

Office de la Recherche Scientifique
et Technique Outre-Mer

CENTRE DE NOUMEA

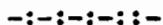
**Profils bathymétriques
et magnétiques entre TAHITI
et l'EQUATEUR (MARS 1970)**

B. LARUE - J. LAUNAY - J. RECY - C. REICHENFELD

Centre de Nouméa



Profils bathymétriques et magnétiques
entre TAHITI et l'EQUATEUR (MARS 1970)



B. LARUE,

J. LAUNAY,

J. RECY,

C. REICHENFELD

- AVANT PROPOS -

Ce rapport contient les résultats d'une croisière bathymétrique et magnétique réalisée du 14 Mars 1970 au 29 Mars 1970 entre Tahiti et l'Equateur à bord du N.O. Coriolis du Centre ORSTOM de Nouméa, conformément au programme fixé initialement par Mr le professeur GOGUEL et par la commission interdisciplinaire de l'ORSTOM.

Nos remerciements s'adressent à Monsieur TONNIER, Directeur du Centre ORSTOM de Nouméa, aux responsables de la section d'océanographie M.M LEGAND et ROTSHI, à M. de CHALVRON Commandant du Coriolis ainsi qu'aux officiers et à l'équipage.

Monsieur LAVONDES Directeur du Centre ORSTOM de Papeete, ainsi que les géophysiciens de l'observatoire de PAMATAI, M.M JAMET et BONNEFOND nous ont apporté leur aide efficace lors des préparatifs de la croisière.

J. DUBOIS nous a apporté son précieux concours pour la mise en oeuvre de cette croisière ainsi que pour la rédaction de ce rapport. B. LARUE et G. PASCAL ont mis au point les programmes des calculs des anomalies magnétiques. B. LARUE a calculé les modèles théoriques.

J. LAUNAY

J. RECY

C. REICHENFELD

Octobre 1970.

SOMMAIRE

- INTRODUCTION
- DEROULEMENT DE LA CROISIERE
- APPAREILLAGE
- REPORT DES MESURES ET EXPOSE DES DIVERSES ERREURS.
- DESCRIPTION DES PROFILS
- CONCLUSION
- BIBLIOGRAPHIE
- ANNEXES

INTRODUCTION

La croisière "MARURU" (14 Mars 1970 au 29 Mars 1970) terminait le cycle des croisières océanographiques du N.O. CORIOLIS à partir de Papeete. Son but principal était de réaliser des prélèvements de plancton à l'équateur. Sur les trajets Papeete - équateur et retour (cf. carte de situation) une équipe de géologues - géophysiciens du centre ORSTOM de Nouméa réalisa des essais de longue durée du magnétomètre à protons dont elle venait d'être dotée. Le but de ce travail, dans une région extérieure à notre zone d'étude habituelle (Nouvelle Calédonie - Nouvelles-Hébrides), était de mettre au point la méthodologie d'enregistrements magnétiques continus en mer : navigation, réglages optima à l'enregistrement, précisions des mesures, restitution des profils, calcul des anomalies et interprétation. Nous décrirons d'abord le déroulement de la croisière et l'appareillage, puis le report des mesures et l'exposé des diverses erreurs, enfin nous parlerons des profils enregistrés en terminant par un essai d'interprétation.

I) DEROULEMENT DE LA CROISIERE

Les enregistrements ont été effectués à l'aller du 14/3/1970 à 15 h 02 au 18/3/1970 à 16 h 55 (du point 17° 27' S - 149° 35' W au point 00° 30' S - 149° 53' W) et au retour du 24/3/1970 à 19 h 40 au 29/3/1970 à 00 h 57' (du point 00° 17' N - 145° 51' W au point 17° 29' 30" S - 149° 36' 30" W) soit un trajet total de 2.100 milles environ.

Le trajet aller a été ininterrompu ; au retour le navire a marqué 4 arrêts d'une heure environ pour effectuer des prélèvements de plancton. A la fin de chacune de ces manipulations l'opérateur reprenait ses enregistrements lorsque le bateau repassait au point estimé où ils avaient été arrêtés.

