UNIVERSITE DE MONTREAL

INTERPRETATION PSEUDO-2D DE SONDAGES MAGNETOTELLURIQUES A TRAVERS LA CEINTURE DE L'ABITIBI

par

© JEAN THEVENIN

DEPARTEMENT DE GENIE MINERAL

ECOLE POLYTECHNIQUE

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION

DU GRADE DE MAITRE ES SCIENCES APPLIQUEES (M.Sc.A.)

avril 1989

c Jean Thevenin 1989

National Library of Canada
Bibliothèque nationale du Canada

Canadian Theses Service
Service des thèses canadiennes

Ottawa, Canada
K1A 0N4

The author has granted an irrevocable non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of his/her thesis by any means and in any form or format, making this thesis available to interested persons.

L'auteur a accordé une licence irrévocable et non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de sa thèse de quelque manière et sous quelque forme que ce soit pour mettre des exemplaires de cette thèse à la disposition des personnes intéressées.

The author retains ownership of the copyright in his/her thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège sa thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

ISBN 0-315-50210-X

Canada

UNIVERSITE DE MONTREAL

ECOLE POLYTECHNIQUE

Ce mémoire intitulé:

INTERPRETATION PSEUDO-2D DE SONDAGES
MAGNETOTELLURIQUES A TRAVERS LA CEINTURE DE L'ABITIBI

présenté par: Jean THEVENIN

en vue de l'obtention du grade de: M.Sc.A.

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

M. Gaston POULIOT, Ph.D., président

M. Michel CHOUTEAU, Ph.D., directeur de recherche

Mme Marianne MARESCHAL, Ph.D.

Je dédie ce mémoire à mes frères François, Marc et Roger qui m'ont épaulé (et parfois "supporté") pendant le temps de rédaction, par leur compréhension et leurs encouragements.

RESUME

Des levés de sondages magnétotelluriques (MT) ont été effectués en 1982 et 1983, afin de déterminer la structure de la croûte de la ceinture de "roches vertes" de l'Abitibi. Des variations rapides de la conductivité de la couche superficielle et de nombreux conducteurs verticaux, dans la partie supérieure de la croûte, produisent des distorsions galvaniques (effet statique) et inductives (effet écran), qui rendent l'interprétation unidimensionnelle des courbes impossible. On se propose de réduire ces effets en utilisant trois techniques au niveau de l'interprétation: 1- on interprète la courbe de résistivité en polarisation H qui a été replacée par superposition sur une autre courbe, construite à partir de levés complémentaires donnant des renseignements sur la couche supérieure; 2- on préfèrera, si possible, inverser les courbes de phase en PolH en fixant certains paramètres obtenus des levés complémentaires; 3- si on ne possède aucune information sur la structure superficielle, on interprète alors les courbes de résistivité et phase "effectives".

Un modèle 2D géoélectrique fut ensuite construit à partir de l'interprétation 1D de chaque station. L'élément le plus important de ce modèle est une couche conductrice, dont la résistivité passe graduellement de

600-2500 Ω·m à 20-200 Ω·m, détectée à une profondeur variant de 5 à 9 km sous les roches volcaniques très résistantes (13000-50000 Ω·m). Cette couche pourrait représenter la signature électrique de la partie supérieure gneiss-migmatite de la croûte sialique, sur laquelle repose la ceinture de l'Abitibi.

Les conducteurs subverticaux de direction EW, localisés par des levés électromagnétiques aéroportés, du type INPUT, sont les principales structures susceptibles de créer les anomalies du champ magnétique vertical; cependant un soulèvement de la couche conductrice au centre de la région étudiée, modèle appuyé par la tectonique et le degré de métamorphisme, pourrait aussi expliquer une partie de ces anomalies observées aux longues périodes.

ABSTRACT

Magnetotelluric (MT) surveys were conducted in 1982 and 1983 to determine the crustal structure of the Abitibi Greenstone Belt. Sharp conductivity variations in the near-surface layer and numerous vertical conductors cause galvanic and inductive distortions. The data are corrected using three interpretation techniques: 1- the H-polarisation resistivity curve is inverted, after being shifted by superposition with a constructed curve, obtained from complementary shallow geophysical surveys; 2- the best is to invert the H-Pol phase curves using constraints obtained from the shallow surveys; 3- if no information on the near surface layer is available, the "effective" resistivity and phase curves are interpreted.

A 2D geoelectrical model has been constructed from the 1D interpretation at each station. The most important element is a conductive layer, with a resistivity gradually decreasing from 600-2500 Ω·m to 20-200 Ω·m, at 5-9 km deep under the resistive volcanic belt. This layer could be the electrical signature of the gneiss-migmatite part of the sialic crust. The EW vertical conductors, are the main structures who create the vertical magnetic field anomalies; however, an uplift of the conductive layer in the central part of the area, supported by tectonics and metamorphism, could also account for these anomalies.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en tout premier lieu le professeur Michel Chouteau du Laboratoire de Géophysique Appliquée qui a dirigé cette recherche avec un intérêt soutenu, tant au cours de l'étude que lors de la longue rédaction.

Je tiens aussi à remercier le professeur Claude Hubert de l'Université de Montréal, pour ses remarques pertinentes sur la géologie de la région d'Amos et les docteurs Marianne Mareschal de l'IREM et Ron Kurtz de la Commission Géologique du Canada, pour leurs commentaires judicieux et leurs données, qui ont permis de compléter cette étude.

J'aimerais souligner la place importante des étudiants géophysiciens qui m'ont encouragé et avec qui j'ai pu avoir des discussions amicales, lors des moments difficiles. Je veux en particulier exprimer ma profonde gratitude à mon ami Karl Bouchard, pour son soutien, ses critiques, et ses programmes de simulation, ainsi qu'à Rachid Chakridi, pour sa participation active lors du levé complémentaire et pour le traitement informatique de nouvelles données.

Enfin, j'aimerais remercier André Lacombe, pour la réalisation d'un bon nombre de figures et le fond FCAR, qui m'a appuyé financièrement pendant deux ans.

TABLE DES MATIERES

Page

RESUME v

ABSTRACT vii

REMERCIEMENTS viii

LISTE DES FIGURES xii

LISTE DES TABLEAUX xiv

NOTATIONS xv

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1: LA REGION D'ABITIBI 4

1.1 L'Abitibi, dans la province du Supérieur 4

1.2 Situation de la ceinture de l'Abitibi 6

1.3 Lithologie 8

1.3.1 Les roches granitiques 8

1.3.2 Les roches volcaniques 9

1.3.3 Les sédiments. 11

1.3.4 Les intrusifs mafiques 13

1.4 Tectonique 15

1.5 Métamorphisme 16

1.6 Caractéristiques géophysiques de la région. 17

1.6.1 La gravimétrie 17

1.6.2 La sismique 19

1.6.3 Le magnétisme. 19

CHAPITRE 2: LA MAGNETOTELLURIQUE 22

2.1 Prise de mesures 22

2.2 Rappel théorique 23

2.3 Définition des variables du traitement MT 25

2.3.1 La direction principale 25

2.3.2 La résistivité apparente et la phase 26

2.3.3 Le skew et l'ellipticité 27

2.3.4 La cohérence 29

2.3.5 Les paramètres associés au champ magnétique Hz 30

2.4 Résultats des paramètres MT 32

CHAPITRE 3: VARIATIONS LATERALES DE RESISTIVITE ET INVERSIONS 38

3.1 En surface 38

3.2 En profondeur 43

3.3 Méthodes de correction pour l'effet statique . . . 49

3.3.1 Levé complémentaire 51

3.3.2 Le décalage simple 53

3.3.3 L'inversion de la phase 55

3.3.4 L'impédance efficace 57

3.4 Résultats des inversions 63

3.4.1 Interprétation 1D 63

3.4.2 Composition d'un modèle 2D 69

CHAPITRE 4: ANALYSE ET DISCUSSION 72

4.1 Analyse du Tipper (vecteur d'induction) 72

4.2 Analyse MT - selon le type de correction 74

4.3 Discussions 79

4.3.1 Hypothèses géophysiques 79

4.3.2 Hypothèses de zone conductrice 82

4.3.3 Hypothèses géologiques 85

CONCLUSION 87

BIBLIOGRAPHIE 90

ANNEXE 1: Résultats du traitement MT des stations A de 1983 et résistivité apparente et phase des stations B de 1982 99

ANNEXE 2: Résultats du levé complémentaire de résistivité DC (sondages Schlumberger) pour 7 stations de 1983 162

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 1.1 Distribution des ceintures archéennes de la province du Supérieur (d'après Goodwin, 1977a) 5

Figure 1.2 Géologie générale de la ceinture de l'Abitibi (d'après Goodwin et Ridler, 1970, modifiée par P. Trudel) 7

Figure 1.3 Géologie de la région d'Amos, avec l'emplacement des stations magnétotelluriques 10

Figure 1.4 Carte de l'anomalie Bouguer pour la ceinture de l'Abitibi (d'après Schwarz et al., 1984) 18

Figure 1.5 Modèle final de l'interprétation sismique-réfraction (d'après Parker, 1984) . . . 20

Figure 2.1 Vecteurs d'induction et direction de résistivité apparente maximale, pour des périodes de 0.1, 0.6 et 3. s. 35

Figure 2.2 Résistivité apparente et phase maximales et minimales pour 8 stations choisies . . . 37

Figure 3.1 Modélisation 2D d'une topographie de socle et courbes de sondage MT calculées à la surface 41

Figure 3.2 Modélisation 2D d'un contact résistant/conducteur et courbes de sondage MT calculées pour les sites A et B 45

Figure 3.3 Modélisation 2D d'un dyke conducteur de grande profondeur et courbes de sondage MT calculées pour les sites A et B 46

Figure 3.4 Carte de failles, dykes et anomalies INPUT dans la région d'Amos 48

Figure 3.5 Correction de l'effet statique sur la station A12, par la méthode de décalage/superposition 54

Figure 3.6a Courbes de résistivité apparente et de phase de la station A13, pour une inversion de la phase 56

3.6b Courbes de résistivité apparente décalée (après inversion de la phase seule), et inversion conjointe de la résistivité et de la phase 58

3.6c Convergence des courbes $\rho_{a\ max}$ décalée et $\rho_{a\ min}$ pour de courtes périodes 59

Figure 3.7 Courbes $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$ de la station B10, avec courbe du modèle 5-couches, obtenue par inversion conjointe de $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff} 62

Figure 3.8 Courbes $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff} de 9 stations . . . 64

Figure 3.9 Courbes $\rho_{a\ max}$ des stations A après correction de l'effet statique en utilisant la phase, et courbes $\rho_{a\ eff}$ des stations B 65

Figure 3.10 Modèle 2D géoélectrique de la partie supérieure de la croûte, sur un profil NS, à partir des inversions 1D des courbes de sondage corrigées à chaque station . . . 70

Figure 4.1 Inversion de $\rho_{a\ max}$ décalée et Φ_{max} de la station A13 (méthode du "décalage simple") 75

Figure 4.2a Inversion de $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff} pour la station A13 76

4.2b Inversion de $\rho_{aD\ eff}$ et Φ_{eff} pour la station A13 78

Figure 4.3 Diagramme d'un mécanisme possible expliquant la présence d'une couche conductrice profonde (d'après Jones, 1987) . . . 84

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tableau 1.1 Stratigraphie des séquences volcaniques de la région d'Amos (d'après Dimroth et al., 1983a) 12

Tableau 1.2 Proportion lithologique de la ceinture de l'Abitibi (d'après Goodwin et Ridler, 1970) 14

Tableau 2.1 Géométrie du sous-sol, selon l'état du skew (α) et l'ellipticité (β) (d'après Chouteau, 1982) 28

Tableau 2.2 Géométrie du sous-sol, selon l'état du champ magnétique vertical (Hz) et du Tipper skew (η) (d'après Chouteau, 1982) . 33

Tableau 3.1 Quelques résultats du levé complémentaire pour huit stations MT de 1983 . . . 52

Tableau 3.2 Résultats de l'inversion unidimensionnelle des données MT, après correction de l'effet statique 67

Tableau 4.1 Comparaison d'inversion selon la méthode de correction utilisée pour la station A13 77

NOTATIONS

α	: skew
β	: ellipticité
δ	: profondeur de peau en mètre
η	: tipper-skew
ρ, ρ_a	: résistivité électrique, résistivité apparente en ohm-mètre
Φ	: déphasage en degré
σ	: conductivité électrique en siemen/mètre
θ	: angle de rotation
$\Omega \cdot m$	: ohm-mètre
E, H	: champ électrique, champ magnétique
f	: fréquence en hertz
h_i	: épaisseur de la ième couche en mètre (ou km)
Hz	: hertz
km	: kilomètre
mV	: millivolt
nT	: nanotesla
PolE, PolH	: polarisation E, polarisation H
s	: seconde
T	: période en seconde
Z	: tenseur d'impédance

INTRODUCTION

La ceinture volcanique de l'Abitibi représente la plus grande ceinture volcanique de "roches vertes" du Bouclier Canadien. L'exploration minière de métaux de base, de métaux précieux et de minéraux industriels, tels que Au, Ag, Cu, Zn, Ni, Fe, Mo, Bi, Li et amiante, fait son plus grand intérêt. Depuis plusieurs années, des études géotectoniques et stratigraphiques de cette ceinture (Goodwin et Ridler, 1970, Dimroth et al., 1983) ont été réalisées, afin d'atteindre une meilleure connaissance des structures géologiques, qui pourraient être reliées à l'existance d'une minéralisation. Quoiqu'il y ait eu d'intenses levés géologiques de surface, on assiste actuellement à l'épuisement progressif des gisements existants, les quelques gisements superficiels non encore exploités sont déjà découverts, et nos connaissances de l'origine et de l'évolution de la ceinture abitibienne sont plutôt faibles. Il devient alors nécessaire de développer un modèle géotectonique valide afin de trouver des gisements profonds de l'ordre du kilomètre. On fait alors appel à la géophysique.

Afin d'intégrer plusieurs méthodes dans l'étude, un groupe d'universités du Québec (Université Mc Gill, Université de Montréal, Ecole Polytechnique et Université

du Québec à Chicoutimi) s'est formé en 1982. Le but principal est de déterminer la structure profonde de la ceinture volcanique, en utilisant la gravimétrie, le magnétisme, la sismique-réfraction et la magnétotellurique. L'étude de Assad et Favini (1980) associe des localités minières avec des "lourds gravimétriques", soient des anomalies régionales importantes. Il est nécessaire d'établir l'origine de ces anomalies et de savoir s'il s'agit d'un effet dû à une structure profonde - effet de la topographie du "Moho", structure d'une couche intermédiaire, élément géologique majeur à l'origine de la minéralisation - ou s'il s'agit d'un effet superficiel localisé, près des régions minières (Bazinet et al., 1984).

La magnétotellurique (MT) employée dans notre étude est une méthode de sondage électromagnétique, offrant un pouvoir de pénétration sans égal. Surtout utilisée pour la prospection pétrolière et la physique du globe, on adapte actuellement la méthode à la prospection minière. Outre les propriétés électriques du sous-sol avec la profondeur, la MT donne des directions structurales, d'où une approximation possible de la géométrie. Si on suppose un contraste de résistivité électrique, associé au contraste de densité qui produit l'anomalie gravimétrique, la MT pourrait aider à déterminer la profondeur et la géométrie de la source.

Un levé MT a été effectué durant l'été 1982 par la section Physique du Globe, du Ministère de l'Energie, Mines et Ressources (Ottawa), et fut suivit en 1983 par un levé dirigé par l'Ecole Polytechnique et le Ministère de l'Energie et des Ressources (Québec). Dans cette étude, nous présentons les résultats des levés MT réalisés dans la partie centrale de la ceinture de l'Abitibi. Vingt-trois sondages, répartis sur 65 kilomètres ont été pris dans la région d'Amos, qui est déjà bien couverte par des levés géologiques et géophysiques. De ces données, nous proposons un modèle bidimensionnel structural de grande profondeur, et nous discutons notre interprétation en fonction des modèles, déjà existants, qui cherchent à expliquer la formation des ceintures de roches vertes.

CHAPITRE I

La région d'Abitibi

1.1 L'Abitibi, dans la Province du Supérieur

La région de l'Abitibi se situe à la limite sud-est de la province archéenne du Supérieur. Cette province géologique, partie importante du Bouclier Canadien, est formée par de nombreuses ceintures d'orientation est-ouest (figure 1.1) divisées en deux groupes:

1. le groupe des ceintures volcaniques-plutoniques, dont les ceintures majeures sont: Abitibi, Wawa, Wabigoon, Uchi, Berens et Sachigo. Elles comprennent des unités volcano-sédimentaires de proportion variable, appelées "roches vertes[1]" (greenstones) et de jeunes complexes massifs de gneiss granitiques. La concentration granitique dans les ceintures volcaniques s'accroit en profondeur, et le rapport granite / roche-verte serait fonction du niveau d'érosion (Goodwin, 1977a).

2. le groupe des ceintures gneissiques, avec Quetico et English-River (Goodwin, 1977a), comprenant de grandes

---

1. Le terme ceinture de "roches vertes" est employé couramment pour décrire des ceintures archéennes, composées d'unités volcano-sédimentaires et ayant un faible degré de métamorphisme.

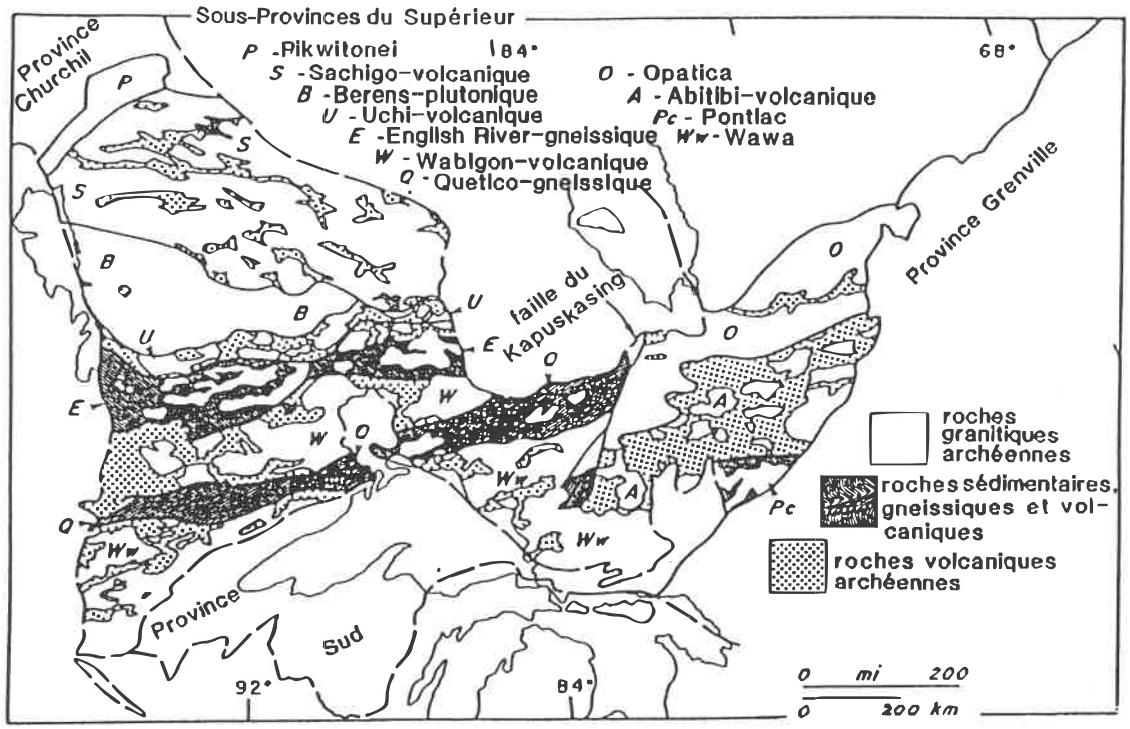


Figure 1.1 Distribution des ceintures archéennes de la province du Supérieur (d'après Goodwin, 1977a, modifiée par Laverdure 1982)

quantités de complexes tonalitiques-granodioritiques variant de massifs à gneissiques, de métasédiments et de migmatiques (Dimroth et al., 1982).

Goodwin et Ridler (1970) à l'aide de la méthode K-Ar, estiment l'âge radiométrique moyen de la province à 2480 millions d'années (M.a.).

1.2 Situation de la ceinture de l'Abitibi

La ceinture volcanique de l'Abitibi s'étend sur 700 km de long par 200 km de large et constitue la plus grande ceinture archéenne de roches vertes du Bouclier Canadien. D'orientation est-ouest, elle est délimitée au nord par le prolongement de la ceinture gneissique Quetico. De séquence plutôt volcanique, au sud elle se transforme brusquement en une séquence sédimentaire qui représente la ceinture gneissique de Bellecombe (Dimroth et al., 1982) appelée Pontiac sur la figure 1.1. Les limites est et ouest de la ceinture sont définies par des structures tectoniques plus jeunes (Protérozoique). A l'ouest, l'Abitibi est tronquée par la zone du Kapuskasing (gneiss et granulite) et à l'est, par le front du Grenville.

A cause d'une assymétrie nord-sud marquée, on divise la ceinture en deux zones (Dimroth et al., 1982): externe et interne (figure 1.2).

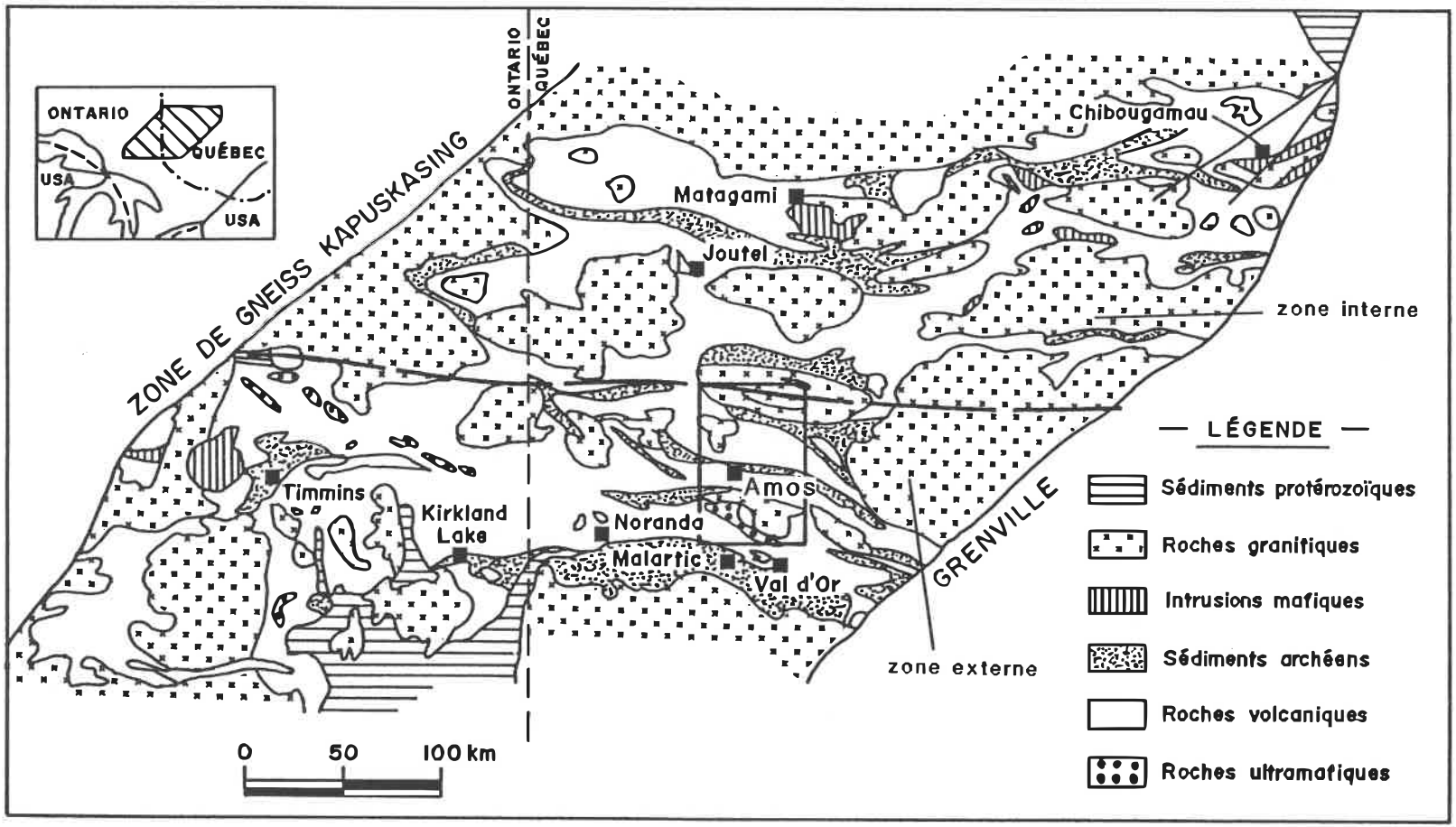


Figure 1.2 Géologie générale de la ceinture de l'Abitibi (d'après Goodwin et Ridler, 1970, modifiée par P. Trudel). La région d'Amos montrée en figure 1.3 est encadrée ici.

Au sud, la limite de la ceinture abitibienne est caractérisée par des conglomérats et on observe des coulées ultramafiques volumineuses et étendues.

Au nord, la limite de la ceinture est marquée par un contact intrusif; on observe des coulées mafiques au début des cycles volcaniques. Les conglomérats contiennent une large proportion de cailloux plutoniques, et on remarque des sédiments terrigènes marins, de faible profondeur.

En plus de ces différences de composition volcanique-sédimentaire, il existe aussi des différences dans le volume et la nature des complexes intrusifs, et dans le degré de métamorphisme.

1.3 Lithologie

On distingue dans la ceinture d'Abitibi cinq groupes de roches: les granites, les volcaniques felsiques et mafiques, les sédiments et les intrusifs mafiques (figure 1.2).

1.3.1 Les roches granitiques

Elles sont massives ou foliées, et on les retrouve principalement en bordure de la ceinture (Goodwin et Ridler, 1970). Elles sont constituées de gneiss granodioritiques, probablement d'origine métasédimentaire, de schistes, de migmatites ou de plutons. Ces derniers,

largement répandus dans la ceinture de l'Abitibi, se présentent selon deux tailles: de petits plutons sont associés aux roches métavolcaniques felsiques (comme c'est le cas du stock Duverny, au nord-est d'Amos, figure 1.3); d'autres très gros, sous forme de batholites, ont des diamètres variant de 60 à 150 km, et sont présents au nord de la région (le batholite LaMotte-Lacorne, qui sépare les régions d'Amos et de Val d'Or, occupe 65 km de long, sur 25 km de large).

Les roches granitiques firent des intrusions syn- ou post-tectoniques dans les roches métavolcaniques et métasédimentaires.

1.3.2 Les roches volcaniques

Les roches volcaniques comprennent des coulées tholéitiques et calc-alkalines, ainsi que des roches pyroclastiques (Goodwin, 1977b). Ces roches sont disposées en successions répétées mafiques à felsiques, qui forment ainsi un édifice volcanique.

Une répétition de cette succession, entière ou en partie, dans le temps et dans l'espace, donne un arrangement complexe des édifices volcaniques en lentilles, des changements brusques de composition latérale et qui s'entrelacent.

La séquence stratigraphique de la ceinture de roches vertes comprend deux cycles volcaniques: le cycle

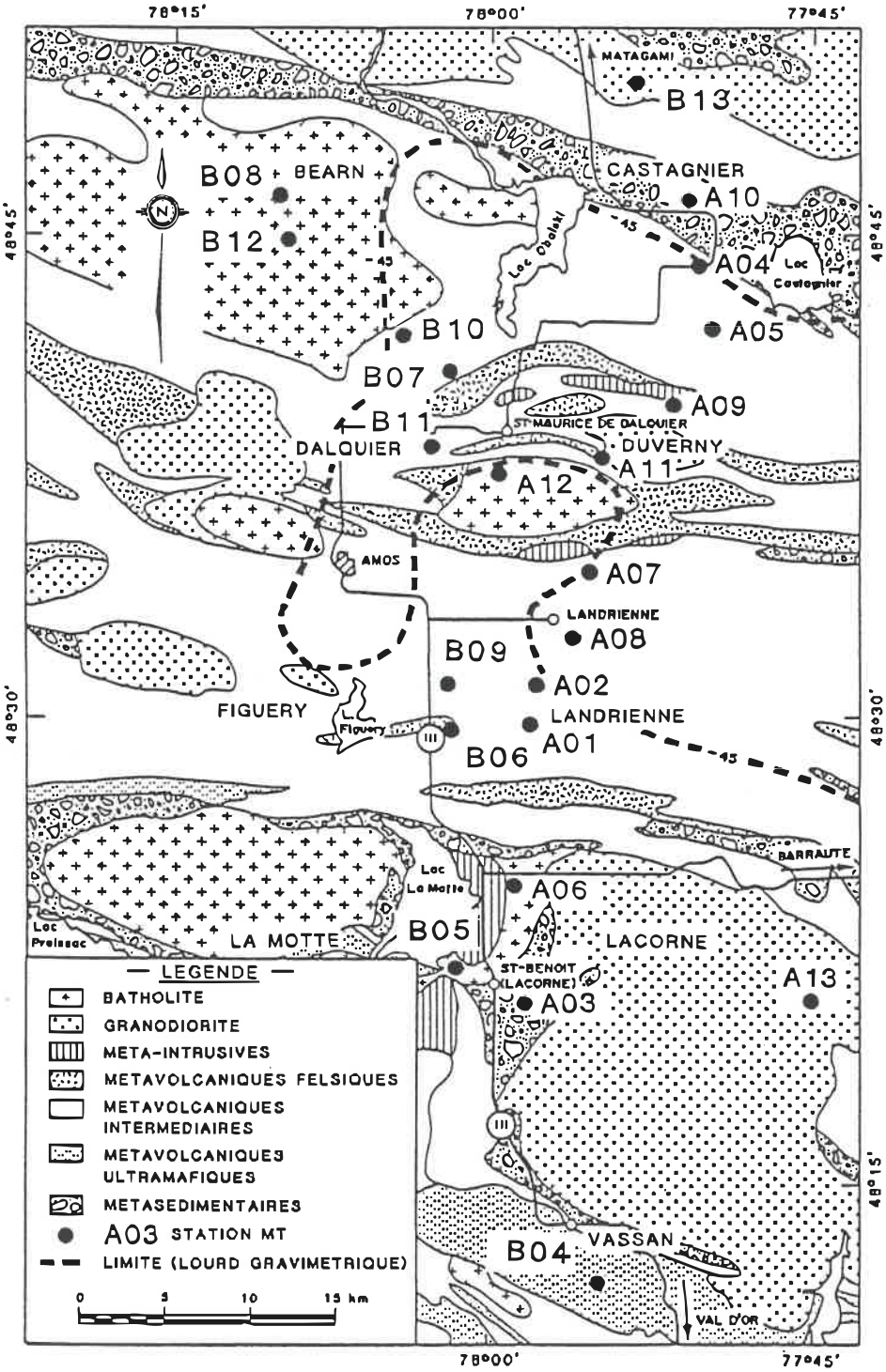


Figure 1.3 Géologie de la région d'Amos, avec l'emplacement des stations magnétotelluriques et la limite du lourd gravimétrique (-45 mgals) (d'après Assad et Favini, 1980).

inférieur (I) est présent uniquement dans une partie restreinte de la région de l'Abitibi (Dimroth et al., 1982). Les subdivisions du cycle supérieur (II) se retrouvent partout dans la ceinture d'Abitibi; on a:

1. une division inférieure ultramafique (à mafique), présente seulement dans la partie sud, mais qui réapparait dans l'anticlinal de LaMotte (au sud de Vassan, sur la figure 1.3).

2. une division centrale tholéitique, constituée principalement de coulées de basalte, de brèches de composition mafique à intermédiaire, et localement interlitées de pyroclastites, d'exhalites et de sédiments (Otis & Béland, 1986).

3. une division supérieure constituée d'un épais empilement de coulées basaltiques injectées par des filons-couches ultramafiques à mafiques, puis d'importantes coulées dacitiques.

Le tableau 1.1, tiré de Dimroth et al. (1983a) et Otis & Béland (1986), résume la stratigraphie de la séquence volcanique de la partie sud de la ceinture d'Abitibi.

1.3.3 Les sédiments

Goodwin et Ridler (1970) reconnaissent deux faciès de roches sédimentaires: volcanogénique et flyschoide.

Les sédiments clastiques proviennent de l'érosion mécanique des roches volcaniques avoisinantes et de dépôt

Tableau 1.1

Stratigraphie des séquences volcaniques (région d'Amos)

		Groupe Timiskaming	Formation Duparquet
Discontinuité -			
	Division Supérieure	Groupes Divers	Groupe Amos
			Formation Figuery
Cycle II	Division Tholeitique	Groupe Kinojevis	Formation Landrienne
			Formation Héva
	Division Inférieure Ultramafique	Groupe Malartic	Formation Dubuisson
			Formation LaMotte-Vassan
- -			
Cycle I		Groupe Hunter	

en milieu sub-aquatique. Ils comprennent des grauwackes, des schistes argileux (shales), des grès et des conglomérats. Ce facies est caractéristique de zones tectoniques fortement actives.

Le facies flyschoide (turbidite) comprend des séquences de grauwacke-argilite en alternance, de construction et de composition uniforme. Développé dans un environnement tectonique stable, ce facies est le plus fréquent des deux (Goodwin, 1972).

Les bandes sédimentaires varient de très petites à très longues. Des formations de fer sont largement répandues et leur composition varie entre carbonate, oxide (magnétite) et sulfure.

1.3.4 Les intrusifs mafiques

De nombreux dykes et filons-couches mafiques représentent les phases intrusives du volcanisme. Ils comprennent des péridotites, habituellement serpentinisées, des pyroxénites, des gabbros et localement des micro-pegmatites. Dans la région qui nous concerne, Latulippe et Weber (1964) ont reconnu un complexe de gabbro-péridotite-pyroxenite d'une largeur de 400 m sur une longueur de 25 km juste au sud d'Amos, concordant avec la direction générale des roches encaissantes.

Le tableau 1.2, établit par Goodwin et Ridler (1970) résume les proportions lithiques des roches de la ceinture

Tableau 1.2

Proportion lithologique de la ceinture de l'Abitibi

	Partie Sud	Partie Nord	Total
Roches granitiques	26.2%	37.0%	32.3%
Volcaniques mafiques	47.5%	44.2%	45.6%
Volcaniques felsiques	5.5%	2.2%	3.6%
Sédiments	18.8%	13.8%	16.0%
Intrusions mafiques	2.0%	2.8%	2.5%
Surface (km^2)	41305	57900	99205

(d'après Goodwin et Ridler, 1970)

de l'Abitibi.

1.4 Tectonique

Otis et Béland (1986) relèvent deux périodes d'activité tectonique; la première est contemporaine à la formation volcanique et sédimentaire de la ceinture, et donne naissance à deux failles normales majeures qui coupent presque toute la partie sud de l'Abitibi: les failles Duparquet-Porcupine-Destor (auxquelles est associée la faille Manneville au nord du batholite LaMotte-Lacorne) et Cadillac-Larder.

La seconde période, lors de l'orogénèse kénoréenne, établit le patron structural de cette région: les failles Duparquet et Cadillac furent transformées en failles inverses; les failles synvolcaniques furent réactivées et de petites failles de direction NE-SW, NNE-SSW se sont développées à la fin de l'orogénèse. La région fut plissée, métamorphisée et subit des intrusions. Une compression d'orientation nord-sud des édifices volcaniques créa une première génération de plis F1. L'aplatissement subséquent de direction nord-sud et l'extension subverticale formèrent les plis F2 (Dimroth et al., 1983a). Les plis majeurs sont isoclinaux, d'orientation est-ouest et de plan axial subvertical.

1.5 Métamorphisme

Les roches archéennes de la ceinture d'Abitibi ont toutes subi un métamorphisme de faciès "schiste vert". Les textures permettent la distinction entre des phases pré-kénoréennes et kénoréennes du métamorphisme.

On reconnait trois types de métamorphisme pré-kénoréen:

- une altération régionale;
- un métamorphisme de contact, entourant les complexes granitiques. Ces derniers ont pénétré les roches déjà métamorphisées de faciès prehnite-pumpellyte, pour donner une auréole de faciès amphibolite (Jolly, 1976);
- une altération hydrothermale en forme de cheminée, recoupant le coeur des complexes volcaniques (Dimroth et al., 1983b).

Le métamorphisme syn-cinématique kénoréen a permis la croissance de minéraux qui définissent la schistosité. Les phases tardi- à post-cinématiques du métamorphisme donnent des minéraux qui recoupent la schistosité.

Le plus haut grade de métamorphisme se trouve à la frontière de la ceinture volcanique et autour des plutons.

1.6 Caractèristiques géophysiques de la région

Travaux de géophysique antérieurs

Trois méthodes géophysiques importantes aident l'interprétation des levés MT dans la région d'Amos: la gravimétrie, la sismique et le magnétisme.

1.6.1 La gravimétrie

Une comparaison entre la géologie et la carte d'anomalie Bouguer (figure 1.4) permet de tirer les conclusions suivantes (Schwarz et al., 1984):

- au nord-ouest, la région du Kapuskasing est associée à une anomalie gravimétrique positive; au sud-est, le front du Grenville montre une zone positive plus étroite;
- à l'intérieur de la ceinture, les valeurs sont plus négatives (-40 à -60 mgals). Les larges anomalies négatives peuvent être associées aux batholites granitiques à l'intérieur des complexes volcaniques. Les anomalies positives (c'est à dire moins négatives) se retrouvent dans les bandes métavolcaniques intermédiaires ou dans les méta-intrusifs mafiques à ultramafiques locaux.

L'étude de Laverdure (1983) sépare les anomalies négatives régionales et locales. Ces dernières peuvent s'expliquer par des intrusions de granite s'étendant à une

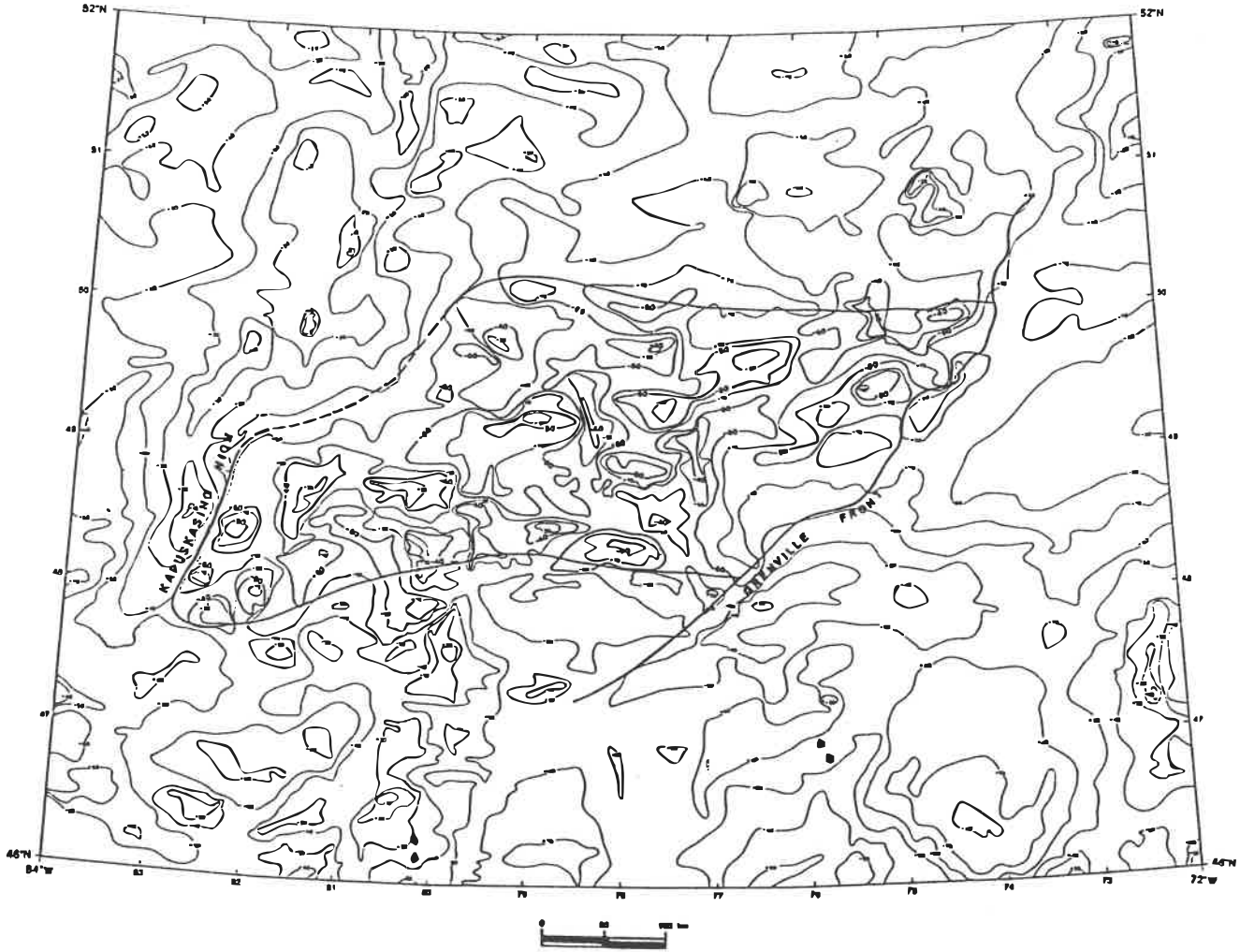


Figure 1.4 Carte de l'anomalie Bouguer pour la ceinture de l'Abitibi, avec des contours aux 10 mgals (d'après Schwarz et al., 1984).

profondeur de plus de 5 km; les variations de densité reliées à la géologie de surface (profondeur inférieure à 10 km) peuvent à elles seules expliquer toutes les anomalies gravimétriques.

1.6.2 La sismique

A partir d'un profil sismique-réfraction inversé nord-sud entre Matagami et Val d'Or (≈77°45'), Parker (1984) a pu tirer les conclusions suivantes:

- la croûte supérieure, de structure complexe, comprend une zone de basse vitesse située à une profondeur de 6 à 14 km, s'épaississant vers le Sud (figure 1.5).
- le modèle final place le sommet de la croûte inférieure à une profondeur de 21-22 km.

La zone de basse vitesse est une indication d'une croûte antérieure mobile. Parker l'interprète comme une zone d'intrusion granitique laccolithique (très étendue et de faible profondeur) ou comme une zone dont les paramètres physiques ont changé, dû à la présence d'eau en profondeur.

1.6.3 Le magnétisme

La carte magnétique de l'Abitibi reflète la distribution des roches de surface. Les anomalies aéromagnétiques sont orientées est-ouest, selon la géologie régionale. Les anomalies principales sont représentatives

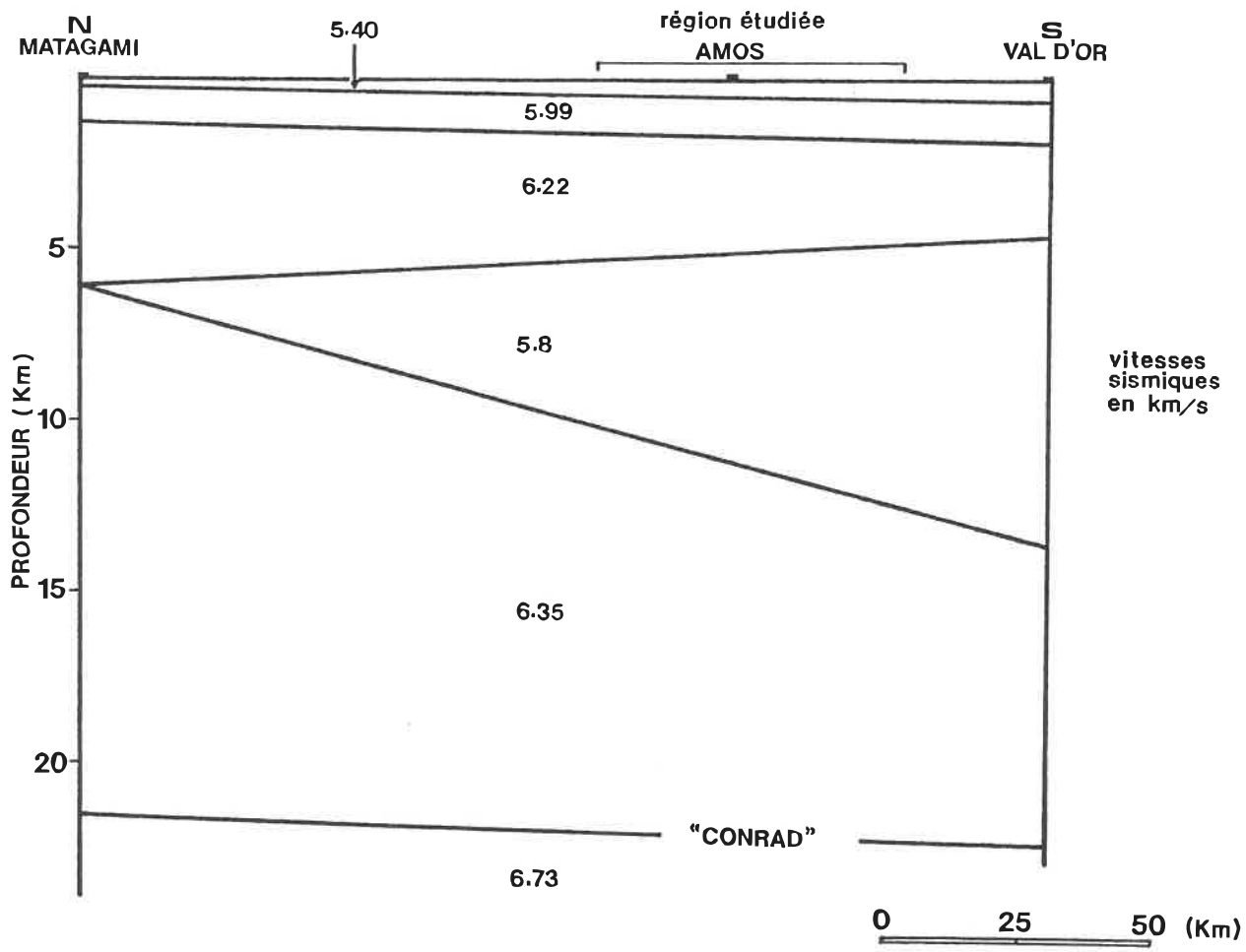


Figure 1.5 Modèle final de l'interprétation sismique-réfraction (d'après Parker, 1984).

d'intrusions ultramafiques, de formations volcaniques mafiques et de formations de fer. Les dykes de diabase, d'orientation nord-est, sont clairement visibles, ainsi que les failles majeures, comme les failles Cadillac et Porcupine-Destor.

D'après Losier (1984), le champ magnétique résiduel montre que le granite est associé aux anomalies magnétiques positives alors que les roches métavolcaniques et métasédimentaires sont associées aux anomalies négatives. En comparant son étude à celle de Laverdure, Losier place la profondeur des batholites granitiques à 8 km.

Plus localement, Yunsheng et al. (1985) ont fait une interprétation aéromagnétique de haute résolution dans la région d'Amos-Barraute. Ils relèvent la présence d'une longue anomalie magnétique (18 km) juste au sud d'Amos, associée à la péridotite (déjà identifiée plus haut, section 1.3.4) et de nombreux dykes de diabase de direction N45°E, dont l'un est juste au nord-est d'Amos. Ils ajoutent qu'au sud d'Amos, les contours de susceptibilité magnétique apparente sont légèrement négatifs. Ce caractère est semblable à celui d'une intrusion granitique et on pourrait avoir un corps intrusif en profondeur, quoique des roches volcaniques aient été cartographiées.

CHAPITRE II

La Magnétotellurique

2.1 Prise de mesures

L'enregistrement et le traitement de données ont été effectués en 1982 par la section Physique du Globe du ministère de l'Energie, Mines et Ressources (Ottawa), sur 10 sites utilisant le système d'acquisition de données MT en temps réel, développé par Phoenix Geophysics Ltd (EPB Phoenix real-time MT data acquisition system). Cinq canaux furent enregistrés simultanément, 2 signaux électriques horizontaux (Ex et Ey), 2 magnétiques horizontaux (Hx et Hy) et un signal magnétique vertical (Hz). Le système permet l'acquisition de signaux dont la fréquence varie de 384 Hz à 5.494E-4 Hz (ou une période de 1820 secondes).

En 1983, l'Ecole Polytechnique a complété le levé sur 13 autres sites, à l'aide de son système d'acquisition MT (décrit par Chouteau, 1982) permettant l'enregistrement de 4 signaux (Ex, Ey, Hx et Hy, ou Ex, Hx, Hy et Hz) dont la fréquence varie entre 1300 Hz et 2.5E-3 Hz (ou 400 s).

La figure 1.3 montre la position des 23 sondages résultants: les stations ayant le préfixe A appartiennent au levé de 1983, celles avec le préfixe B au levé de 1982.

Le bruit artificiel, dû à la proximité d'habitations, fut assez important pendant le jour: 60 Hz et harmoniques impairs des lignes de haute-tension, clotûres électriques, automobiles, ainsi que les signaux de communications (VLF, radio, télévision). Les signaux enregistrés la nuit montraient des données de bien meilleure qualité. Cependant, le bruit causé par le vent, le bruit résiduel, combinés avec un faible signal naturel, impliquent des données de faible qualité entre 0.3 et 10 s. Pour des périodes plus grandes que 400 s, les enregistrements, qui ne sont pas assez longs, ne peuvent être considérés comme fiables au point de vue statistique. En général, la bande de fréquence que nous utiliserons pour le traitement s'étend de 250 Hz pour les deux levés, jusqu'à une période de 400 s pour 1982 et 150 s pour 1983.

2.2 Rappel théorique

La magnétotellurique développée par Cagniard (1953) utilise les champs électromagnétiques naturels comme source du signal. A partir des équations de Maxwell, et en supposant un sous-sol multicouches (1D), Cagniard définit la résistivité apparente du sous-sol selon l'équation:

$$\rho_a = 0.2 * T * \left(\frac{E}{H} \right)^2 \qquad (1)$$

où E et H sont respectivement l'amplitude du champ électrique (mV/km) et magnétique (nT)

T : période du signal (s)

ρ_a: résistivité apparente (Ω.m);

le champ E et le champ H sont mesurés à la surface du sol, dans des directions perpendiculaires.

