \Phi_{44}(\Phi_{11} - \Phi_{22} - |\Phi_{12}|^2)$$

$I_x=1$; $I_y=2$; $E_x=4$ et $E_y=5$

Un calcul similaire donne les cohérences $\text{coh}_{E_y-I_x I_y}$, $\text{coh}_{I_x-E_x E_y}$, $\text{coh}_{I_y-E_x E_y}$ et les cohérences du *tipper* $\text{coh}_{I_z-E_x E_y}$, $\text{coh}_{I_z-I_x I_y}$.

La quantification de la cohérence permet d'identifier les erreurs mais ne fournit pas un moyen de correction des données biaisées. GAMBLE *et al.* (1979) proposent une méthode pouvant éliminer ce biais dans le calcul des impédances MT. Il s'agit d'effectuer simultanément deux sondages séparés, l'un appelé la station de mesure et l'autre la référence. On dispose ainsi d'un moyen efficace d'amoindrir les bruits cohérents.

3.4 - Polarisation des champs

En présence d'une structure conductrice dans un site de mesure, les champs MT ont tendance à être « canalisés » dans la direction de la structure et il en résulte une polarisation des champs à la surface du sol. Ce phénomène peut également être inhérent à la polarisation des sources elles mêmes.

Trois paramètres principaux décrivent la polarisation (FOWLER *et al.*, 1967) :

- le degré de polarisation R , rapport de l'intensité polarisée sur l'intensité totale du signal ;
- la direction θ du grand axe de l'ellipse de polarisation par rapport à l'axe de mesure X ;
- le degré d'ellipticité, $\text{tg}\beta$, égal au rapport du petit axe de l'ellipse de polarisation sur le grand axe.

Ces paramètres sont calculés pour le champ H et/ou le champ E à l'aide des formules suivantes :

$$R = (1 - 4\det[S])^{1/2} / (S_{xx} + S_{yy})^2$$

$$\text{tg}\theta = 2\text{Re}(S_{xy}) / (S_{xx} - S_{yy})$$

$$\sin 2\beta = 2\text{Im}(S_{xy}) / [(S_{xx} - S_{yy})^2 + 4S_{xy}S_{yx}]^{1/2}$$

où $|S| = \begin{pmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{pmatrix}$ matrice des densités spectrales

S_{xy} densité interspectrale de la composante x du signal avec la composante y.

3.5 - Calcul magnéto-tellurique

Les éléments du tenseur d'impédance sont calculés grâce aux équations (34) et aux densités spectrales des champs MT de la station locale et de la station de référence (GAMBILLE *et al.*, 1979) :

$$E_x = Z_{xx}I_x + Z_{xy}I_y$$

$$E_y = Z_{yx}I_x + Z_{yy}I_y$$

Ces équations sont multipliées par les spectres I_{xr} et I_{yr} , et moyennées après un nombre fixé de déterminations.

$$E_x I_{xr}^* = Z_{xx} I_x I_{xr}^* + Z_{xy} I_y I_{xr}^*$$

$$E_x I_{yr}^* = Z_{xx} I_x I_{yr}^* + Z_{xy} I_y I_{yr}^*$$

$$E_y I_{xr}^* = Z_{yx} I_x I_{xr}^* + Z_{yy} I_y I_{xr}^*$$

$$E_y I_{yr}^* = Z_{yx} I_x I_{yr}^* + Z_{yy} I_y I_{yr}^*$$

où r indique la station de référence, $E_x I_{xr}^*$ est la densité interspectrale.

Ces équations sont résolues pour les éléments du tenseur :

$$Z_{xx} = (E_x I_{xr}^* I_y I_{yr}^* - E_x I_{yr}^* I_y I_{xr}^*) / D$$

$$Z_{xy} = (E_x I_{yr}^* I_x I_{xr}^* - E_x I_{xr}^* I_x I_{yr}^*) / D$$

$$Z_{yx} = (E_y I_{yr}^* I_y I_{yr}^* - E_y I_{yr}^* I_y I_{xr}^*) / D$$

$$Z_{yy} = (E_y I_{yr}^* I_x I_{xr}^* - E_y I_{xr}^* I_x I_{yr}^*) / D$$

où

$$D = (I_x I_{xr}^* I_y I_{yr}^* - I_x I_{yr}^* I_y I_{xr}^*)$$

Le dénominateur D doit être non nul.

La finalité des calculs est d'obtenir en fonction des fréquences les résistivités apparentes ainsi que les phases suivant les axes principaux :

$$\rho_{xy} = 0,2.T. |Z'_{xy}|^2$$

$$\rho_{yx} = 0,2.T. |Z'_{yx}|^2$$

avec T la période en secondes.

CHAPITRE IV

MISE EN OEUVRE SUR LE TERRAIN

Le levé MT orienté est-ouest a été effectué sur un profil de 9 stations distants de 50 Km environ, du Horst de N'Diass à l'ouest au village de Ranérou dans le Ferlo (Fig.I-1 et Tab. I). L'acquisition est à large bande : 10 KHz à 1800 s, pour deux signaux telluriques E_x , E_y ; trois signaux magnétiques de mesure H_x , H_y , H_z et deux signaux magnétiques de référence H_{xr} , H_{yr} . Sur l'ensemble des sites de mesure l'axe de référence x est orienté suivant le nord géographique, l'axe y est-ouest et l'axe z vertical.

TABLEAU I : Numéros et coordonnées des 9 stations de sondage MT.

Station	Code	Lat. (N)	Long. (O)
Ndiass	1	14:39:30	17:07:30
Thiénaba	2	14:44:30	16:50:41
Diorbel	3	14:37:49	16:12:56
Kolobane	4	14:38:08	15:45:31
Ranérou	5	15:20:19	13:55:52
Dioumanan	6	15:16:26	14:34:08
Linguère	7	15:24:12	15:00:54
Gassane	8	14:49:50	15:18:37
Keur S. Kane	9	14:54:30	16:36:12

4.1 - Procédure expérimentale

Les signaux acquis sont traités en temps réel grâce au logiciel V5MTACQ.D3 du système du V5.

Les paramètres MT déterminés après traitement et calcul sont les cohérences entre les différents signaux, les niveaux de bruit, les coefficients de dimensionnalité (*tipper*, *skew*, ellipticité), les directions structurales, les résistivités et phases maximales et minimales. Un ensemble de procédures et de programmes écrits en Turbo Basic est fourni par le constructeur, en particulier un programme appelé XPR-PLOT qui calcule et visualise la valeur de l'ensemble des paramètres cités ci-dessus.

Le programme de BAIR (1991) permet de calculer les paramètres de distorsion tensorielle (*skew* conventionnel κ , *skew* régional $-\eta$, μ , Σ , β_1 , β_2 , la direction régionale) qui nous indiquent les éventualités de superposition entre une structuration locale différente de l'architecture régionale.

Le programme XPR-EDIT édite les données suivant le format de la SEG (*society of exploration geophysist*), tandis que le programme XPR-CORR permet de corriger entre autres : la longueur des lignes telluriques, le fichier de calibration, les gains et la polarité des capteurs

Un calcul du déterminant du tenseur de l'impédance moyenne (BERDICHEVSKI et DMITRIEV, 1976) est effectué sur quelques unes des stations les plus anisotropes, en vue d'obtenir la résistivité et la phase efficaces. Les éléments du tenseur d'impédance suivant les axes de mesure ainsi que les fonctions de transfert magnétique sont stockés sur fichier avec les barres d'erreur.

Les limites d'utilisation de la méthode magnéto-tellurique sont liées principalement à l'environnement du site de mesure. Parmi les désagréments rencontrés on peut citer :

- les vibrations dues au vent ;
- l'absence de signal la nuit dans les fréquences de mesure ;
- la faiblesse croissante du signal en se rapprochant de l'équateur ;
- les pollutions industrielles ;
- les perturbations notables liées à l'activité des taches solaires.

4.2 - Résultats

Dans la gamme des fréquences 10 KHz-1 Hz la qualité des signaux enregistrés est médiocre, pouvant être parfois très mauvaise. Pour cette raison nous n'avons pris en compte que les résultats des sondages dans la gamme MT c'est à dire entre 320 Hz et 1800 s. Les paramètres auxiliaires sont consignés en annexe sous forme de graphiques (A1 à A7). Les résultats liés exclusivement aux composantes magnétiques ont été séparés de ceux qui sont relatifs aux tenseurs d'impédance.

4.2.1 Résultats liés au tenseur d'impédance

Les paramètres MT calculés sont les suivants :

- les cohérences ordinaires (ou locales) E_x-H_y et E_y-H_x , les cohérences de la référence H_x-H_xr et H_y-H_yr , les cohérences multiples $E_x-H_xH_y$, $E_y-H_xH_y$, $H_x-H_xE_y$ et $H_y-H_xE_y$;
- les paramètres de dimension structurale : *skew* conventionnel et ellipticité ;
- la direction structurale ;

- les résistivités apparentes principales ρ_{xy} , ρ_{yx} ;
- les phases principales ϕ_{xy} , ϕ_{yx} ;
- les paramètres de distorsion tensorielle (*skew* régional η -, Σ , vecteurs telluriques, β_1 et β_2).

Notons que le caractère 1-D d'un sondage MT est vérifié quand les courbes de résistivité apparente en fonction de la fréquence sont confondues et ce, quelque soit l'orientation. L'interprétation 1-D ne pose aucun problème.

Si les structures géologiques font apparaître des failles, des changements latéraux de faciès etc. ; cela se traduit dans la plupart des cas, par des variations latérales de résistivité et donc par une structure à deux ou à trois dimensions. On définit alors les résistivités apparentes et les phases principales, c'est-à-dire les réponses MT selon l'axe de la structure (polarisation E) et selon le profil transversal (polarisation H).

4.2.2 Résultats liés aux fonctions de transfert magnétique

Ce sont :

- les cohérences du *tipper* Hz-ExEy et Hz-HxHy ;
- le *tipper* ;
- le *tipper skew* et l'ellipticité du *tipper* ;
- la direction du *tipper*.

4.3 - Analyse des résultats

Dans la totalité des sites de mesure MT le rapport du signal sur la somme du signal et du bruit diminue de manière systématique entre 1 s et 10 s et davantage pour les signaux telluriques que sur les magnétiques (Fig.I-9).

Ce phénomène est sans nulle doute directement lié à la faiblesse des impulsions naturelles dans cette bande de fréquences. En dehors de cette intervalle la qualité des enregistrements est bonne, en particulier pour les composantes magnétiques horizontales

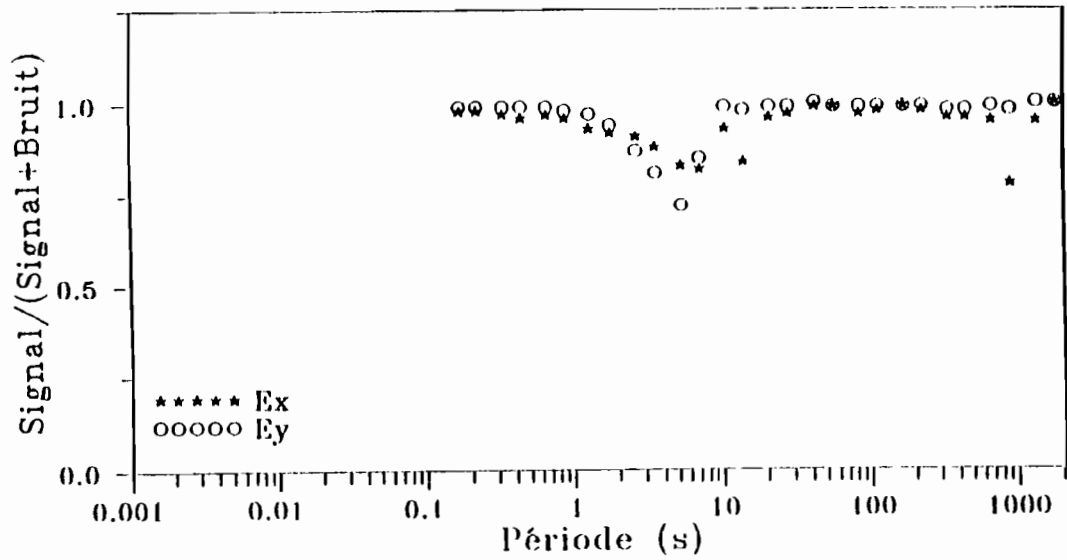


Fig.1.9 - Rapport signal sur bruit tellurique à la station 7

4.3.1 Site 1

Les courbes d'amplitude suivant les deux axes du tenseur ont la même forme mais sont décalées verticalement à travers la gamme de fréquences (Fig.7) et nous sommes en présence d'un milieu tabulaire avec des effets latéraux.

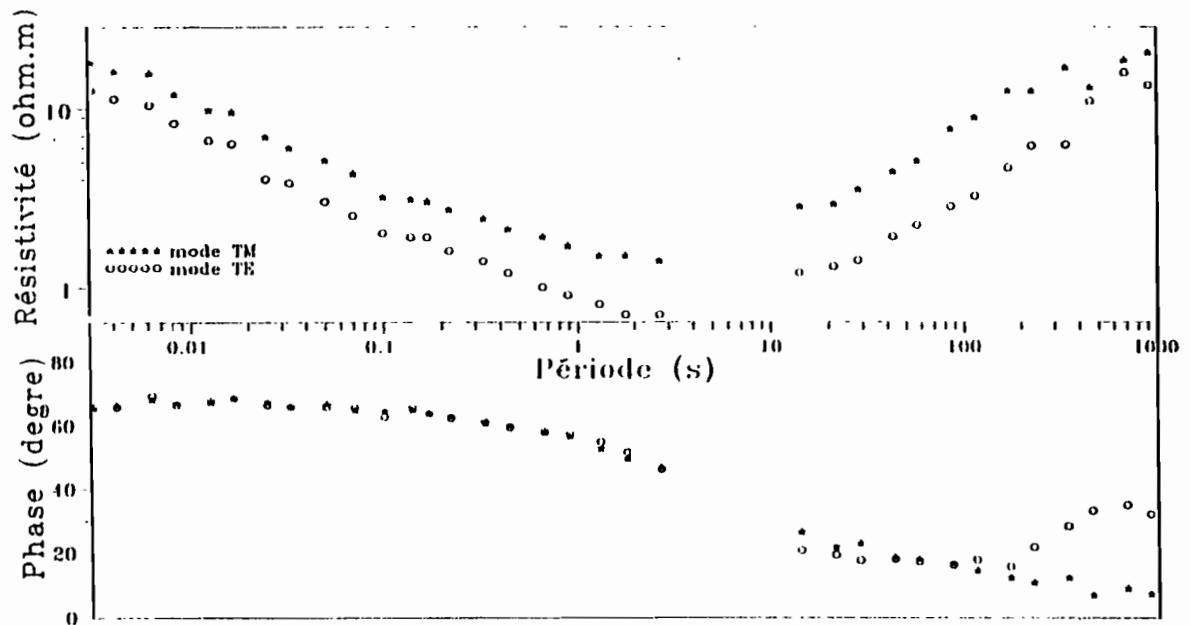


Fig.1.10 - Résistivités et phases principales de la station 1

Les valeurs de résistivité décroissent en fonction de la période et atteignent une valeur minimum de 0,8 ohm.m entre 1 et 10 s. A partir de 10 s, les valeurs croissent jusqu'à 20 ohm.m. Cette réponse MT peut être associée à des modèles trois-terrains : résistant-conducteur-résistant. Les termes de résistant et conducteur sont employés ici de manière tout à fait qualitative et uniquement pour traduire une pente positive des courbes de sondage, ou à l'inverse, une pente négative. Les phases associées sont représentées à la figure I-10. Elles sont supérieures à 45 degrés dans la gamme 300 Hz-4 s puis, deviennent inférieures à 45 degrés au-delà de 4 s. Le comportement est également indicatif d'une séquence à trois-terrains. Les phases sont confondues suivant les deux axes jusqu'à 200 s puis divergent, ce qui témoigne d'une anisotropie en profondeur. Des formes identiques des courbes de résistivité et des valeurs égales des phases jusqu'à 200 s, on peut en déduire qu'il existe une distorsion des champs EM due essentiellement aux effets galvaniques.

La valeur du *skew* est proche de zéro pour les périodes inférieures à 300 s. Au delà de 300 s, on constate une brusque augmentation du *skew* ($>0,1$) indiquant la présence d'une structure 2 ou 3-D (Fig.I-11).

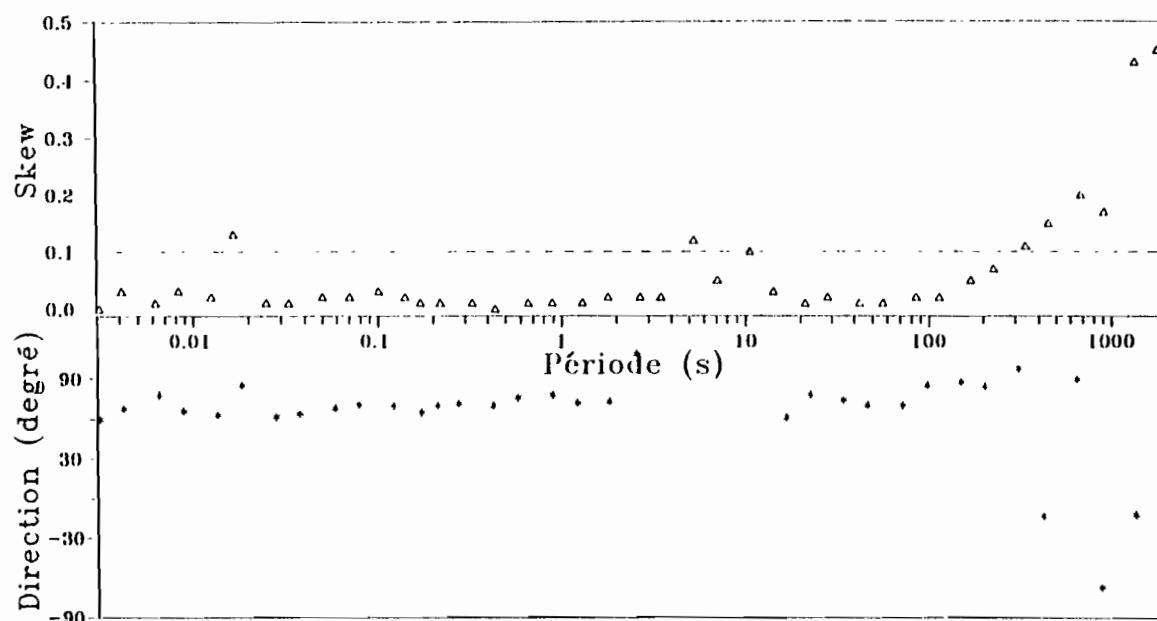


Fig.I.11 - *Skew* et direction structurale à la station 1

La direction principale du tenseur d'impédance tourne autour de -60 degrés sur la majeure partie de la gamme de périodes, puis elle tend à décroître après 300 s (Fig.I-11).

Les cohérences locales (ou cohérences simples) E_x-II_y et E_y-II_x ont la même allure que celle du rapport signal sur bruit (Fig.I-12).

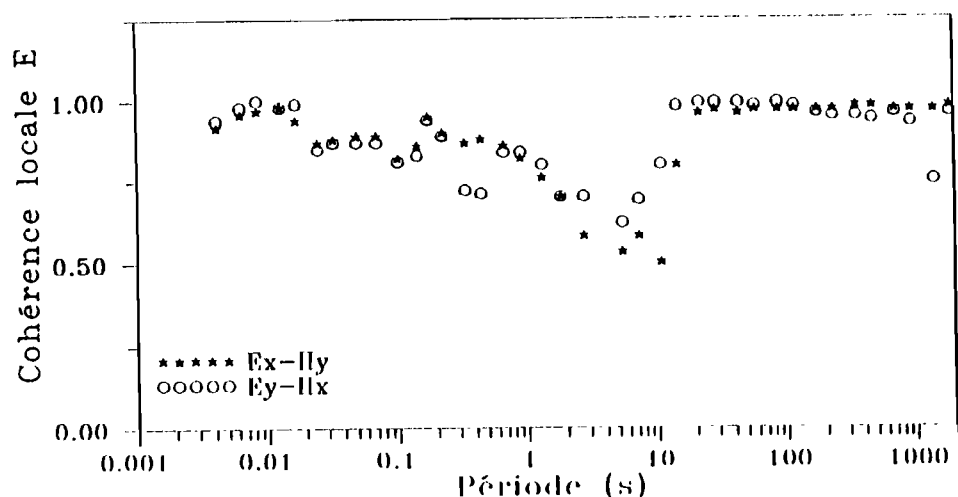


Fig.I.12 - Cohérences locales de la station 1

La linéarité entre les signaux E et II est donc médiocre ($<0,75$) dans la fenêtre 1 s-10 s. Ce phénomène est principalement lié à la mauvaise qualité du signal tellurique dans cette bande de fréquences comme le montre la figure I-13. Par contre, les signaux magnétiques de la station locale sont de bonne qualité ($>0,8$) et très cohérents avec ceux de la référence, ce qui prouve que les signaux magnétiques sont bien restitués.

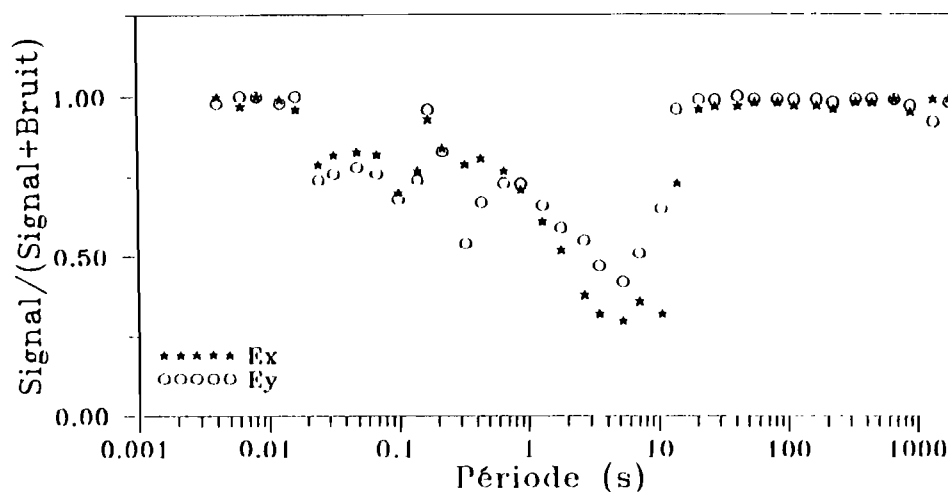


Fig.I.13 - Rapport signal sur bruit tellurique à la station 1

Les cohérences prédites E sont égales aux cohérences locales (Fig.I-14), les prédites II sont identiques aux prédites E.

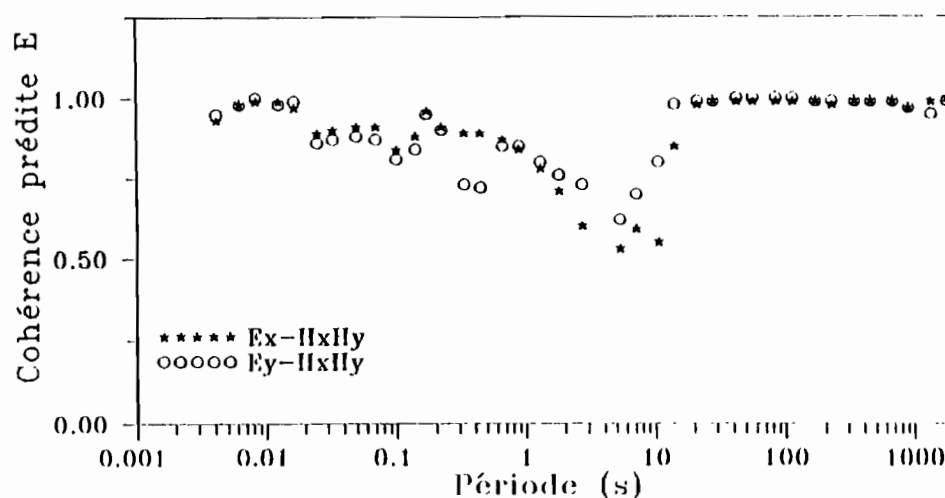


Fig.I.14 - Cohérences prédites E à la station 1

La cohérence du *tipper* est comparable au rapport signal sur bruit de la composante verticale Hz. Jusqu'à 10 s de période, la valeur de cette cohérence est négligeable, ce qui montre que le phénomène d'induction est négligeable. Par contre, à plus de 10 s, la cohérence est forte ($>0,85$), ce qui signifie que la composante Hz est totalement induite par les champs Hx et Hy (Fig.I-15). Hz est donc secondaire et sa présence traduit une structuration fortement anisotrope en profondeur.

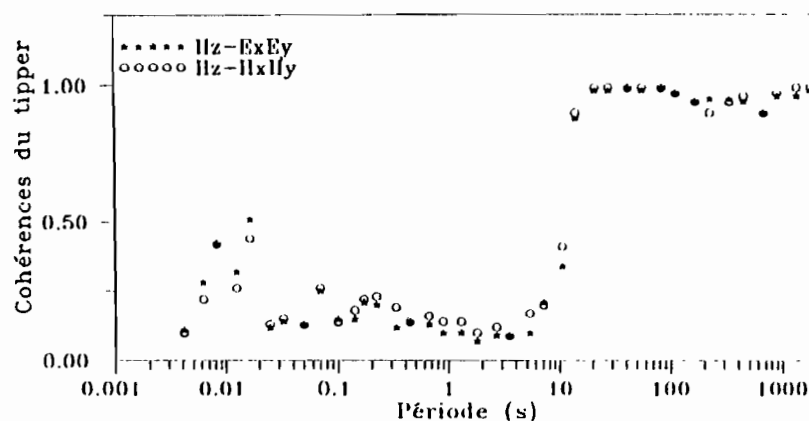


Fig.I.15 - Cohérence du *tipper* à la station 1

4.3.2 Site 2

Suivant les deux axes du tenseur, les résistivités sont légèrement décalées jusqu'à 900 s où elles amorcent une divergence (Fig.I-16).

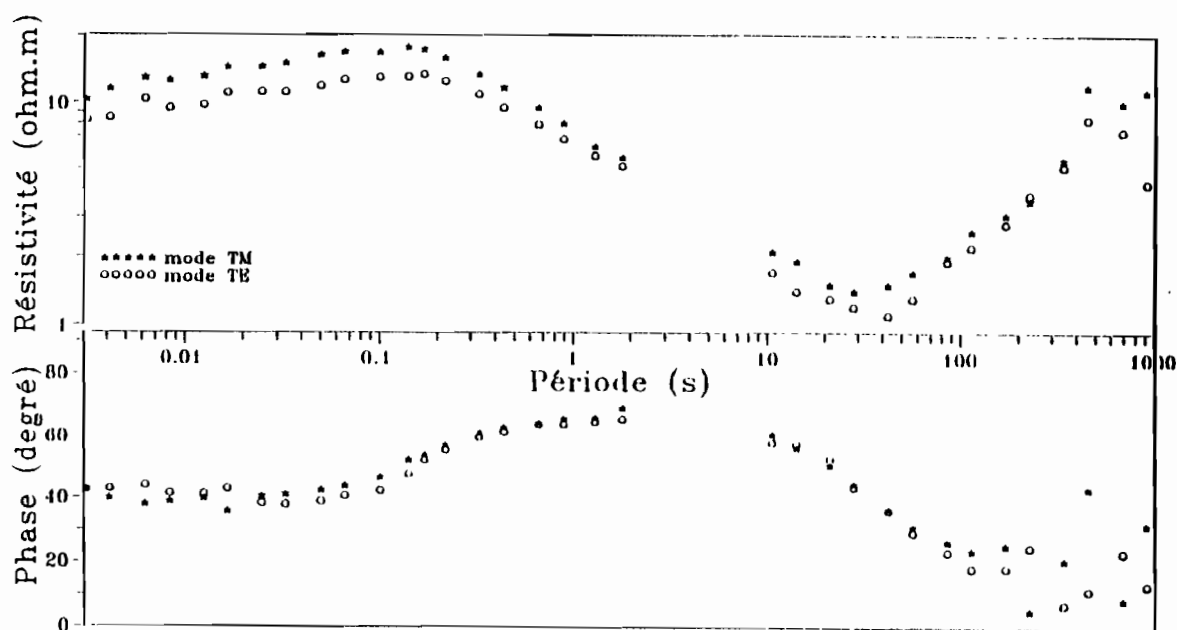


Fig.I.16 - Résistivités et phases principales à la station 2

Le milieu peut être considéré comme isotrope avec des valeurs de résistivité comprises entre 10 et 20 ohm m qui diminuent jusqu'à 1 ohm.m à la période 30 s, puis croissent à nouveau. La pente est donc négative jusqu'à 30 s, positive de 30 à 1000 s. C'est une réponse typique d'un milieu trois-terrains : résistant-conducteur-résistant.

Les phases associées sont inférieures à 45 degrés à moins de 0,1 s et au delà de 20 s. Elles sont confondues suivant les deux axes, avec une légère dispersion en fin de gamme.

Le *skew* est très nettement inférieur à 0,1 (Fig.I-17), et la direction structurale est de 65 degrés environ, par rapport au nord.

Les cohérences locales et le rapport signal sur bruit des telluriques adoptent la même allure. Entre 0,1 s et 10 s les valeurs de cohérences sont faibles ($<0,8$) du fait de la mauvaise qualité du signal tellurique. Les signaux magnétiques II_x et II_y sont bien restitués, la cohérence entre les magnétiques locales et la référence est supérieure à 0,85.

Les cohérences multiples $E-II_xII_y$ et $II-ExII_y$ sont identiques aux cohérences locales $E-II$, les valeurs sont acceptables ($>0,8$) au delà de 10 s.

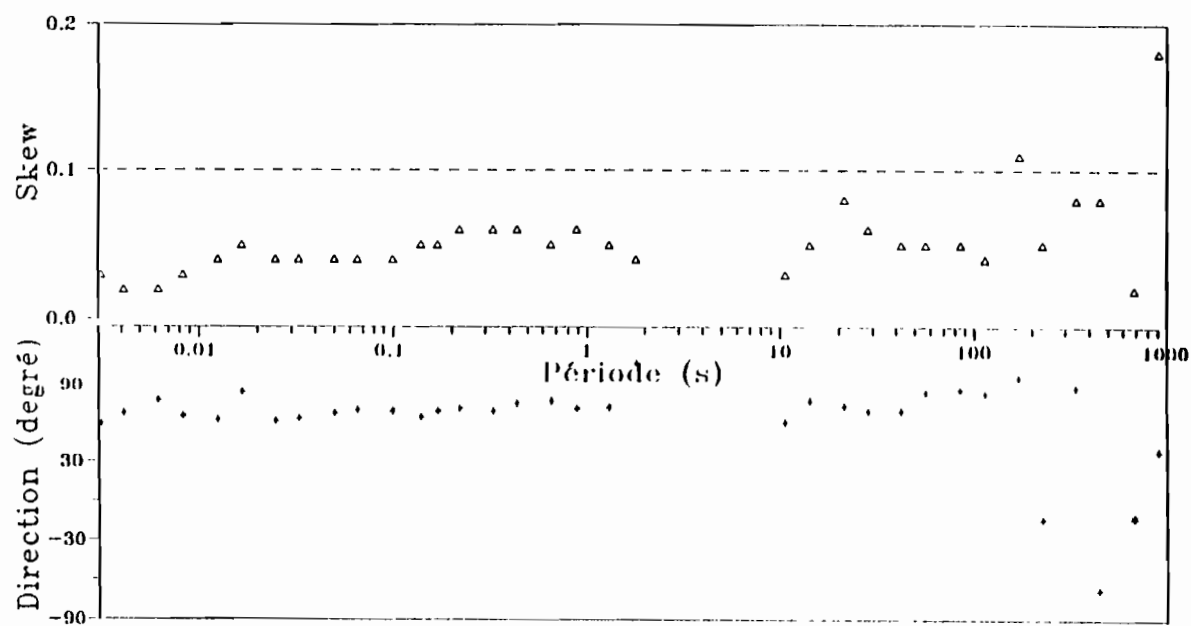


Fig.1.17 - *Skew* et direction structurale au site 2

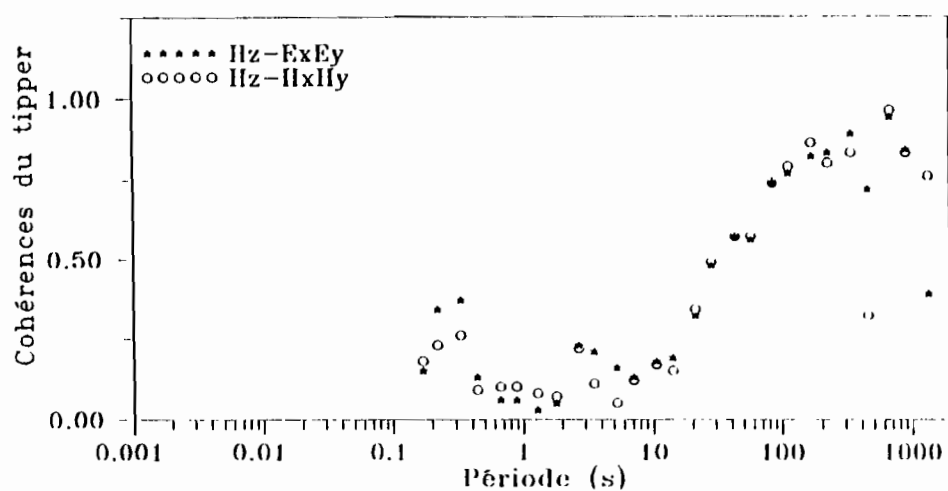


Fig.1.18 - Cohérence du *tipper* à la station 2

La cohérence du *tipper* est tout à fait identique à la qualité de la composante magnétique verticale H_z qui n'est appréciable qu'au delà de 100 s, où il est induit des signaux horizontaux H_x et H_y (Fig.I-18).

4.3.3 Site 3

Les résistivités se différencient à partir de 30 s, celles du mode TM deviennent largement supérieures à celles du mode TE (Fig.I-19). La pente est négative aux périodes inférieures à 50 s et devient positive ensuite. Le milieu est vraisemblablement de type trois-terrains : résistant-conducteur-résistant avec une forte anisotropie en profondeur au niveau du terrain résistant inférieur.

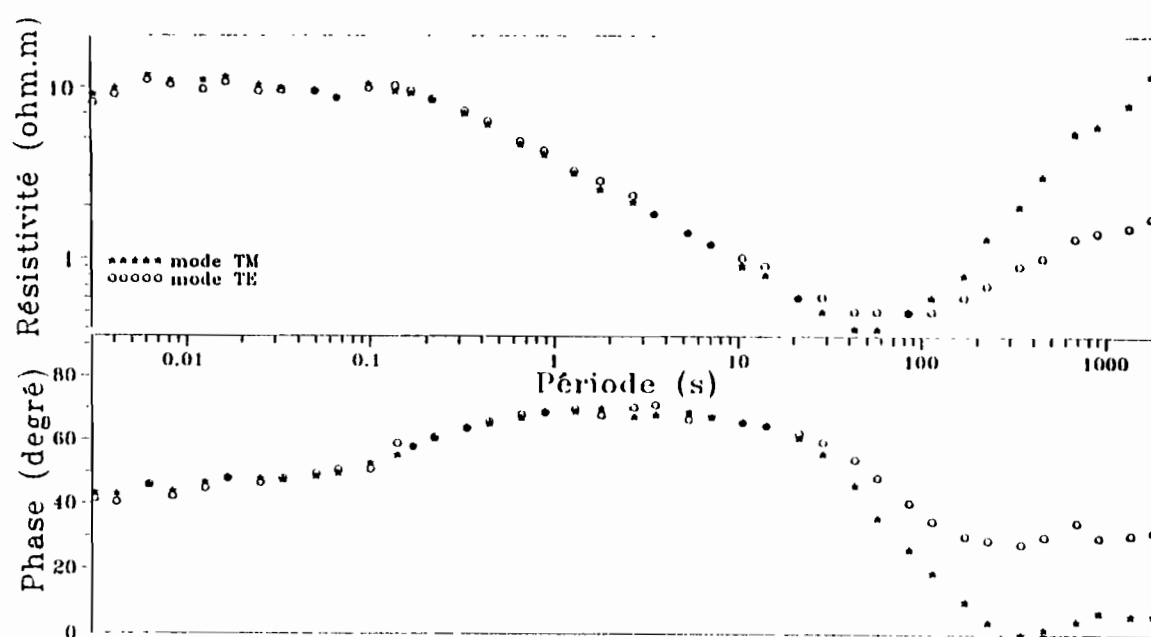


Fig.I.19 - Résistivités et phases principales au site 3

Les phases associées confirment cette anisotropie profonde, elles se dissocient à partir de 25 s. Les valeurs de phases sont supérieures à 45 degrés entre 300 Hz et 50 s, puis diminuent.

Le *skew* (Fig.I-20) dépasse exceptionnellement 0,1 en fin de gamme, la direction de polarisation devient stable autour de 0 degré à partir de 100 s.

Les cohérences locales E-H et H-E sont identiques au rapport signal sur bruit tellurique. La linéarité entre les signaux magnétiques et telluriques est médiocre entre 0,1 et 10 s, ce qui est vraisemblablement dû à la mauvaise qualité du signal tellurique dans cette bande de fréquences.

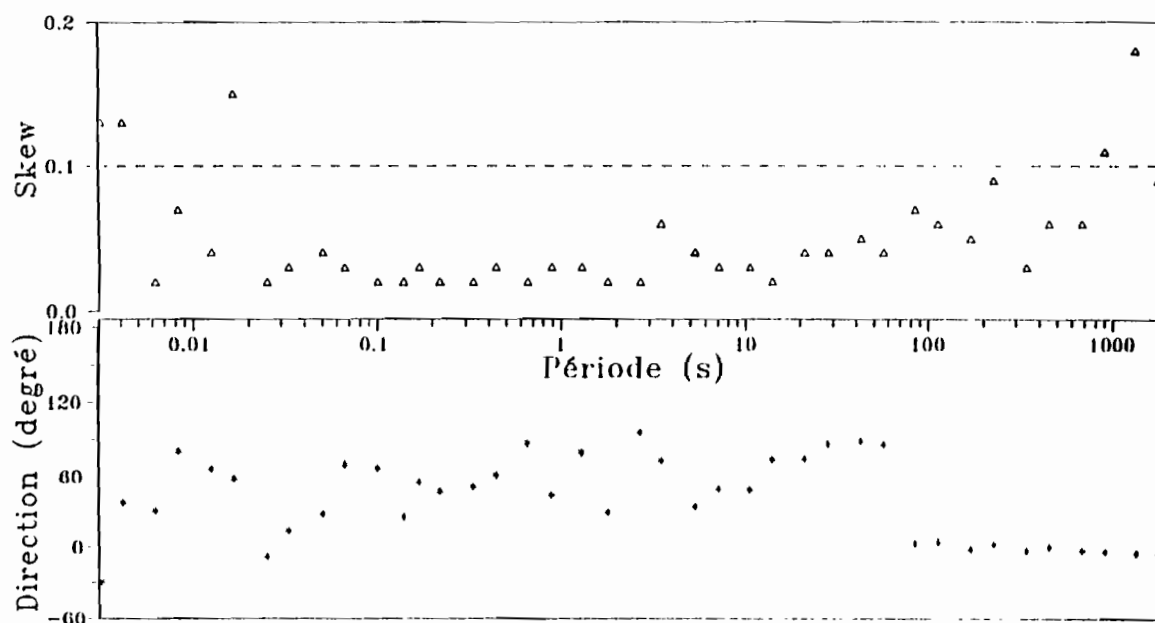


Fig.I.20 - *Skew* et direction structurale au site 3

Les signaux magnétiques sont d'un niveau acceptable ($>0,80$) sur la figure I-21.

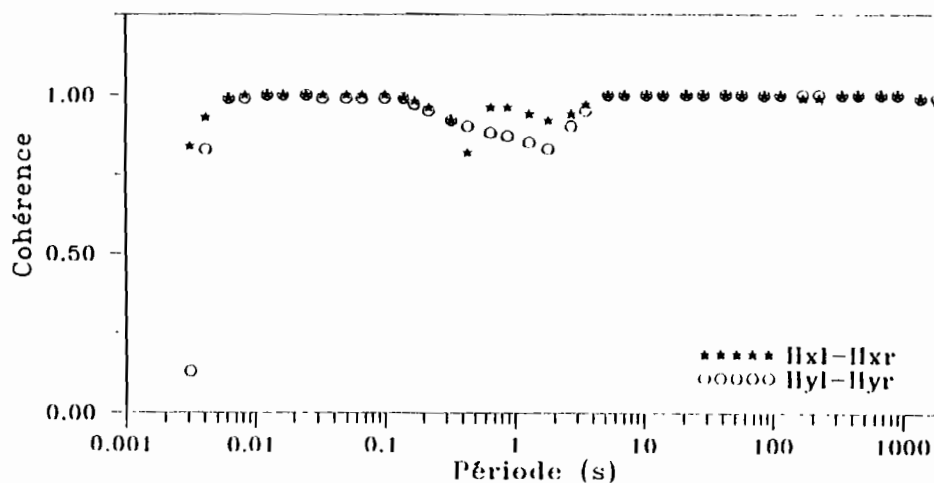


Fig.I.21 - Cohérence de la référence au site 3

Les cohérences multiples E-HxHy et H-ExEy sont sensiblement égales aux cohérences locales.

Les cohérences du *tipper* ne sont significatives qu'à partir de 100 s et Hz est entièrement dû à l'induction EM.

4.3.4 Site 4

Suivant les deux axes du tenseur, les courbes de résistivité sont isomorphes et légèrement décalées en début de gamme puis divergent à partir de 60 s (Fig.I-22). Nous sommes en présence d'une superposition entre un milieu tabulaire homogène en surface et un milieu anisotrope en profondeur. La pente de la courbe est négative jusqu'à 30 s, se redresse entre 30 et 60 s, pour devenir positive en fin de gamme. Les phases associées corroborent l'hypothèse d'une séquence à trois-terrains, anisotrope en profondeur avec présence d'un faible effet galvanique. Les valeurs sont supérieures à 45 degrés jusqu'à 25 s pour le mode TM et jusqu'à 100 s pour le mode TE.

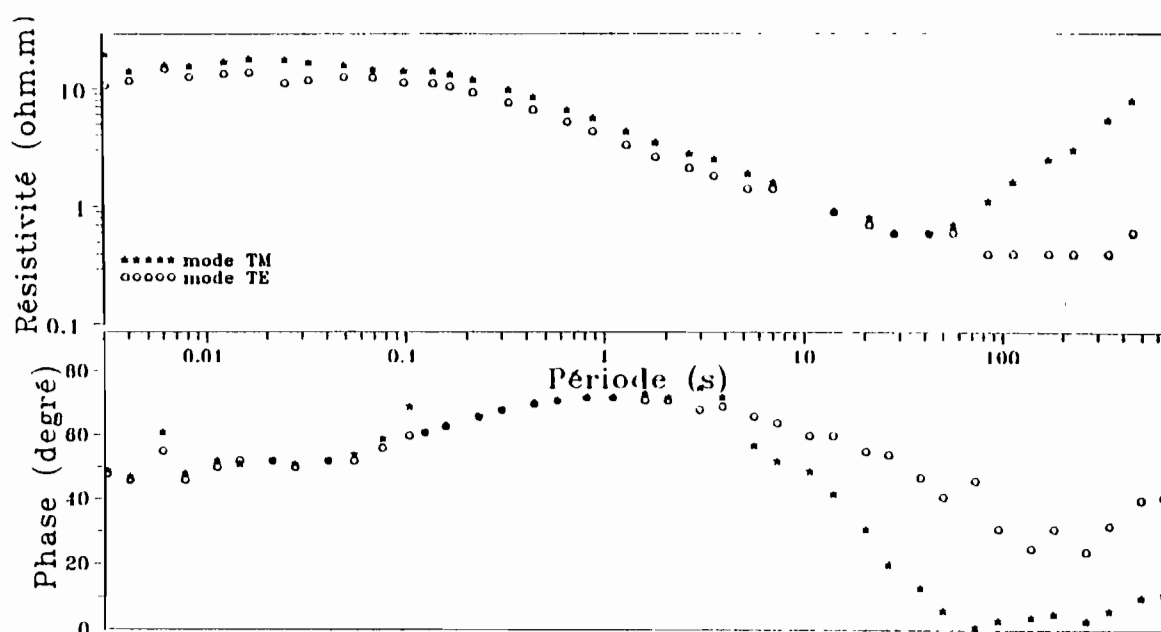


Fig.I.22 - Résistivités et phases principales au site 4.

Le *skew* (Fig.I-23) est supérieur à 0,1 au-delà de 25 s. Les directions structurales en longues périodes sont multiples : -85 degrés entre 10 et 50 s ; -175° de 50 s à 130 s ; 15 degrés au dessus de 130 s. A moins de 4 s la direction de polarisation se stabilise aux environs de -130 degrés par rapport au nord.

L'allure des cohérences simples est identique à celle du rapport signal sur bruit tellurique ; les valeurs sont particulièrement médiocres entre 0,3 s et 10 s du fait de la mauvaise restitution des signaux telluriques. Ey est relativement meilleur que Ex.

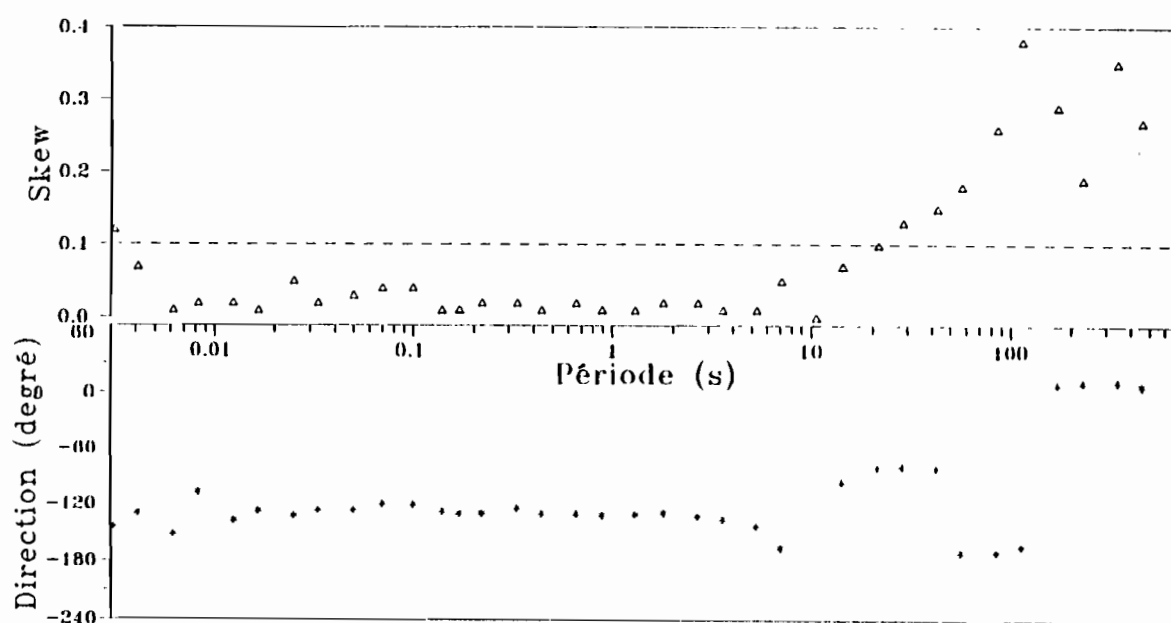


Fig.I.23 - *Skew* et directions principales au site 4

La cohérence des composantes magnétiques horizontales est bonne à l'image de la qualité du signal magnétique horizontal (Fig.I-24).

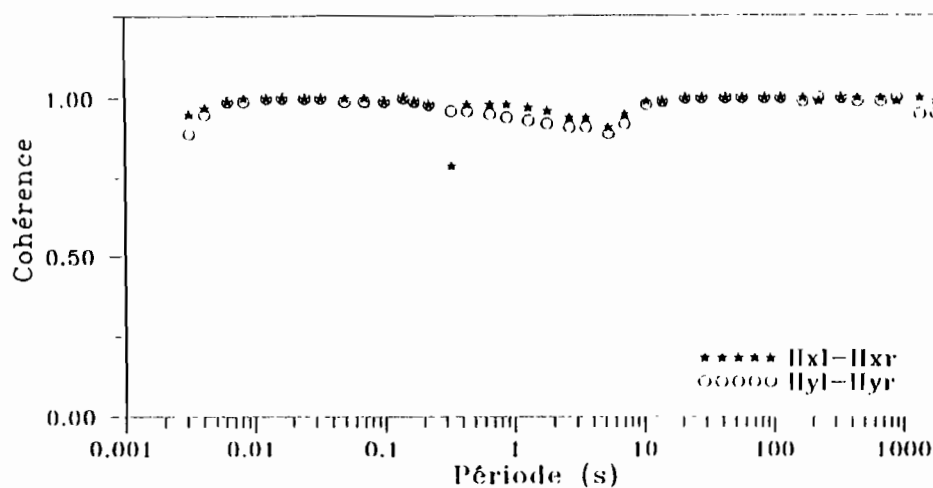


Fig.I.24 - Cohérence de la référence au site 4

Les cohérences multiples sont pratiquement identiques aux cohérences locales, elles sont assez mauvaises entre 0,3 et 10 s.

La cohérence du *tipper* ne devient appréciable qu'à plus de 100 s et Hz est donc induit par les composantes horizontales Hx et Hy.

4.3.5 Site 5

Les résistivités suivant les deux axes se confondent jusqu'à 4 s puis divergent à travers la gamme 4 s-400 s, se croisent puis amorcent une seconde divergence (Fig.I-25). La courbe suivant le mode TM est conforme au modèle 4-terrains : résistant-conducteur-résistant épais-conducteur. Par contre les valeurs en mode TE illustrent un modèle 5-terrains. Les phases associées adoptent les mêmes types de variations que les résistivités, toutefois la divergence débute à 0,3 s contre 4 s pour les résistivités. Les phases sont inférieurs à 45 degrés à travers la fenêtre 20 Hz-100 s.