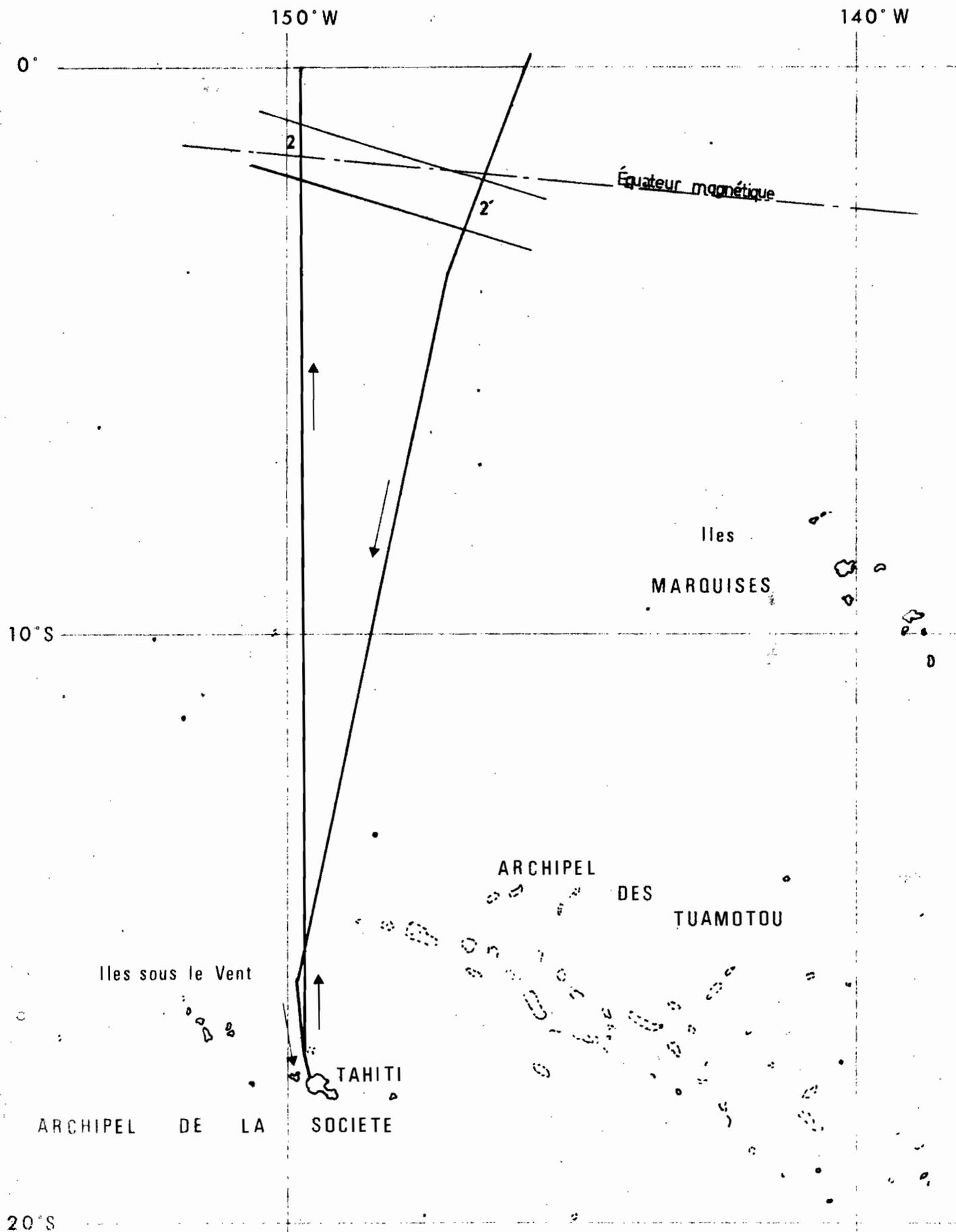
Un défaut de réglage du magnétomètre a perturbé les enregistrements à deux reprises : le 17/3/1970 de 18 h 24 à 19 h 05 et le 27/3/1970 de 08 h 10 à 14 h 08.

Tous les temps sont exprimés en heure locale Tahiti.

II) APPAREILLAGE

a) Magnétomètre à protons

Le Coriolis est équipé d'un magnétomètre à protons "VARIAN" , type V - 4970.



Plan de situation des Profils de la
croisière - MARURU -

Cet appareil effectue une mesure du champ magnétique total toutes les six secondes ou toutes les minutes (selon le rythme choisi) et affiche les valeurs mesurées sur un écran lumineux. L'appareil peut fonctionner avec une sensibilité de 1γ ou de $0,5 \gamma$. Un enregistreur graphique (papier et stylet encreur) comporte plusieurs vitesses de déroulement (3, 6, 12, 18 pouces par minute ou par heure) et deux gammes (1000γ ou 100γ pour la largeur de la bande d'enregistrement) avec dispositif de changement d'échelle automatique. A intervalles réguliers (toutes les trente minutes environ) les trois premiers chiffres de la valeur mesurée sont inscrits sur l'enregistrement ce qui permet de retrouver la base de chaque échelle.

Pendant la croisière nous avons utilisé la sensibilité de 1γ , la gamme de 1000γ et le déroulement de 3 pouces/heure. Toutes les dix minutes la valeur du champ inscrite au tableau lumineux était relevée sur un cahier. Nous avons constaté, d'une part que pour la vitesse de déroulement choisie le stylet encreur donnait un trait trop épais, d'autre part que le tracé était perturbé par le roulis. Une orientation différente de l'appareil à l'intérieur du laboratoire du navire et le choix d'une vitesse de déroulement supérieure amélioreront sensiblement la qualité de l'enregistrement.

Le "poisson" du magnétomètre a été remorqué à une distance de 200 m soit plus de cinq fois la longueur du "Coriolis" alors que le constructeur estime qu'un éloignement égal à trois fois la longueur du bateau en rend l'influence négligeable.

b) le Sondeur

Les caractéristiques du sondeur Atlas Werke AG - AN 601 ont été exposées dans un rapport précédent (M. de Chalvron - J. Dubois - J.L. Puech - C. Reichenfeld - Juin 1966) ; son fonctionnement n'a pas donné toute satisfaction pendant cette croisière ; le déroulement du papier a été irrégulier ce qui a entraîné des difficultés lors du dépouillement.