L'impédance scalaire Z = | E/H | définie par Cagniard n'est plus adéquate dans le cas d'un sous-sol comprenant des hétérogénéités latérales (2D et 3D), car les champs électriques et magnétiques à la surface ne sont plus orthogonaux (Word et al., 1971). On introduit un tenseur d'impédance pour obtenir l'équation:

$$\begin{bmatrix} Ex \\ Ey \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Zxx & Zxy \\ Zyx & Zyy \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} Hx \\ Hy \end{bmatrix} \qquad (2)$$

où Ex et Ey sont les composantes perpendiculaires du champ électrique horizontal E, de même Hx et Hy pour H.

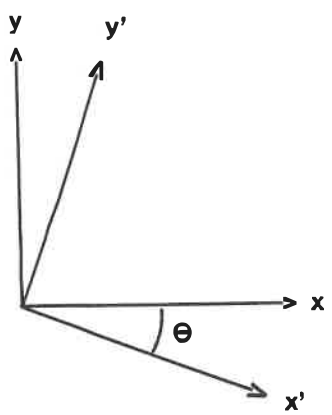
Pour calculer le tenseur d'impédance, on doit obtenir le spectre de fréquence E(f) et H(f) des signaux e(t) et h(t), ce que l'on réalise grâce à l'analyse spectrale par transformée de Fourier. L'évaluation du tenseur d'impédance Z constitue la majeure partie du traitement MT et on utilisera les densités spectrales et interspectrales des signaux. Pour de plus amples détails, le lecteur est

invité à se reporter aux travaux de Chouteau (1982) ou Lambert (1986).

2.3 Définition des variables du traitement MT

2.3.1 La direction principale

Pour permettre une interprétation simple des données 2D, il faut que le système d'axes de mesure corresponde au système d'axes structuraux. On l'obtient par une rotation du tenseur d'impédance.



xy : axes de mesure

x'y': axes de structure

D'après un développement de Vozoff (1972), on obtient le nouveau tenseur $Z'(\theta)$:

$$\begin{bmatrix} Z_1 + Z_2 * \cos 2\theta + Z_3 * \sin 2\theta & Z_4 + Z_3 * \cos 2\theta - Z_2 * \sin 2\theta \\ -Z_4 + Z_3 * \cos 2\theta - Z_2 * \sin 2\theta & Z_1 - Z_2 * \cos 2\theta - Z_3 * \sin 2\theta \end{bmatrix} \quad (3)$$

où $Z_1 = (Zxx+Zyy) / 2$ $\quad Z_2 = (Zxx-Zyy) / 2$

$Z_3 = (Zxy+Zyx) / 2$ $\quad Z_4 = (Zxy-Zyx) / 2$

L'angle de rotation θ_o des directions principales (structurales) est tel qu'il maximisera Z'xy et minimisera Z'yx (Vozoff, 1972).

Le programme utilisé par le traitement de données maximise Z'xy en calculant cette impédance pour des angles variant de -90° à +90°, par augmentation de 2.5°. Connaissant cet angle, on calcule ensuite les autres impédances du nouveau tenseur. Dans le but d'alléger la notation, les nouvelles impédances Z' seront maintenant notées Z dans la suite du texte.

2.3.2 La résistivité apparente et la phase

Nous avons vu précédemment que l'angle θ_o, qui permet de ramener le système d'axes dans la direction principale des structures, maximise Zxy et minimise Zyx. A l'aide de la formule de Cagniard, on calcule les résistivités principales maximale et minimale:

$$\rho_{a\ max} = 0.2\ T\ |\ Zxy(\theta_{o\ max})\ |^2$$
$$\rho_{a\ min} = 0.2\ T\ |\ Zyx(\theta_{o\ min})\ |^2 \qquad (4)$$

et en utilisant les parties réelles et imaginaires des impédances, on calcule les phases des impédances

principales:

$$\Phi_{max} = \tan^{-1} [\ Im(Zxy_{max}) \ / \ Re(Zxy_{max})\ ]$$

et (5)

$$\Phi_{min} = \tan^{-1} [\ Im(Zyx_{min}) \ / \ Re(Zyx_{min})\ ]$$

La résistivité apparente et la phase sont les principaux paramètres MT, à la base de toute interprétation quantitative.

2.3.3 Le skew et l'ellipticité

En plus de la direction principale, d'autres paramètres géométriques ont été définis; l'index de cylindricité "skew" (α) s'exprime par:

$$\alpha = \left| \frac{Zxx + Zyy}{Zxy - Zyx} \right| \qquad (6)$$

Pour un sous-sol 1D, $Zxx = Zyy = 0$ (Word et al., 1971) et $\alpha = 0$

pour un sous-sol 2D, $Zxx + Zyy = 0$ et $\alpha = 0$

3D, $\alpha \geq 0$ dépendamment de la structure du sous-sol.

L'index d'ellipticité (β), un paramètre géométrique complémentaire au skew, se définit par:

$$\beta = \left| \frac{Zxx - Zyy}{Zxy + Zyx} \right| \qquad (7)$$

pour un angle θ donné.

Pour un sous-sol 2D, Zxx = Zyy = 0 , dans la direction principale θ_o, donc $\beta(\theta_o) = 0$.

Pour un sous-sol 3D, Zxx $\neq$ 0 et Zyy $\neq$ 0, donc $\beta(\theta_o) \neq 0$

Le tableau 2.1 résume les critères qui déterminent théoriquement la géométrie d'un sous-sol.

Tableau 2.1

Skew	Ellipticité	Structures
$\alpha=0$	$\beta=0$	Modèle 2D
	$\beta\neq0$	Modèle 1D ou Modèle 3D avec mesure sur un axe de symétrie de la structure
$\alpha\neq0$	$\beta\neq0$	Modèle 3D

Cependant, la présence de bruit sur certaines composantes MT influence l'estimé des impédances tensorielles et donc les index α et β (Chouteau, 1982).

Pour l'interprétation géométrique, on peut se demander au dessous de quelles valeurs de α et β nous pouvons considérer le sous-sol comme une structure 2D. Vozoff (1972) et Swift (1967) proposent pour le skew un seuil de 0.2-0.3 . Reddy et Rankin (1975) remarquent que β peut aller jusqu'à une valeur de 1.0 pour le cas d'un modèle 2D. Enfin Chouteau (1982) note que la présence de bruit incohérent peut provoquer des niveaux de α et β élevés, malgré un sous-sol bidimensionnel. Pour une interprétation de la géométrie, il est conseillé de se servir des index α et β avec précaution, en observant parallèlement la valeur des cohérences multiples (qui seront définies plus bas). Si ces dernières sont faibles, alors il est probable que les index sont très affectés par le bruit et que l'information qu'ils apportent est inutilisable.

2.3.4 La cohérence

Pour connaître la qualité du signal reçu, on calcule le degré de linéarité existant entre les deux signaux dans l'équation [E]=[Z]*[H]. Les travaux de Reddy et Rankin (1974) ont permis une application de la cohérence à l'analyse MT. Si E(f) et H(f) sont les amplitudes des signaux e(t) et h(t) à une fréquence donnée, la cohérence simple s'exprime par l'équation:

$$\mathrm{coh}(E-H) = \frac{|\langle E-H\rangle|}{(\langle E-E\rangle * \langle H-H\rangle)^{1/2}} \qquad (8)$$

où <E-E>, <H-H> et <E-H> représentent respectivement les densités spectrales de e(t), h(t) et interspectrales de e(t) et h(t). Une forte cohérence (≈ 1) montre que les signaux enregistrés sont linéairement dépendants, donc de bonne qualité. Une faible cohérence (≈ 0) montre que la relation n'est pas linéaire, qu'il y a du bruit sur les signaux reçus.

La cohérence multiple, qui établit dans notre cas la relation entre une composante du signal électrique et les deux composantes magnétiques horizontales est définie par:

$$\mathrm{Coh}(Ex-[Hx-Hy])^2 = \frac{D_{44}*|D_{31}|^2 + D_{33}*|D_{41}|^2 - 2*\mathrm{Re}(D_{34}*D_{41}*D_{13})}{D_{11} * (D_{33}*D_{44} - |D_{34}|^2)} \quad (9)$$

$$\mathrm{Coh}(Ey-[Hx-Hy])^2 = \frac{D_{44}*|D_{32}|^2 + D_{33}*|D_{42}|^2 - 2*\mathrm{Re}(D_{34}*D_{42}*D_{23})}{D_{22} * (D_{33}*D_{44} - |D_{34}|^2)} \quad (10)$$

où D_{ij} est la densité interspectrale entre les signaux i et j, et où les indices i et j, variant de 1 à 4, représentent respectivement les champs Ex, Ey, Hx et Hy.

2.3.5 Paramètres associés au champ magnétique Hz

Si l'on suppose une onde plane d'incidence normale, le champ magnétique vertical Hz est totalement induit et s'exprime par une relation linéaire de Hx et Hy:

$$Hz = Kzx\ Hx + Kzy\ Hy \qquad (11)$$

appelée fonction de transfert magnétique, où Kzx et Kzy sont des nombres complexes.

Pour un sous-sol 1D, Kzx = Kzy = 0

Le tipper défini par (Vozoff, 1972):

$$T = (\mid Kzx \mid^2 + \mid Kzy \mid^2)^{1/2}$$

représente le rapport du champ vertical au champ horizontal. Paramètre géométrique du sous-sol, le tipper indiquera une structure 2D ou 3D s'il est différent de 0.

Dans notre cas, le tipper n'est pas représenté, mais on a plutôt le vecteur d'induction (Schmucker, 1970), qui correspond aux parties en phase P et en quadrature Q du tipper:

$$\begin{aligned} P &= (Re^2(Kzx) + Re^2(Kzy))^{1/2} \\ Q &= (Im^2(Kzx) + Im^2(Kzy))^{1/2} \end{aligned} \qquad (12)$$

et leurs directions par rapport à l'axe x sont:

$$\begin{aligned} \Phi p &= \tan^{-1} \left(\frac{Re(Kzy)}{Re(Kzx)} \right) \\ \Phi q &= \tan^{-1} \left(\frac{Im(Kzy)}{Im(Kzx)} \right) \end{aligned} \qquad (13)$$

Pour un sous-sol 2D, $\frac{Re(Kzy)}{Re(Kzx)} = \frac{Im(Kzy)}{Im(Kzx)}$ et $\Phi p = \Phi q$

Si $\Phi p \neq \Phi q$, le sous-sol est généralement 3D.

Lorsque le vecteur d'induction est reporté sur une carte, on peut localiser la structure qui a créé le champ vertical. Les parties en phase et en quadrature permettent de déduire les paramètres d'induction des structures-sources; par exemple, une forte partie en phase associée à une faible partie en quadrature est caractéristique d'induction dans un bon conducteur (Chouteau, 1982).

Un autre paramètre géométrique dépendant du champ magnétique vertical, appelé "tipper skew" (η) s'exprime par la relation:

$$\eta = \frac{|\ 2 * Re(Kzx) * Im(Kzy) - Re(Kzy) * Im(Kzx)\ |}{T^2} \quad (14)$$

où T est le tipper. La valeur de η, normalisée par T^2, varie entre 0 et 1; dans le cas d'un sous-sol 3D, $\eta \neq 0$.

Le tableau 2.2 résume la valeur des paramètres, selon le type de sous-sol.

2.4 Résultats des paramètres MT

Pour les stations de 1983, les paramètres associés au champ vertical Hz ont été obtenus séparément des autres paramètres MT. L'annexe 1 présente tous les résultats du traitement effectué sur les stations A ("AMOS") de 1983,

Tableau 2.2

Hz	Tipper skew η	Structures
Hz=0	$\eta=0$	Modèle 1D
	η indéterminé	Mesuré sur 2 axes de symétrie orthogonaux d'une structure 3D
Hz$\neq$0	$\eta=0$ aussi $\Phi p=\Phi q$	Modèle 2D
	$\eta\neq 0$	Modèle 3D

et la résistivité apparente et la phase de stations B choisies ("ABPH") de 1982.

Des données de 1982, la fonction de transfert magnétique est bien déterminée seulement pour les fréquences comprises entre 100 Hz et 3 Hz. Pour celles de 1983, la bonne qualité du signal vertical permet que la fonction de transfert soit bien estimée sur toute la bande d'enregistrement de 30 Hz à 0.1 Hz. Tel que mentionné précédemment, la cohérence multiple sert de critère de qualité et la fonction de transfert, à l'exception d'une période de 4 à 10 s, donne une faible dispersion. Les vecteurs

d'induction sont reportés sur la figure 2.1 pour des périodes de 0.1 s, 0.6 s et 3 s. Pour des périodes supérieures à 0.3 s, les parties en phase et en quadrature du tipper du levé de 1982 ont de fortes dispersions, et les vecteurs n'ont pas été tracés sur la carte. Selon une convention, la flèche a été inversée, et pointe désormais vers la zone conductrice.

Le traitement MT révèle que pour la plupart des stations, à l'exception de B05, B06 et B09, le skew est relativement faible (<0.3). L'ellipticité est aussi faible et on peut approximer le sous-sol à une géométrie généralement 2D. La direction principale est soit perpendiculaire soit parallèle aux structures. La figure 2.1 montre la direction principale de chaque station, pour des période de 0.1 s, 0.6 s et 3 s. Cette direction reste grossièrement NS, avec de petites variations selon la période de mesure. Elle est donc perpendiculaire à l'allongement des structures géologiques (figure 1.3). De plus, le champ électrique mesuré dans une direction EW, parallèle aux longs conducteurs subverticaux, sera plus faible que le champ électrique NS. La résistivité apparente selon la direction EW - en se basant sur l'équation de Cagniard - sera donc plus faible et celle dans la direction NS plus forte. Lors de simulations 2D subséquentes, la courbe en polarisation E (PolE, où le champ électrique est mesuré dans la direction de l'allon-

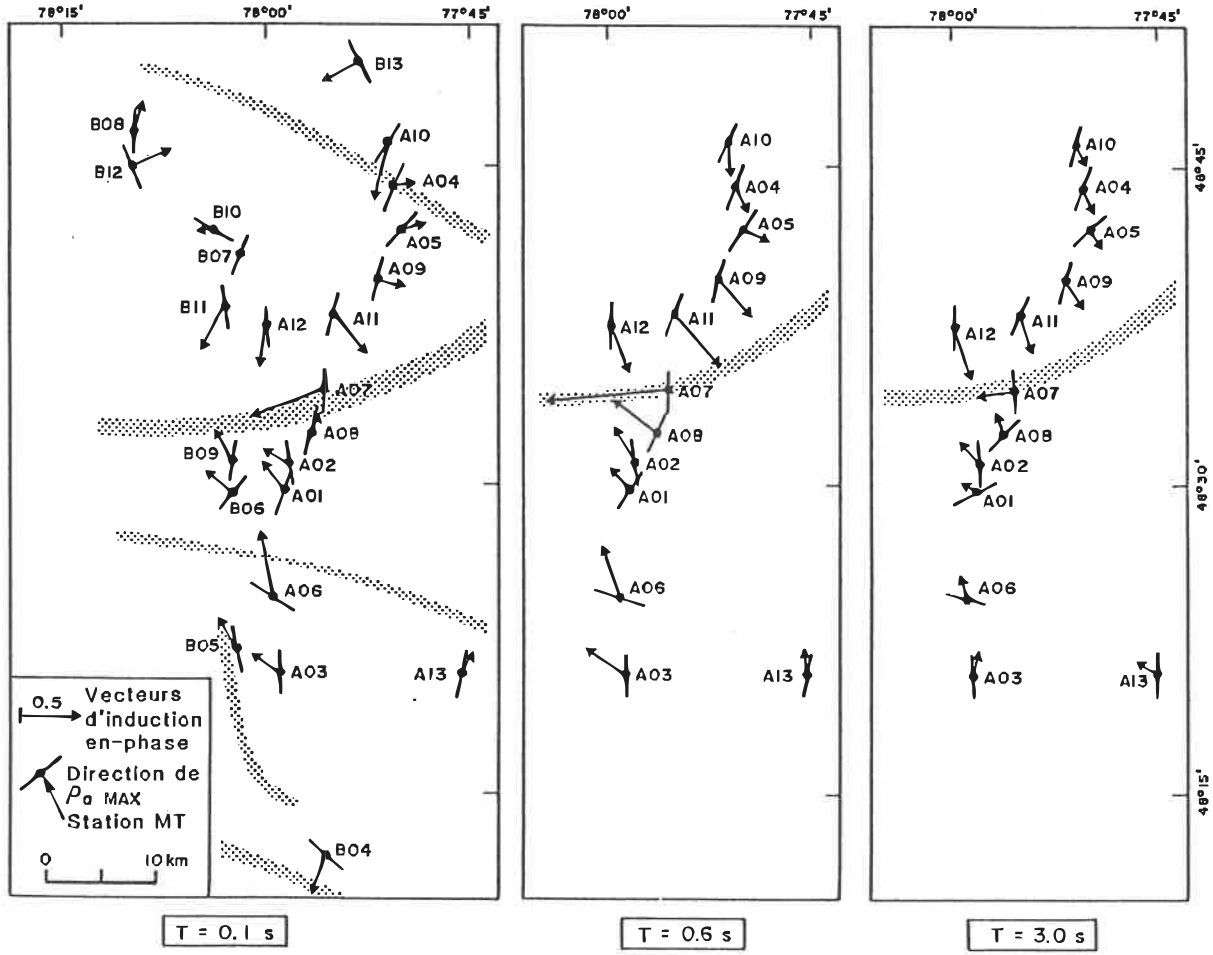


Figure 2.1 Vecteurs d'induction et direction de résistivité apparente maximale, pour des périodes de 0.1, 0.6 et 3. s. Les vecteurs des stations B, mal définis pour des périodes supérieures à 0.3 s., ne sont pas représentés. Les vecteurs ont été inversés et pointent vers la zone conductrice. Les bandes ombragées représentent une solution possible pour les conducteurs à interpréter (voir section 4.1).

gement structural) sera associée à la courbe $\rho_{a\ min}$ et la courbe en polarisation H (PolH, où le champ magnétique est mesuré dans la direction de l'allongement) sera associée à la courbe $\rho_{a\ max}$.

Les courbes de résistivités apparentes, obtenues parallèlement et perpendiculairement à la direction principale, montrent une forme semblable d'une station à l'autre. La figure 2.2 représente les courbes de résistivité lissées, pour 8 des 23 sites du levé. Les 15 autres sont omises afin de laisser une figure claire. En général, un décalage d'une à deux décades sépare la courbe de résistivité maximale ($\rho_{a\ max}$) de la minimale ($\rho_{a\ min}$). Ces courbes présentent les réponses typiques d'un modèle 3-couches, composé d'un terrain conducteur, suivi d'une couche intermédiaire très résistive et d'une couche inférieure conductrice; soit une augmentation de la résistivité (l'amplitude maximale est obtenue pour une période de 0.1 s, pour la plupart des courbes), puis une décroissance pour de longues périodes.

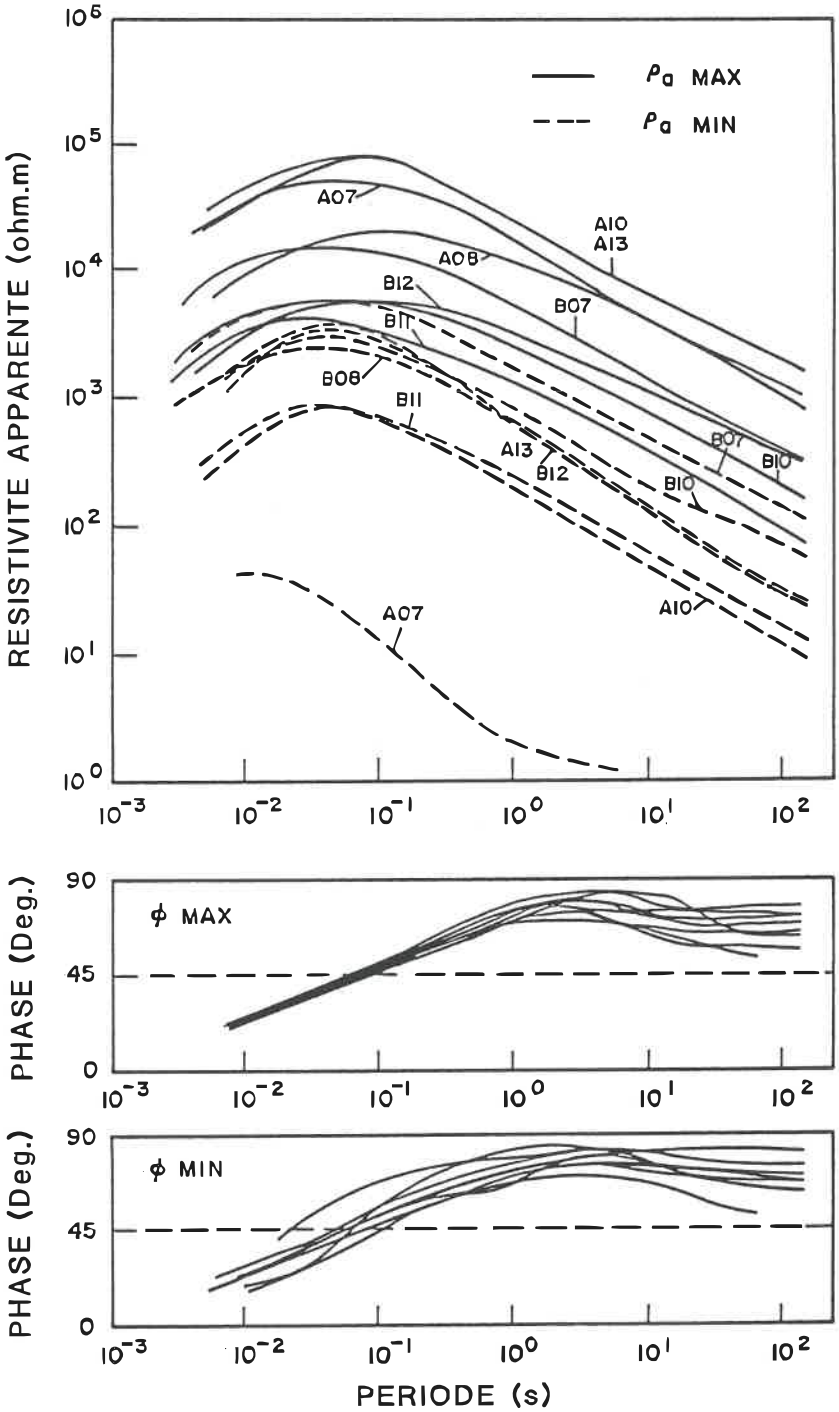


Figure 2.2 Résistivité apparente et phase maximales et minimales pour 8 stations choisies. Les courbes de résistivité montrent entre-elles un décalage vertical - effet statique typique.

CHAPITRE III

Variations latérales de résistivité et inversions

On a conclu précédemment à un sous-sol généralement 2D. Cependant, on doit contraindre les paramètres à partir d'une géométrie simple 1D pour construire ensuite, à partir des interprétations séparées de chaque station, un modèle géoélectrique pseudo-2D. On choisira donc pour l'inversion un programme 1D.

Arrêtons nous d'abord sur les effets d'hétérogénéités latérales, qui rendent l'interprétation unidimensionnelle directe des courbes impossible, à cause d'importantes distortions. Ces hétérogénéités sont de deux sortes: superficielle, produisant un effet galvanique dit "statique" et profonde, conduisant à un effet inductif appelé "écran".

3.1 En surface

De faibles variations de résistivités latérales en surface peuvent créer de grandes variations dans l'estimé de la résistivité et l'épaisseur des couches du sous-sol, en produisant un déplacement vertical de la courbe de résistivité apparente pour le cas d'une hétérogénéité 2D

dans une région 1D ou 2D; pour le cas d'une hétérogénéité 3D ou 2D dans une région 2D non-colinéaire, il y a en plus une déformation de la courbe. Nous supposerons ici le cas plus simple, où il n'y a qu'un décalage vertical. L'effet statique (le terme anglais "static shift" est beaucoup plus visuel) peut se comprendre ainsi (Sternberg et al., 1985, 1988):

Le champ magnétique mesuré est principalement dépendant du sous-sol contenu dans une hémisphère dont le rayon est de l'ordre de la profondeur de peau

$$\delta = \frac{1000*(10\rho T)^{1/2}}{2\pi} \quad \text{(m.)} \qquad (15)$$

et donc intègre toutes les légères variations de résistivité dans le volume. Par contre, le champ électrique mesuré est très influencé par la résistivité de l'entourage immédiat du système d'électrodes. En effet, si on suppose de petites variations latérales de résistivité dans la couche superficielle, il y a accumulation de charges à l'interface des milieux de résistivité différente. Dans le cas où la profondeur de peau est beaucoup plus grande que l'hétérogénéité de surface, cet effet galvanique devient plus important que l'effet inductif habituel, le champ électrique mesuré est directement relié à l'effet de charge et on observera un effet statique, car les champs magnétique et électrique ne

sont pas influencés par la même zone (Andrieux et al., 1984). Pour deux stations espacées de quelques centaines de mètres, le champ magnétique sera sensiblement identique, alors que le champ électrique sera différent du rapport de la résistivité locale du site 1 sur la résistivité du site 2. La résistivité apparente sera différente du carré de ce rapport et sur une échelle logarithmique, cela s'observera par un décalage vertical des deux courbes. Le déphasage du champ secondaire (modifié par l'accumulation de charges) reste le même que celui du champ normal; la phase, définie par l'équation (5), sera la même pour les deux stations, quelque soit la résistivité locale du sous-sol.

Pour un modèle 2D comprenant des hétérogénéités superficielles, les courbes de résistivité apparente de PolH seront décalées vers le haut ou vers le bas, par rapport à une courbe "normale" mesurée en l'absence d'hétérogénéité. C'est ce que montre la figure 3.1 pour un modèle 3 couches: la couche superficielle, simulant le mort-terrain conducteur, a une épaisseur variant de 5 à 15 mètres. Les paramètres du modèle ont été choisis pour représenter le sous-sol de l'Abitibi. On remarque que juste au centre de l'amincissement du mort-terrain, la courbe de résistivité apparente PolH est déplacée vers le haut par un facteur de 10 sur l'échelle logarithmique. A une distance de 50 mètres de l'arrête, la courbe de

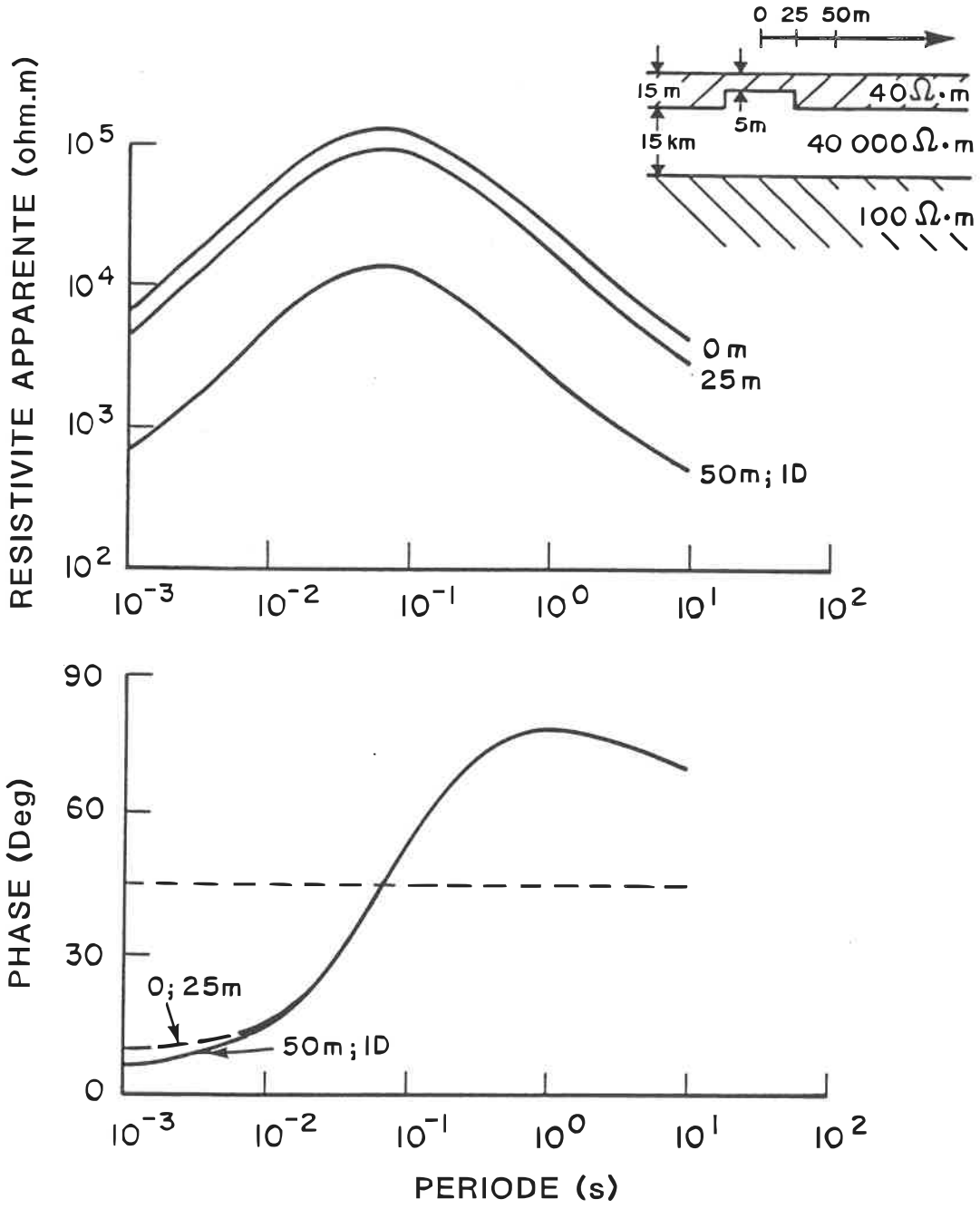


Figure 3.1 Modélisation 2D d'une topographie de socle et courbes de sondage MT calculées à la surface. La courbe 1D aurait été obtenue pour des sites éloignés de l'hétérogénéité.

résistivité est quasiment identique à celle d'un modèle 1D dont la couche résistive serait à 15 mètres de profondeur. Les courbes de PolE ne sont pas affectées, car il n'y a pas d'accumulation de charge et comme elles sont semblables à la courbe 1D, elles n'ont pas été représentées.

La courbe de phase ne montre pas de différence selon le point de sondage, comme le souligne à maintes reprises Jones (1988). Seule une faible période laisse une variation, la condition profondeur de peau beaucoup plus large que l'hétérogénéité n'étant plus respectée.

Dans la région d'Amos, des levés électromagnétiques aéroportés et des forages stratigraphiques (Poulin, 1979) indiquent que la topographie du socle faisant contact avec le mort-terrain conducteur susjacent, ondule avec une direction EW, ce qui affecte principalement les résistivités apparentes NS. L'interprétation VLF de Viens (1985) plus au sud conclut à "de longues ondulations EW de la structure régionale. Elles correspondent grosso-modo aux structures de déformation régionale déjà observées". Les zones de cisaillement ("shear") sont plus susceptibles d'être érodées et les dépressions qu'elles forment seront comblées par le mort-terrain. Cette ondulation s'explique aussi par une érosion différencielle, due à la succession de lithologies différentes.

La figure 2.1 montre que les courbes $\rho_{a\ max}$ sont

mesurées dans une direction presque NS. Leurs amplitudes sont assez variables d'une station à l'autre (figure 2.2) mais les courbes de phase montrent plutôt une forte coincidence pour de courtes périodes; c'est une bonne évidence d'un effet statique. Si l'on suppose que les ondulations de la topographie du socle sont plutôt selon un allongement EW, les courbes $\rho_{a\ max}$ sont celles qui seront affectées par l'effet statique, et les courbes $\rho_{a\ min}$ ne devraient pas être touchées.

3.2 En profondeur

Des conducteurs verticaux, s'étendant à de grande profondeur, peuvent affecter sérieusement l'interprétation unidimensionnelle des structures profondes, s'ils sont proches des sites de mesure, car ils causent des anomalies semblables à celles produites par une couche conductrice (Adam, 1984). Ce phénomène appelé "effet écran" (screen effect) touche en particulier les courbes de PolE.

De façon à illustrer ce phénomène dans le contexte de l'Abitibi, deux modélisations 2D ont été faites, à l'aide d'un programme de simulation par "différences finies" développé par C. Ku (Ku et al., 1973) et modifié à l'Ecole par Karl Bouchard. La première simule un contact résistant/conducteur qui s'étend jusqu'à 10 km de profon-

deur (figure 3.2). La résistivité de la roche résistante est de 1000 Ω·m tandis que celle de la conductrice est de 100 Ω·m. Le tout repose sur une couche inférieure encore plus conductrice de 10 Ω·m. La deuxième modélisation simule un dyke vertical affleurant de 100 m d'épais sur 8 km de profondeur et de résistivité 1 Ω·m, séparant deux blocs résistants de 100 Ω·m et 1000 Ω·m, avec une couche conductrice sousjacente de 10 Ω·m (figure 3.3).

Des sondages aux sites A et B, 200 m de chaque coté du contact ou du dyke, ont été réalisés. Dans le cas du contact, la simulation montre une anisotropie des courbes PolE et PolH, même à de très longues périodes, alors qu'en profondeur le sous-sol devient homogène. Seule la courbe PolE, pour de longues périodes, converge vers la courbe 1D qui aurait été mesurée en l'absence d'hétérogénéité. Pour le deuxième cas, ces sondages montrent que les courbes de résistivité apparente et de phase en PolE sont sérieusement affectées par la présence du dyke vertical, pour des périodes comprises entre 0.01 et 10 secondes. Pour de plus longues périodes, les courbes convergent vers les courbes 1D qui auraient été mesurées en l'absence d'hétérogénéité latérale majeure. Les courbes en PolH ne sont pas affectées pour les faibles périodes et sont semblables aux courbes 1D. Cependant pour de longues périodes, dans les deux modélisations, l'accumulation de charge à l'interface latérale crée une déviation des

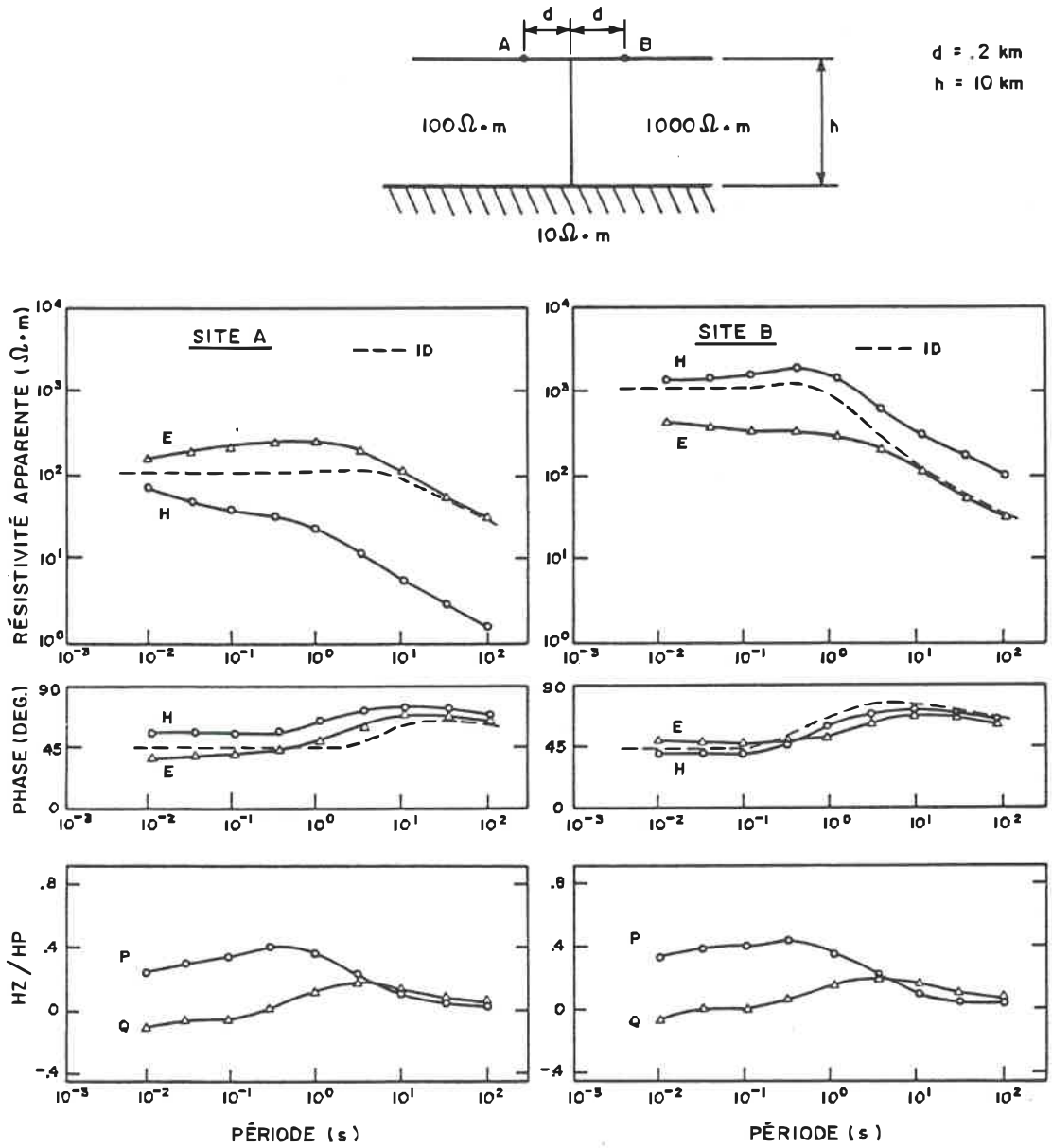


Figure 3.2 Modélisation 2D d'un contact résistant/conducteur et courbes de sondage MT calculées pour les sites A et B, avec le rapport du champ magnétique vertical Hz sur le champ magnétique horizontal polarisé Hp. Les courbes 1D auraient été obtenues pour des sites éloignés du contact, sur le côté approprié. Les indices E et H représentent respectivement les courbes en PolE et en PolH; les indices P et Q représentent la partie en phase et la partie en quadrature du rapport Hz/Hp.

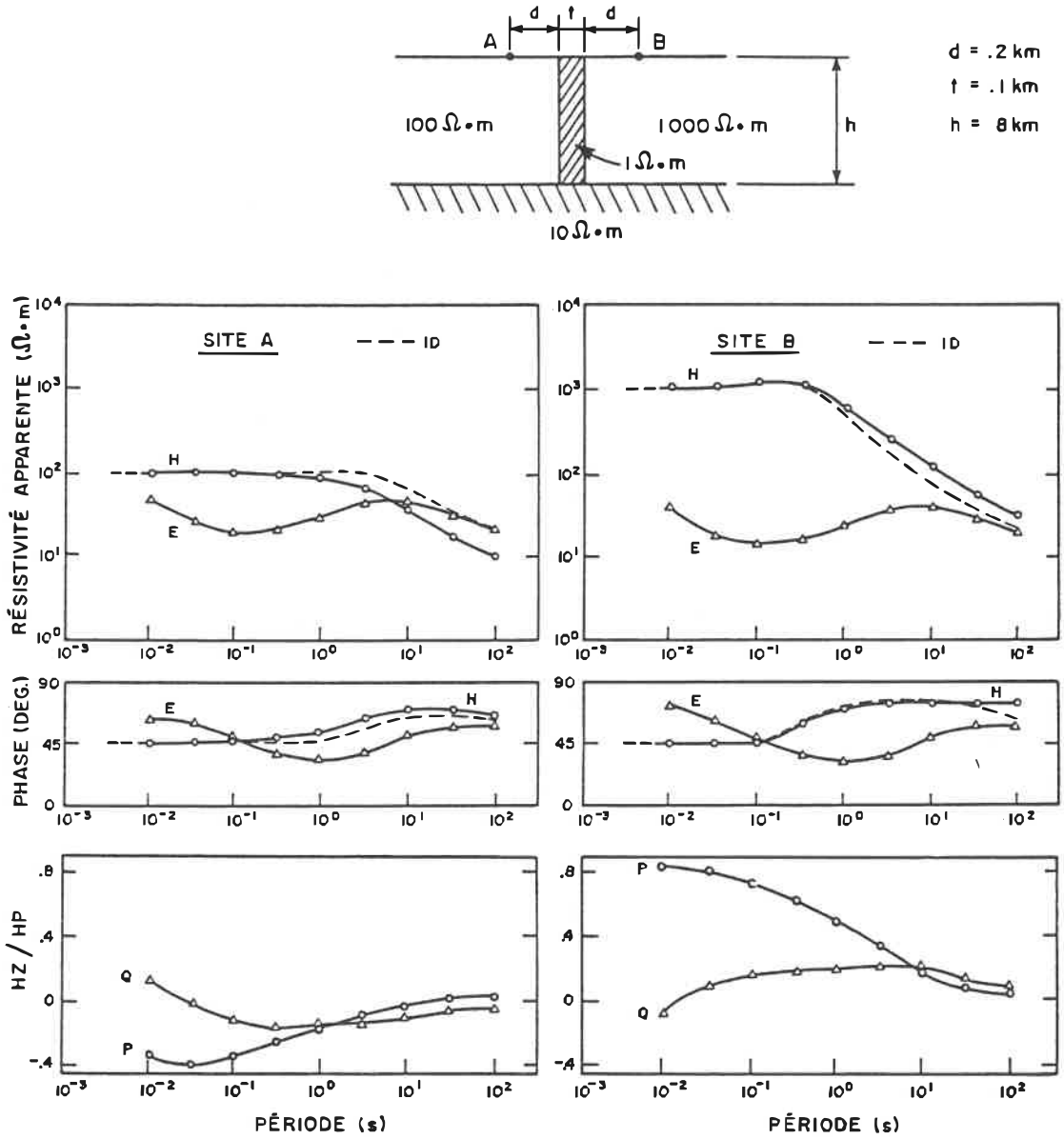


Figure 3.3 Modélisation 2D d'un dyke conducteur de grande profondeur et courbes de sondage MT calculées pour les sites A et B, avec le rapport Hz/Hp. Les courbes 1D auraient été obtenues pour des sites éloignés du conducteur, sur le côté approprié.

courbes PolH par rapport aux réponses 1D.

On conclut de ces simulations qu'une interprétation unidimensionnelle basée sur les courbes PolH donne un bon estimé de la couche résistante, alors que la résistivité et l'épaisseur de conducteurs profonds seront généralement surestimés si le site de mesure est sur le coté résistant du contact.

A partir de levés INPUT électromagnétiques dans la région d'Amos (Questor Surveys Ltd, 1971) - dont la profondeur d'investigation dans le sol peut atteindre 130 mètres - de nombreux conducteurs EW ont été interprétés, quoiqu'au nord du canton Duparquet, on associe aussi ces anomalies INPUT à des sédiments graphiteux d'une centaine de mètres de large sur plusieurs kilomètres de long (C. Marcotte, communication personnelle, 1989). Plusieurs anomalies de conductivité allongées EW semblent être corrélées avec les failles majeures subverticales, habituellement zone de shear, et dans lesquelles on a identifié du graphite et des minéralisations de sulfures (C. Hubert, communication personnelle, 1987). La figure 3.4 représente grossièrement les conducteurs relevés par INPUT, montrant aussi les failles connues (C. Hubert, communication personnelle, 1987) et les dykes de diabase de direction NNE-SSW les plus importants du Protérozoique (Yunsheng et al., 1985). Bien que l'extension verticale

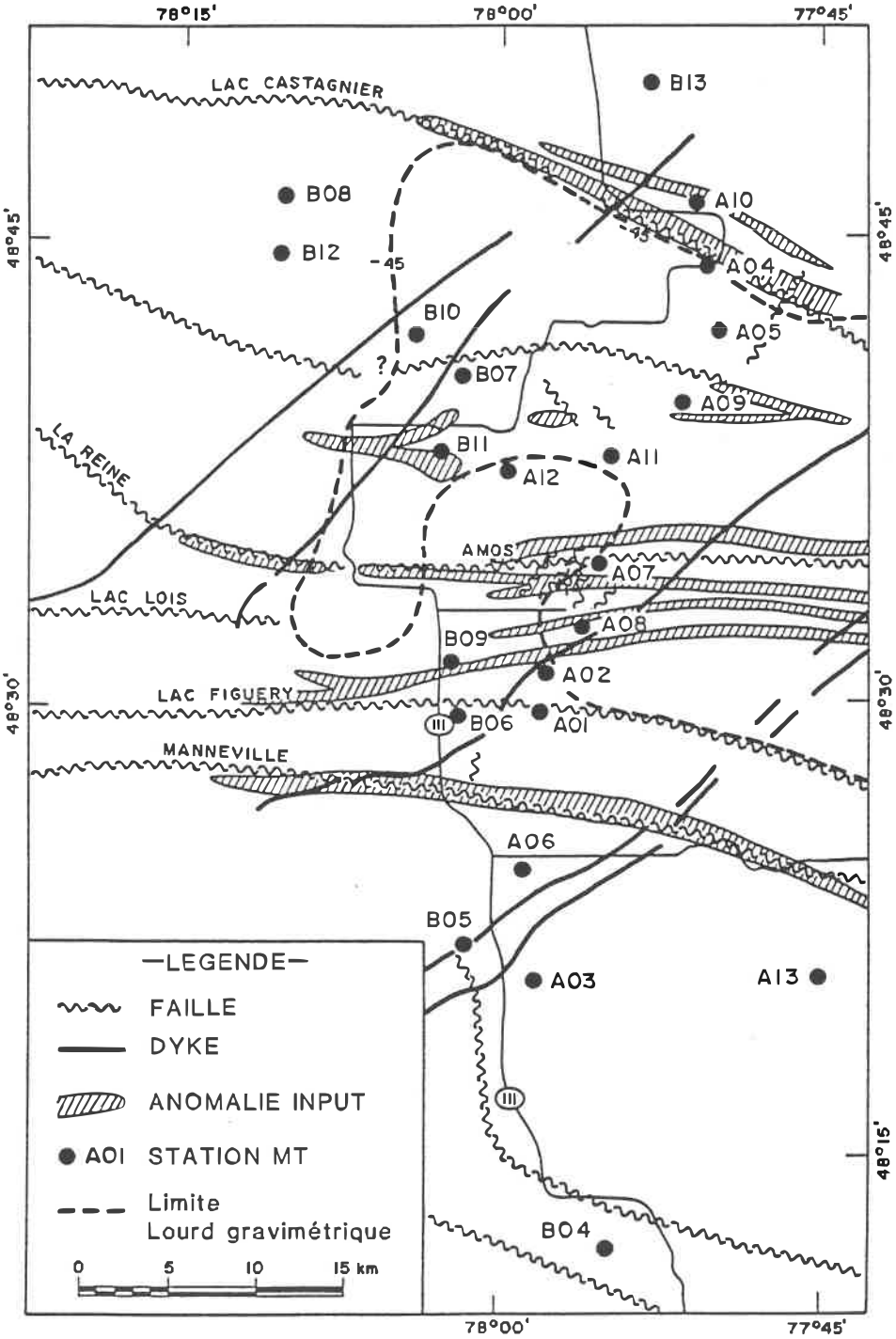


Figure 3.4 Carte de failles, dykes et anomalies INPUT dans la région d'Amos (d'après Hubert, com. pers., Poulin, 1979, Questor Survey, 1971).

des failles ne soit pas connue, on peut les apparenter au modèle de la figure 3.3 .

D'après ce qu'on a vu précédemment, on doit s'attendre à ce que les courbes PolE des sites proches des conducteurs EW soient déformées. Par exemple, la courbe de résistivité apparente $\rho_{a\ min}$ de la station A10 (voir annexe 1) est influencée par un conducteur EW, qui peut être associé à la faille Castagnier (figure 3.4); la courbe $\rho_{a\ min}$ de A07 (figure 2.2) est fortement déformée par un proche conducteur, mais la direction du vecteur d'induction (figure 2.1) laisse plutôt croire que ce conducteur est de direction NS.

En plus de la distortion, l'effet écran réduit le champ électrique parallèlement au conducteur, diminuant le rapport signal/bruit et donc détériore la qualité des données en PolE. On choisira donc de préférence des courbes $\rho_{a\ max}$ pour l'interprétation des stations proches des conducteurs allongés subverticaux, bien qu'on ait mentionné déjà que ces courbes sont déplacées, d'une amplitude inconnue, par l'effet statique.

3.3 Méthodes de correction pour l'effet statique

Plusieurs méthodes ont été proposées afin de corriger les données de l'effet statique avant toute

interprétation (Sternberg et al., 1988, Jones, 1988). Faire une correction de l'effet statique dans une situation simple revient à ramener les courbes à un niveau de référence, à trouver la courbe qui correspond à un sondage éloigné de toute hétérogénéité latérale; en fait, à retrouver la courbe "50m;1D" de la figure 3.1. Dans notre cas, la situation n'est pas aussi simple, mais c'est la méthode que nous utiliserons dans le cadre d'une interprétation 2D loin des structures verticales. On voit qu'un simple décalage vertical à ce niveau "1D" permet de replacer la courbe de résistivité affectée, comme si la mesure s'était faite loin de la topographie de socle. Si l'on possède une courbe de résistivité non-affectée à haute fréquence complémentaire, ce décalage peut se réaliser.

Comme mentionné plus haut, la phase n'est pas affectée, et l'on peut baser notre interprétation MT uniquement sur les données de phase. L'inversion de la phase ne donne cependant pas une seule solution et l'on devra fixer quelques paramètres pour contraindre l'inversion à une solution. Les sondages stratigraphiques relevés sur les cartes de compilation géoscientifique tombaient rarement sur le lieu de nos stations MT. Il a donc fallu compléter notre levé MT par un autre levé donnant des renseignements sur la couche superficielle pour la plupart des sites de 1983, de façon à utiliser pour la correction soit le

décalage/superposition, soit l'inversion de la phase.

3.3.1 Levés complémentaires

Les techniques retenues comprennent un sondage de résistivité DC avec la configuration Schlumberger (AB/2 <150 m.), des mesures électromagnétiques utilisant les appareils EM31 (fréquence de 9.8 kHz) et EM16R (fréquence de 17.8 kHz) de Géonics et deux profils perpendiculaires (avec tirs inversés) de sismique-réfraction obtenus avec un seismographe FS-3 de Huntec. Un recoupement de l'interprétation de ces méthodes permet de connaître l'épaisseur du mort-terrain, sa résistivité et celle de la roche sous-jacente. Le tableau 3.1 montre les résultats de huit stations. Les résultats obtenus à l'aide du EM16R ne sont pas des paramètres géométriques comme tels; si l'on connaît l'épaisseur, on peut trouver les deux paramètres manquants (les résistivités) à l'aide d'abaques ou d'un programme d'inversion "maison". En combinant ces méthodes et en estimant quels paramètres sont les plus sûrs, on peut conclure que la résistivité ρ_1 du mort-terrain est comprise entre 25 et 300 $\Omega \cdot m$ et que son épaisseur h_1 varie entre 5 et 12 mètres. La résistivité de la deuxième couche - qui ne correspond pas nécessairement au socle rocheux ("bedrock") - s'établit entre 1200 $\Omega \cdot m$ et 12000 $\Omega \cdot m$. L'annexe 2 présente les courbes de sondages Schlumberger pour 7 stations.