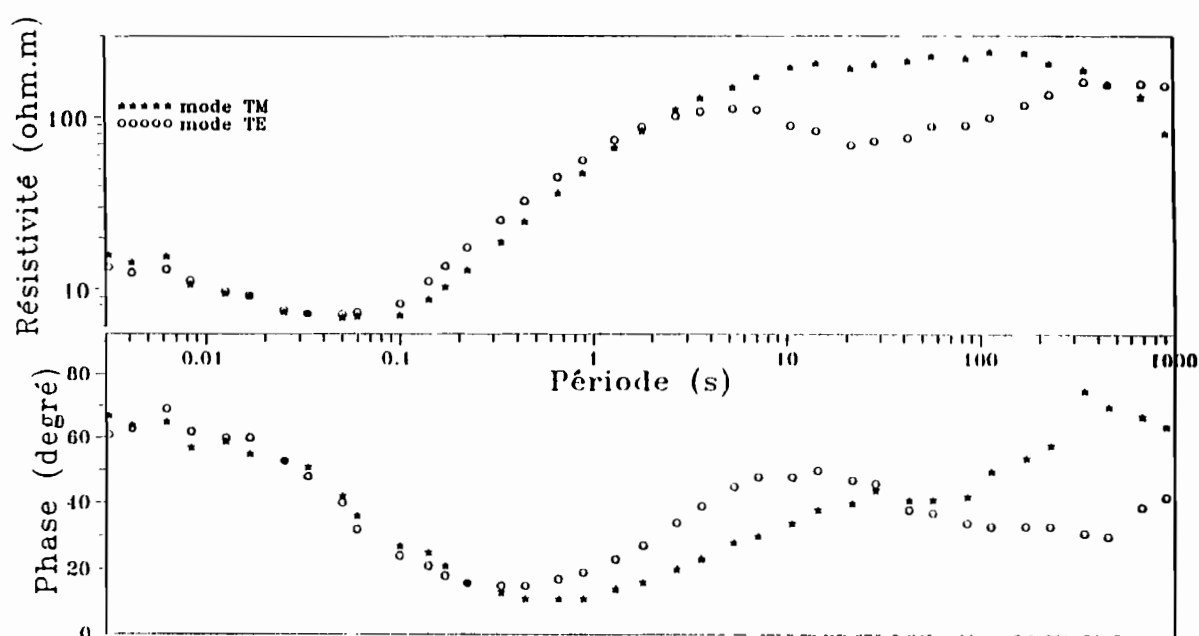


Fig.I.25 - Résistivités et phases principales à la station 5

Le *skew* est supérieur à 0,1 au delà de 100 s. La direction de polarisation se stabilise à -30 degré en moyenne, pour les périodes de plus de 0,6 s. Entre 0,1 s et 0,3 s la direction est à -90 degrés environ (Fig.I-26).

Les signaux E_y et H_x sont bien corrélés sur toute la gamme de mesures, ce qui n'est pas le cas des signaux E_x et H_y au delà de 10 s. La mauvaise linéarité entre E_x et H_y ne serait pas liée à la qualité des signaux car celle-ci est bonne : les telluriques ne sont pas bruités, les magnétiques le sont faiblement entre 1 s et 10 s. Par conséquent, le manque de linéarité entre E_x et H_y doit être dû à la structuration profonde du sous-sol qui ne doit pas être simple (2-D, 3-D). D'autre part on notera que le signal tellurique E_y est relativement moins bruité que E_x .

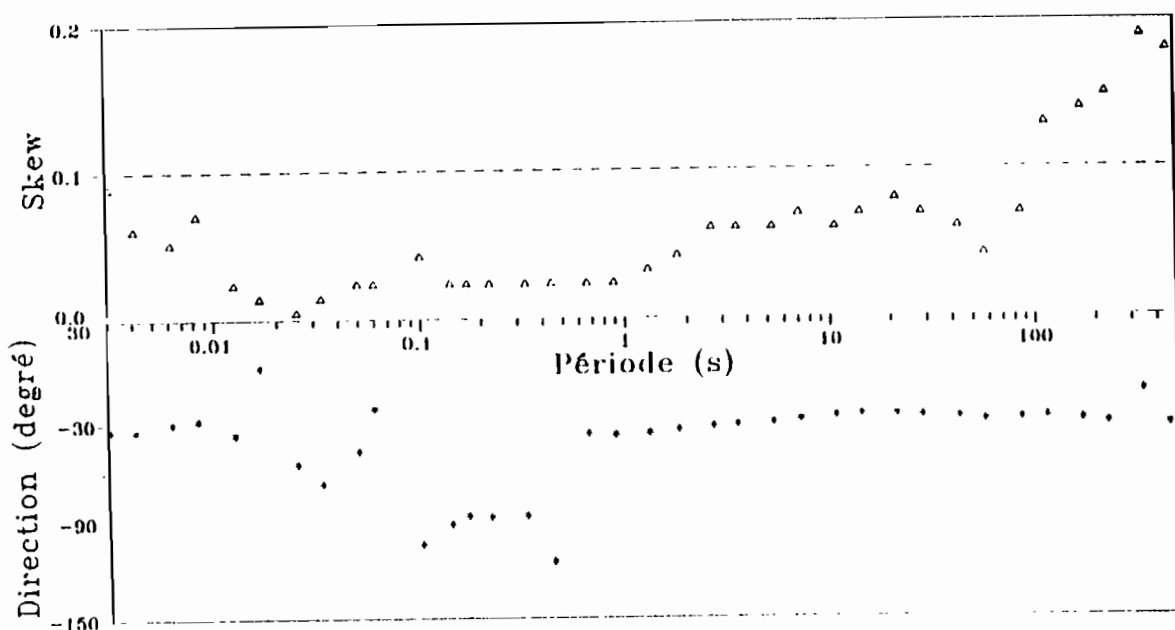


Fig.1.26 - Skew et direction structurale au site 5

Les cohérences entre les signaux magnétiques de la station locale et de la référence sont très bonnes en dehors de la bande 1 s-10 s où elles sont assez faibles (0,7-0,9).

Les cohérences prédites E et H sont élevées ($>0,85$).

La cohérence du *tipper* est négligeable ; il n'y a de linéarité ni avec les telluriques ni avec H_x et H_y , H_z représente un signal primaire de très faible niveau.

4.3.6 Site 6

La figure 1-27 illustre une divergence des amplitudes des impédances entre 3 s et 400 s. En dessous de 3 s, les résistivités sont verticalement décalées suivant les deux axes du tenseur. Comme à la station SEN-5, le site 6 montre un modèle 4-terrains pour le mode TM et 5-terrains pour le mode TE. Le troisième terrain est assez épais et résistant

Le milieu à l'aplomb du sondage est vraisemblablement tabulaire et homogène en surface et anisotrope en profondeur ; il y a une superposition de structures différentes suivant la profondeur. Les phases associées sont assez dispersées aux courtes périodes et divergentes au delà de 0,5 s. Suivant le mode TM les angles sont inférieurs à 45 degrés entre 0,03 s et 100 s, supérieurs à 45 degrés ailleurs. Pour le mode TE, elles sont inférieures à 45 degrés entre 0,05 s et 3 s puis au delà de 30 s.

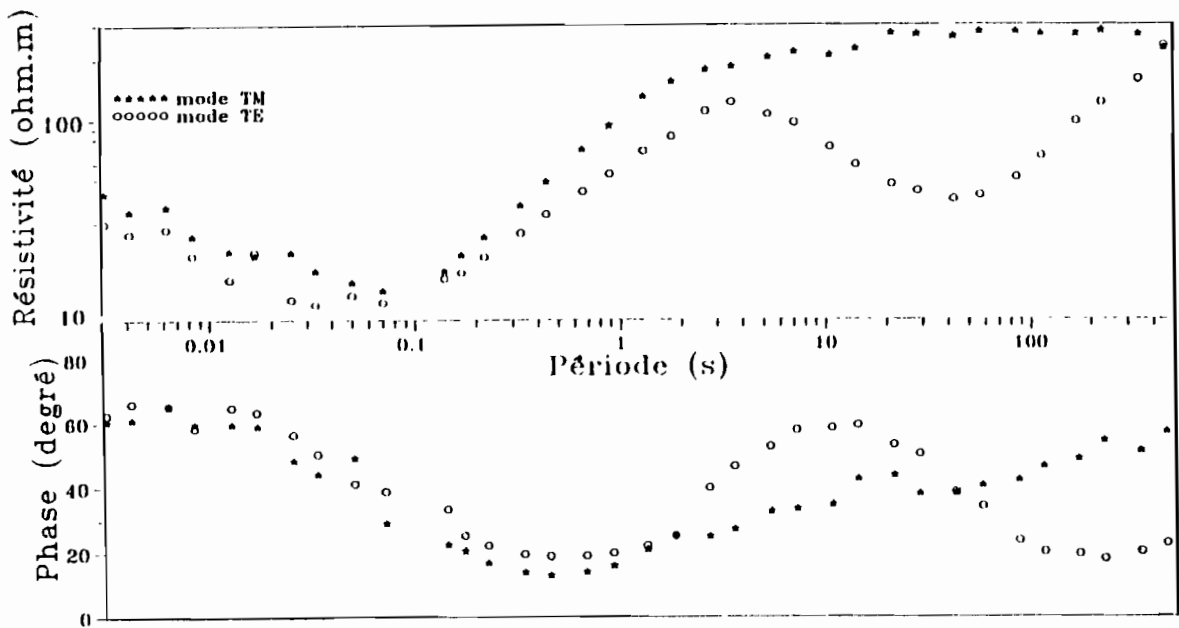


Fig.1.27 - Résistivités et phases principales à la station 6

Le *skew* dépasse 0,1 au delà de 1 s, atteint un palier entre 10 et 100 s puis amorce une chute. Dans la fenêtre 0,02-0,04 s, le *skew* dépasse légèrement 0,1. La direction de polarisation est de -45 degrés entre 0,1 et 2 s, puis elle pivote à 0 degré environ au dessus de 3 s (Fig.1-28).

La cohérence locale est mauvaise ($<0,8$) jusqu'à 0,2 s, elle est passable au delà de 5 s. Ce phénomène est vraisemblablement relié à la qualité du signal tellurique qui est très bruité en début de gamme (Fig.1-29) ; par contre en fin de gamme, la mauvaise linéarité entre E_x et H_y semble être liée à la structure du sous-sol. La cohérence simple E_y-H_x est bonne sur toute la gamme de périodes.

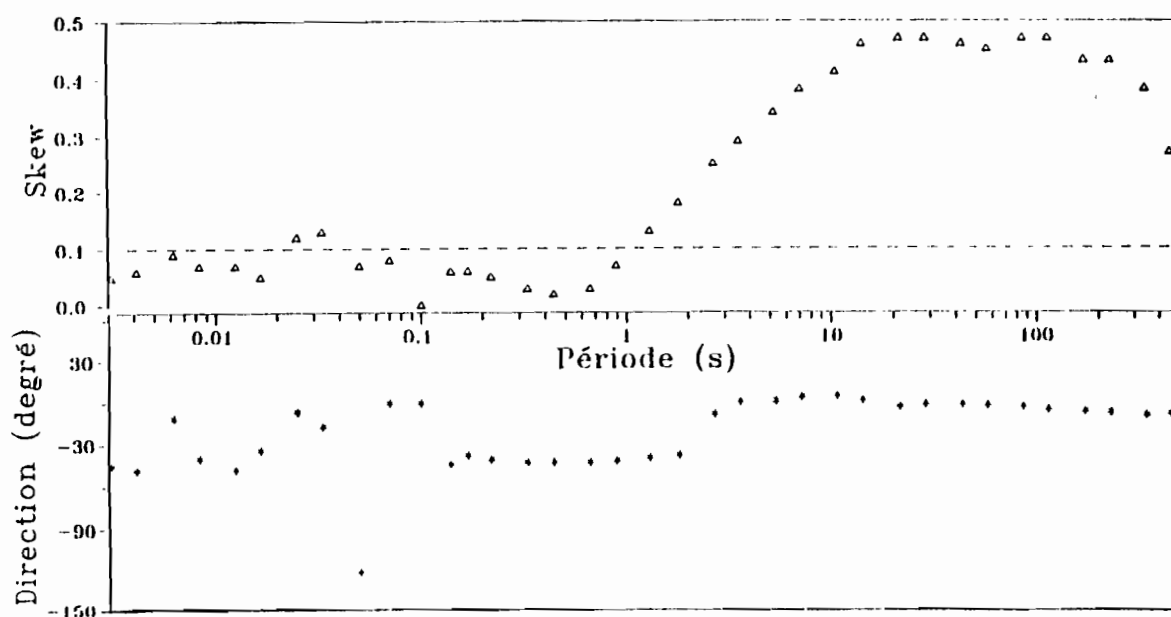


Fig.1.28 - Skew et directions structurales à la station 6

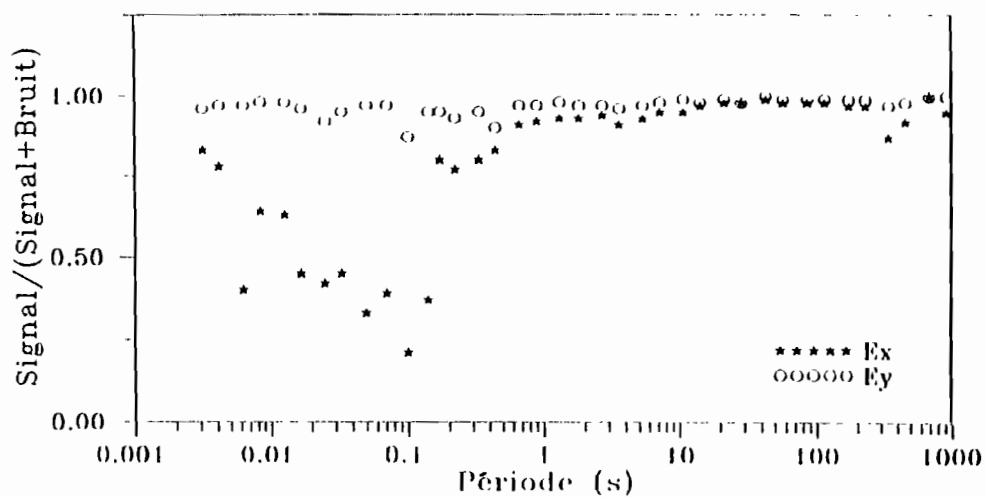


Fig.1.29 - Rapport signal sur bruit tellurique à la station 6

Les cohérences prédites E et II sont identiques à la cohérence locale. Les cohérences du *tipper* sont appréciables à partir de 30 s environ et la composante IIz est entièrement induite.

4.3.7 Site 7

Les résistivités suivant les axes de polarisation diffèrent entre 2 et 1000 s pour se croiser à 1800 s (Fig.I-30) Elles sont identiques en-dessous de 2 s. D'autre part, les valeurs en mode TM sont supérieures à celles du mode TE et le modèle est à trois-terrains : résistant-conducteur-résistant. Les phases associées sont pratiquement identiques jusqu'à 0,5 s, malgré une légère dispersion, puis elles divergent. Leurs valeurs sont supérieures à 45 degrés au delà de 4 s en mode TM et au delà de 20 s en mode TE.

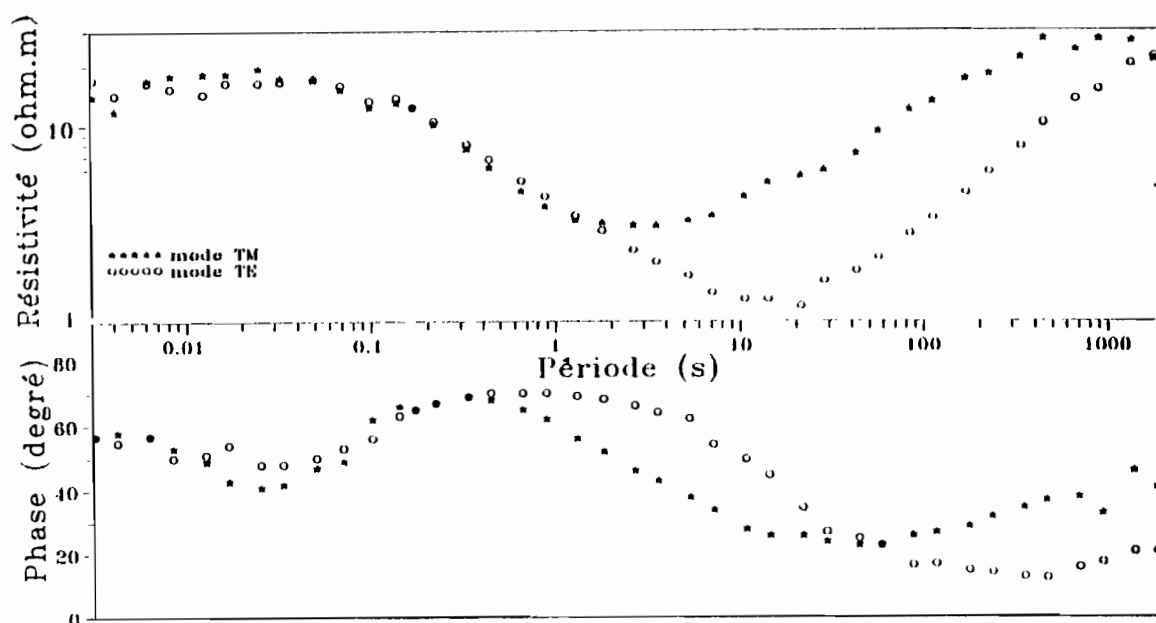


Fig.I.30 - Résistivités et phases principales à la station 7

Le *skew* est supérieur à 0,1 dans la fenêtre 3 s-1000 s (Fig.I-31). La direction structurale est de -15 degrés entre 0,5 et 1,5 s, elle pivote à 30 degrés environ entre 1,5 et 4 s. Entre 4 s et 15 s elle est aux alentours de 90 degrés, puis entre -15 et 10° au delà de 15 s. Trois directions sont décelées suivant la période et donc suivant la profondeur.

Les cohérences locales Ex-Ily présentent une assez forte dispersion au delà de 10 s et les valeurs peuvent être parfois médiocres (<0,85). Les signaux Ey et Ix présentent une meilleure linéarité, leur cohérence est supérieure à 0,88. Une structuration complexe semble être à l'origine de la dispersion des cohérences Ex-Ily.

Les composantes magnétiques horizontales de référence et de la station de mesure sont cohérentes.

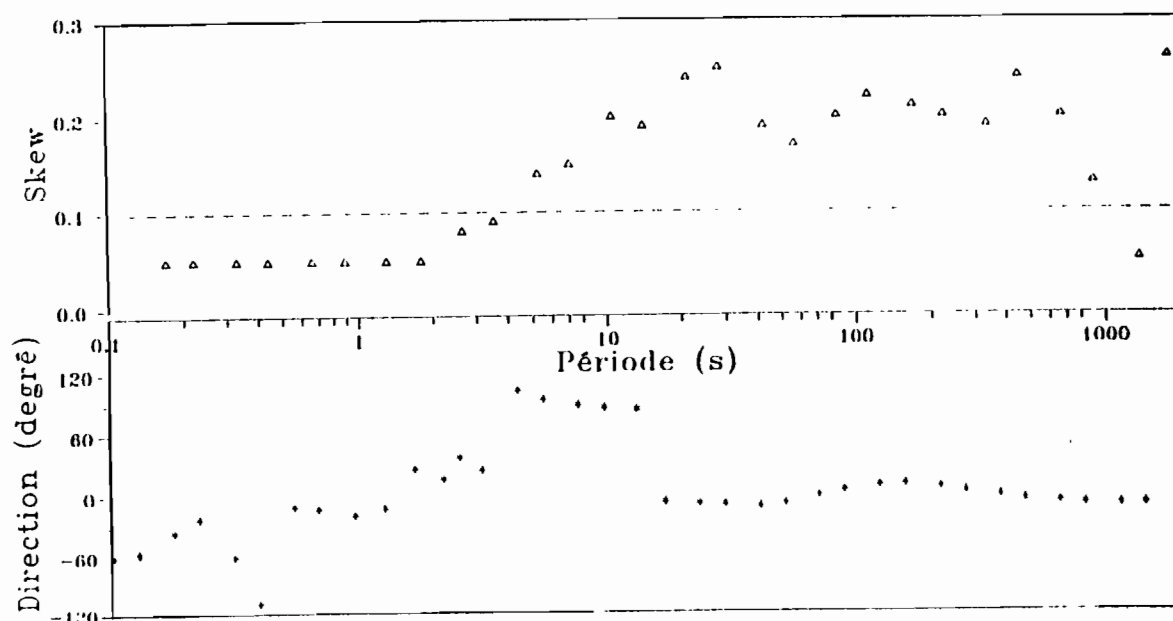


Fig.1.31 - *Skew* et directions structurales au site 7

La cohérence du *tipper* adopte la même allure que la qualité du signal Hz, ses valeurs sont considérables ($>0,85$) de 20 s à 150 s. De 20 s à 200 s, Hz est induit puisque la cohérence du *tipper* Hz-ExEy est supérieure à 0,85. En dehors de cette fenêtre, Hz ne représente pratiquement que du bruit.

4.3.8 Site 8

Les résistivités sont identiques suivant les deux axes du tenseur jusqu'à 20 s puis divergent, les valeurs du mode TM sont supérieures à celles du mode TE (Fig.1-32). Le modèle figuré est de type trois-terrains : résistant-conducteur-résistant pour le mode TM et cinq-terrains pour le mode TE. Une très forte distorsion galvanique affecte la courbe du mode TE aux longues périodes (>20 s). Les structures sont vraisemblablement homogènes en surface et anisotropes en profondeur. Les phases associées sont assez dispersées en début de gamme puis divergent à partir de 5 s. Pour le mode TM, les valeurs dépassent 45 degrés en dessous de 10 s.

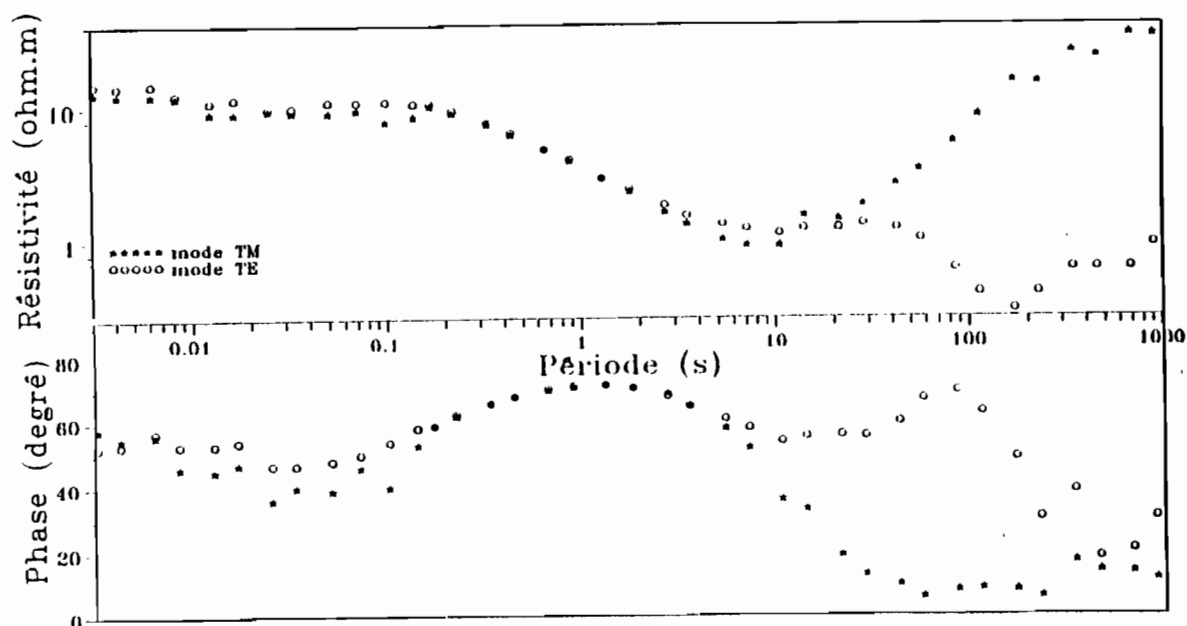


Fig.1.32 - Résistivités et phases principales au site 8

Au delà de 10 s le *skew* est non nul, les valeurs pouvant être très élevées ($> 0,5$). La direction du grand axe de l'ellipse d'impédance tourne autour de 90 degrés jusqu'à 0,1 s puis bascule à 25 degrés entre 0,1 et 3 s (Fig.1-33). Entre 3 et 9 s, elle est de 90° ; au delà de 9 s elle pivote à 15°.

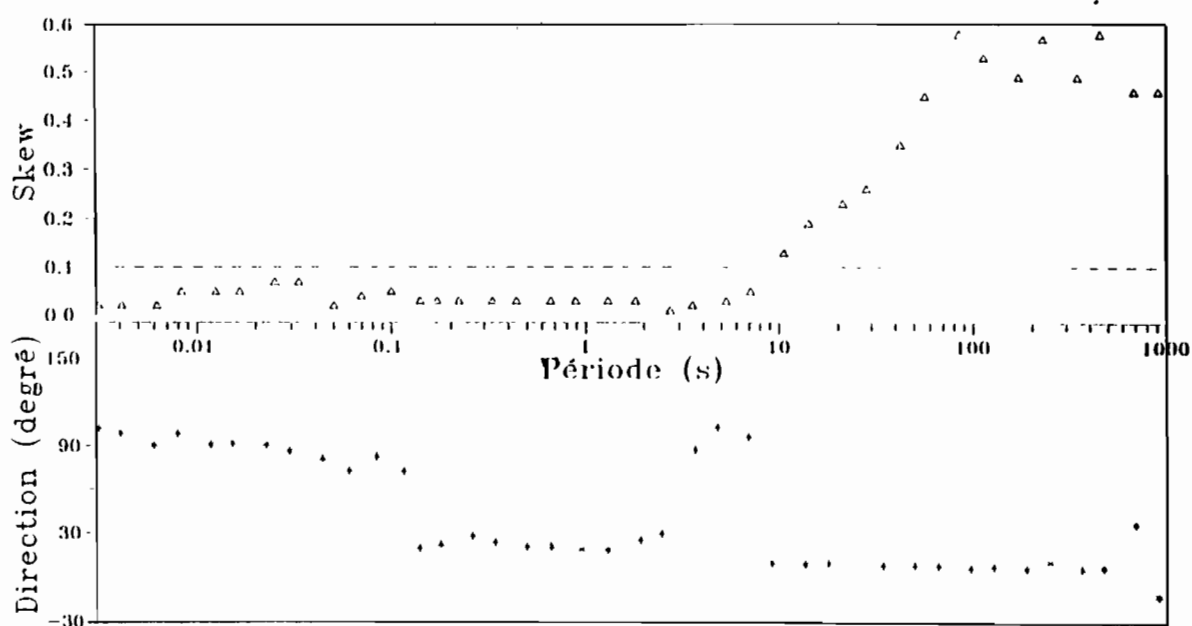


Fig.1.33 - *Skew* et directions structurales au site 8

Les cohérences locales ont tendance à s'atténuer en fin de gamme. Vers 10 s de période, les signaux E_x et H_y n'ont pas une bonne linéarité, il en est de même pour E_y et H_x à plus de 100 s. Il y a sans doute un effet de la structure du sous-sol qui se reflète sur les cohérences car la qualité des signaux MT est bonne.

La cohérence des signaux magnétiques horizontaux est d'un niveau acceptable.

Les cohérences prédites E et H montrent des valeurs correctes ; par contre la cohérence du *tipper* n'est appréciable qu'entre 30 s et 100 s. Jusqu'à 30 s, H_z peut être considéré comme un signal primaire, il est indépendant de H_x et H_y .

4.3.9 Site 9

Les résistivités sont identiques suivant les deux axes du tenseur d'impédance, nous sommes en présence d'un milieu isotrope et tabulaire (Fig.I-34).

La forme de la courbe s'adapte à un modèle trois-terrains : conducteur-résistant-conducteur. En raison de la trop forte dispersion, les résultats aux longues périodes (>100 s) n'ont pas été reportés. Les phases associées sont identiques sur toute la gamme de périodes. Leurs valeurs sont inférieures à 45° au delà de 40 s.

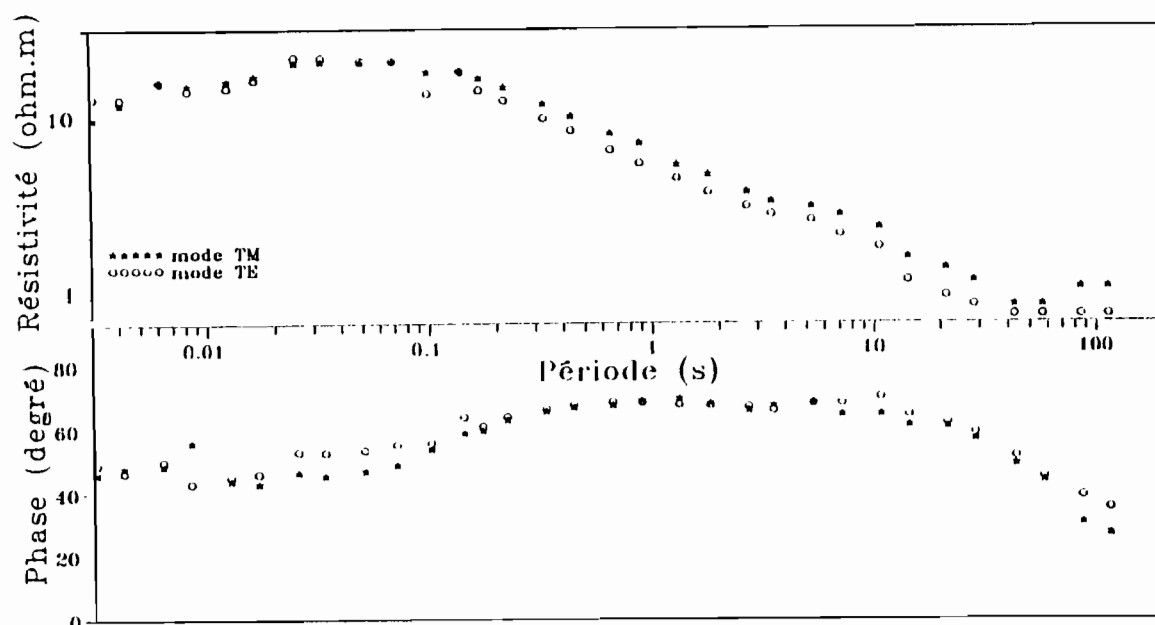
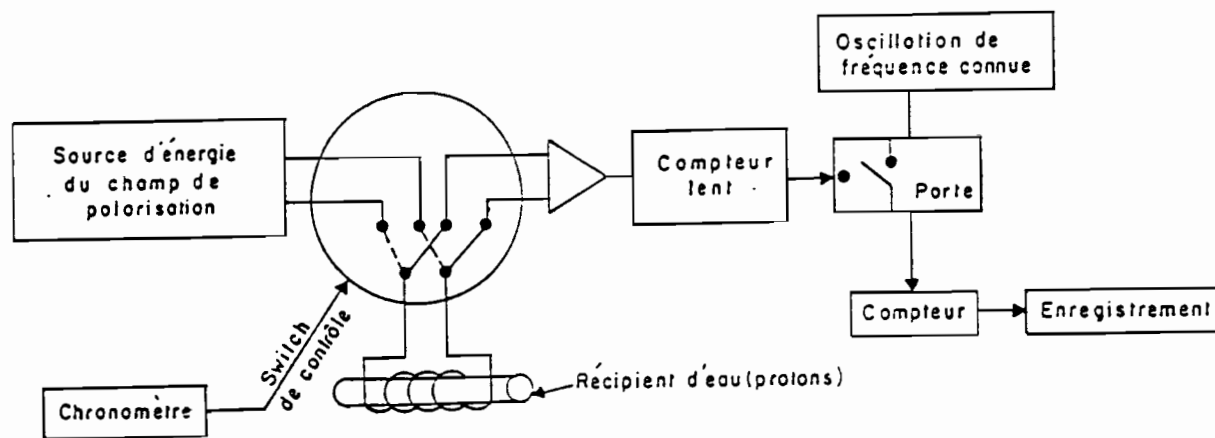


Fig.I.34 - Résistivités et phases principales au site 9

Le *skew* est inférieur à 0,1 sur toute la gamme. La direction principale est stable autour de -15° (Fig I-35)



B.4 - Schéma du principe du magnétomètre à précession nucléaire
(d'après SHERIFF, 1984)

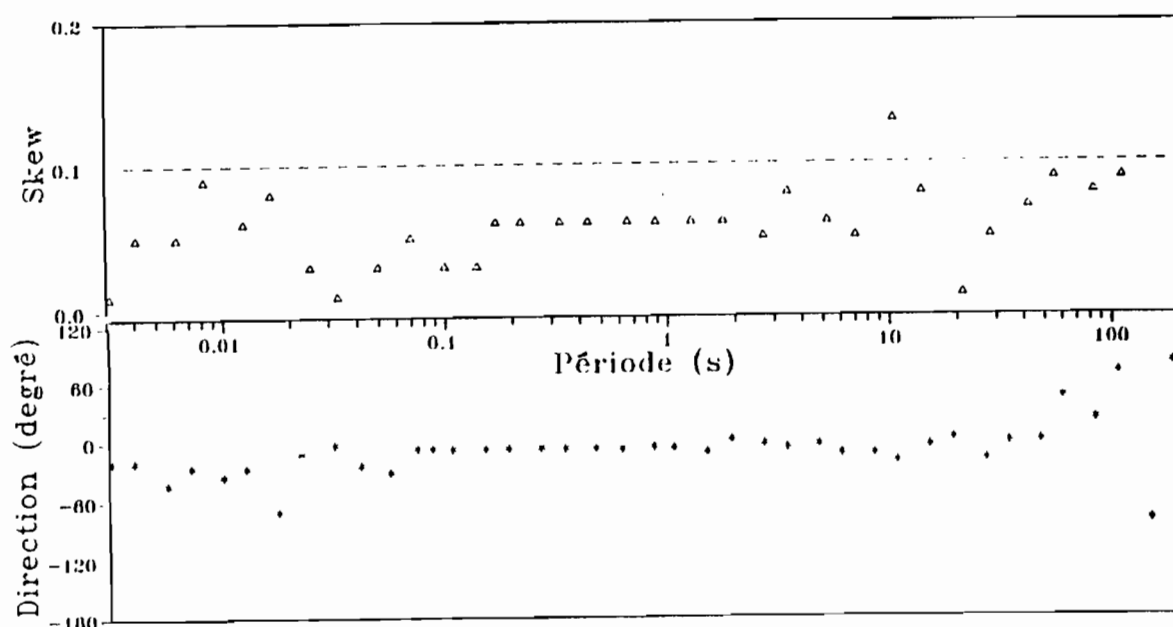
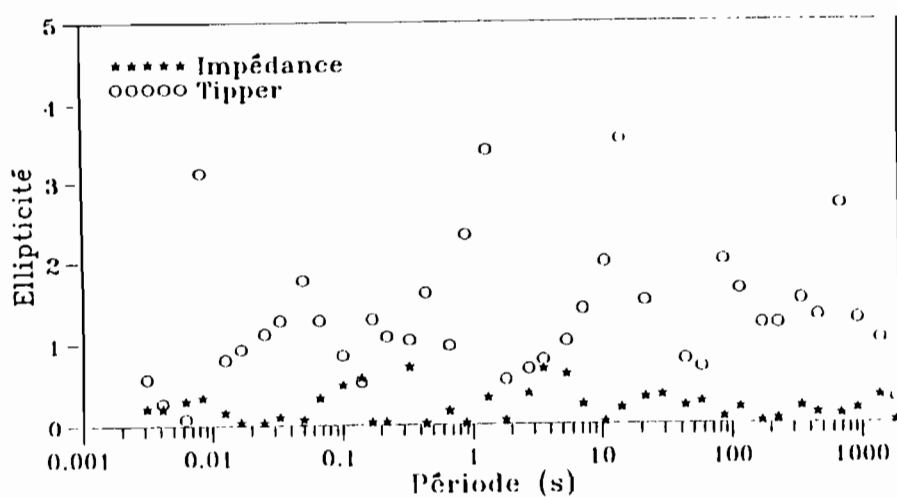


Fig.1.35 - *Skew* et direction principale au site 9

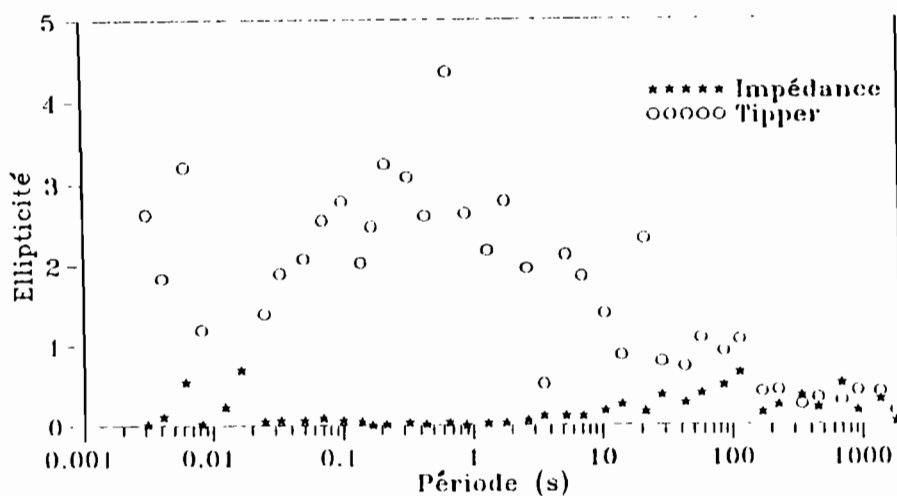
La cohérence locale E_x-H_y est faible au delà de 0,3 s, son évolution est identique à celle de la qualité du signal tellurique E_x . De même, les signaux E_y et H_x ne présentent pas une bonne linéarité entre 5 s et 10 s.

C'est uniquement la qualité du signal tellurique qui conditionne la valeur de la cohérence dans cette station. La cohérence du signal H_x est forte, ce qui n'est pas le cas de H_y autour de 10 s et au dessus de 200 s. Les cohérences prédites E et H sont identiques aux cohérences locales. La composante H_z étant pratiquement nulle, la cohérence du *tipper* montre que la composante H_z est uniquement primaire.

Sur l'ensemble des sites de mesure, les valeurs d'ellipticité de l'impédance sont globalement nulles ($<0,5$) avec quelques exceptions qui laissent présager des structures locales 3-D, à certaines fréquences (Fig. I-36 a et b).



a)



b)

Fig.1.36 - Ellipticité aux stations 3 (a) et 4 (b)

4.3.10 La cohérence du tipper

Deux grandes remarques se dégagent de l'étude de la cohérence du *tipper*. D'une part les cohérences multiples $Hz-FxFy$ et $Hz-HxHy$ suivent une évolution identique à celle du rapport signal sur bruit de la composante magnétique verticale, avec une légère amélioration par rapport à celle-ci. D'autre part, cette cohérence montre que Hz est induite de Hx et Hy ($>0,75$) au delà de 100 s à l'exception de la station SEN-9.

4.3.11 Le *tipper skew*

Dans la majorité des stations de mesure le *tipper skew* est instable en fonction de la période. En effet l'ensemble des paramètres MT liés à composante Hz sont très mal définis lorsque le niveau du signal est faible.

Cette dispersion des valeurs ne favorise pas l'interprétation du *tipper skew*.

4.3.12 La direction du *tipper*

La direction du *tipper* indique la direction d'anisotropie maximale. Mais pour les mêmes raisons que le *tipper skew*, la direction du *tipper* est mal définie comme le montre la figure I-37.

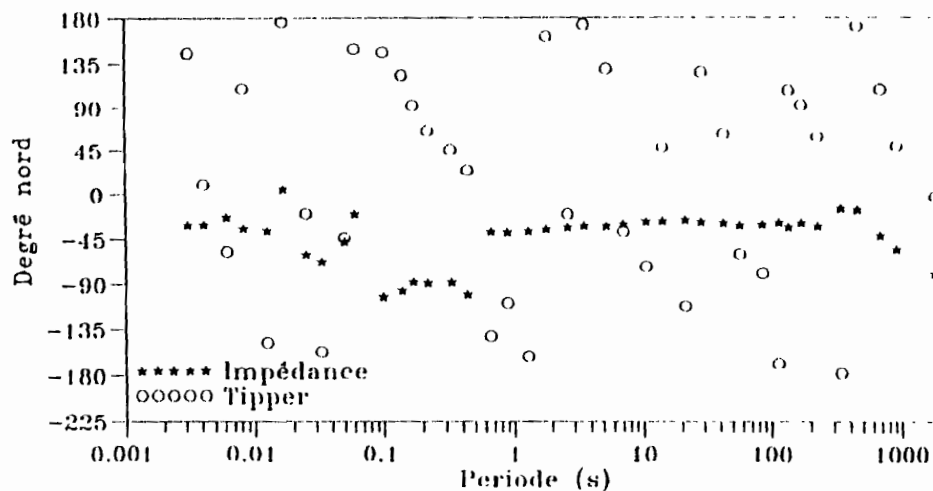


Fig.I.37 - Direction du *tipper* à la station 5

4.3.13 Analyse de la distorsion tensorielle

Lorsque le *skew* conventionnel de SWIFT (1967) - κ - est proche de zéro ($<0,1$), soit il n'y a pas de distorsion tensorielle soit le modèle correspond à celui de SWIFT (2-D). C'est le cas des stations 1, 2, 3 et 9 sur toute la gamme des fréquences.

Si le *skew* régional η est supérieur à 0,3, la structure régionale est théoriquement 3-D et le modèle de superposition n'est pas adapté. C'est l'exemple de la station 8 et dans une moindre mesure des sites 4, 6 et 7. Les sites 3 et 4 montrent nettement une direction régionale de 12° environ, et plusieurs directions locales (entre -19° et 55°). Avec la profondeur, trois directions locales s'identifient au site 5 : 59° , 2° et -16° . Par contre la direction des structures régionales est de 13° environ.

Le programme de BAIR (1991) confirme les ordres de grandeur du *skeur* trouvées à l'aide du programme de Phoenix.

CHAPITRE V

INTERPRÉTATION DES SONDAGES MT

5.1 - Interprétation qualitative

La résistivité électrique est le principal résultat de mesure des méthodes électriques et électro-magnétiques.

Généralement, la résistivité des roches saturées à conductibilité électrolytique est fonction :

- de la porosité totale communicante ;
- de la conductibilité de l'eau d'imbibition ;
- de la répartition et de la forme des pores et fissures ;
- du degré de salinité et de la température.

ASTIER (1971) donne quelques gammes de valeurs de résistivités pour certaines eaux et roches :

TABLEAU II : Résistivité des eaux et des roches (ASTIER, 1971)

Eaux ou roches	Résistivité (ohm.m)
Eau de mer	0,2
Eau des nappes alluviales	10-30
Eau des sources	50-100
Sables et graviers secs	1.000-10.000
Sables et graviers à eau douce	50-500
Sables et graviers à eau salée	0,5-5
Argiles	2-20
Marnes	20-100
Calcaires	300-10.000
Grès argileux	50-300
Grès, quartzitez	300-10.000
Cinériles, tufs volcaniques	20-100
Laves	300-10.000
Schistes graphiteux	0,5-5
Schistes sains	300-3.000
Gneiss, granite altérés	100-1.000
Gneiss, granites sains	1.000-10.000

Suite aux analyses faites ci-dessus, les courbes de résistivité apparente des stations SEN-3 à 8 révèlent bien une anisotropie en profondeur mais ne donnent pas d'indications sur le degré 2-D ou 3-D de la structuration. Il en est de même pour le *skew*.

Le *tipper skew* et l'ellipticité, très sensibles au bruit, ne seront pas utilisés dans l'interprétation. Ce phénomène avait déjà été constaté par CHOUTEAU (1982) sur le *skew* et l'ellipticité.

Toutes ces considérations nous amènent à tenter une interprétation quantitative par modélisation 1-D et par une évaluation de la distorsion tensorielle. L'analyse comparative des courbes de résistivité et des courbes de phases nous permet d'affirmer qu'il n'y a que quelques rares cas de *static shift* sur l'ensemble des stations ; les effets observés sont de nature galvanique et inductive. On pourra mener une modélisation 1-D en toute sécurité. La modélisation 2-D n'a pas été jugée nécessaire car les stations de mesure sont éloignées et n'ont pas strictement les mêmes directions principales.

5.2 - Modélisation

L'objet de la modélisation est de parvenir à simuler la réalité physique à l'aide de calculs théoriques. Dans le cas d'un terrain homogène et isotrope (1-D), l'opération consiste à choisir le nombre de couches géoélectriques ainsi que les valeurs adéquates de leurs résistivités et épaisseurs, de façon que s'ajustent la courbe de sondage théorique et les points expérimentaux.

D'ordinaire, les champs électriques observés sont fortement polarisés et peuvent montrer des variations importantes sur de courtes distances, en raison des anisotropies de la conductivité du sous-sol. Actuellement des modèles de calcul sont disponibles pour déterminer les effets des structures 2-D et ceux des structures 3-D (TING et HOIMAN, 1976).

5.2.1 Modèles 1-D

Les programmes de calcul utilisés dans le cas de structuration 1-D ont été d'abord « DCRESI » (*direct current resistivity inversion*) de STOYER (1986) qui s'appuie sur un algorithme de type MARQUARDT (1963) ; ensuite le logiciel « OCCAM » de CONSTABLE *et al.* (1987) qui produit un modèle lissé. Pour l'ensemble de ces programmes les données entrées sont la fréquence, la résistivité apparente, la phase et les erreurs relatives. Nous avons choisi d'interpréter les courbes de résistivité longitudinale (ρ_{xy} ou mode TM) car elles ne sont affectées que par l'effet d'induction qui produit généralement une distorsion négligeable (BERDICHEVSKI et DMITRIEV,

1976). Par contre les courbes transversales (ρ_{yx} ou mode TE) sont très affectées par une distorsion de type galvanique.

En vue de stabiliser les solutions, des contraintes ont été imposées sur les modèles de départ en s'appuyant d'une part sur les sondages pétroliers effectués durant les années 50 à 60 et, d'autre part, sur les informations de forages hydrauliques plus récents mais beaucoup moins profonds. Ces contraintes ont porté essentiellement sur des épaisseurs connues de certaines formations géologiques. Les figures I-38 à I-46 représentent les modèles DCRESI et les modèles OCCAM pour l'ensemble des modes TM des neuf stations de mesure. Nous notons déjà que certains niveaux peu épais sont bien mis en évidence par les modèles lissés. Par ailleurs, nous avons tenté d'interpréter les courbes de résistivité tirées des impédances efficaces que nous avons calculées grâce aux formules de BERDICHEVSKI et DMITRIEV (1976) exposées au paragraphe 2.5. Ces modèles, théoriquement indépendants de l'orientation des axes de mesure, diffèrent très peu des modèles du mode de polarisation TM (Fig.37). Sur les figures suivantes, les modèles OCCAM sont en trait plein, les modèles DCRESI en tirets et les modèles de la résistivité efficace en tirets-points.