Tableau 3.1

Résultats du levé complémentaire

	Sism.-Réfrac. (h_1 mètres)	EM31 (ρ_1 Ωm)	Résistivité DC (ρ_1 Ωm; h_1 m.) (ρ_2 Ωm *)		EM16R (ρ_a Ωm) (Φ_a °)
A01	hE = 9. hW = 5.5	31. - 50.	27. 10000.	8.	150. 13.
A02	hNS= 7.5 hE = 3.5 hW = 4.	55. - 160.	40. 50000.	5.5	2000. 15.
A03	-	-	-		70. 27.
A04	hS = 6.5 hN = 7.5 hE = 6.3 hW = 5.8	59. - 70.	60. 2700.	9.	200. 20.
A05	hE = 11.5 hW = 9.	50. - 60.	25. 1000.	4.	280. 10.
A09	hN = 11. hS = 9. hW = 11. hE = 8.4	-	-		1800. 36.
A10	hNS= 5.4 hE = 4.3 hW = 5.6	170. - 590.	575. 71000.	6.	600. 31.
A11	hS = 8.	200.-10000.	850. 100000.	4.5	1150. 28.
A12	hN = 6.6 hS = 4.6 hEW= 4.5	67. - 100.	50. 100000.	4.5	850. 12.
A13	-	-	-		1600. 29.

* Note: La résistivité ρ_2 ne représente pas nécessairement la résistivité du socle, mais parfois celle d'une couche intermédiaire, où l'on relève la présence d'eau dans les nombreuses fractures.

Maintenant que l'on a les paramètres des premières couches, on peut choisir deux méthodes de correction: la reconstruction de la courbe de résistivité à haute fréquence avec le décalage/superposition et l'inversion de la phase en fixant des paramètres.

3.3.2 Le décalage simple

La résistivité des deux premières couches et l'épaisseur de mort-terrain nous permettent de construire une courbe de résistivité apparente de haute fréquence. Berdichevskiy et Dmitriev (1976) remarquent que l'effet galvanique dû à un excès de charges - que nous appellons ici effet statique - crée une distortion principalement dans la branche descendante de la courbe de sondage. On peut donc supposer que notre courbe de résistivité construite n'est pas affectée par un effet statique et elle est placée à un "niveau" exact. La courbe de résistivité apparente mesurée, si elle n'est pas affectée par l'effet statique, devrait prolonger cette courbe construite. Si elle ne le fait pas, on doit alors la décaler pour avoir une superposition. Cette méthode ressemble à celle proposée par Sternberg et al. (1988) qui utilisent un sondage électromagnétique transitoire (TEM) de source contrôlée, pour replacer la courbe de résistivité apparente par superposition. La figure 3.5 montre la correction apportée pour la station A12, avec une courbe

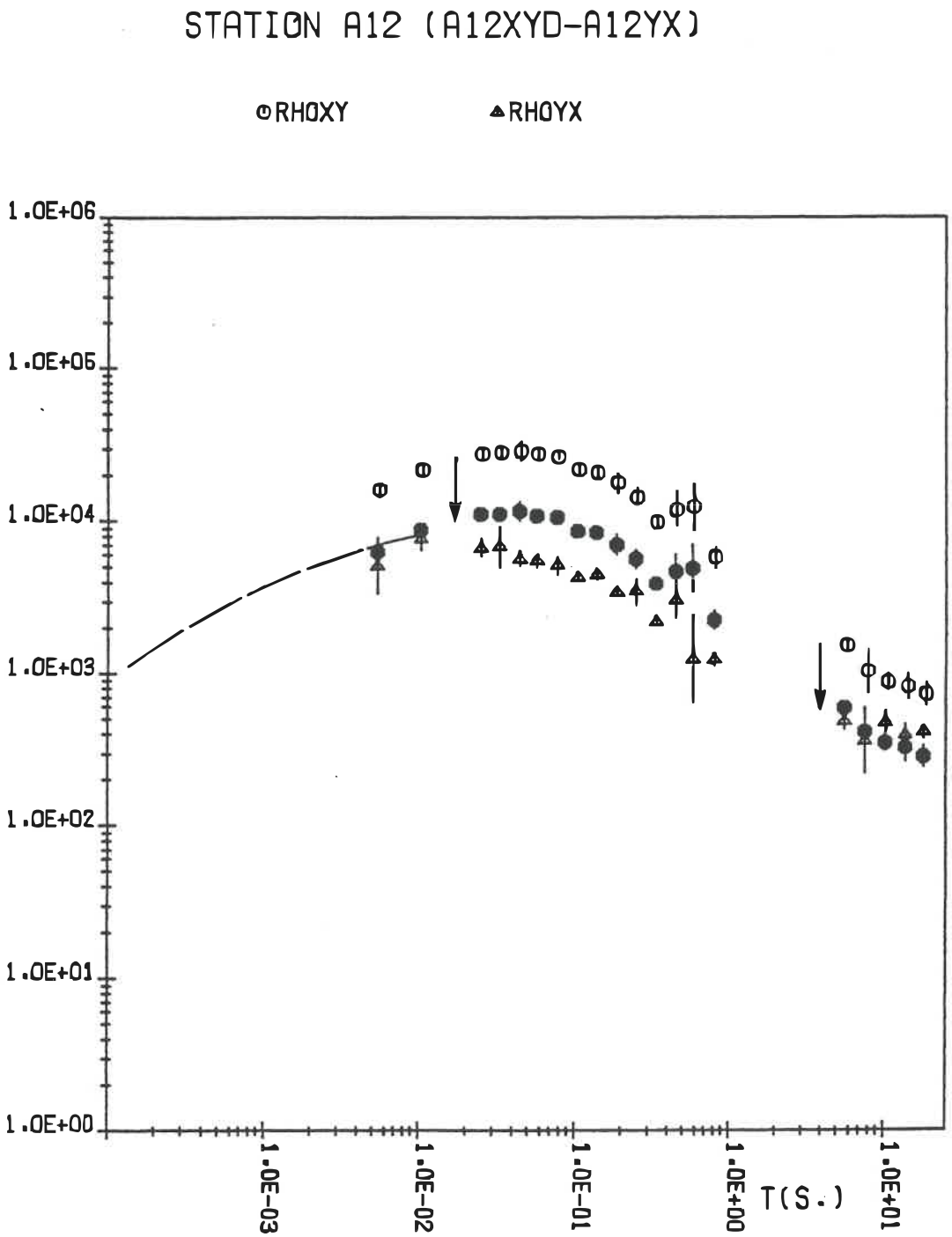


Figure 3.5 Correction de l'effet statique sur la station A12, par la méthode de décalage/superposition. La courbe $\rho_{a\ max}$ (O) a été superposée à la courbe construite (ligne tiretée) pour donner la nouvelle courbe $\rho_{a\ max}$ décalée (●).

calculée représentant un mort-terrain de 68 Ω·m et 5 m. d'épaisseur et une 2ième couche de 12415 Ω·m (combinaison des résultats de EM16R et de l'épaisseur obtenue par sismique). On remarque que pour l'exemple choisi, la courbe $\rho_{a\ max}$ devient très proche de la courbe $\rho_{a\ min}$, donnant une faible anisotropie après la correction.

3.3.3 L'inversion de la phase

La superposition de la courbe mesurée avec la courbe construite, selon la méthode précédente, n'est pas toujours possible, et l'inversion de la phase semble être plus réalisable. Celle-ci est faite en utilisant un algorithme de Fischer (Fischer et al., 1981) qui supppose un modèle 1D et qui permet de fixer plusieurs paramètres.

La figure 3.6a montre la courbe de résistivité apparente et la phase de A13 pour une inversion de la phase où l'on a fixé ρ_1 = 320 Ω·m, h_1 = 10 m. et ρ_2 = 3750 Ω·m. Ces trois valeurs ont été obtenues à partir de résultats complémentaires par EM16R, en supposant une épaisseur de 10 m. de mort-terrain. Les résultats pour une épaisseur de 5 m. (non représentés) sont sensiblement identiques. La courbe de résistivité correspondante à la courbe de phase inversée est inférieure d'un facteur de 10 à la courbe mesurée. On a donc décalé cette dernière, à son niveau de référence corrigé, de façon à effectuer une inversion conjointe de la résistivité et de la phase

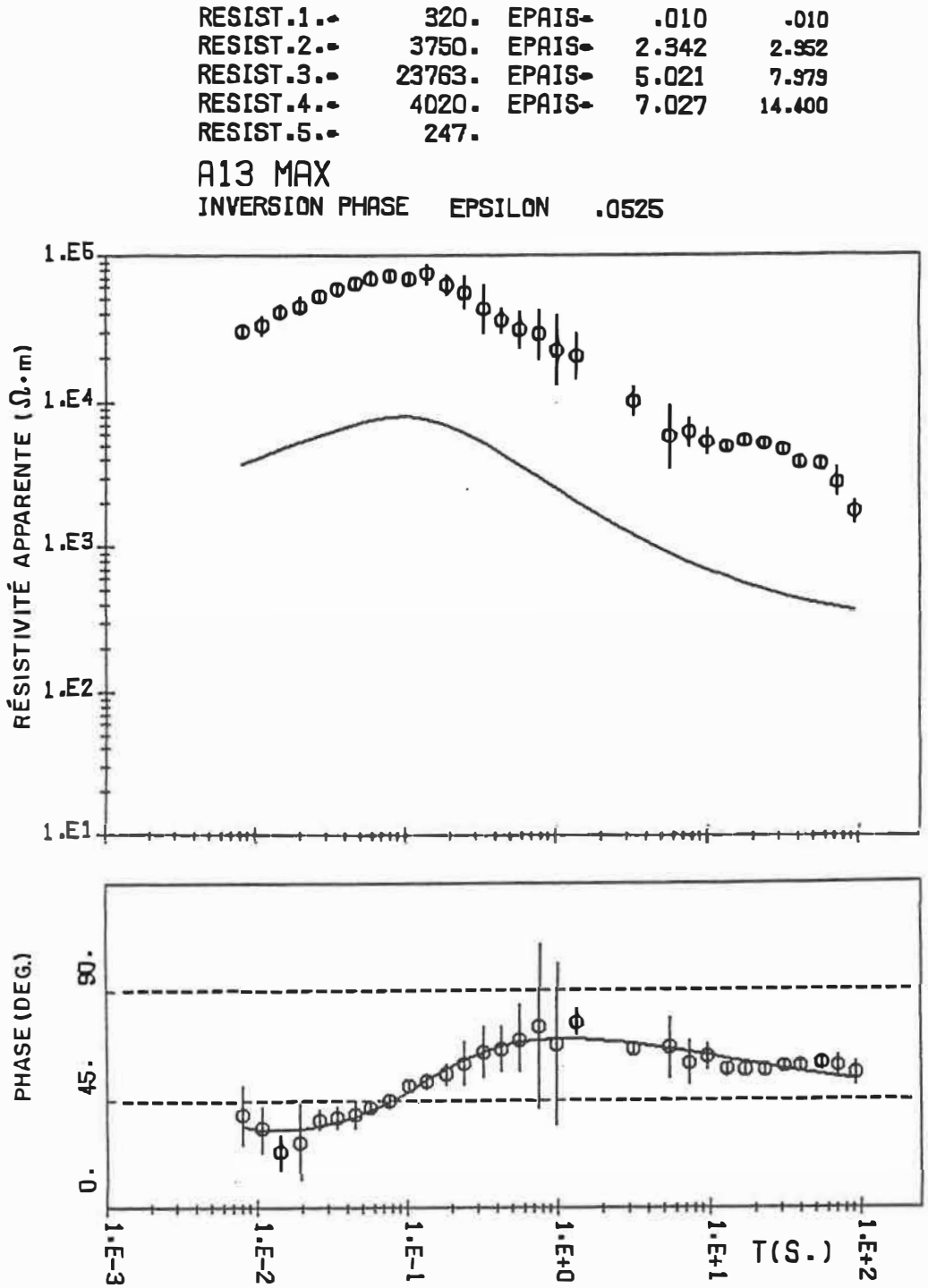


Figure 3.6a Courbes de résistivité apparente et de phase maximales de la station A13, pour une inversion de la phase. Noter la position que devrait avoir ρ_a (trait plein).

(figure 3.6b). Les paramètres géométriques des couches ont peu changé, par rapport à ceux de l'inversion précédente. La technique de correction de l'effet statique semble être adéquate et l'on remarque que la nouvelle courbe $\rho_{a\ max}$ décalée et la courbe $\rho_{a\ min}$ mesurée convergent désormais pour de courtes périodes (figure 3.6c).

3.3.4 L'impédance efficace

Le levé complémentaire de faible profondeur n'a pu être effectué sur les stations MT de 1982, et on ne peut employer aucune des méthodes décrites plus haut. On procède autrement en calculant le tenseur d'impédance rotationnellement invariant, qui peut être interprété de façon valable selon un modèle 1D, même si le sous-sol est en fait 2D ou 3D (Jones, 1988). Une première manière définie par Berdichevskiy et Dmitriev (1976) calcule la moyenne arithmétique des éléments anti-diagonaux du tenseur:

$$Z_B = 1/2 * (Zxy - Zyx)$$

La seconde, appelée "impédance efficace" ou "moyenne du déterminant", représente la racine du déterminant du tenseur d'impédance (Berdichevskiy et al., 1980):

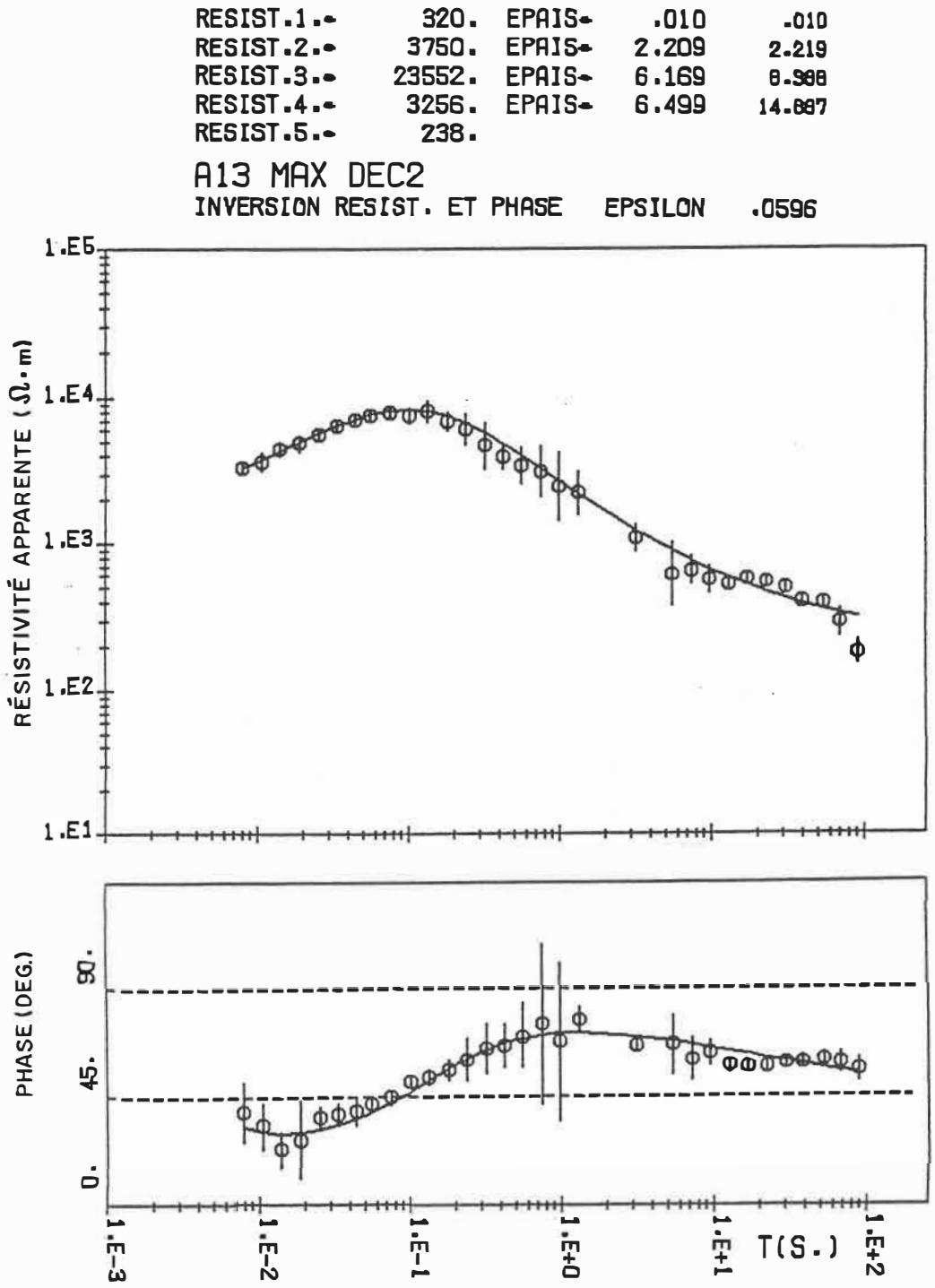


Figure 3.6b Inversion conjointe de la résistivité apparente décalée (après inversion de la phase seule) sur la position notée à la figure 3.6a, et de la phase.

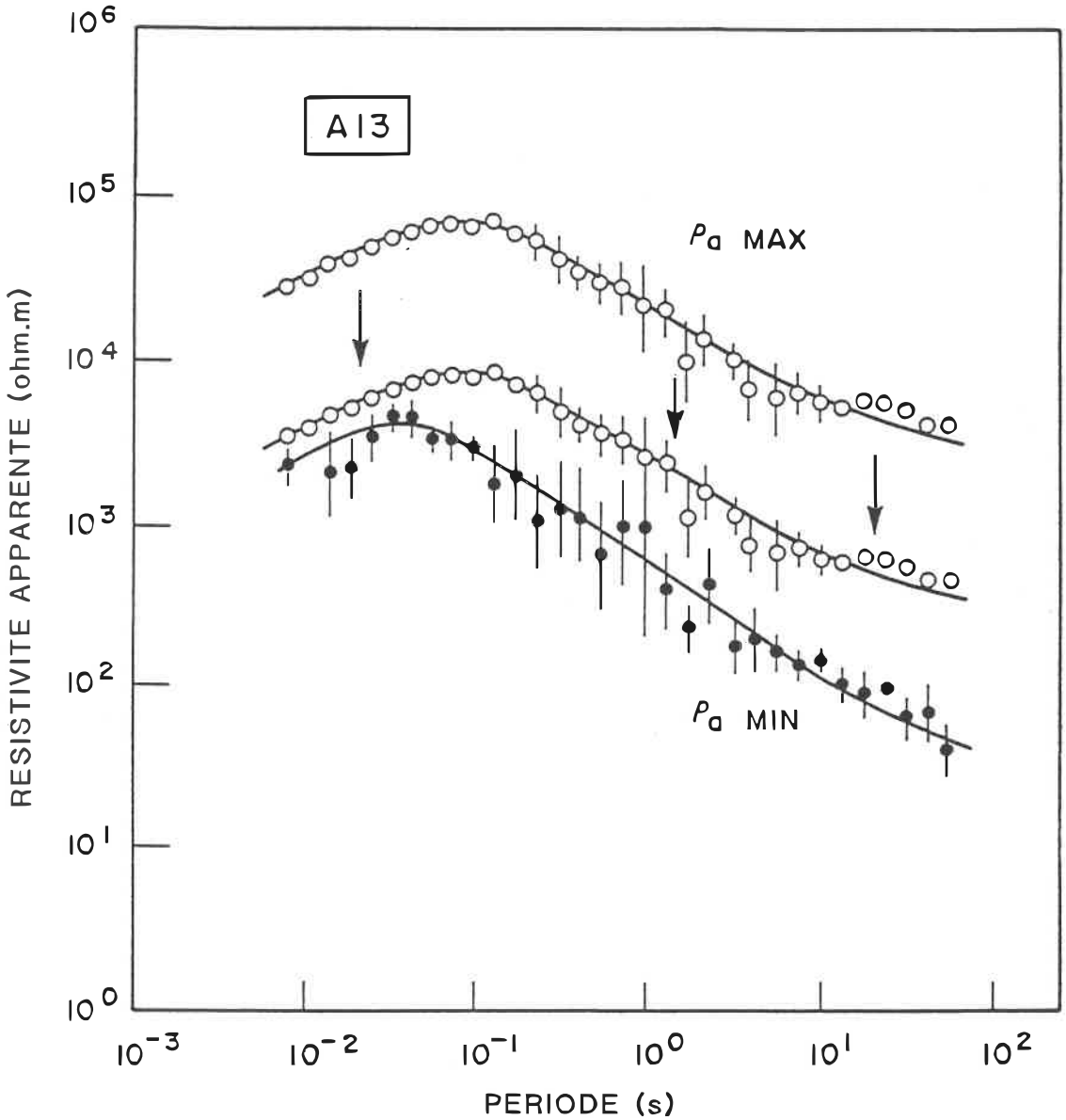


Figure 3.6c Courbes de résistivité apparente $\rho_{a\ max}$ décalée selon la correction "inversion de phase" et $\rho_{a\ min}$. Noter la convergence des courbes pour de courtes périodes.

$$Z_D = (Zxx*Zyy - Zxy*Zyx)^{1/2} \qquad (16)$$

Si on choisit l'angle de direction θ_o qui maximise Zxy et minimise Zyx (défini en 2.3.1), on a pour un sous-sol 2D Zxx = Zyy = 0. L'impédance efficace devient alors la moyenne géométrique des éléments anti-diagonaux du tenseur d'impédance,

$$Z_D(\theta_o) = (- Zxy_{max} * Zyx_{min})^{1/2} \qquad (17)$$

et comme on a: $\rho_{eff} = 0.2\ T\ |\ Z_{eff}\ |^2$ d'après la formule de Cagniard, on tire:

$$\rho_{eff} = 0.2\ T\ |Zxy_{max}|\ *\ |Zyx_{min}|$$
$$= (0.2\ T\ |Zxy_{max}|^2\ *\ 0.2\ T\ |Zyx_{min}|^2)^{1/2}$$
$$\rho_{eff} = (\rho_{a\ max} * \rho_{a\ min})^{1/2}$$

La résistivité apparente efficace $\rho_{a\ eff}$ est la moyenne géométrique des résistivités apparentes $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$. On a donc pu calculer $\rho_{a\ eff}$ sans passer par les impédances. Par un raisonnement analogue, on conclut que la phase efficace Φ_{eff} est la moyenne arithmétique des phases Φ_{max} et Φ_{min}.

Berdichevskiy et al. montrent que l'impédance efficace est une façon simple et efficace d'interpréter les données MT lorsque l'effet de distortion des courbes n'est pas

quantifiable. Cependant, il n'y a aucune raison de croire que la résistivité $\rho_{a\ eff}$ n'est plus affectée par un effet statique et si une des électrodes est proche de l'hétérogénéité superficielle, la moyenne calculée sera légèrement différente de la réponse MT normalement obtenue sans hétérogénéité (Jones, 1988).

La figure 3.7 montre les courbes $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$ de la station B10, avec la courbe du modèle 5 couches obtenue de l'inversion 1D de $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff}.

La résistivité efficace ne fut calculée que pour les stations dont le sous-sol est estimé 2D et éloignées d'hétérogénéités latérales majeures, car on n'aurait plus uniquement un effet statique et la courbe PolE serait affectée par l'effet écran. Pour les stations B06 ,B07 et B09, les courbes PolE sont fortement déformées par des conducteurs et comme nous n'avions pas d'information de surface pour corriger l'effet statique des courbes PolH, ces stations n'ont pas été incluses dans l'interprétation finale. Les courbes de résistivités apparentes de B13 montrent une forte anisotropie et cette station n'a pas été incluse. Pour la station B05, la courbe PolH semble sur-élevée en basse fréquence - distortion typique de l'effet écran (figure 3.2, site B) - et sa résistivité efficace $\rho_{a\ eff}$ est seulement utilisée comme apport qualitatif à la construction du modèle final.

Pour les données de 1983, seules les impédances

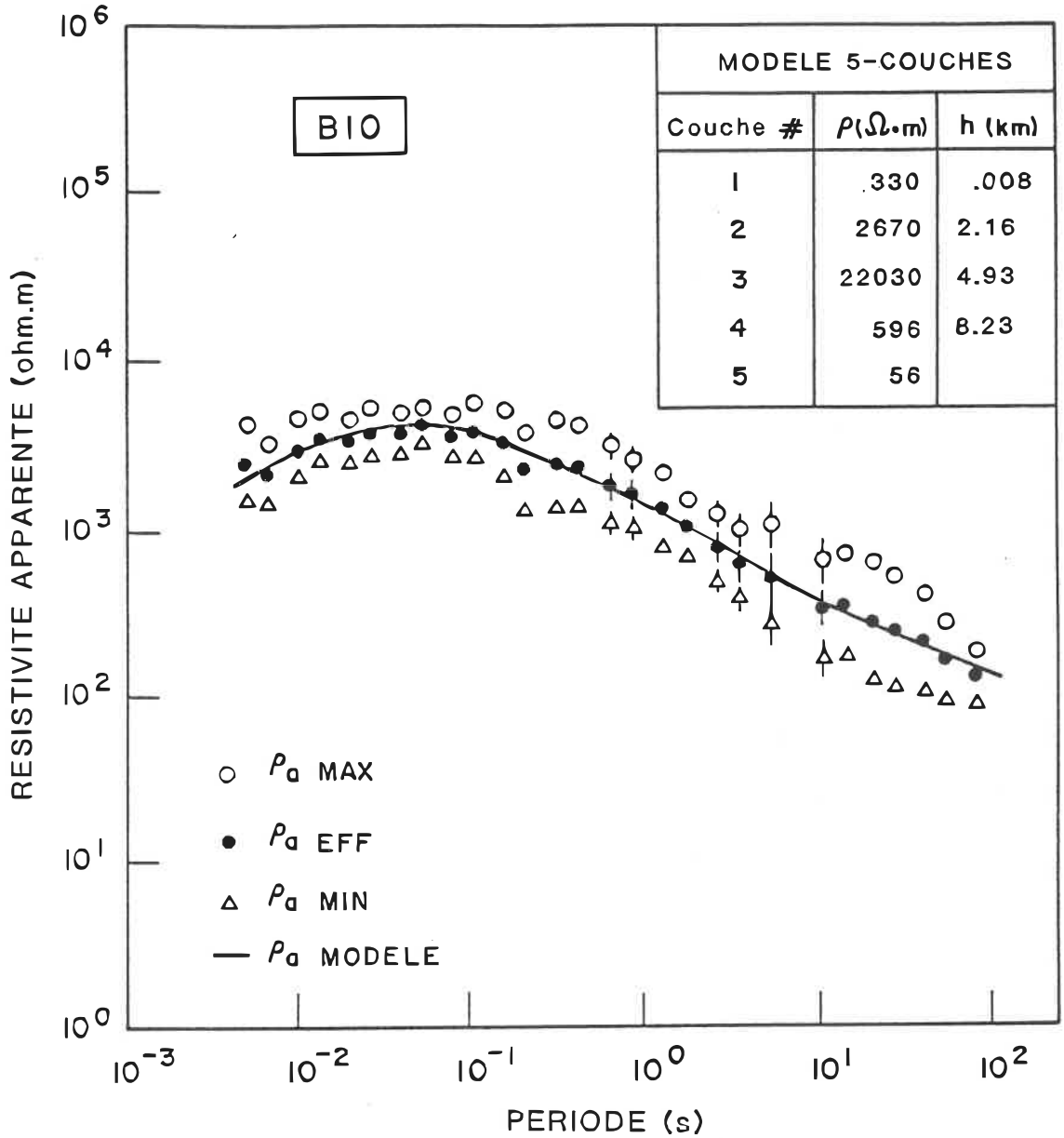


Figure 3.7 Courbes de résistivité apparente $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$ de la station B10, avec courbe du modèle 5-couches, obtenue par inversion de $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff}.

efficaces des stations A05, A12 et A13, qui sont éloignées d'hétérogénéités majeures, furent calculées.

La figure 3.8 montre l'ensemble des courbes de résistivité apparente efficaces pour les stations A05, A12, A13, B04, B05, B08, B10, B11 et B12.

3.4 Résultats des inversions

3.4.1 Interprétation 1D

La figure 3.9 regroupe la plupart des courbes de sondage utilisées pour l'interprétation, après une correction de l'effet statique de $\rho_{a\ max}$ pour les stations de 1983 ou d'après $\rho_{a\ eff}$ des stations de 1982. Les courbes de B11 et B05 représentent les limites inférieure et supérieure, ayant un facteur de différence de 8 pour la résistivité. La courbe de résistivité de B10, qu'on peut considérer comme la moyenne des courbes, est représentative de la distribution régionale de conductivité. On ne peut malheureusement pas dire que tout effet statique a été corrigé, et l'interprétation de ces courbes doit être faite avec précaution: si la courbe $\rho_{a\ eff}$ de B11, qui est la plus basse, n'est pas affectée par une inhomogénéité de surface, on conclut qu'on a sous cette station la plus faible épaisseur pour atteindre la couche conductrice. La courbe $\rho_{a\ eff}$ de B05, comme mentionné plus haut, n'est

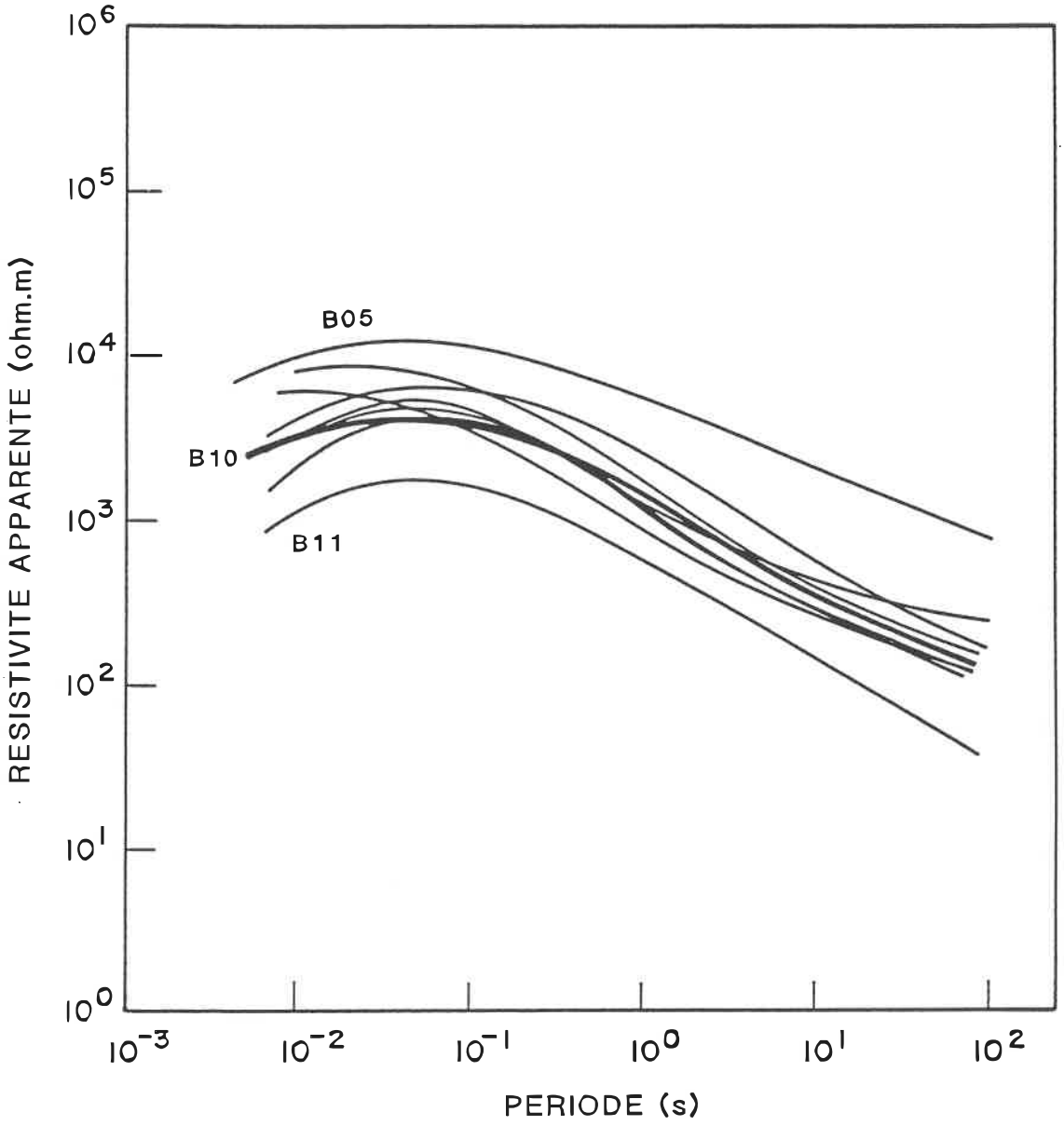


Figure 3.8 Courbes de résistivité apparente efficace $\rho_{a\ eff}$ pour 9 stations.

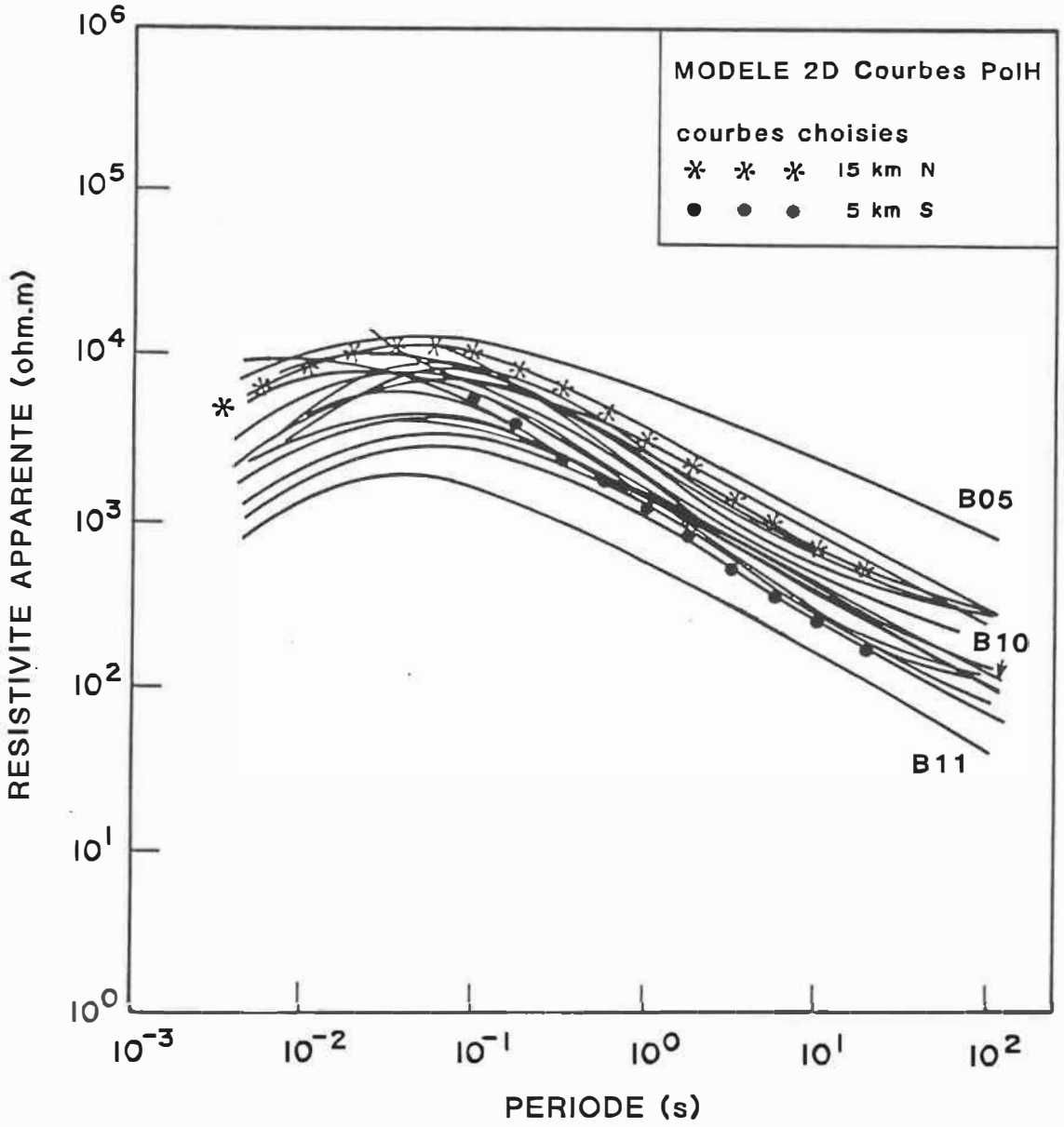


Figure 3.9 Courbes $\rho_{a\ max}$ des stations A après correction en utilisant la phase, et courbes $\rho_{a\ eff}$ des stations B. Les courbes ρ_a en PolH calculées pour des sites à 5 km au Sud et 15 km au Nord de la station A07 par simulation du modèle (figure 3.10) sont représentés par des symboles.

utilisée que comme apport qualitatif à une interprétation subséquente et ne représente ici que la limite supérieure des courbes de résistivité apparente choisies.

Le tableau 3.2 liste quelques résultats d'inversion choisis, pour différentes méthodes de correction. Pour la station, un indice D indique que la courbe choisie pour inversion provient d'un "décalage simple", un indice ZF qu'on a calculé l'impédance efficace et DZF qu'on a d'abord effectué un décalage avant de calculer l'impédance efficace. ρ et Φ représentent le type d'inversion utilisée, $\rho+\Phi$ une inversion conjointe et $\Phi \rightarrow \rho+\Phi$ qu'on a d'abord fait une inversion de la phase, puis un décalage conséquent de la résistivité avant d'effectuer une inversion conjointe.

Pour certaines stations, comme A04, A10, A13, B10 et B11, on a supposé un modèle 5-couches; la seconde couche est "intermédiaire", et représente un socle (normalement résistant) de moindre résistivité, à cause de la présence d'eau dans de nombreuses fractures. C'est parfois cette couche que le levé complémentaire résistivité DC à permis de découvrir. Elle n'est pas essentielle et ses paramètres géoélectriques ne sont pas bien déterminés; mais en partant d'un modèle 5-couches au lieu de 4, la courbe d'inversion superpose mieux la courbe de résistivité apparente mesurée dans les hautes fréquences.

Tableau 3.2

Résumé d'Inversion Finale

	Inversion	ρ_1 (Ωm) h_1 (km)	ρ_2 h_2	ρ_3 h_3	ρ_4 h_4	ρ_5
A01	$\rho+\Phi$	41. 0.005	15520. 4.29	680. 3.1	21.	
A02	Φ	40. 0.005	21590. 4.47	860. 2.07	12.	
A04	Φ-> $\rho+\Phi$	60. 0.009	2700. 0.753	15000. 5.65	712. 5.5	56.
A05	$\rho+\Phi$	66. 0.012	21322. 6.97	2025. 9.06	215.	
ou	$\rho+\Phi$	77. 0.012	19800. 8.13	1680. 11.38	200.	
A09	Φ	465. 0.007	43590. 5.44	1185. 6.42	77.	
A10	Φ-> $\rho+\Phi$	112. 0.005	1210. 0.441	26920. 9.175	2100. 8.035	210.
A11	Φ	850. 0.005	30000. 5.263	3583. 7.922	138.	
A12D	$\rho+\Phi$	68. 0.005	12415. 9.838	1610. 6.399	69.	
A13	Φ-> $\rho+\Phi$	320. 0.01	3750. 2.209	23550. 6.169	3256. 6.5	238.
A05ZF	$\rho+\Phi$	59. 0.012	19722. 3.378	902. 3.656	78.	
A12ZF	$\rho+\Phi$	61. 0.011	28442. 6.83	3338. 9.308	162.	
A13ZF	$\rho+\Phi$	467. 0.01	3144. 0.547	19679. 12.348	1672. 13.602	98.

Tableau 3.2
(suite)

	Inversion	ρ_1 (Ωm) h_1 (km)	ρ_2 h_2	ρ_3 h_3	ρ_4 h_4	ρ_5
A12ZFD	$\rho+\Phi$	56. 0.012	17954. 5.98	1770. 7.355	105.	
A13ZFD	$\rho+\Phi$	325. 0.012	2545. 2.123	18083. 5.64	338. 9.141	36.
ou	$\rho+\Phi$	326. 0.012	2742. 2.24	17698. 6.028	270. 8.759	34.
B05	$\rho+\Phi$	132. 0.014	12670. 7.89	716. 9.99	15.	
B10	$\rho+\Phi$	331. 0.008	2012. 1.108	13625. 5.35	811. 9.835	59.
B11	$\rho+\Phi$	227. 0.01	1524. 0.728	12900. 4.5	866. 10.	36.
B12	$\rho+\Phi$	28. 0.011	11500. 7.	4490. 12.	289.	
ou	ρ	32. 0.01	8915. 7.	3385. 13.5	317.	
B04ZF	$\rho+\Phi$	25. 0.011	23290. 5.4	3686. 4.77	179.	
B05ZF	$\rho+\Phi$	215. 0.01	4245. 0.429	26520. 7.714	4390. 30.76?	341.
B08ZF	$\rho+\Phi$	108. 0.008	1875. 0.545	17665. 7.044	1317. 12.75	72.
B10ZF	$\rho+\Phi$	330. 0.008	2670. 2.16	22030. 4.93	596. 8.23	56.
B11ZF	$\rho+\Phi$	190. 0.011	835. 1.017	8065. 2.883	253. 8.045	13.
B12ZF	$\rho+\Phi$	26. 0.012	8410. 7.52	649. 7.888	56.	

4.3.2 Composition d'un modèle 2D

A partir d'une composition pseudo-2D d'interprétation 1D pour chaque station, un modèle géoélectrique a été construit. En dessous du mort-terrain, s'étend une couche résistante (13000 - 40000 Ω·m) dont l'épaisseur varie de 5 à 9 km. Plus bas, une couche conductrice intermédiaire (600 - 2500 Ω·m) laisse place graduellement à une couche plus conductrice (20 - 200 Ω·m); l'épaisseur de la couche intermédiaire est mal définie, car on est en présence d'un conducteur sur un plus conducteur tandis que l'épaisseur de la couche inférieure est indéterminée car les courbes de résistivité apparente sont encore décroissantes aux périodes les plus longues. La figure 3.10 présente une composition pseudo-2D avec sa structure quatre-couches, telle qu'elle serait observée le long d'un profil NS (N13°E). Le modèle quatre-couches est entièrement supporté par les données MT. La structure "en dôme" est dépendante des sondages aux stations A01 et A02; les stations B06 et B09, qui auraient pu confirmer le modèle, ont été retirées à cause de la mauvaise qualité des données; il n'y a aucune preuve certaine de la validité de cette structure, mais elle semble plausible (voir discussion sur la tectonique et le degré de métamorphisme, en section 4.3.3). Comme nous avons cherché à minimiser l'effet des conducteurs subverticaux majeurs, de telles structures n'apparaissent pas sur le modèle 2D proposé à

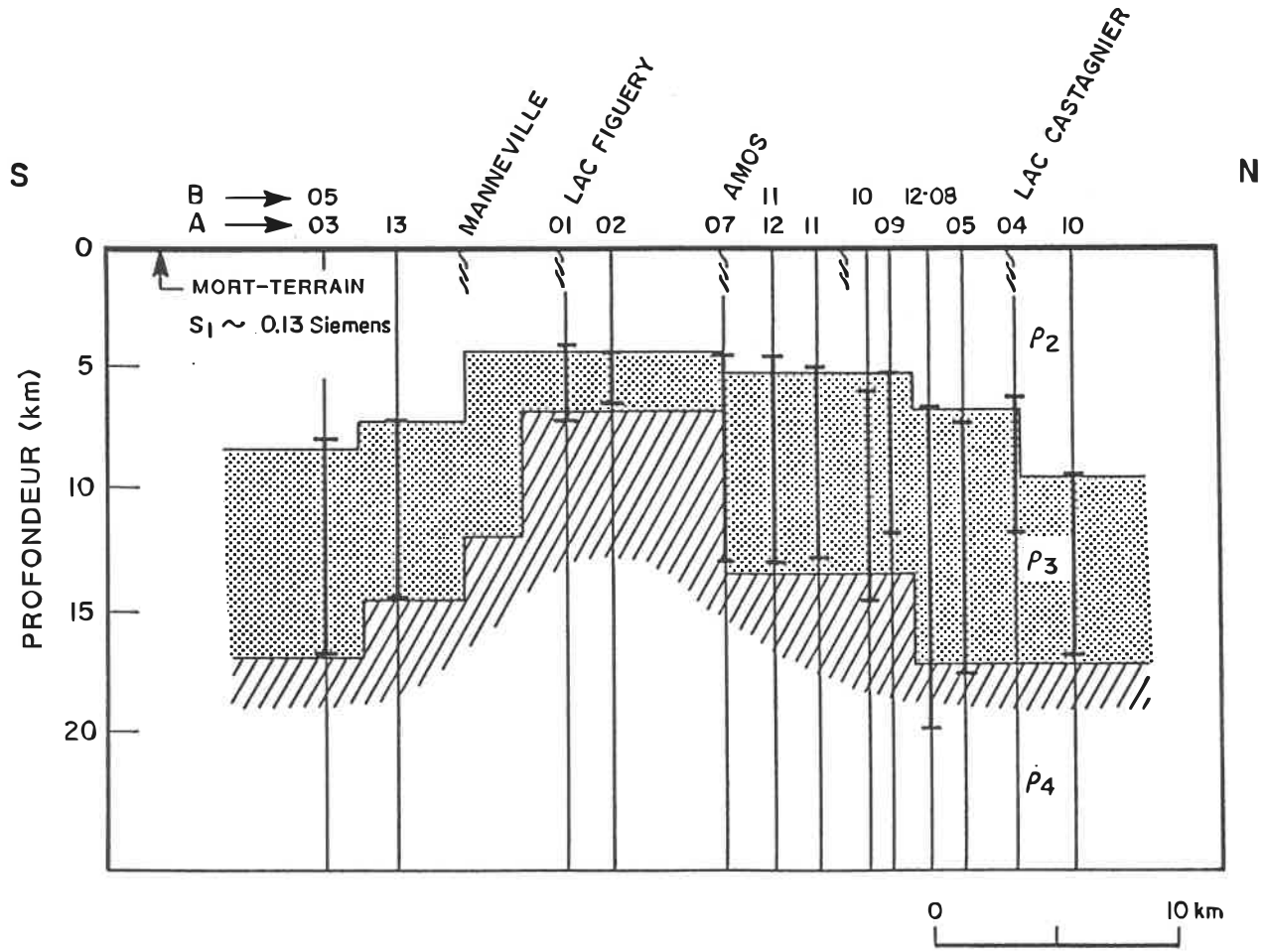


Figure 3.10 Modèle 2D géoélectrique de la partie supérieure de la croûte, sur un profil NS, à partir des inversions 1D des courbes de sondage corrigées à chaque station. Les barres verticales épaisses représentent l'épaisseur de la première couche conductrice.

la figure 3.10.

Afin d'établir la validité du modèle, on ne pourra comparer que les résultats de modélisation en PolH, avec les courbes de sondage corrigées. Lors de la modélisation 2D, effectuée par le programme de Ku (Ku et al., 1973), la deuxième, la troisième et la quatrième couches ont pris des résistivités de 20000, 2500 et 200 Ω·m. Les courbes calculées pour des sites à 5 km au sud et 15 km au nord de la station A07 ont été superposées sur les données corrigées de la figure 3.9 . Si l'on fait exception des courbes B11 et B05 dont nous avons précédemment douté de la position absolue, les deux courbes modelées coincident avec les limites supérieure et inférieure du groupes de courbes choisies. Les courbes de résistivité apparente calculées par modélisation pour tous les sites intermédiaires tombent à l'intérieur de ces limites. En général, on observe une bonne concordance entre les résultats du modèle et les données.

CHAPITRE IV

Analyse et discussion

4.1 Analyse du Tipper (vecteur d'induction)

Le modèle présenté en figure 3.10 n'inclut pas de conducteurs verticaux dans la croûte supérieure. On a pu cependant relever, par la fonction de transfert magnétique, cinq structures conductrices.

Les vecteurs d'induction, représentés en figure 2.1, à la période T = 0.1 s, identifient un conducteur WNW-ESE, passant au sud des stations B13 et A10 et au nord de B08, A04 et A05. Ce conducteur semble associé avec la faille du Lac Castagnier et une longue anomalie INPUT (figure 3.4). Un important conducteur, remarqué aux stations A05, A09, A11, A12, B11, A08, A02, A01, B09 et B06, passe sous A07 selon une direction EW et semble dévier vers le NE, quoique son étendue à l'est n'est pas bien définie car il n'y a pas de données MT dans cette zone. Ce long conducteur interprété est visible pour toutes les périodes choisies. Les failles Amos-La Reine et Lac Lois, auxquelles sont associées des anomalies INPUT, sont sans doute à l'origine de cette anomalie. Pour A06 et A13, les vecteurs sont dirigés vers la faille de Manneville et l'anomalie INPUT correspondante. Aux stations B05 et A03,

on ressent la partie nord d'une faille, quelque peu à l'ouest (figure 3.4). Le vecteur d'induction de B04 pointe vers le Sud, détectant une faille cartographiée WNW-ESE.

A de plus longues périodes, tous les vecteurs d'induction se tournent vers le centre de la région étudiée; peut-être est-ce dû à la structure en dôme, supposée en profondeur par les résultats de résistivité MT - voire aussi une intrusion granitique non visible en surface, comme le mentionne Yunsheng? Il faudrait cependant avoir un fort contraste de résistivité: la station A07 montre un vecteur d'induction inhabituel, avec une valeur maximale à 0.6 s, dirigé vers l'Ouest parallèlement au conducteur interprété. D'après la simulation d'un contraste résistant/conducteur (figure 3.2) on n'a pu obtenir pour Hz/Hp qu'une valeur de 0.4, avec un contraste de résistivité de 10 (ce qui semble raisonnable pour un contraste volcanique-granitoide d'après les résistivités de roches listées par Telford et al., 1976). Or Hz/Hp égale 1.07! Quoique l'idée du contraste de résistivité n'est pas à rejeter, on peut plus facilement expliquer cette haute valeur par la présence d'un conducteur (voir figure 3.3) ou de failles avec minéralisation associée. Bien que les failles importantes NNE-SSW aient été cartographiées à plus de 2 km à l'ouest de A07 (Poulin, 1979), on peut en avoir d'autres du même système, plus proches de notre

station.