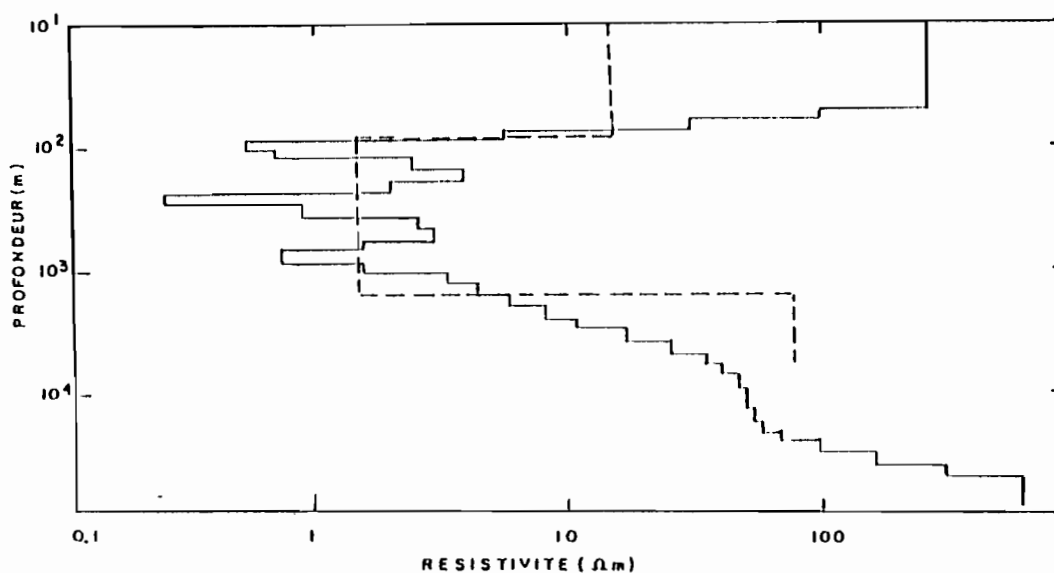


Fig.I.38 - Modèles de la station 1

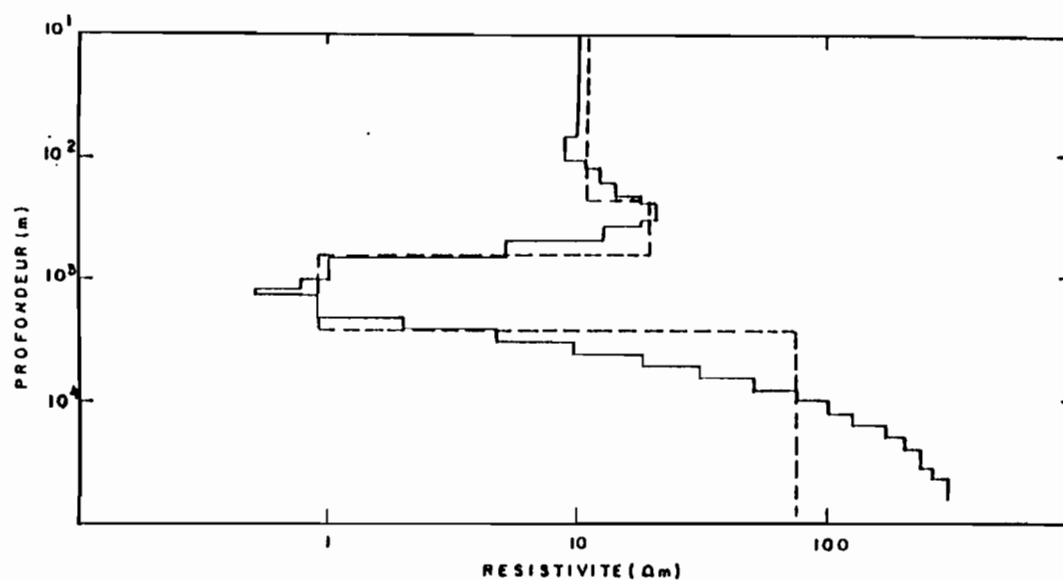


Fig.1.39 - Modèles de la station 2

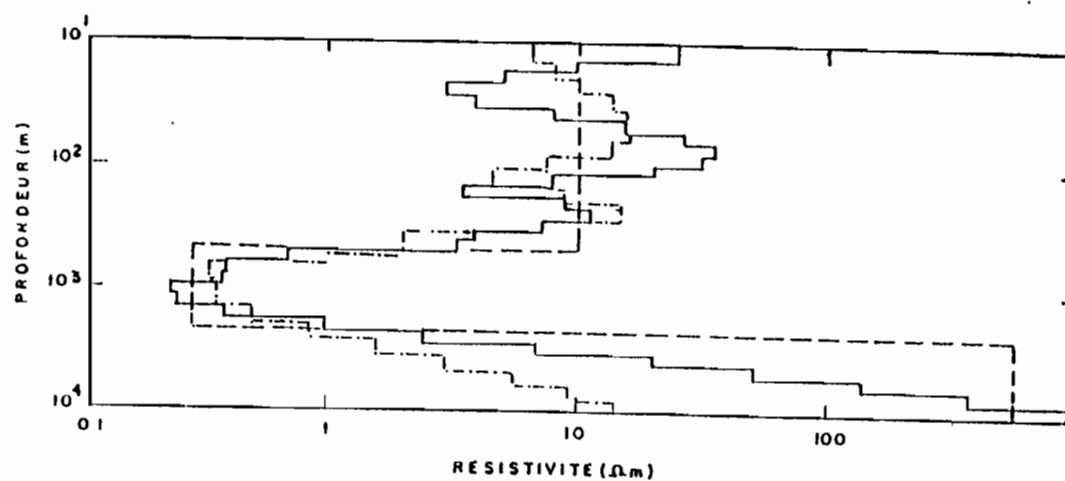


Fig.1.40 - Modèles de la station 3

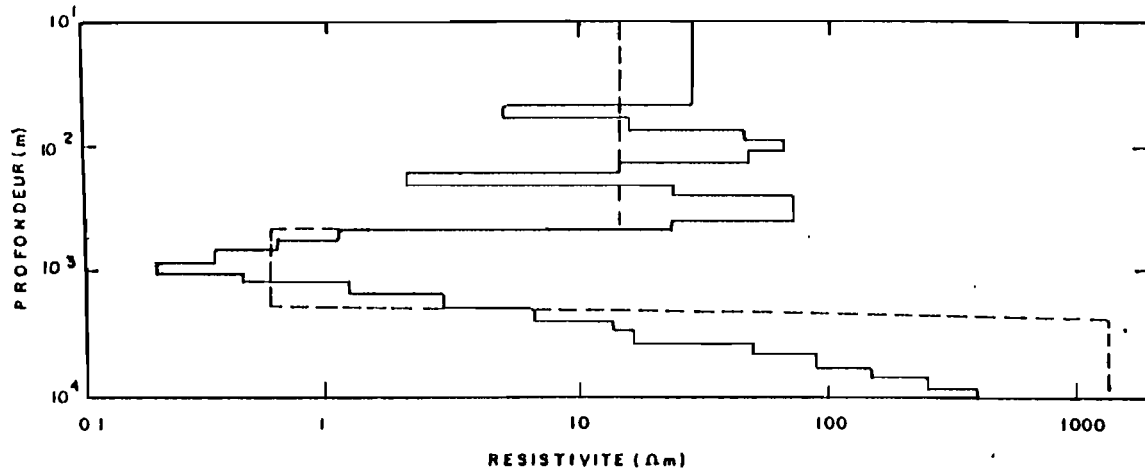


Fig.I.41 - Modèles de la station 4

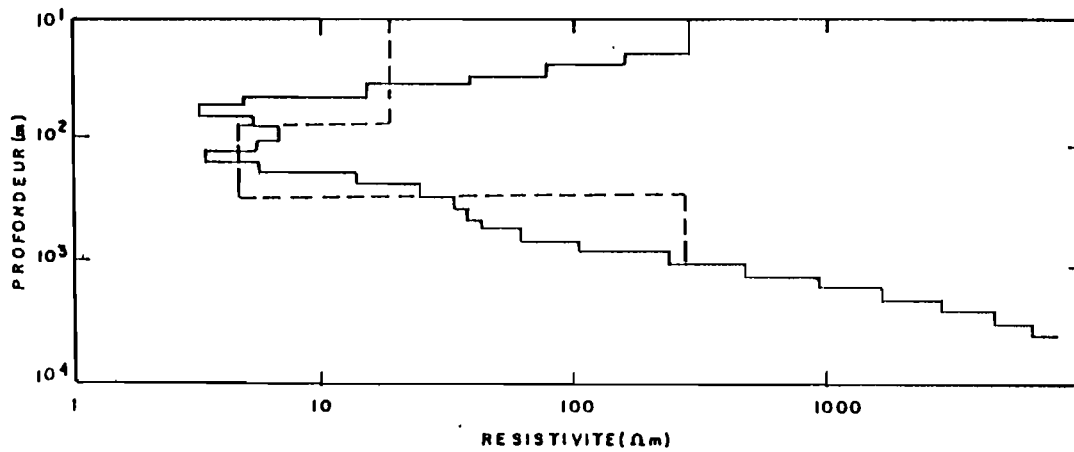


Fig.I.42 - Modèles de la station 5

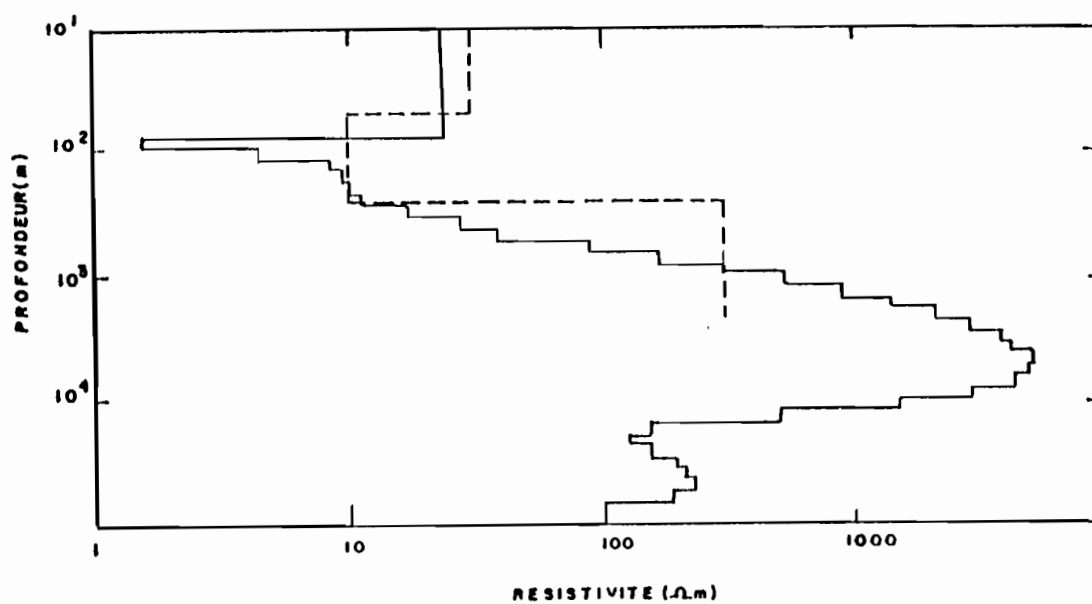


Fig.I.43 - Modèles de la station 6

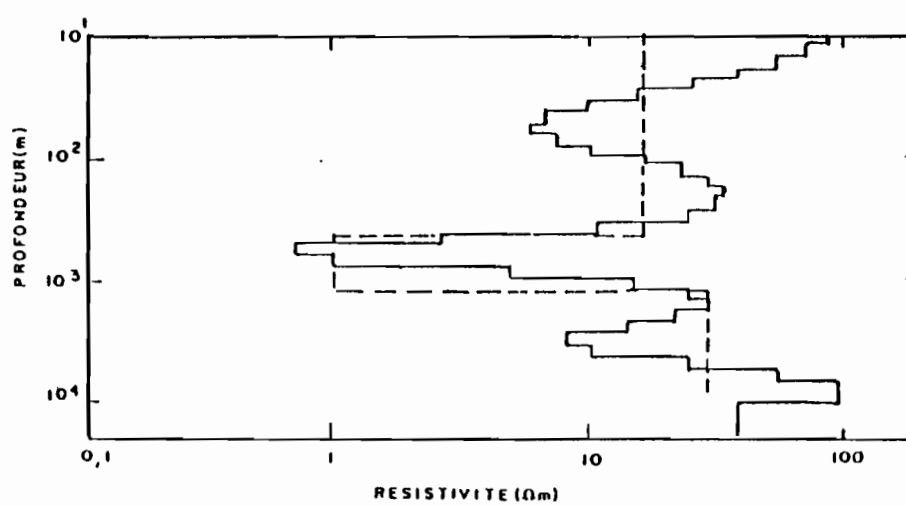


Fig.I.44 - Modèles de la station 7

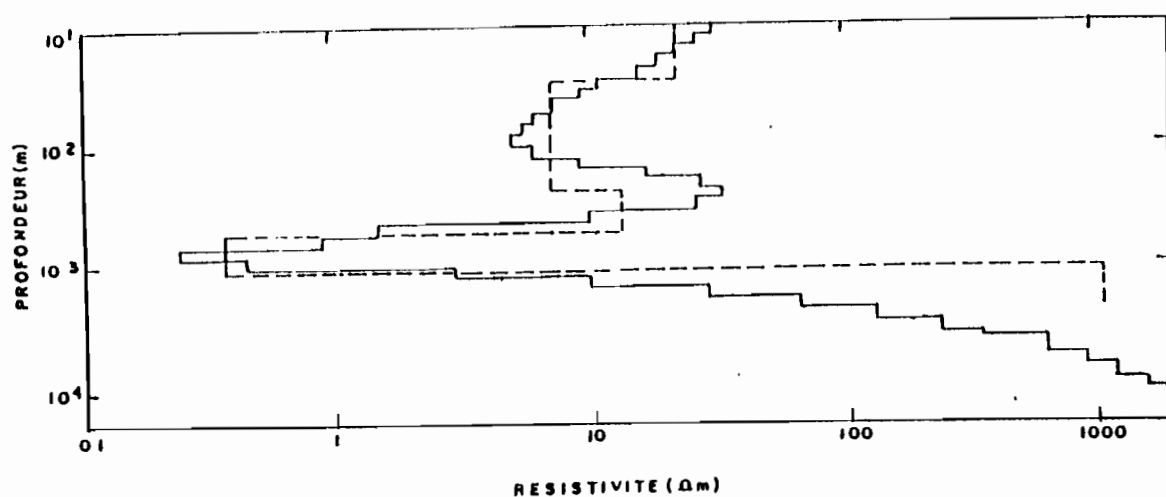


Fig.I.45 - Modèles de la station 8

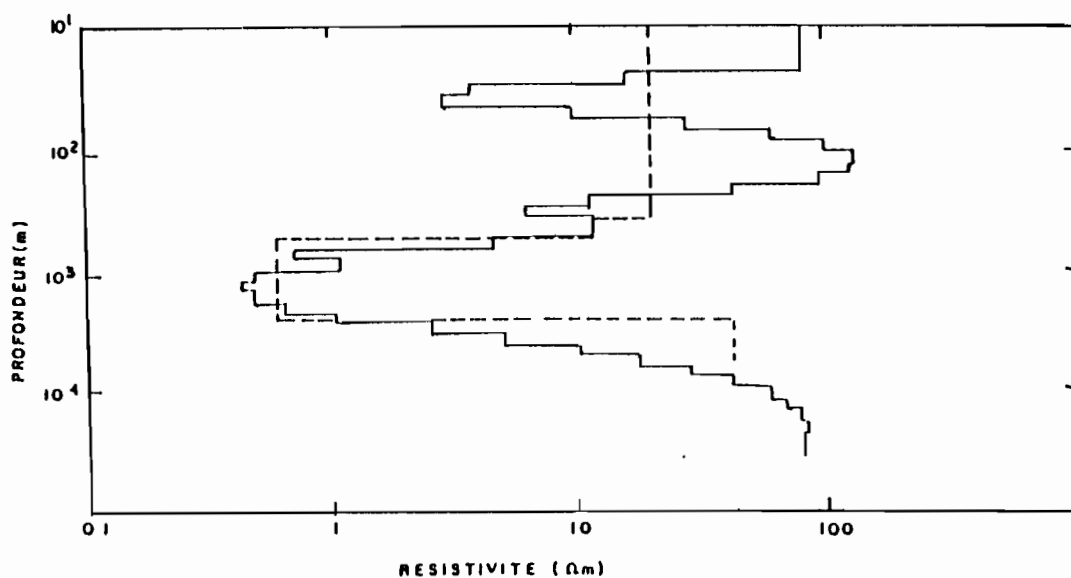
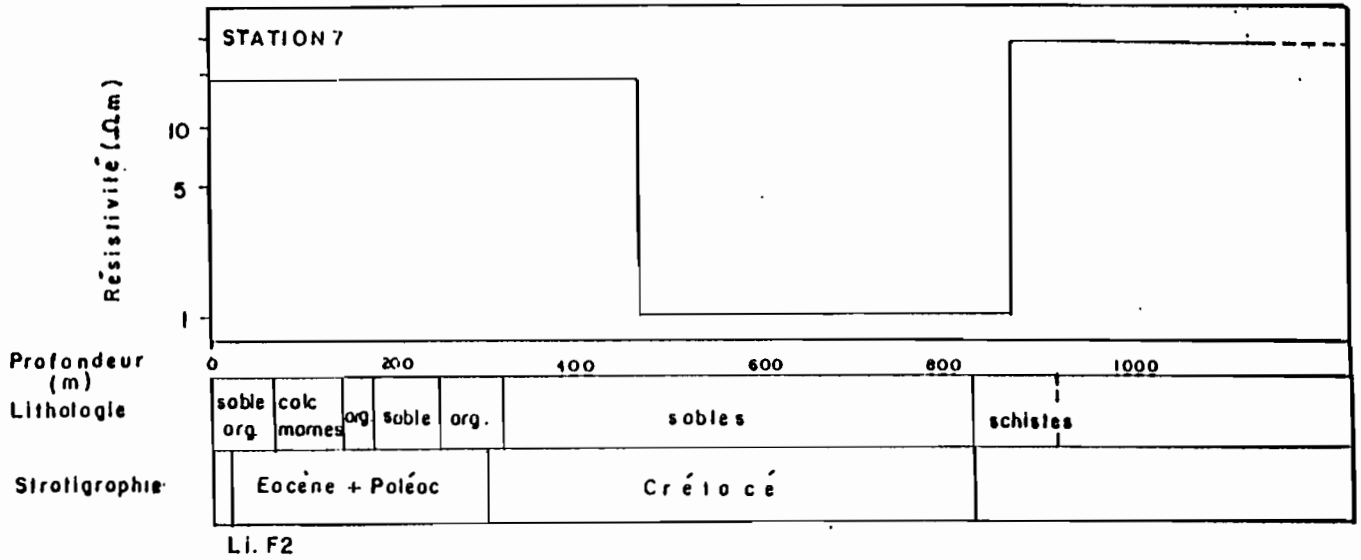
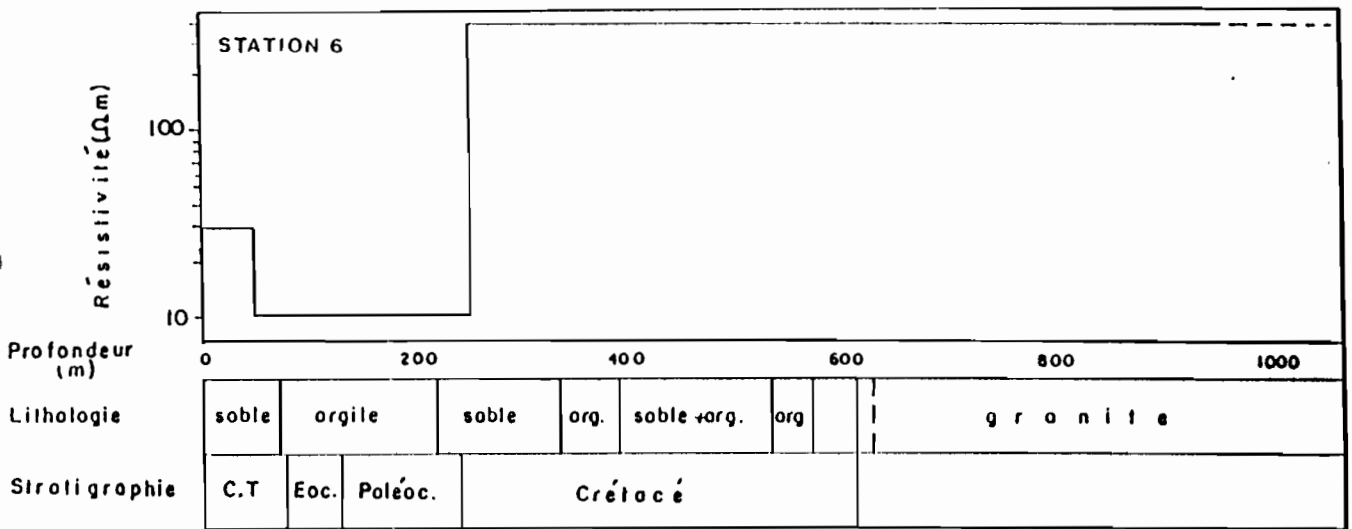


Fig.I.46 - Modèles de la station 9

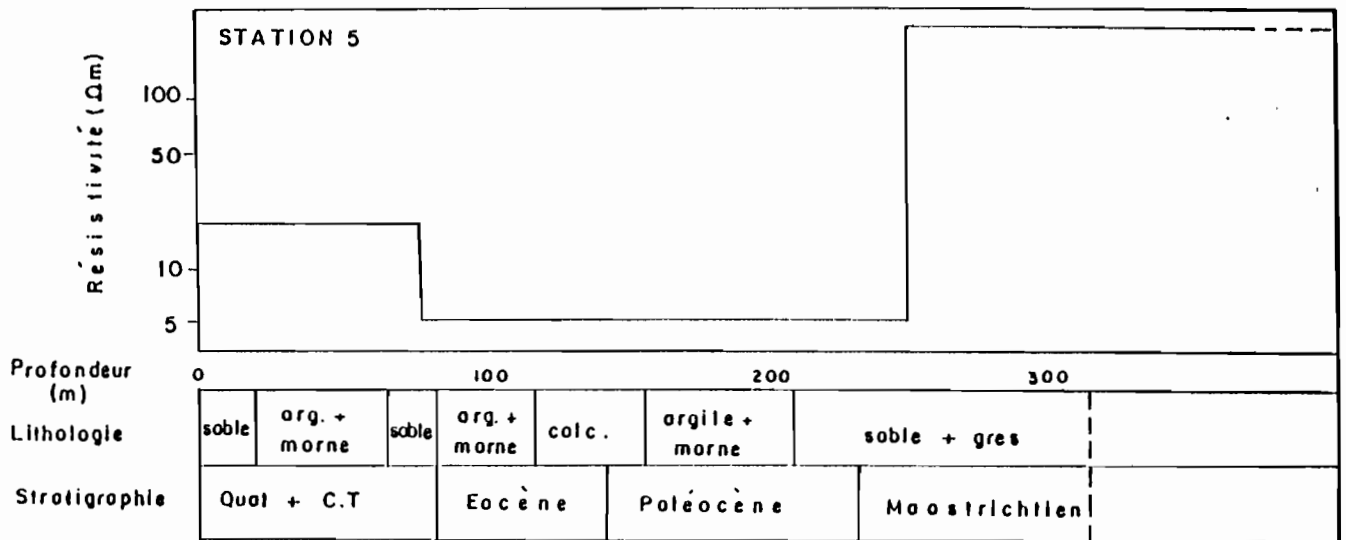
Les modèles ci-dessus montrent dans l'ensemble une stratification en trois terrains (résistant-conducteur-résistant), à l'exception des stations 2 et 8 où le modèle est de type quatre terrains. Par ailleurs le modèle lissé fait apparaître plus de niveaux que le modèle de type MARQUARDT, mais les profondeurs ne sont pas nettes.



(a)



(b)



(c)

Fig. 149 - Corrélation entre sondages géophysiques et modèles géologiques de la région de Rouen.

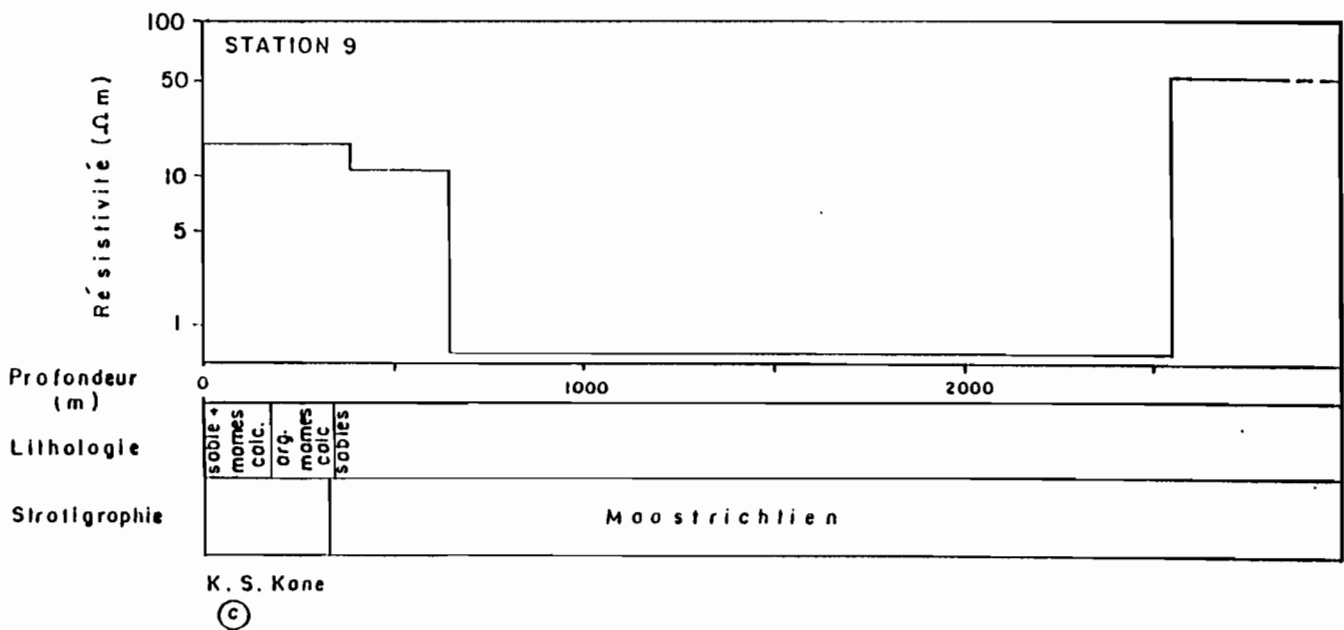
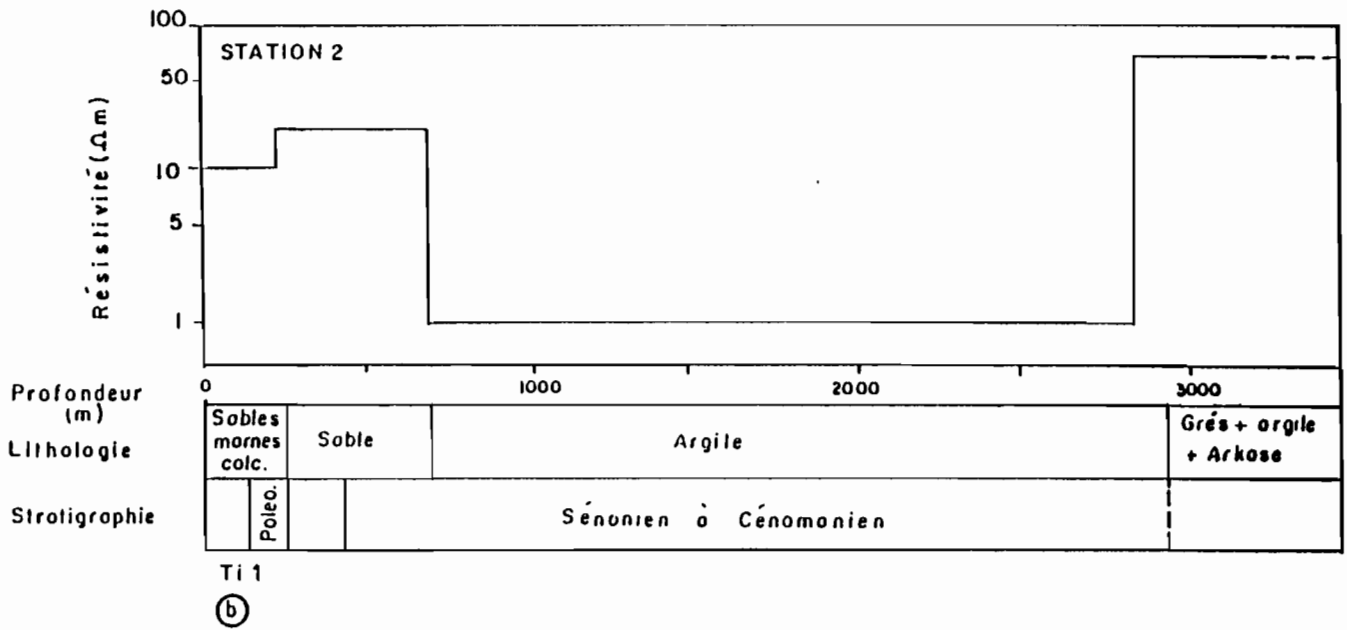
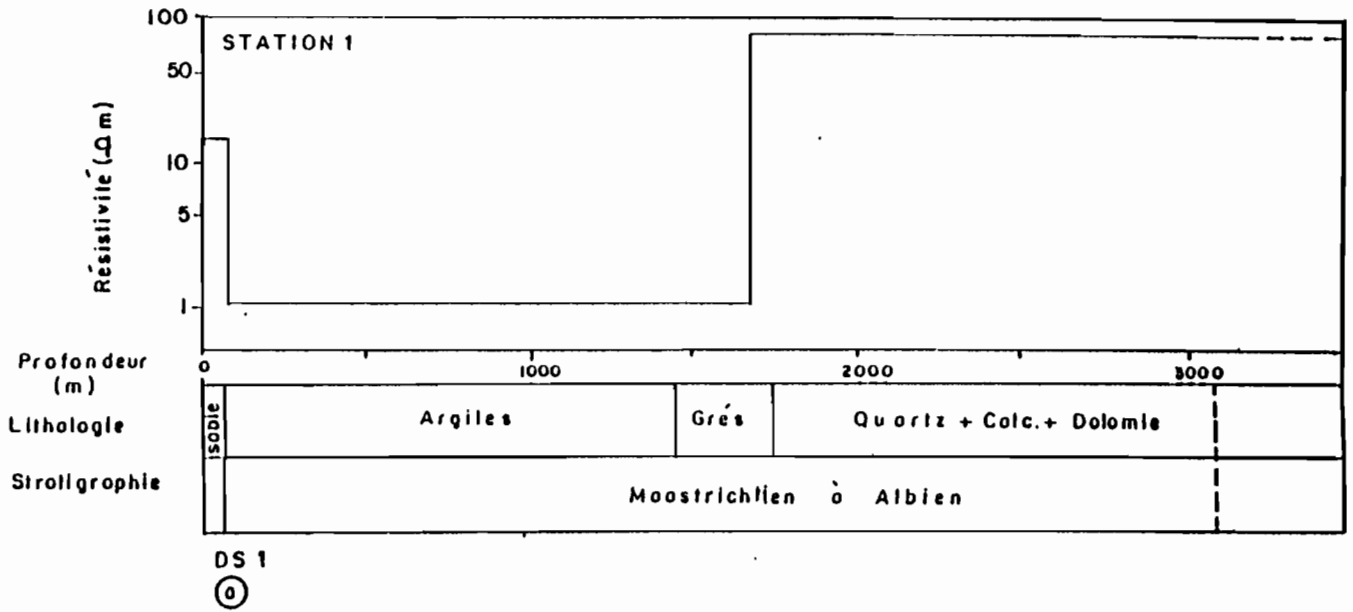
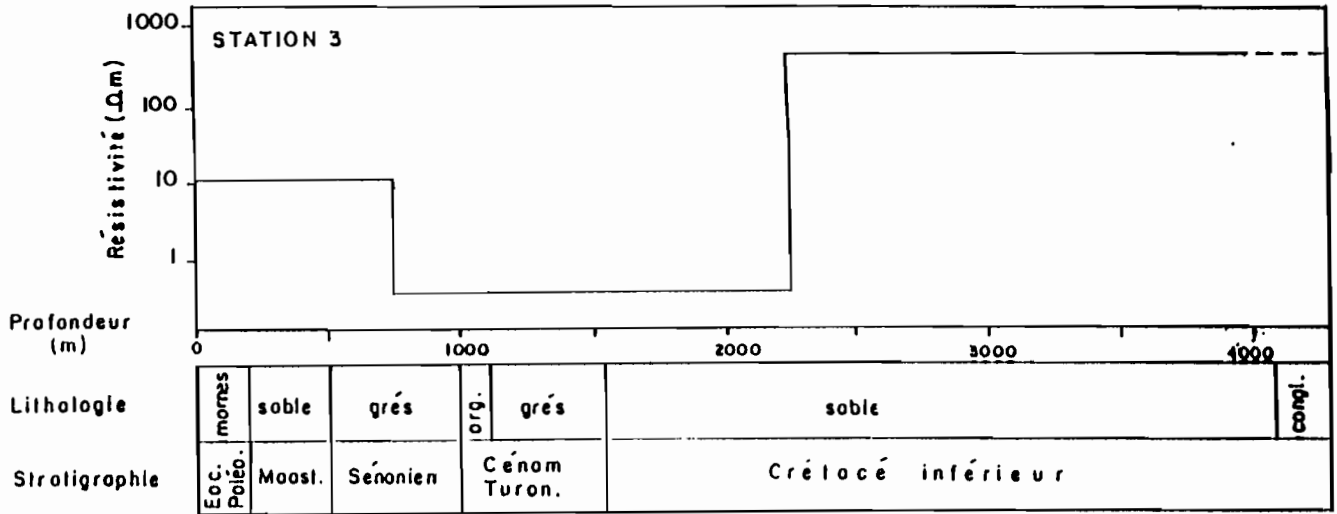
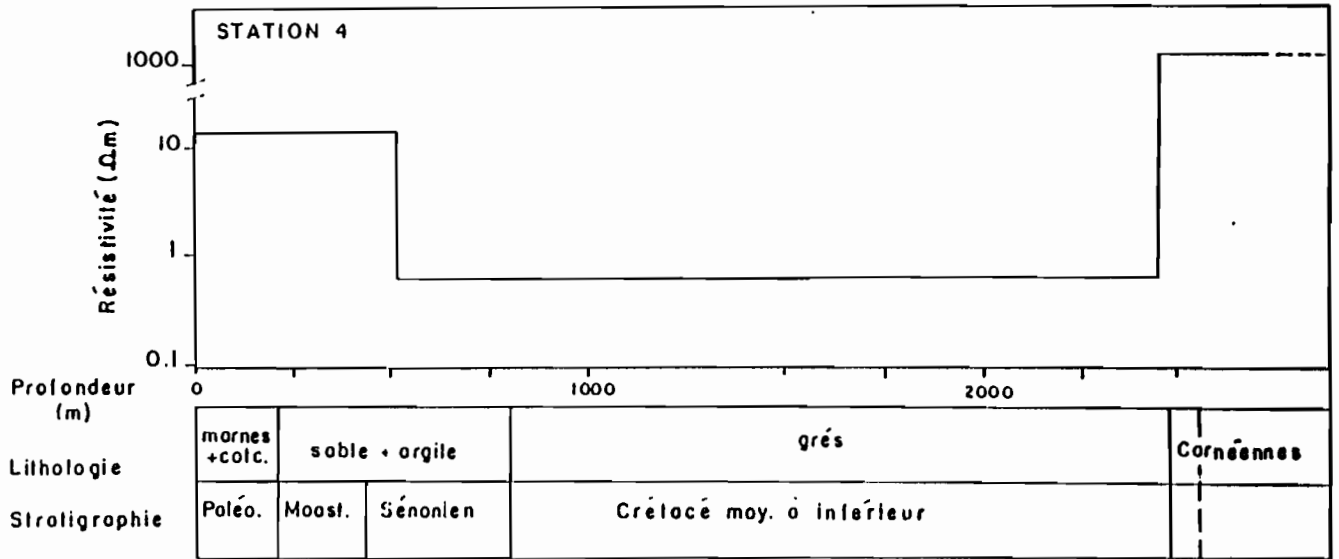


Fig. 1.47. Corrélation entre sondes méso-sismiques et modules électriques. Station 1 (a), 2 (b), 9 (c).



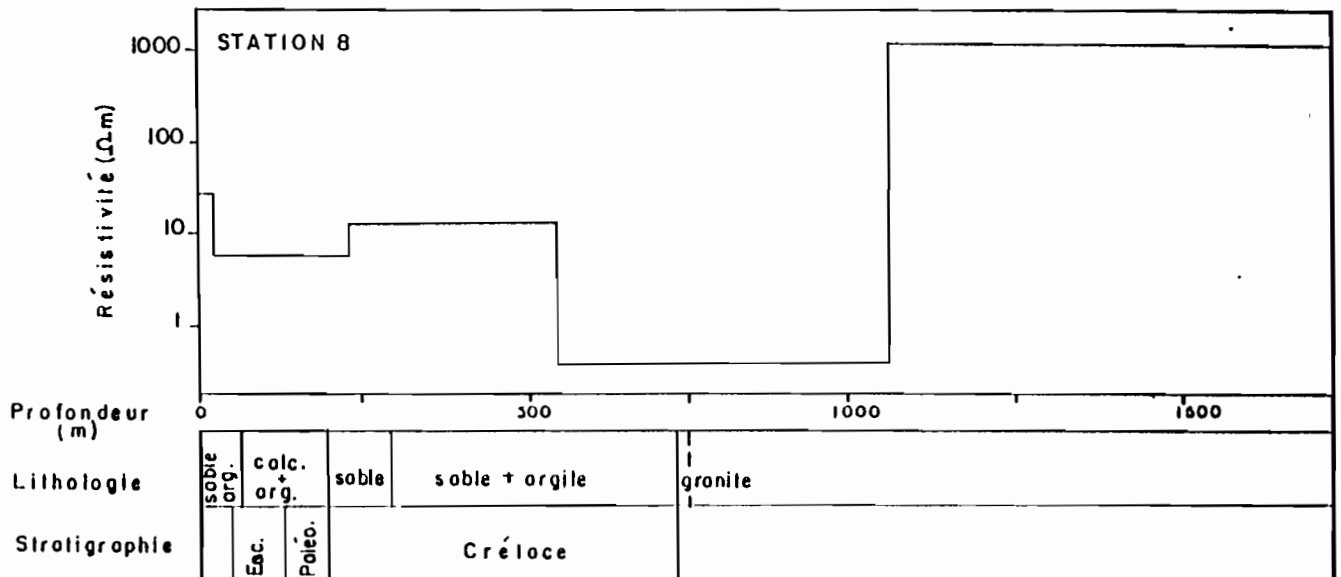
DI.1

(a)



Kb.1

(b)



Go.1

(c)

Fig. 1.48. Corrélation entre sondages géophysiques et géologiques.

Il ressort de la comparaison entre les modèles DCRESI et les logs géologiques, une corrélation d'autant meilleure que les niveaux salés ($< 1 \text{ ohm.m}$) sont bien caractérisés (figures I-44 à I-46).

5.2.2 Modèles de superposition

Nous avons appliqué le programme de calcul de BAIER (1991) pour tenter connaître les degrés de structuration ainsi que les directions structurales régionales et locales. Ce programme utilise les éléments du tenseur d'impédance aux différentes fréquences. L'algorithme de BAIER (1991) met assez bien en évidence les fractures régionales $N 13^\circ$ qui traversent tout le bassin, de même que l'ensemble des directions structurales locales qu'on peut comparer aux linéaments déterminées par LE PRIOL et DIENG en 1985 (Fig.I-50). Les valeurs du *skew* régional supérieures à 0,3 ont permis de déceler des structures locales 3-D, qui sont vraisemblablement induites par les effets conjugués des différentes familles de fractures qui produisent un morcellement à maillage carré (sites 3, 4 et 5). La station 8 est plus nettement 3-D que les autres, les valeurs de η_y sont plus élevées ($> 0,4$), ce qui témoigne de l'importance de l'effet galvanique de l'anisotropie profonde. Le caractère 2-D est très souvent confirmé par la valeur de Σ supérieure à 0,1 aux longues périodes.

5.3 - Discussions et synthèse

5.3.1 Profondeur et résistivité du socle.

Les profondeurs du substratum du bassin sédimentaire sont mises en évidence aux stations SEN-2, 4, 8 et 7 au moyen de la modélisation 1-D (DCRESI). Au site SEN-4, le socle est à 2444 m de profondeur sur le modèle, sa résistivité étant de 1400 ohm.m environ ; ce qui correspond bien aux données du sondage pétrolier de Kolobane (Kb. 1) : cornéennes atteintes à 2480 m. Au site SEN-8, le modèle (Fig.I-48c) donne 1170 ohm.m à 1100 m, contre 726 m pour le granite du sondage de Gassane (Ga. 1). Cette différence de profondeur est liée, soit à l'influence de la structure 3-D sur les mesures, soit à la grande distance qui sépare le sondage pétrolier Ga. 1 et le sondage MT (15 Km), en admettant une forte variation latérale de la profondeur du socle. Un phénomène identique, mais beaucoup moins prononcé, se produit à la station SEN-7 : une profondeur de 875 m sur le modèle et 835 m pour le sondage de Linguère (Li. F.1), une résistivité de 29 ohm.m qui s'adapte assez bien au socle schisteux probablement altéré en surface. En ce qui concerne les autres sites de mesure, les raisons de la non-identification du socle peuvent être de trois types, liées ou séparées, à savoir :

- la mauvaise qualité du signal enregistré aux longues périodes (>100 s) ce qui limite les possibilités d'inversion (station SEN-9, Fig.I-47c) ;
- l'« effet de peau » qui fait que les filets de courant ont tendance à rester dans les terrains superficiels relativement conducteurs et épais, plutôt qu'à s'enfoncer en profondeur ;
- le faible contraste de résistivité entre les roches cristallines du socle paléozoïque ou précambrien et les formations sus-jacentes. A la station 3, l'ensemble lithologique du substratum résistant inclut donc les sables secs du Crétacé inférieur et les conglomérats sous-jacents non datés (Fig.I-48a). Un phénomène similaire se produit pour les granites de la station 6 et les alternances sable-argiles du Crétacé qui adoptent une résistivité de 400 ohm.m indifférenciée de celle du socle (Fig.I-49b).

Le programme lissé ne permet pas de désigner facilement la profondeur du socle, mais il étaye convenablement les modèles DCRESI.

5.3.2 La profondeur et l'extension du niveau salé

De très faibles résistivités (<1 ohm.m) sont rencontrées à des profondeurs qui varient de 470 m (site 7) à 700 m (site 2). Le gradient géothermique ne peut pas expliquer ces faibles valeurs de résistivité. En effet, les températures relevées sont de 97°C à 3403 m de profondeur pour Ti.1 (Thiénaba) ; 136°C à 4129 m pour DI.1 et 80°C à 2567 m pour le sondage Kb.1. Par contre, les essais réalisés sur les fluides de forage ont donné pour Li. F2 : 21 g/l de NaCl entre 605 et 625 m et 65 g/l entre 775 et 794 m. Certains forages étudiés par M. AUDIBERT (1964), en particulier celui de Thiénaba, montrent qu'il s'agit d'une série infra-maastrichtienne d'argiles compactes avec, vers la base, des intercalations sableuses à eau salée. Cependant, on note l'absence totale du sel à l'Est de Linguère, dans le Ferlo oriental, au niveau des sites SEN-6 et SEN-5 (Dioumanan et Ranérou respectivement). AUDIBERT (1964) avait fait la même remarque sur la zone située à l'est du méridien 14°30' Ouest, par l'étude des forages pétroliers. La figure I-51 retrace l'allure de l'extension du niveau salé, obtenu par corrélation entre les logs géo-électriques entre Ndiass et Ranérou.

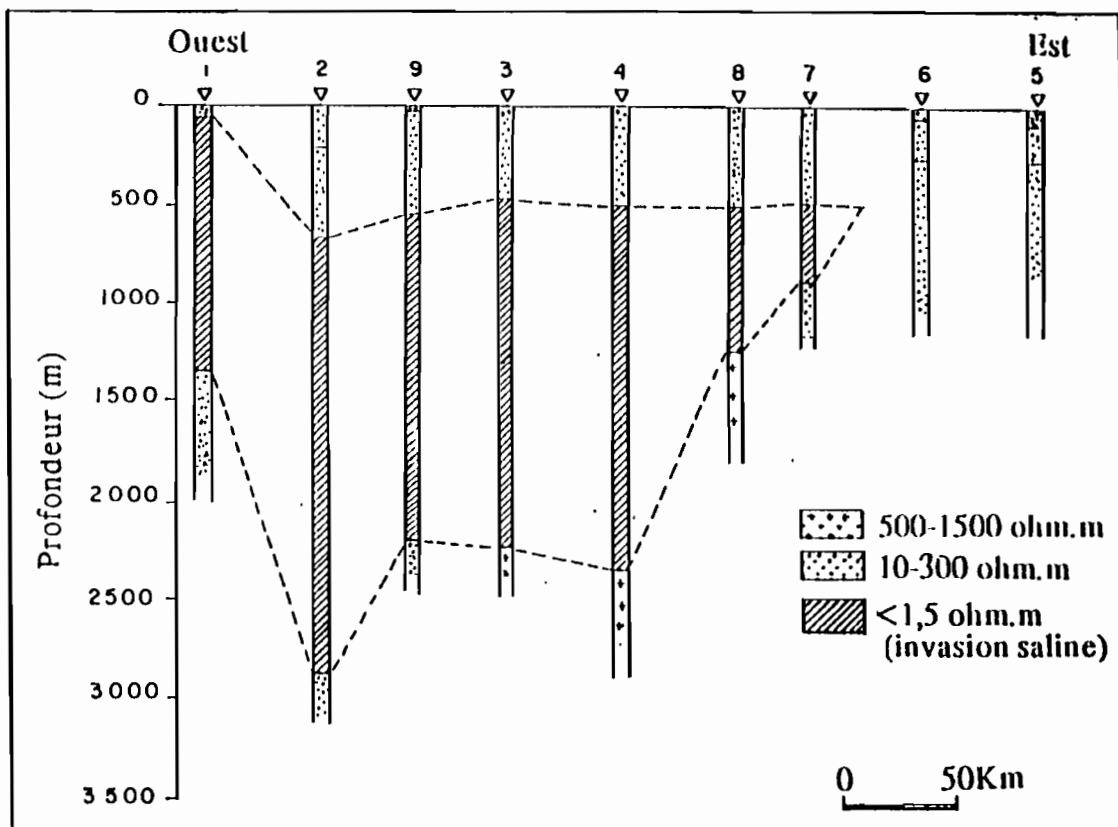


Fig.1.51 - Allure et extension du niveau salé infra-maastrichtien d'après les logs géoélectriques

5.3.3 Directions et dimensions structurales

Les directions structurales obtenues à l'aide des programmes respectifs de Phoenix et de BAIIR (1991) sont parfois identiques et/ou se complètent pour couvrir l'ensemble des directions de linéaments obtenues par LE PRIOL et DIENG (1985), après interprétation de documents photosatellite LANDSAT.

Le caractère 3-D, souvent montré par le paramètre η , est probablement lié d'une part à la conjugaison des différentes directions de fracturation et d'autre part aux intrusions magmatiques rencontrées. L'anomalie gravimétrique de Gassane, centrée à 11 Km au nord du village, a été provoquée selon J.-L. LIGER (1980) par une intrusion de corps lourds en forme de bulle, située entre 2 et 14 Km de profondeur (Fig 1-52). Cette intrusion est d'âge antérieur à la couverture sédimentaire et ne l'affecte pas. L'anomalie gravimétrique est associée à une anomalie magnétique

qui apparaît nettement sur la carte aéromagnétique établie par le Bureau de Recherches Pétrolières en 1956.

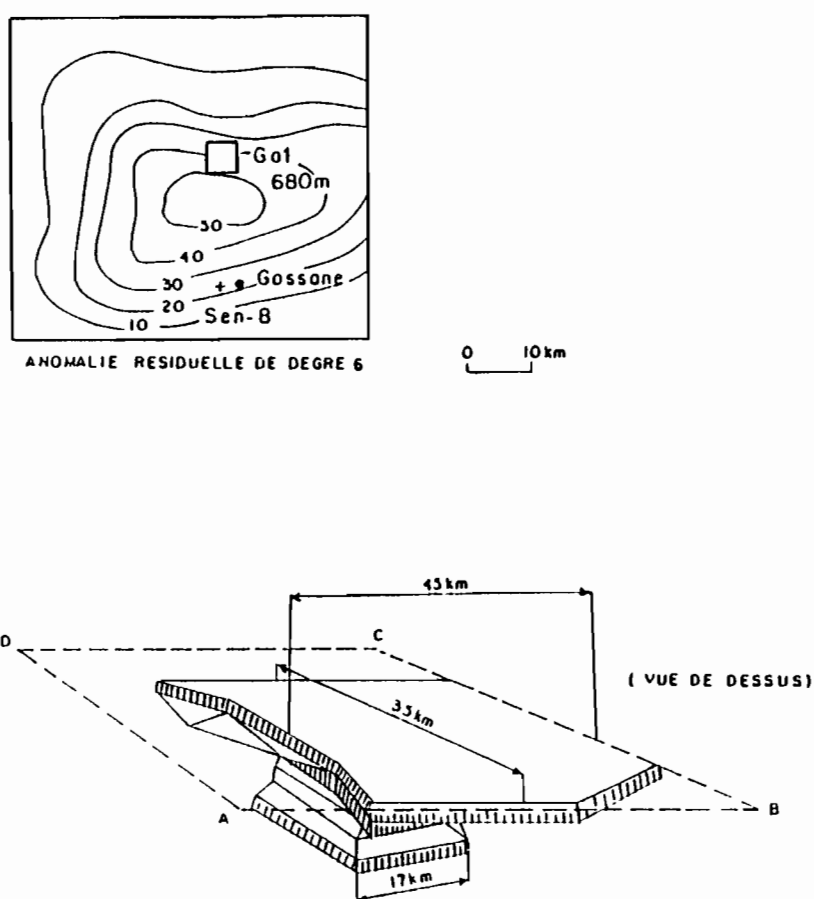


Fig.1.52 - Interprétation tridimensionnelle de l'anomalie gravimétrique de Gassane (d'après LIGER, 1980)

5.4 - Conclusion

L'interprétation des données acquises lors de cette campagne nous a permis de décrire la distribution de la conductivité électrique du bassin sédimentaire suivant le profil étudié. La profondeur du socle est bien déterminée lorsque sa résistivité contraste suffisamment avec celle de la formation sus-jacente. Un domaine occidental, dont la base du Maastrichtien est salée, se distingue du domaine oriental non salé, situé à l'Est de Linguère. Les directions de fracturation sont très diversifiées mais on retrouve constamment la direction moyenne N 13° qui représente une structure régionale ayant affecté le socle lors des premières étapes de la distension. La figure I-53 schématise d'une part l'ensemble des directions de fracturation décelées par modélisation, suivant les différentes stations de mesure et, d'autre part, la position approximative de la limite orientale du domaine salé infra-maastrichtien.

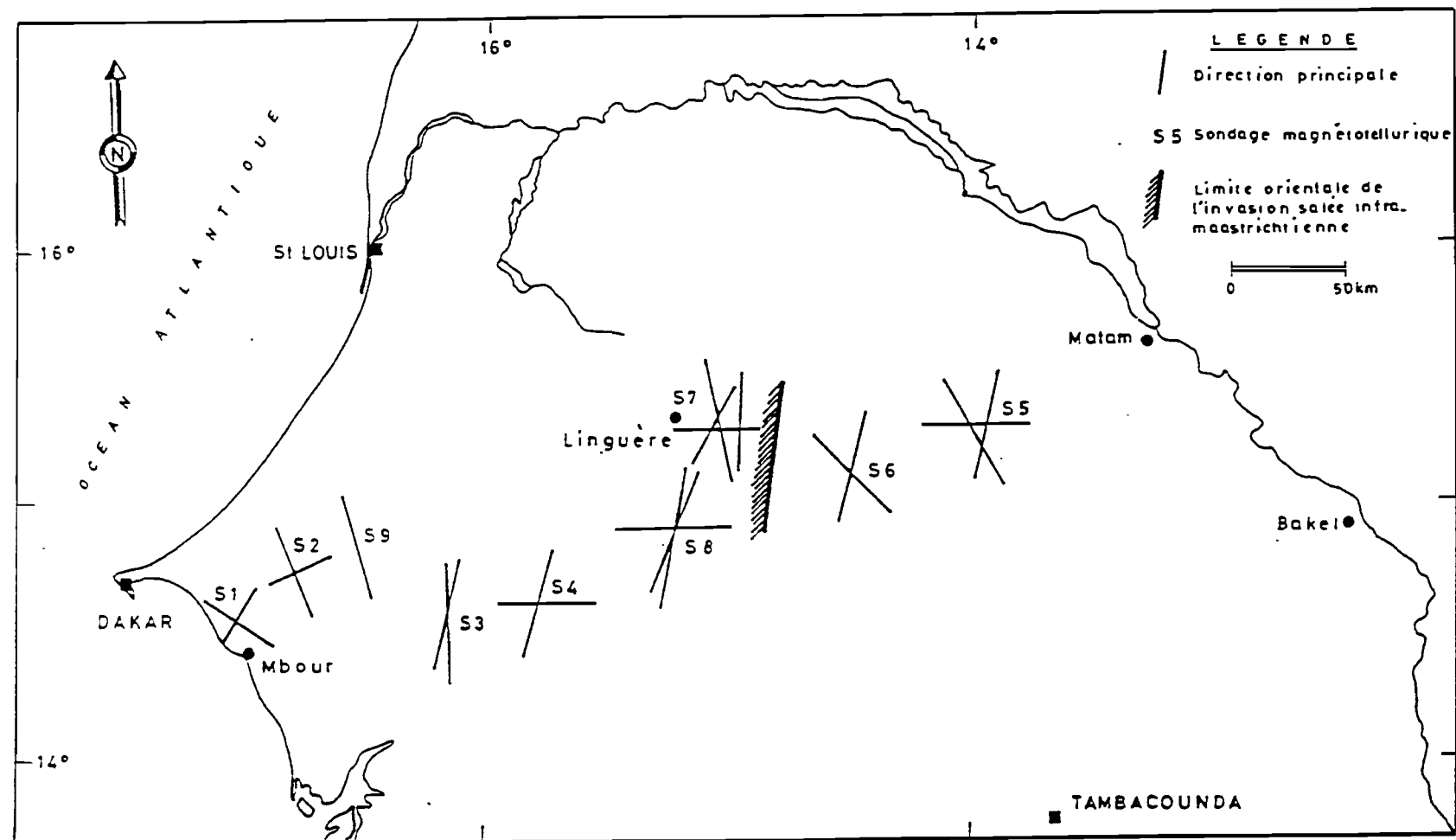


Fig.I.53 - Directions structurales et limite orientale du domaine salé infra-maastrichtien

CONCLUSIONS

L'objectif de notre étude, dans cette première partie, était de contribuer à la connaissance des structures du bassin sédimentaire sénégalais par la méthode de sondage magnéto-tellurique à large bande de fréquences. Les méthodes gravimétrique et aéromagnétique antérieurement appliquées ont permis de décrire ces structures dans leur grandes lignes ; toutefois, les paramètres mesurés (densité et susceptibilité) varient sur des gammes de valeurs moins étendues que celles du paramètre de résistivité électrique. La méthode MT nous a fourni des informations substantielles qui s'adaptent aux données de sondages géologiques existants. Le succès de l'interprétation MT dépend dans une large mesure de la géométrie des structures de la couverture du bassin. Dans la bande 10 KHz-400 Hz, les données sont dispersées et inexploitable ; nous n'avons travaillé que dans la gamme 400 Hz-1800 s.

Le premier problème que nous avons cherché à résoudre concerne la profondeur du substratum du bassin. Sur ce point nous avons pu nous rendre compte des difficultés rencontrées pour obtenir une bonne qualité du signal aux longues périodes, dans les zones de très forte subsidence et assez conductrices comme au niveau du horst de Ndiass et à Keur Samba Kane. Ailleurs le socle est atteint et bien caractérisé lorsque sa résistivité contraste suffisamment avec celle de la série sus-jacente.

Les résistivités du socle varient entre 77 et 1400 ohm.m, traduisant une diversification lithologique latérale importante.

L'un des résultats les plus appréciables concerne, comme on pouvait l'escompter, la mise en évidence de l'extension et de la profondeur du niveau salé infra-maastrichtien. La limite orientale de l'invasion saline se situe dans le Ferlo, entre les stations de Linguère et de Dioumanan, comme l'avait prévu la CGG en 1958 grâce à la méthode de sondage en courant continu.

L'utilisation parallèle de la méthode conventionnelle de détermination des directions principales et d'une méthode spécifique qui s'appuie sur les invariants du tenseur d'impédance a permis de faire la part entre les directions régionales et les directions locales. La direction Nord 13° est celle de la principale structure régionale rencontrée, elle correspond vraisemblablement à l'une des directions de fracturation du socle lors des premières étapes de la distension crustale du Trias.

A travers les quelques sondages MT effectués, nous sommes parvenus dans les cas les plus favorables, à décrire la stratification des résistivités électrique du sous-sol suivant le transect

Ndiass-Ranéro. Une augmentation de la densité des points de mesure permettrait d'établir une modélisation en deux-dimensions le long du profil étudié.

La méthode de sondage MT est légère et de mise en oeuvre facile. Elle s'adapte bien à l'étude des structures profondes du bassin malgré certaines limites.

Deuxième partie :

**PROSPECTION MAGNÉTIQUE AU SOL SUR LES
SECTEURS DE TOMBORONKOTO, KOULOUNTOU ET
TONKOUTO-LÉOBA (SÉNÉGAL ORIENTAL)**

INTRODUCTION

Plusieurs études géologiques et géochimiques des formations birimiennes ont signalé la présence d'indices de minéralisation dans certains secteurs du socle au Sénégal oriental. Les minéralisations les plus marquantes ont été compilées sur la carte géologique de la région du Sénégal oriental au 1/200.000, établie par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1963).

Afin de calculer les paramètres géométriques (profondeur, largeur ou épaisseur, pendage) et magnétique (aimantation) des sources magnétiques probables, nous avons mené une campagne de prospection magnétique au sol dans les secteurs clés de Tomboronkoto, Koulountou, Tinkoto et Tonkouto-Léoba. Autant cette prospection sera directe pour les minéraux magnétiques et les gisements mixtes, autant elle pourra être un complément pour les études structurales (filon, faille, contacts géologiques) et lithologiques des formations enfouies sous l'épaisse couche latéritique. L'acquisition des données a été réalisée du 10 au 20 mai 1993 sur des profils limités et d'échelle locale.

Dans la première section, nous ferons une description sommaire du cadre géologique et géophysique de la région du socle birimien au Sénégal. Ensuite nous exposerons successivement les principes de magnétisation des roches, les résultats obtenus et les principales interprétations retenues.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE

La boutonnière de Kédougou apparaît comme un socle d'âge essentiellement Protérozoïque Inférieur autour de 2,1 Ga. Elle est limitée à l'Ouest par la zone mobile des Mauritanides et recouverte en discordance par les formations plus récentes du bassin de Taoudéni à l'Est (Fig.II-1).

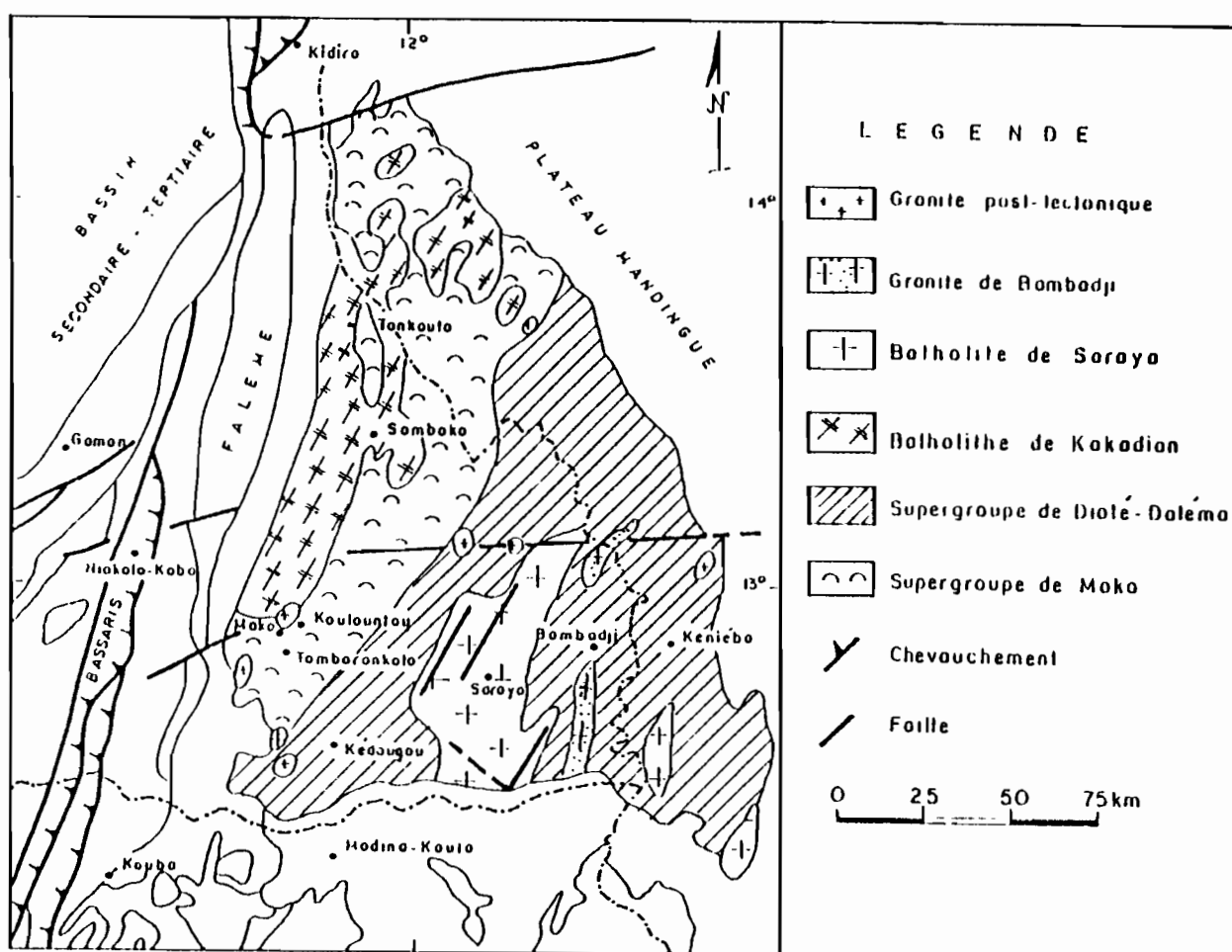


Fig.II.1 - Structures géologiques de la boutonnière de Kédougou (d'après BASSOT et CAEN-VACHETTE, 1983b, modifié)

La géologie de la boutonnière de Kédougou a fait l'objet de plusieurs études géologiques et cartographiques (WITSHARD, 1965 ; BASSOT, 1966; DIALLO, 1983; NGOM, 1985; DIOH, 1986),

qui ont permis la définition des grandes structures et précisé les traits majeurs de la géochimie des différentes unités.

Les formations de cette partie du craton ouest-africain sont communément subdivisées en deux grands supergroupes :

- le supergroupe de Mako formé d'associations de roches volcaniques (basaltes, basaltes andésitiques, andésites, rhyodacites) et hypovolcaniques (microdiorites et microgabbros), en intercalation avec des ensembles de roches volcano-sédimentaires (tufs, cinérites, grauweekes) et sédimentaires (calcaires, pélites et grès). Le supergroupe de Mako est intrudé par un plutonisme basique à acide, constituant le batholite de Kakadian ;

- le supergroupe de Dialé-Daléma, situé dans la partie orientale de la boutonnière et formé de roches à dominante sédimentaire.

Toutes ces roches, en dehors des xénolites métamorphiques, sont métamorphisées dans le faciès schiste vert, très peu déformées et généralement à pendage très redressé.

1.1 - Unités lithologiques des secteurs de Tomboronkoto, Koulountou et Tinkoto

Les affleurements rencontrés dans ces trois secteurs sont globalement identiques. Il s'agit de formations essentiellement birimiennes :

- un complexe basaltique ;
- des pyroxénites à olivine ou serpentine orientés suivant la direction birimienne E.NE-W.SE, certaines pyroxénites sont riches en magnétite polaire (Koulountou) ;
- roches volcaniques à tendance basique métamorphique (basalte, gabbro) ;
- un complexe granitique calco-alcalin à biotite et amphibole qui présente souvent des indices de minéralisation en galène liée à la blende, calcopyrite, molybdénite, or alluvionnaire en particulier à Tinkoto (GIRAUDON, 1961) ;
- méta-andésites à faciès parfois bréchique ;
- des filons de quartz et des champs pegmatitiques.

1.2 - Unités lithologiques du secteur Tonkouto-Léoba

Le secteur de Tonkouto-Léoba est localisé dans la partie NW du supergroupe de Mako qui occupe la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou située à l'Est du Sénégal.

La synthèse des données géologiques et géochronologiques les plus récentes sur l'évolution géodynamique et tectono-magmatique du supergroupe de Mako (DIA, 1988 ; DIOH *et al.*, 1990 ; ABOUCHAM *et al.*, 1990 ; DIA *et al.*, 1991) permettent de retenir dans le secteur de Sandikounda-Laminia (NW de Mako), les complexes magmatiques et métamorphiques suivants :

- un complexe d'amphibolites et de gneiss affleurant sous forme de xénolites hectométriques dans les formations magmatiques ;
- un ensemble volcano-plutonique rattaché au supergroupe de Mako, composé de laves basaltiques, andésitiques dans leurs termes felsitiques ;
- un ensemble de gabbros lités associés aux termes évolués formant un complexe plutonique lité, intrusif dans les termes volcano-plutoniques de Mako ;
- un complexe granodioritique réparti en plusieurs plutons (Kaourou, Laminia). Ce dernier est formé d'associations de roches plutoniques basiques et acides intrudant les termes du complexe plutonique lité.

L'évolution tectonique et structurale de cette partie du supergroupe de Mako est marquée par l'existence de couloirs de cisaillement métriques à hectométriques de direction générale N-S à N160° reprise, par endroits, par une composante N40°.

La tectonique cassante très tardive se manifeste principalement sous forme de failles dont les principales directions sont : N-S, N45°, N110° et de pendage subvertical.

1.3 - Aperçu géophysique

Les principales anomalies gravimétriques décrites au Sénégal oriental sont les suivantes (PONSARD, 1984; Fig.II-2) :

- les anomalies positives qui, en général, coïncident avec les séries métamorphiques (Mako, Dialé, Daléma) ;
- les anomalies négatives qui correspondent aux massifs granitiques (Samboka, Saraya), à l'exception du massif de Bambadji.

La Compagnie Générale de Géophysique a établi en 1962 une carte des anomalies radiométriques, et aéromagnétiques du champ total dans la région de Kédougou. A la suite de cette couverture aérienne, vingt et un secteurs sélectionnés (dont dix-huit s'étendent sur des anomalies aéromagnétiques et radiométriques) ont fait l'objet de prospections géophysiques au sol à l'aide des méthodes suivantes (CGG, 1966) ;

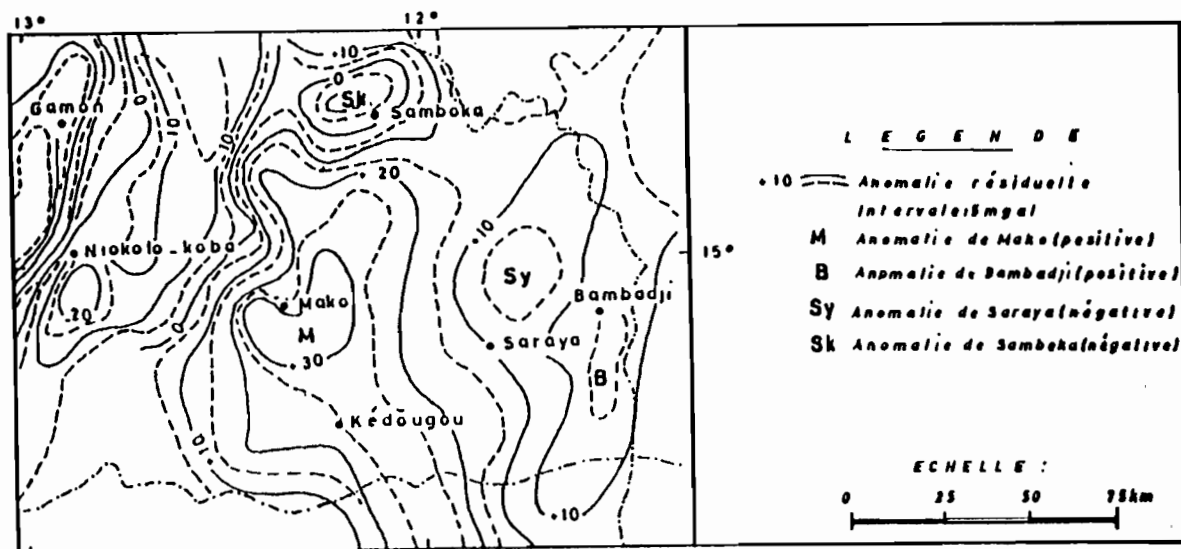


Fig.11.2 - Carte des anomalies résiduelles de la boutonnière de Kédougou (PONSARD, 1984)

- magnétisme au sol ;
- prospection électrique ;
- polarisation spontanée ;
- électromagnétisme TURAM ;
- radiométrie.

Les résultats de cette étude ont permis d'établir une classification des anomalies géophysiques, pour guider les futures prospections minières.

Le profil de sondages audio-magnéto-tellurique effectué par RITZ *et al.* (1993), leur avait permis d'élaborer un modèle électrique en deux-dimensions dans le secteur de Tonkouto-Léoba, avec une maille de 500 m.

CHAPITRE II

MAGNÉTISATION DES ROCHES

La théorie du magnétisme terrestre et les principes de la prospection magnétique au sol ont été amplement exposés par LASFARGUES (1966) et par TELFORD *et al.* (1981).

La plupart des éléments constitutifs des roches sont peu ou très peu magnétiques. La susceptibilité magnétique k représente le paramètre physique essentiel. La réponse des roches et des minéraux est conditionnée par la quantité de matériaux magnétiques qui y sont présents ; ces derniers ont des valeurs de k bien plus élevées que les autres minéraux (magnétite, ilménite, pyrrhotite). Des différences importantes se manifestent ainsi dans le champ principal, par suite de la variation de la teneur en minéraux magnétiques des roches voisines de la surface.

2.1 - Aimantation permanente

L'aimantation d'une roche est dite permanente quand elle subsiste en l'absence de tout champ magnétique extérieur. Elle résulte de cinq aimantations de types différents :

- l'aimantation thermorémanente (A_{TR}), mécanisme essentiel de l'aimantation des roches ;
- l'aimantation rémanente isotherme (A_{RI}) ;
- l'aimantation chimique (A_{RC}) ;
- l'aimantation détritique ;
- l'aimantation visqueuse.

Le magnétisme rémanent d'une roche peut être important et avoir une polarité très différente du champ actuel.

2.2 - Aimantation induite

L'induction est beaucoup plus importante que la rémanence exceptés quelques rares cas (basalte, certains minéraux). L'intensité d'aimantation I est proportionnelle au champ appliqué :

$$I = k.H \text{ avec } k \text{ la susceptibilité magnétique et } H \text{ le champ appliqué.}$$

La susceptibilité magnétique d'une roche croît très généralement avec le pourcentage de magnétite et d'ilménite qu'elle contient, elle varie avec le champ H à température ordinaire et avec la

température pour H constant. Le tableau ci-après donne quelques valeurs moyennes de susceptibilité de minéraux et de roches.

TABLEAU I : Valeurs de susceptibilité de quelques minéraux et roches (d'après LASFARGUES (1966).

Minéraux et roches	Susceptibilité magnétique ($\times 10^{-6}$)
Magnétite	>100.000
Ilménite	30.000
Pyrrhotite	7.000
Hématite	150
Augite	150
Wolframite	210
Diorite	3.000
Péridotite-Dolérite	8.000
Orthogneiss	1000 à 1500
Schistes	100
Argile	200
Grès	0 à 150
Calcaire	0 à 10
Anhydrite et Gypse	1 à 10

Nous pouvons remarquer que les roches sédimentaires et les évaporites possèdent les plus basses susceptibilités moyennes, les roches ignées basiques les plus élevées

L'induction magnétique est le champ total à l'extérieur d'un corps. Elle représente la résultante du champ appliqué et de l'aimantation :

$$B = H + 4\pi \cdot I$$

B est exprimé en Tesla (unité SI) ou en gauss (u.e.m ou système c.g.s) ; l'unité pratique est le gamma- γ - (1 gamma = 10^{-5} gauss = 10^{-9} Tesla).

Le rapport de l'induction B sur H , champ qui le provoque, définit la perméabilité magnétique μ . Egale à 1 dans le vide, elle est liée à la susceptibilité k par la relation :

$$\mu = 1 + k$$

2.3 - Principaux types de magnétisme

Les matériaux (éléments minéraux, roches) peuvent être classés dans trois groupes suivant leurs propriétés magnétiques : diamagnétique, paramagnétique et ferromagnétique.

Lorsque la susceptibilité magnétique d'une matière est négative, elle est dite diamagnétique ; l'intensité de l'aimantation induite s'oppose au champ inducteur. Cette propriété est faible devant les autres formes de magnétisme. A cette catégorie se rattachent la plupart des gaz, l'eau, les oxydes, beaucoup de métaux (or, mercure, argent), la presque totalité des composés organiques.

Les corps paramagnétiques ont une susceptibilité magnétique positive. Ils perdent leur aimantation dès que le champ extérieur disparaît, c'est le cas de la plupart des roches.

Les corps ferromagnétiques sont les moins nombreux mais ont les susceptibilités les plus élevées. Alors que les susceptibilités des substances para ou diamagnétiques sont inférieures à 10^{-3} uem, le fer, le cobalt, le nickel et leurs alliages ont des valeurs 10^6 fois plus grandes.

Le chrome et le manganèse, paramagnétiques à l'état libre, forment des combinaisons ferromagnétiques avec de nombreux métalloïdes : MnBi, CrO, CrTe. Les minéraux responsables des propriétés magnétiques des roches appartiennent principalement au système ternaire FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (Fig.II-3). Les autres minéraux sont la pyrrhotite et les oxyhydroxydes de fer (goethite FeOOH α et lépidocrosite FeOOH γ).

Le point de Curie est la température à laquelle l'aimantation d'une substance ferromagnétique devient négligeable. Pour la magnétite -Fe₃O₄- par exemple, le point de Curie est de 578°C, sa densité est de 5,20 et son aimantation de saturation à la température ordinaire est de 480 uem/cm³.

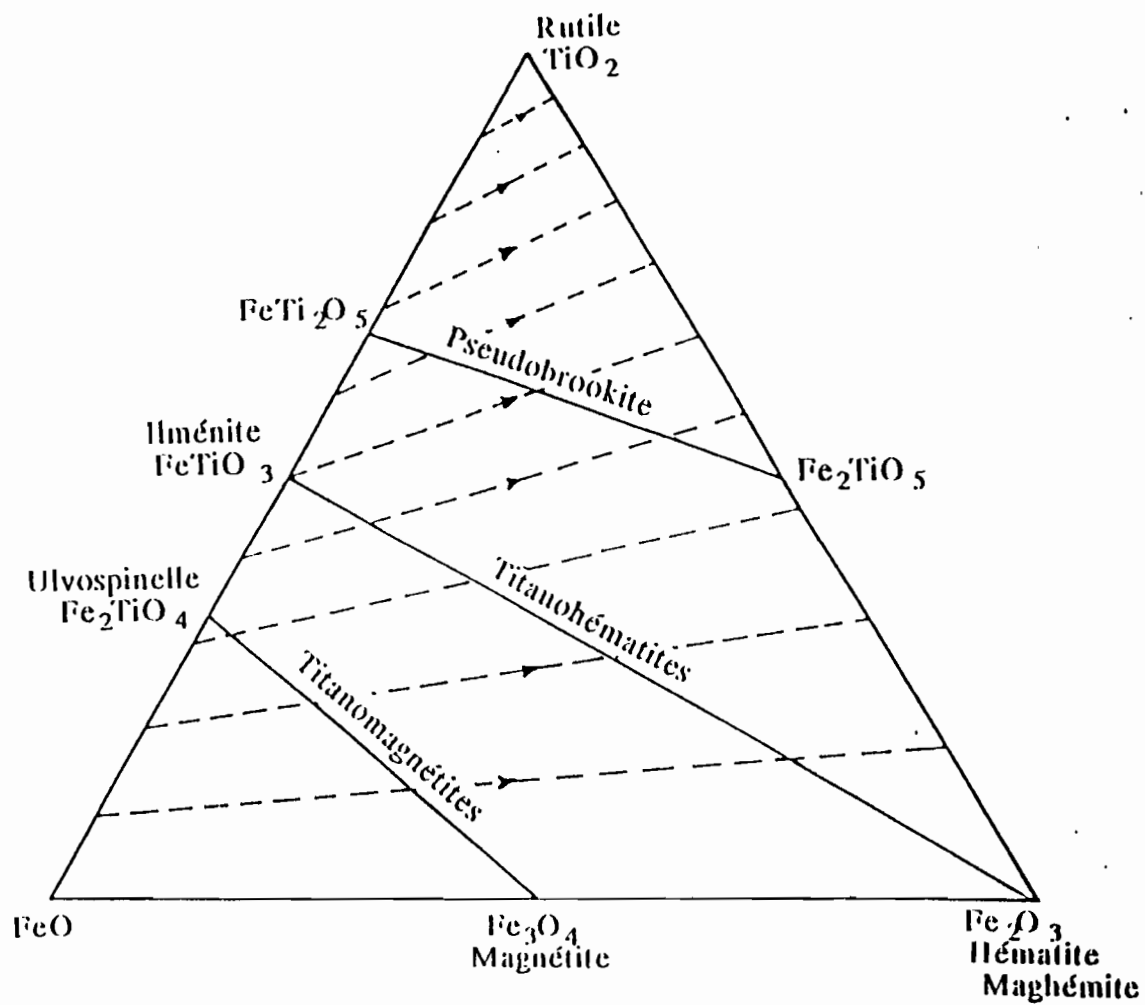


Fig.II.3 - Diagramme ternaire FeO-TiO₂-Fe₂O₃

CHAPITRE III

ANALYSE DES RÉSULTATS

Les profils magnétiques ont été effectués sur les quatre sites suivants :

- Tomboronkoto
- Koulountou
- Tinkoto
- Tonkouto-Léoba.

Les résultats sont obtenus sous forme de courbes d'anomalie du champ total, après avoir réduit les données. L'extension des zones de levé étant limitée, aucune correction n'a été faite sur les variations de latitude pour le champ total (4 à 5 γ/Km). Il en a été de même pour les corrections à l'air libre, car le gradient vertical varie généralement d'un maximum de 0,03 γ/m aux pôles à un minimum de -0,015 γ/m à l'équateur magnétique. L'influence de la topographie est négligeable, les différences d'altitude ne dépassent pas 10 m.

3.1 - Instruments et procédures de mesure

L'acquisition des données a été faite à l'aide de deux magnétomètres scalaires à précession nucléaire de type *GEM*, d'une sensibilité de 0,01 nT et d'une précision de 0,2 nT. L'un des appareils reste immobile et sert de base, l'autre sert de mesure suivant le profil choisi ; les deux appareils sont synchronisés. Les mesures sont ultérieurement réduites, ensuite la valeur de référence est retranchée pour obtenir l'anomalie du champ total. Les spécifications des appareils sont données en annexe. La campagne de mesures s'est déroulée du 10 au 20 mars 1993.

Nous avons effectué une prospection au sol avec une mesure tous les dix mètres, quelquefois tous les deux mètres, le capteur maintenu constamment à 3 m du sol à l'aide d'une perche. L'orientation des profils a été choisie de manière à recouper les directions structurales cartographiées et de se rapprocher du nord magnétique pour obtenir un signal optimum.

L'utilisation en parallèle d'un *GPS* « Magellan » et de repères cartographiques, a permis de positionner les extrémités de chaque profil.

3.2 - Traitement et analyse des données

3.2.1 - Tomboronkoto

La figure II-4 présente le contexte géologique du profil principal réalisé à Tomboronkoto. Il s'agit d'un levé de 3500 m de long avec un pas de 10 m, orienté N315°. Les coordonnées sont 12°48'20N, 12°17'24W pour le point origine et 12°49'02N, 12°18'38W pour le dernier point.

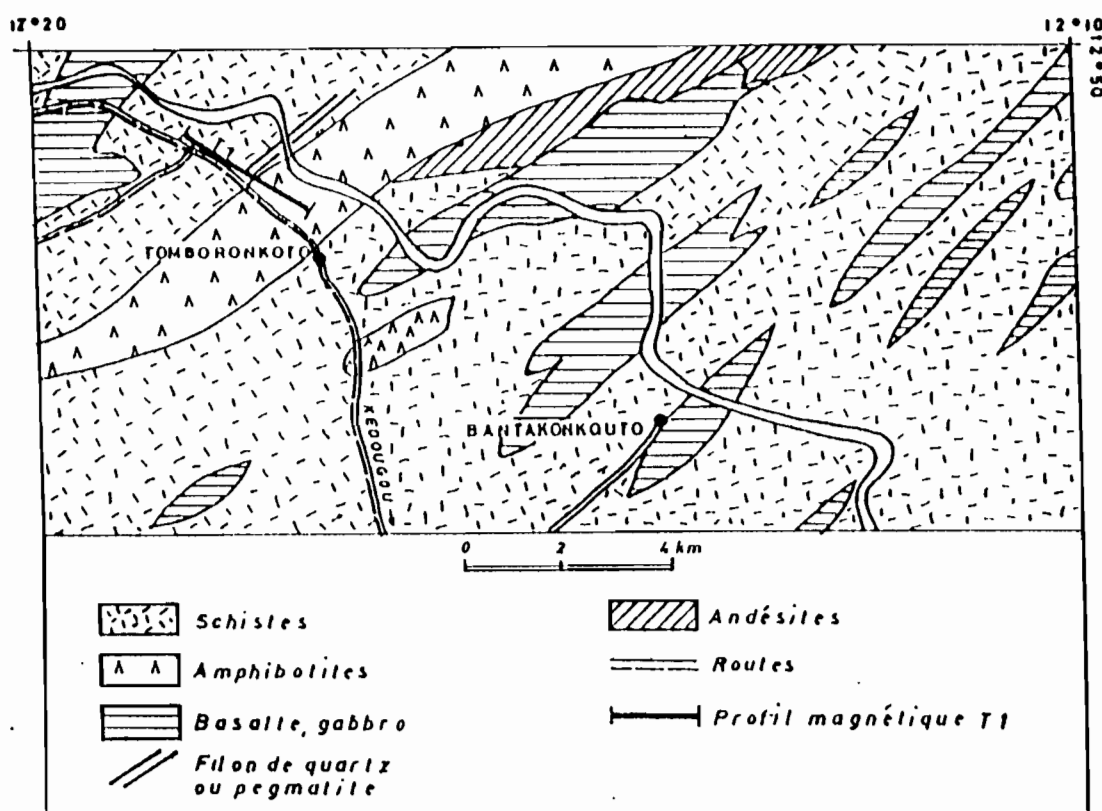


Fig.II.4 - Contexte géologique du profil T-1 (d'après BRGM, 1963)

Les profils suivants sont effectués sur certaines parties du profil principal T-1 avec une échelle réduite et un pas de 2 m :

- le profil T-11 long de 300 m , effectué en vue de détailler les anomalies du début du profil T-1 ;

- les profils T-12 et T-13, parallèles et effectués au niveau d'une mare pour tenter de voir l'origine du gradient d'anomalie excessif signalé par le magnétomètre vers 2000 m du point de départ du profil T-1 ;
- le profil T-14 qui prolonge le levé T-1 vers le sud-est, au niveau du plateau latéritique, sur une longueur de 280 m ;
- le profil T-15 parallèle au T-14 mais décalé de 100 m à l'Est et s'étend sur 246 m.

3.2.1.1 Le profil T-1

La figure II-5 montre l'allure de l'anomalie magnétique suivant ce profil. Les anomalies sont négatives et deux domaines sont distingués : l'un de faible anomalie ($< -100 \gamma$) jusqu'à 2000 m, l'autre, d'anomalies moyennes ($> -100 \gamma$). Cela indique vraisemblablement un passage des amphibolites aux schistes cartographiés et séparés à cet endroit par les filons de quartz.

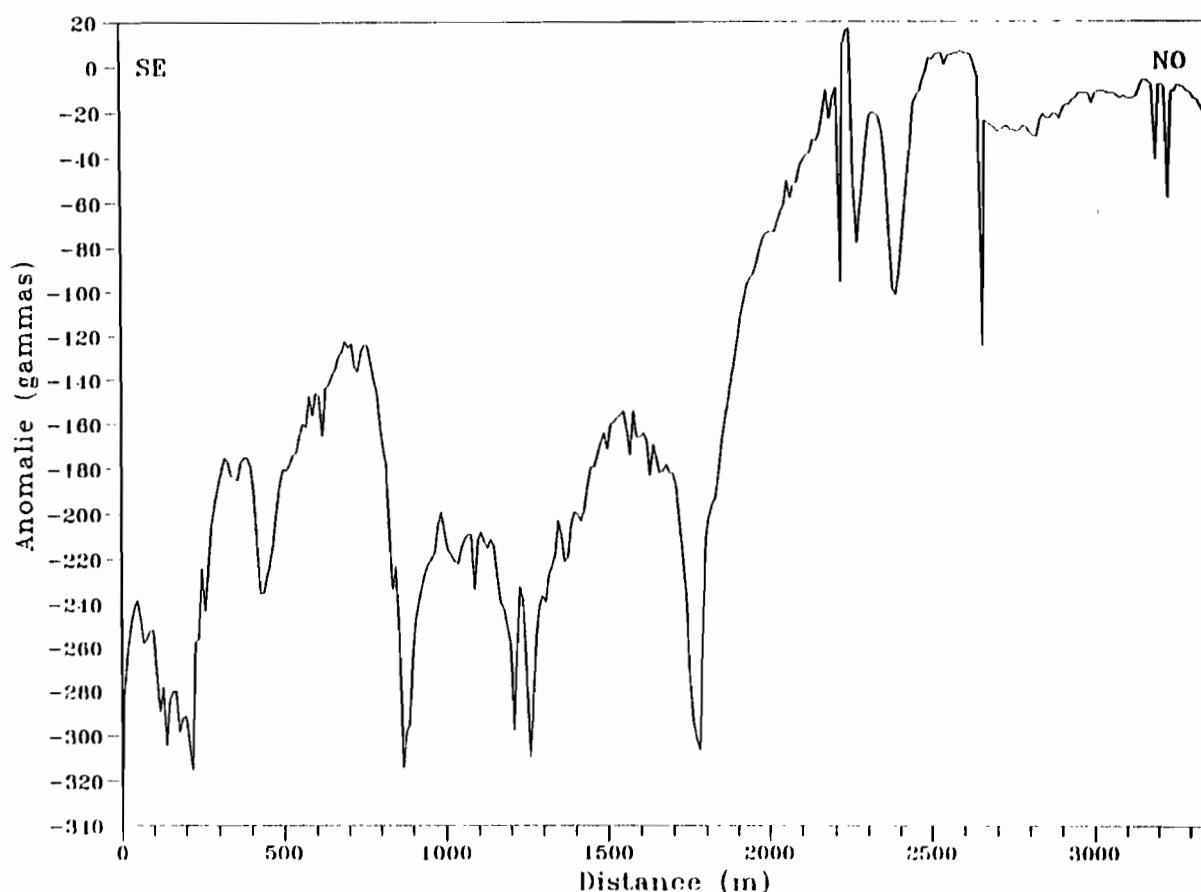


Fig.II.5 - Profil d'anomalies de Tomboronkoto (T-1)

En outre, à l'intérieur de chacune de ces formations, il existe des hétérogénéités de diverses échelles qui se manifestent par des anomalies en particulier dans les amphibolites à 200 m, 400 m, 800 m et 1200 m de l'origine. Le contact entre les deux formations se localise à 1700 m par une forte magnitude qui doit être accentuée par la présence de filons de quartz assez larges qui séparent les deux formations. Il en est de même pour le birimien d'origine paramétamorphique.

3.2.1.2 Profil T-11

Ce profil d'un pas de 2 m, établit qu'il existe des anomalies de très petite longueur d'onde, parfois inférieure à 20 m, et de faible magnitude. Ces anomalies doivent être inhérentes aux oxydes de fer magnétiques mais très inégalement réparties au sein de la dalle latéritique superficielle (Fig.II-6). De ce fait, on préférera parler plutôt de « parasites » ; c'est là une des principales limites de la prospection magnétique au sol, liée à la grande sensibilité des appareils. Nous avons pu également remarquer d'une part que la valeur des anomalies est en partie liée à la valeur du champ à l'origine d'un profil et que, d'autre part, la forme de la courbe d'anomalie reste inchangée.

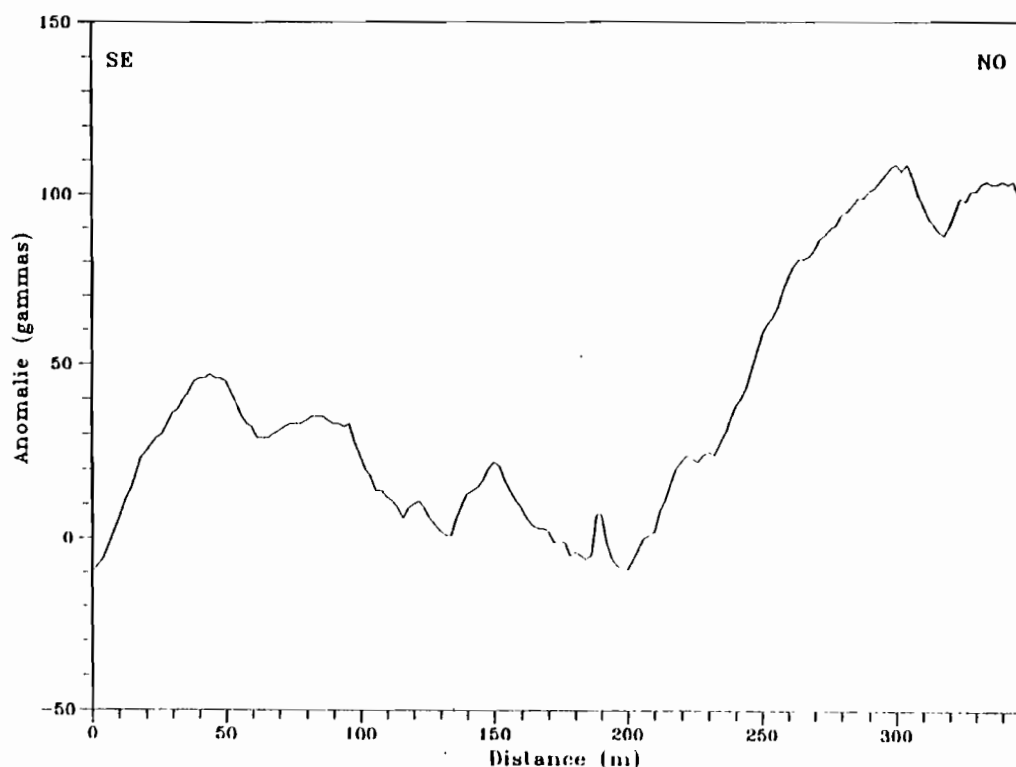


Fig.II.5 - Profil d'anomalies T-11

3.2.1.3 Profils T-12 et T-13

Ces deux profils parallèles et de même sens, confirment les observations faites au T-11 et montrent aussi un important gradient de la courbe moyenne qui atteint 50 γ sur une distance de 180 m (Fig.II-7).

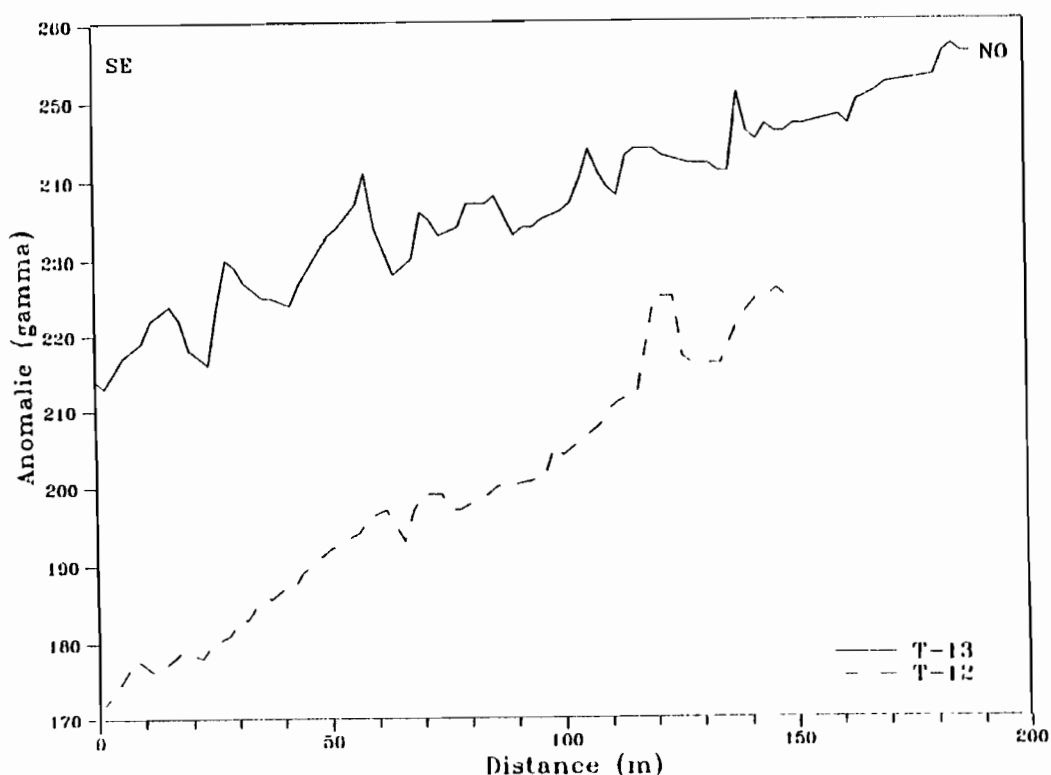


Fig.II.7 - Profils d'anomalies T-12 et T-13

3.2.1.4 Profils T-14 et T-15

La figure II-8 montre une importante anomalie négative étalée sur 20 m, de magnitude beaucoup plus prononcée sur le T-15 (350 γ). D'après les formations géologiques cartographiées, cette anomalie pourrait correspondre au contact vers le Sud, entre les amphibolites et les schistes recouvertes d'une importante dalle latéritique qui est à l'origine des parasites observés vers la fin du profil T-14.

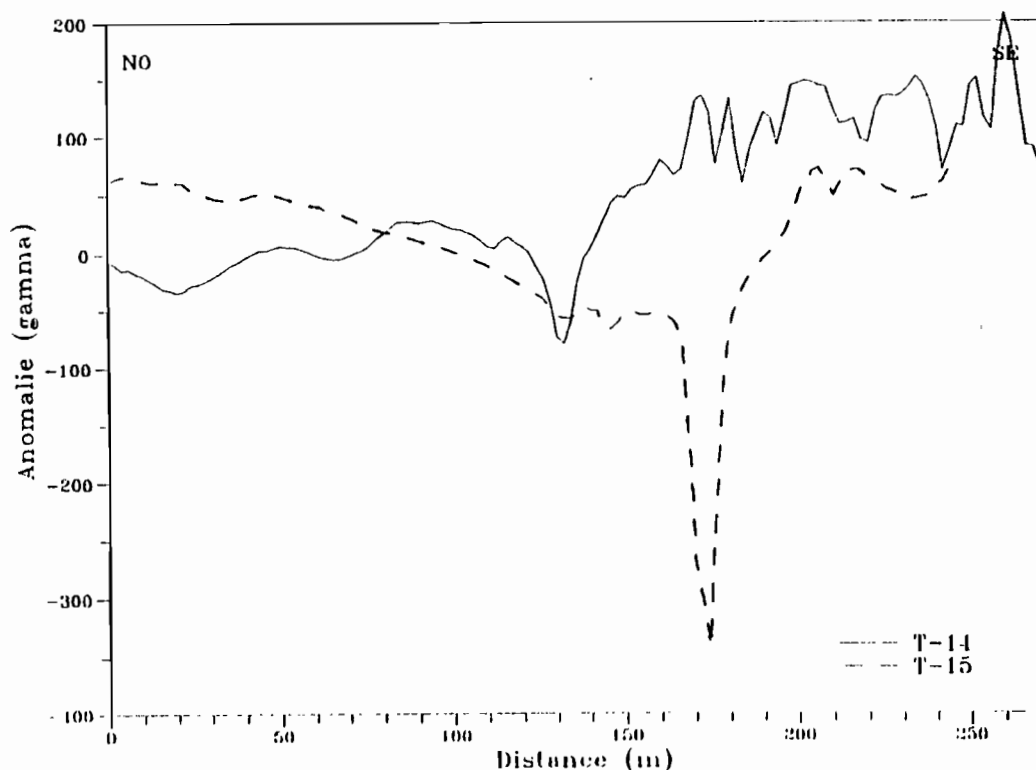


Fig.II.8 - Profils d'anomalies T-14 et T-15

3.2.2 - Koulountou

Le cadre géologique est présenté à la figure II-9. Les deux profils effectués sont de même direction et sont décalés de 300 m. L'azimut N126° a été choisi pour recouper à la fois la faille présumée et les roches volcaniques ultrabasiques et basiques minéralisées indiquées sur la carte géologique.

Le profil K-1 (Fig.II-10) montre une anomalie de grande magnitude (11500 γ) avec une courbe asymétrique qui présente localement des anomalies de petite longueur d'onde. La position du maximum positif par rapport à la carte géologique indique que cette anomalie est vraisemblablement liée à la fracture régionale signalée à cet endroit. Comme les gradients de l'anomalie majeure sont forts et comparables des deux cotés, on peut supposer que la faille est dans un plan vertical et qu'elle est sub-affleurante. L'anomalie moyenne symétrique à 1200 m, reflète le passage latéral des ultrabasites au filon de microgranite à faible susceptibilité magnétique.

Le profil K-2 ne présente aucune anomalie remarquable lorsqu'il est reproduit à la même échelle que le profil K-1 (Fig.II-11).