4.2 Analyse MT - selon le type de correction

Nous avons choisi trois méthodes de correction de l'effet statique. Comment se comparent-elles, face au résultat final de l'inversion unidimensionnelle? Nous ne pouvons comparer ces méthodes que pour les stations de 1983, où un levé complémentaire a été effectué. Pour la station A13, il a été possible d'appliquer les trois types de correction.

1. Méthode du décalage simple: la figure 4.1 montre l'inversion de $\rho_{a\ max}$ et Φ_{max} après un décalage de $\rho_{a\ max}$ qui superpose , à haute fréquence, une courbe de résistivité construite pour des couches superficielles.

2. Méthode de l'inversion de phase: la figure 3.6a montre une inversion de la phase Φ_{max} où l'on avait fixé les paramètres ρ_1, ρ_2 et h_1. La figure 3.6b montre une inversion subséquente de $\rho_{a\ max}$ et Φ_{max} après un décalage de $\rho_{a\ max}$ qui superpose la courbe de résistivité correspondante à la phase inversée.

3. Méthode de l'impédance efficace: la figure 4.2a montre l'inversion de $\rho_{a\ eff}$ et Φ_{eff}. On remarque (tableau 4.1) les grandes valeurs obtenues pour les épaisseurs. Ceci est dû à la forte anisotropie des courbes de résistivité

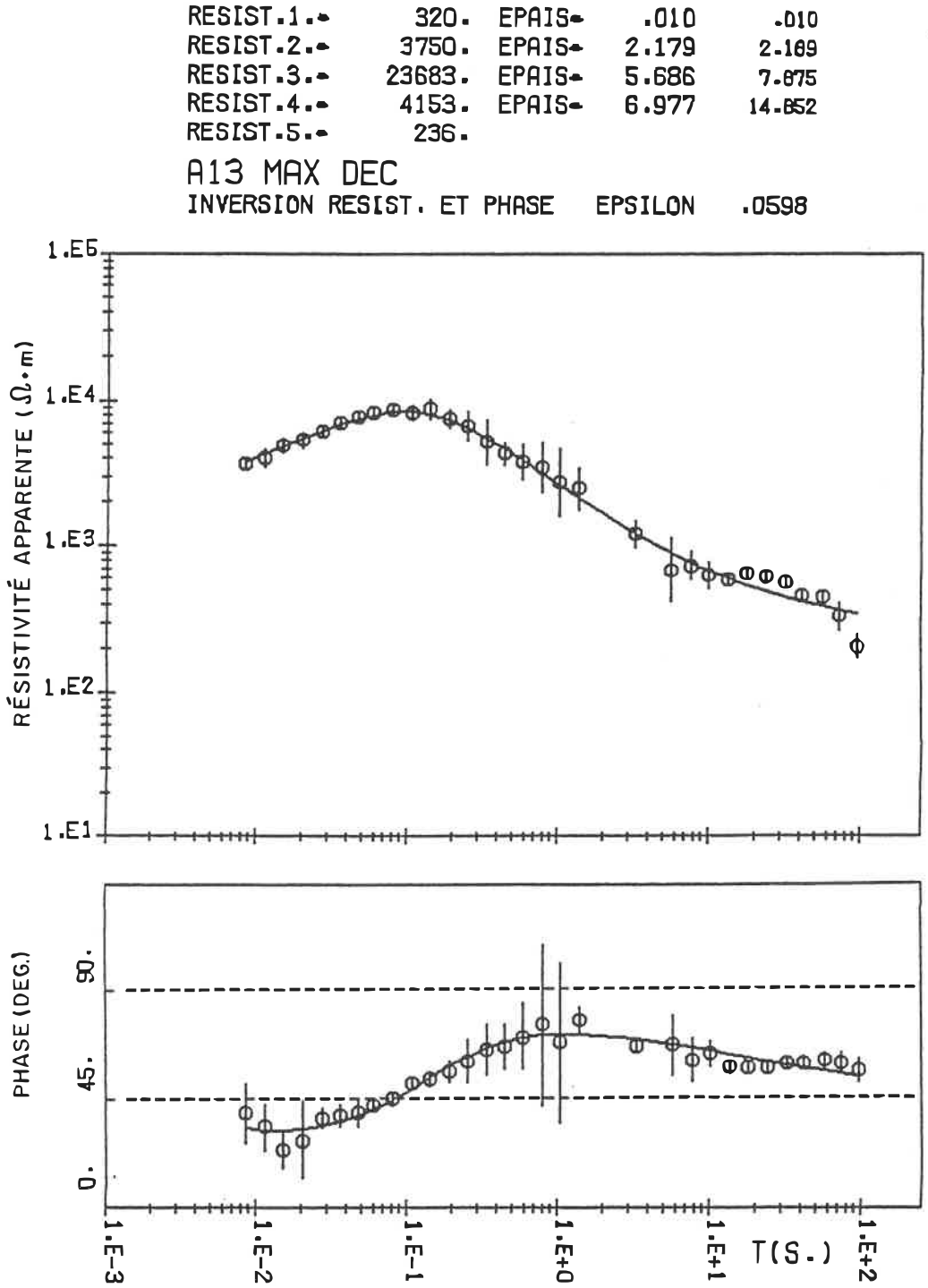


Figure 4.1 Inversion conjointe de $\rho_{a\ max}$ décalée et Φ_{max} de la station A13 (méthode du "décalage simple").

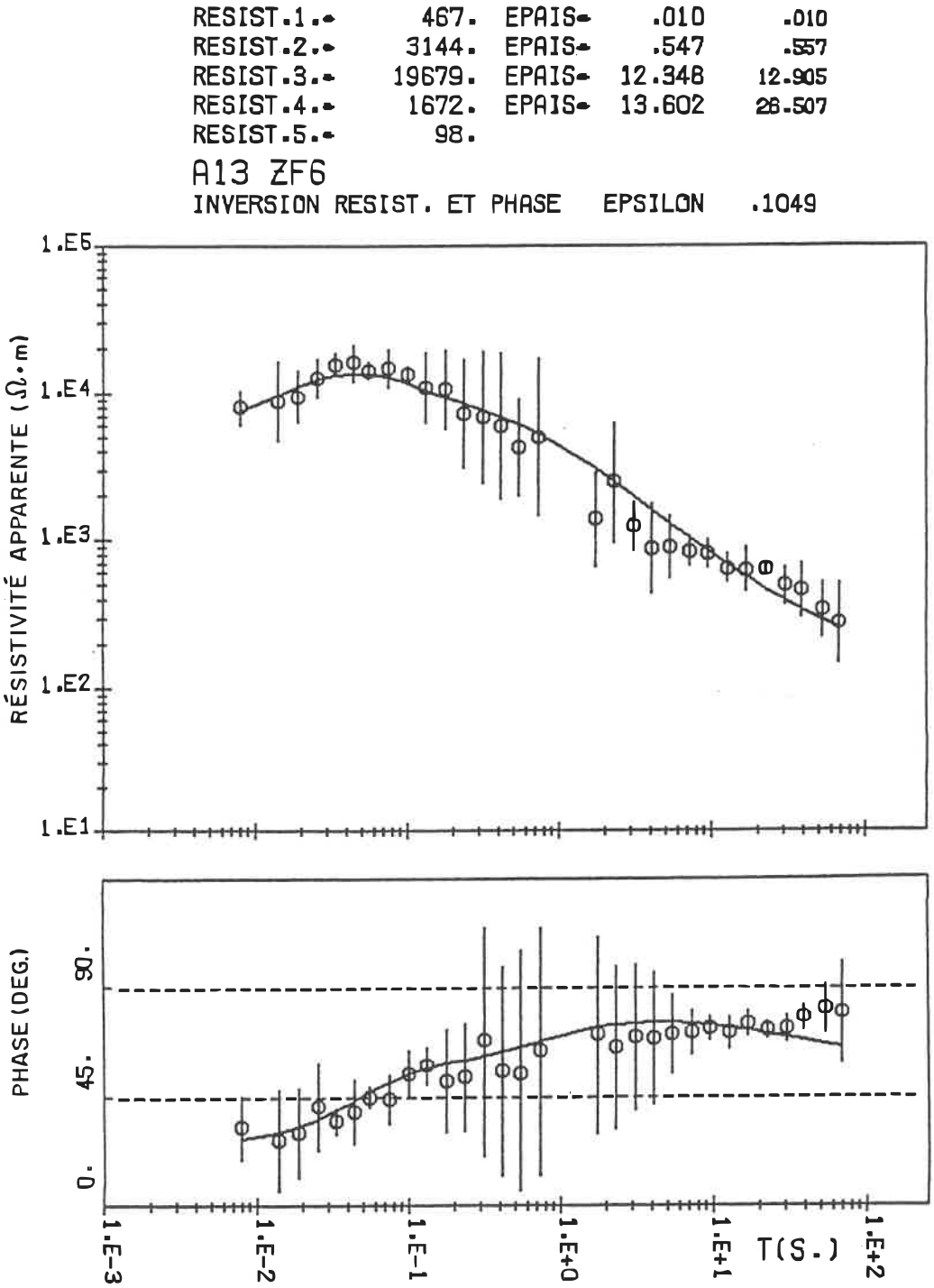


Figure 4.2a Inversion conjointe de $\rho_{a\ eff}$ (calculée à partir de $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$) et Φ_{eff} pour la station A13.

Tableau 4.1

Comparaison d'inversion selon la méthode de correction utilisée pour la station A13

Type de Correction	ρ_1 ($\Omega\cdot$m) h_1 (km)	ρ_2 h_2	ρ_3 h_3	ρ_4 h_4	ρ_5
Décalage simple décalage ρ_{max} -> inv. $\rho_D+\Phi$	320. 0.01	3750. 2.179	23680. 5.685	4150. 6.98	235.
Inversion Φ -> décalage ρ_{max} -> inv. $\rho_D+\Phi$	320. 0.01	3750. 2.209	23550. 6.170	3255. 6.5	240.
Inv. $\rho_{eff}+\Phi_{eff}$	465. 0.01	3145. 0.547	19680. 12.35	1670. 13.6	100.
Décalage ρ_{max} -> inv. $\rho_{Deff}+\Phi_{eff}$	326. 0.012	2740. 2.24	17700. 6.03	270. 8.76	35.

de A13; l'effet statique affecte beaucoup $\rho_{a\ max}$ et la courbe $\rho_{a\ eff}$ reste sur-évaluée. Comme la courbe $\rho_{a\ eff}$ correspond à la moyenne géométrique des courbes $\rho_{a\ max}$ et $\rho_{a\ min}$ pour un sous-sol 2D, on a calculé une nouvelle résistivité efficace $\rho_{aD\ eff}$ à partir de $\rho_{a\ max}$ décalée et $\rho_{a\ min}$. La figure 4.2b montre l'inversion de cette nouvelle courbe, donnant des résultats plus conformes à l'ensemble des autres stations (comparer par exemple le résultat de $\rho_{aD\ eff}$ avec celui, au tableau 3.2, des autres stations et particulièrement de la station B05 qui se situe au même "niveau" que A13 sur un profil NS).

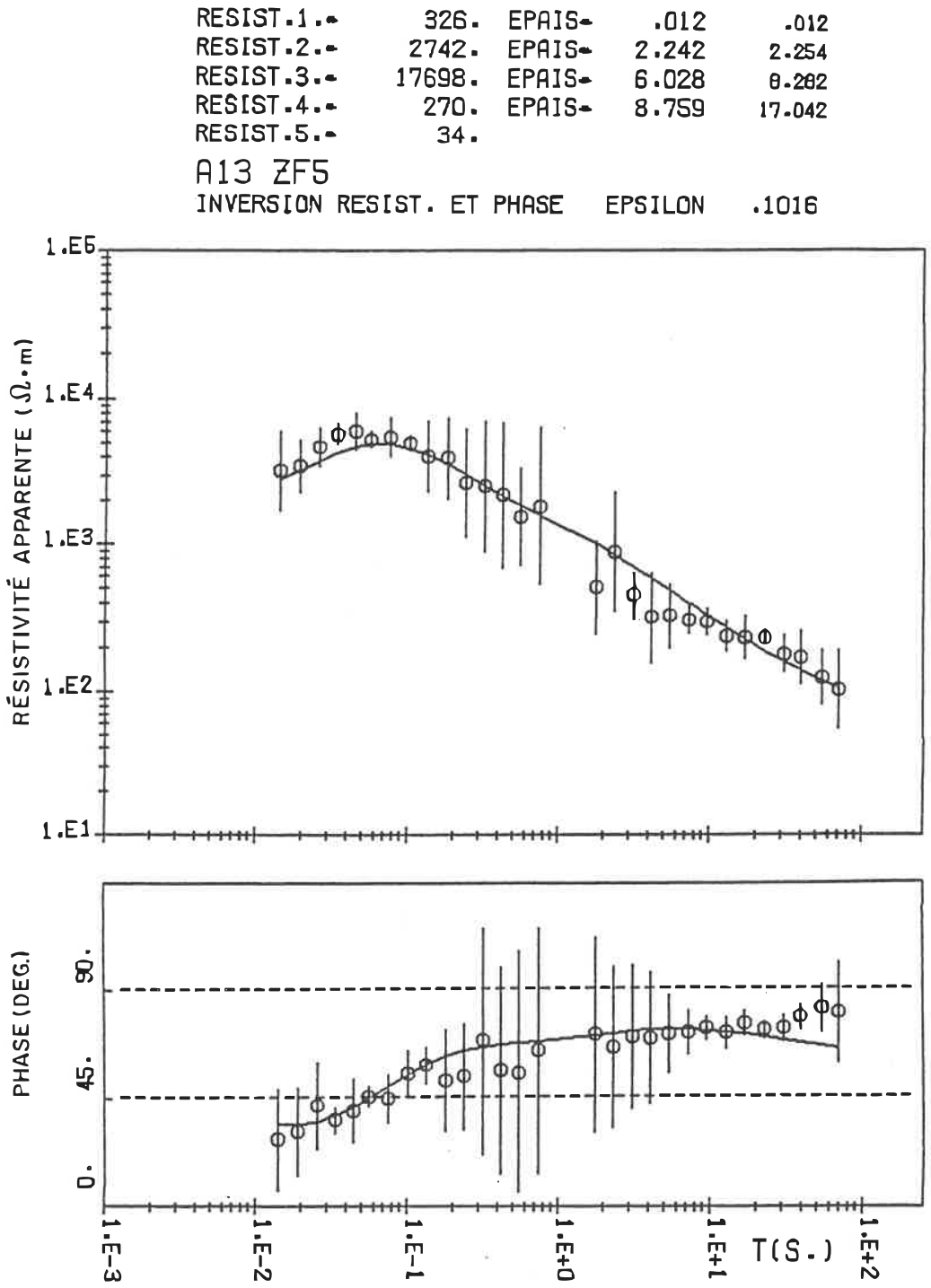


Figure 4.2b Inversion conjointe de $\rho_{aD\ eff}$ et Φ_{eff} pour la station A13 (on a d'abord décalé $\rho_{a\ max}$ selon la méthode de décalage simple et on a ensuite calculé $\rho_{aD\ eff}$ à partir de $\rho_{a\ max\ dec}$ et $\rho_{a\ min}$).

On peut donc douter de l'inversion de $\rho_{a\ eff}$ pour des stations qui, même ayant un sous-sol 2D (un skew faible), montrent une forte anisotropie et un effet statique important. Pour la station choisie, les deux premières méthodes de correction donnent sensiblement le même résultat; ce à quoi on doit s'attendre puisqu'on part des mêmes données de terrain complémentaires. On doit cependant préférer la méthode de correction "inversion de la phase" qui utilise en premier des données MT, en fixant des paramètres, plutôt que la méthode "décalage simple" qui se base uniquement sur un procédé graphique.

4.3 Discussions

Plusieurs hypothèses et conclusions de travaux cherchent à expliquer la formation des ceintures de roches vertes. Nous en nommons quelques-unes, qui corroborent les résultats de l'interprétation MT.

4.3.1 Hypothèses géophysiques

Gibb et al. (1969) ont interprété un profil NS gravimétrique, à travers le batholite LaMotte-Lacorne, les volcaniques de la région d'Amos et le complexe gneissique de Bernetz au nord du lac Castagnier (figure 1.3). Dans leur modèle, les roches volcaniques ont une épaisseur de

3.2 à 5.6 km, et en supposant que les ceintures volcaniques reposent sur des granites, ils concluent que ces ceintures s'étendent généralement jusqu'à un maximum de 6 km de profondeur. Ces résultats semblent confirmés par les travaux en gravité et magnétisme de Gupta et Grant (1985) dans la partie ouest de la ceinture de l'Abitibi (Sudbury, Ont.). Ils déterminent 6 km comme étant la profondeur maximale des ceintures de "roches vertes". Dans la ceinture gneissique English River, les résultats MT de Koziar et Strangway (1978) révèlent une couche supérieure très résistante (50000 $\Omega \cdot m$) d'au moins 7 km d'épaisseur reposant sur une couche conductrice; mais par manque de données dans les périodes plus longues, on ne peut estimer la géométrie de la zone conductrice. Tous ces résultats sont en accord avec l'épaisseur des volcaniques interprétée par le modèle MT.

De la section MT réalisée à travers le Groundhog River Block au nord de la zone du Kapuskasing (Mareschal, 1989), deux stations sont en fait dans la ceinture de l'Abitibi. Les courbes de résistivité apparente, obtenues par calcul de l'impédance efficace de Berdichevskiy de ces deux stations (M. Mareschal, comm. pers.) se superposent bien avec nos courbes ρ_{eff}, quoique le maximum de résistivité soit obtenu pour une période plus grande (décalage horizontal) et que la phase soit plus faible dans les hautes fréquences. Ceci serait partiellement dû à une épaisseur

de mort-terrain (≈ 50 m.), et donc une conductance, beaucoup plus grande que dans la région d'Amos (5 - 10 m.) (M. Mareschal, communication personnelle).

Un levé de sismique-réflection profond a été réalisé en décembre 1987, dans la région de Rouyn-Noranda, 100 km à l'ouest d'Amos. A partir d'un profil de 60 km de long, L. Mayrand (communication personnelle) interprète un important réflecteur au nord de la faille Cadillac, à une profondeur de 6 km. Dans le Black River, il observe une forte réflection sous le batholite du Lac Dufault, à 9 km de profondeur. Enfin, au nord de Cléricy, un empilement de réflecteurs sub-horizontaux, entre 4 et 8 km, se prolonge jusqu'à la faille Porcupine-Destor. Ces réflecteurs, qui se situent en moyenne à 6-8 km de profondeur peuvent être associés au sommet de la couche conductrice intermédiaire de notre modèle MT.

Dans la région même d'Amos, à partir du spectre d'énergie obtenu du levé aéromagnétique à haute-résolution (Yunsheng et al., 1985, figure 5, p. 418), on distingue deux horizons magnétiques. Grâce à la méthode d'évaluation de Spector et Grant (1970), on détermine leur profondeur à 4.5 et 9.8 km, ce qui est semblable aux valeurs minimale et maximale de 5 et 9 km estimées pour le sommet de la couche conductrice intermédiaire.

Des interprétations géophysiques réalisées à partir de 1982, une modélisation $2^{1/2}D$ des données magnétiques

(Losier, 1984) détermine que la profondeur maximale obtenue pour la ceinture de l'Abitibi est de 13.5 km, mais qu'on observe un amincissement de la ceinture: d'une valeur moyenne de 11 km entre le batholite LaMotte-Lacorne et le lac Castagnier, à 8-9 km sous Amos. De plus, l'interprétation conjointe gravimétrie-magnétisme de Schwarz et al. (1984) suggère que l'épaisseur de la ceinture de "roches vertes" varie de 5 à 10 km.

La zone de faible vitesse interprétée par Parker (1984) se trouve en dessous d'une couche de 5 km et pourrait être associée à la limite supérieure de notre couche conductrice intermédiaire.

4.3.2 Hypothèses de zone conductrice

L'origine de zones conductrices dans la croûte supérieure laisse place à de nombreuses controverses, incluant les hypothèses de la serpentinisation, les minéraux hydratés, le carbone, le CO_2 réduit, la fusion partielle et l'eau libre provenant de réactions deshydratantes ou météoritiques (Jones, 1987). Deux d'entre-elles sont présentées ici[1], et semblent être aujourdhui les plus souvent acceptées.

Gough (1986) à partir de données sismiques et électro-

---

1. La plupart des propositions mentionnées ici proviennent des commentaires de M. Mareschal (1989), qui énumère un certain nombre d'hypothèses.

magnétiques suppose que la partie inférieure de la croûte est conductrice à cause d'eau (solution aqueuse) salée libre qui forme une pellicule entre chaque grain. Jones (1987) propose aussi l'eau libre, créée par des réactions de deshydratation, et piégée en dessous d'une couche imperméable (figure 4.3): un liquide à haute température libéré lors de la formation des granulites, en montant, rencontre un fluide météoritique froid; une importante précipitation de silicates s'en suit, qui cèle les pores. On peut croire que le mécanisme, mettant en place la zone conductrice dans la région d'Amos, est semblable à celui expliqué par Jones, mais opère plus proche de la surface. Quoique l'hypothèse de l'eau est controversée (Yardley, 1986), des forages profonds effectués dans la pénisule de Kola (URSS) montrent la présence de solutions salines jusqu'à une profondeur de 12 km (Borevsky et al., 1987).

Une autre hypothèse propose l'existence de liquide riche en CO_2 qui serait réduit à des moments d'intense métamorphisme sur la bordure des grains de trois types de roches: des schistes et des gneiss, des roches plutoniques mafiques et des granulites. C'est la présence de Fe, ou la stabilité de la magnétite, qui rend les granulites felsiques et mafiques de très bons candidats (Mareschal, 1989). On aurait alors des pellicules de carbone qui inter-connectent chaque grain. Lorsqu'on approche de la croûte supérieure, le lien est brisé soit par évaporation

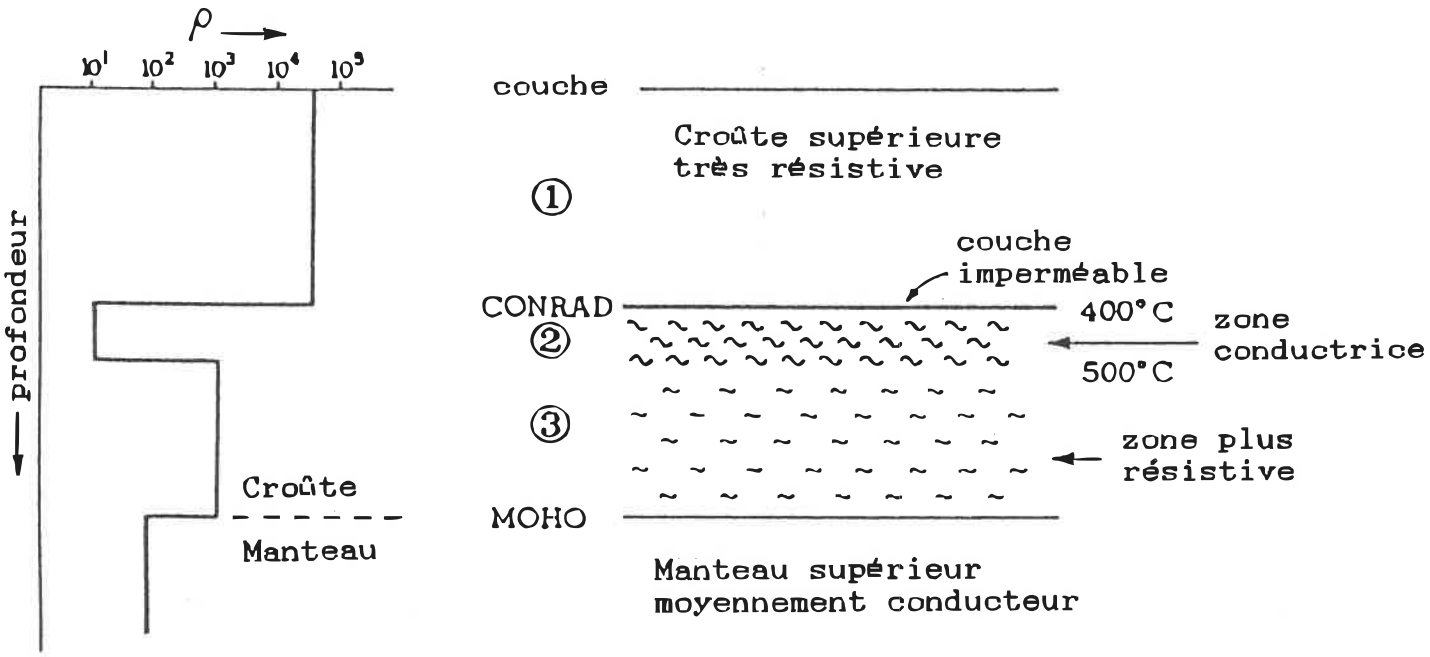


Figure 4.3 Diagramme d'un mécanisme possible expliquant la présence d'une couche conductrice profonde, à cause d'une couche imperméable (d'après Jones, 1987).

des fluides, soit par diminution de la pression.

On commence à peine à comprendre l'origine de la zone conductrice dans la croûte; cependant, l'hypothèse d'une pellicule de matériel conducteur, liquide ou solide, autour des grains et dans les pores, semble satisfaire la majorité des chercheurs.

4.3.3 Hypothèses géologiques

A partir de la géologie de surface, de la structure, les hypothèses d'évolution géologique, le magnétisme et la gravimétrie, Laverdure (1983) propose une section géologique NS de la ceinture de l'Abitibi, qui comprend un assemblage de roches volcano-sédimentaires reposant sur une croûte sialique supérieure faite de gneiss-migmatites. La partie inférieure de la croûte est composée de granulites felsiques à mafiques.

Une comparaison du modèle géoélectrique proposé (figure 3.10), du modèle de Laverdure et d'autres modèles géophysiques supporte l'hypothèse que la couche résistive (20000 - 50000 Ω·m) correspond à la séquence volcanique de la ceinture d'Abitibi. Son épaisseur de 5 à 9 km sous Amos est en accord avec les autres interprétations géophysiques avec une moyenne de 7-8 km. Cette profondeur de l'interface des volcaniques et des gneiss-migmatites coincide avec celle du sommet de la couche conductrice intermédiaire (2000 Ω·m).

L'amincissement de la couche résistive sous Amos, proposé par le modèle géoélectrique pseudo-2D (figure 3.10), peut être causée par un soulèvement de la croûte sialique le long de failles normales, comme les failles de Manneville, Amos et Lac Castagnier. La déformation régionale est faible - à modérée - au sud de la faille Manneville et au nord du lac Castagnier, mais semble être importante dans la partie intermédiaire où l'on trouve plusieurs zones de mylonites (C. Hubert, communication personnelle). De larges blocs, où s'alternent amphibolites et unités à faciès "schiste vert", se superposent indiquant ainsi des déplacements verticaux considérables.

Puisqu' on n'observe pas de différence importante d'une courbe à l'autre, que la station de mesure soit sur les volcaniques ou soit sur les granites, on peut conclure que les sondages reflètent la structure profonde du sous-sol et sont indépendants de la lithologie de surface. Cependant, il est possible que les profondeurs déterminées par notre approche ne correspondent pas à la réalité, à cause de trop grandes suppositions (géométrie 3D réduite à 2D). Dans ce cas, les contrastes de conductivité interprétés peuvent ne pas correspondre à une frontière géologique réelle.

CONCLUSION

La magnétotellurique a permis d'obtenir de nouvelles informations sur la structure de la croûte de la ceinture volcanique de l'Abitibi. Une distorsion des données, due à des effets galvaniques (effet statique) et inductifs (effet écran) nous oblige à utiliser des méthodes de correction afin d'interpréter ces données.

La géophysique de surface complémentaire permet de contraindre la solution, en fixant les paramètres des couches superficielles.

Le calcul de l'impédance de Berdichevskiy, dans le cas ou le premier type de corrections n'est pas possible, permet aussi une amélioration de l'interprétation; mais il s'agit que d'une approximation.

Le modèle géoélectrique obtenu a défini quatre couches:

- Le mort-terrain conducteur (50 à 300 Ω·m) dont l'épaisseur varie de 5 à 15 m.
- Une couche résistante (13000 - 40000 Ω·m) dont l'épaisseur varie de 5 à 9 km. Cette couche peut être associée aux "roches vertes".
- Une couche conductrice moyenne (600 - 2500 Ω·m). Cette couche pourrait être associée à la partie supérieure de la croûte sialique (gneiss-migmatite).

- Cette couche laisse place graduellement à une couche plus conductrice (20 - 200 Ω·m) d'extension indéfinie, qui correspondrait à la partie inférieure de la croûte sialique (granulite).

Le modèle géoélectrique montre, d'après l'interprétation 2D, une structure en dôme possible, qui relèverait la croûte sialique, de la faille Manneville (limite nord du batholite LaMotte-Lacorne) à la faille Amos (limite sud du stock Duverny).

Comme méthode de correction de l'effet statique, par simplification de la géométrie, on a mentionné le décalage de la courbe de résistivité sur une courbe de référence, de niveau exact, grâce à des levés complémentaires de surface, ou à un levé électromagnétique transitoire (TEM). Un effet de distorsion se fait cependant encore ressentir, si la géométrie de l'hétérogénéité est 3D. Cette distorsion agit sur tous les paramètres MT, comme la direction de résistivité maximale qui ne représentera plus celle de la structure régionale, même à longue période; la phase sera aussi déformée. Aucune des méthodes employées dans notre étude, à cause des nombreuses simplifications faites, ne pourrait être valable en géométrie plus complexe. En supposant que la distorsion créée par les variations latérales de conductivité ne proviennent que

d'un effet galvanique, on cherche actuellement par la méthode de décomposition du tenseur d'impédance (Zhang et al., 1987, Groom, 1988) à séparer le tenseur de distorsion du tenseur d'impédance régionale à basse fréquence, qui reste quand même atteind d'un effet statique, égale sur les deux courbes de résistivité apparente. Grâce à un levé complémentaire, on pourra probablement repositionner la courbe de résistivité apparente, qui sera vraiment corrigée.

A partir des connaissances obtenues lors de cette étude dans la région d'Amos, on pourra désormais continuer l'interprétation sur d'autres données MT récoltées en 1983 dans les régions de Val d'Or et de Matagami par Bazinet et al. (1984).

BIBLIOGRAPHIE

ADAM, A., 1984: Fractures as conducting dykes and corresponding two-dimensional models; Geophysical Prospecting, v. 32, p. 543-553.

ANDRIEUX, P. & WIGHTMAN, W.E., 1984: The so-called static corrections in magnetotelluric measurements; presented at the 54th annual SEG meeting, Atlanta, Expanded abstract EM1.1

ASSAD, R. & FAVINI, G., 1980: Prévisions de minerai cuprozincifère dans le nord-ouest québéquois, établissement et répartition; Ministère Energie et Ressources, Québec, rapport DPV-670, 61 pp.

BARAGAR, W.R.A. & McGLYNN, J.C., 1976: Early archean basement in the Canadian Shield. A review of the evidence; Geological Survey of Canada, Paper 76-14.

BAZINET, R., CHOUTEAU, M. & LEGAULT, J., 1984: Etude géotectonique de la ceinture volcanique de l'Abitibi à l'aide de la méthode magnétotellurique; Ministère

Energie et Ressources, Québec, rapport MB8502, 165 pp.

BERDICHEVSKIY, M.N. & DMITRIEV, V.I., 1976: Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities; Acta Geod. Geophys., Montan. Acad. Sci. Hung., v. 11, p. 447-483.

BERDICHEVSKIY, M.N., VANYAN, L.L., KUZNETSOV, V.A., LEVADNY, V.T., MANDELBAUM, M.M., NECHAEVA, G.P., OKULESSKY, B.A., SHILOVSKY, P.P. & SHPAK, I.P., 1980: Geoelectrical model of the Baikal region; Phys. Earth Planet. Inter., v. 22, p. 1-11.

BOREVSKY, L.V., VARTANYAN, G.S. & KULIKOV, T.B., 1987: Hydrogeological essay; dans The superdeep well of the Kola Peninsula, ed. Y.A. Kozlovsky, Springer-Verlag, p. 271-287.

CAGNIARD, L., 1953: Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting; Geophysics, v. 18, p. 605-635.

CHOUTEAU, M., 1982: Prospection magnétotellurique sur des structures conductrices à trois dimensions; thèse D.Sc.A, Ecole Polytechnique, Montréal, 285 pp.

DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., & GOULET, N., 1982: Evolution of the south-central part of the archean Abitibi belt, Quebec, Part I; Can. Jour. Earth Sci., v. 19, n° 9, p. 1729-1758.

DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N. , & ROCHELEAU M., 1983a: Evolution of the south-central segment of the archean Abitibi belt, Quebec, Part II ; Can. Jour. Earth Sci., v. 20, n° 9, p. 1355-1373.

1983b: Evolution of the south-central segment of the archean Abitibi belt, quebec, Part III; Can. Jour. Earth Sci., v. 20, n° 9, p. 1374-1388.

FISCHER, G., SCHNEGG, P.A., PEGUIRON, M. & LE QUANG, B.V., 1981: An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme; Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc., v. 67, p. 257-278.

GIBB, R.A., VAN BOECKEL, J.J.G.M. & HORNAL, R.W., 1969: A preliminary analysis of the gravity anomaly field in the Timmins-Senneterre mining areas; Gravity maps series of the Dominion Observatory, n° 58, Dept. of Energy, Mines and Ressources, Ottawa, 25 pp.

GOODWIN, A.M., 1972: The Superior Province; dans Variation in tectonic styles in Canada, ed. R.A. Price & R.J.W. Douglas, Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 527-623.

1977a: Archean basin-craton complexes and the growth of precambrian shields; Can. Jour. Earth Sci., v. 14, n° 12, p. 2737-2759.

1977b: Archean volcanism in the Superior Province, Canadian Shield; dans Volcanic regimes in Canada, ed. Baragar, Coleman & Hall, Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 205-241.

GOODWIN, A.M. & RIDLER, R.H., 1970: The Abitibi orogenic belt; dans Precambrien basins and geosynclines of the Canadian Shield, ed. A.J. Baer, Geological Survey of Canada, ottawa, Paper 70-40, p. 1-30.

GOUGH, D.I., 1986: Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust; Nature, v. 323, p. 143-144.

GROOM, R.W., 1988: The effects of inhomogeneities on magnetotellurics; Ph. D. Thesis, University of Toronto, Ont., 211 pp.

GUPTA, V.K. & GRANT, F.S., 1985: Mineral-exploration aspects of gravity and aeromagnetic surveys in the Sudbury-Cobalt area, Ontario; dans The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, ed. W.J. Hinze, SEG, p. 392-412.

JOLLY, W.T., 1980: Metamorphic history of the archean Abitibi belt; dans Metamorphism in the Canadian Shield, ed. J.A. Fraser & W.W. Heywood, Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 78-10, p. 63-78.

JONES, A.G., 1988: Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment; Geophysics, v. 53, p. 967-978.

KOZIAR, A. & STRANGWAY, D.W., 1978: Shallow crustal sounding in the Superior Province by audio frequency magnetotellurics; Can. Jour. Earth Sci., v. 15, p. 1701-1711.

KU, C.C., HSIEH, M.S. & LIM, S.H., 1973: The topographic effect on electromagnetic fields; Can. Jour. Earth Sci., v. 10, p. 645-656.

LAMBERT, M., 1986: Acquisition et traitement de signaux magnétotelluriques en temps réel; Mémoire M.Sc.A.,

Ecole Polytechnique, Montréal, 191 pp.

LATULIPPE, M. & WEBER, W., 1964: Région d'Amos-Barraute; Ministère des Richesses Naturelles (MERQ), Rapport Géologique 109, 81 pp.

LAVERDURE, L., 1983: Gravimétrie de la ceinture volcanique de l'Abitibi; Mémoire M.Sc.A., Ecole Polytechnique, Montréal, 106 pp.

LOSIER, L., 1984: Interprétation aéromagnétique de la ceinture volcanique de l'Abitibi; Mémoire M.Sc.A., Ecole Polytechnique, Montréal, 105 pp.

MARESCHAL, M., 1989: Electrical conductivity: the story of an elusive parameter, and of how it possibly relates to the Kapuskasing uplift (Lithoprobe, Canada); article soumis dans Exposed cross-sections of the continental crust, ed. Matt. Salisbury, Reidel, Pays-Bas.

OTIS, M. & BELAND, G., 1986: Projet de cartographie: région d'Amos, document brut; Ministère Energie et Ressources, Québec, rapport MB-86-21, 129 pp.

PARKER, C.L., 1984: Crustal structure of Abitibi greenstone belt determined from refraction seismology;

Thesis for M.Sc., Mc Gill University, Montreal, 124 pp.

POULIN, R., 1979: Cartes de compilation géoscientifique (lithologie et géophysique); Ministère Energie et Ressources, Québec, CG-32C/12, 6 cartes.

QUESTOR SURVEYS LTD., 1971: Levé EM INPUT - région d'Amos; Ministère Energie et Ressources, Québec, rapport DP-66, 6 cartes.

REDDY, I.K. & RANKIN, D., 1974: Coherence functions for magnetotelluric analysis; Geophysics, v. 39, n° 3, p. 312-320.

1975: Magnetotelluric response of lateraly inhomogeneous and anisotropic media; Geophysics, v. 40, n° 6, p. 1035-1045.

SCHMUCKER, U., 1970: Anomalies of geomagnetic variations in the south-western Unites States; Bulletin of Scripps Institution of Oceanography, Univ. of California, San Diego, La jolla, Calif., v. 13, 165 pp.

SCHWARZ, E.J., LAVERDURE, L., LOSIER, L. & POTERLOT, E., 1984: Preliminary gravity, magnetic and refraction seismic results from the Abitibi belt, Quebec; dans

Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1a, p. 239-246.

SPECTOR, A. & GRANT, F.S., 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data; Geophysics, v. 35, p. 293-302.

STERNBERG, B.K., WAHBURNE, J.C. & ANDERSON, R.G., 1985: Investigation of MT static shift correction methods; presented at the 55th annual SEG meeting, Washington, Expanded abstract MT5

STERNBERG, B.K. WASHBURNE, J.C. & PELLERIN, L., 1988: Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings; Geophysics, v. 53, n° 11, p. 1459-1468.

SWIFT, C.M. Jr., 1967: A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States; Ph. D. Thesis, M.I.T, Cambridge, Mass.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A., 1976: Applied geophysics; Cambridge University Press, Cambridge, Mass., 860 pp.

VIENS, A., 1985: Interprétation géophysique de la région du plateau de Bourlamarque; projet de fin d'études, Ecole Polytechnique, Montréal, 64 pp.

VOZOFF, K., 1972: The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins; Geophysics, v. 37, n° 1, p. 98-141.

WORD, D.R., SMITH, H.W. & BOSTICK, F.X. Jr, 1970: Crustal investigation by the magnetotelluric tensor impedance method; dans The structure and physical properties of the earth's crust, ed. John Heacock, American Geophysical Union, Geophysical monograph series, v. 14, p. 145-166.

YARDLEY, B.W.D., 1986: Is there water in the deep continental crust?; Nature, v. 323, p. 111.

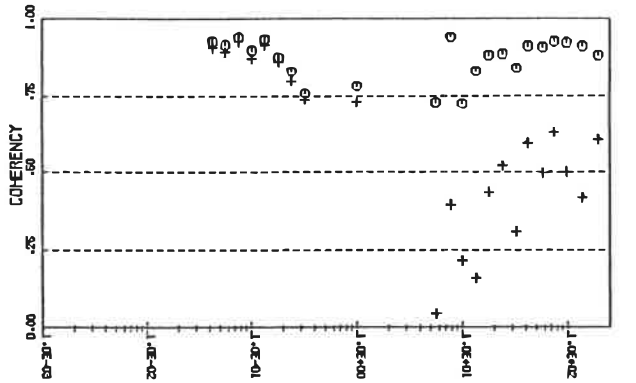
YUNSHENG, S., STRANGWAY, D.W. & URQUHART, W.E.S., 1985: Geological interpretation of a high-resolution aeromagnetic survey in the Amos-Barraute area of Quebec; dans The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, ed. W.J. Hinze, SEG, p. 413-425.

ZHANG, P., ROBERTS, R.G. & PEDERSEN, L.B., 1987: Magnetotelluric strike rules; Geophysics, v. 51, p. 267-278.

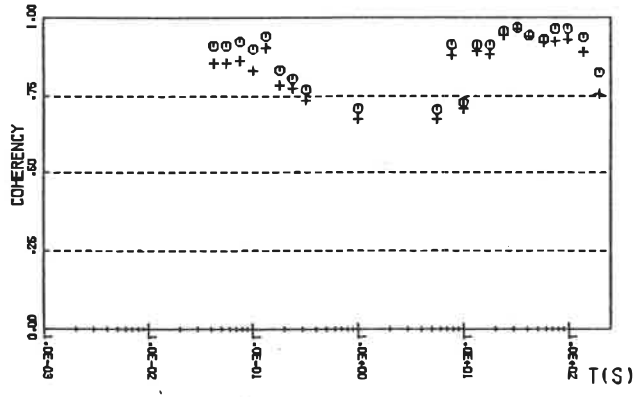
ANNEXE 1

MT ANALYSIS-STATION AMOS01

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.70,.70

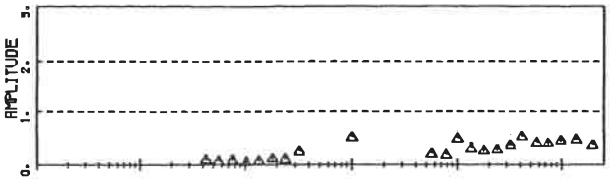


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

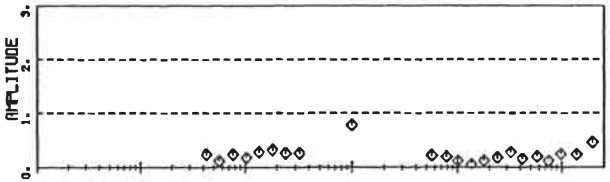


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

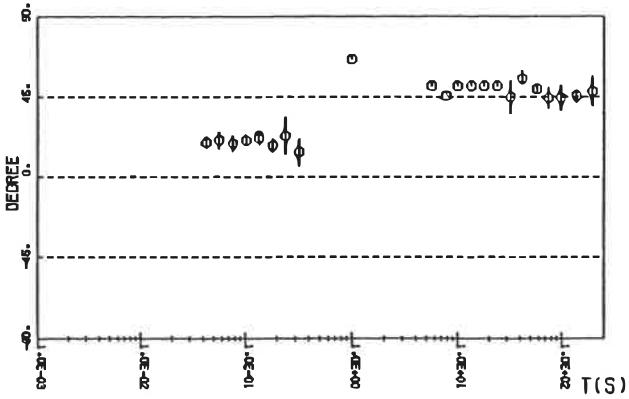
MT ANALYSIS-STATION AMOS01



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

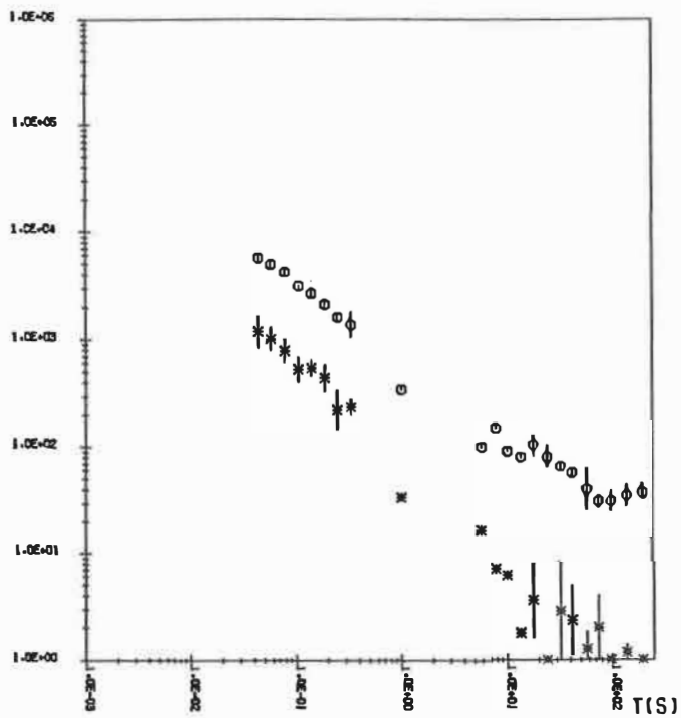


ELLIPTICITY BETA



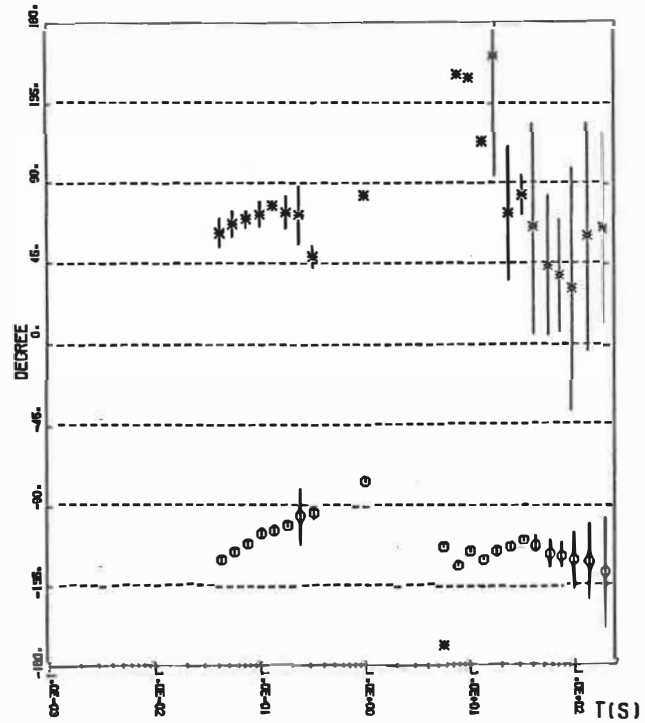
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS01



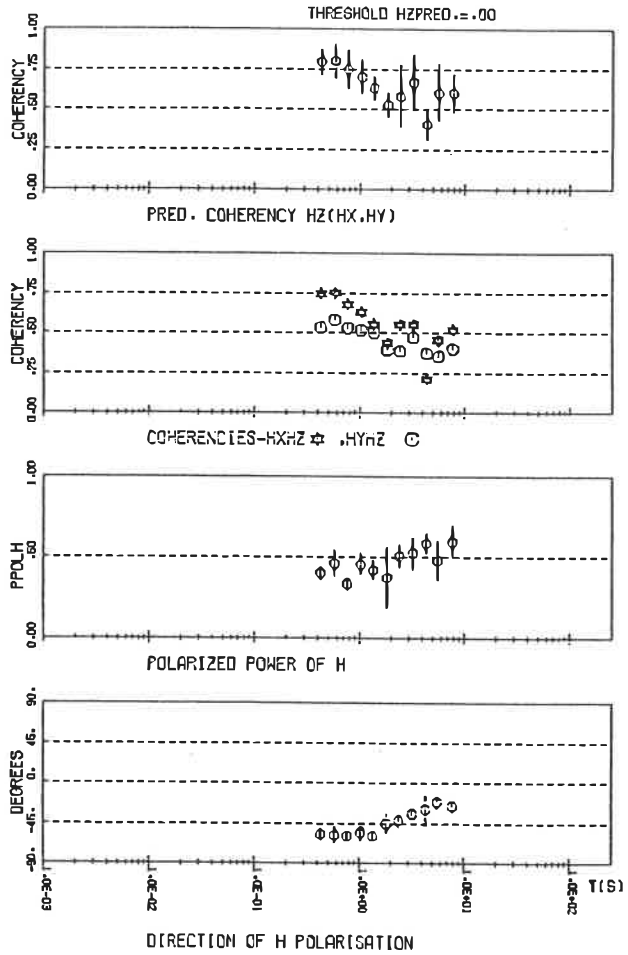
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS01