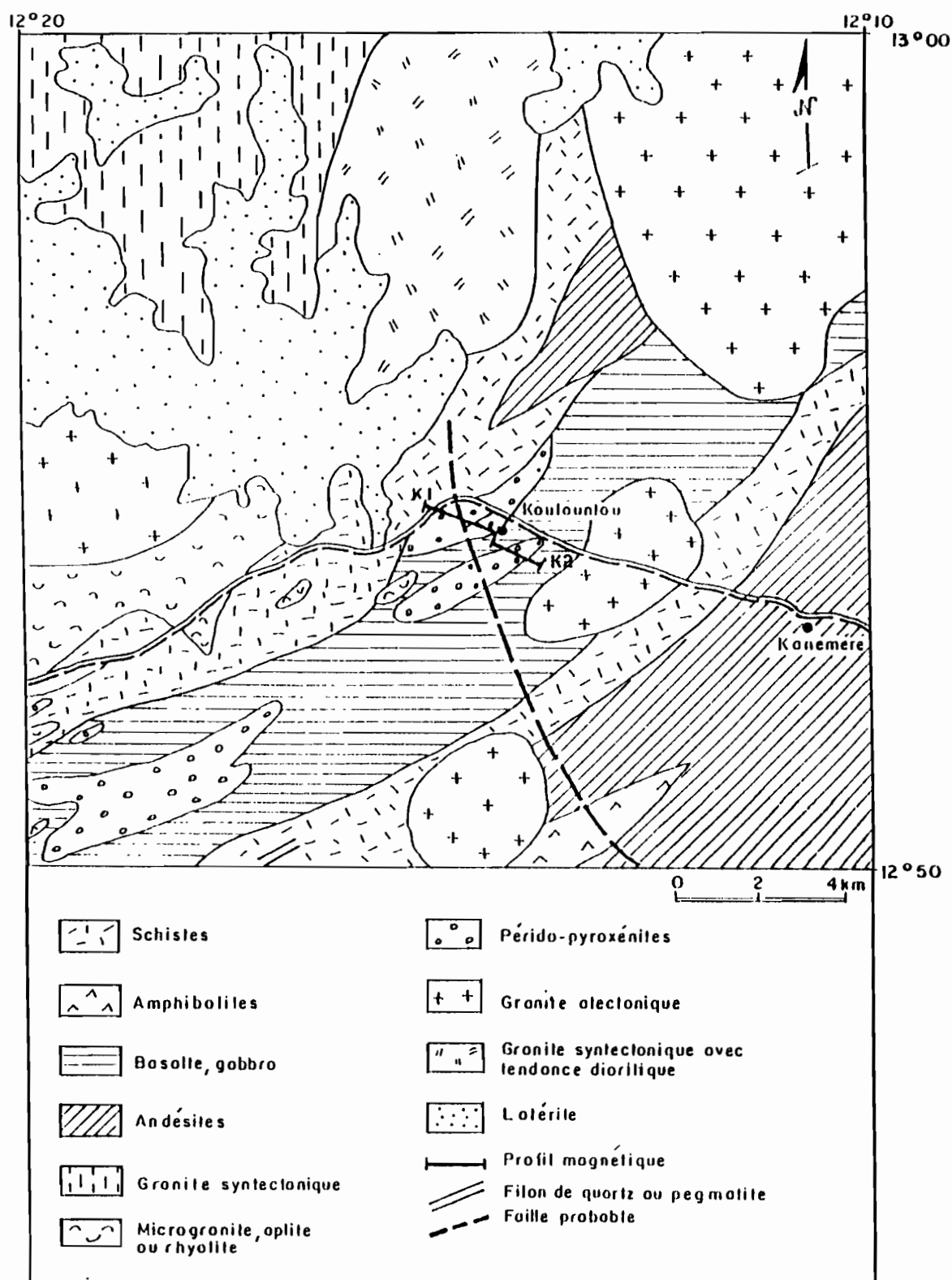


Fig. II.9 - Contexte géologique des profils Koulountou 1 (K-1) et 2 (K-2) d'après BRGM, 1963

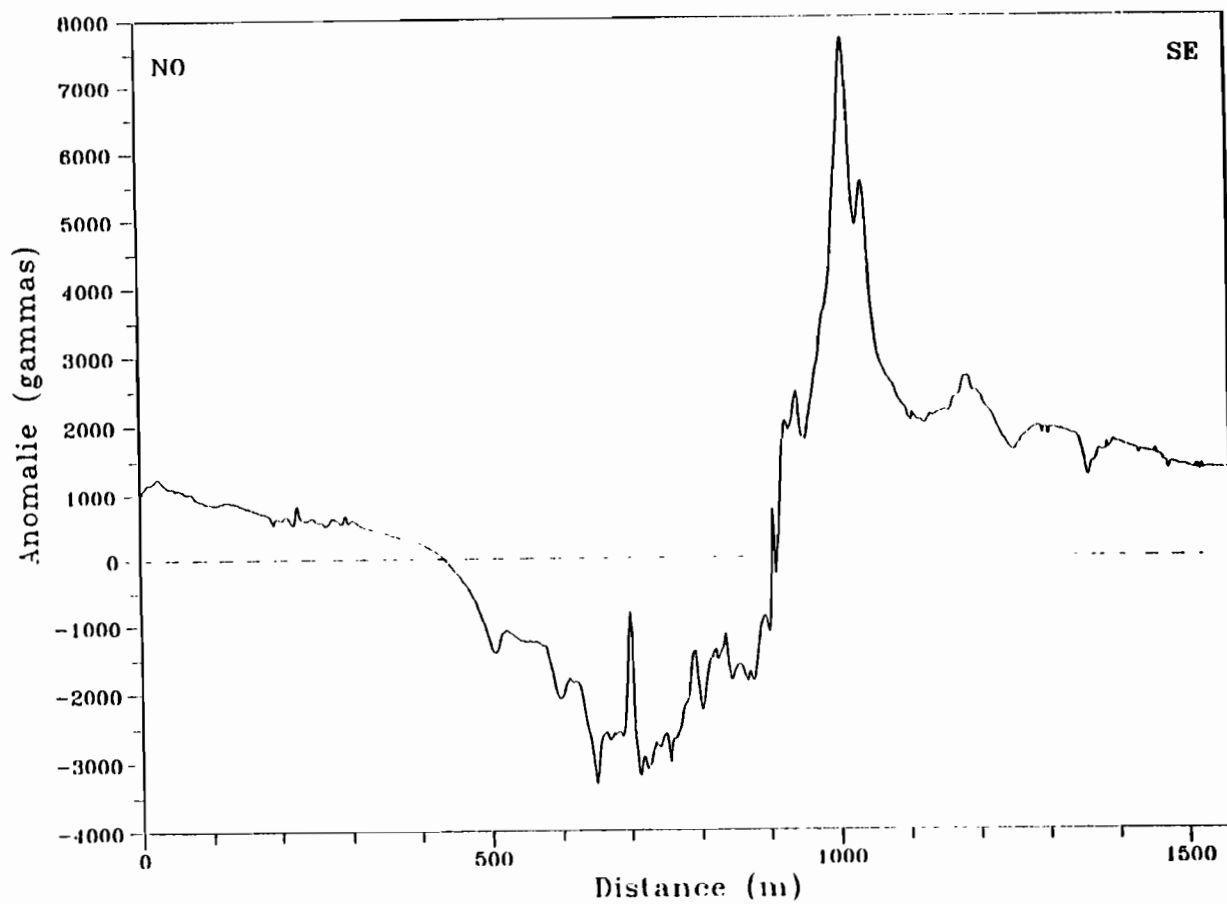


Fig.II.10 - Profil d'anomalies Koulountou 1 (K-1)

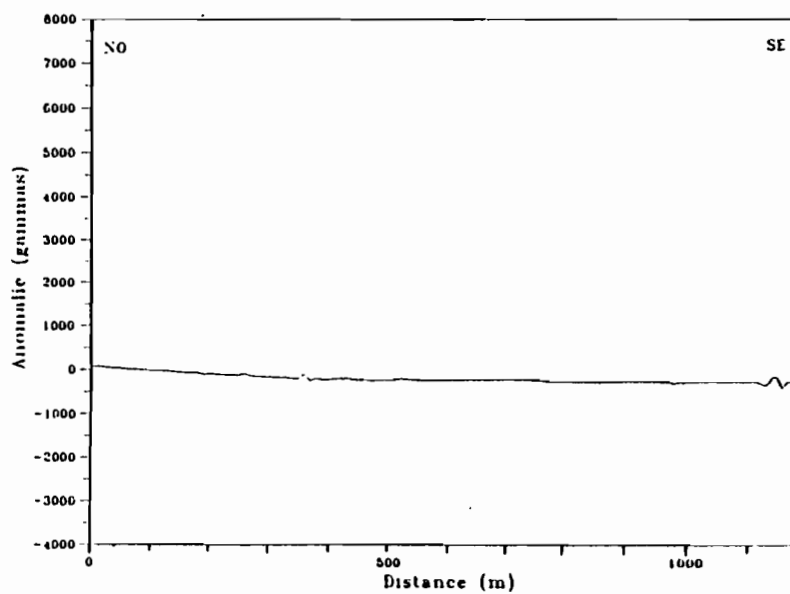


Fig.II.11 - Profil d'anomalies Koulountou 2 (K-2)

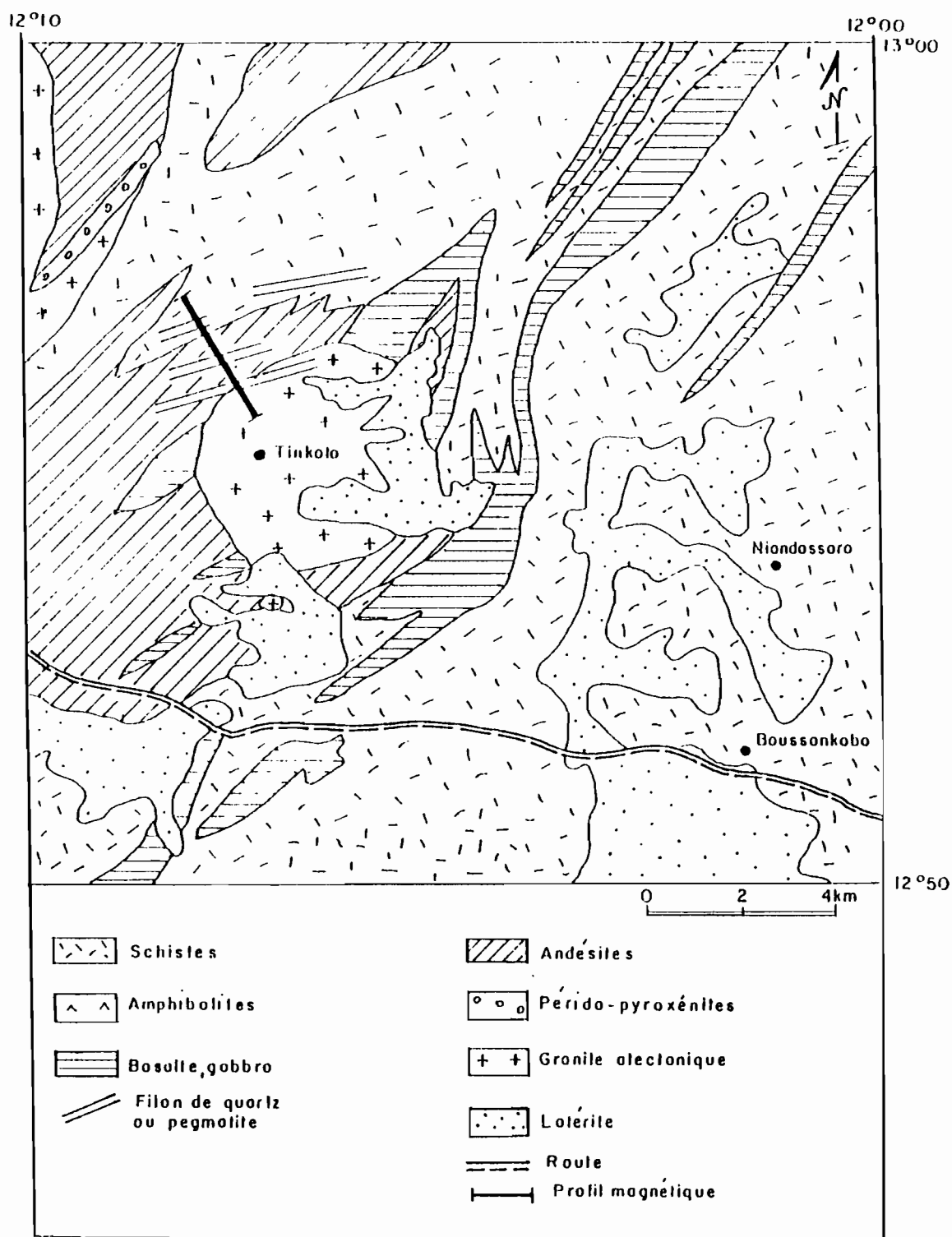


Fig. II.12 - Contexte géologique du profil de Tinkoto (BRGM, 1963)

3.2.3 - Tinkoto

La figure II-12 indique la localisation du profil de Tinkoto (Tk) effectué à travers les granites atectoniques à biotite et amphibole et les andésites. Les coordonnées GPS de l'origine du profil sont $12^{\circ}55'36''\text{N}$, $12^{\circ}07'13''\text{W}$; celles du dernier point sont $12^{\circ}56'15''\text{N}$, $12^{\circ}08'32''\text{W}$. Des indices d'or et de galène entre autres, ont été signalés au niveau des filons de quartz issus du granite post-tectonique de Tinkoto. La prospection géochimique réalisée par GIRAUDON (1961) a révélé d'une part que les anomalies significatives n'apparaissent que pour le plomb et l'or et, d'autre part, que les indices minéralisés étudiés n'ont aucune valeur économique. Sur la quarantaine de filons sériés, la paragenèse est typiquement celle d'un BPGC à gangue de quartz.

Le profil d'anomalies (Fig.II-13), d'orientation $\text{N}310^{\circ}$ et de pas de 10 m, exprime le caractère relativement plus paramagnétique des andésites par rapport au granite à partir de 1000 m. En effet, il existe une différence moyenne d'anomalie de 200 γ entre les andésites et le granite. Les fortes anomalies négatives peuvent s'expliquer par la présence de minéralisations au sein des filons de quartz.

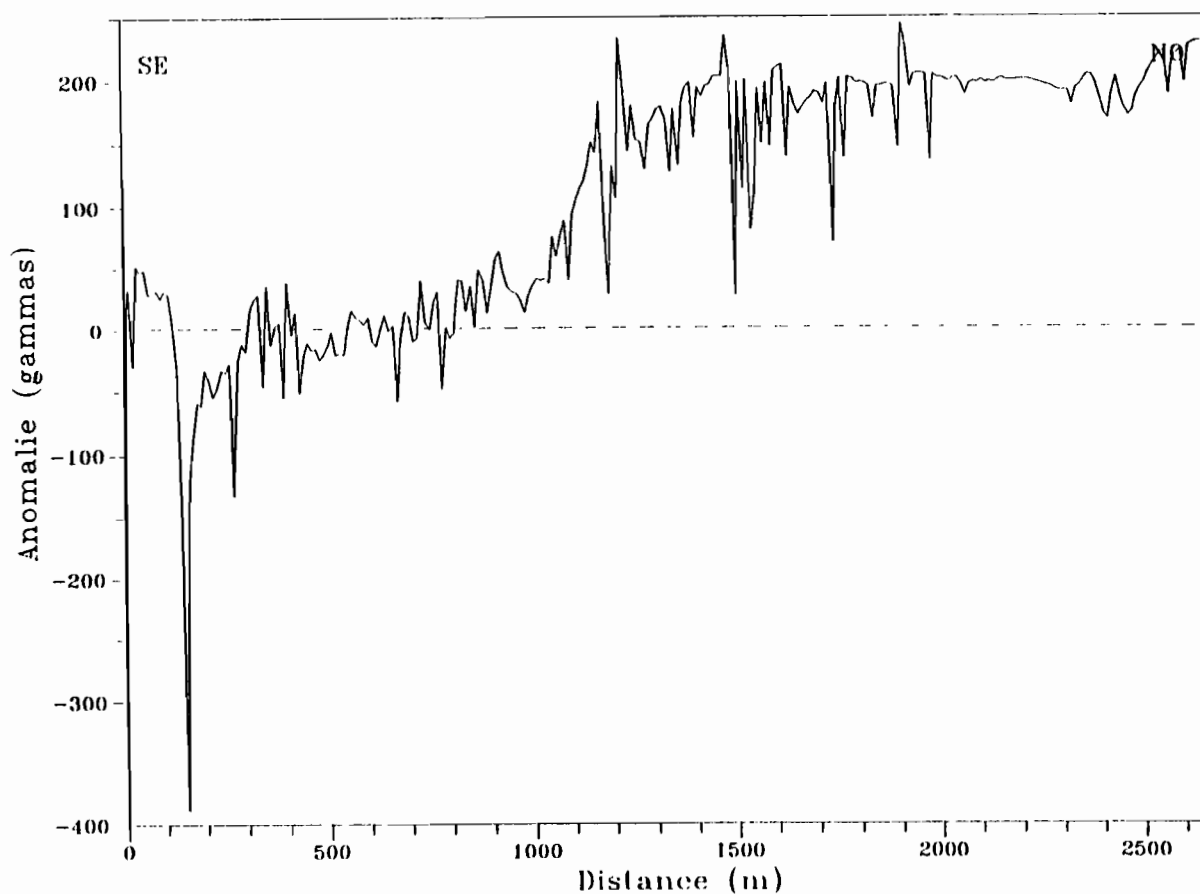


Fig.II.13 - Profil d'anomalies de Tinkoto

3.2.4 - Tonkouto-Léoba

La figure II-14 reproduit le contexte géologique du profil Tonkouto-Léoba (T-L). C'est un profil de direction moyenne NO-SE qui s'étend sur 7000 m, tout au long de la piste qui mène du village de Tonkouto vers Léoba. Le levé débute au point de coordonnées GPS 13°34'14N, 12°06'48W et se termine au point de coordonnées 13°32'20N, 12°03'47W avec un point de mesure tous les 10 m.

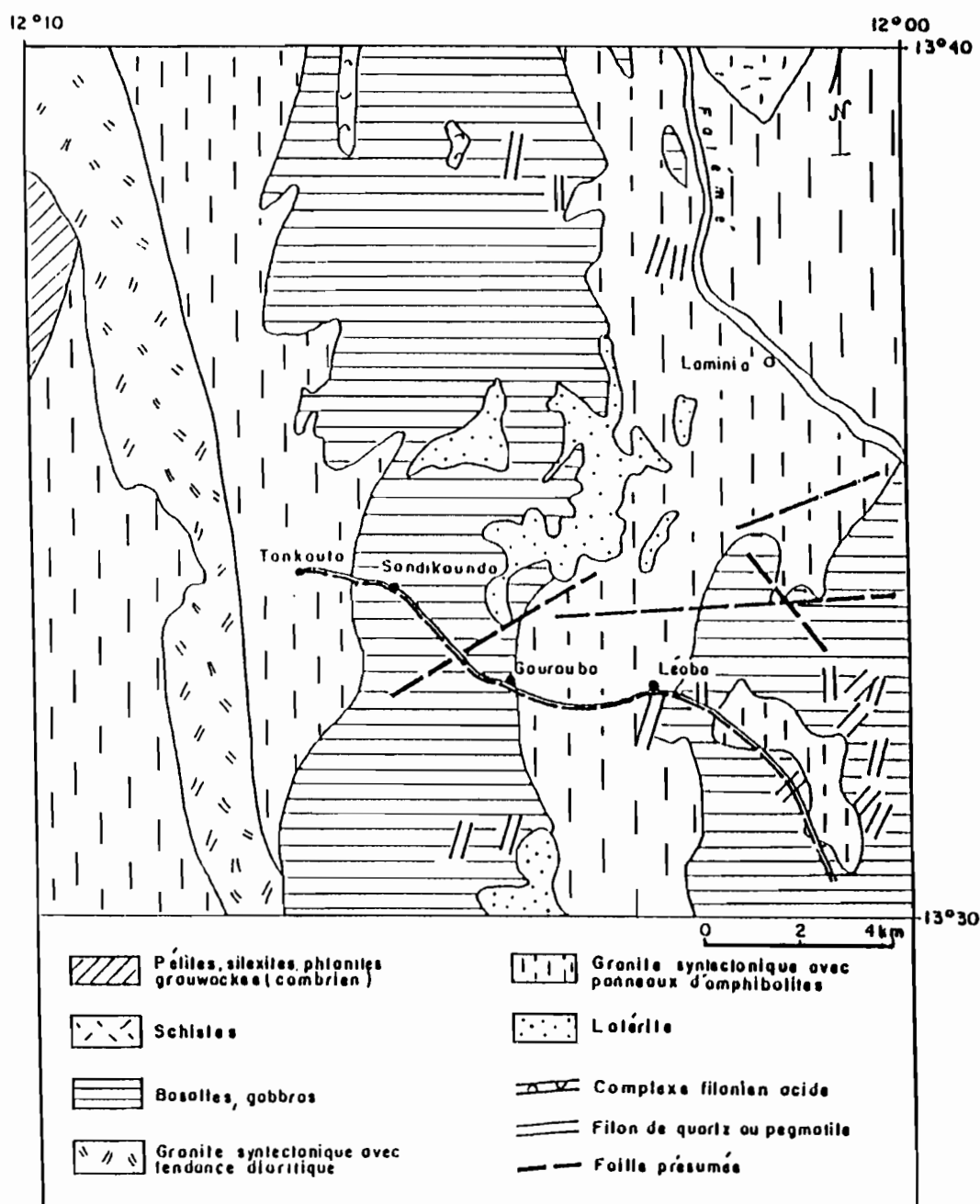


Fig. II.14 - Contexte géologique du profil Tonkouto-Léoba (BRGM, 1963)

Ce secteur a été ciblé pour mieux étudier la forte anomalie décelée par la CGG (1962) et pour confronter les données magnétiques avec les résultats magnéto-telluriques obtenus auparavant (RITZ *et al.*, 1993). Le profil d'anomalies (Fig.II-15) traverse d'Ouest en Est les granites syntectoniques, la série de basaltes-gabbros, une faille NE et les granites syntectoniques à

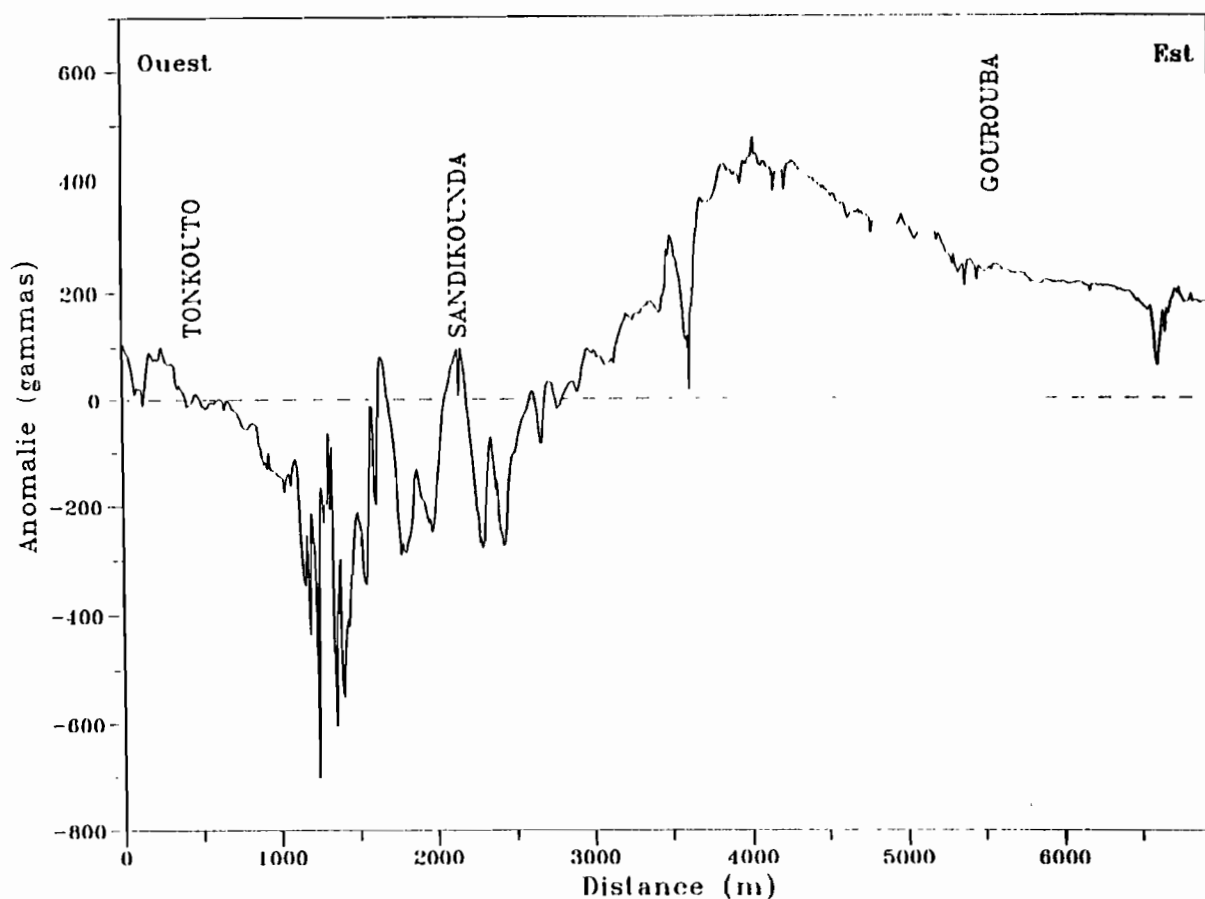


Fig.II.15 - Profil d'anomalies Tonkouto-Léoba

structure porphyroblastique. Les anomalies sont globalement positives à l'Est de Sandikounda, négatives à l'Ouest. Deux pointes fortes se manifestent l'une à Sandikounda et l'autre 500 m plus à l'Ouest, suivie d'une forte valeur négative (-700γ). Les deux pointes indiquées ci-dessus correspondent aux cumulats gabbroïques décrits par DIA (1988). L'anomalie centrée à 3600 m de l'origine du profil, pourrait être relative à la faille cartographiée.

L'allure du profil magnétique T-L confirme les résultats de la CGG (1962) à cet endroit où une forte anomalie du champ total (4000γ) a été mise en évidence à l'Est de Tonkouto, à la suite d'une campagne aéromagnétique qui a couvert la région du Sénégal Oriental (Fig.II-16).

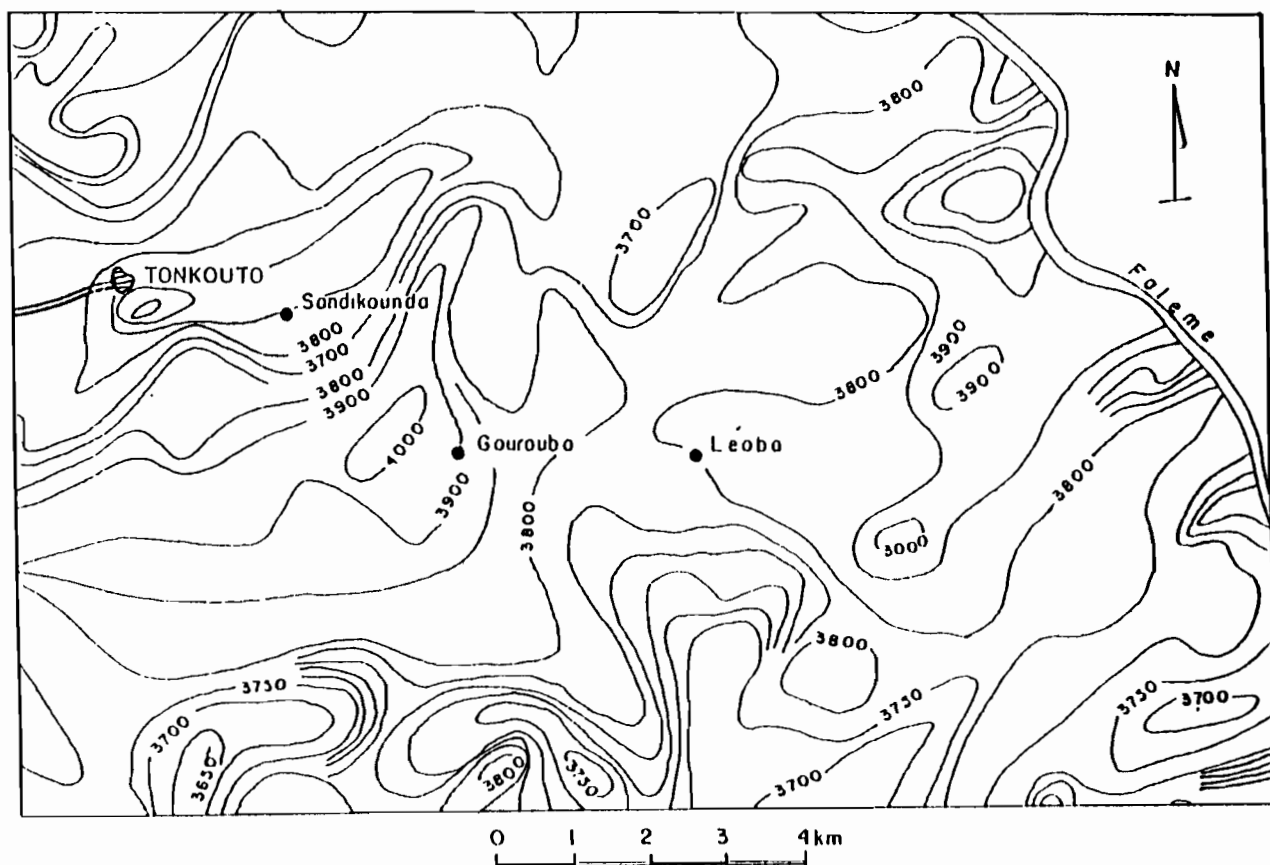


Fig.II.16 - Carte d'anomalies aéromagnétiques de Kédougou dans le secteur de Tonkouto-Léoba (CGG, 1962)

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATION

Dans ce paragraphe, seule l'aimantation induite a été prise en compte lors de la modélisation. Les aimantations rémanentes existent fréquemment mais sont difficilement séparables de l'aimantation induite.

Le programme d'interprétation en deux-dimensions utilisé est celui de CAMPBELL (1983). Il s'agit d'un algorithme qui permet de connaître l'effet magnétique exact des corps de forme géométrique simple. Les programmes de modélisation 2-D reposent sur l'équation de LAPLACE pour les amas sphériques ou cylindriques et sur le calcul intégral pour les filons ou plus généralement pour les structures paramagnétiques cylindriques à génératrices horizontales.

La méthode d'interprétation est celle de la comparaison des anomalies expérimentales avec celles de modèles de corps paramagnétiques, la solution n'est pas unique. Au cours de cette modélisation, la valeur de la profondeur de la base des corps agit très peu lorsqu'elle dépasse 200 m ; de ce fait, nous avons fixé la profondeur maximale de l'ensemble des corps à 200 m.

Les valeurs d'inclinaison et de déclinaison du champ local ont été obtenues grâce au modèle IGRF-90 (LANGEL, 1992).

4.1 - Tomboronkoto

La modélisation a été faite par portions de 1000 m, avec des stations distantes de 20 m car le programme de calcul n'admet pas plus de 50 points de mesures. Les composantes du champ total données par l'IGRF-90 sont : une inclinaison de $5,2^\circ$, une déclinaison de $-8,9^\circ$ et une intensité de 32329 γ .

Sur la portion 0 à 1000 m, six corps verticaux sub-affleurants sont identifiés, dont les différences d'aimantation sont globalement inférieures à 40g (Fig.II-17) Leurs largeurs varient entre 70 m pour le corps 6 et 205 m pour le corps 5. Les corps 1, 3 et 6 représenteraient des filons de quartz assez peu minéralisés injectés dans les amphibolites.

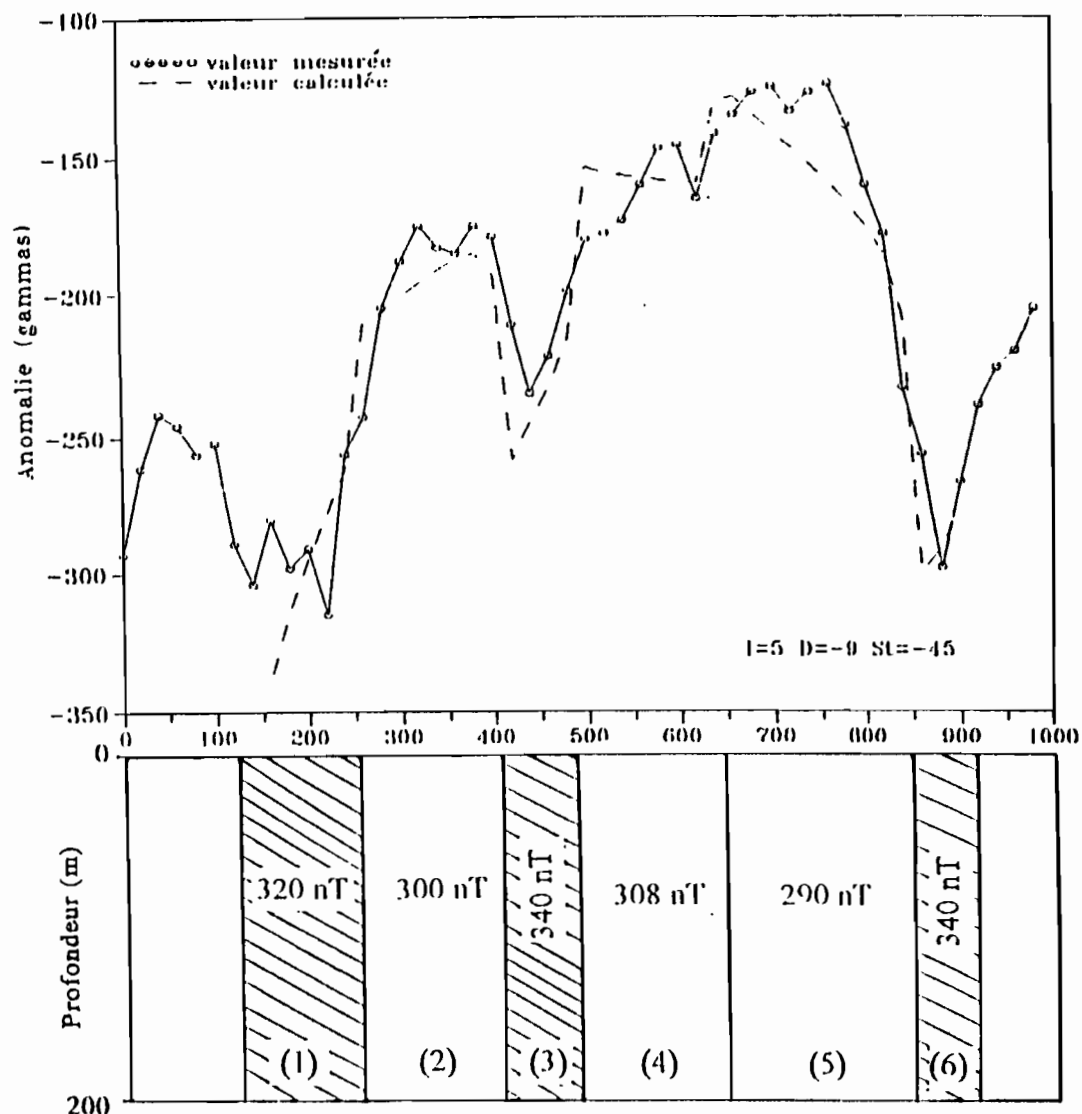


Fig.II.17 - Modèle du profil de Tomboronkoto 1 entre 0 et 1000 m

Sur la portion de 1000 à 2000 m, quatre modèles de corps verticaux de faible profondeur (<1 m) sont identifiés (Fig.II-18). Les corps 2 et 4 sont les plus magnétiques et représentent également des filons de quartz peu minéralisés ou des pegmatites au sein des amphibolites.

De 2100 à 3100 m, on passe aux schistes dont les valeurs d'aimantation sont inférieures à celles des amphibolites en valeur absolue (Fig.II-19). Les zones de filons minéralisés peuvent être assez larges (corps 2 : 85 m) ou plus réduites (corps 4 et 6 : 30 m).

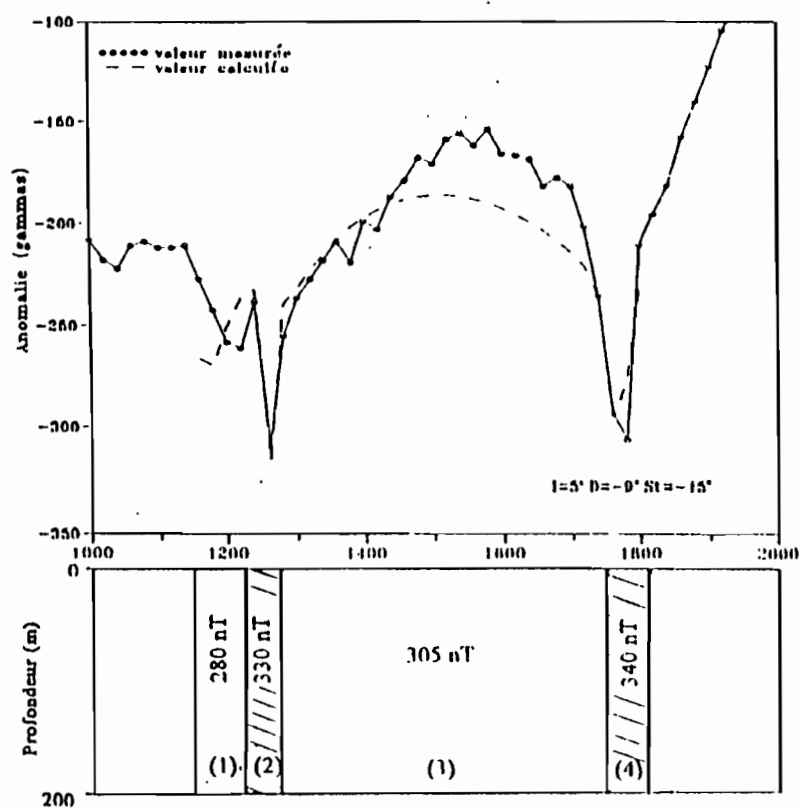


Fig.II.18 - Modèle du profil Tomboronkoto 1 de 1000 et 2000 m

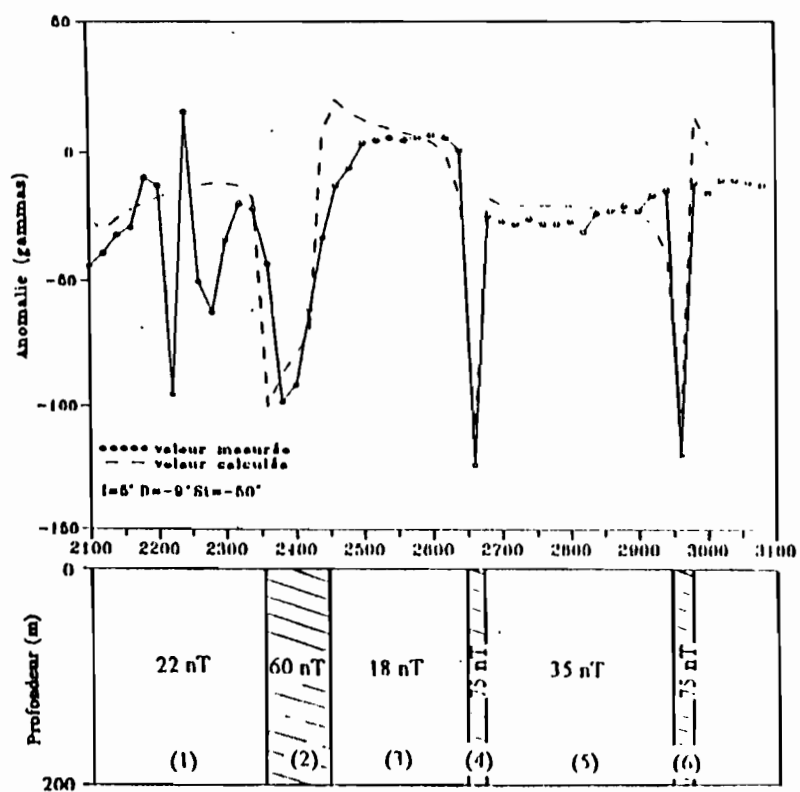


Fig.II.19 - Modèle du profil de Tomboronkoto 1 de 2100 à 3100 m

Les anomalies magnétiques du profil de Tomboronkoto sont essentiellement liées à la présence de filons de quartz minéralisés ou de pegmatites. Cependant, d'après les faibles valeurs d'aimantation, les filons notés au sein des schistes sont beaucoup moins minéralisés que ceux qui se situent dans les amphibolites.

4.2 - Koulountou

Les plus fortes anomalies de notre campagne sont obtenues sur le profil de Koulountou 1. Le champ magnétique dans ce secteur présente les caractéristiques suivantes calculées par le modèle IGRF-90 : $I=5,4^\circ$; $D=-8,9^\circ$ et le champ total $F=32358 \gamma$.

Le modèle retenu comporte six corps paramagnétiques sub-verticaux, de faible profondeur (1 m) et peu épais (Fig.II-20).

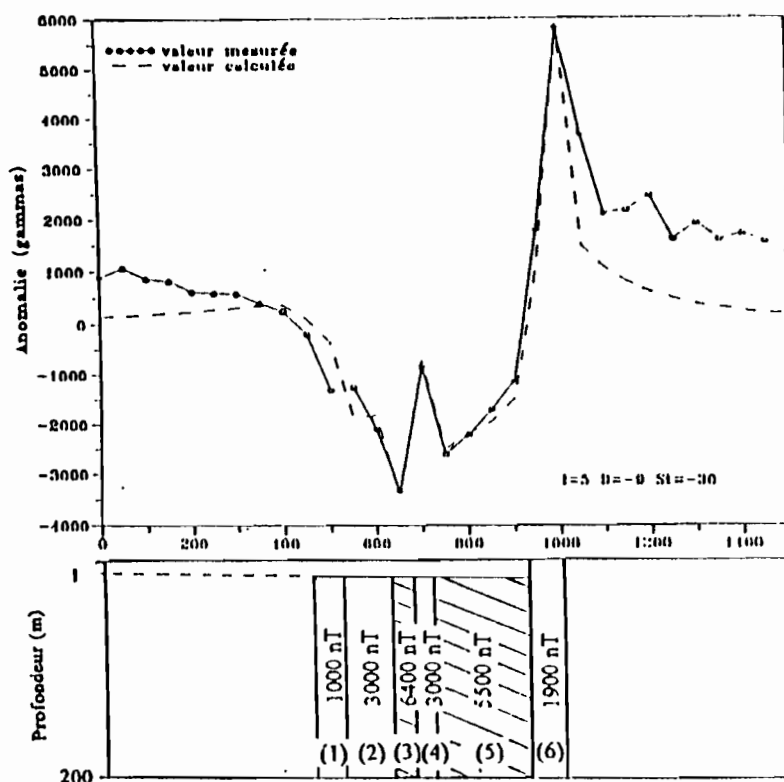


Fig.II.20 - Modèle de Koulountou 1

Ces corps se localisent au niveau de la faille cartographiée dans cette zone. Les corps 3 et 5 sont les plus magnétiques (6400 et 5500 nT respectivement), ils sont séparés par un troisième corps relativement moins magnétique (3000 nT) et large de 155 m. Le pic d'anomalie à 6000 nT n'est provoqué que par un corps de 1900 nT d'intensité mais qui est plus superficiel que l'ensemble des autres corps.

Au sein de la fracture, il existerait des panneaux diversement magnétisés. On peut considérer que ces différences d'aimantation correspondent à des degrés divers de minéralisation ou de reconcentration. Cette minéralisation serait liée à la montée de solutions minéralisantes en la faveur de l'accident que constitue la faille. En effet, en dehors de cette fracture, les péridopyroxénites sont stériles car elles ne présentent pas d'anomalie remarquable.

Toutefois, les données sur l'intensité d'aimantation uniquement, ne permettent pas de déterminer l'importance d'un gisement ou sa teneur. Seul un forage de contrôle peut vérifier les prédictions du calcul.

Pour s'assurer qu'il ne s'agit pas seulement d'un amas magnétique limité, il faudrait multiplier les profils de mesure perpendiculaires à la faille, et établir une carte des isanomales.

4.3 - Tinkoto

Le champ magnétique local donné par le modèle IGRF-90 est $I=5,5^\circ$; $D=-8,9^\circ$ et $F=32380 \gamma$.

La figure II-21 montre deux corps paramagnétiques (1 et 3) verticaux et de section peu large, au sein d'une matrice très peu magnétique.

Compte tenu du cadre géologique et géochimique (GIRAUDON, 1961), ces corps peuvent correspondre à des pegmatites ou à des filons de quartz minéralisés, injectés dans le granite de Tinkoto.

Au delà de 800 m de l'origine du profil, les anomalies sont exclusivement positives et la modélisation devient laborieuse sinon impossible avec l'algorithme de CAMPBELL (1983). Mais au vu de la forme de la courbe d'anomalies sur les andésites, on peut admettre que le magnétisme de cette zone est dû au phénomène de parasites lié vraisemblablement aux oxyhydroxydes de fer de la couverture latéritique.

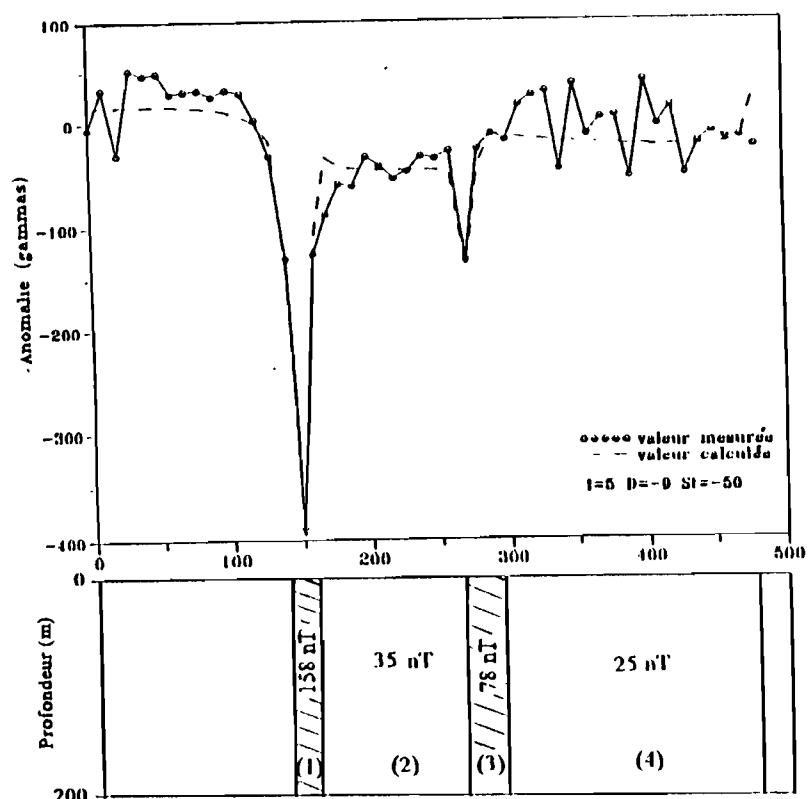


Fig.II.21 - Modèle du profil de Tinkoto

Le secteur de Tinkoto présente donc des aspects similaires au secteur de Tomborankoto, avec des anomalies faibles à moyennes liées essentiellement aux filons de quartz minéralisés et/ou aux pegmatites.

4.4 - Tonkouto-Léoba

Les composantes du champ local données par le modèle IGRF-90 sont $I=7^\circ$, $D=-8,7^\circ$ et $F=32581 \gamma$.

La portion 500 à 1500 m montre quatre corps paramagnétiques verticaux et profonds de 2 m (Fig.II-22).

La forte anomalie négative centrée vers 1200 m est attribuable au corps 3, d'une intensité de 200 nT et d'une largeur de 30 m.

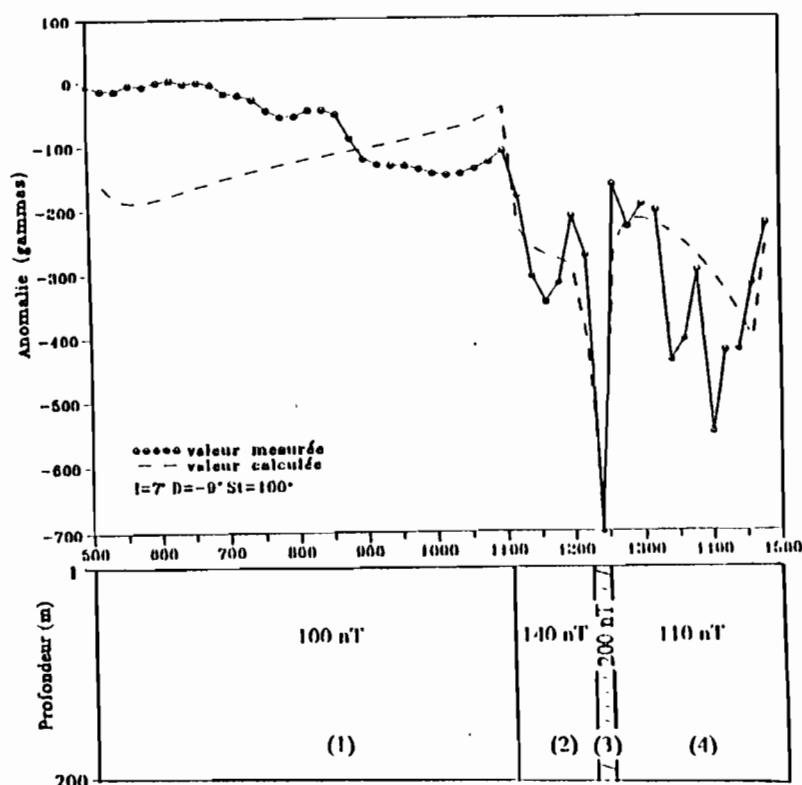


Fig.II.22 - Modèle de Tonkouto-Léoba entre 500 et 1500 m

Sur le modèle de la portion 1500 à 2500 m, les aimantations des corps ne dépassent pas 140 nT, ce qui indique une faible aimantation donc une faible concentration en minéraux magnétiques (Fig.II-23).

Au delà de 2800 m, les anomalies sont positives, le programme de calcul de CAMPBELL (1983) n'est pas utilisable. Toutefois, on peut noter que les anomalies centrées sur 3600 m, d'une magnitude de 250 nT et sur 6600 m, présentent tous les aspects d'une anomalie liée à une faille. En effet, même dans les terrains de faible susceptibilité magnétique, la présence d'une faille crée de notables anomalies. D'après C. SCHLUMBERGER (*in* LASEFARGUES, 1966 : 118-119) : « les mouvements répétés qui ont donné naissance à la faille s'accompagnent de vibrations et l'amplitude de celles-ci est maximum au voisinage du plan de faille ; or une roche soumise à des vibrations répétées acquiert un magnétisme permanent ». Par rapport au modèle 2-D électrique de RITZ *et al.* (1993) dans ce secteur, nous n'avons pas pu établir une bonne corrélation avec le modèle magnétique

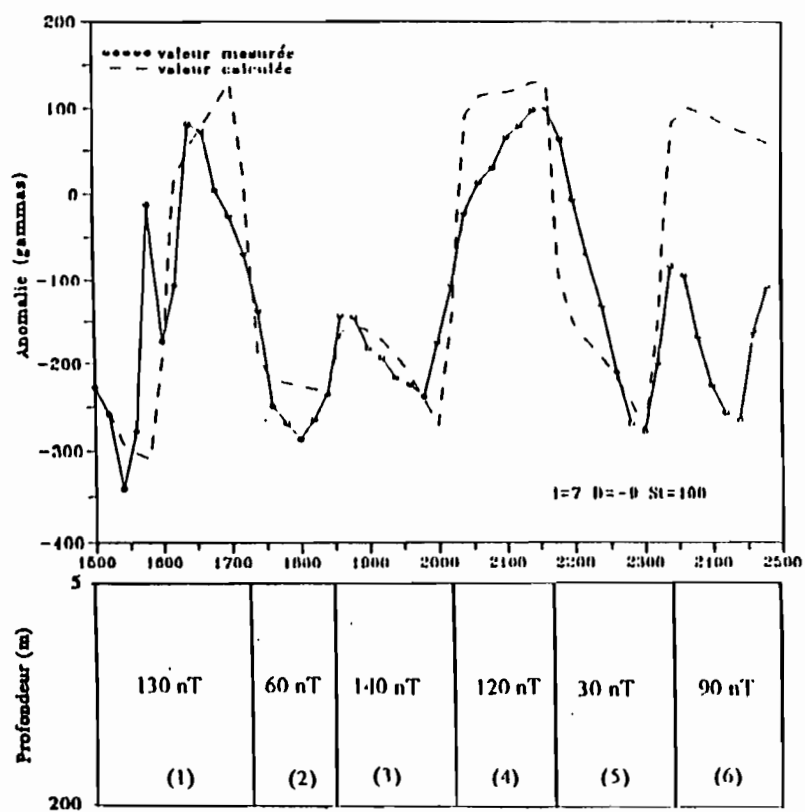


Fig.11.23 - Modèle de Tonkouto-Léoba entre 1500 et 2500 m

CONCLUSION

L'interprétation des anomalies magnétiques a permis de localiser des filons de quartz et de pegmatites faiblement minéralisés (<500 nT) dans les encaissants schisteux de Tomboronkoto au sein du granite de Tinkoto. Ces filons sont sans intérêt pour la magnétite et l'ilménite car l'expérience montre que les anomalies dignes d'intérêt sont supérieures à 500γ (TELFORD *et al.*, 1981). Mais il est connu que ces filons peuvent renfermer d'autres types de minéralisations dont l'intérêt économique reste à être démontré par les méthodes géochimiques.

Les fortes anomalies observées à Koulountou sont attribuables à des sources peu profondes (<5 m) et fortement magnétiques (jusqu'à 6000 nT) rencontrées dans le sillage de la zone de broyage qui affecte les pérido-pyroxénites. Les contrastes de susceptibilité magnétique sont donc importants et la magnétite polaire, déjà décrite dans cette zone par le BRGM (1963), est à mettre en cause, en partie. Néanmoins, il faut noter qu'un pendage très redressé du plan de faille peut contribuer à l'accentuation de la valeur des anomalies. Une étude en carte est souhaitée pour vérifier l'existence d'axes anomaliques privilégiés.

Entre Tonkouto et Léoiba, les sources de perturbation sont très peu magnétiques (<200 nT), mêmes si les anomalies atteignent parfois des pointes assez élevées (-700 nT). Deux anomalies au moins sont liées aux failles.

Les études magnétiques au sol, bien que menées sur un seul profil, ont permis de mettre en évidence des phénomènes géologiques locaux de faible extension tels que la présence de filons de quartz, des amas de minerai magnétique, des contacts géologiques et des failles. Une multiplication des levés permettrait une étude en carte d'anomalies, pour vérifier l'extension latérale des sources paramagnétiques, notamment dans le secteur de Koulountou.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABOUCAMI W., BOHER M., MICHARD A. & ALBARED F. (1990). A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res.*, Vol. 95, pp. 17605-17629.
- ALFVEN H. (1942). On the existence of electromagnetic-hydrodynamic waves. *Arkiv. f. Mat.* 29 B n°2. In : « Geomagnetic micropulsations ». J. A. JACOBS. *Physics and chemistry in space*, T.1, (1970), Springer verlag, pp. 64-86.
- A.S.G.A./UNESCO (1968). Carte tectonique internationale de l'Afrique 1/5.000.000. Coordonateurs généraux CHOUBERT G. et FAURE-MURET A., feuille 1, coord. SOUGY J.
- ASTIER J.-L. (1971). Géophysique appliquée à l'Hydrogéologie. Masson et Cie, 277 p.
- AUDIBERT M. (1964). Hydrogéologie de la nappe maestrichtienne (campagne 1962-1963). BRGM. DAK 64-22. Ann. : coupes géol. NS et EW 1/500.000 bas, 1/4.000 haut, carte des isopièzes 1/1.000.000
- BAHR K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor : regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, 62, pp. 119-127.
- BAHR K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data : a classification of distortion types. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, pp. 24-38.
- BASSOT J. P. (1966). Étude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mémoire BRGM*, n° 40, 332 p.
- BASSOT J. P. & CAEN-VACHETTE M. (1983b). Données nouvelles sur l'âge du massif de granitoïdes du Niokolo-Koba (Sénégal oriental), implication sur l'âge du stade précoce de la chaîne des Mauritanides. *Journal of African Earth Sci.*, vol. 1, n° 2, pp. 159-165.
- BELLION Y. J.-C. (1987). Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, Iullemmeden, Tchad). *Thèse Sc.*, Avignon, 292 p.

- BELLION Y., AUSSEIL J., COLLIN J. P., JAN DU CHENE R., KHATIB R., KLASZ I. (de), KLASZ S. (de), PERCH-NIELSEN K., SAINT MARC P. et SARR R. (1985). Âge paléocène de la formation des Madelaines de la région de Dakar (Sénégal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, n° 13, p 937.
- BERDICHEVSKI M. N. et DMITRIEV V. S. (1976). Basic principles of interpretation in magnetotelluric sounding curves. In : *Geoelectric and geothermal studies*. A. Adam. KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado Publishing House, Budapest, pp. 165-221.
- BLANCHET G. et PRADO J. (1991). Méthodes numériques pour le traitement du signal. Exemples et programmes, Masson, Paris, 216 p.
- BOBROV M. S. (1961). Planetary maps of geomagnetic disturbances of corpuscular origin. In : *Solar Corpuscular Currents*, n° 1, Resultati MGG, Moscow. pp. 36-94.
- BOSTICK F. K. & SMITH H. W. (1962). Investigation of large scale inhomogeneities in the earth by the magnetotelluric. *Proc. IRE*, 60, pp. 2339-2346.
- Bureau de Recherches Géologiques & Minières (1963). Notice explicative de la feuille « Kédougou », échelle 1/200.000. Service des Mines et de la Géologie, 12 p.
- Bureau de Recherches Pétrolières (1955). Etude géophysique par la méthode gravimétrique du bassin sédimentaire du Sénégal. Rapp. inéd., *Comp. Gen. Géophys.*, Paris.
- Compagnie Générale de Géophysique (1962). Étude magnétique et radiométrique aéroportée (Région de Kédougou). République du Sénégal. Direction des mines et de la géologie. Mission 6109, 88 p, inédit.
- Compagnie Générale de Géophysique (1966). Prospection minière par méthodes géophysiques au Sénégal Oriental. 54 planches h.-t., 84 p, inédit.
- CAMPBELL D. L. (1983). Basic programs to calculate gravity and magnetic anomalies for 2 1/2-dimensional prismatic bodies. *USGS*, Open-file report 83-154, 37 p.
- CANTWELL T. (1960). Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. *Ph. D. Thesis*, Departement of Geology and Geophysics, M.I.T.

- CEVALLOS C. (1986). Magnetotelluric interpretation-another approach. *Ph. D. Thesis*, Macquarie University, Sydney.
- CHIAIZE L. & LAVERGNE M. (1970). Signal et bruit en magnéto-tellurique. *Geophysical Prospecting*, vol.18, n° 1, pp. 64-85.
- CHAPMAN S. & BARTELS J. (1940). Geomagnetism, Oxford university press, Oxford, 1049 pp.
In : The magnetotelluric sounding methods, A. A. KAUFMAN and G. KELLER(1981), Elsevier, Amsterdam, 595 p.
- CHAPMAN S. (1964). « Solar plasma, geomagnetism and polar lights » In : Geofisika, Okolozemnoe Kosmicheskoe Prostranstvo. Gotoptekhnizdat, Moscow, pp. 243-382.
- CHOUTEAU M. (1982). Prospection magnéto-tellurique sur des structures conductrices à trois dimensions. *Thèse Do. Sc. A.*, Univ. Montréal, 285 p.
- Compagnie Générale de Géophysique (1958). Reconnaissances hydrologiques et structurales au Sénégal en Mauritanie et en Casamance. Direction Fédérale des Mines et de la Géologie de l'AOF. 47 p.
- CONSTABLE S. C., PARKER R. L. & CONSTABLE C. G. (1987). Occam's inversion : A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, vol. 52, n° 3, pp. 289-300.
- CRENN Y. & RECHENMANN J. (1965). Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale. *Cah. ORSTOM, sér. Géophys.*, n° 6, 59 p., 20 fig., 52 pl., 1 carte h. t.
- CREVOLA G., CANTAGREL J.-M. & MOREAU C. (1994). Le volcanisme de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal): cadre chronologique et géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, t. 165, n° 5, pp. 437-446.
- DE SPENGLER A., CASTELAIN J., CAUVIN J. & LEROY M. (1966). Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In : « Bassins sédimentaires du littoral africain », 1ère partie : Littoral atlantique, REYRE D. éd., *Assoc. Serv. géol. afr.*, Paris, pp. 80-94.
- DIA A. (1988). Caractères et signification des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia. *Thèse Doct. État*, Univ. Dakar, 350 p.

- DIALLO D. P. (1983). Contribution à l'étude géologique de la série du Dialé (Birimien) dans les monts Bassaris, Sénégal oriental (secteur de Bandafassi-Ibel, Ndébou-Landiéné). *Thèse 3è cycle*, Dakar, 185 p.
- DIOH E. (1986). Étude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara-Laminia-Madina Foulbé (Sénégal Oriental). *Thèse 3e cycle*, Univ. Nancy I, 144 p.
- DIOH E., DEBAT P., DIA A., PONS J., ROCCI G. & ROLLET M. (1990). Caractérisation d'un complexe basique rubanné dans les formations birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou (Sénégal Oriental). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 301, pp. 935-940.
- EGGERS D. W. (1982). An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47, pp. 1204-1214.
- ELOUARD P., FAURE H. & HEBRARD L. (1969). Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Port-Étienne (18-21° latitude nord). *Bull. Liais. Assoc. Sénég. Ét. Quat. Ouest Afr.*, n° 23-24, pp. 15-25.
- FAYE A. (1983). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du horst de Ndiass et de ses environs (Sénégal). *Thèse 3è cycle*, Dakar, 182 p.
- FLICOTEAUX R. & MEDUS J. (1980). Existence d'une lacune entre les termes marins du paléogène et du Néogène du Sénégal méridional démontrée par les microfaunes et les microflores. *Trav. Lab. Sci. Terre*, Marseille, (A), n° 12, 30 p.
- FOWLER R. A., KOTICK B. J. & ELLIOT R. D. (1967). Polarisation analysis of natural and artificially induced geomagnetic micropulsations. *J. Geophys. Res.*, vol. 72, n° 11, pp. 2871-2883.
- GAMBLE T. D., GOUBEAU W. M. & CLARKE J. (1979). Error analysis for remote reference magnetotellurics. *Geophysics*, 44, pp. 959-968.
- GIRAUDON R. (1961). Mission de Tinkoto. Rapport provisoire de fin de campagne. **BRGM** Dakar. Rap. inéd. 27 p.

- GROOM R. & BAILEY R. C. (1989). Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, 94(B2), pp. 1913-1925.
- GROOM R. & BAILEY R. C. (1991). Analytic investigation of the effects of near surface 3-D galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*, vol. 56, n° 4, pp. 496-518.
- GUETAT Z. (1981). Étude gravimétrique de la bordure occidentale du craton ouest-africain. Essai de corrélations géologiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier, 176 p.
- GUIEU G. & ROUSSEL J. (1984). Une interprétation des bassins côtiers ouest-africains à partir de l'histoire des dépôts salifères, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXVI, n°6, pp. 1149-1164.
- JACOBS I. A. (1970). Geomagnetic micropulsations, *Springer*, Berlin, 179 p.
- JONES A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53, pp. 967-978.
- JUPP D. L. B. & VOZOFF K. (1976). Discussion on the "magnetotelluric method in the exploration of the sedimentary basins" by Keeva VOZOFF (*Geophysics*, feb. 1972, p. 98-114); *Geophysics*, vol. 41, n° 2, pp. 325-332.
- KAO D. W. & RANKIN D. (1977). Enhancement of signal-to-noise in magneto-telluric data. *Geophysics*, 42, pp. 103-110.
- KAUFMAN A. A. & KELLER G. (1981). The magnetotelluric sounding method, Elsevier, Amsterdam, 595 p.
- KELLER G. V. & FRISCHKNECHT F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting, Pergamon, Oxford, 527 p.
- KHATIB R., LY A., SOW E.-H. & SARR R. (1990). Rythmes sédimentaires liés aux variations eustatiques globales au Campanien et Maastrichtien du Sénégal. Révision stratigraphique de la série du Crétacé terminal du Cap de Naz. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, série II, pp. 1089-1095.

- LANGEL R. A. (1992). International geomagnetic reference field, 1991 revision : international association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) Division V, working group 8 : analysis of the main field and secular variation. *Phys. Earth Planet. Int.*, n° 70, pp. 1-6.
- LARSEN J. C. (1977). Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. *Acta Geodæt., Geophys. Montanist. Acad. Sci. Hung.* 12, pp. 183-186.
- LASFARGUES P. (1966). Magnétisme en Géologie et prospection magnétique au sol. Masson et Cie, Paris, 157 p.
- LA TORACCA G. A., MADDEN T. R. & KORRINGA J. (1986). An analysis of the magnetotelluric impedance tensor for three dimensional structures. *Geophysics*, n° 51, pp. 1819-1829.
- LE PRIOL J. & DIENG B. (1985). Synthèse hydrogéologique du Sénégal 1984-1985. Étude géologique structurale par photo-interprétation. Géométrie et limite des aquifères souterrains. n° 01/85/MH/DEH.
- LIGER J.-L. (1980). Structure profonde du bassin côtier sénégal-mauritanien. Interprétation des données gravimétriques et magnétiques. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, série B, n° 16, 158 p.
- LO P. G., DIA A. & KAMPUNZU A. B. (1992). Cenozoic volcanism in Western Senegal and its relationship to opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, vol. 209, pp. 281-291.
- LY A. (1985). Le Tertiaire de Casamance (Sénégal): Biostratigraphie et Sédimentologie d'après les données de subsurface. *Thèse Univ.*, Marseille, 215 p.
- LY A. & CARBONNEL G. (1987). Stratigraphie de la série tertiaire de Casamance (Sénégal). *Geobios*, No 20, fasc. 6, pp. 789-810.
- MATHIEZ J. P. & HUOT G. (1966). Prospection géophysique et recherches d'eaux souterraines. Exemple d'application en Afrique occidentale. *Com. Int. Af. Hydrol.*, Paris, 160 p.
- MICHAUD L. (1984). Les milieux de sédimentation crétacés du Sénégal et leur évolution diagénétique (étude de subsurface). *Thèse 3è cycle*, Marseille, 286 p.

- MICHEL P. (1973). Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. *Th. Lettres*, Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, n° 63, 3 t., 743 p.
- MONCIARDINI C. (1966). La sédimentation éocène au Sénégal. *Mémoire BRGM*, n° 43, 63 p.
- NGOM P. M. (1985). Contribution à l'étude de la série de Mako dans le secteur aurifère de Sabodala (Sénégal Oriental). *Thèse 3e cycle*, Univ. Nancy I, 135 p.
- PACKARD M. E. & VARIAN R. H. (1954). Free nuclear induction in the earth's magnetic field. *Phys. Rev.*, Vol. 93, 941.
- PATRA H. P. & MALLICK K. (1980). Geosounding principles, t.II, Elsevier, Amsterdam, 419 p.
- PONSARD J. F. (1984). La marge du craton ouest-africain du Sénégal à la Sierra Léone : interprétation géophysique de la chaîne panafricaine et des bassins du Protérozoïque à l'Actuel. *Thèse Doct.*, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 198 p.
- RANGANAYAKI R. P. (1984). An interpretation analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, 49, pp. 1730-1748.
- RITZ M. (1984). Electrical resistivity structure of the Senegal basin as determined from magnetotelluric and differential geomagnetic soundings. *Geophys. J. r. astr. Soc.*, London, 79, pp. 635-649.
- RITZ M., DIA A. & NIANG M. F. K. (1993). Étude structurale par la méthode audio-magnéto-tellurique des complexes du Protéro-zoïque inférieur au Sénégal oriental. *Journal of African Earth Sci.*, vol. 17, n° 2, pp. 225-232.
- RITZ M. & FLICOTEAUX R. (1985). Interprétation d'une prospection tellurique effectuée sur un profil Est-Ouest à travers le bassin méso-cénozoïque sénégalais. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 8, t.I, n° 6, pp. 891-897.
- RITZ M. & VASSAL J. (1987). Geoelectromagnetic measurements across the southern Senegal basin (West Africa). *Phys. Earth Planet. Inter.*, Amsterdam, 45, pp. 45-84.
- RITZ M. & BELLION Y. (1994). An audiomagnetotelluric study of the Leona batholith, Senegal. *Journ. of Applied Geophysics*, n° 32, pp. 117-123.

- SHERIFF R. E. (1984). Encyclopedic dictionary of exploration Geo-physics. *Society of Exploration Geophysists*, Tulsa.
- SPIZ S. (1985). The magnetotelluric impedance tensor properties with respect to rotations. *Geophysics*, 50, pp. 1610-1617.
- STANCIOFF A., STALJANSSENS M. & TAPPAN G. (1986). Cartographie et télédétection des ressources de la république du Sénégal. Étude de la géologie, de l'hydrogéologie, des sols, de la végétation et des potentiels d'utilisation des sols. Direction de l'Aménagement du Territoire-USAID-RSI, 653 p., 32 cartes h.-t.
- STERNBERG B. K., WASIBURNE J. C. & PELLERIN L. (1988). Correction for static shift in magnetotelluric using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53, pp. 1459-1468.
- SWIFT C. M. (1967). A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity in the southwestern United States. *Ph. D. Thesis*, M.I.T., Cambridge, USA, 211 p.
- TELFORD W. M., GELDART L. P., SHERIFF R. E. & KEYS D. A. (1981). Prospection géophysique. T4 : prospection gravimétrique, prospection magnétique, exemples combinés. ERG Editions, Maurecourt, 246 p.
- TEMPLETON R. M. S. (1971). The geology of the continental margin between Dakar and Cap Palmas. F. M. Delaney (Rédacteur), The geology of the east Atlantic continental margin. *G. Brit. Inst. Geo. Sci. Rep.* 70/16, pp. 43-60.
- TESSIER F. (1952). Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). *Th. Sc.*, Univ. Marseille, 1950 et *Bull. Dir. Mines AOF*, n° 14, t. I et II, 571 p.
- TESSIER F., FLICOTEAUX R., LAPPARTIENT J.-R., NAHON D. & TRIAT J.-M. (1975). Réforme du concept de continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest-africain. IXème congr. int. Séd., Nice, Fr., pp. 207-211.
- TIKHONOV A. N. (1950). Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. *Dokl. Akad. URSS*, 73, p. 295-297.

- TOUMARKINE M., DIOP A. & PERCH-NIELSEN K. (1984). Foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires du Paléocène et de l'Éocène inférieur du Cap-Vert, Sénégal. *Géologie Méditerranéenne*, t.XI, n° 1, pp. 1-11.
- VOZOFF K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, pp. 98-114.
- WIGHT D. E., BOSTICK F. X. JR & SMITH H. W. (1977). Real time Fourier transformation of magnetotelluric data. *Electrical Eng. Res. Lab.*, University of Texas, 264 p.
- WISSMAN G. (1982). Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania. In : U. von Rad et al. (Rédacteurs). *Geology of the northwest african continent margin*. Springer, Berlin, pp. 150-181.
- WITSCHARD F. (1965). Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. *Mémoire BRGM*, n° 44, 172 p.
- ZIANG P., ROBERTS R. G. & PEDERSEN L. B. (1987). Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 51, pp. 367-278.

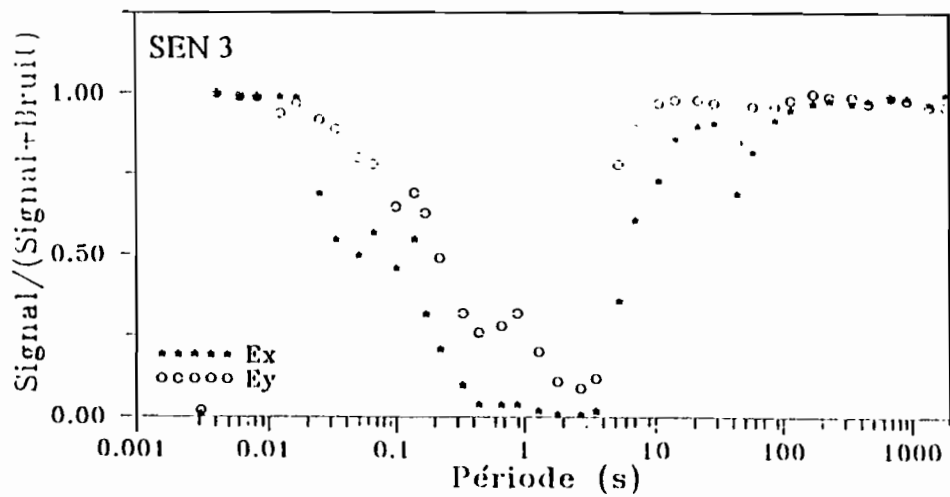
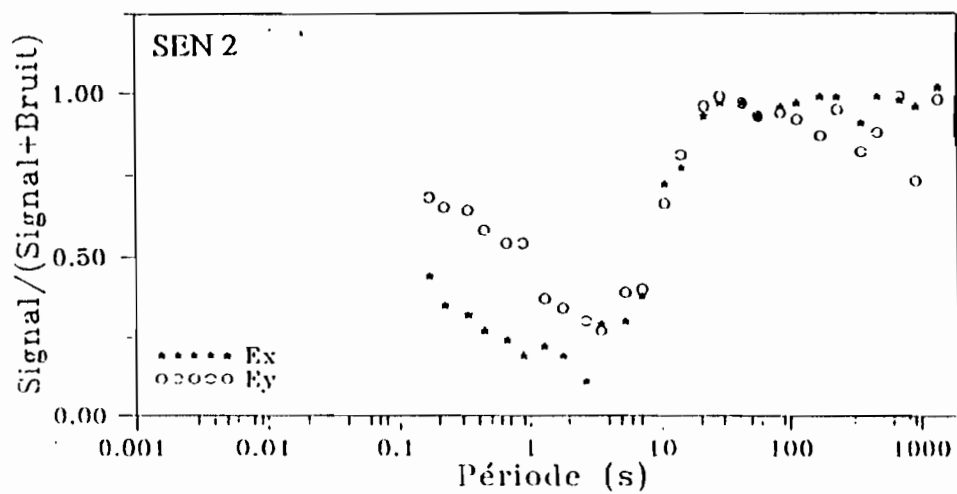
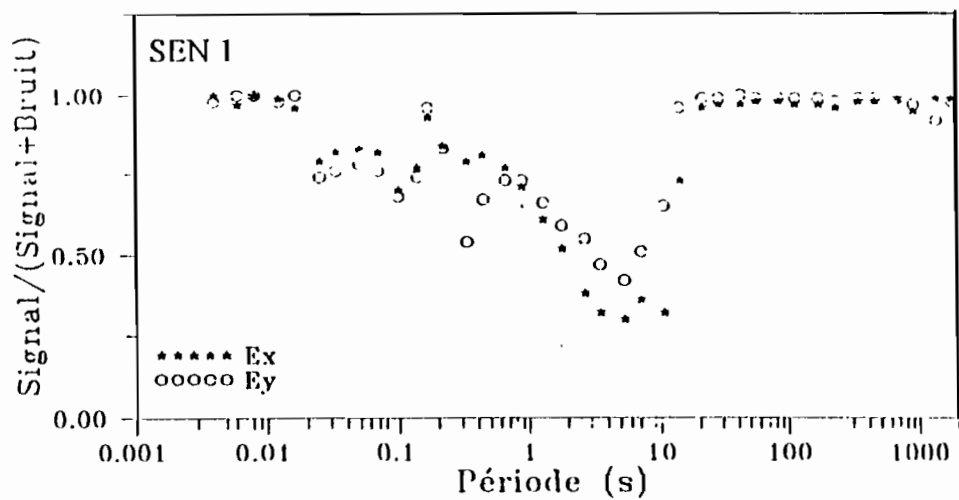
ANNEXES

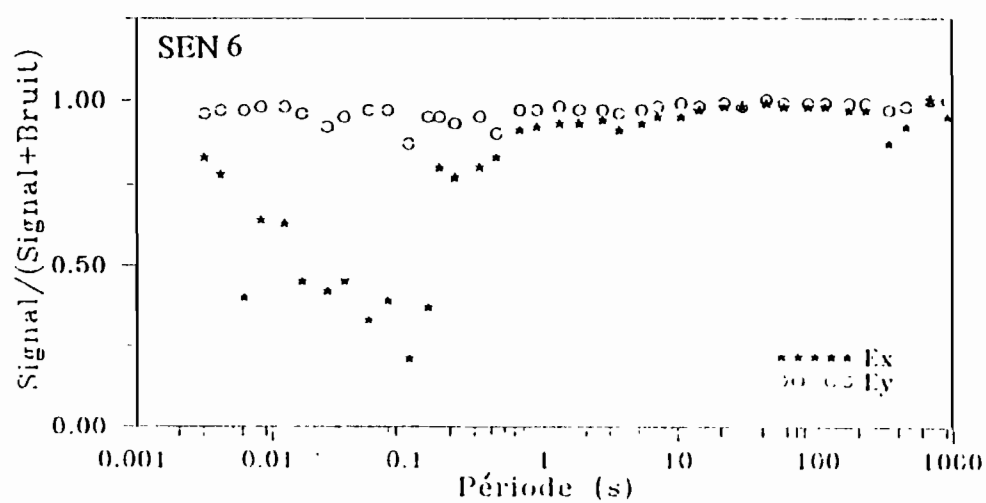
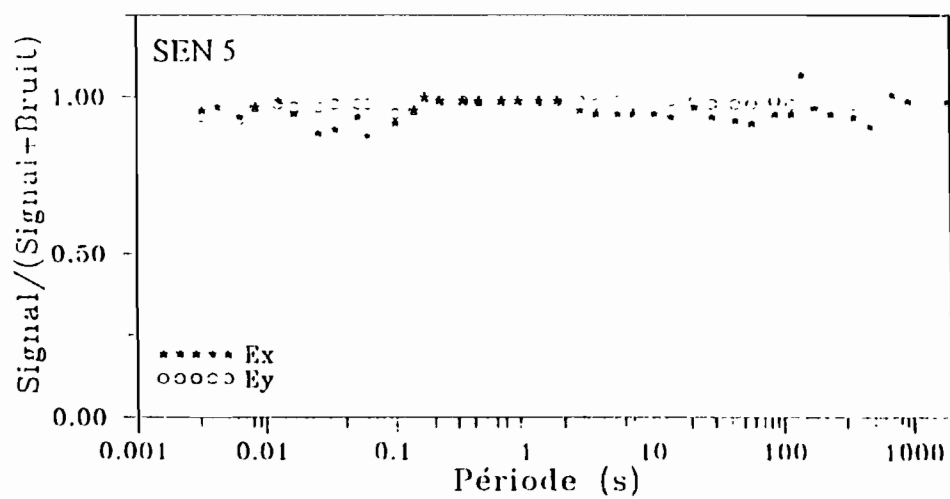
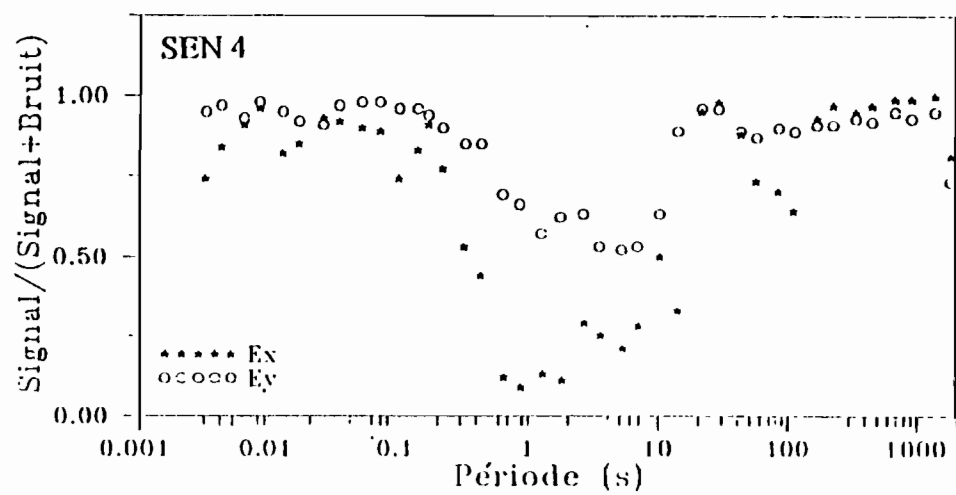
A/ PARAMETRES MT

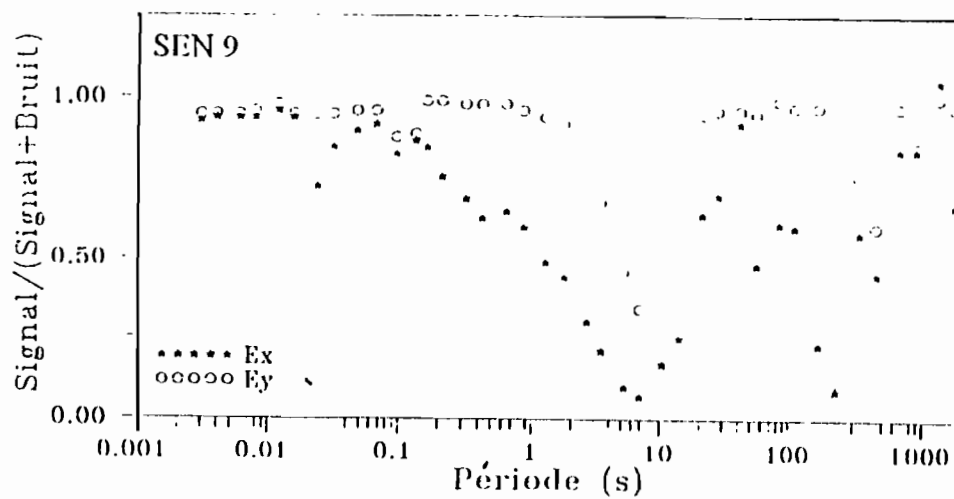
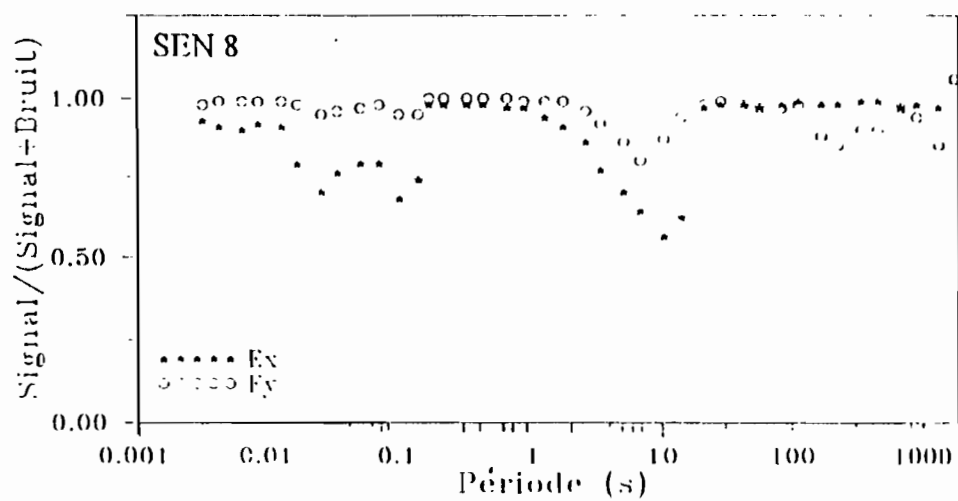
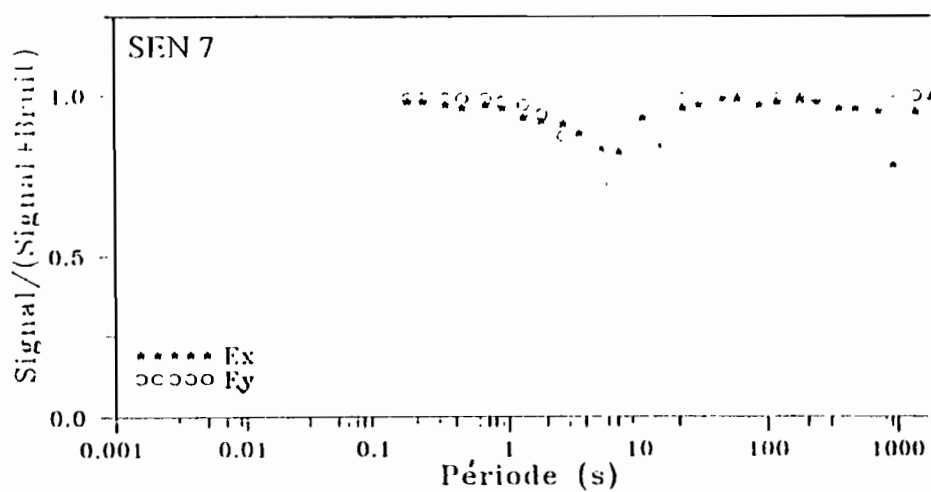
B/ SYSTEMES D'AQUISITION MT ET MAGNETIQUE

A/ PARAMETRES MT AUXILLIAIRES

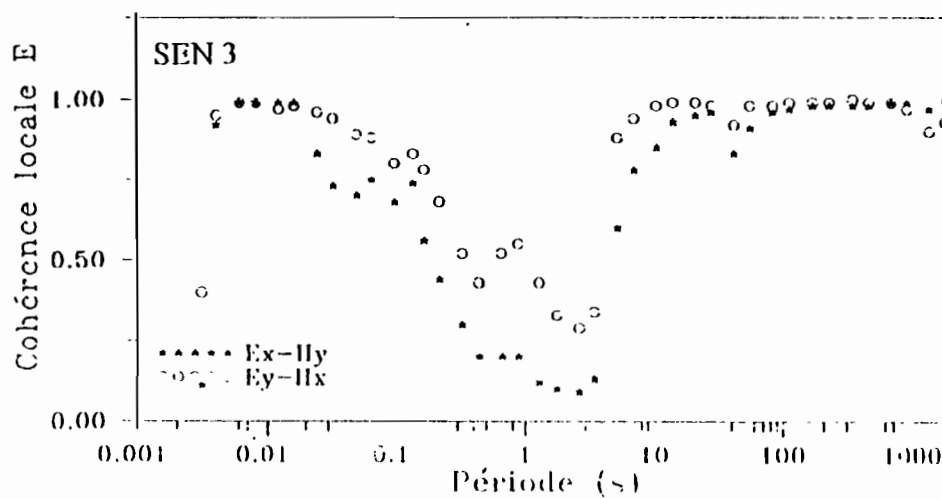
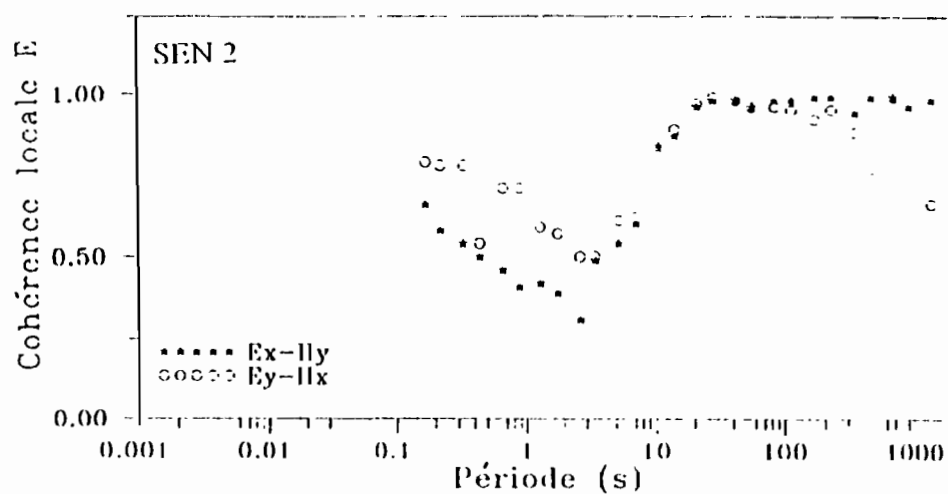
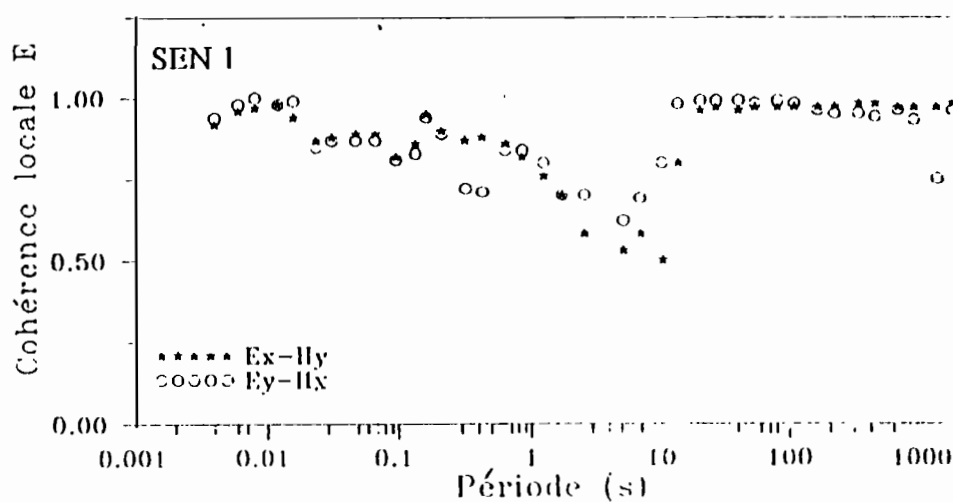
A.1 - RAPPORT SIGNAL SUR BRUIT TELLURIQUE

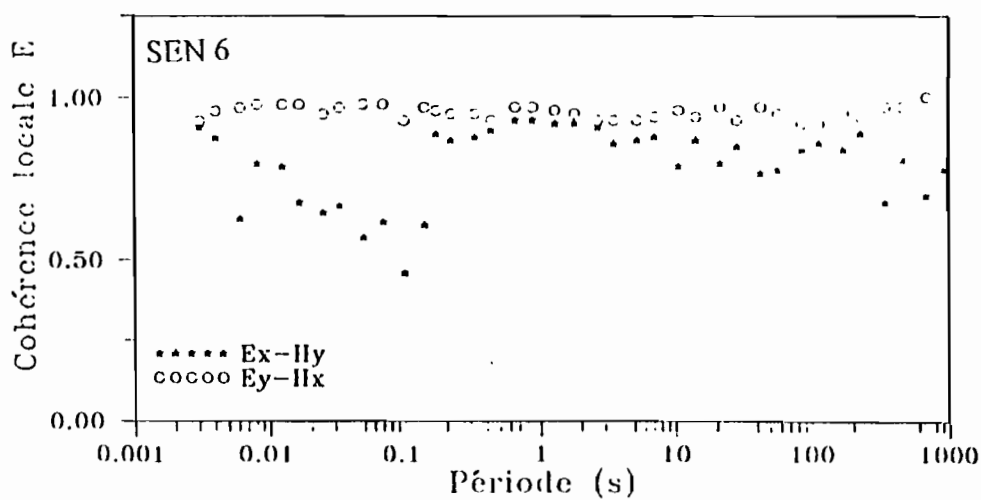
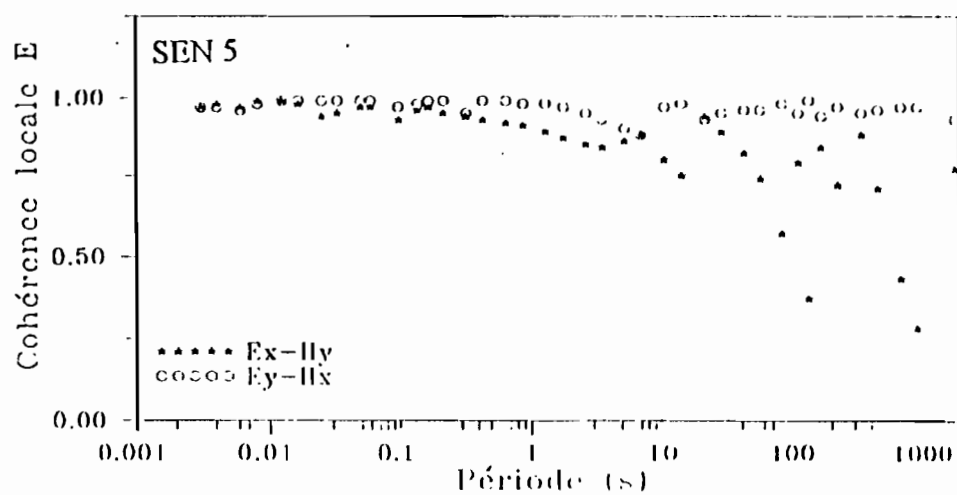
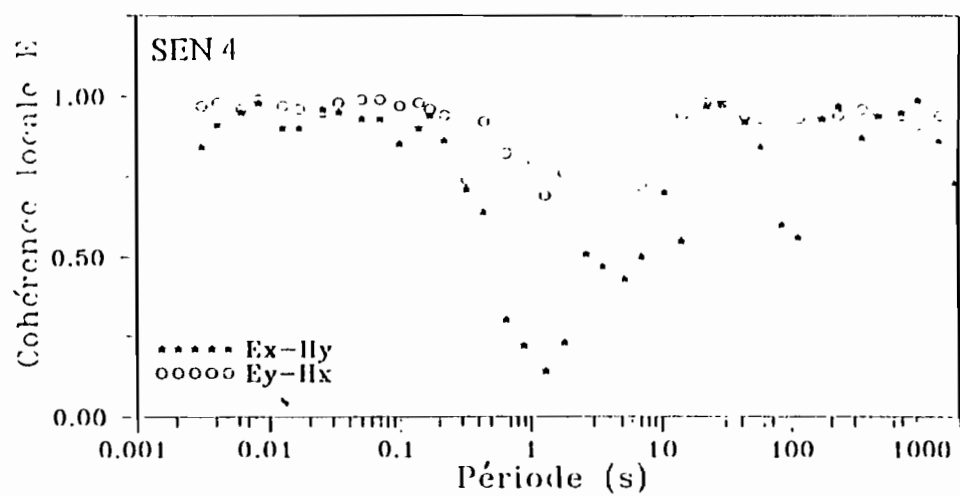


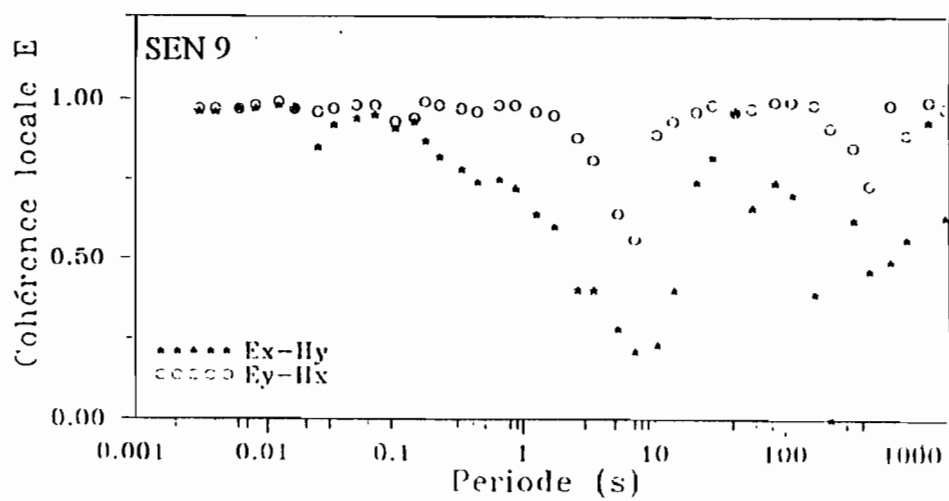
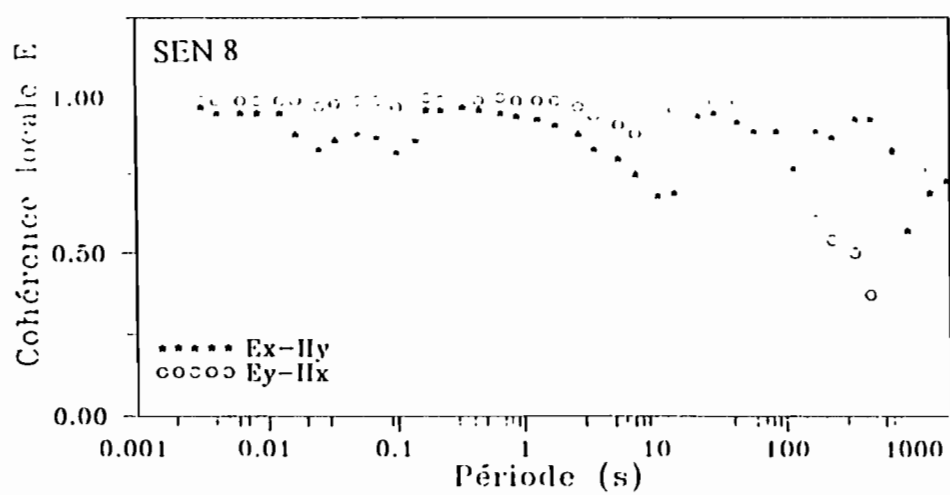
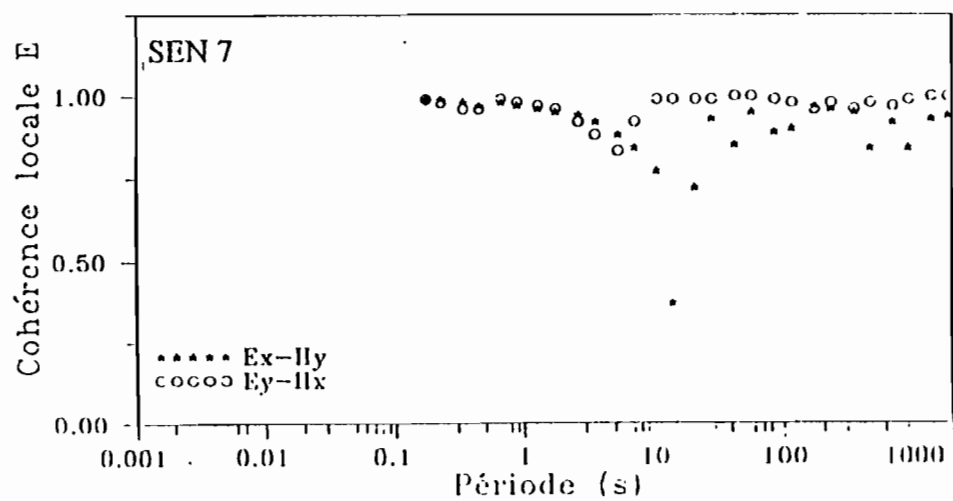




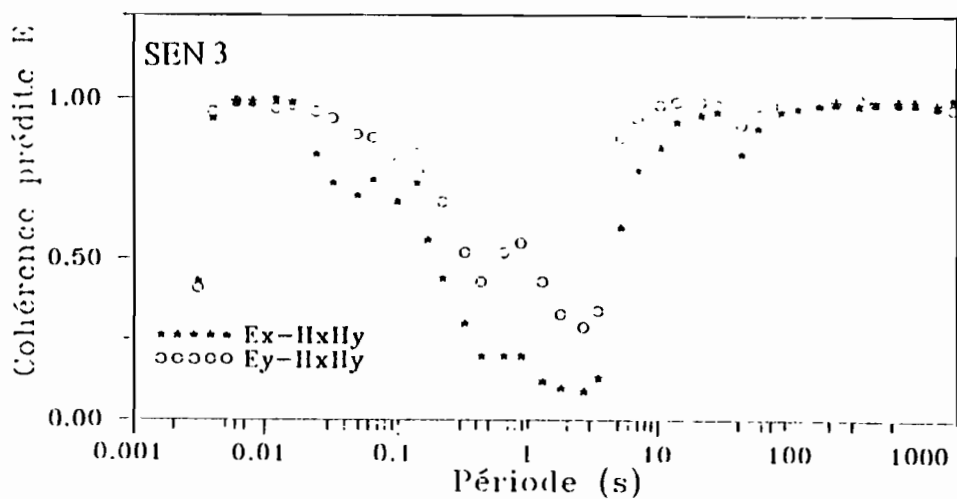
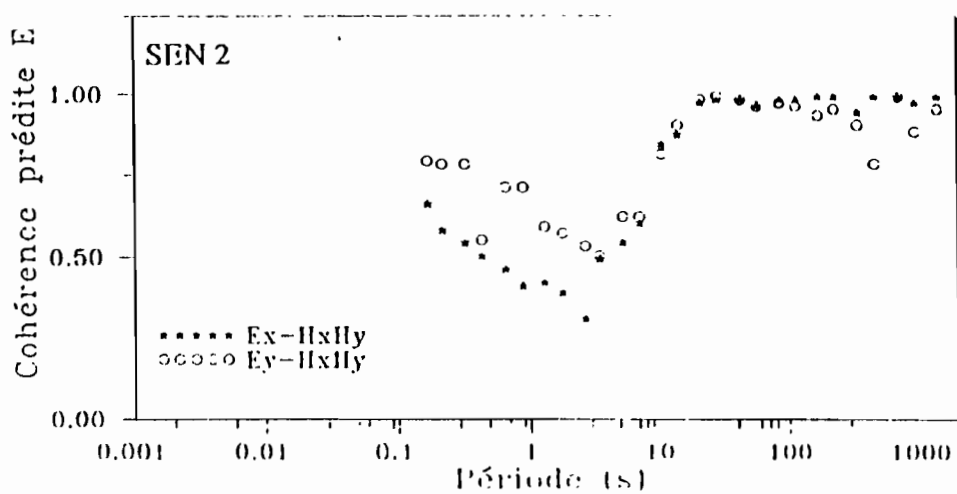
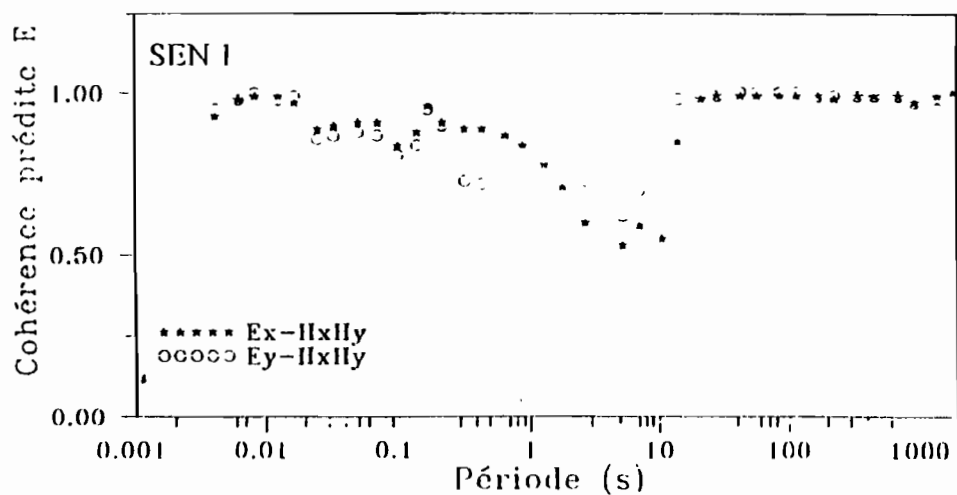
A.2 - COHÉRENCE LOCALE DES TELLURIQUES