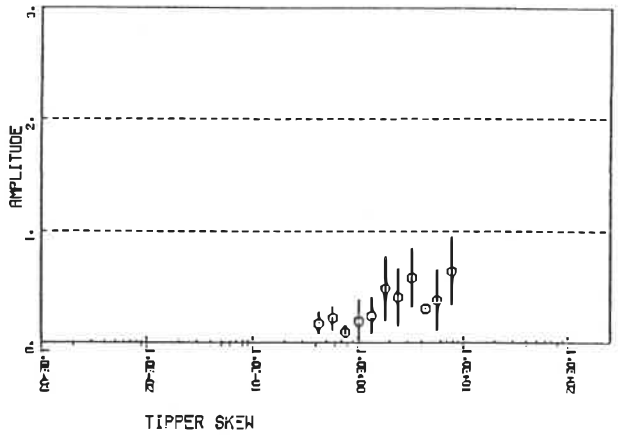


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

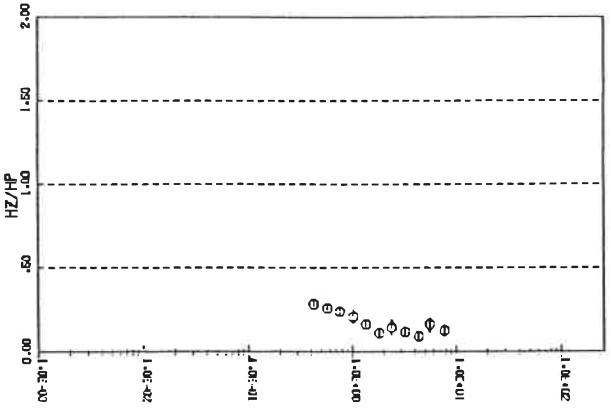
HZ ANALYSIS- STATION AMOS01



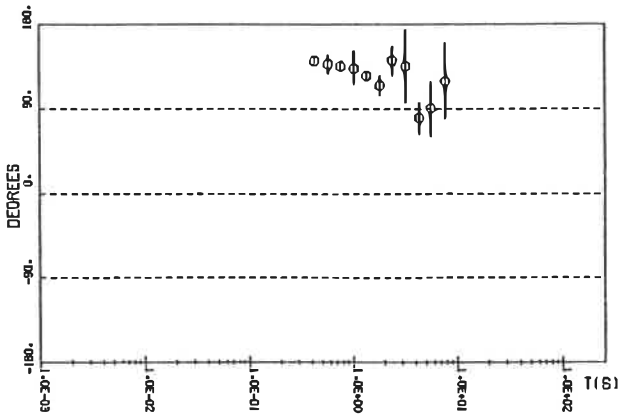
HZ ANALYSIS- STATION AMOS01



HZ ANALYSIS- STATION AMOS01

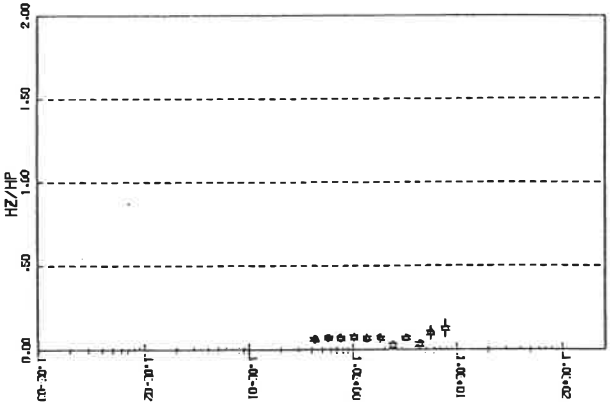


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

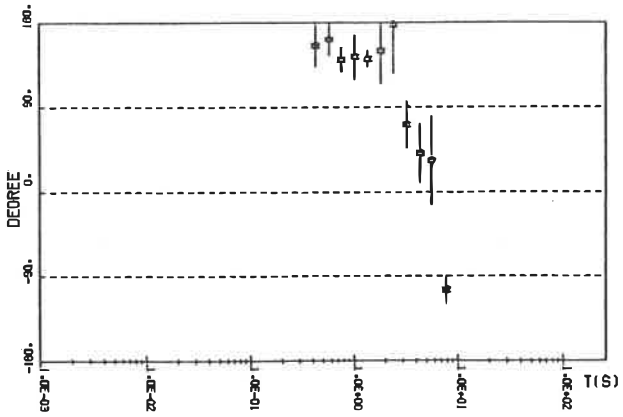


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS01



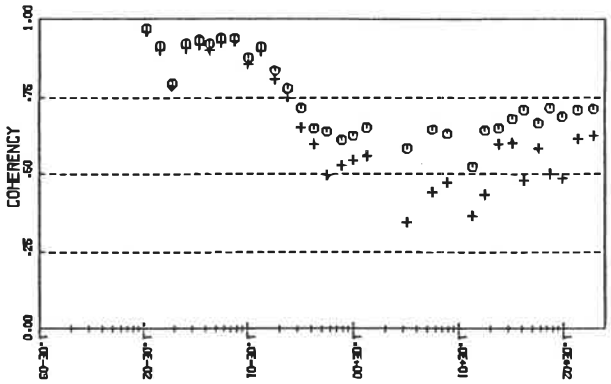
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



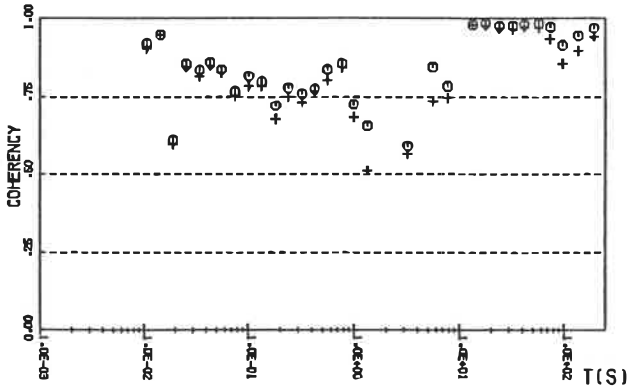
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS*STATION AMOS02

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.50..50

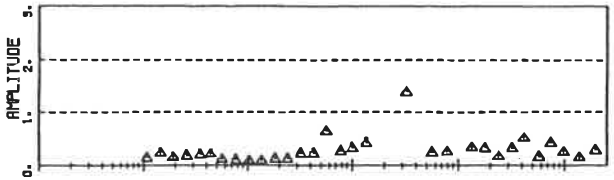


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

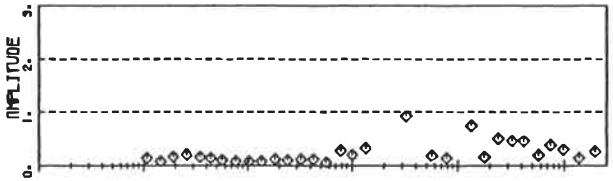


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

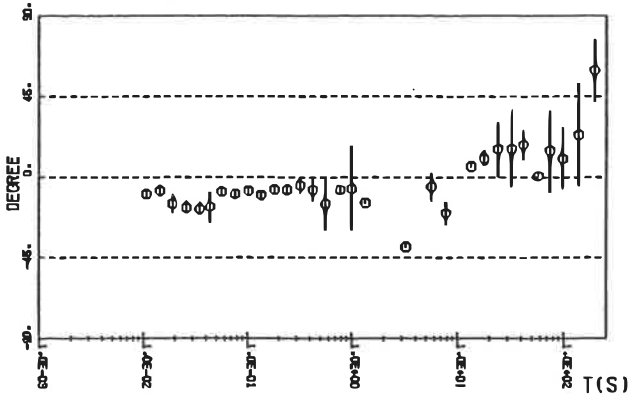
MT ANALYSIS*STATION AMOS02



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

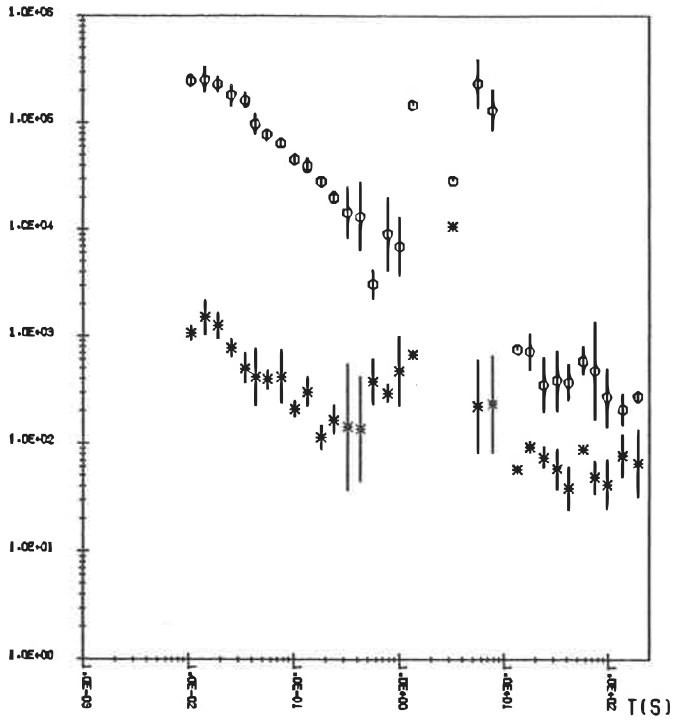


ELLIPTICITY BETA



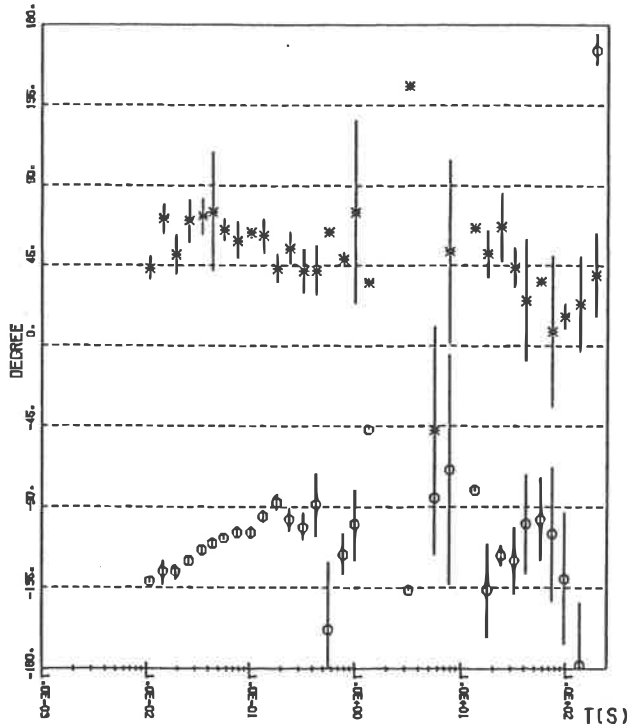
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AM0S02



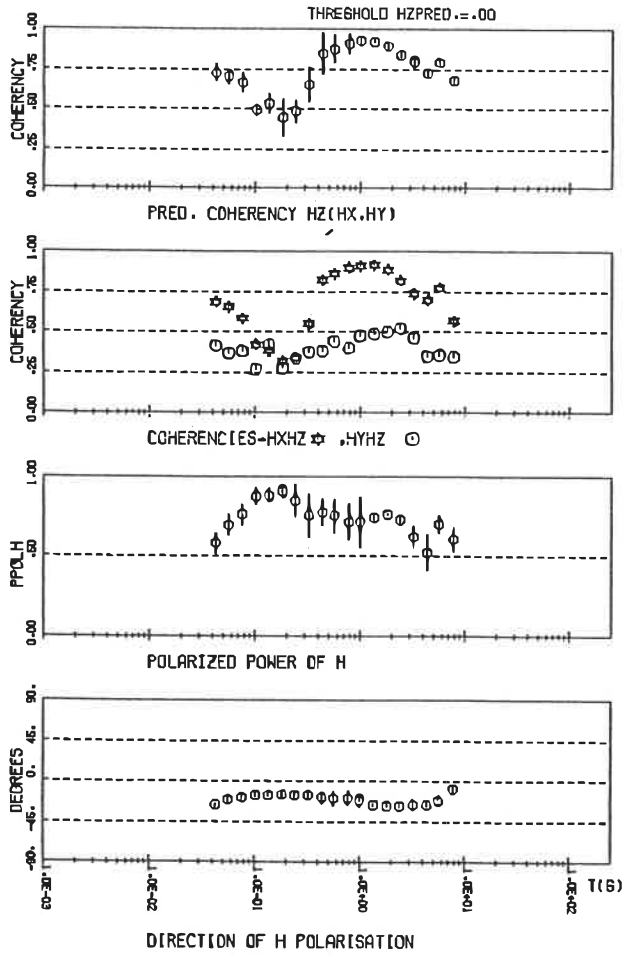
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AM0S02

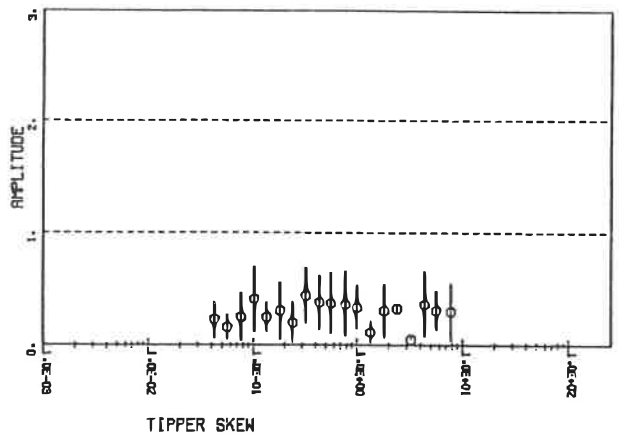


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

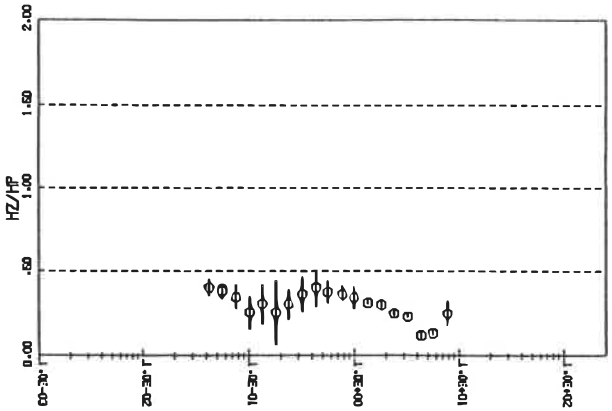
HZ ANALYSIS- STATION AMOS02



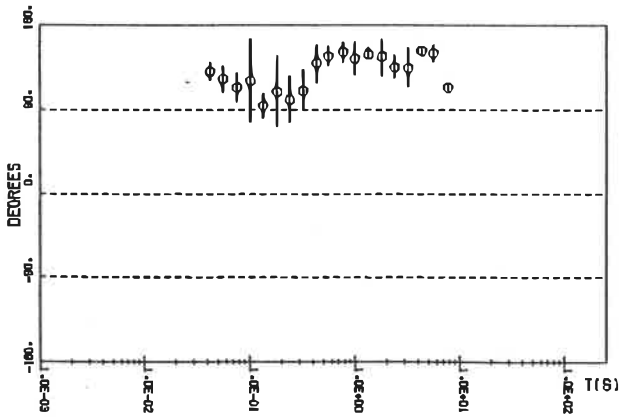
HZ ANALYSIS- STATION AMOS02



HZ ANALYSIS- STATION AMOS02

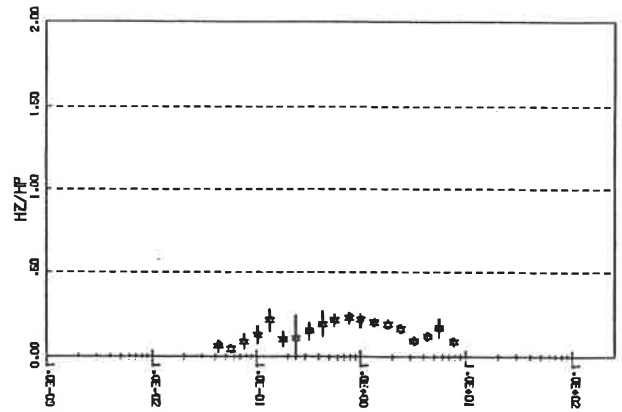


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

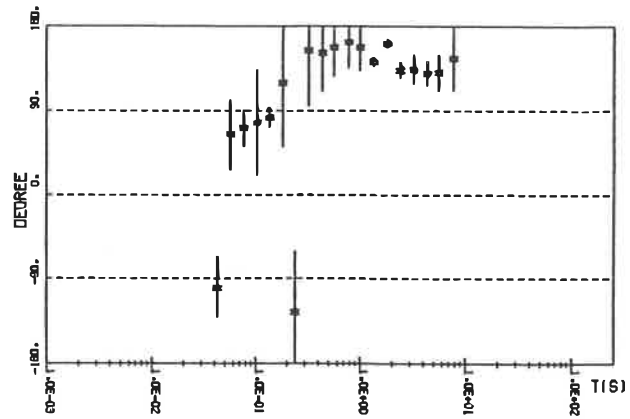


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS02



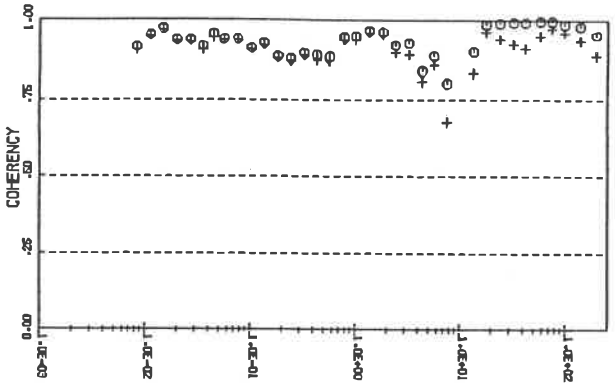
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



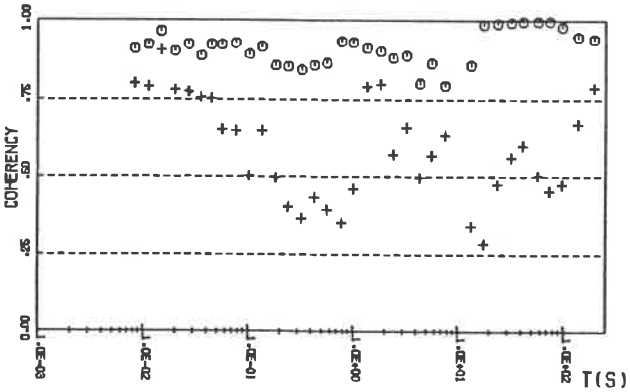
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS03

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.75,.75

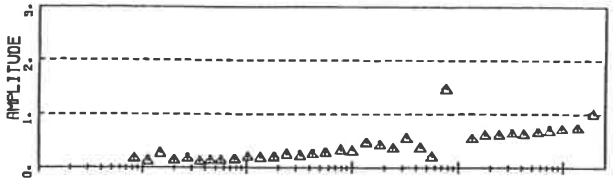


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

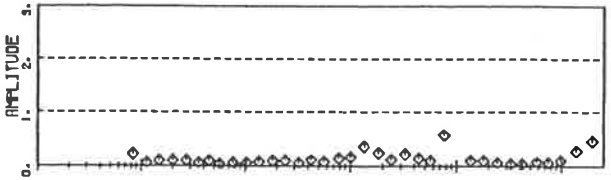


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

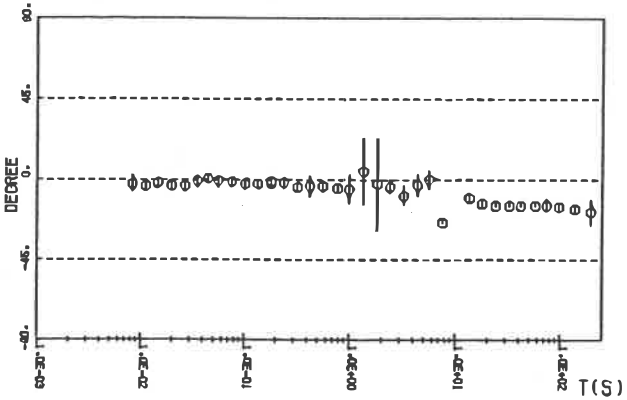
MT ANALYSIS-STATION AMOS03



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

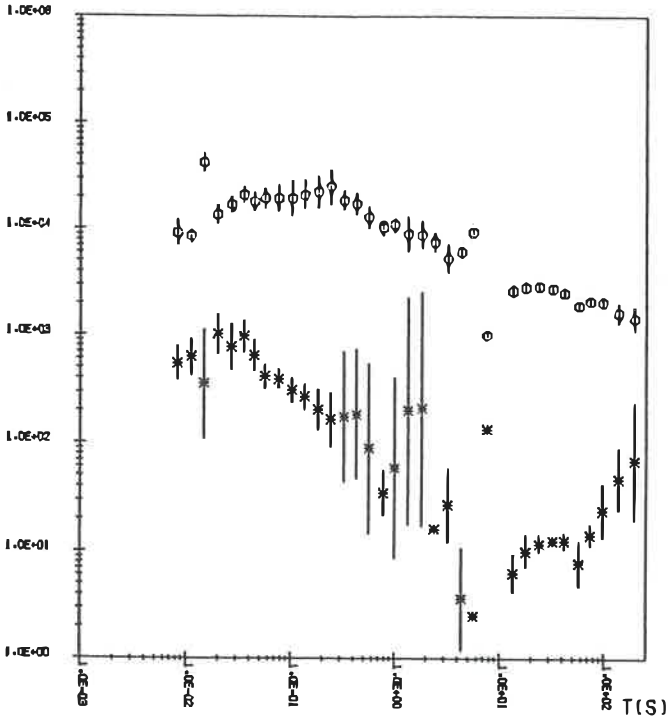


ELLIPTICITY BETA



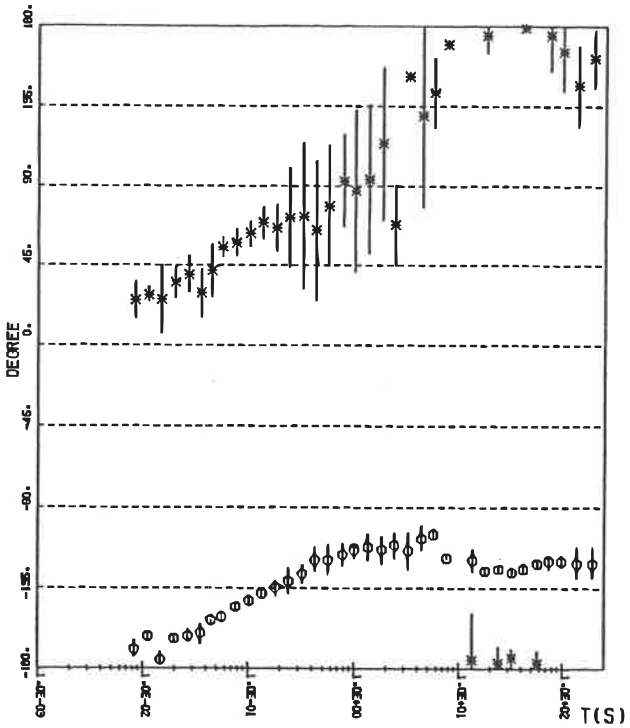
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS03



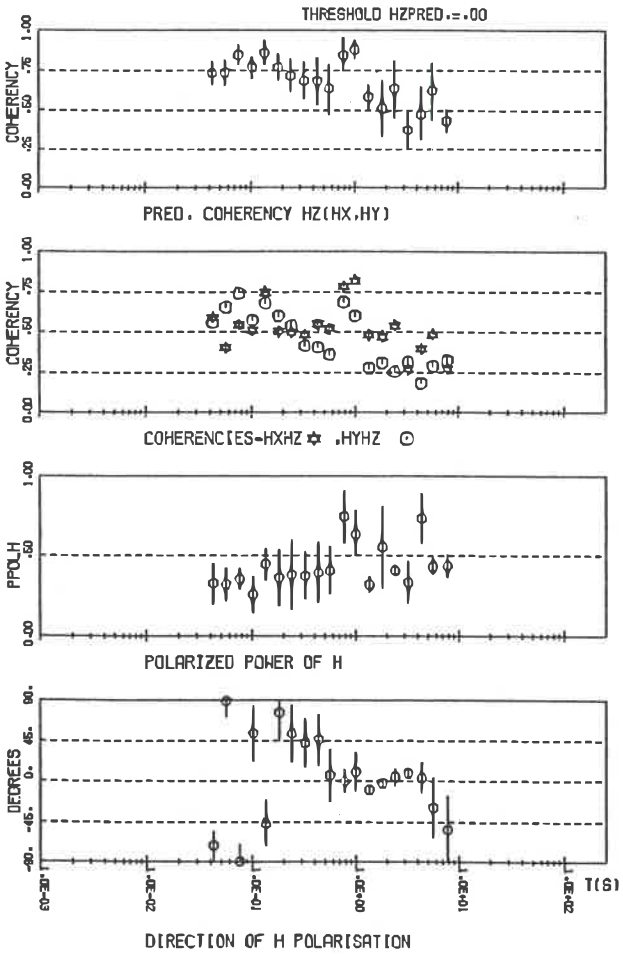
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS03

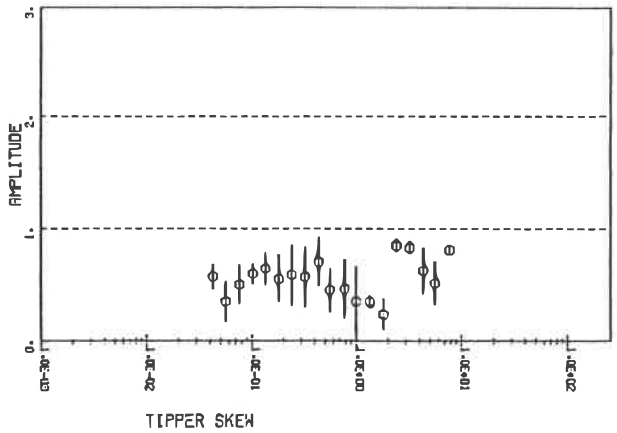


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

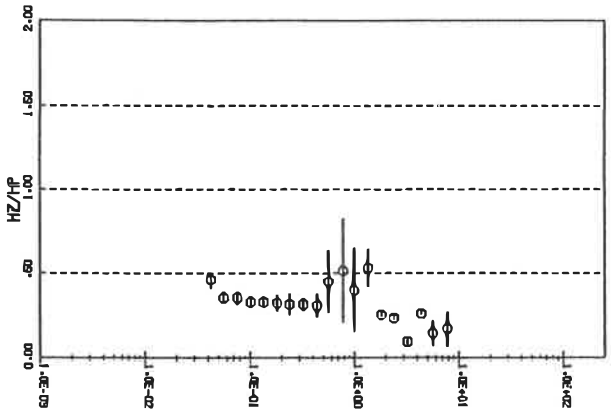
HZ ANALYSIS- STATION AMOS03



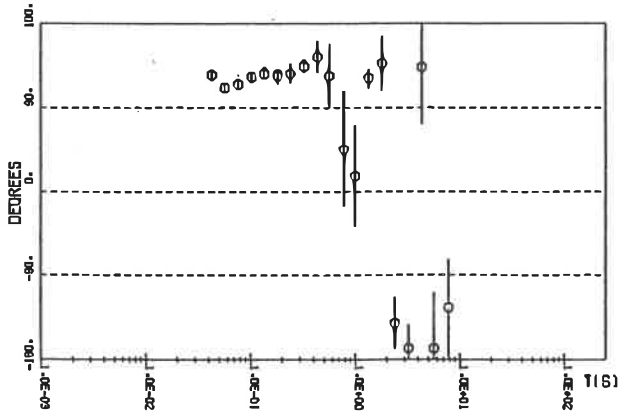
HZ ANALYSIS- STATION AMOS03



HZ ANALYSIS- STATION AMOS03

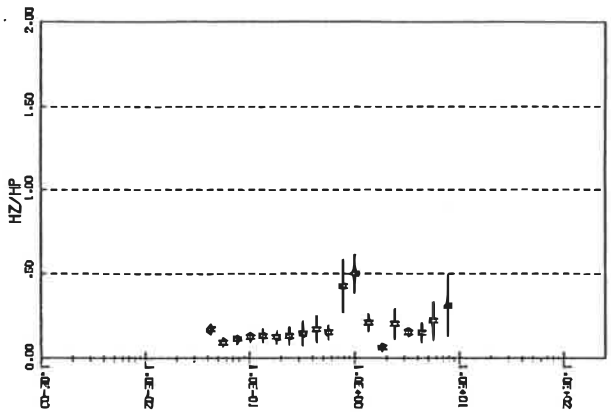


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

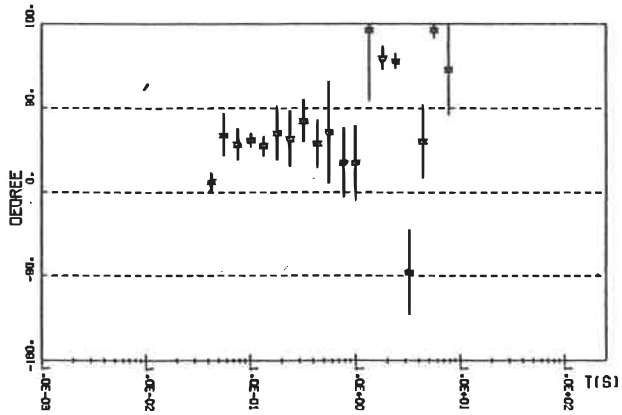


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS03



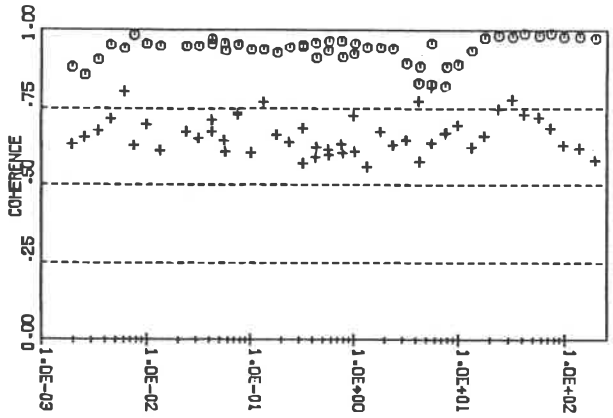
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



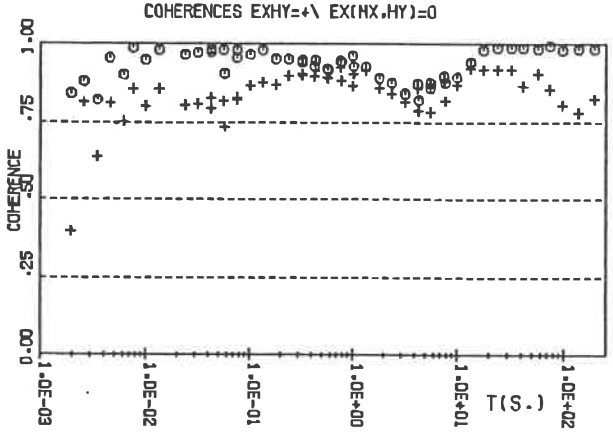
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

ANALYSE MT* STATION AMOS04

SEUIL(CEXP2,CEYP2)=(.80,.80)

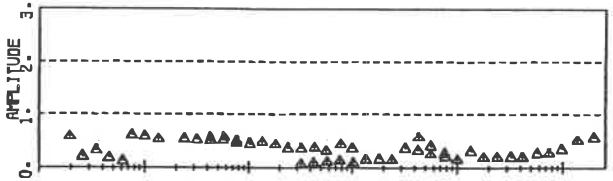


COHERENCES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

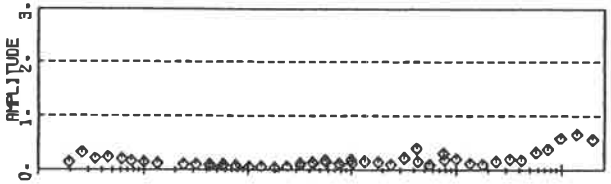


COHERENCES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

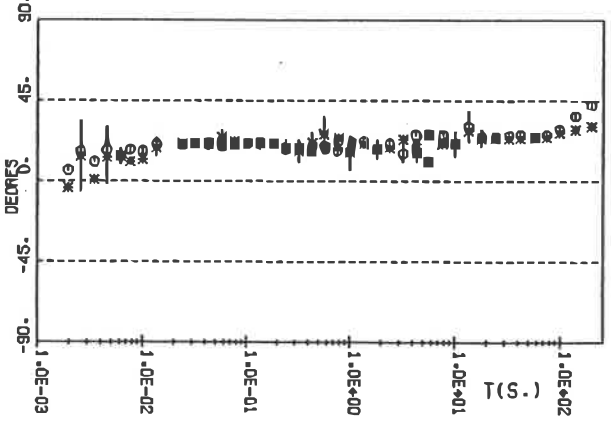
ANALYSE MT* STATION AMOS04



COEFF. DE CYLINDRICITE SKEW

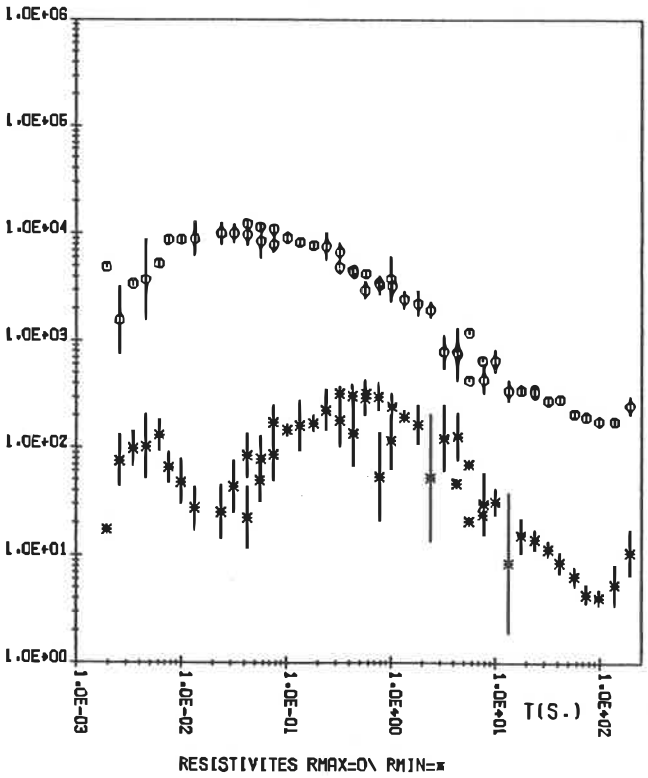


ELLIPTICITE BETA

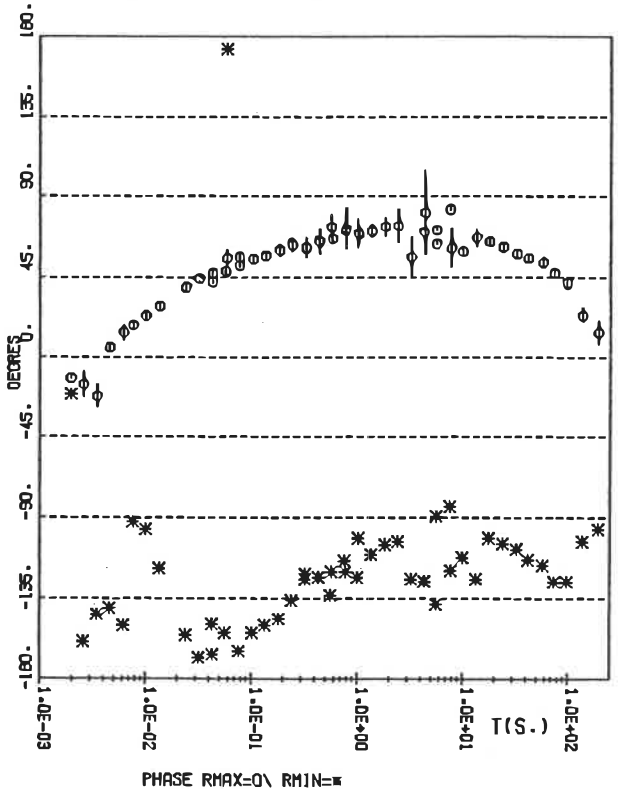


DIRECTION RMAX=O\ RMIN=*

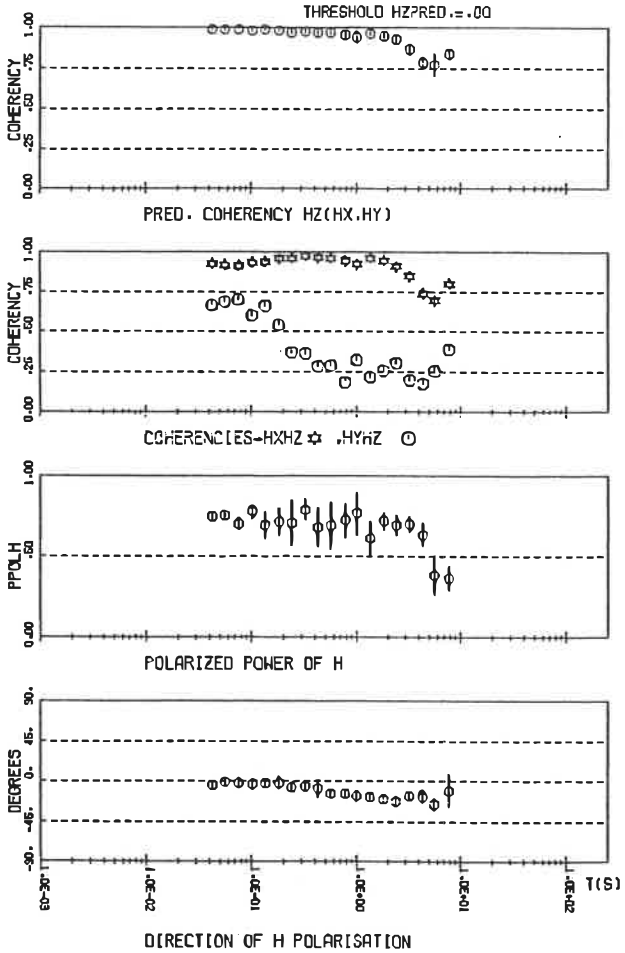
ANALYSE MT- STATION AMOSO4



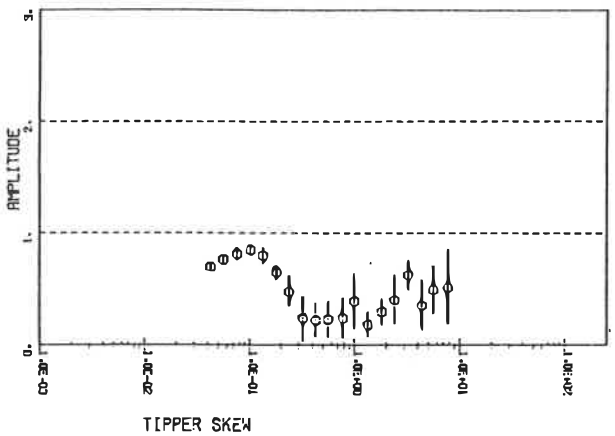
ANALYSE MT- STATION AMOSO4



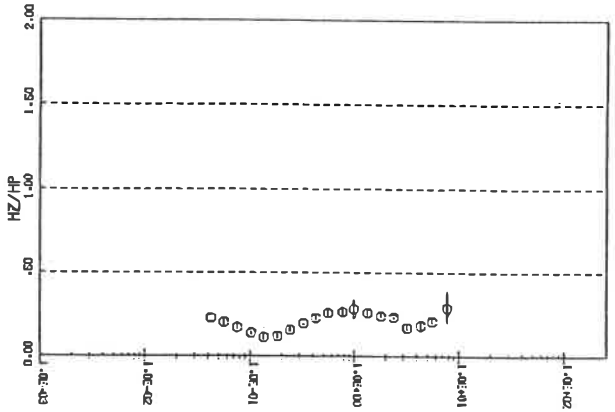
HZ ANALYSIS- STATION AMOS04



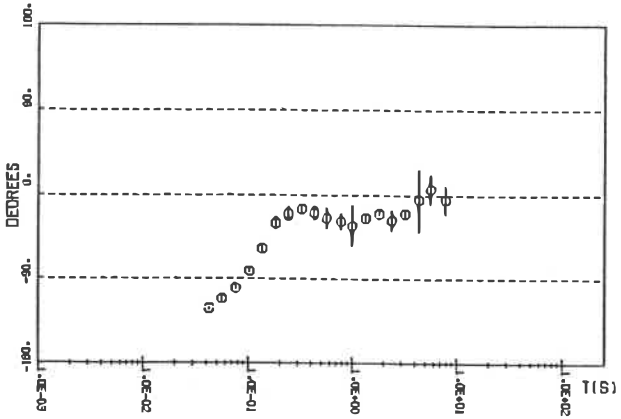
HZ ANALYSIS- STATION AMOS04



HZ ANALYSIS- STATION AMOS04

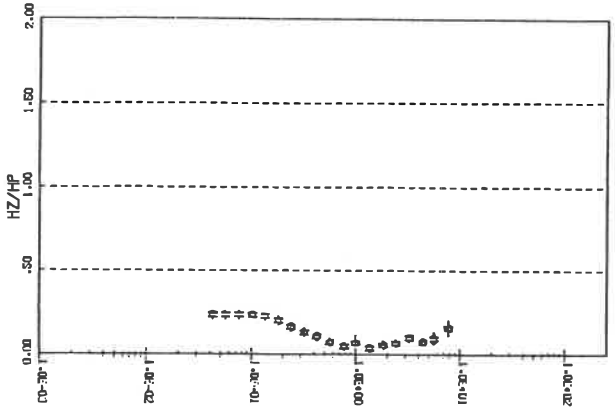


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

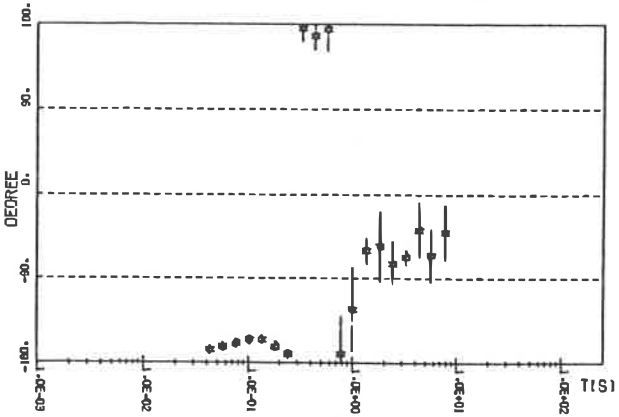


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS04



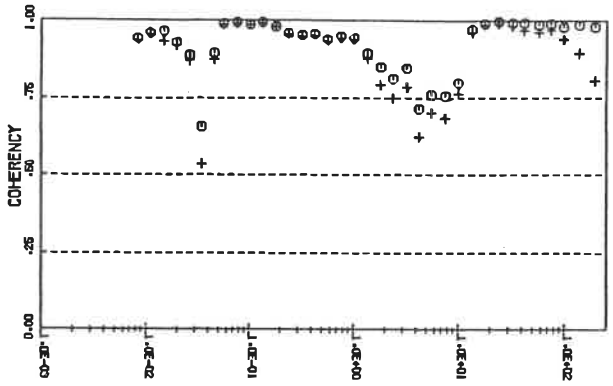
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



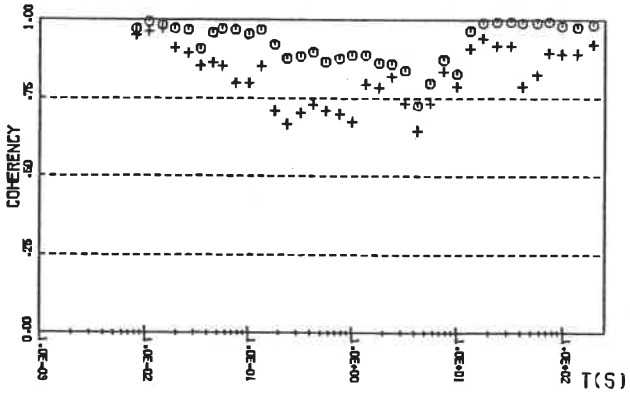
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS05

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

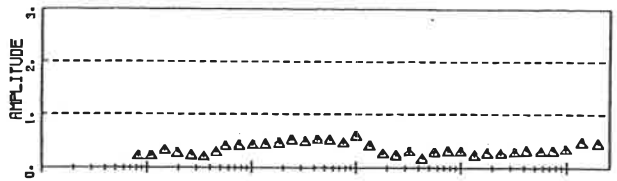


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

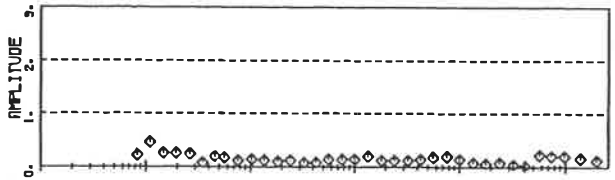


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

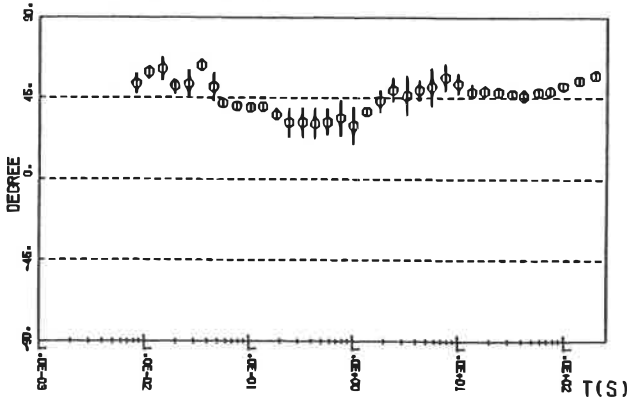
MT ANALYSIS-STATION AMOS05



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

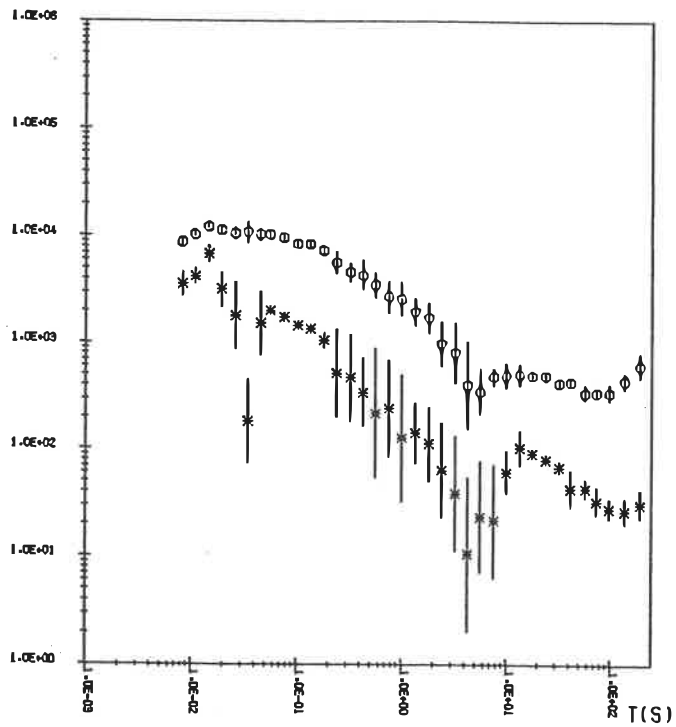


ELLIPTICITY BETA



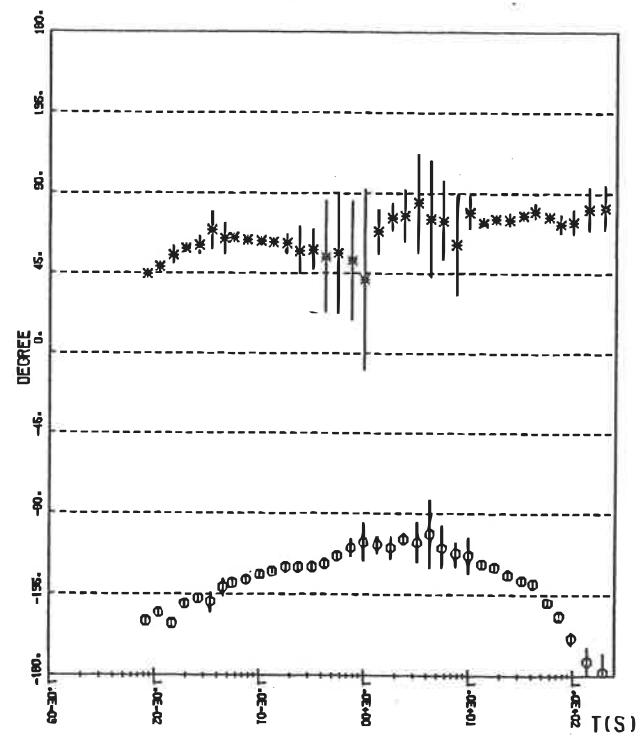
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS05



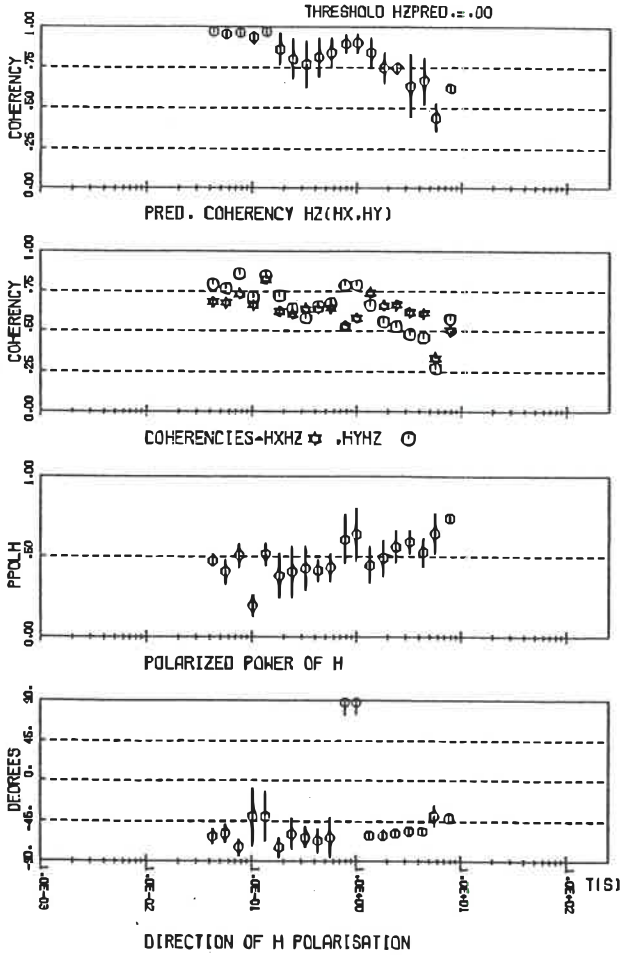
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS05