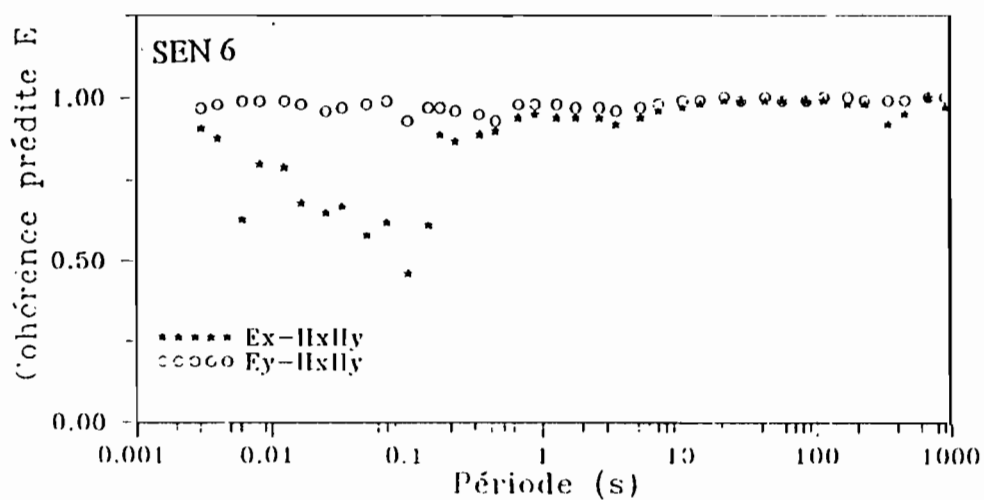
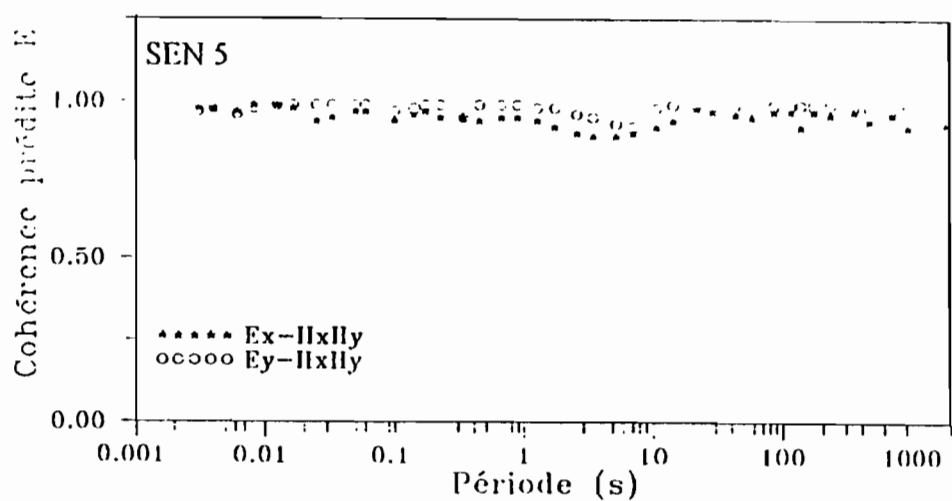
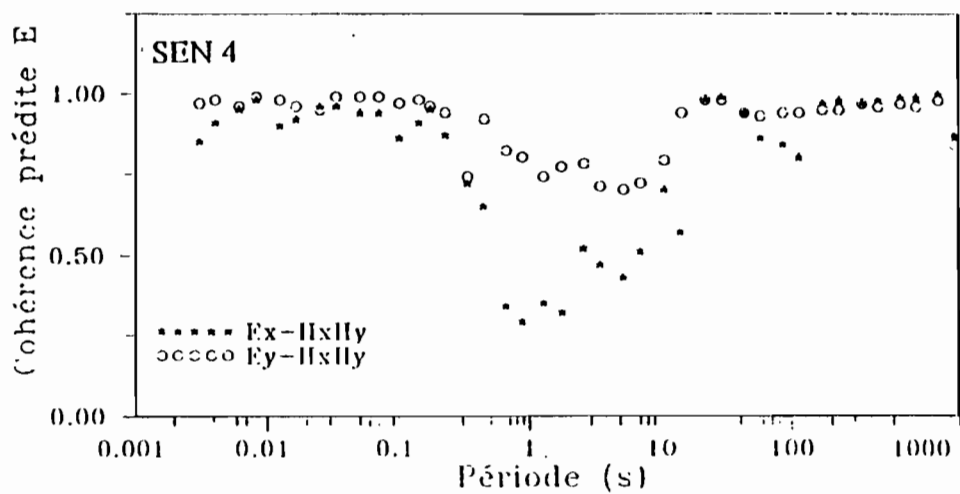


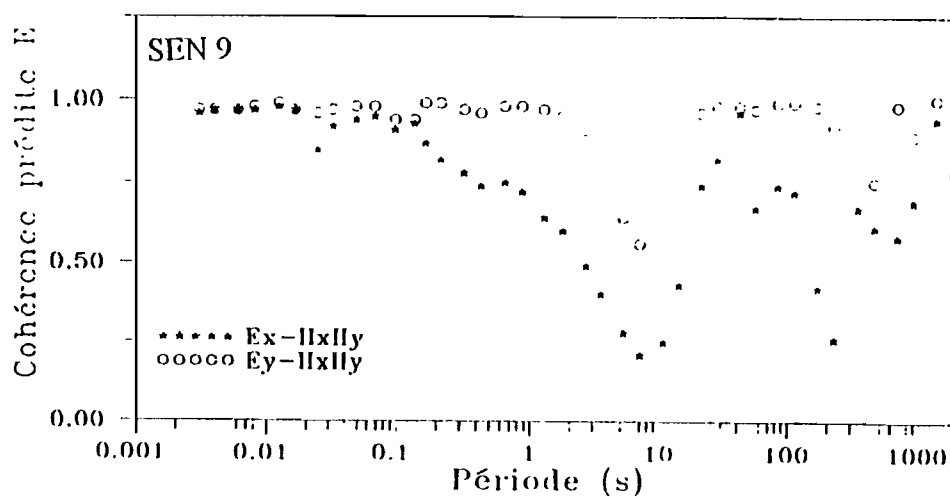
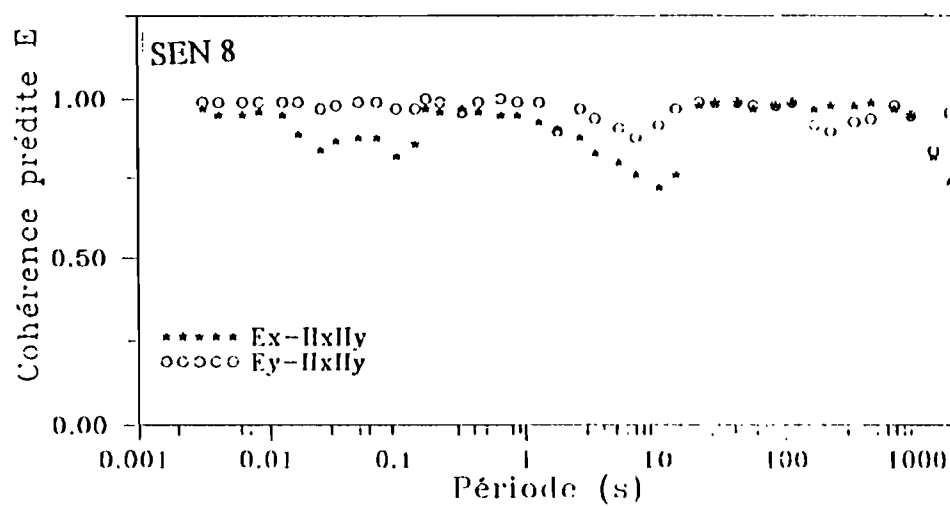
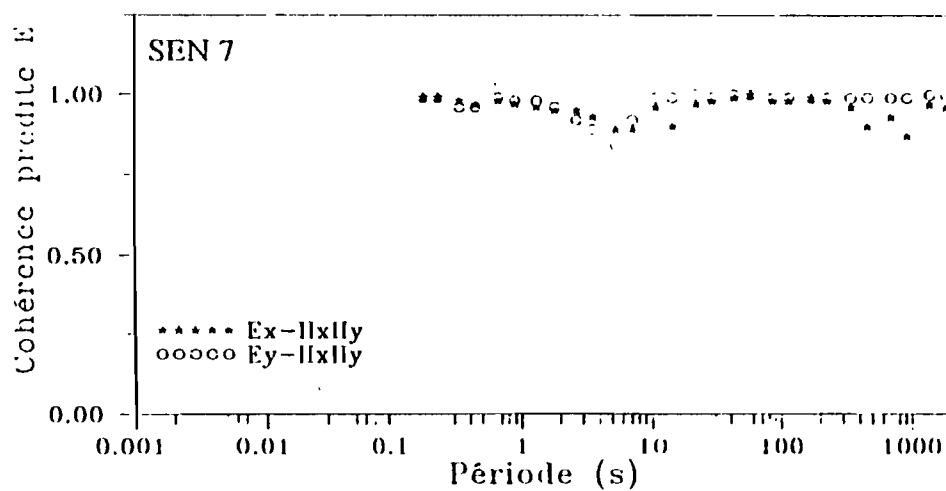




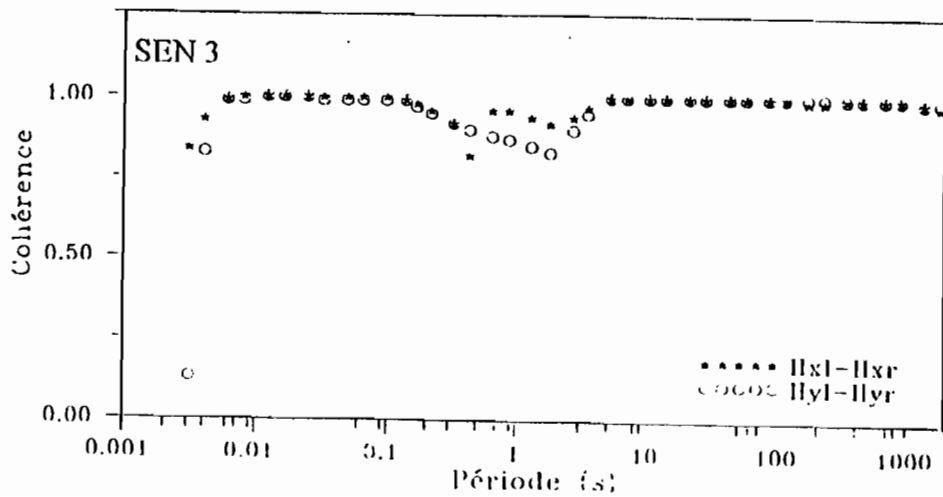
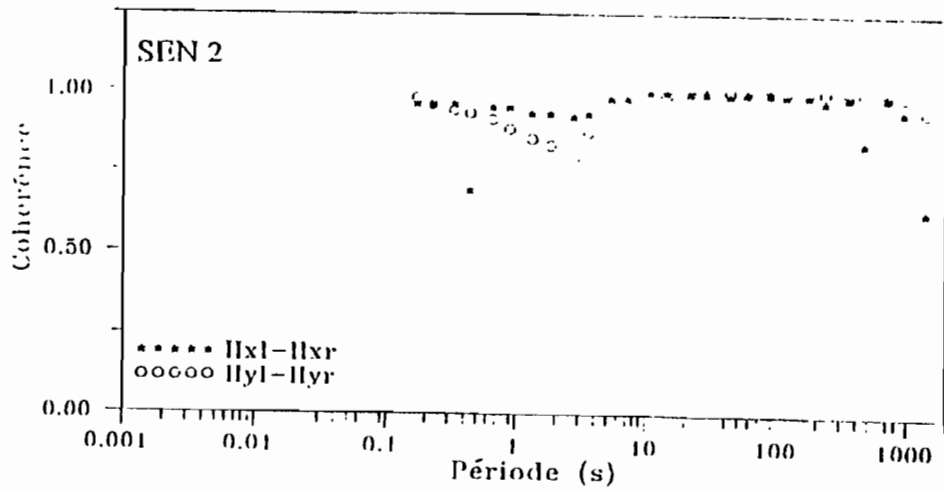
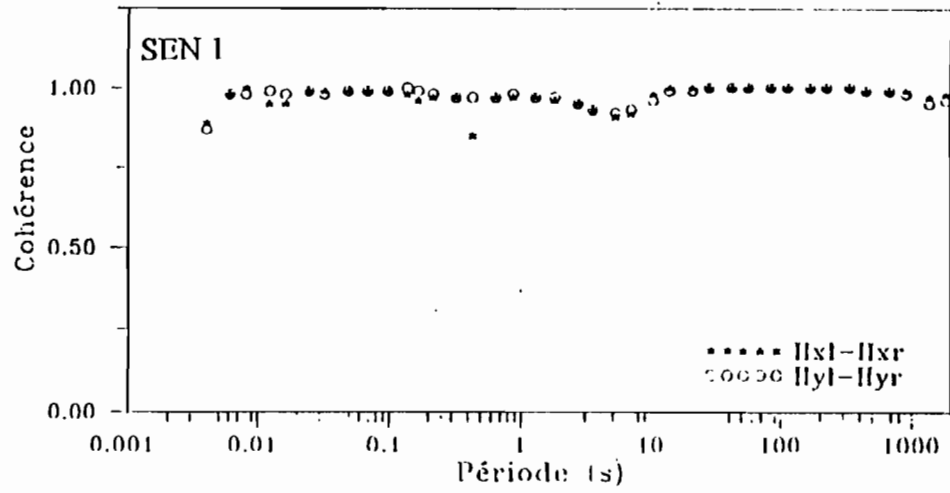
A.3 - COHÉRENCE PRÉDITE DES TELLURIQUES

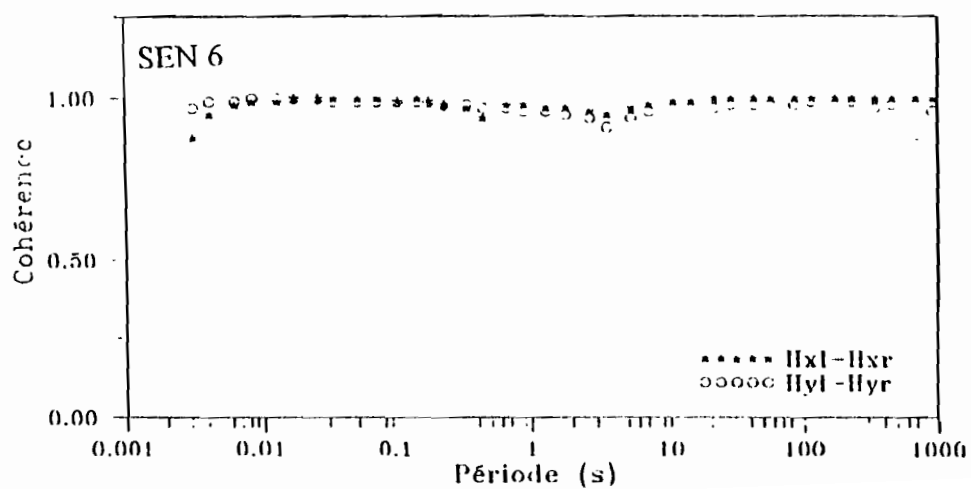
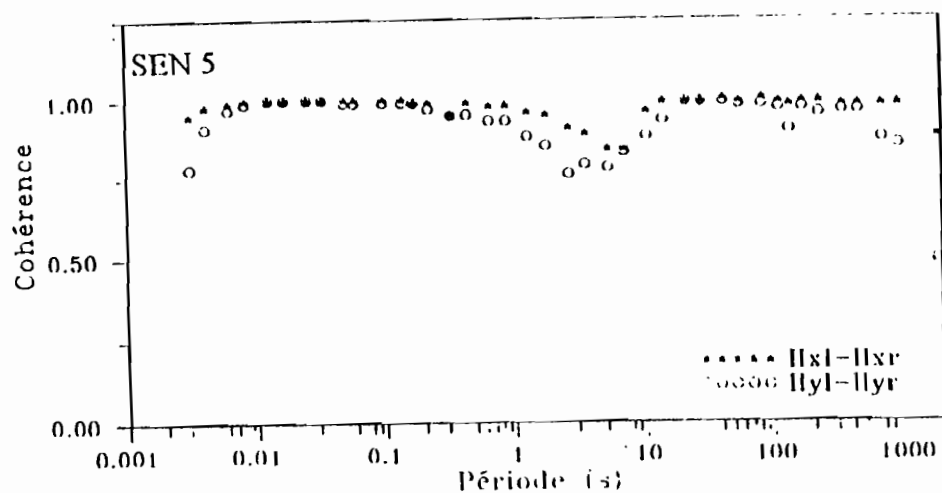
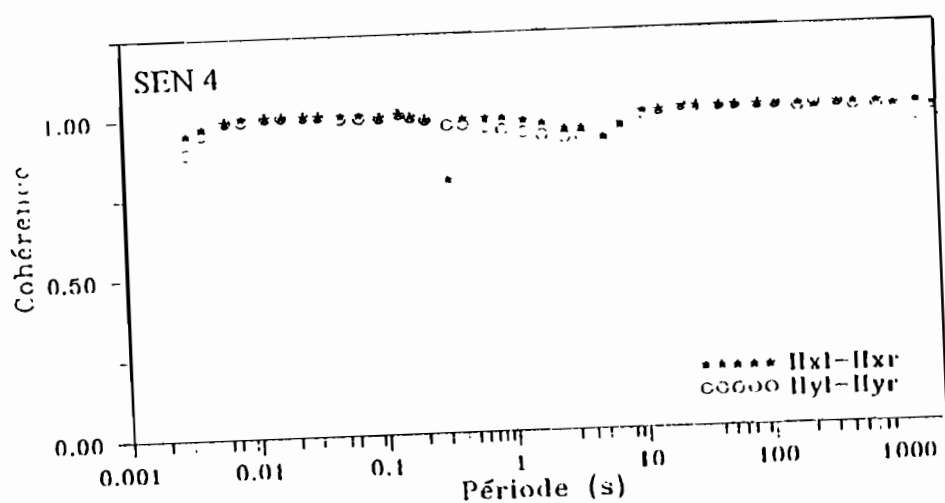


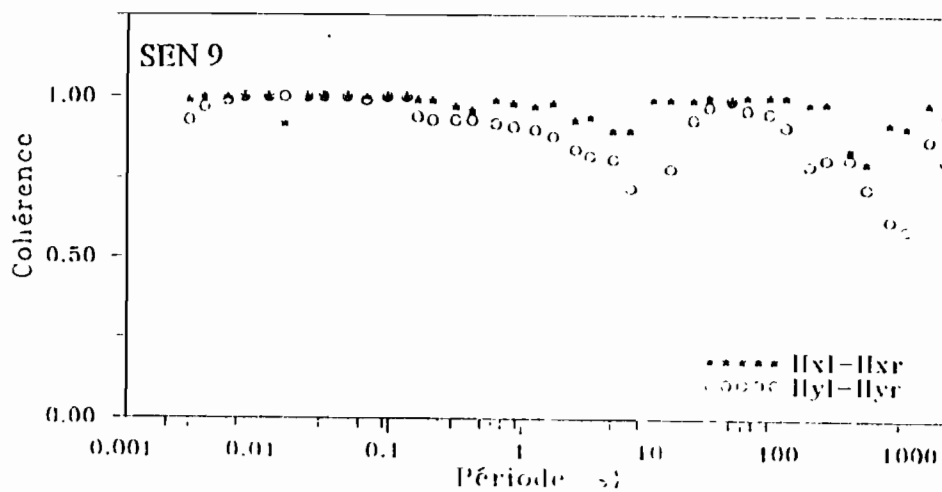
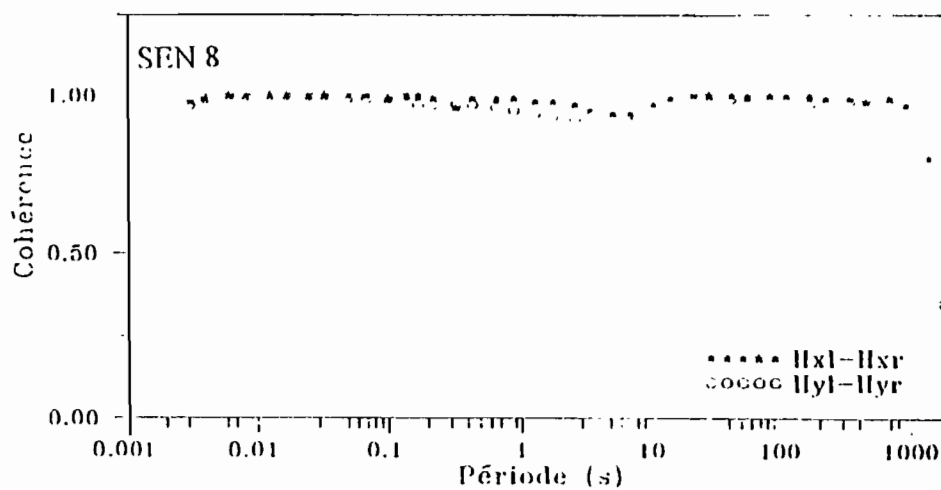
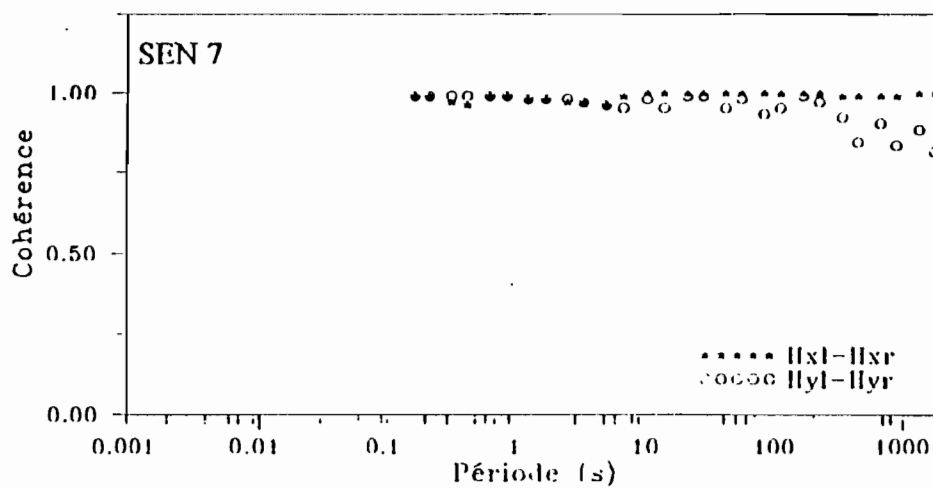




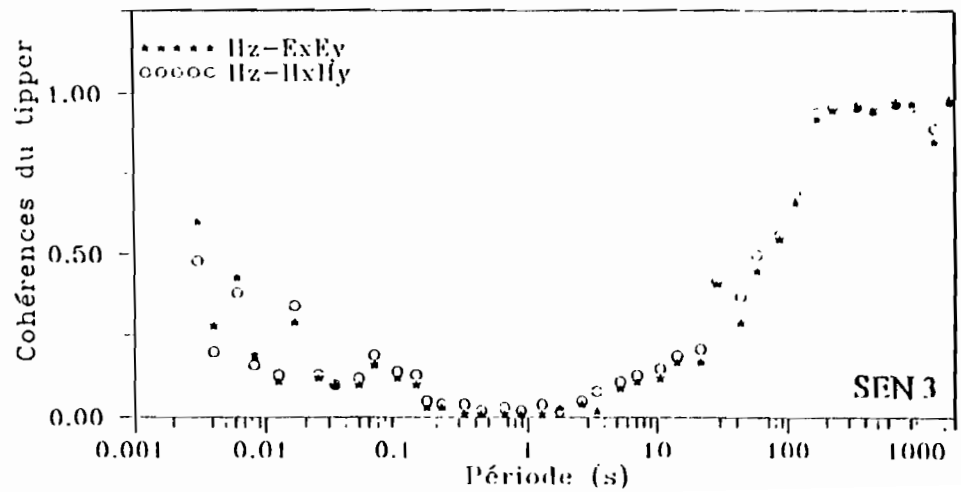
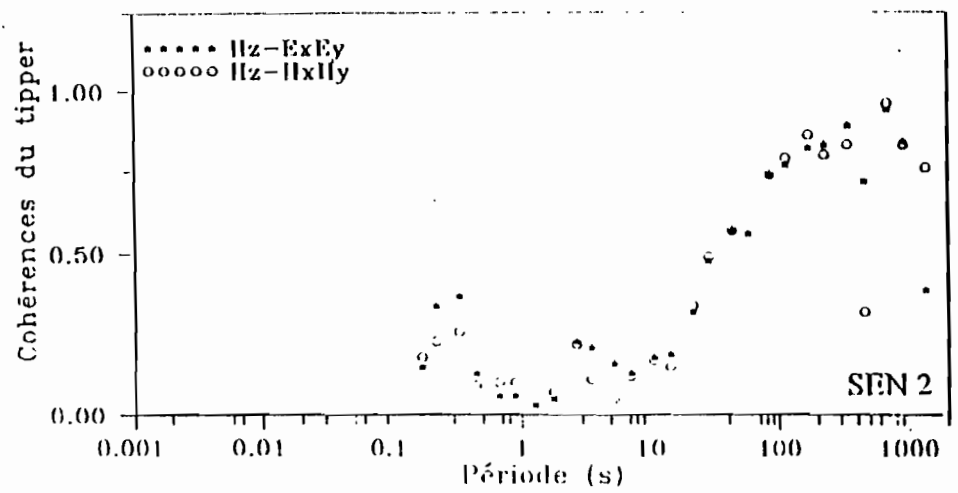
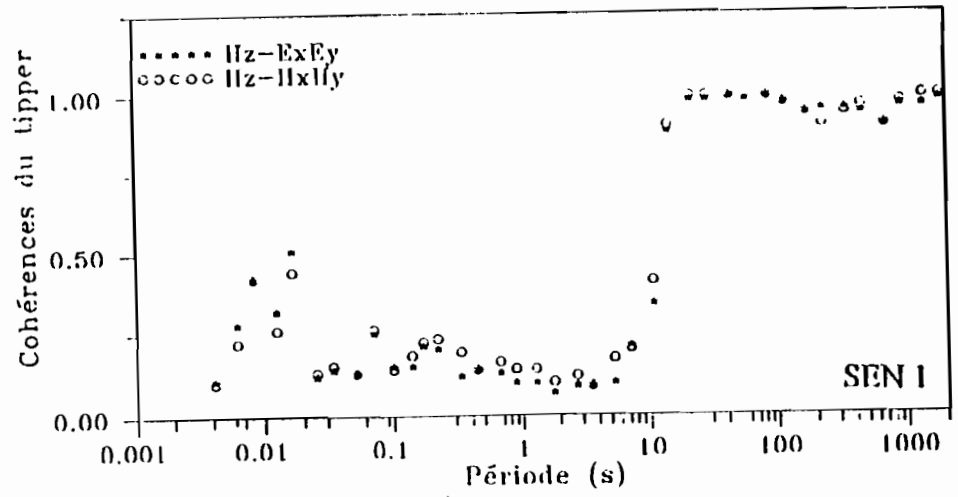
A.4 - COHÉRENCE DE LA RÉFÉRENCE MAGNÉTIQUE

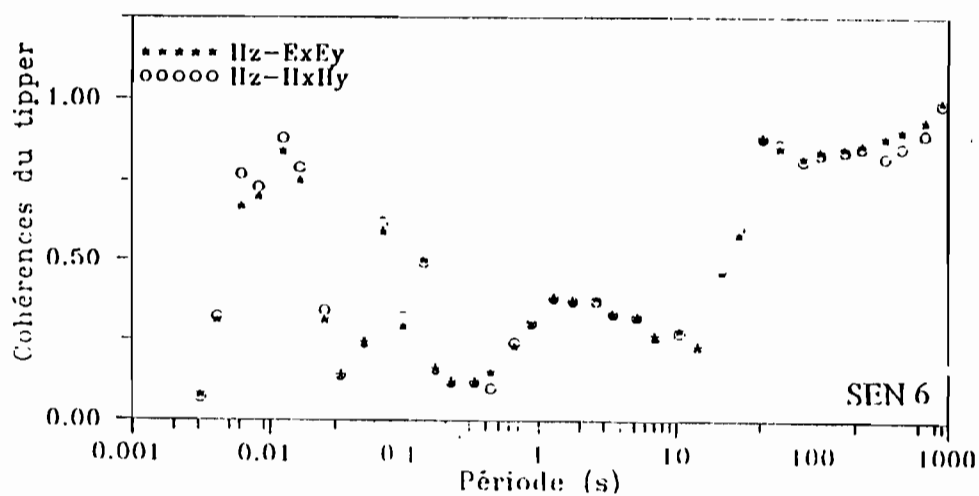
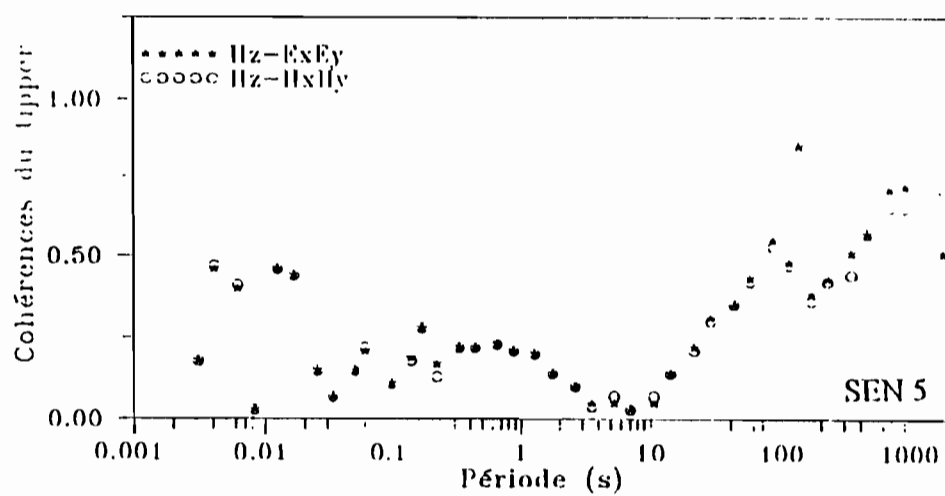
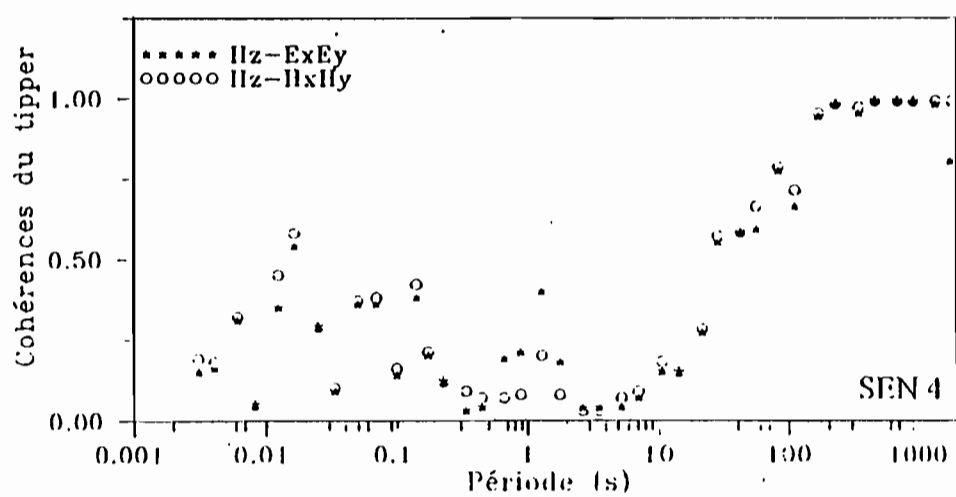


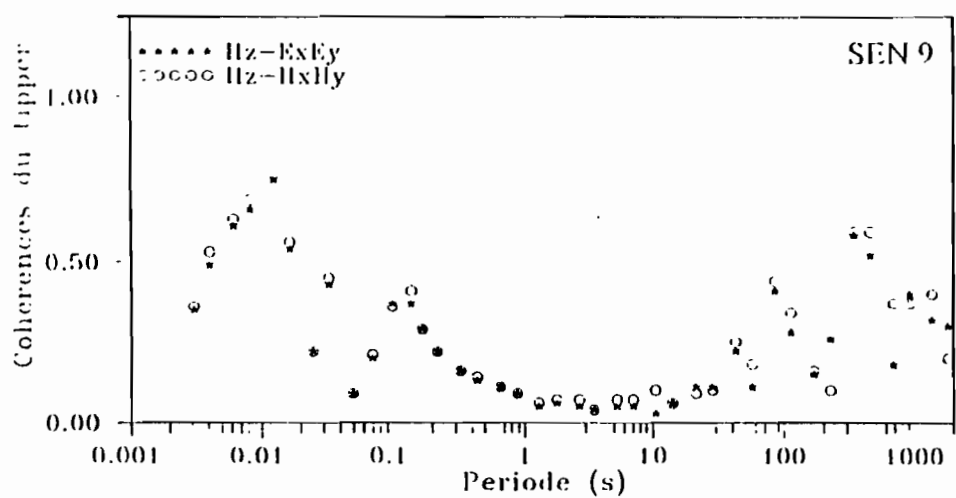
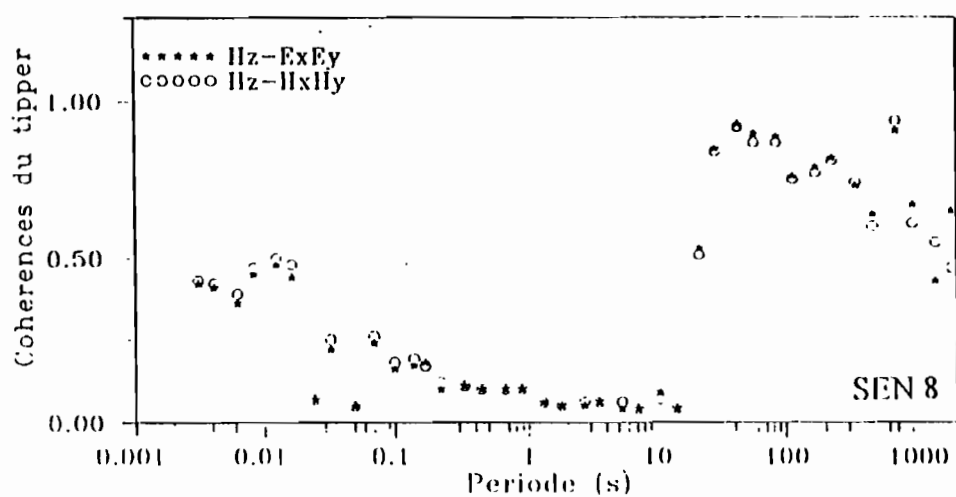
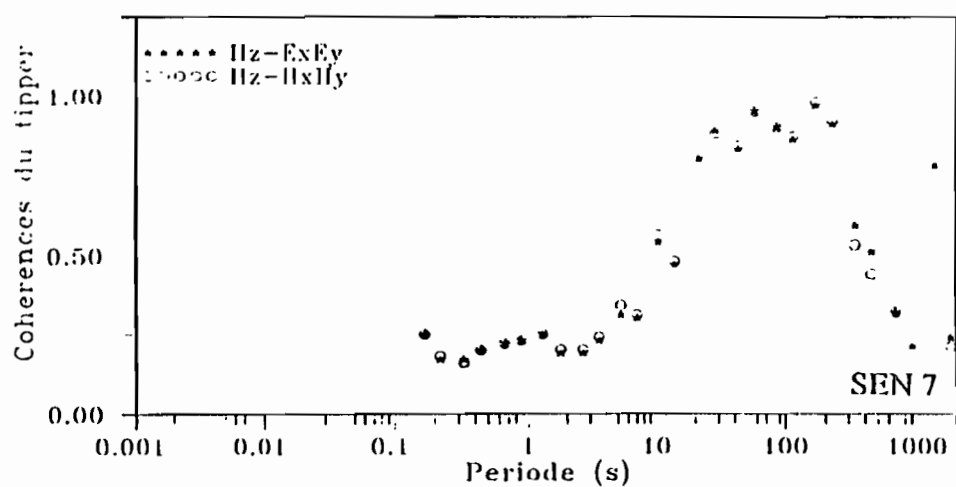




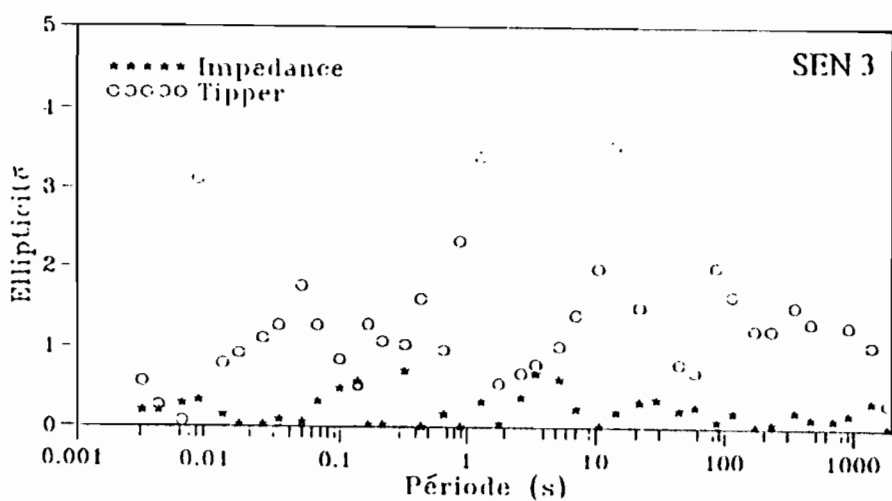
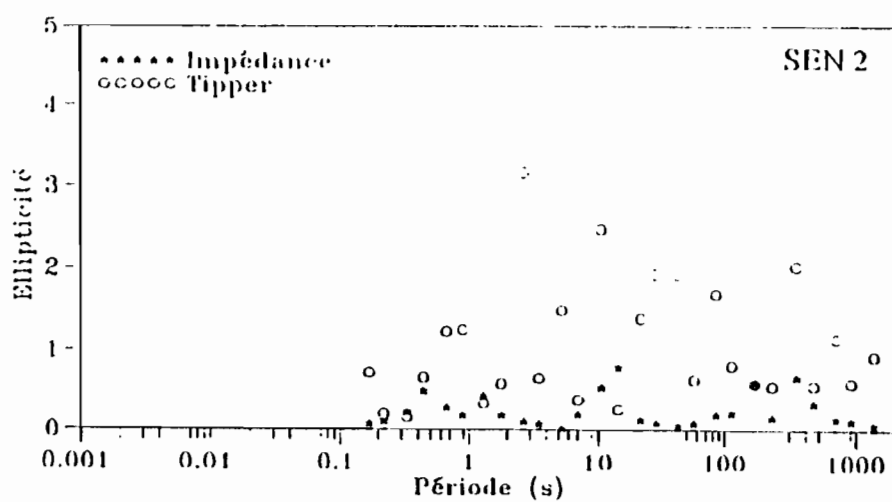
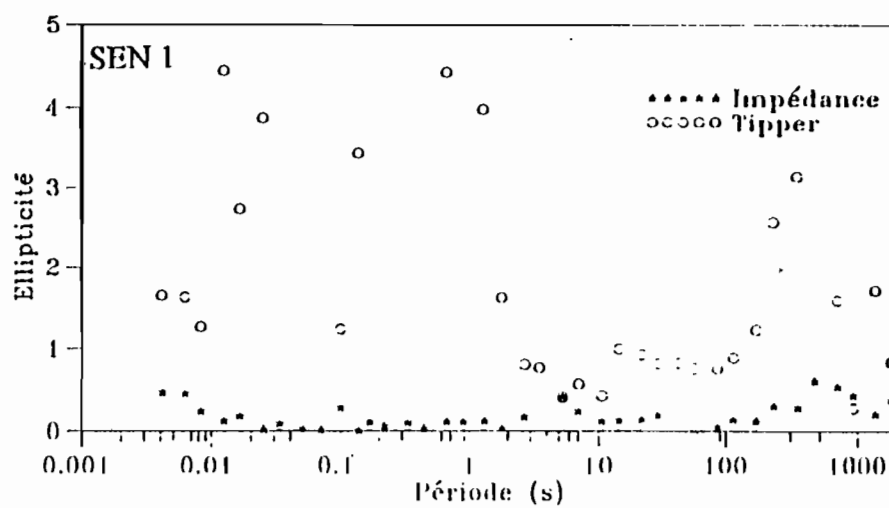
A.5 - COHÉRENCE DU TIPPER

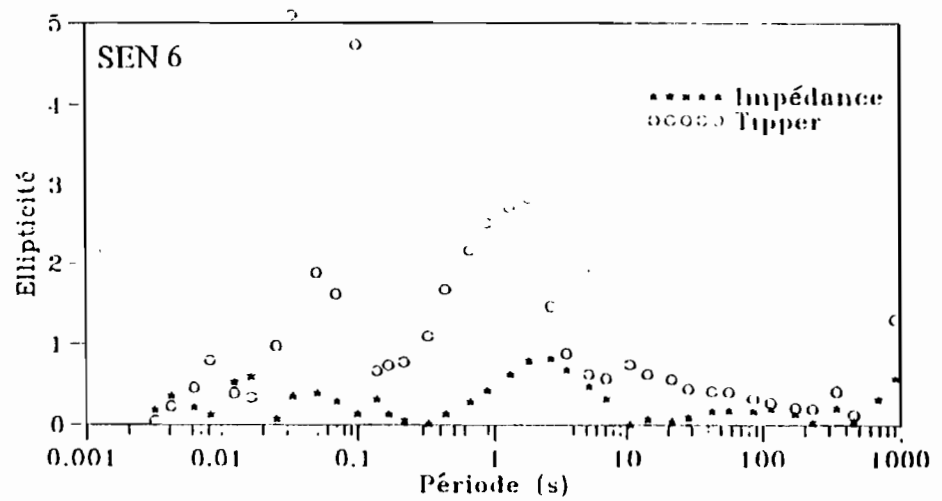
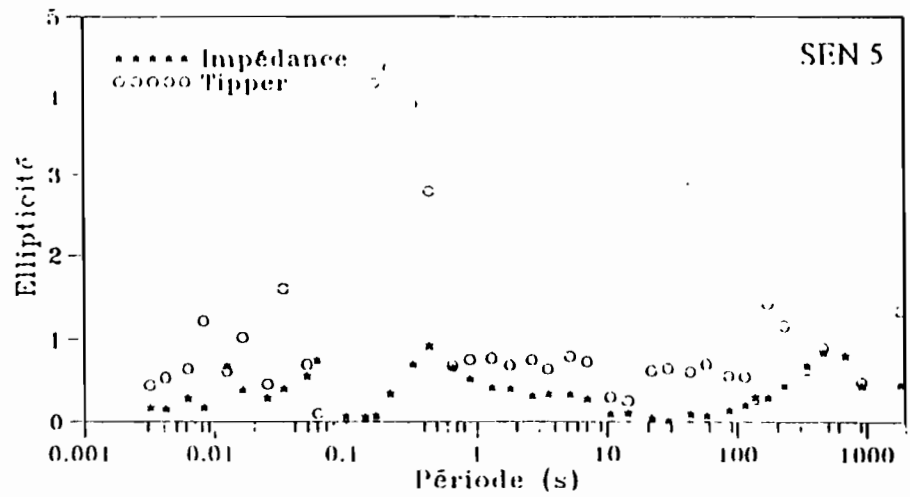
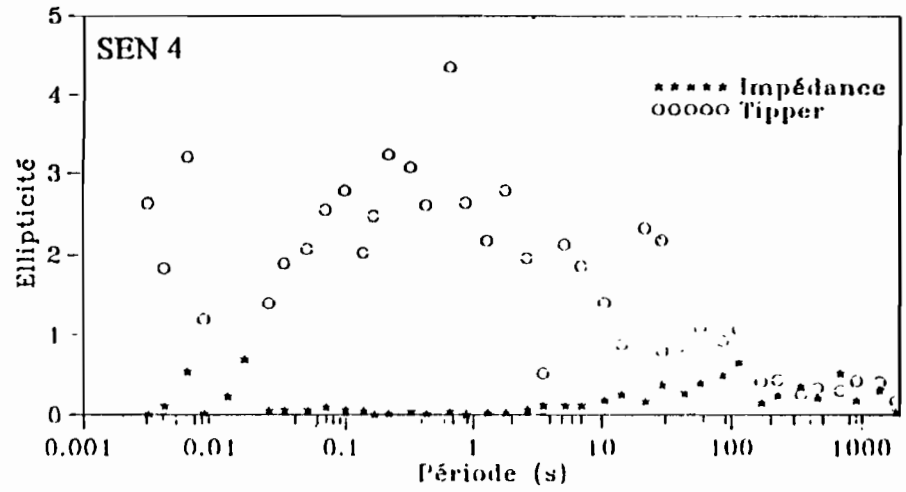


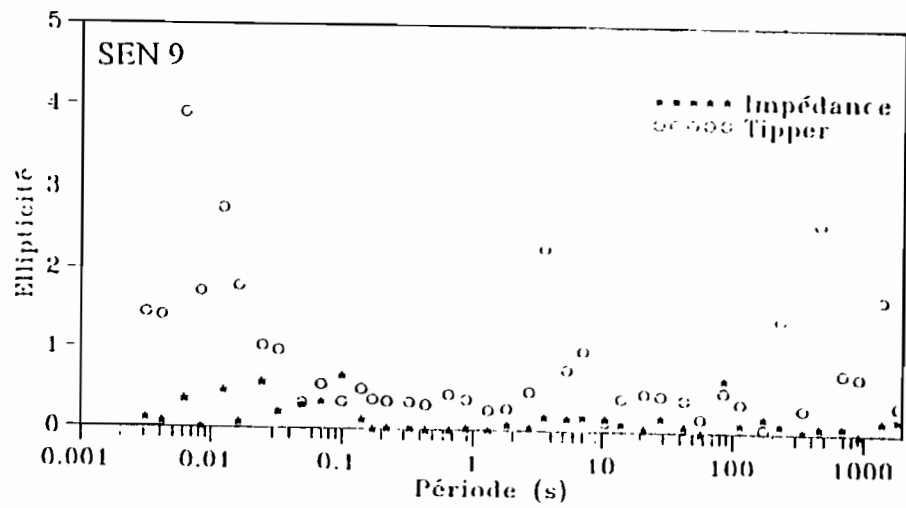
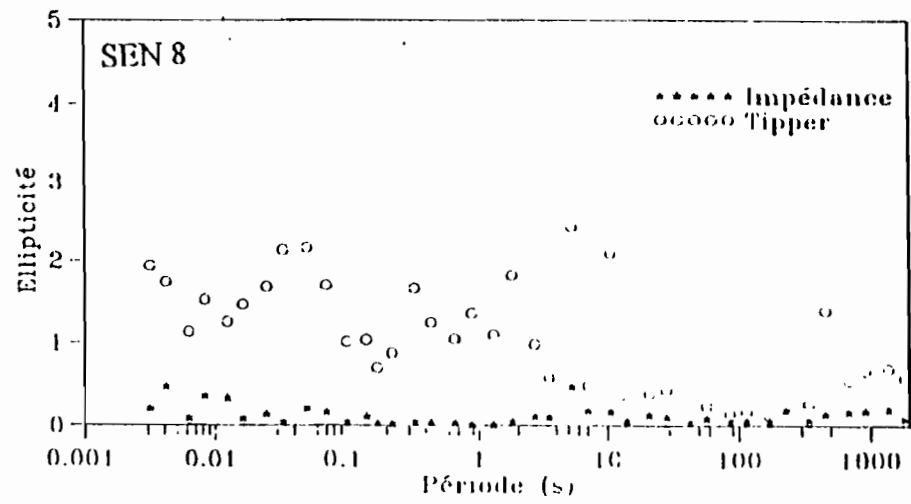
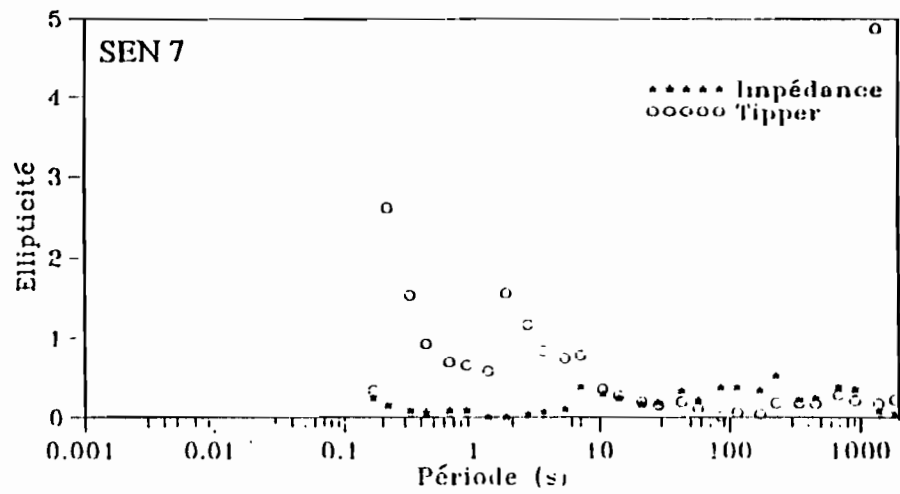