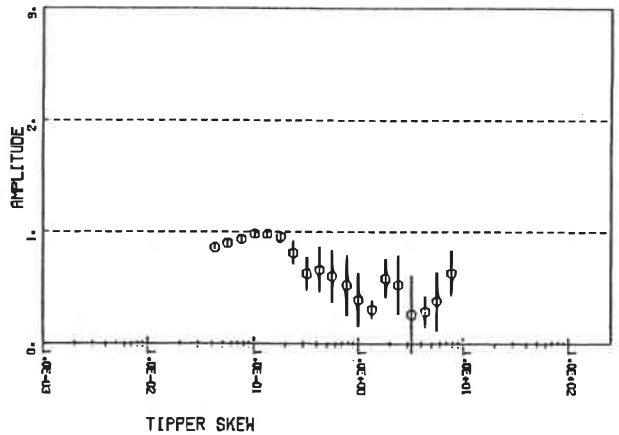


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

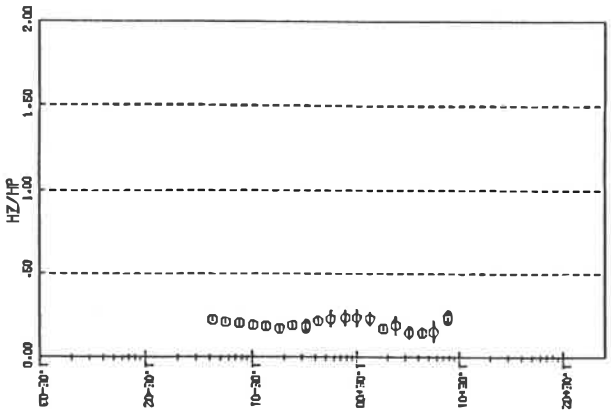
HZ ANALYSIS- STATION AMOS05



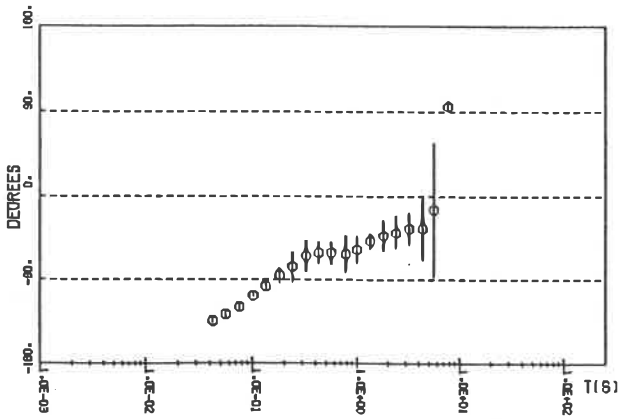
HZ ANALYSIS- STATION AMOS05



HZ ANALYSIS- STATION AMOS05

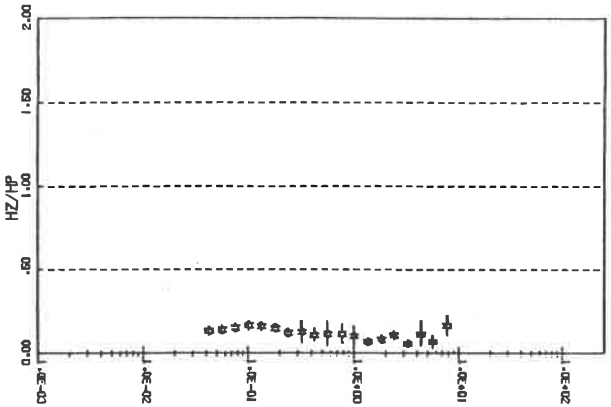


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

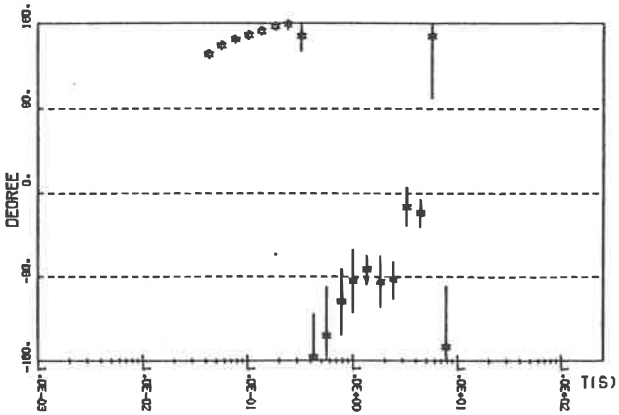


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS05



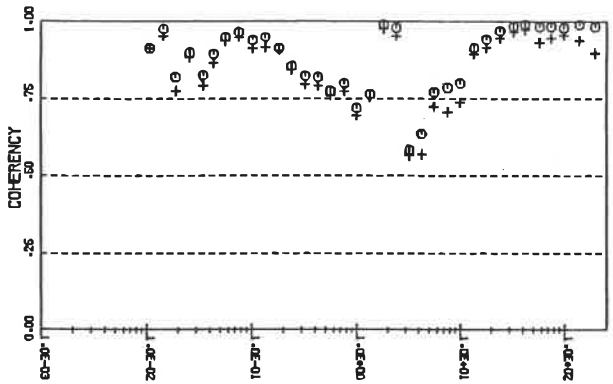
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



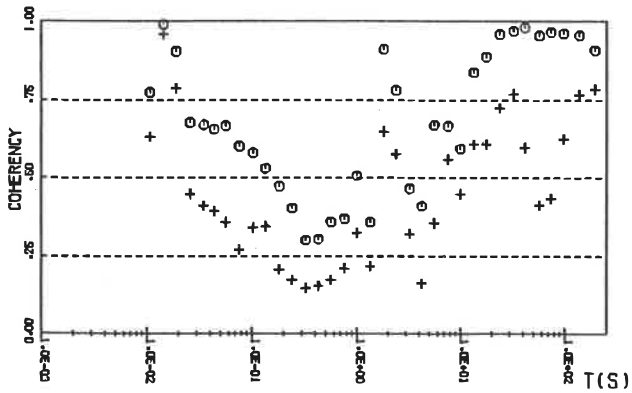
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS06

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

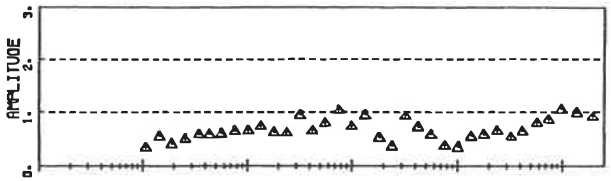


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

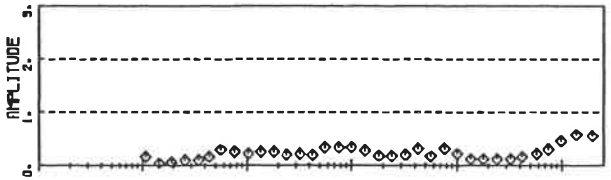


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

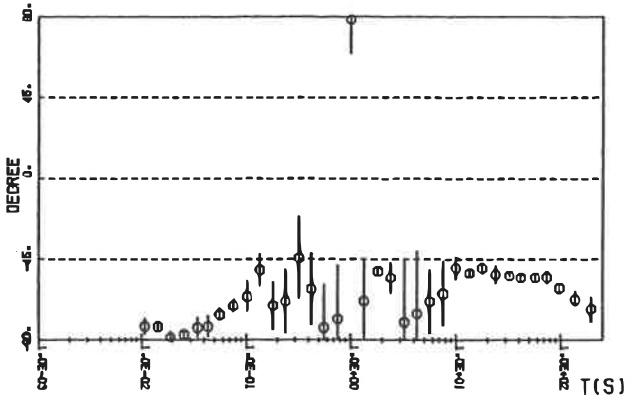
MT ANALYSIS-STATION AMOS06



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

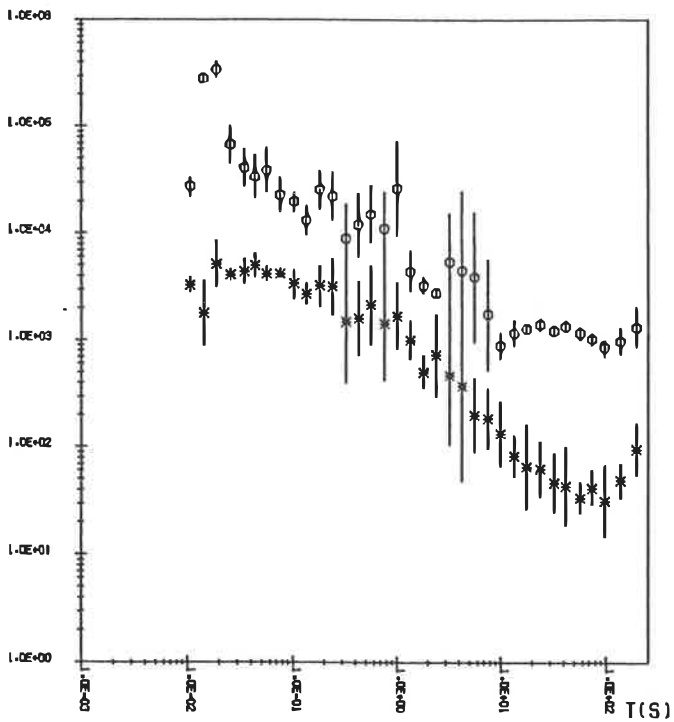


ELLIPTICITY BETA



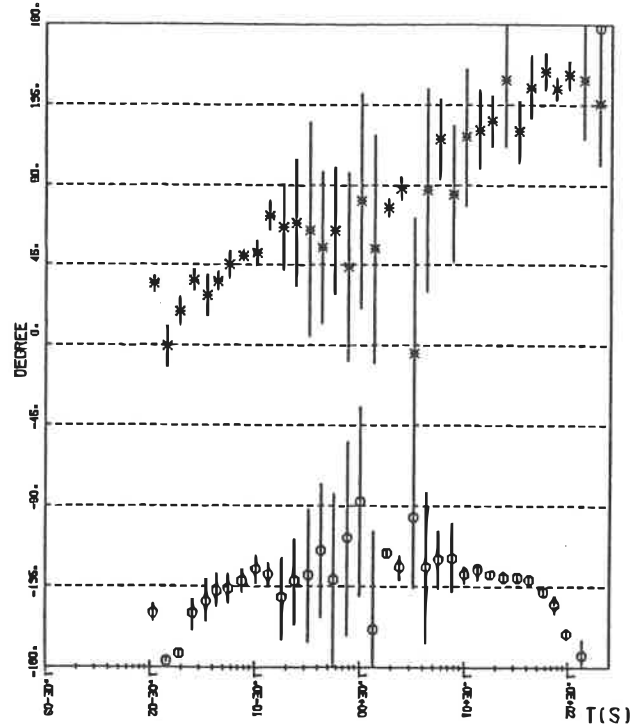
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS06



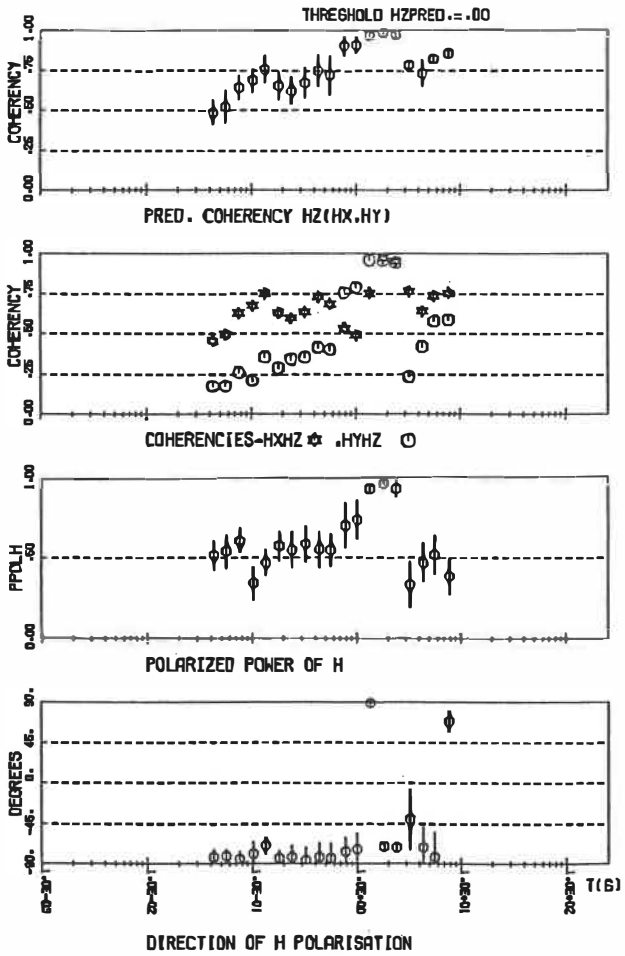
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS06

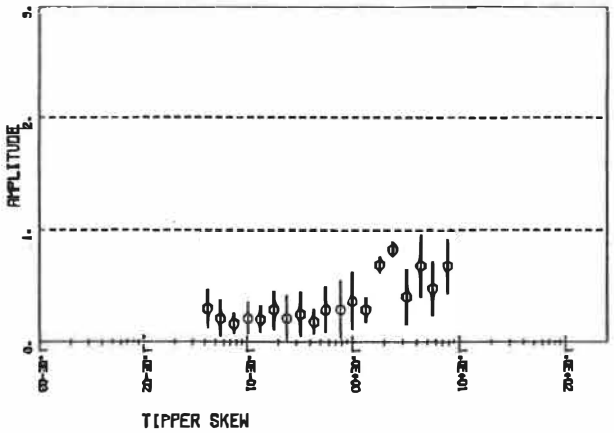


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

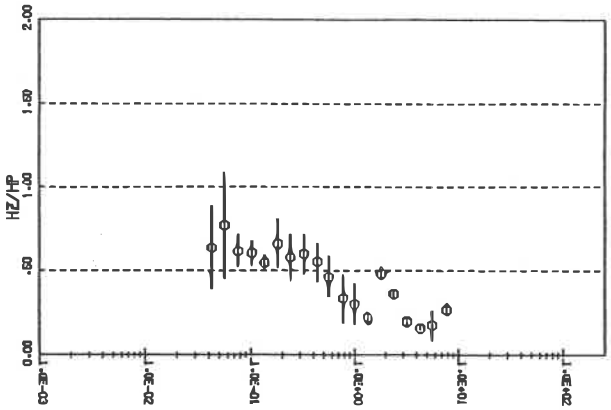
HZ ANALYSIS- STATION AMOS06



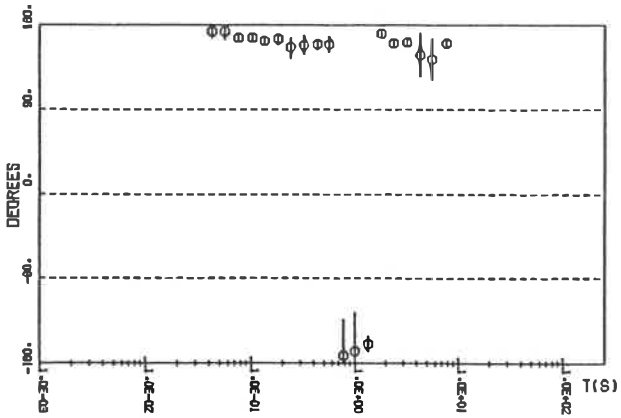
HZ ANALYSIS- STATION AMOS06



HZ ANALYSIS- STATION AMOS06

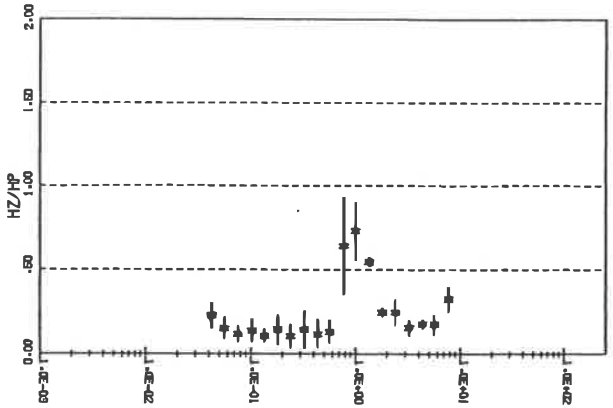


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

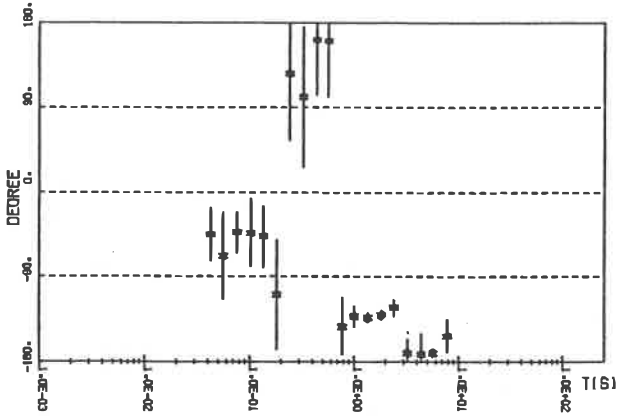


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS06



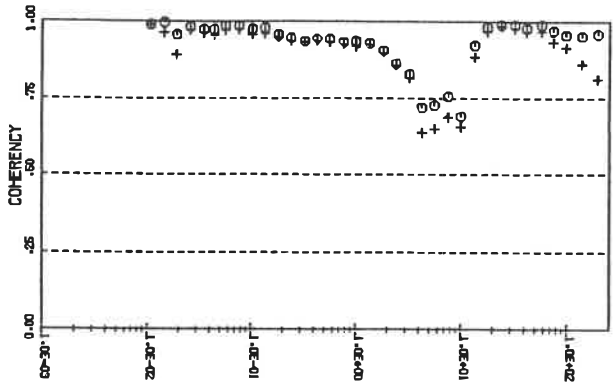
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



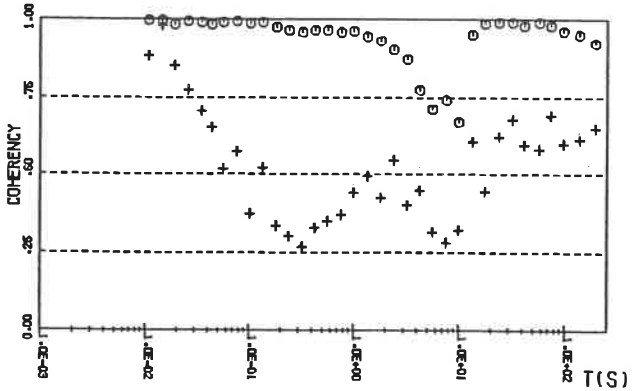
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS07

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

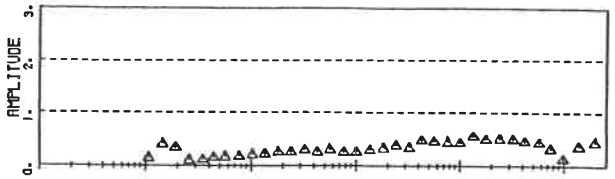


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

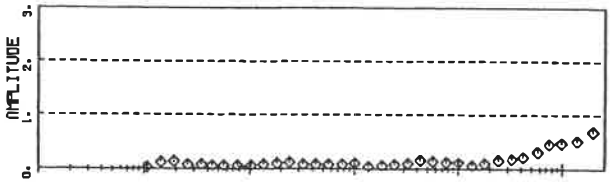


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

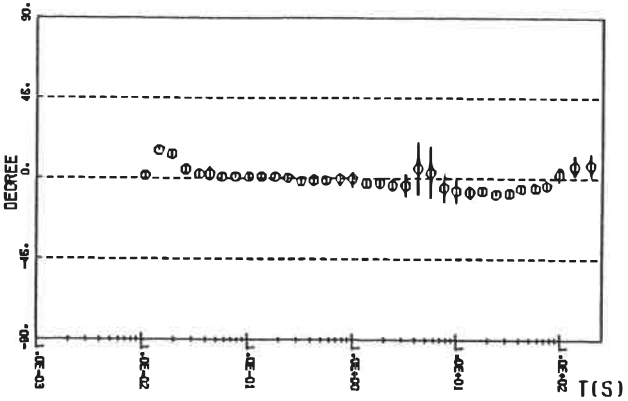
MT ANALYSIS-STATION AMOS07



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

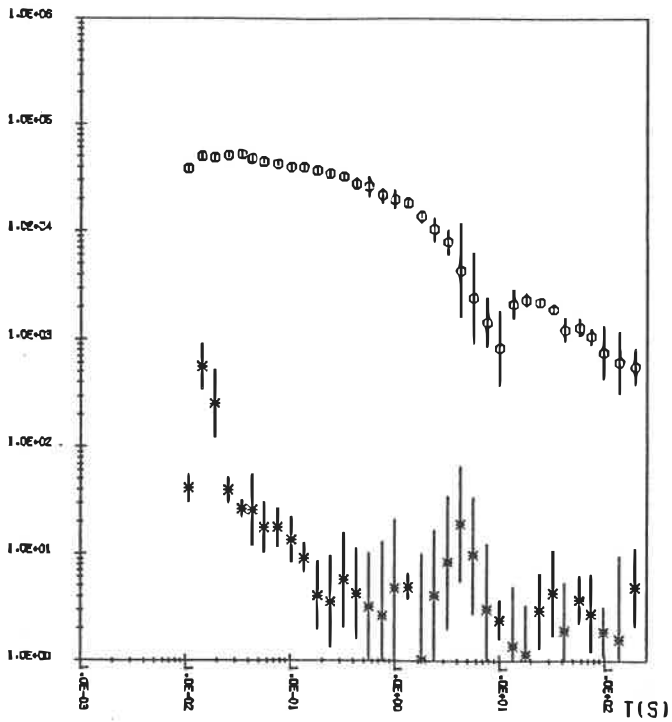


ELLIPTICITY BETA



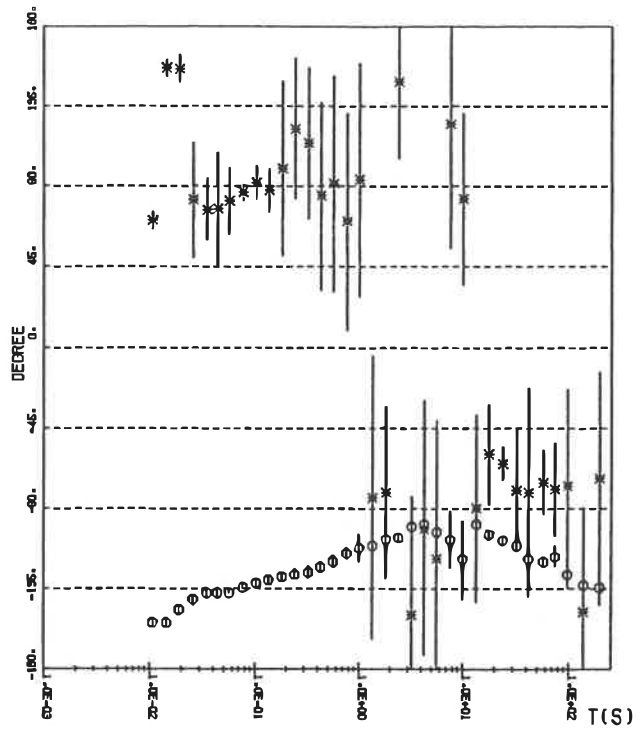
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS07



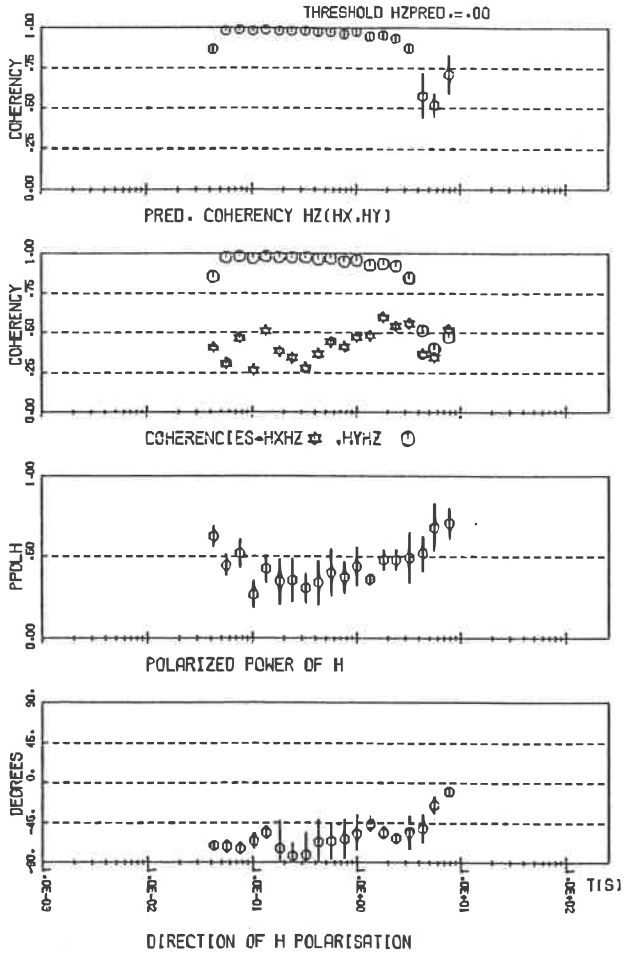
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS07

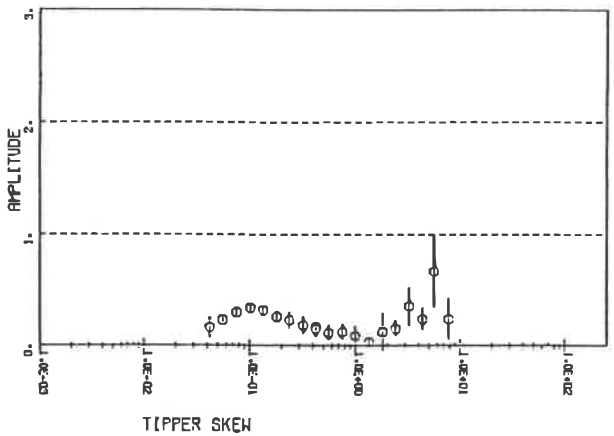


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

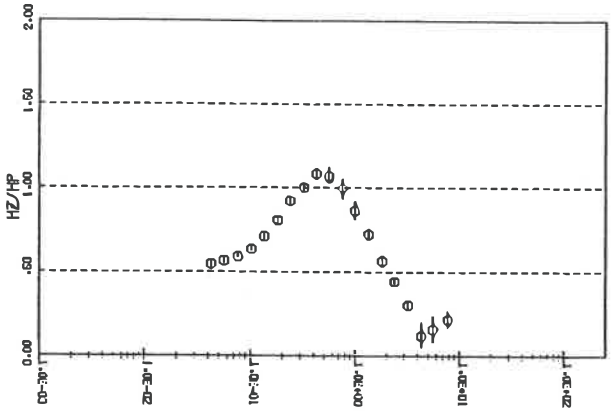
HZ ANALYSIS- STATION AMOS07



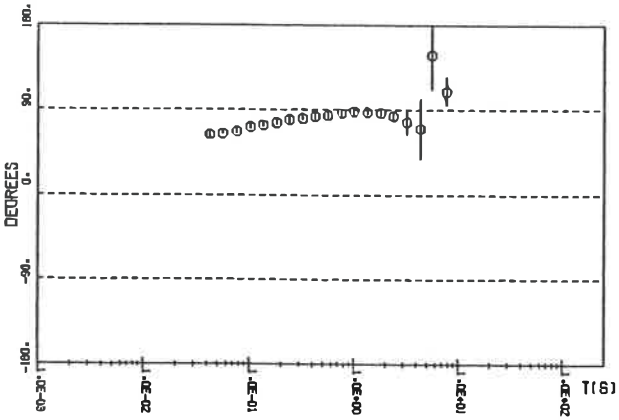
HZ ANALYSIS- STATION AMOS07



HZ ANALYSIS- STATION AMOS07

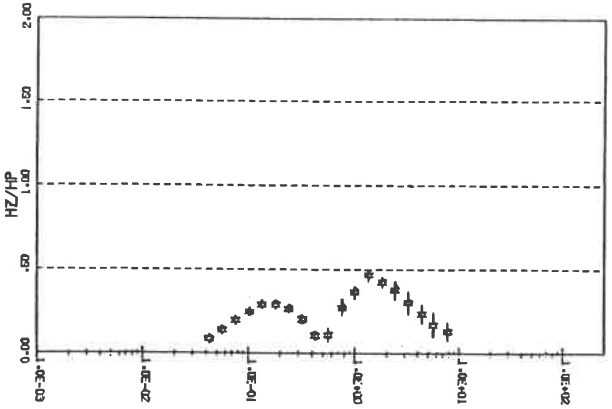


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

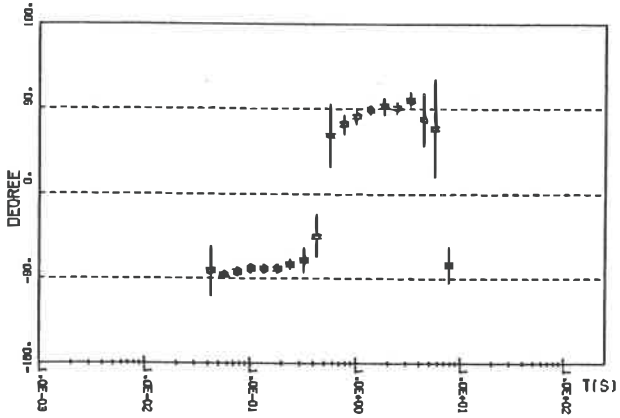


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS07



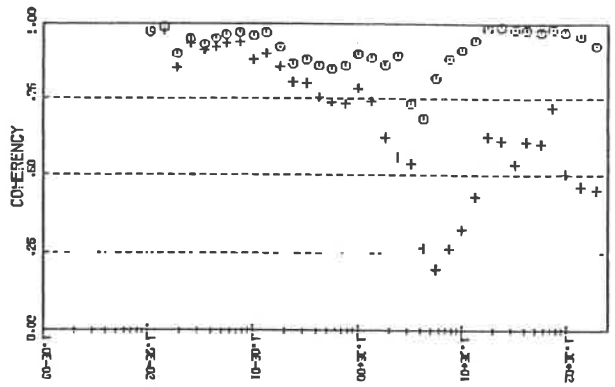
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



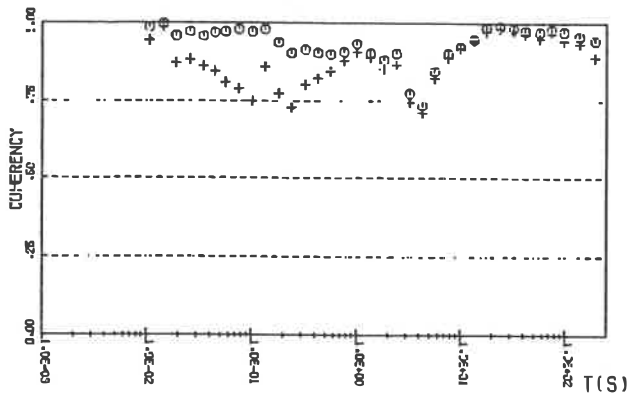
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS*STATION AMOS08

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

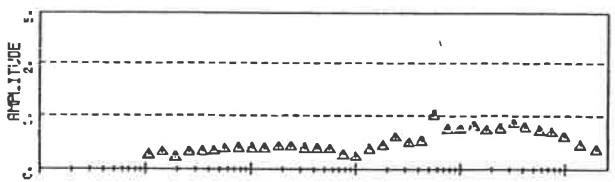


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

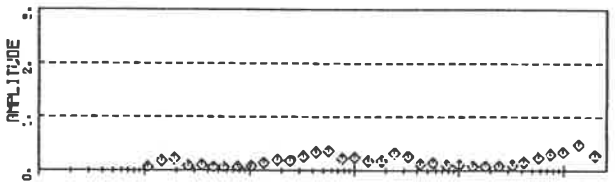


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

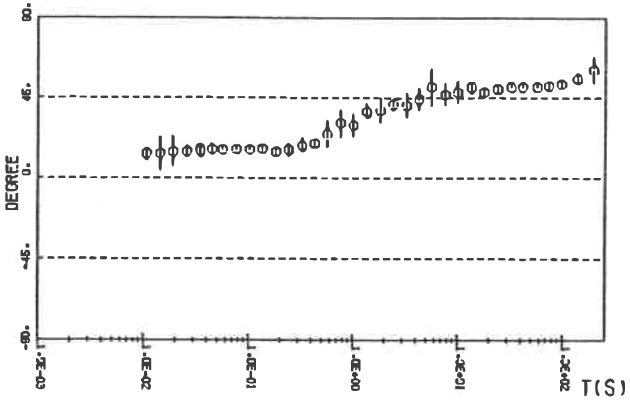
MT ANALYSIS*STATION AMOS08



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

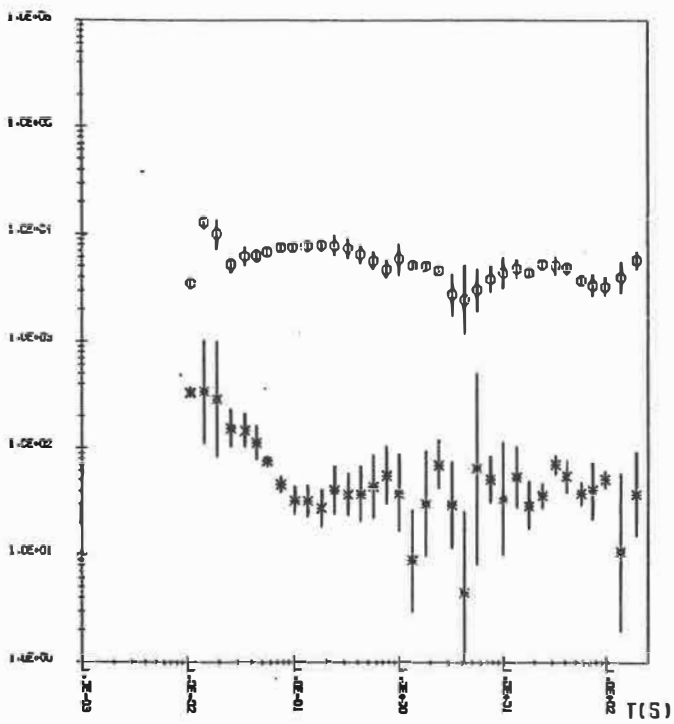


ELLIPTICITY BETA



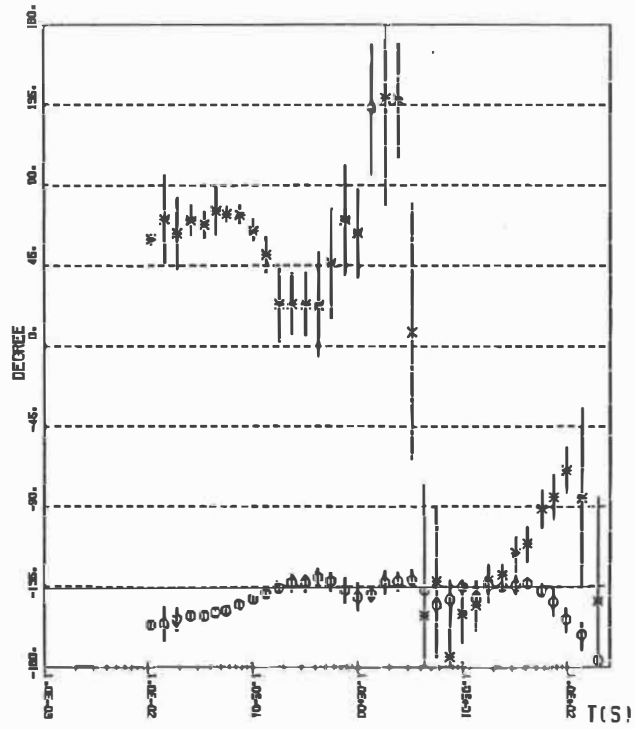
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS08



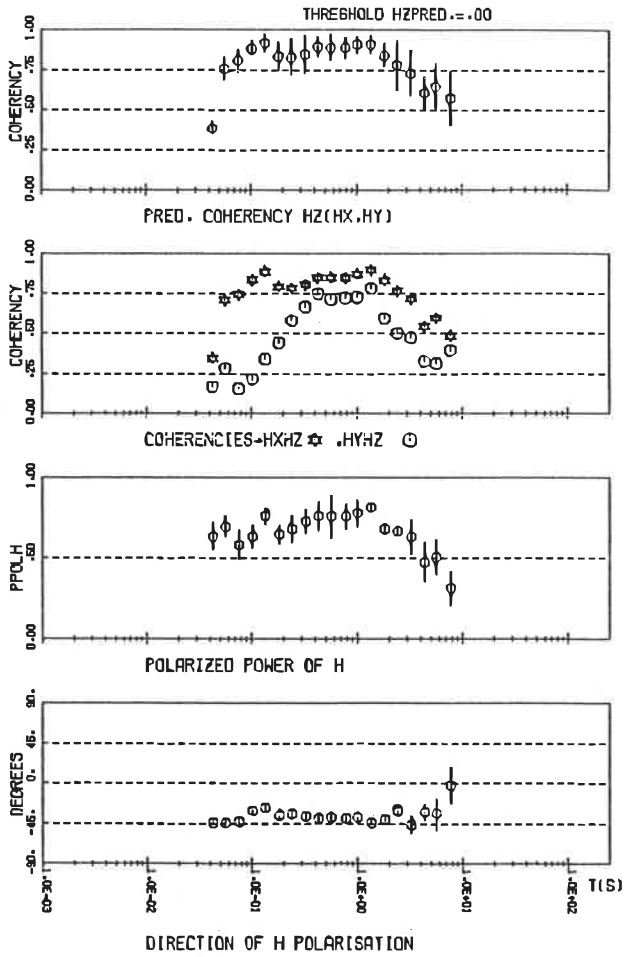
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS08

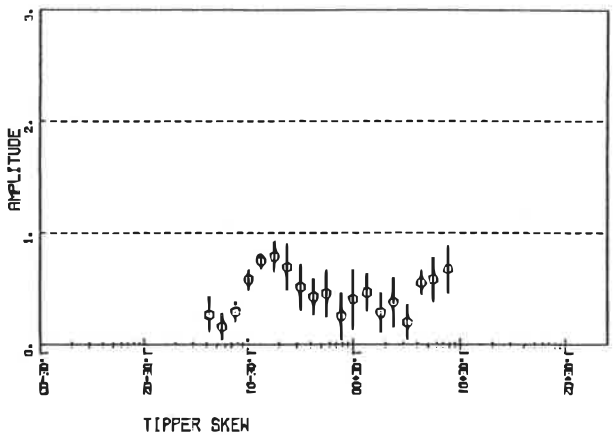


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

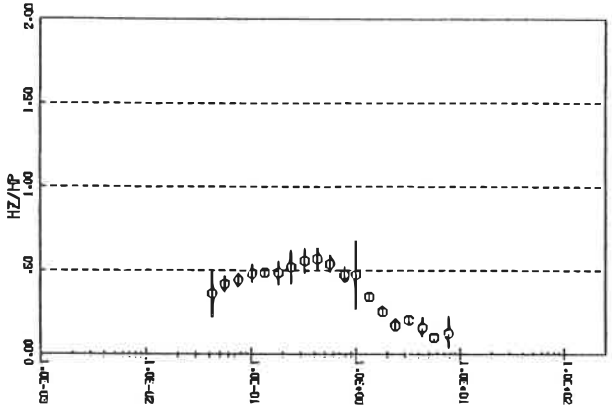
HZ ANALYSIS- STATION AMOS08



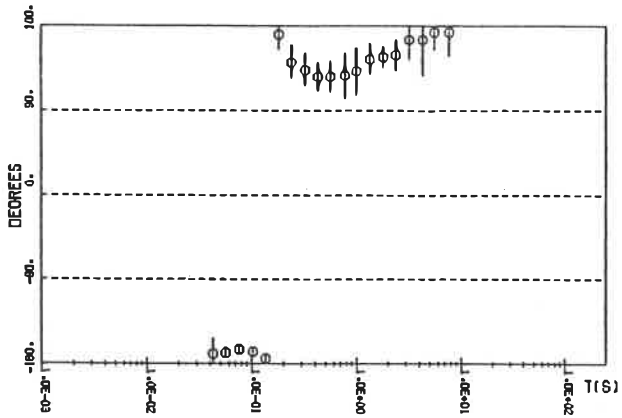
HZ ANALYSIS- STATION AMOS08



HZ ANALYSIS- STATION AMOS08

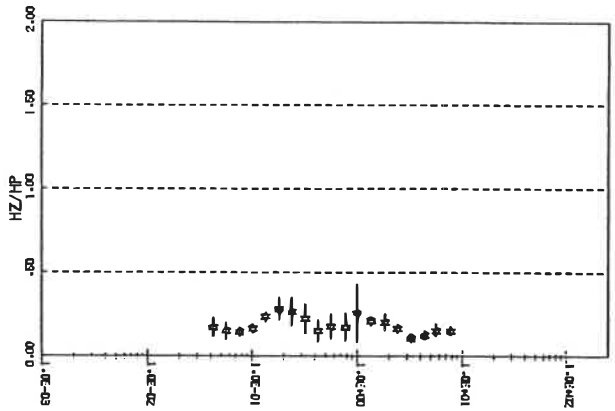


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

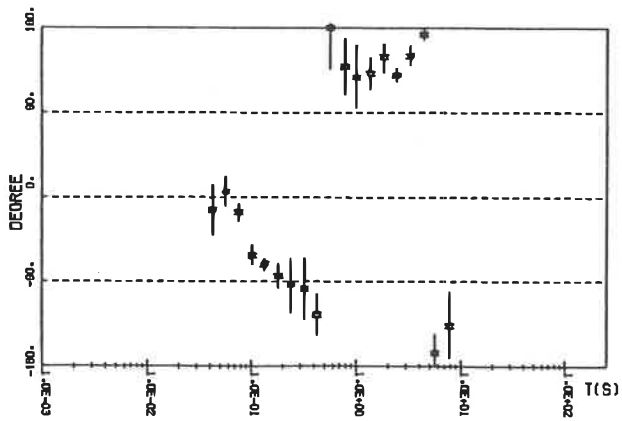


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS08



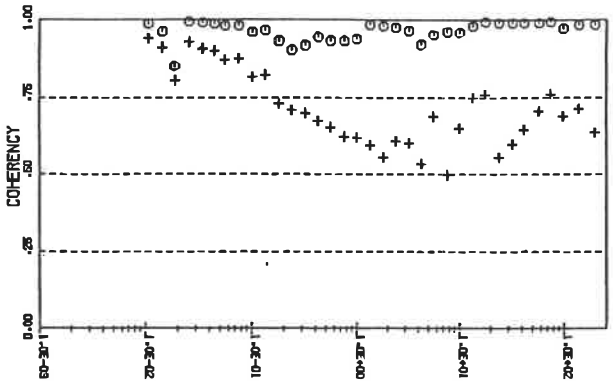
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



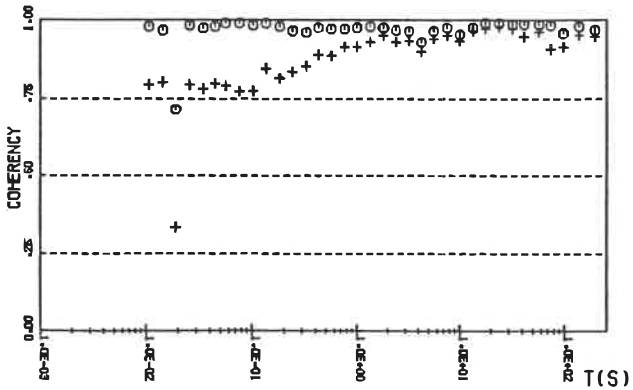
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS09

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

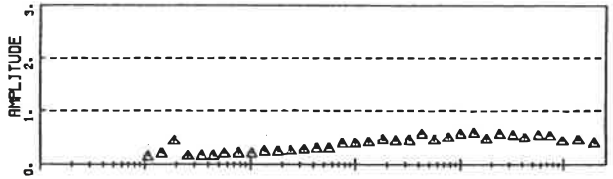


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

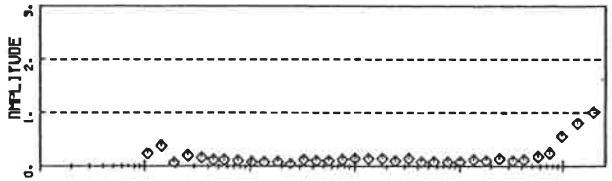


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

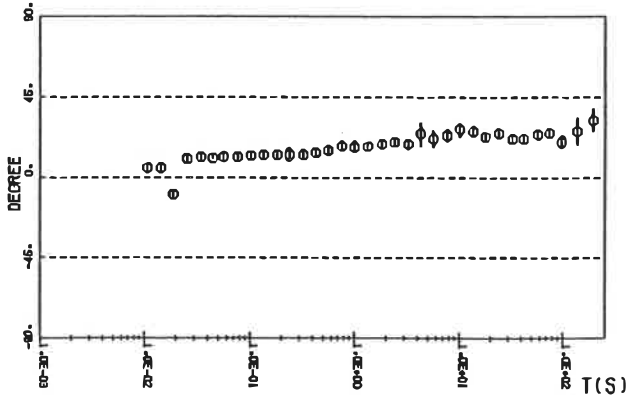
MT ANALYSIS-STATION AMOS09



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

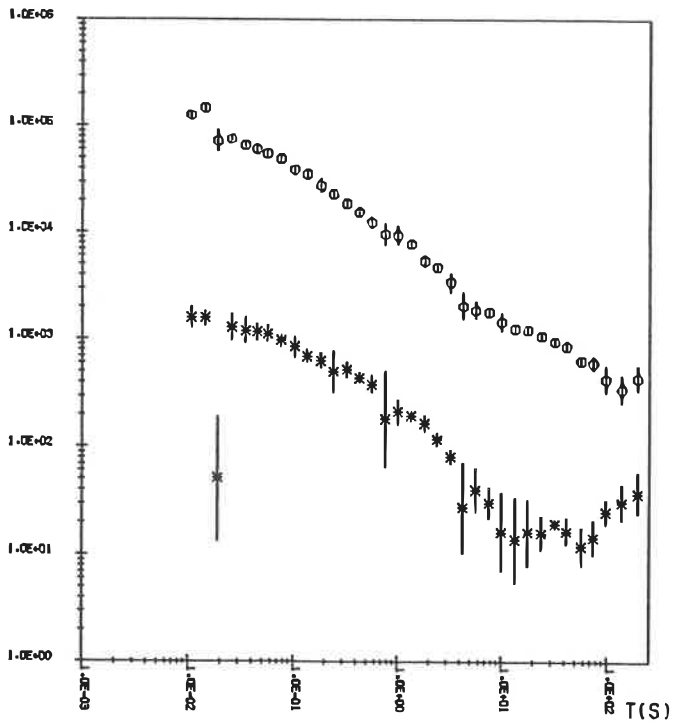


ELLIPTICITY BETA



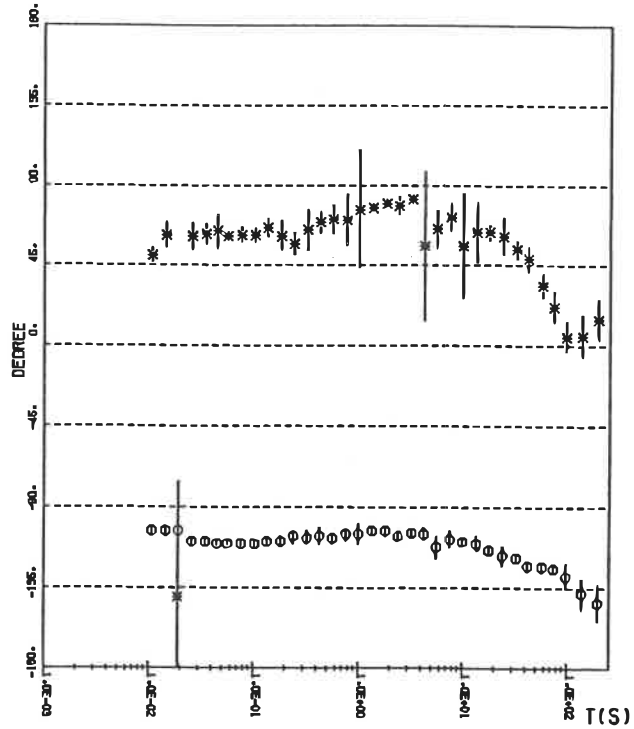
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS09



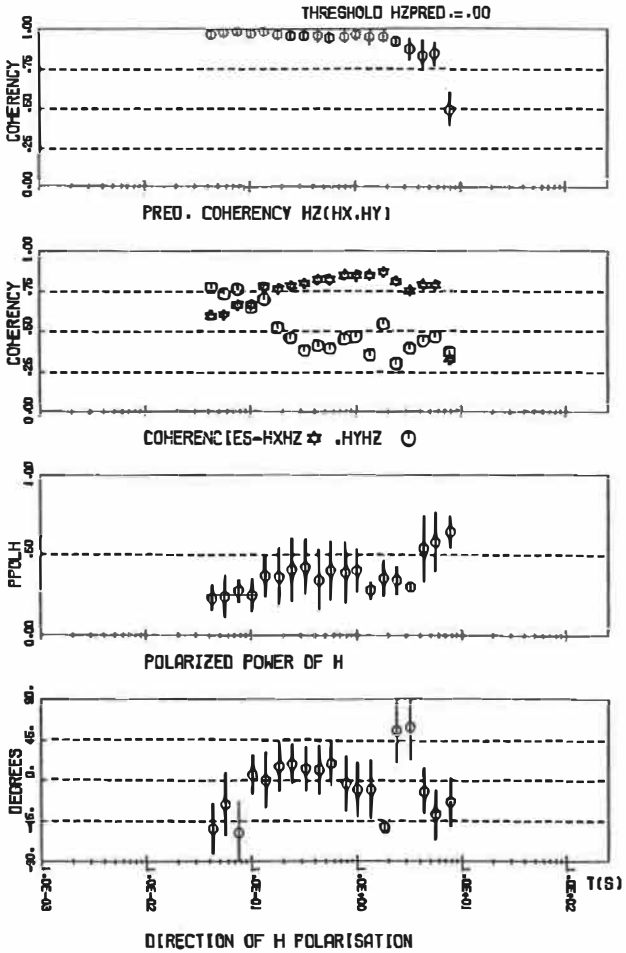
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS09