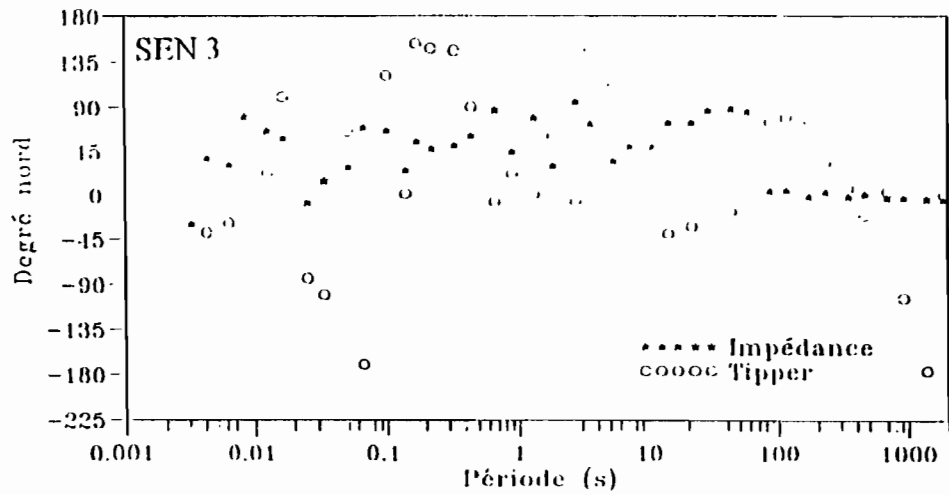
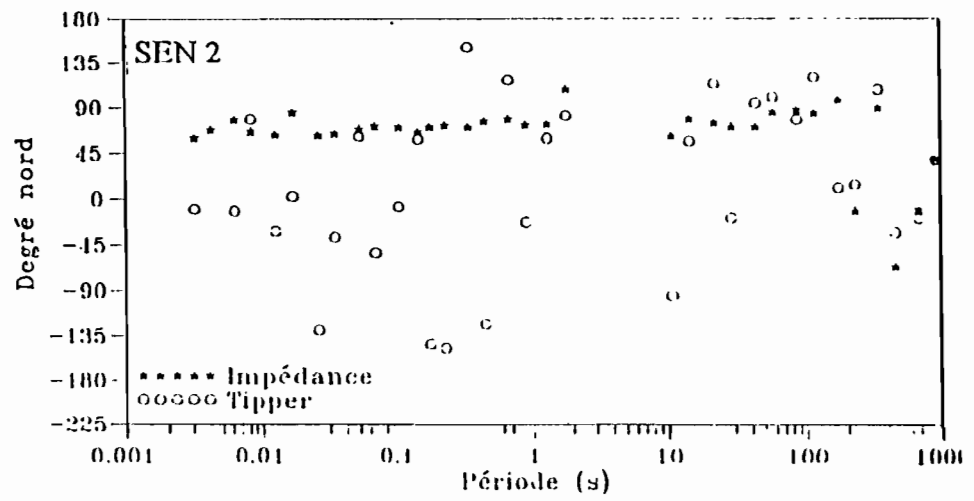
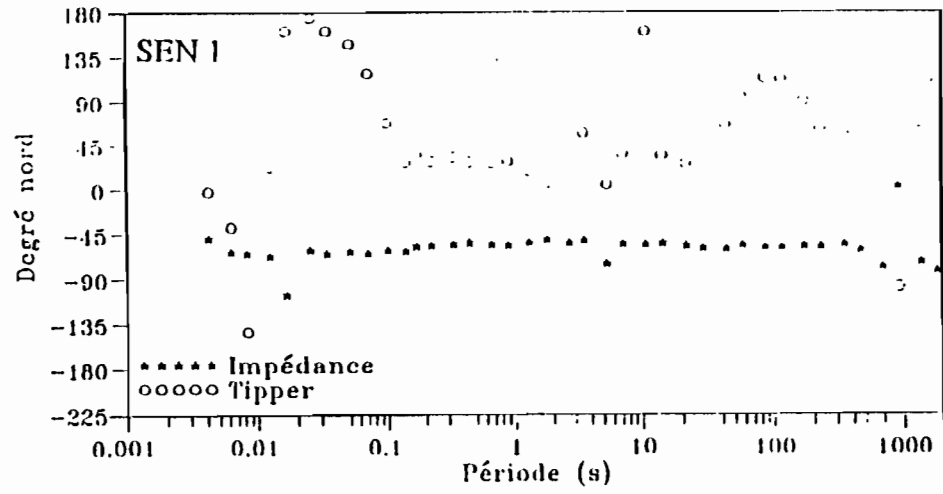
A.6 - ELLIPTICITÉ DE L'IMPÉDANCE ET DU TIPPER

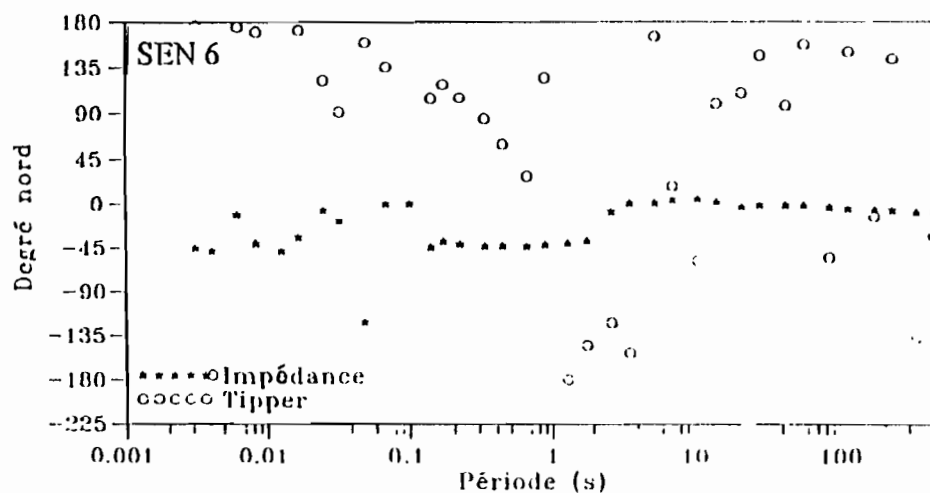
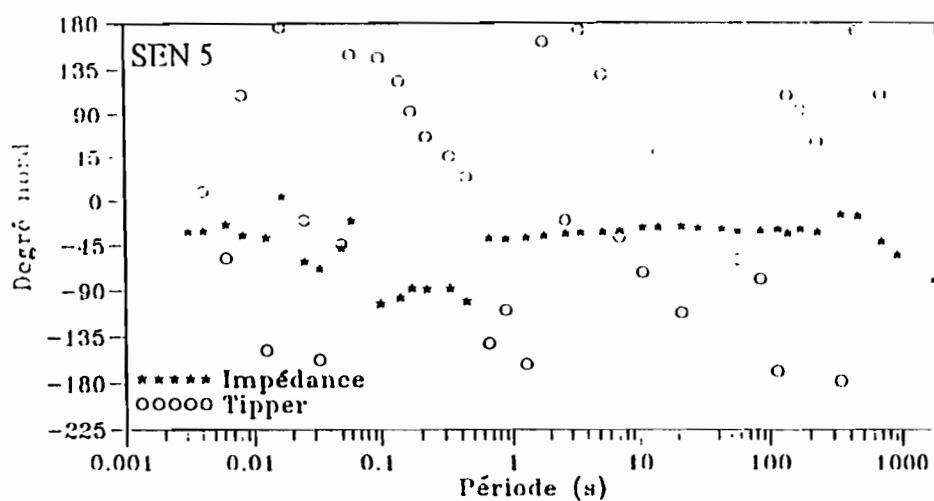
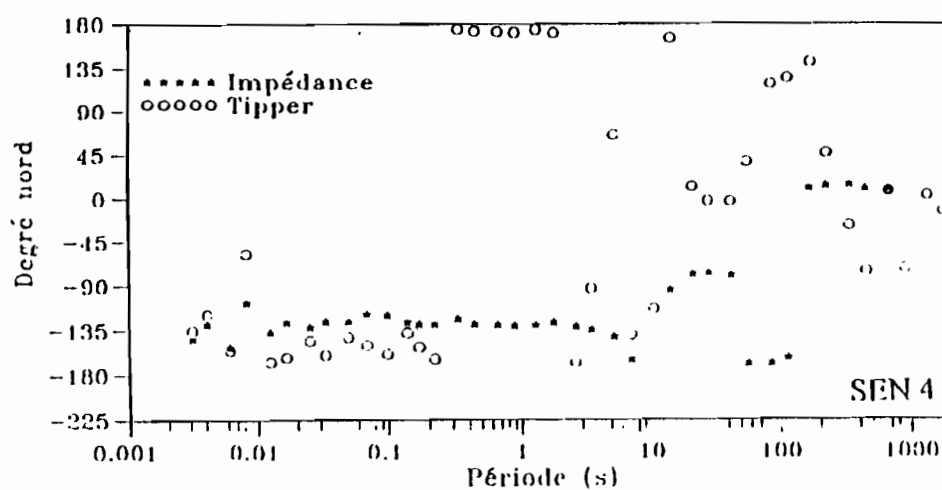


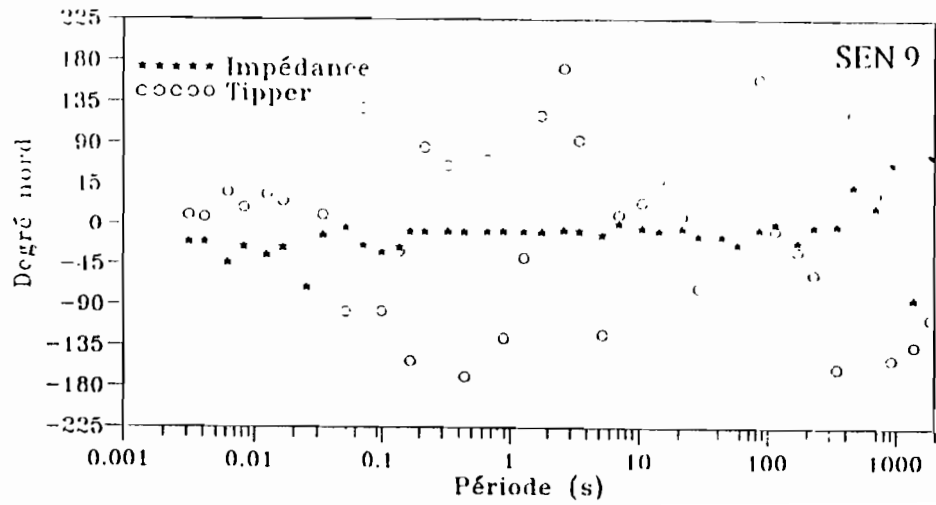
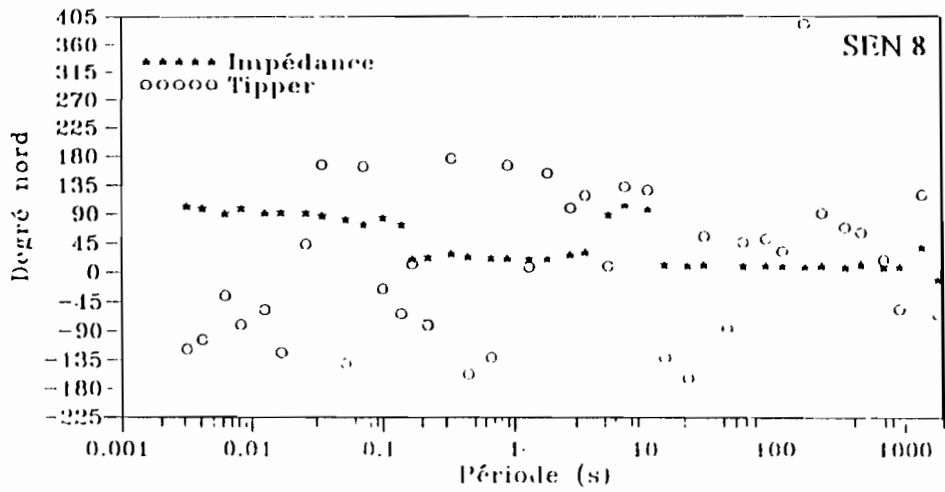
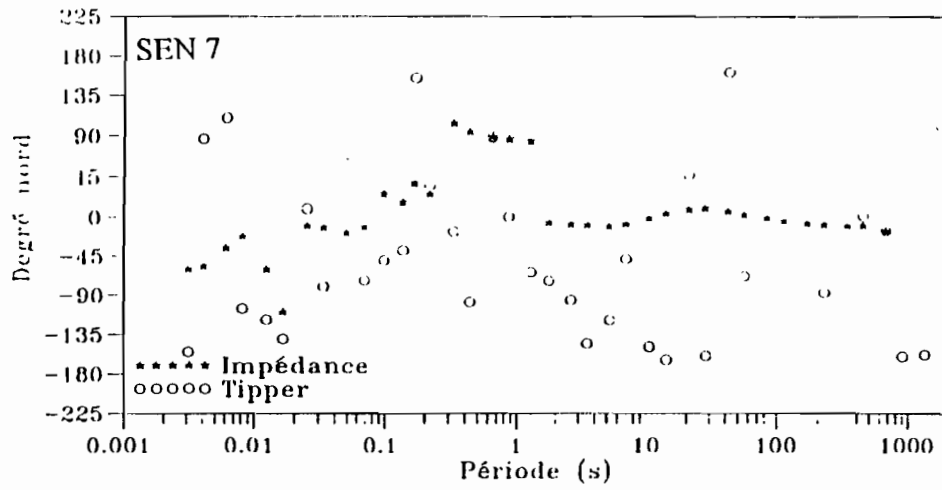




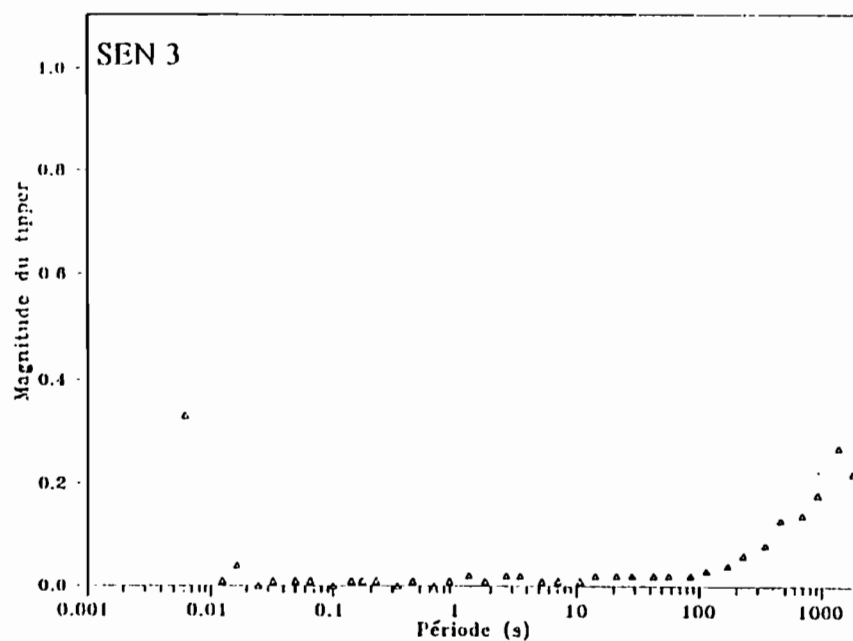
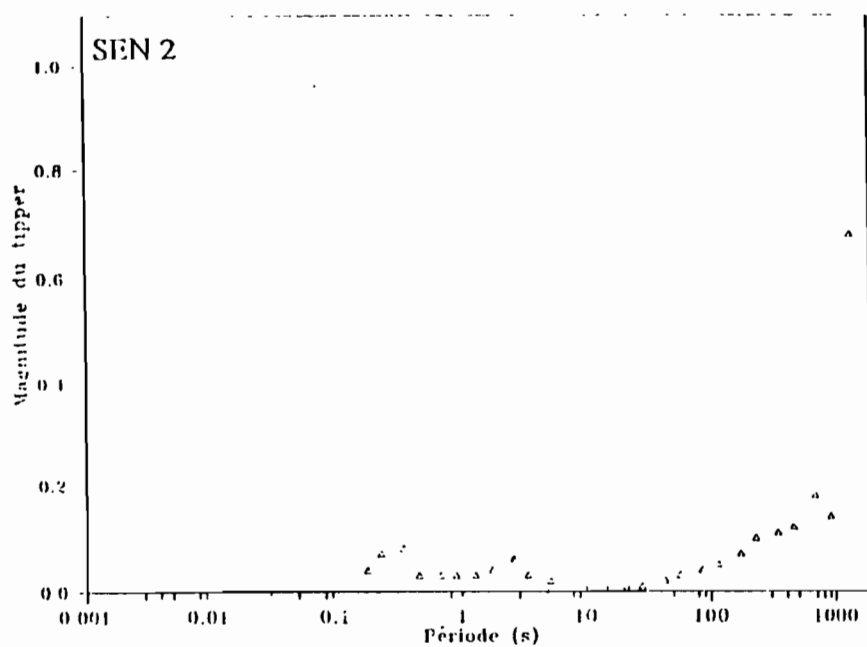
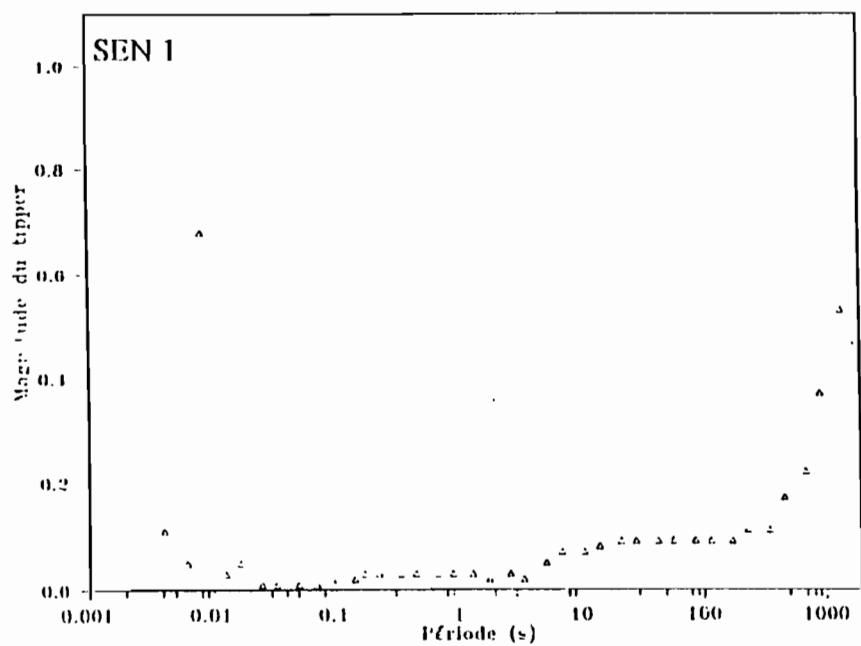
A.7 - DIRECTIONS DE L'IMPÉDANCE ET DU TIPPER

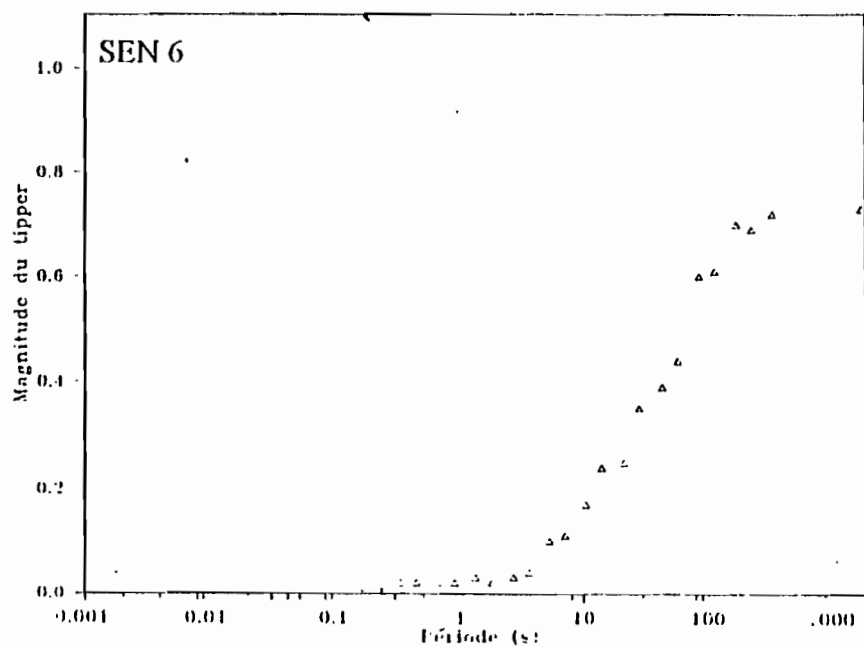
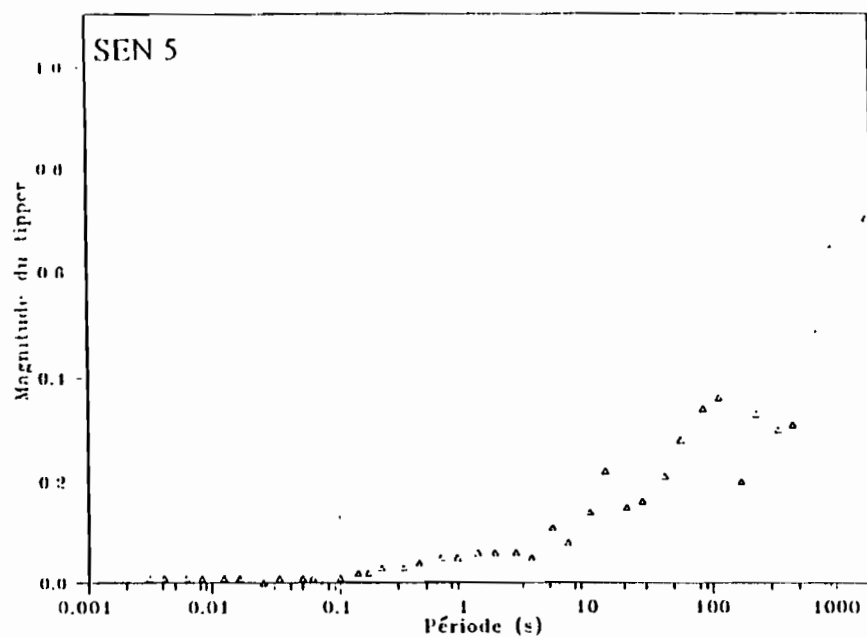
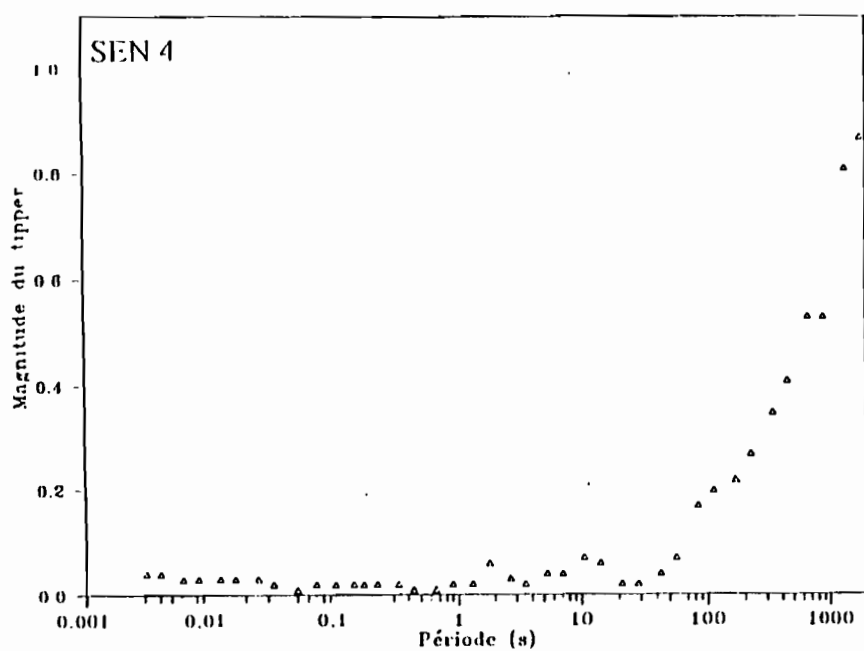


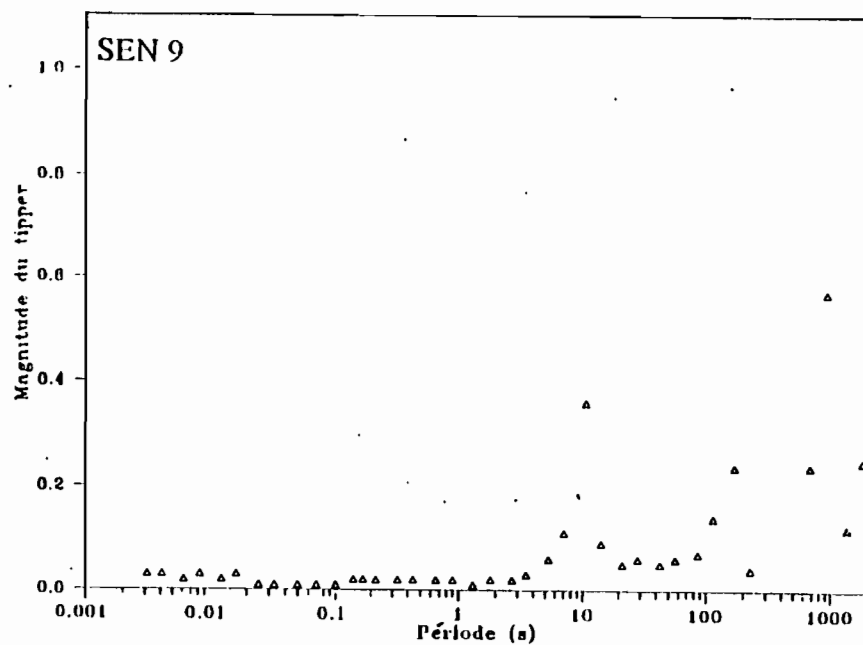
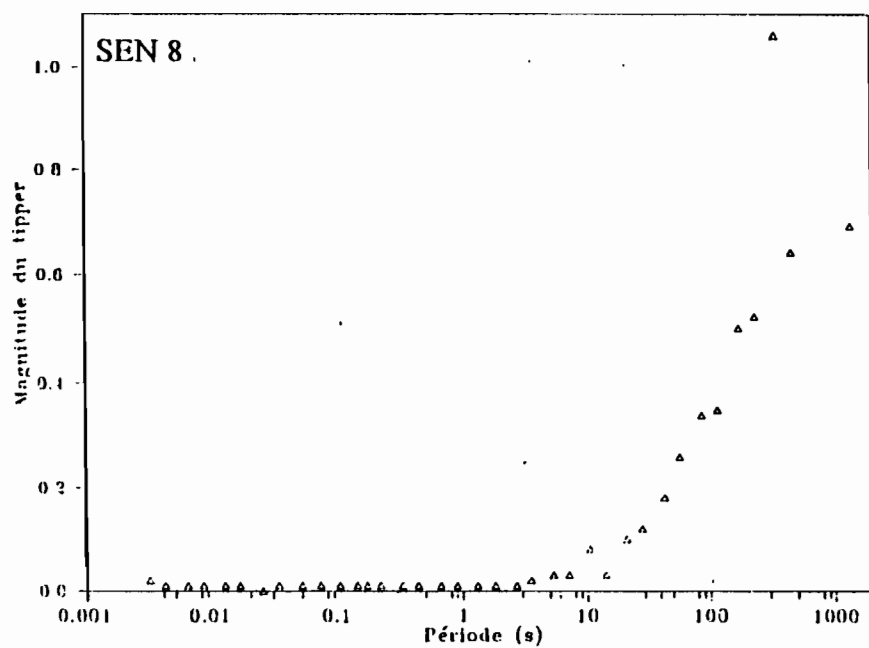
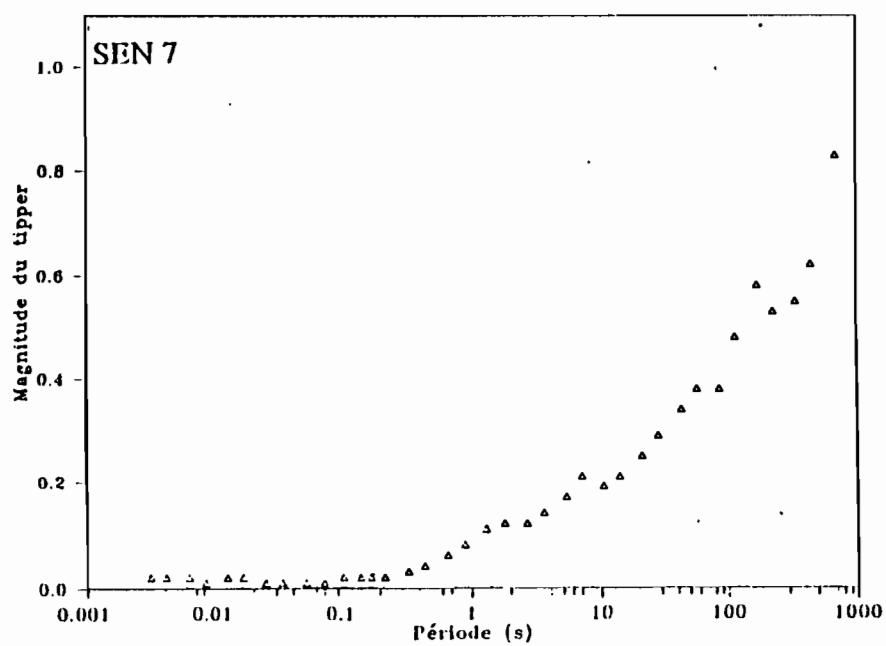




A.8 - MAGNITUDE DU TIPPER







B/ INSTRUMENTATION ET PROCEDURE DE MESURE

A l'exception des capteurs magnétiques qui sont de marque *Metronix*, l'ensemble des instruments utilisés en MTont été conçus et fabriqués par la compagnie canadienne *Phoenix Geophysics Limited* et appartient à l'École Polytechnique de Montréal.

L'acquisition est faite en temps réel (WIGHT *et al.*, 1977) avec un dispositif choisi à 7 voies dont 2 telluriques (NS et EO), 3 magnétiques de mesure (Hx, Hy et Hz) et 2 magnétiques de référence (Hxr, Hyr). Le traitement du signal est rendu possible grâce à deux modules de conditionnement et un récepteur-enregistreur (Fig. B1). Les mesures sont faites sur deux bandes de fréquences séparées : la gamme 10 KHz-1 Hz et la gamme 1 Hz-1800 s.

LES CAPTEURS TELLURIQUES

Les capteurs telluriques sont constitués par des électrodes impolarisables du type chlorure de plomb (Pb/PbCl). Par rapport aux électrodes de cuivre ou de plomb, les électrodes impolarisables ont l'avantage de réduire le bruit. Une résistance de contact élevée (>5000 ohm) peut induire un bruit considérable sur les canaux telluriques. L'utilisation systématique de bentonite associée à l'eau salée augmente efficacement l'aire de contact de l'électrode avec le sol sec. On peut également diminuer la résistance de contact en connectant plusieurs électrodes en parallèle. La longueur des lignes a été de 100 m environ, toutefois nous l'avons très souvent augmentée (200 - 250 m) dans le but d'amplifier sensiblement le signal d'entrée. La mesure électrique de la qualité des électrodes est faite à trois niveaux :

- (1) en courant alternatif une ddp inférieure à 200 mV est recommandée ;
- (2) en courant continu on ne devrait pas dépasser 100 mV ;
- (3) plus la résistance de contact entre les électrodes est faible, plus la qualité des mesures est meilleure. En règle générale la résistance doit être inférieure à 2000 ohms pour un milieu de résistivité inférieure à 50 ohm.m, par contre si la résistivité du milieu est supérieure à 50 ohm.m, une résistance de 5000 ohms environ est acceptable.

LES CAPTEURS MAGNÉTIQUES

Durant toute la campagne de mesure nous avons utilisé des capteurs magnétiques inductifs de marque *Metronix* dont les spécifications sont assez proches de celles des capteurs magnétiques *Phoenix* suivant :

- un capteur MTC48 adapté à la gamme de fréquences 0,001-4001 Hz, long de 1,47 m, pesant 16,5 Kg, muni d'un préamplificateur à *chooper* modèle 7024, son diamètre étant de 100 mm. Il comporte 55.000 spires, avec une inductance de 830 H et une résistance de 1200 ohms ;

- un capteur AMT25 pour la gamme 1 Hz-10 KHz, d'une longueur de 0,89 m, pesant 6,5 Kg, équipé d'un amplificateur linéaire modèle 7164. Le diamètre est 100 mm, l'inductance 75 H et la résistance 530 ohms. Sa fréquence de coupure est 1,1 Hz, le facteur d'échelle 100 mV/gamma. Les capteurs magnétiques horizontaux et les électrodes sont enterrés dans des tranchées de 20 cm de profondeur (figures B2 a et b). Pour amoindrir les effets mutuels entre les câbles de communication, les lignes électriques et les capteurs, une disposition particulière a été adoptée sur l'ensemble des stations de mesure (Fig. B2c).

LE MODULE DE CONDITIONNEMENT DU SIGNAL (SPV-5)

L'utilisation de cette unité est rendue nécessaire par le niveau faible des signaux. Il comporte 8 canaux dont deux telluriques au maximum, un amplificateur à très faible bruit, un amplificateur programmable et des fonctions-filtre. L'amplificateur magnétique 4260M reçoit le signal du pré-amplificateur logé dans la cage du capteur magnétique. L'amplificateur et le circuit de filtrage sont semblables à ceux des voies telluriques.

L'UNITE DE RECEPTION ET D'ENREGISTREMENT (V-5)

Il s'agit d'un récepteur à options multiples ayant 8 voies et une mémoire de stockage de 512 Ko. Il peut être utilisé à volonté pour les mesures MT, AMT, AMT à source contrôlée (CSAMT), polarisation induite spectrale (SIP), polarisation induite en domaine-temps (TDIP), EM en domaine-temps (TDEM) etc... Il mesure 32x36x27 cm, pèse 14 Kg sans les batteries internes.

(1) Le compartiment analogique

Chacune des 8 canaux possède deux voies séparées l'une haute- gamme, l'autre basse-gamme ; ce qui rend possible une configuration 16 canaux pour certaines applications. On dénote un amplificateur différentiel à faible bruit, une impédance d'entrée de 10 Mohms, une dynamique de ± 10 V à l'entrée et une sensibilité de 10 μ V. En dehors des filtres passe-bas et passe-haut il y a les filtres de réjection du secteur 50/60 Hz et ses harmoniques, les filtres de non recouvrement (*anti-alias*). Les gains d'amplification vont de 1/4 à 4096 (Fig. B3).

(2) Le compartiment digital

Il est composé d'une unité centrale 32/16 bit CMOS NS32C016, d'un coprocesseur mathématique NS32081, d'une interface multibus, des coprocesseurs séparés pour le clavier et l'écran, d'une

horloge interne, d'un convertisseur analogique/digital ayant une résolution de 15 bit et une fréquence de conversion de 125 KHz. La capacité mémoire est de 64Ko Monitor EPROM, 256Ko RAM, 256 Ko EPROM, une mémoire additionnelle de 1,5 Mo. Il y a 2 ports série RS232, une sortie parallèle 8 ou 16 bit avec une vitesse maximum de transfert de 0,5 MHz, un clavier ASCII, un écran LCD à 8 lignes de 40 caractères chacune.

Comme accessoires nous pouvons noter les câbles de communication, les batteries externes d'alimentation 12 V, les panneaux solaires pour la recharge des batteries, les boîtiers d'interface *Phoenix/Metronix*, un micro-ordinateur portable pour le transfert et la visualisation des données en temps réel ou en temps différé.

MAGNÉTOMETRE A PRÉCESSION NUCLÉAIRE

Le magnétomètre GSM-19 est un magnétomètre-enregistreur à protons qui utilise le phénomène connu sous le nom de précession de Larmor. Ce phénomène fut imaginé, vers 1945, après la découverte de la résonance nucléaire magnétique. Ce magnétomètre, mis au point par PACKARD et VARIAN (1954), fait appel à la mesure de la fréquence de précession libre des protons, qui ont été polarisés dans une direction approximativement perpendiculaire au champ terrestre. Lorsque l'on supprime brusquement le champ de polarisation, les protons précessionnent comme une toupie, le champ magnétique terrestre remplaçant la force de précession qui correspond à la pesanteur dans le cas d'une toupie.

Le proton précessionne avec une vitesse angulaire w , connue sous le nom de fréquence de Larmor, qui est proportionnelle à l'intensité F du champ, ce qui donne :

$$w = g.p.F$$

gp est le rapport gyromagnétique du proton, connue à une précision de $0,25.10^4$.

On obtient le champ magnétique à partir de la mesure des fréquences et de la relation :

$$F = w/gp = 2\pi/gp$$

où le facteur $2\pi/gp = 23,4874 \pm 0,0018$ gamma/Hz.

Ce type de mesure ne nécessite donc aucune calibration. La figure B4 schématise le bloc diagramme d'un magnétomètre-enregistreur à précession nucléaire.

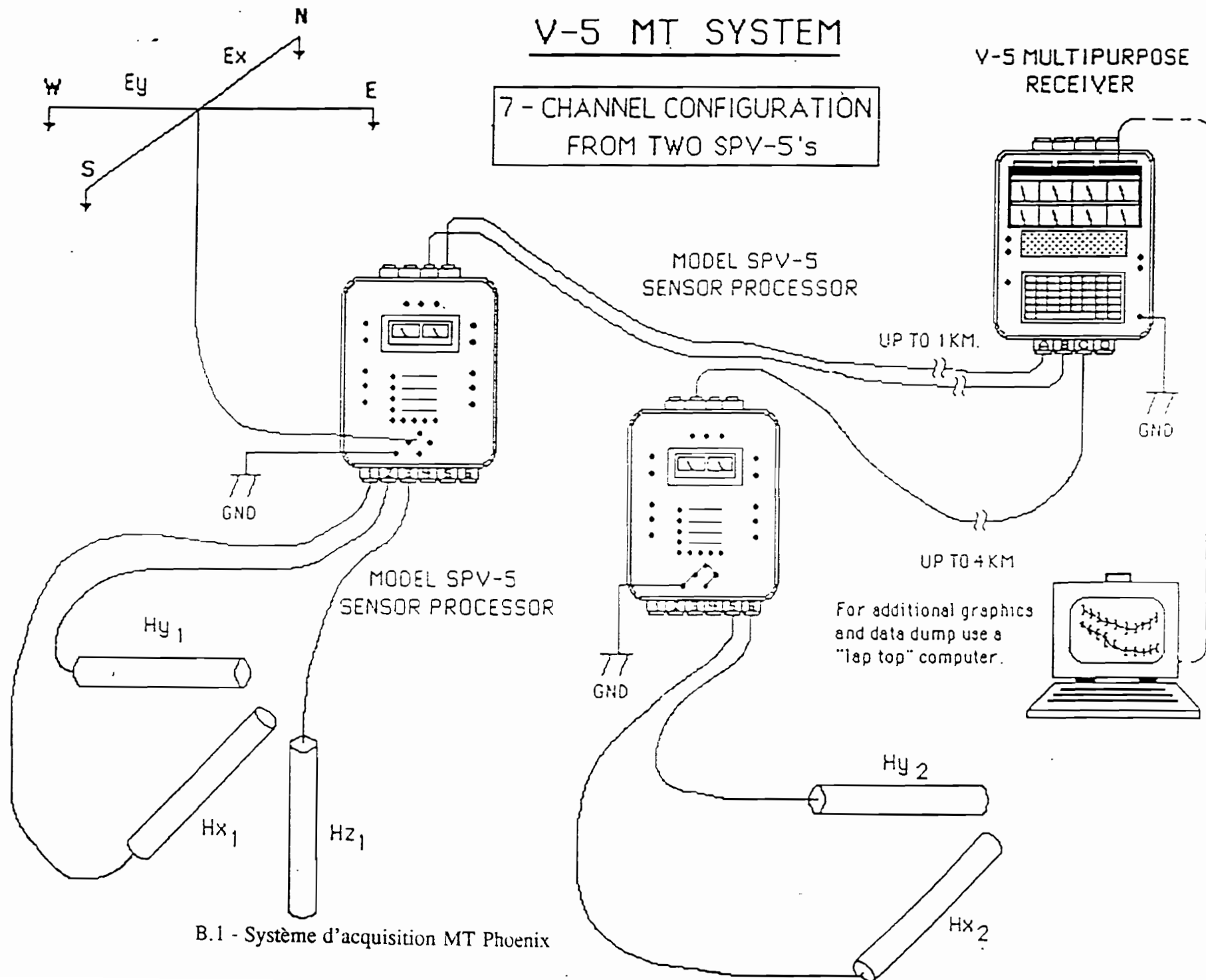
Les spécifications données par le constructeur sont les suivantes :

Magnétomètre/Gradiomètre

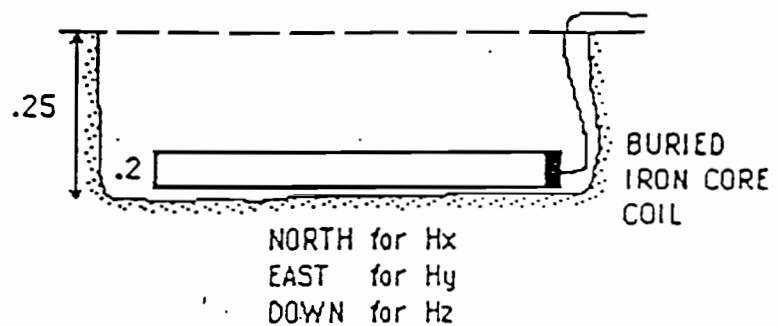
Résolution	0,01 nT (champ et gradient)
Précision	0,2 nT
Dynamique	18.000 à 150.000 nT
Tolérance du gradient	plus de 10.000 nT/mètre
Intervalle de précession	3 secondes au minimum
Entrées/sorties	Connecteur 6 boches, RS-232-C et sortie analogique (en option)
Puissance	12 V, 200 mA
Chargeur de batteries	Entrée 110/220V ; Sortie 12 V
Gammes d'opération	Température -40°C à +60°C Batterie 10 V min , 15 V max. Humidité relative : moins de 90%
Température de stockage	-50°C à +65°C
Dimensions	Console 223x69x240 mm Sensor staff 4x450 mm sections Console 2,1 Kg Staff 0,9 Kg Capteurs 1,1 Kg chacun

V-5 MT SYSTEM

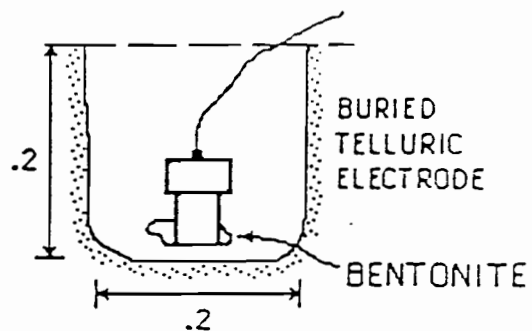
7 - CHANNEL CONFIGURATION
FROM TWO SPV-5's



B.1 - Système d'acquisition MT Phoenix



$a > 10 \text{ meter}$
 $b > 3 \text{ meter}$
 $c > 20 \text{ meter}$

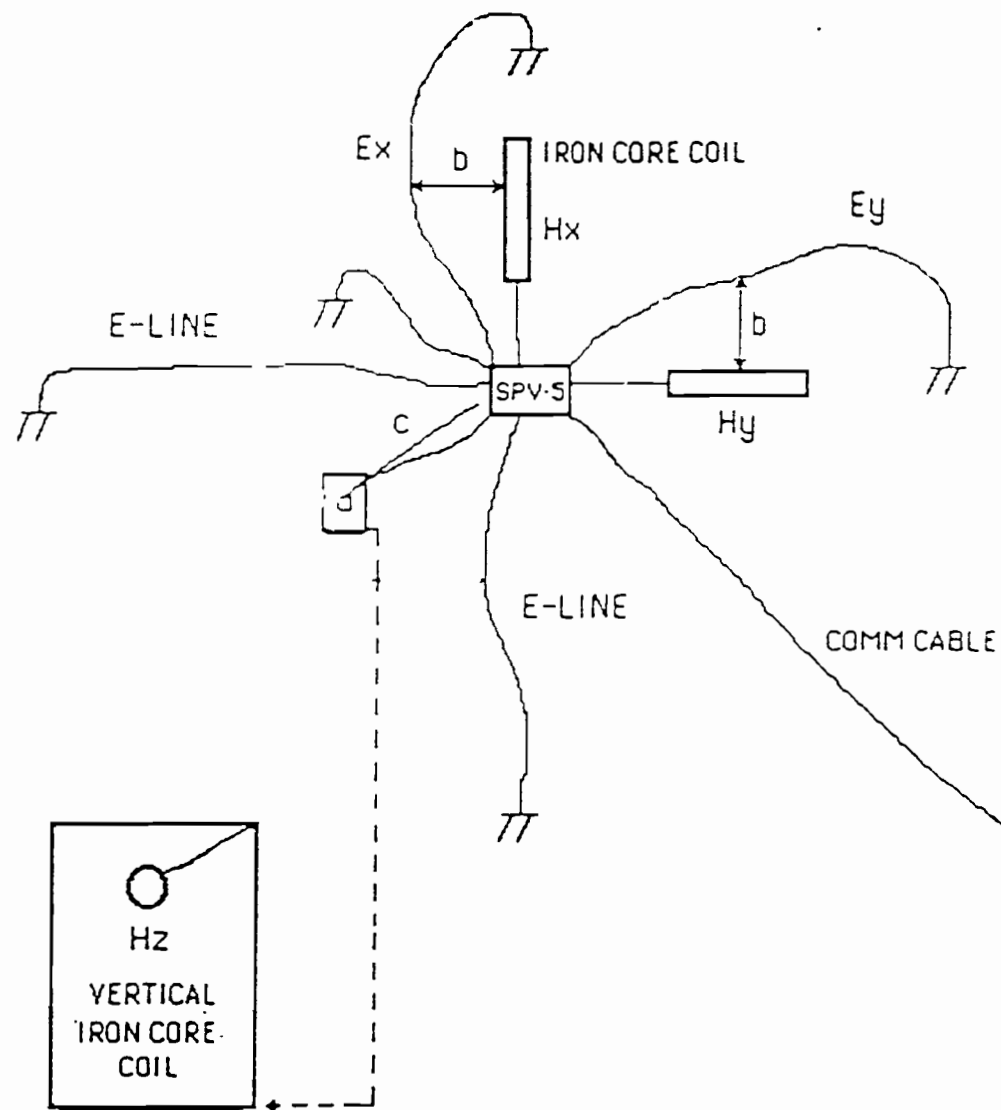


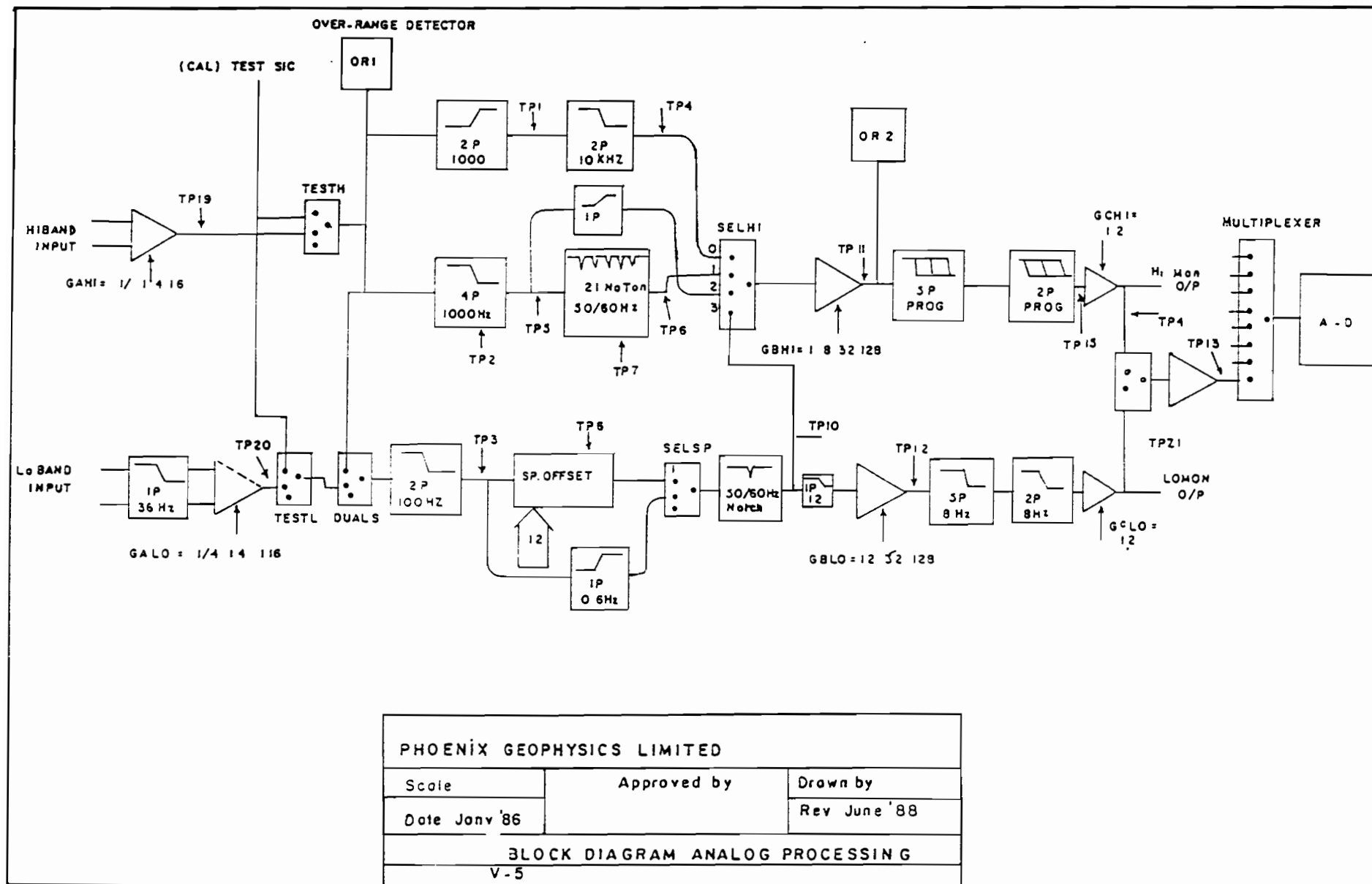
B.2 - Disposition des capteurs MT

PHOENIX GEOPHYSICS LIMITED

GENERAL LAYOUT

of 5-COMPONENT MT SITE





B.3 - Bloc diagramme du traitement analogique MT