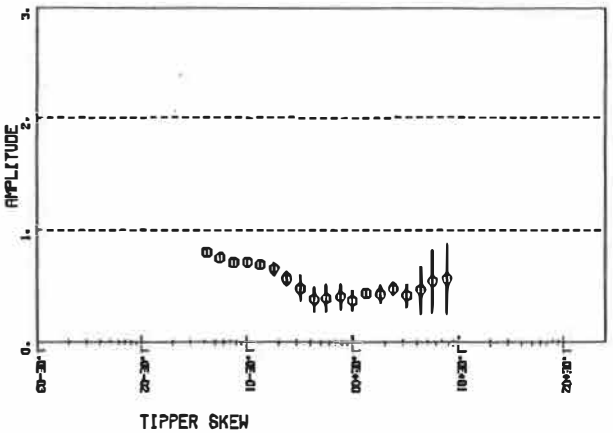


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

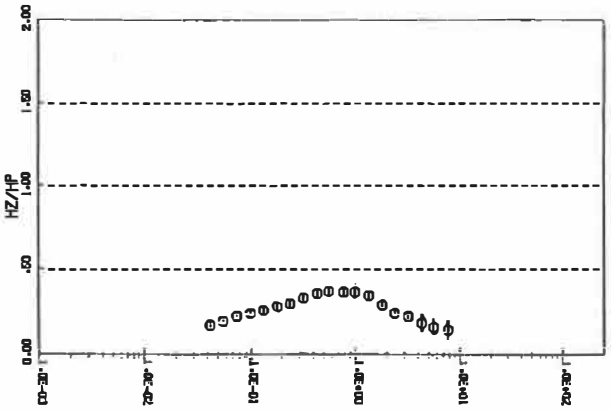
HZ ANALYSIS- STATION AMOS09



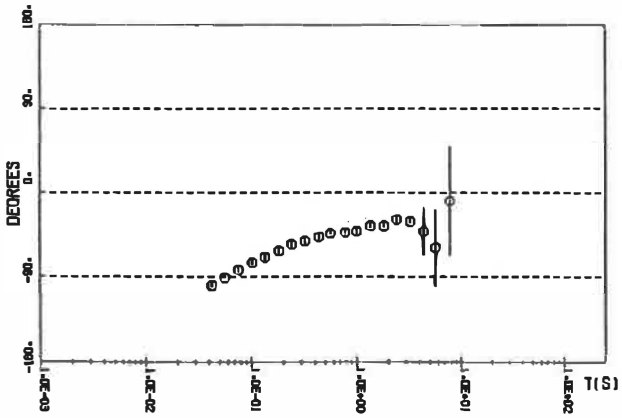
HZ ANALYSIS- STATION AMOS09



HZ ANALYSIS- STATION AMOS09

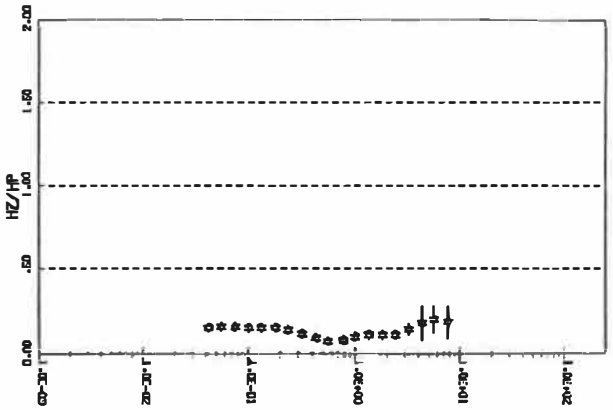


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

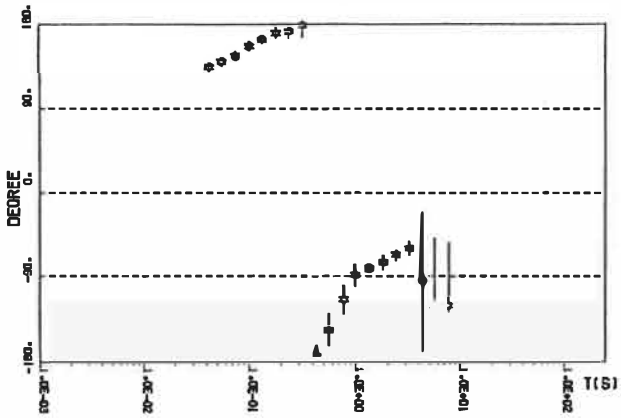


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS09



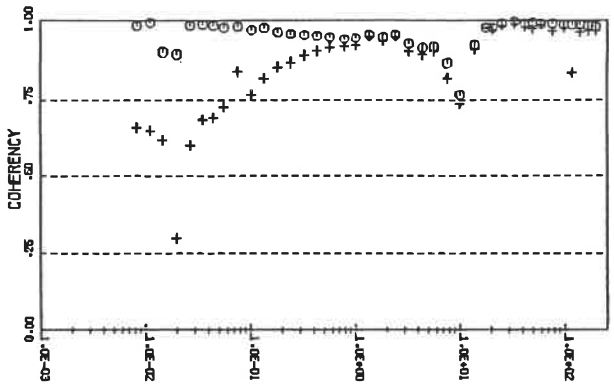
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



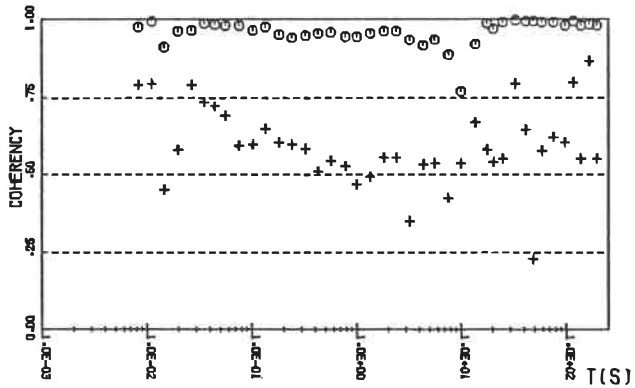
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS*STATION AMOS10

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.70,.70

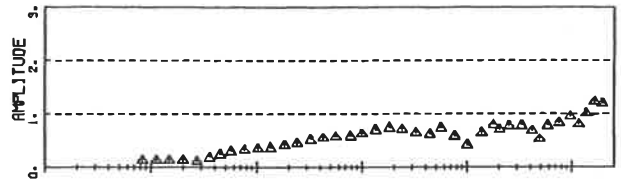


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

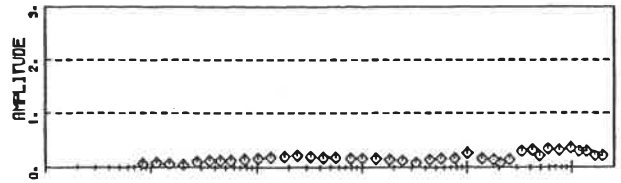


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

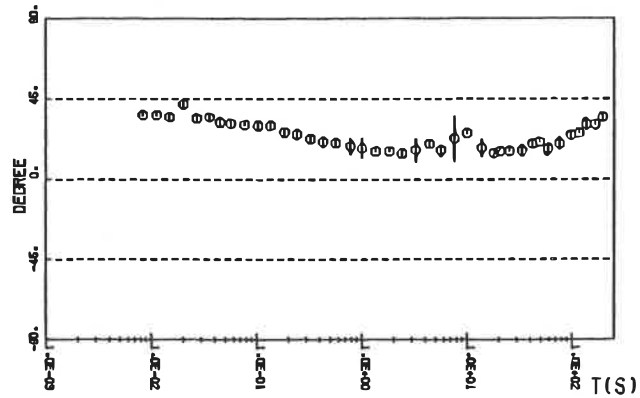
MT ANALYSIS*STATION AMOS10



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

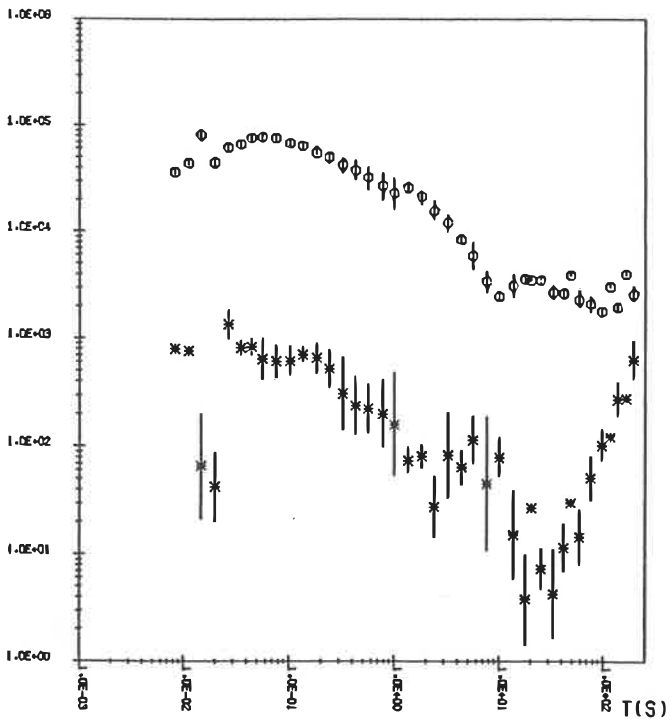


ELLIPTICITY BETA



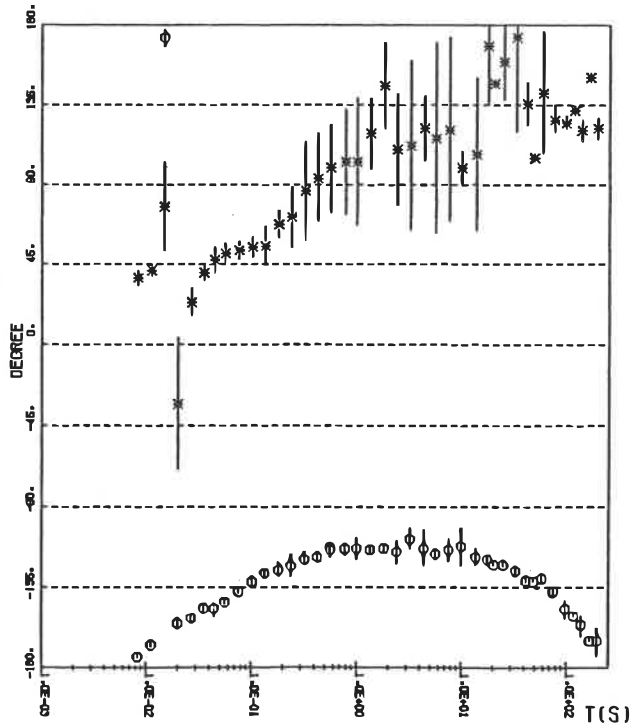
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS10



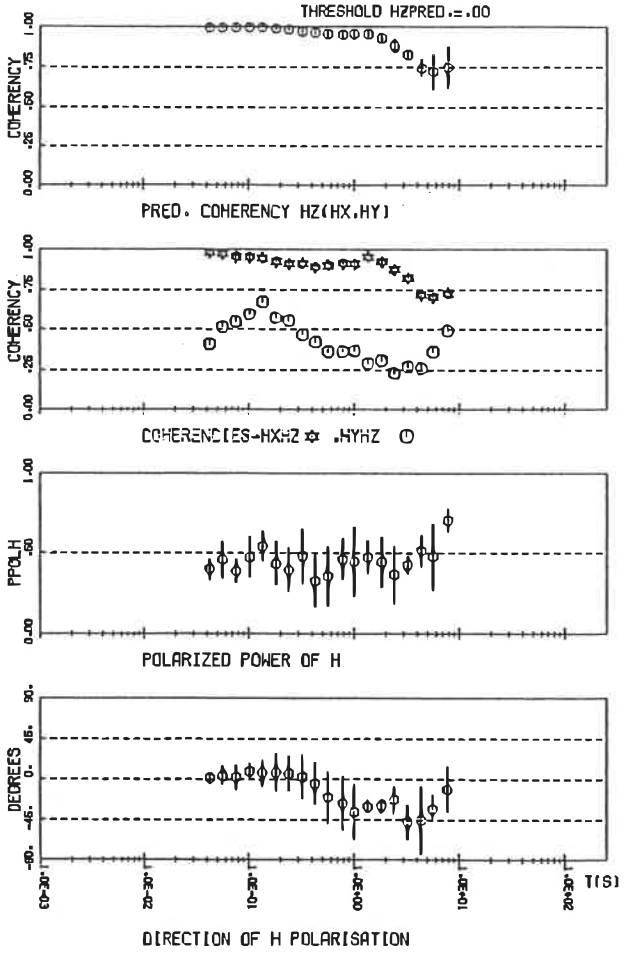
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS10

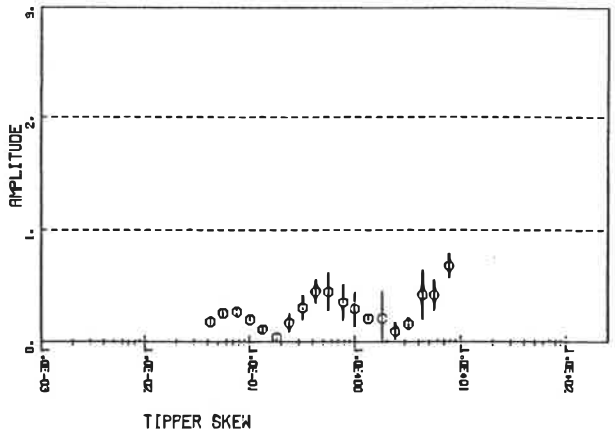


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

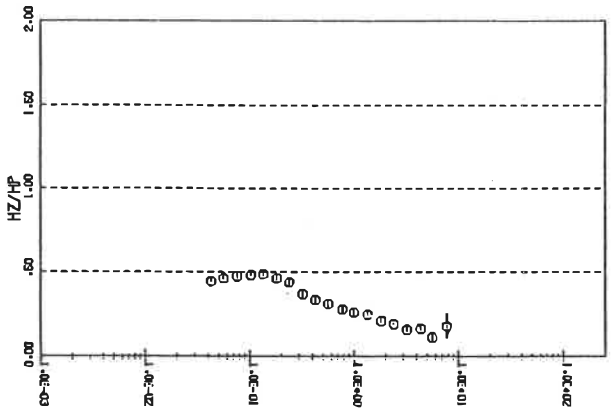
HZ ANALYSIS- STATION AMOS10



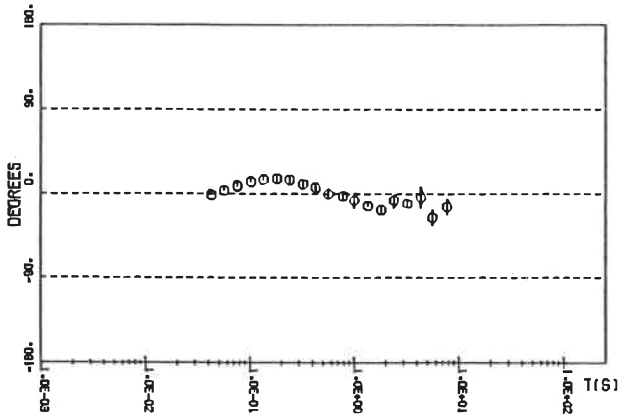
HZ ANALYSIS- STATION AMOS10



HZ ANALYSIS- STATION AMOS10

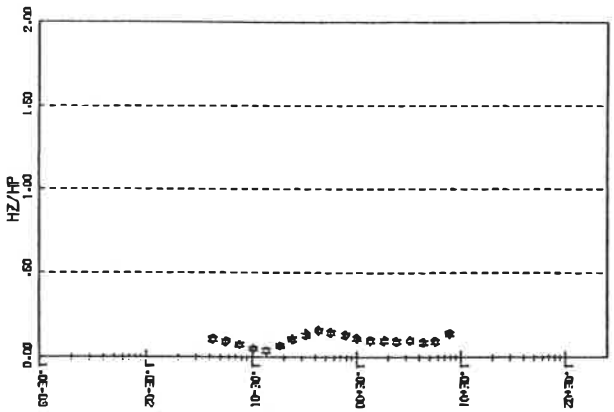


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

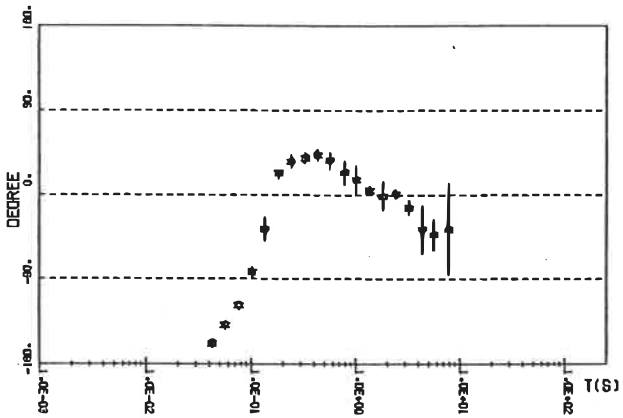


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS10



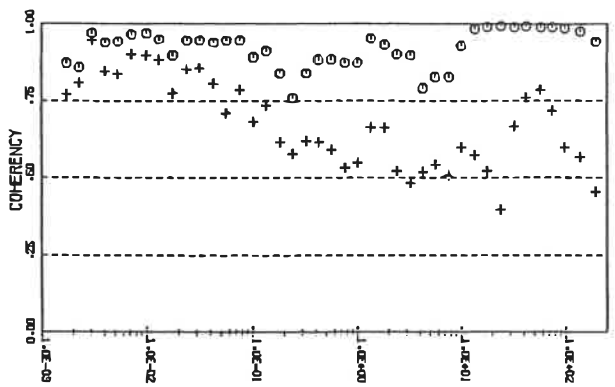
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



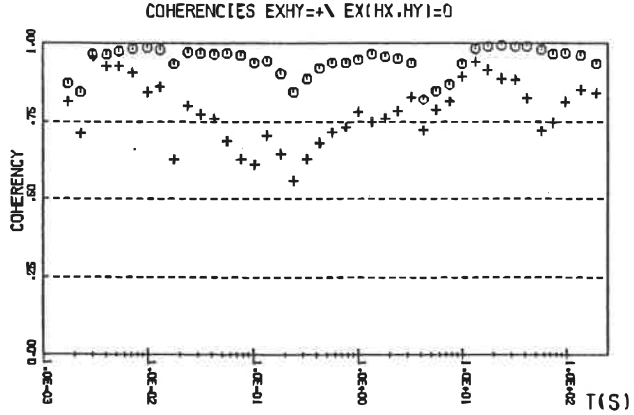
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS11

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

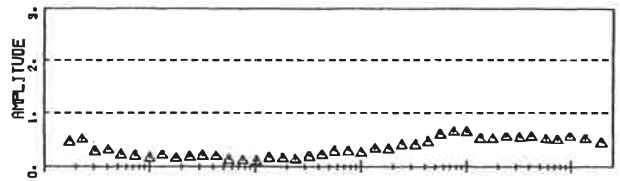


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

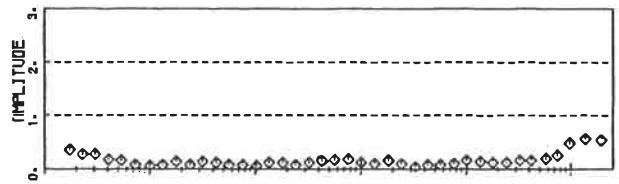


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

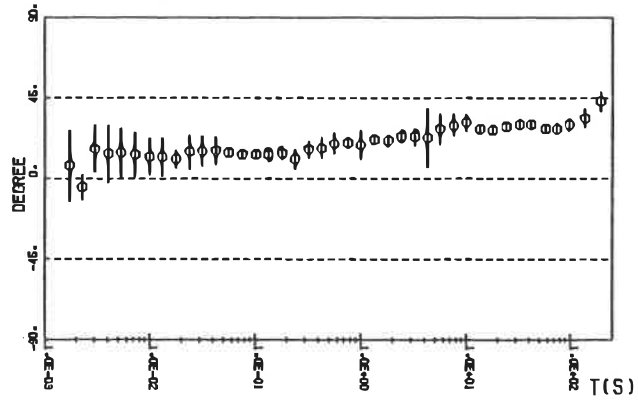
MT ANALYSIS-STATION AMOS11



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

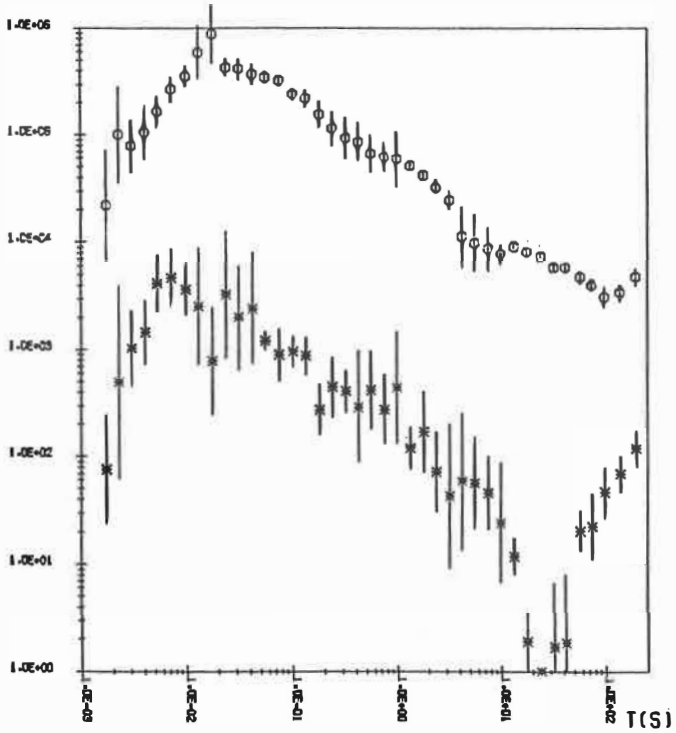


ELLIPTICITY BETA



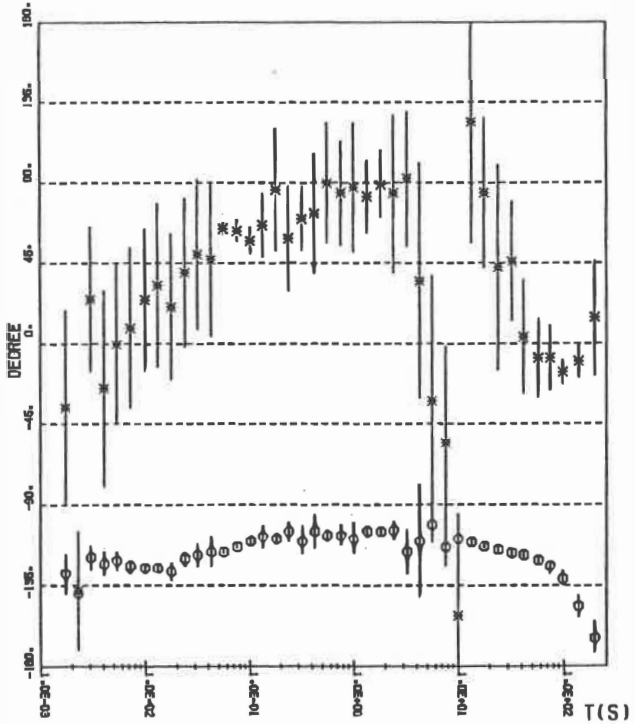
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS11



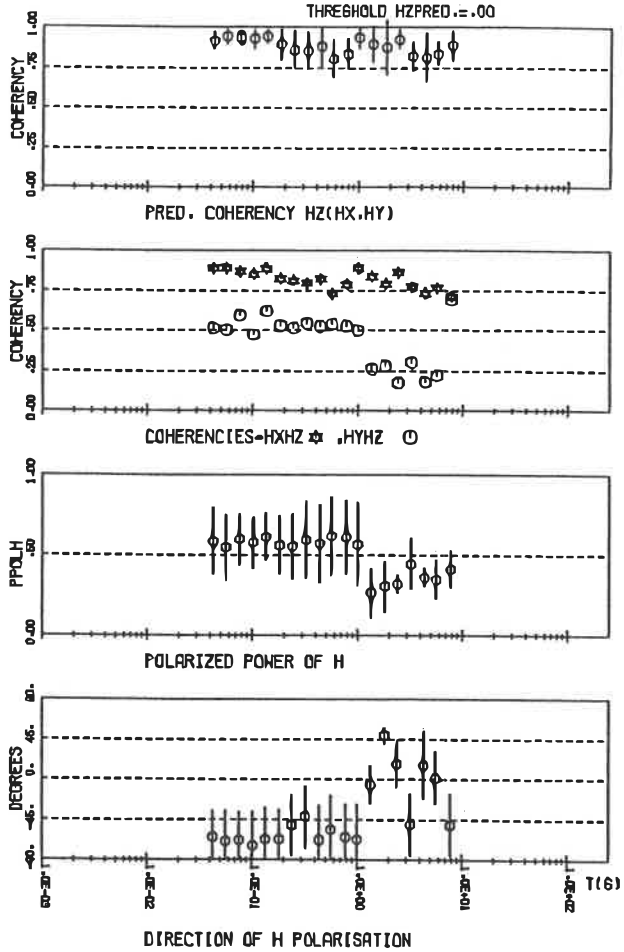
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS11

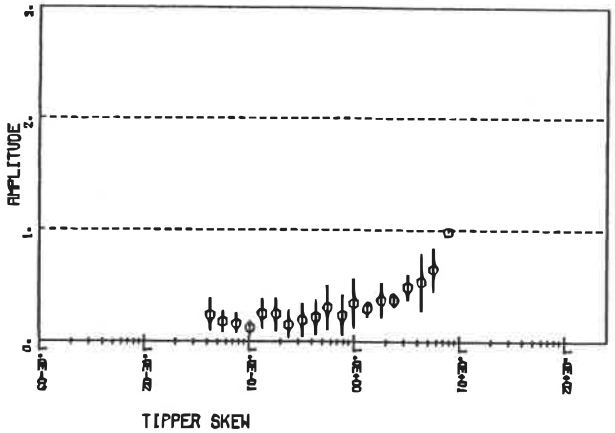


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

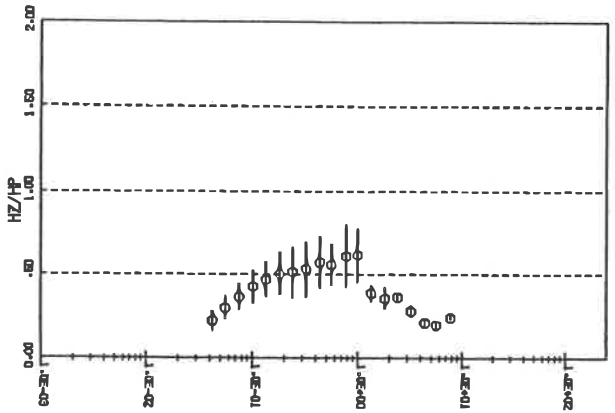
HZ ANALYSIS- STATION AMOS11



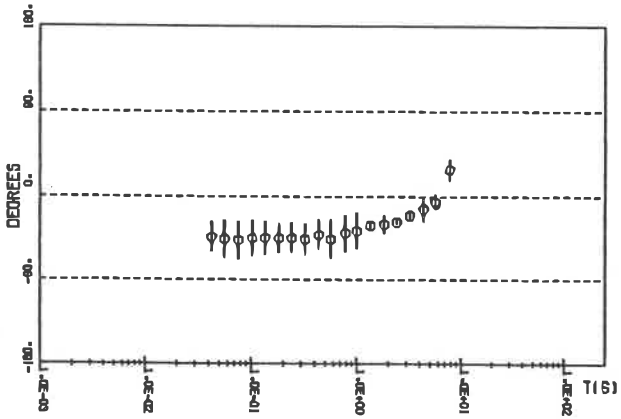
HZ ANALYSIS- STATION AMOS11



HZ ANALYSIS- STATION AMOS11

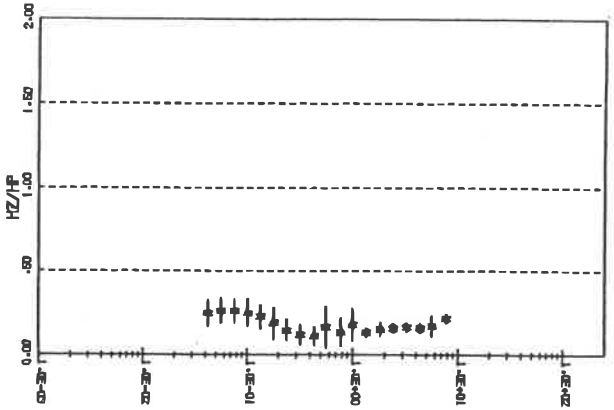


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

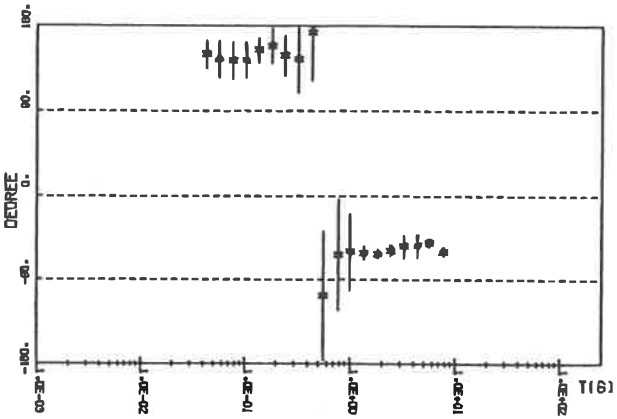


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS11



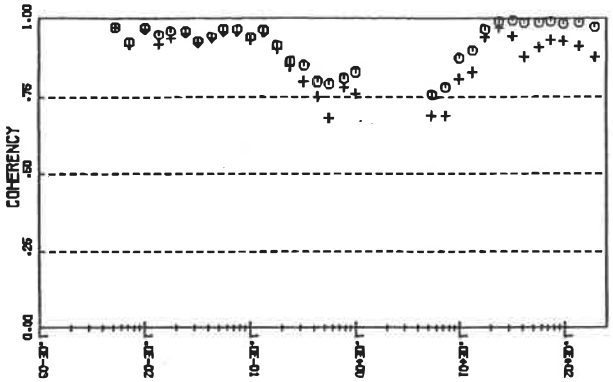
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



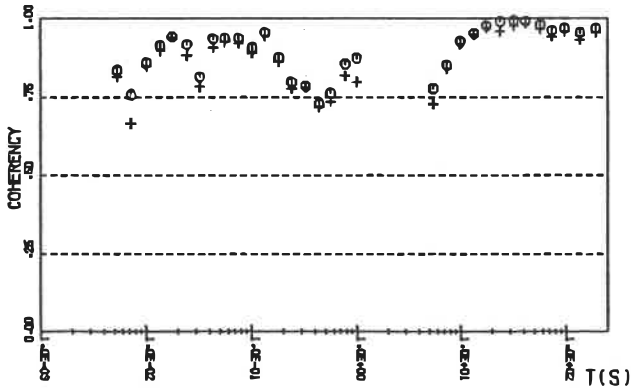
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS12

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.70,.70

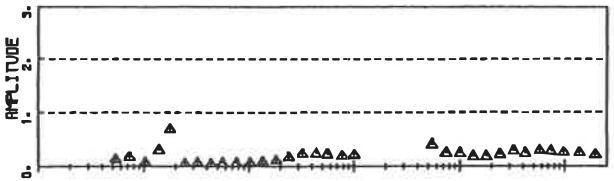


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

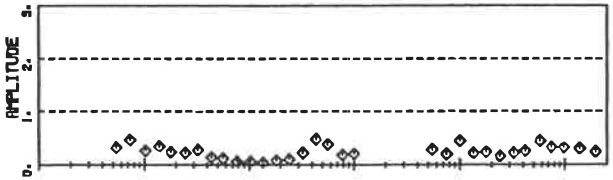


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

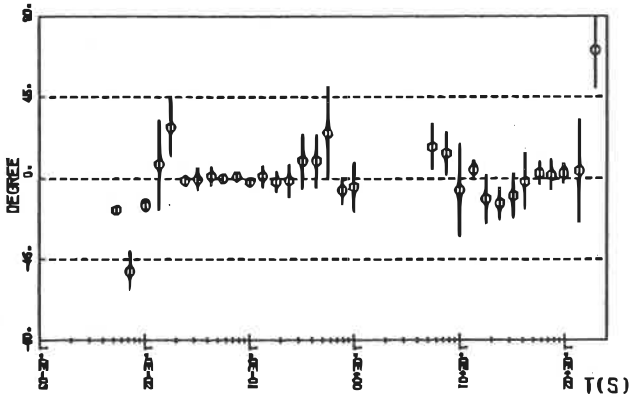
MT ANALYSIS-STATION AMOS12



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

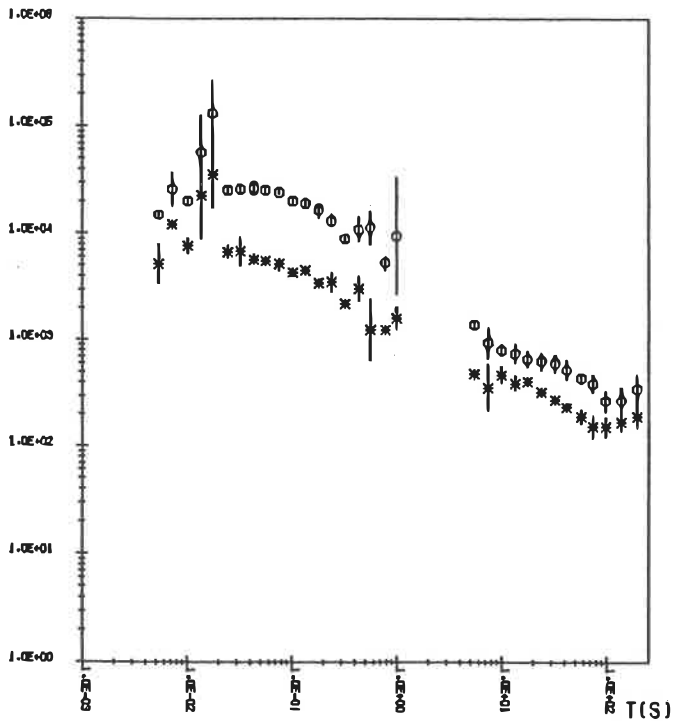


ELLIPTICITY BETA



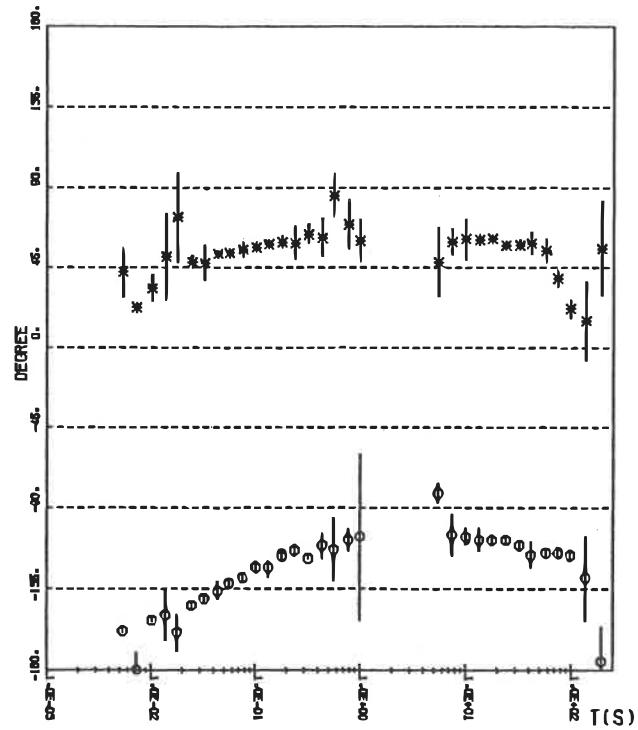
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS12



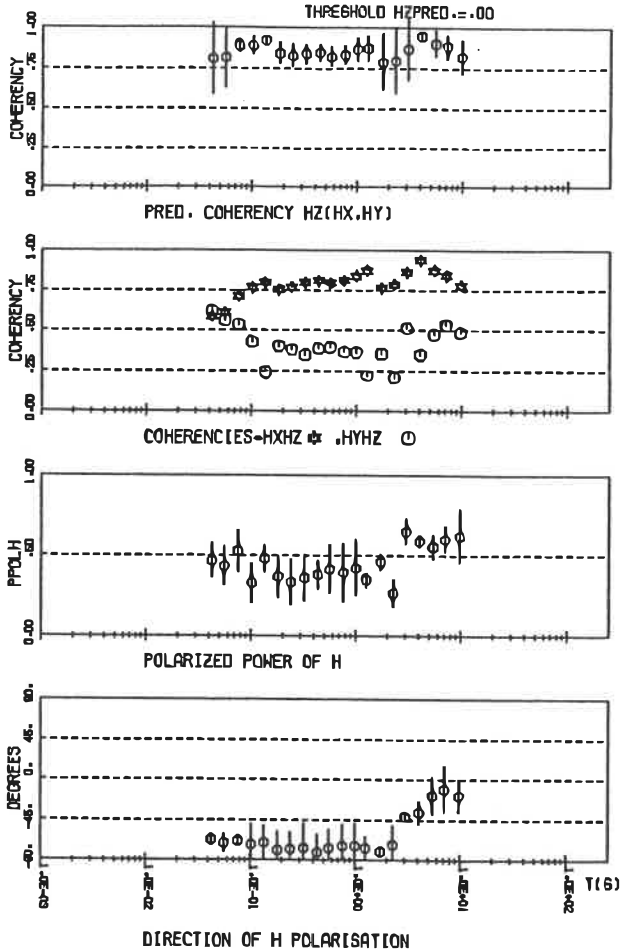
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS12

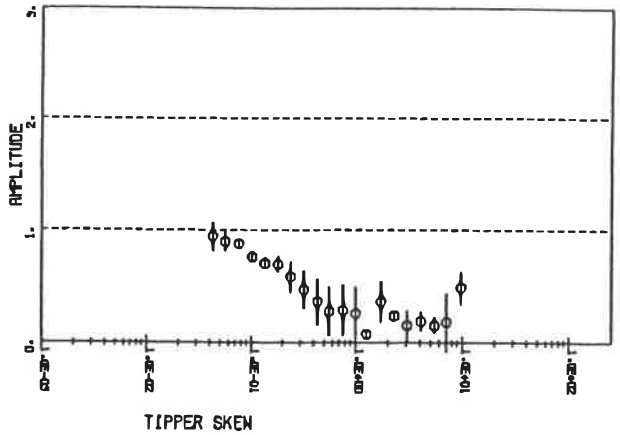


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

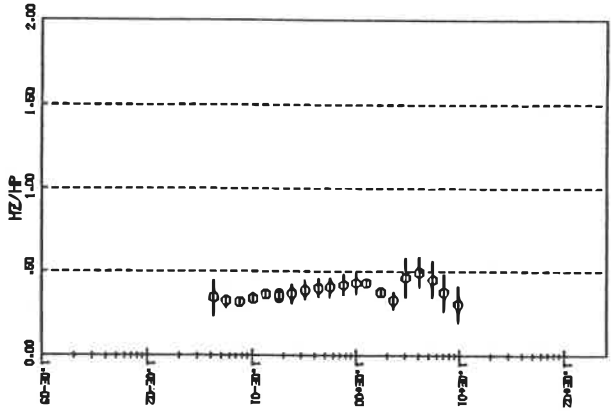
HZ ANALYSIS- STATION AMOS12



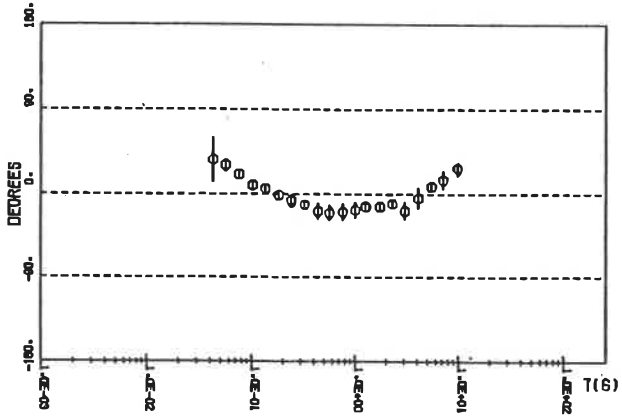
HZ ANALYSIS- STATION AMOS12



HZ ANALYSIS- STATION AMOS12

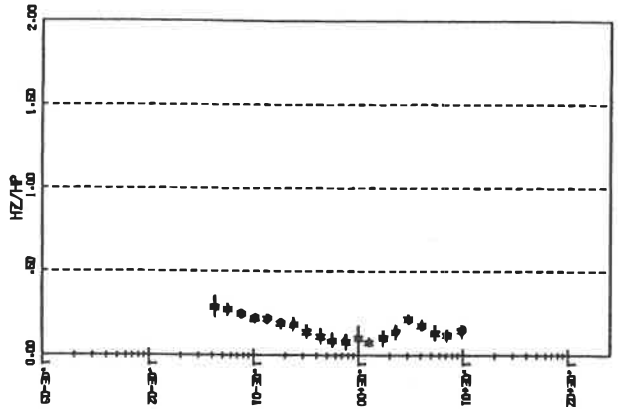


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

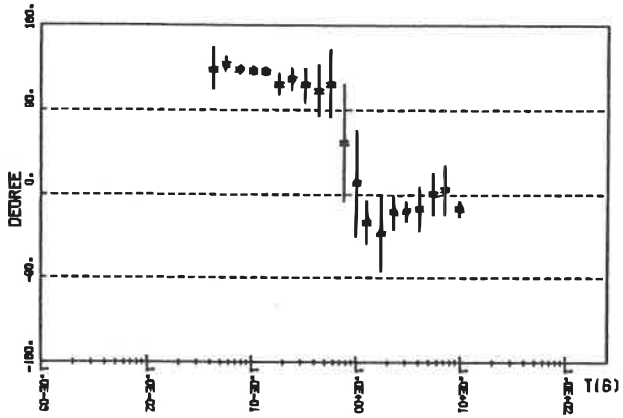


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS12



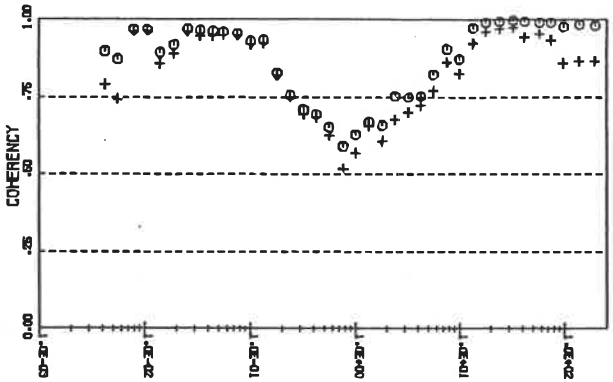
INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT



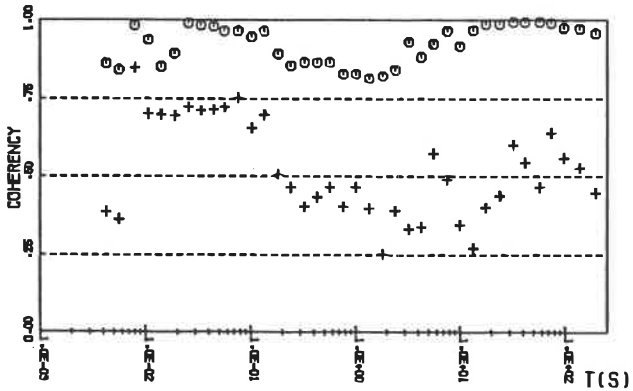
INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

MT ANALYSIS-STATION AMOS13

THRESHOLD(CEXP,CEYP)=.00,.00

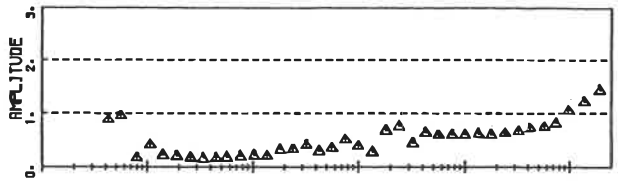


COHERENCIES EXHY=+\ EX(HX,HY)=0

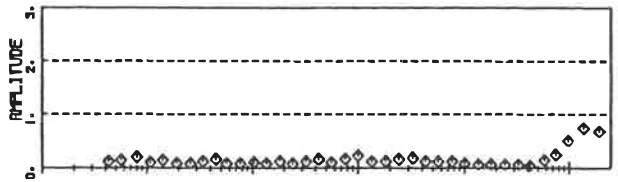


COHERENCIES EYHX=+\ EY(HX,HY)=0

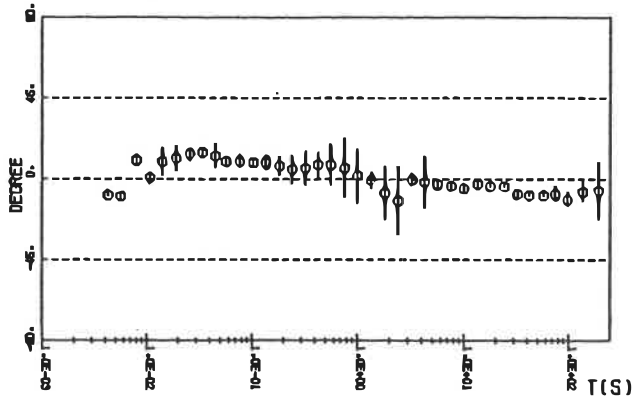
MT ANALYSIS-STATION AMOS13



CYLINDRICITY COEFF. SKEW

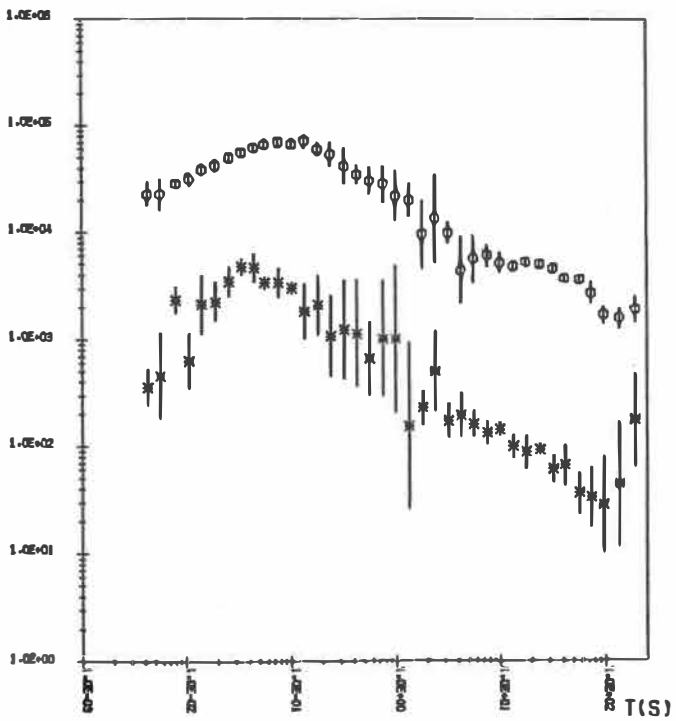


ELLIPTICITY BETA



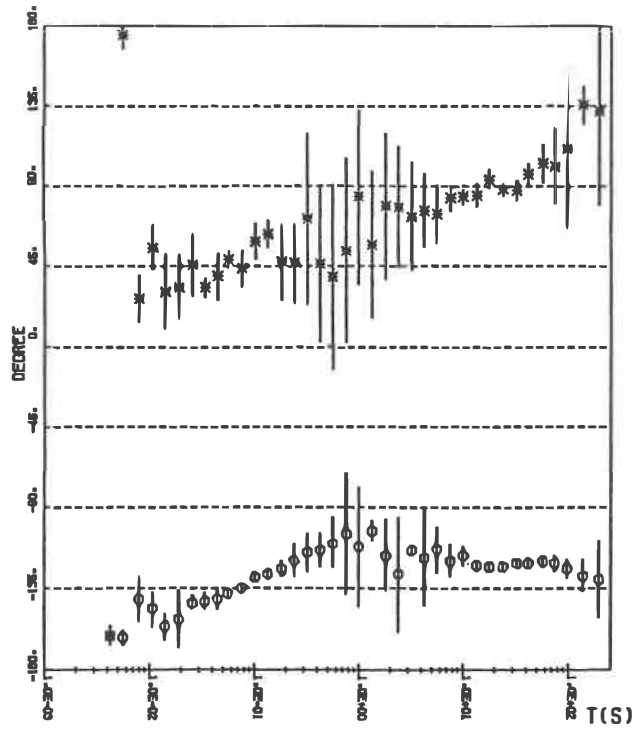
DIRECTION TXY(RMAX)

MT ANALYSIS-STATION AMOS13



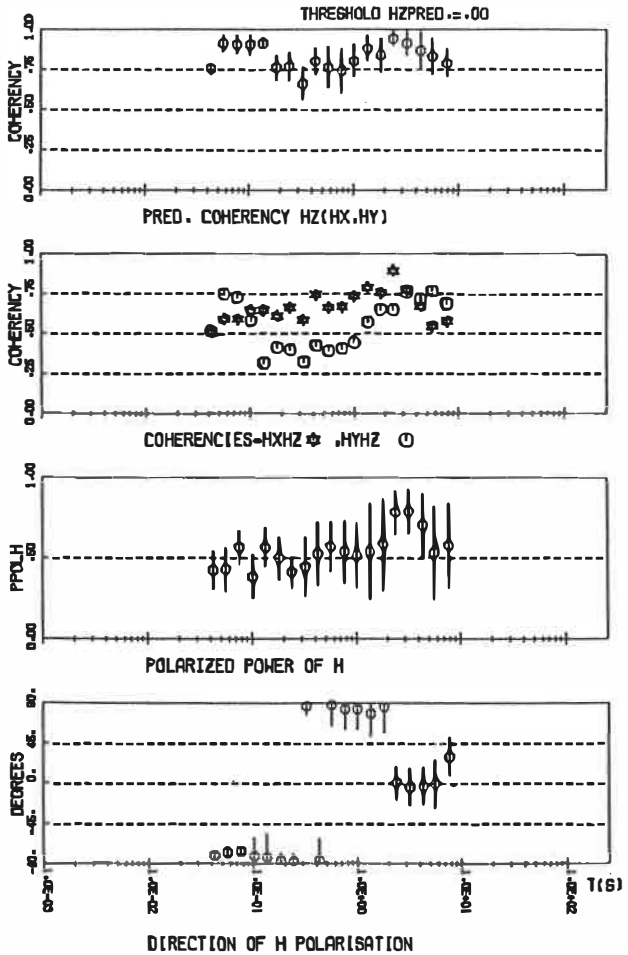
RESISTIVITIES(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

MT ANALYSIS-STATION AMOS13

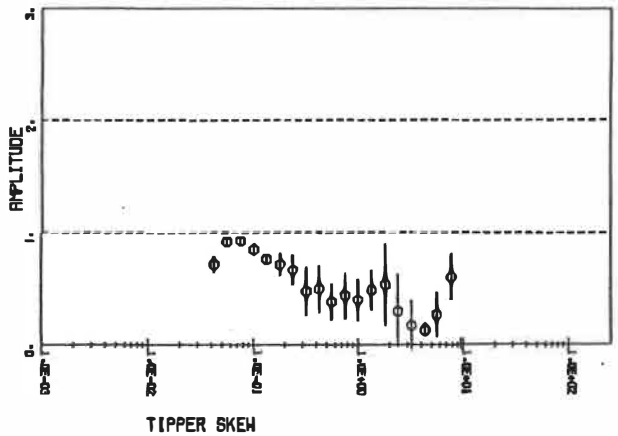


PHASE(TXY) RMAX=0\ RMIN=*

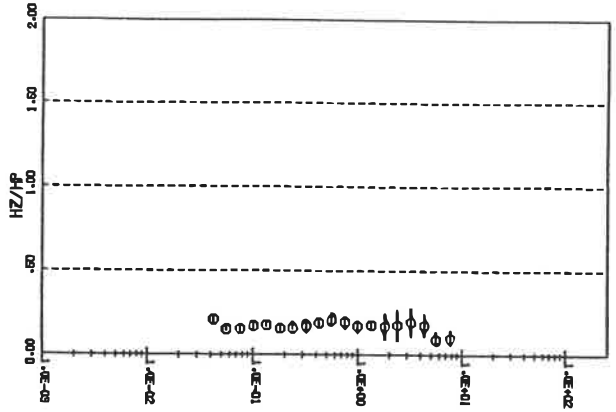
HZ ANALYSIS- STATION AMOS13



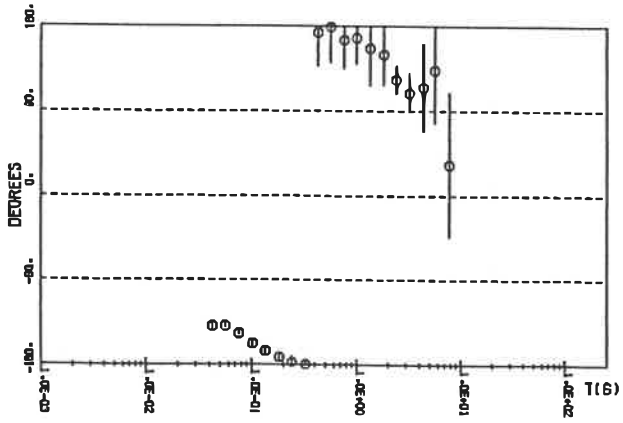
HZ ANALYSIS- STATION AMOS13



HZ ANALYSIS- STATION AMOS13

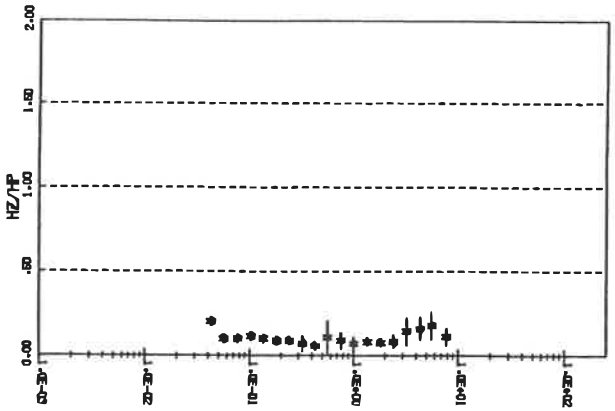


INDUCTION ARROW-IN-PHASE COMPONENT

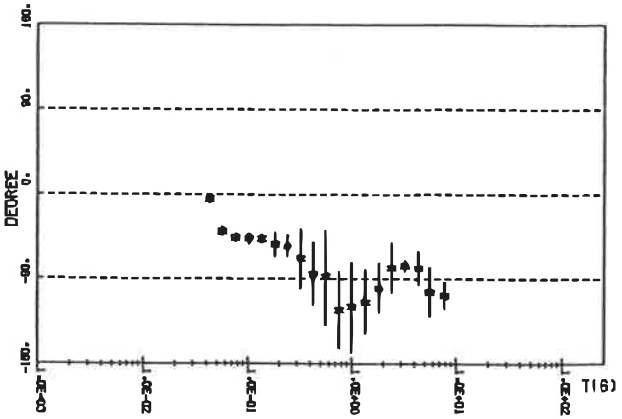


INDUCTION ARROW-IN-PHASE DIRECTION

HZ ANALYSIS- STATION AMOS13

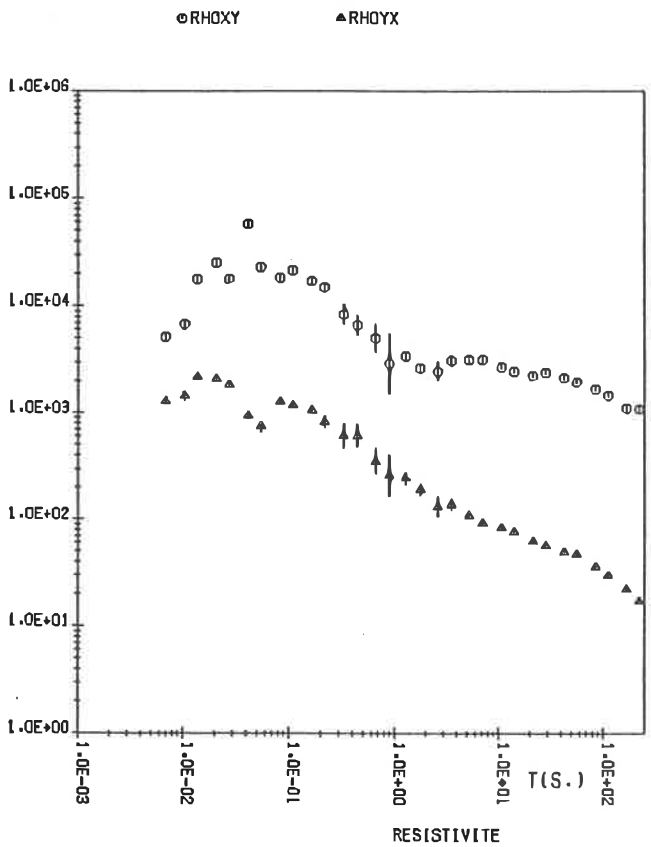


INDUCTION ARROW-QUADRATURE COMPONENT

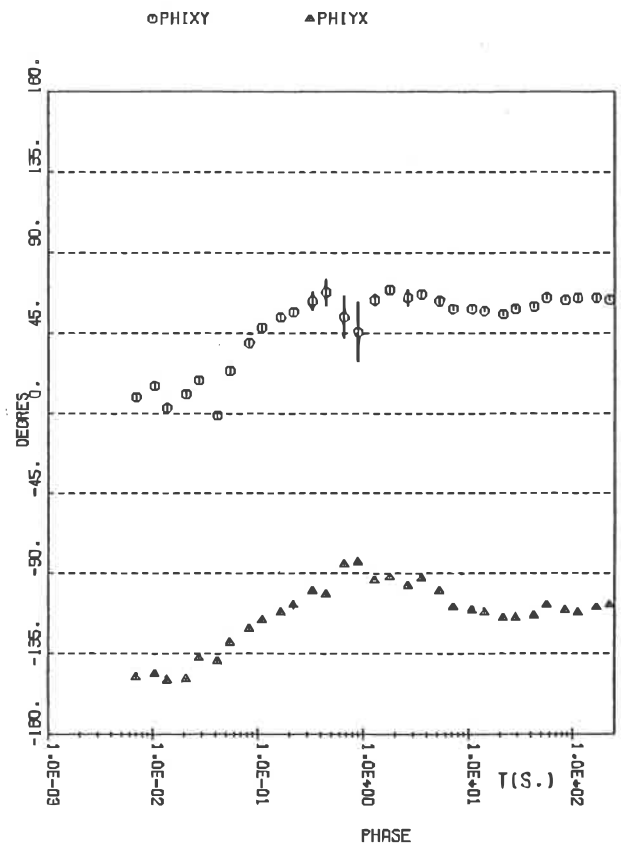


INDUCTION ARROW-QUADRATURE DIRECTION

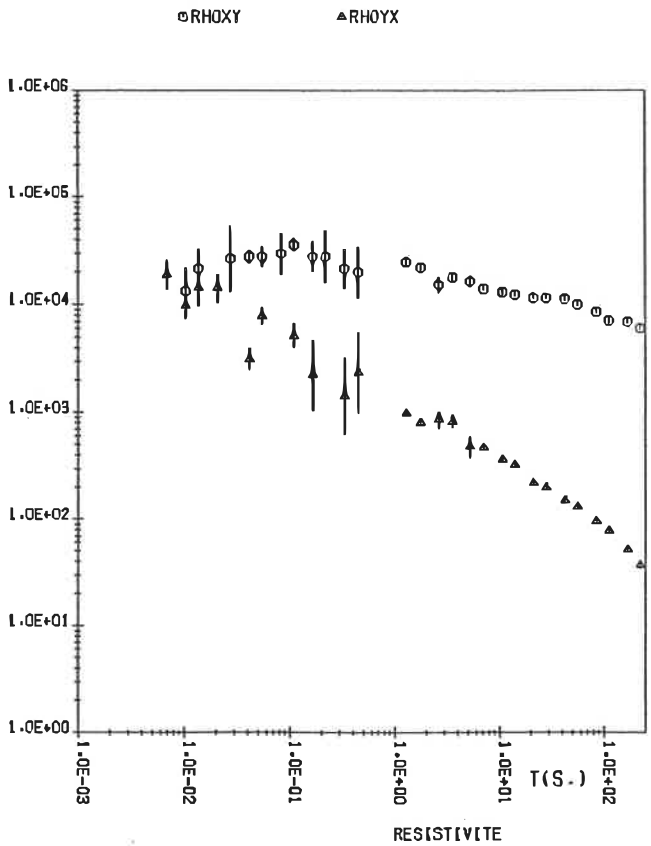
STATION ABPH04 /XY /YX



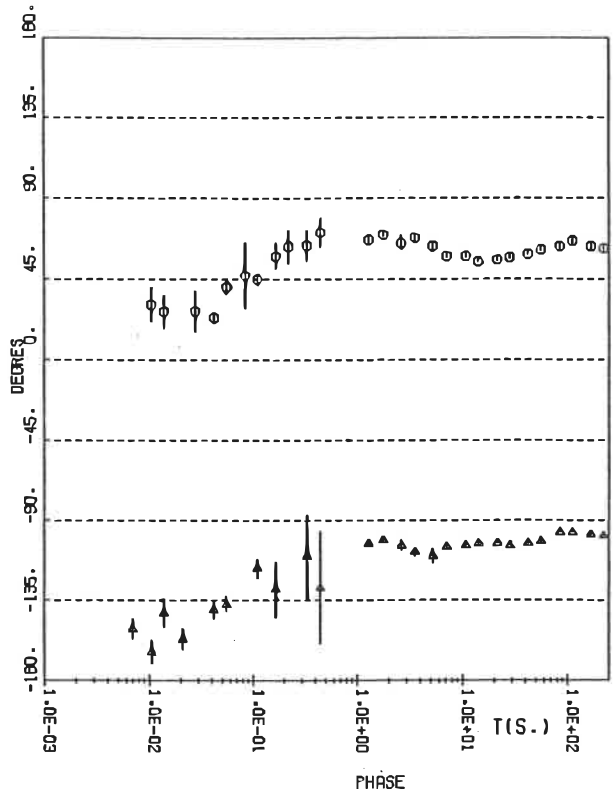
STATION ABPH04 /XY /YX



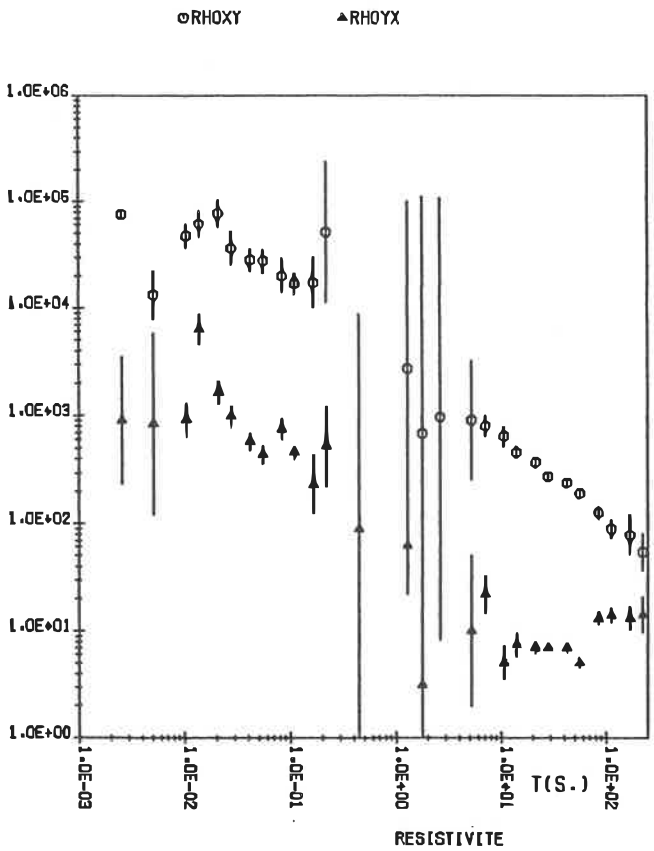
STATION ABPH05 /XY /YX



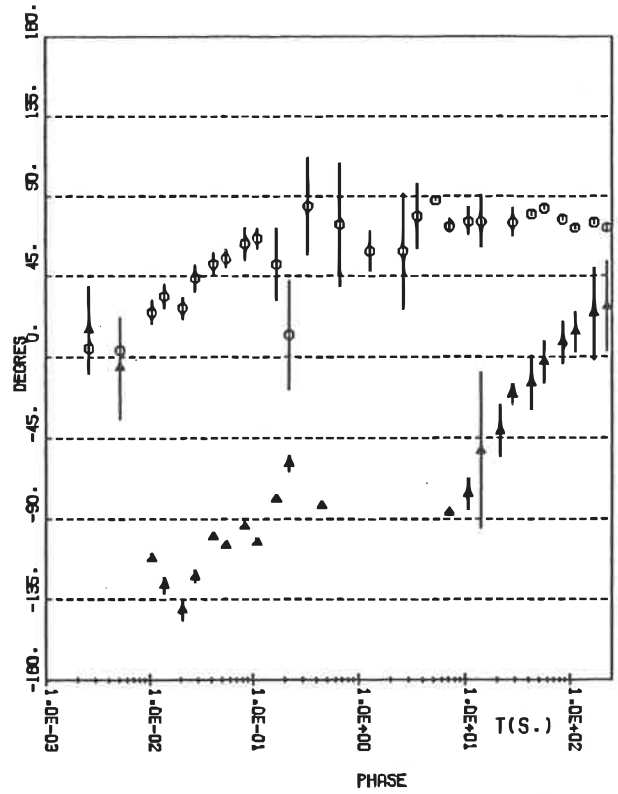
STATION ABPH05 /XY /YX



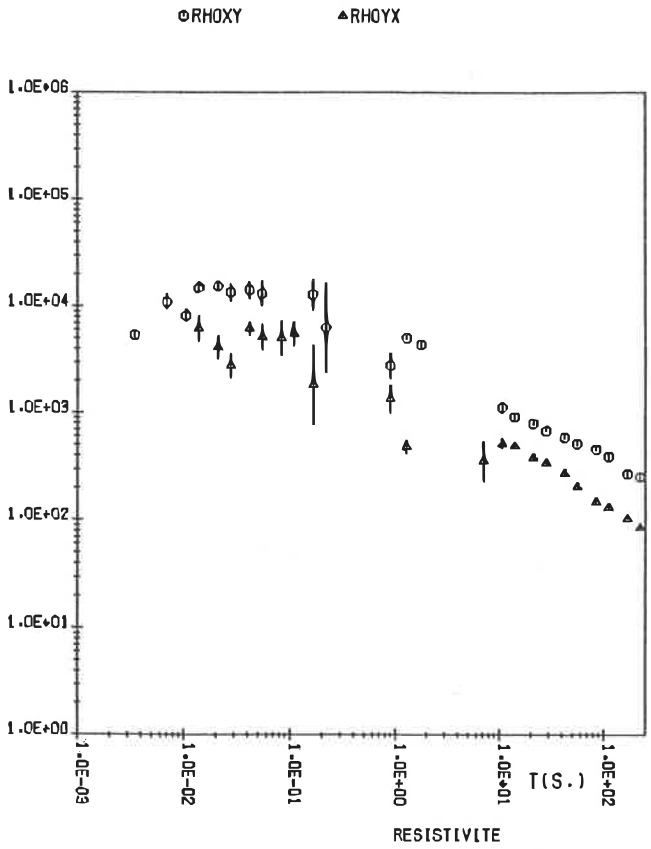
ANALYSE MT- STATION ABPHO6



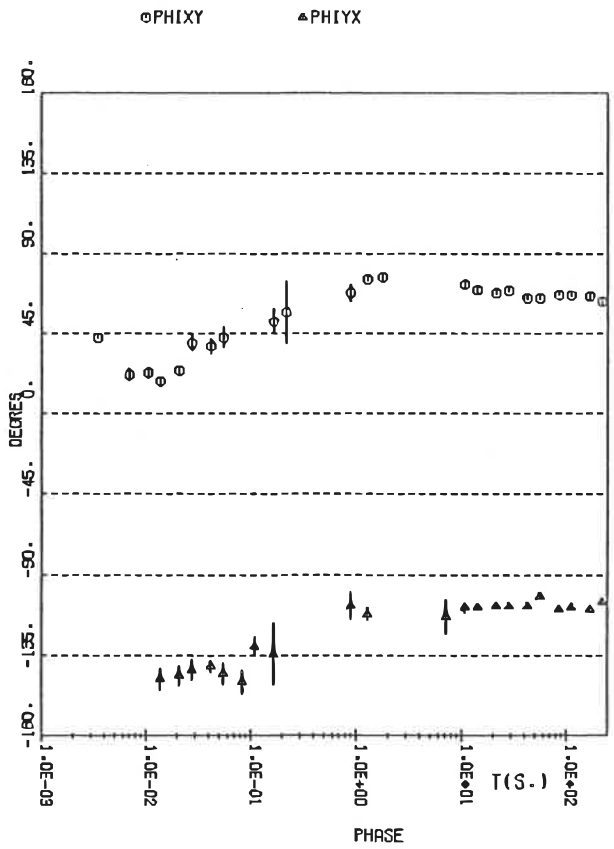
ANALYSE MT- STATION ABPHO6



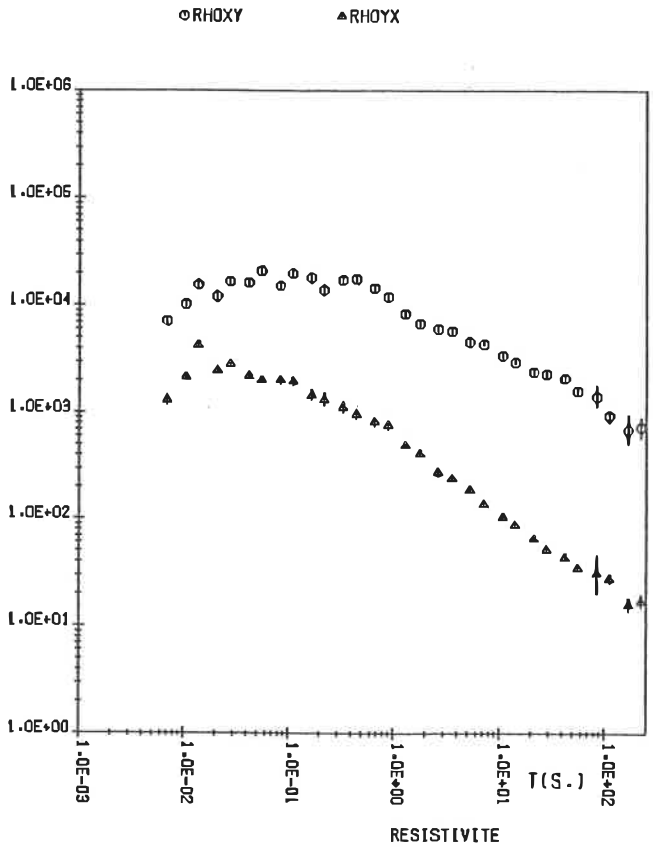
STATION ABPH07 /XY /YX



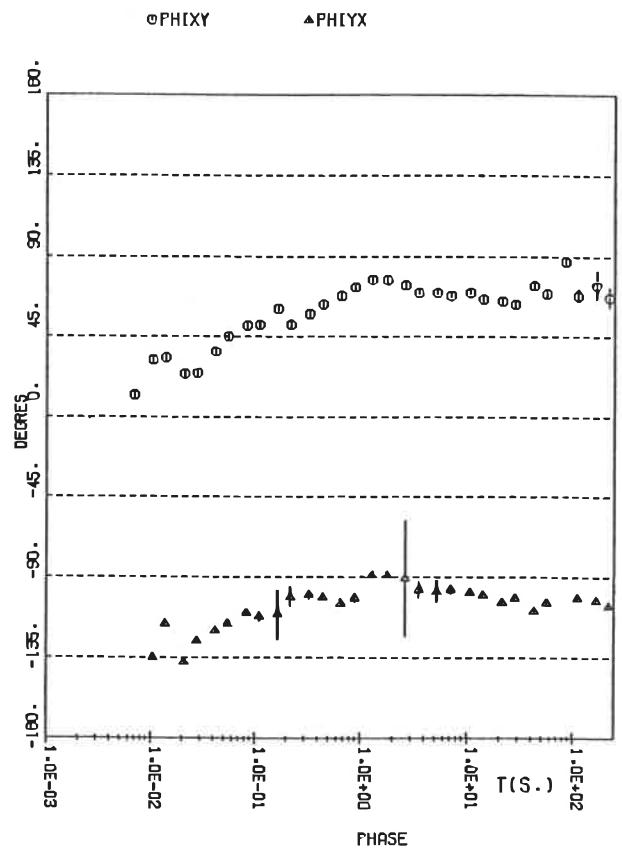
STATION ABPH07 /XY /YX



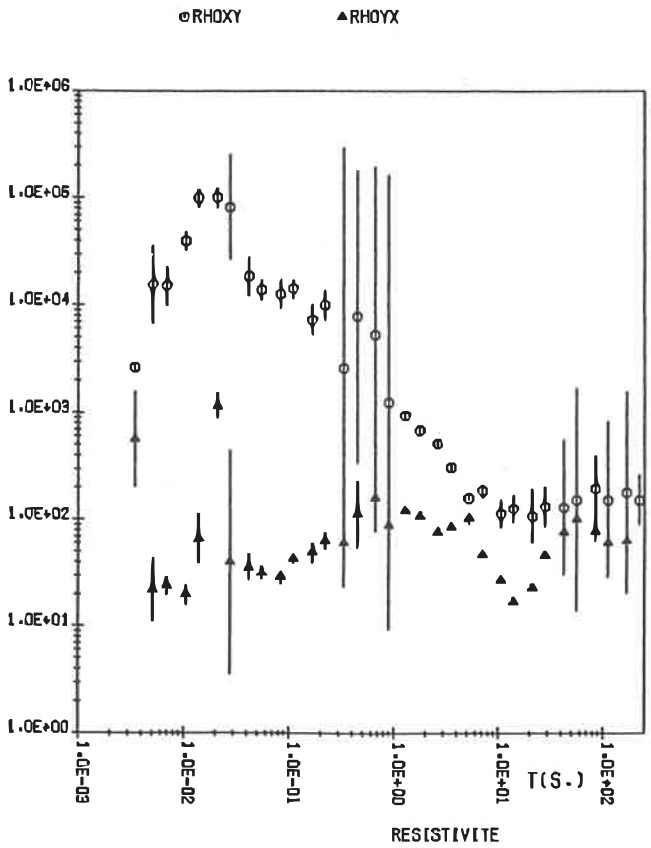
STATION ABPH08 /XY /YX



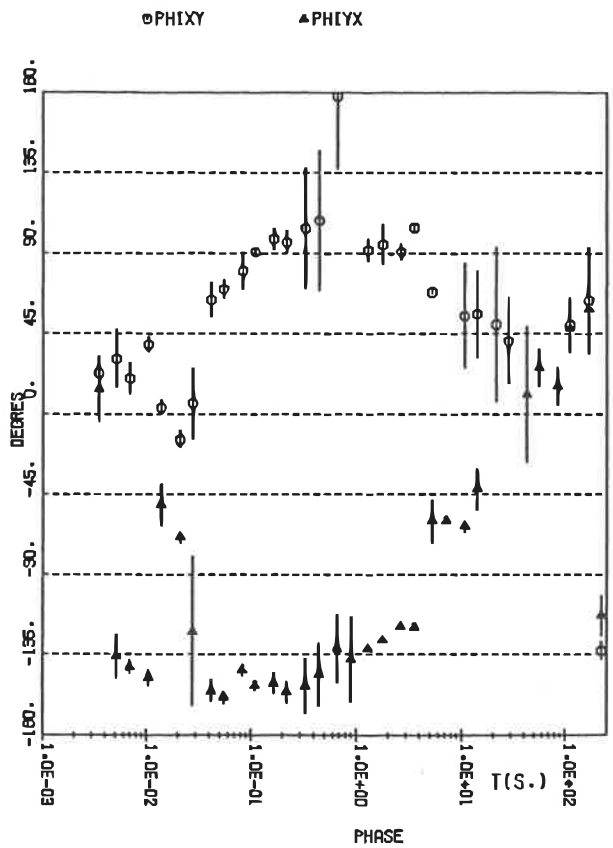
STATION ABPH08 /XY /YX



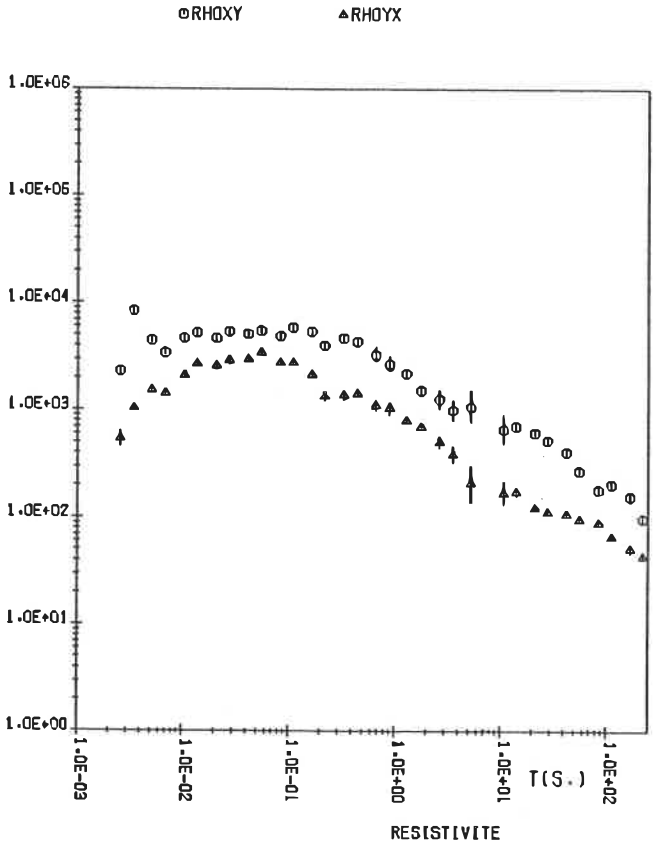
ANALYSE MT* STATION ABPH09



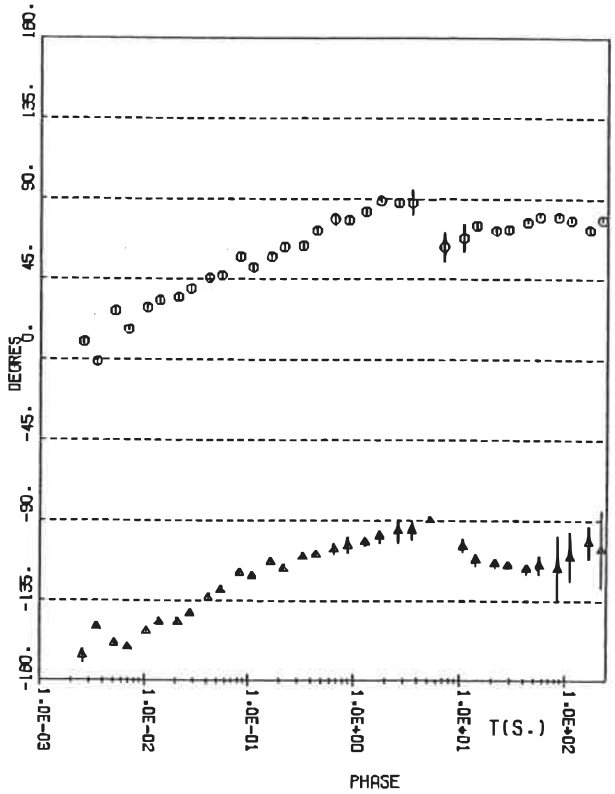
ANALYSE MT* STATION ABPH09



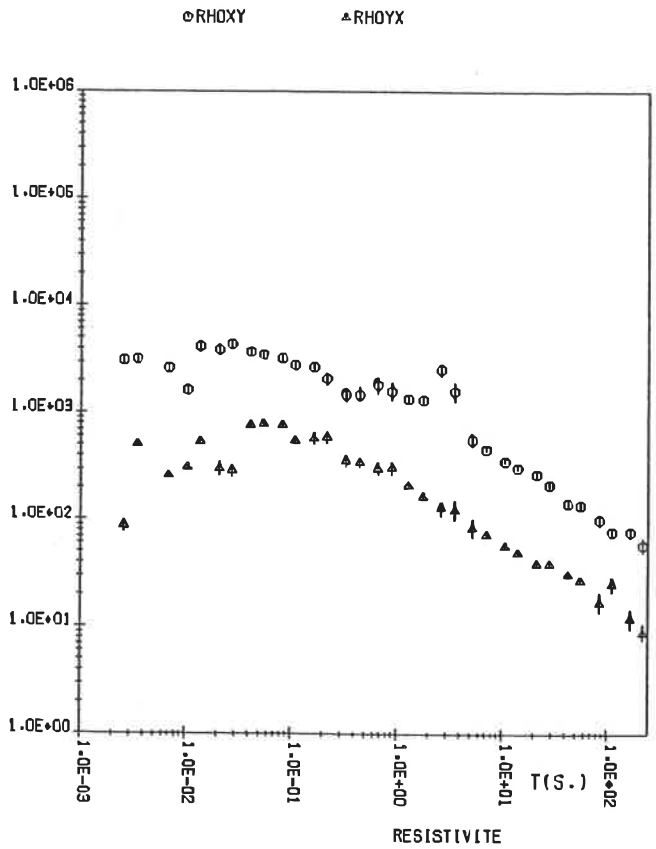
STATION ABPH10 /XY /YX



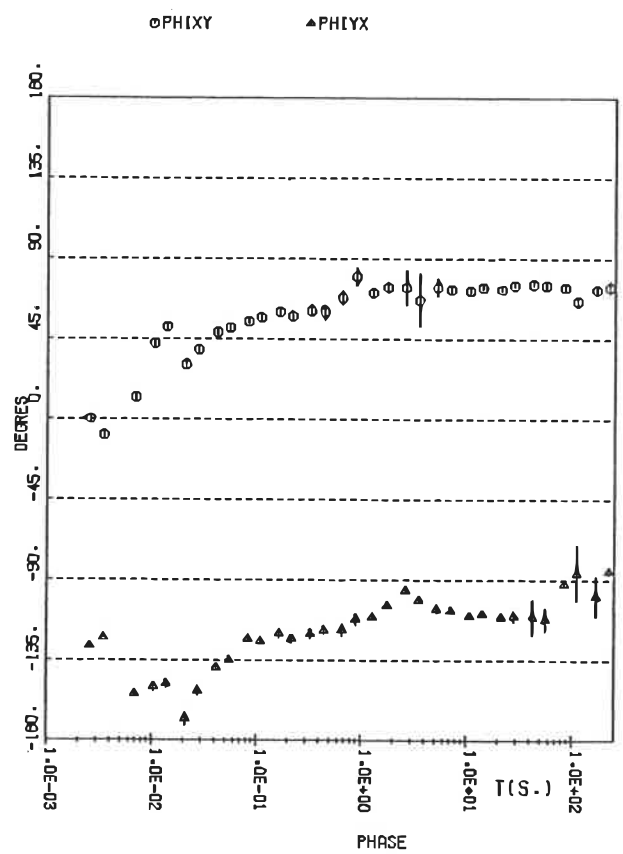
STATION ABPH10 /XY /YX



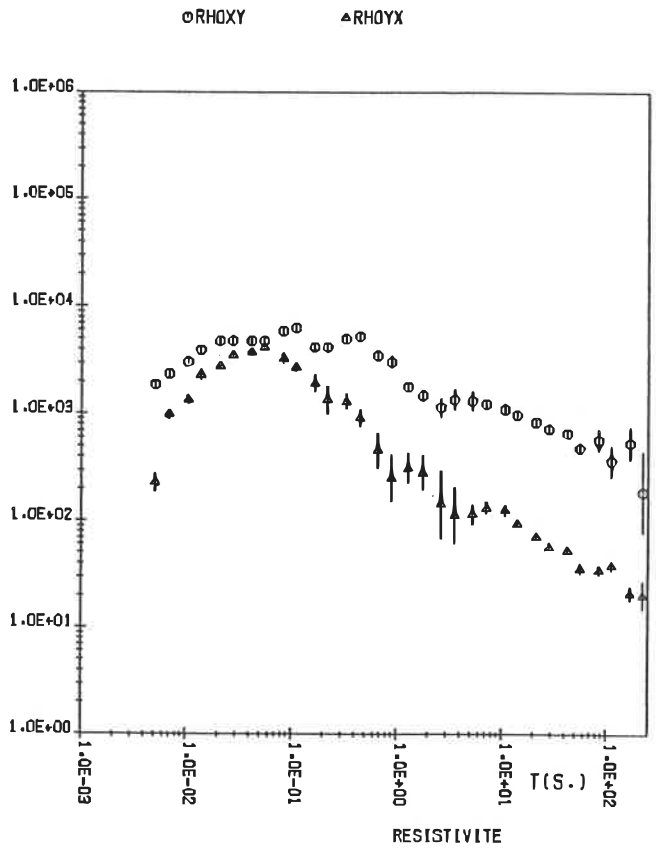
STATION ABPH11 /XY /YX



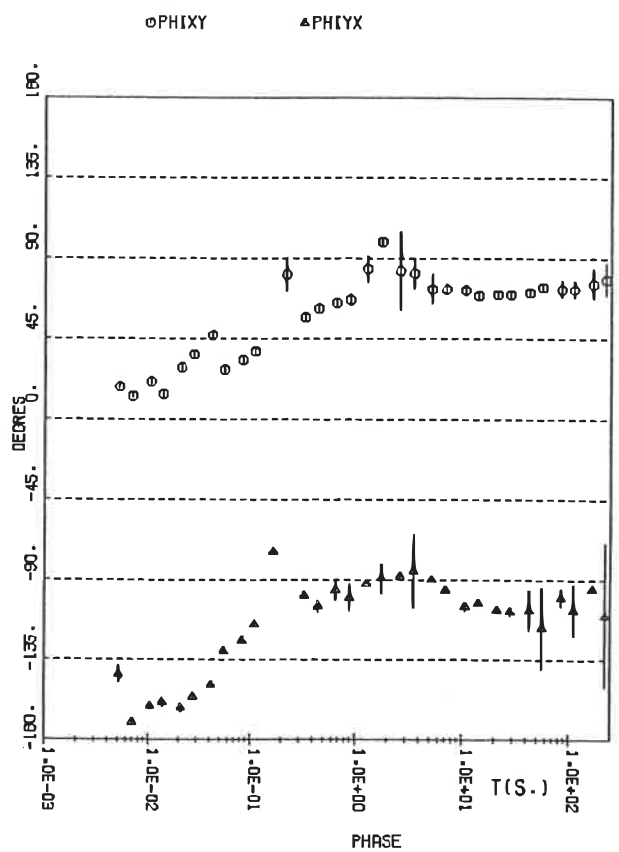
STATION ABPH11 /XY /YX



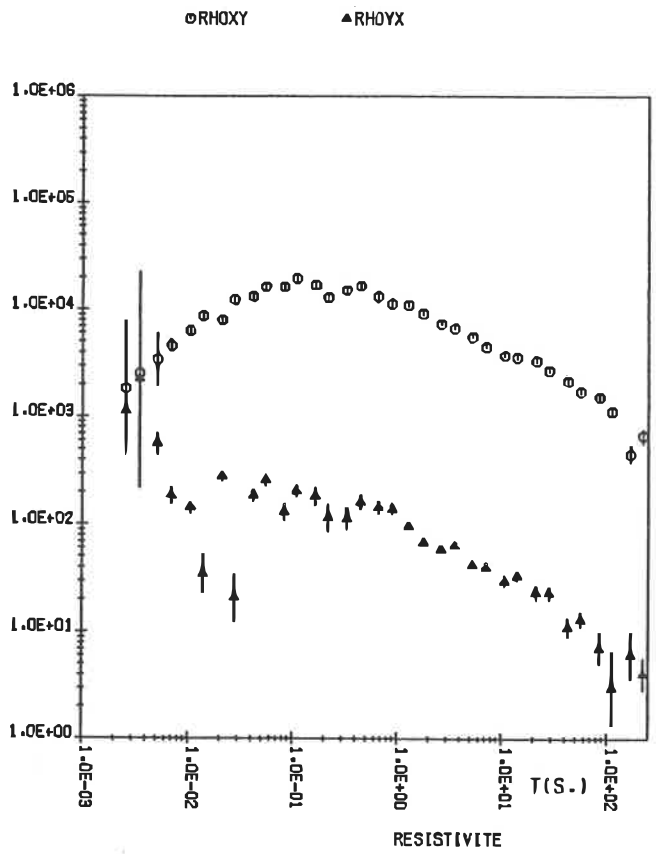
STATION ABPH12 /XY /YX



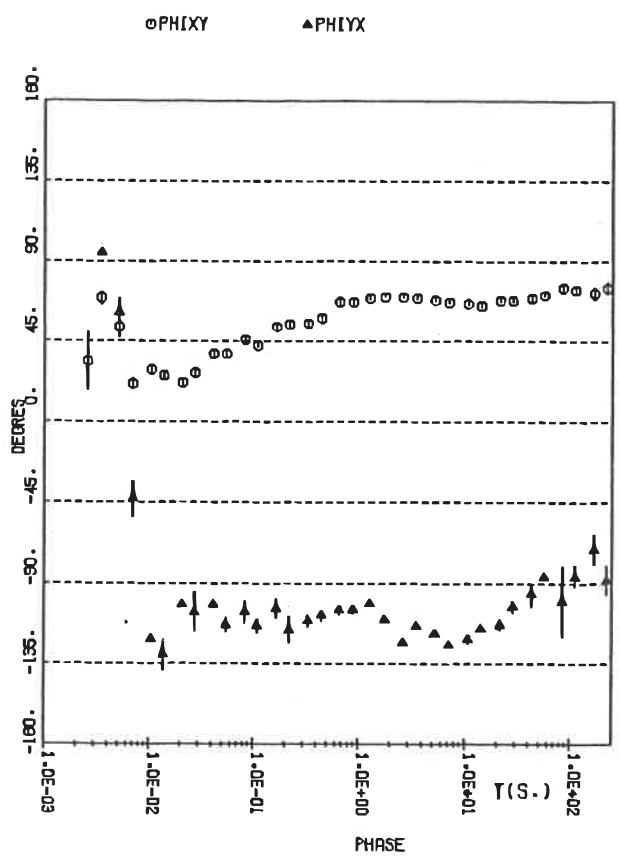
STATION ABPH12 /XY /YX



ANALYSE MT* STATION ABPH13

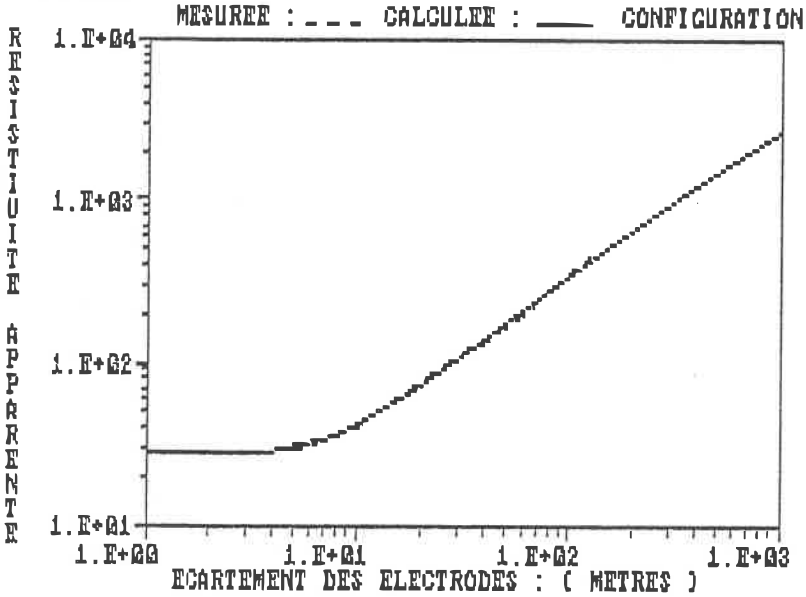


ANALYSE MT* STATION ABPH13



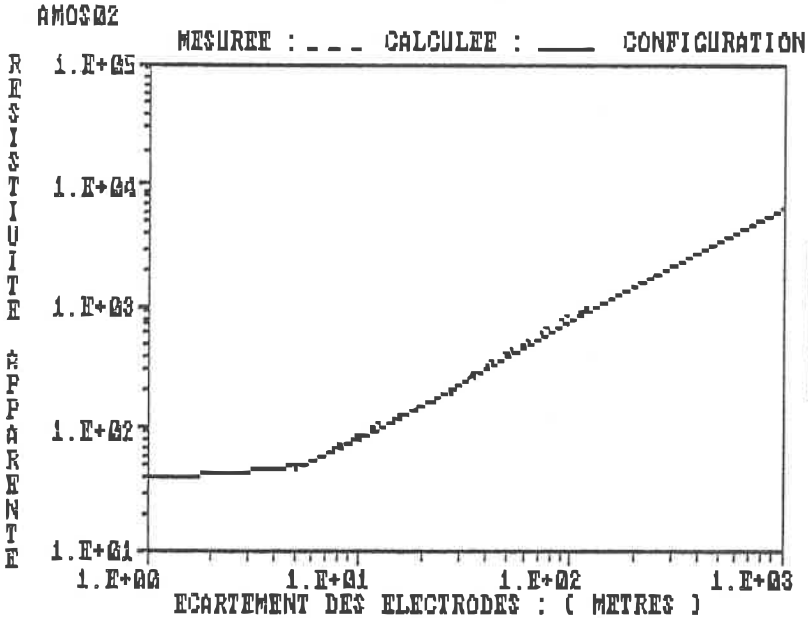
ANNEXE 2

AMOS01

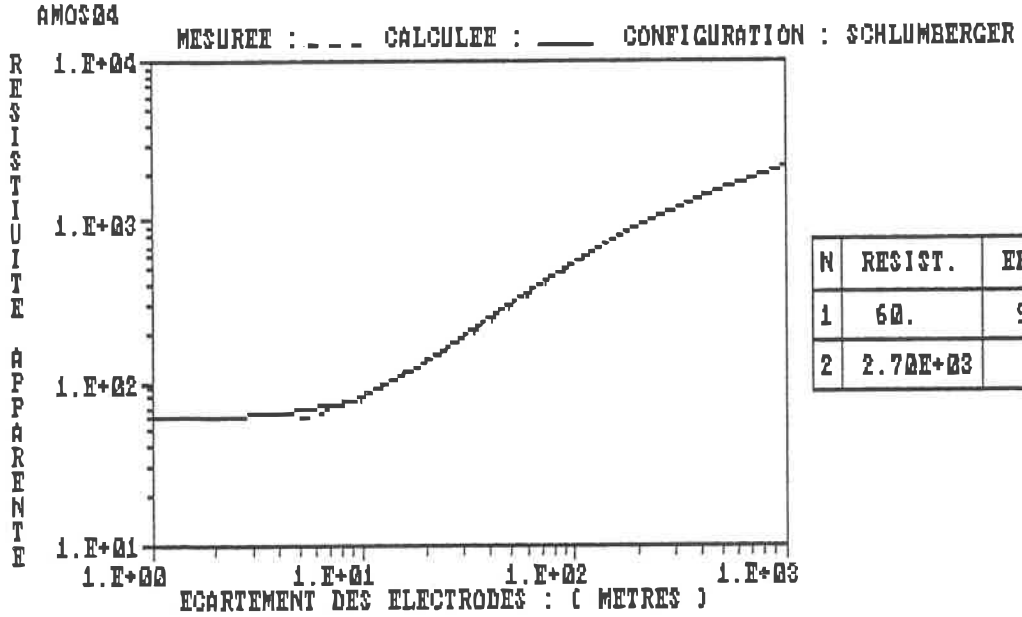


N	RESIST.	EPAIS.
1	27.	8.0
2	1.00E+04	

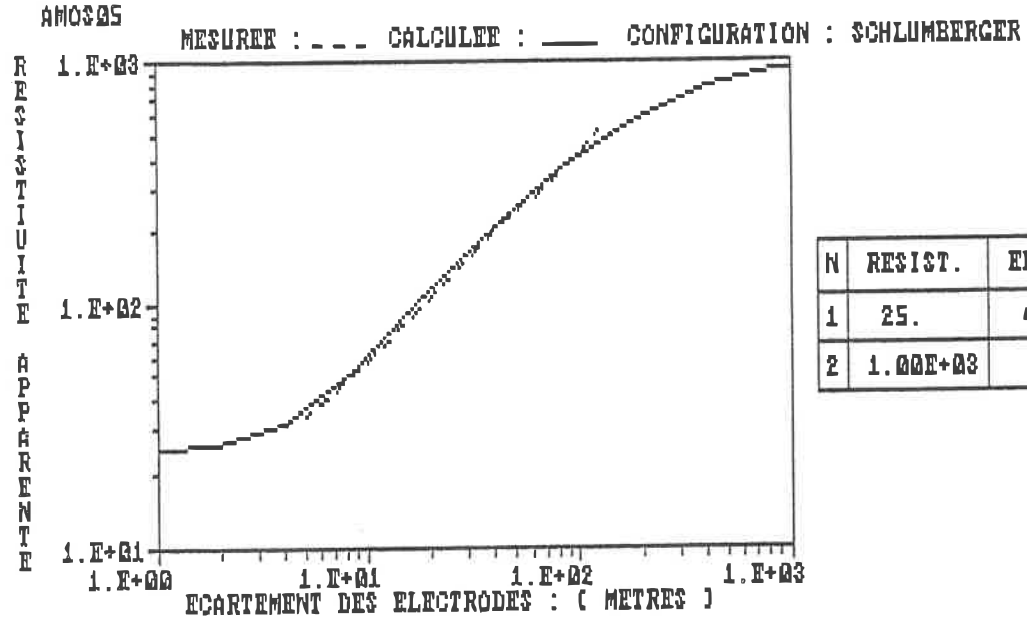
AMOS02



N	RESIST.	EPAIS.
1	40.	5.5
2	5.00E+04	



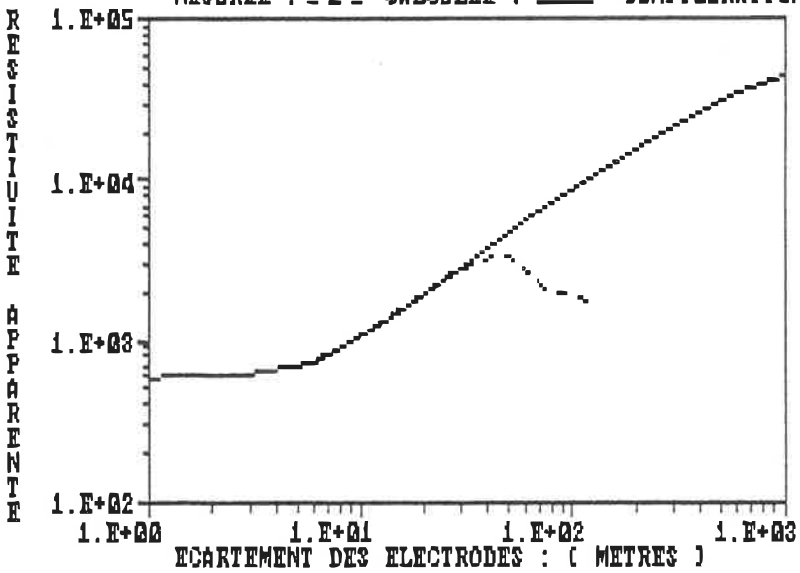
N	RESIST.	EPAIS.
1	60.	9.0
2	2.70E+03	



N	RESIST.	EPAIS.
1	25.	4.0
2	1.00E+03	

AMOS10

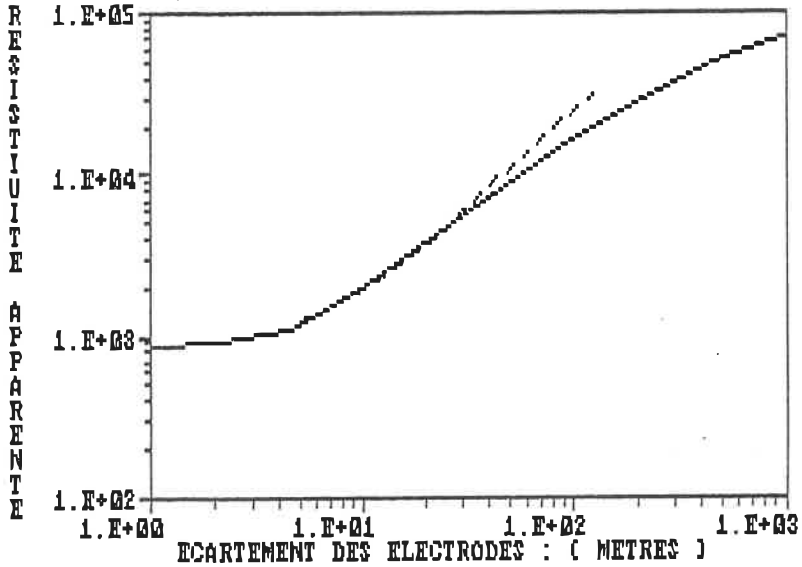
MESUREE : - - - CALCULEE : ——— CONFIGURATION : SCHLUMBERGER



N	RESIST.	EPAIS.
1	5.75E+02	6.0
2	7.10E+04	

AMOS11

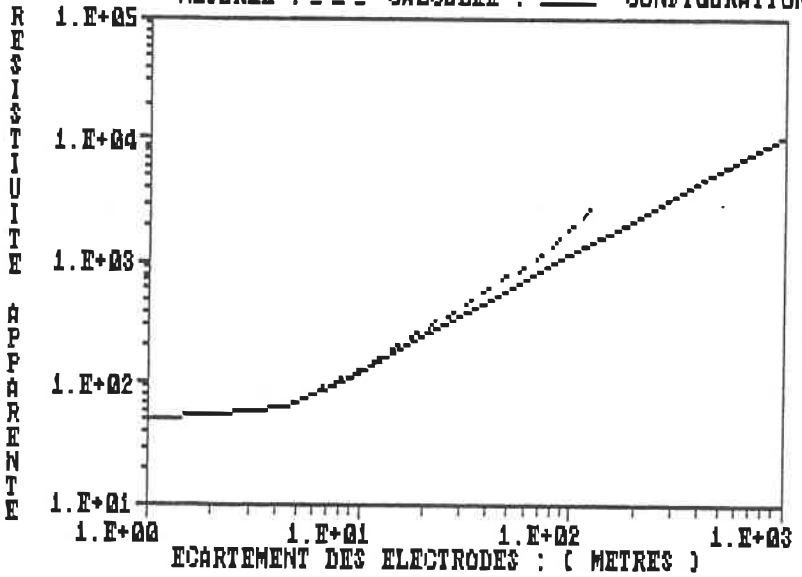
MESUREE : - - - CALCULEE : ——— CONFIGURATION : SCHLUMBERGER



N	RESIST.	EPAIS.
1	8.50E+02	4.5
2	1.00E+05	

AMOS12

MESUREE : - - - CALCULEE : ——— CONFIGURATION : SCHLUMBERGER



N	RESIST.	EPAIS.
1	50.	4.5
2	1.00E+05	

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL
3 9334 00290749 9