III) REPORT DES MESURES ET EXPOSE DES DIVERSES ERREURS

a) Navigation

Sur les conseils du Commandant du "Coriolis" nous n'avons tenu compte que des points d'étoile du matin et du soir pour le positionnement du navire. L'erreur sur chaque point est inférieure à ± 2 milles. Sur chacun des segments reliant deux points successifs la vitesse (en supposant que le bateau garde la même route) peut varier de $\pm 0,3$ noeud par rapport à la vi-

tesse moyenne. Les points des extrémités des profils proches de Tahiti ont été déterminés au radar avec une précision de $\pm 0,2$ mille.

Calculons maintenant l'erreur maximum possible pour un point M quelconque situé entre A et B, points d'étoile du matin et du soir, le bateau gardant la même route.

Il y a plusieurs causes d'erreur :

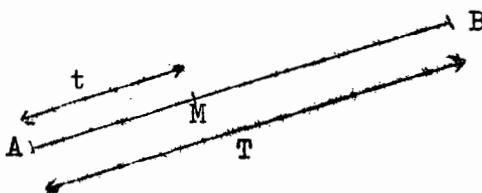
- 1^o) Incertitude sur la position de A et B.
- 2^o) Erreurs dues aux variations de vitesse du bateau.
- 3^o) Erreurs dues à la dérive. Si le bateau est soumis à de forts courants d'intensité et de directions variables, la route tracée en joignant A B par une droite diffère de la route vraie sur le fond. On considérera, que lors de la croisière "MARURU", le bateau a été soumis à une dérive régulière entre deux points d'étoile, ce qui est acceptable dans le Pacifique central, étant donné les conditions excellentes dans laquelle s'est déroulée la croisière.

Nous étudierons séparément l'influence de chacune des causes d'erreur :

- 1) incertitude sur le point.

Soit T le temps nécessaire pour parcourir A B.

Soit t le temps nécessaire pour parcourir AM la vitesse étant supposée égale à la vitesse moyenne sur le segment AB.



Nous raisonnerons séparément pour la longitude et la latitude.

Soient φ_A et φ_B les latitudes des deux points, φ_A dans l'hémisphère Sud étant plus élevée que φ_B :

$$(1) \quad \varphi_M = \varphi_B + \frac{\varphi_A - \varphi_B}{T} (T - t)$$

ou

$$(2) \varphi_M = \varphi_A - \frac{\varphi_A - \varphi_B}{T} t$$

dérivons ces deux expressions :

$$(1) d\varphi_M = d\varphi_B + \frac{T-t}{T} d(\varphi_A - \varphi_B)$$

$$(2) d\varphi_M = d\varphi_A - \frac{t}{T} d(\varphi_A - \varphi_B)$$

$$\text{si } d\varphi_A = d\varphi_B \quad d\varphi_M = d\varphi_A = d\varphi_B$$

Autrement dit, les incertitudes maxima possibles sur A et B étant égales l'incertitude maximum possible sur M est égale à l'incertitude sur chacun des points.

Un raisonnement analogue est possible pour les longitudes et donne

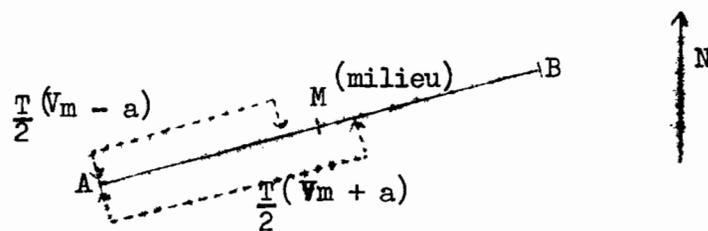
$$d\lambda_M = d\lambda_A = d\lambda_B$$

2°) erreurs dues aux variations de vitesse du bateau causées par le vent, le courant ou l'état de la mer.

Si la vitesse V varie de la quantité a, petite par rapport à Vm,

$$(V_m = \frac{AB}{T}), \quad V = V_m \pm a ; \text{ l'erreur maximum causée par cette}$$

variation sera situés au point le plus éloigné de A et B c'est à dire au milieu de AB.



Il en résulte une erreur maximale de $\pm a \frac{T}{2}$ sur la position de ce point. Donc cette erreur est toujours $\ll \left| a \frac{T}{2} \right|^2$. Au temps t elle est $\ll \left| a t \right|$ pour $t < \frac{T}{2}$ et pour $t > \frac{T}{2}$ elle est toujours $\ll \left| t - \frac{T}{2} \right| a$

Exprimons cette incertitude de trajet en latitude et longitude

soit pour les latitudes : $\pm a t \cos \varphi$ ou $\pm a (t - \frac{T}{2}) \cos \varphi$

et pour les longitudes $\pm a t \sin \varphi$ ou $\pm a (t - \frac{T}{2}) \sin \varphi$

où φ est la route vraie du bateau sur le fond.

Erreur totale

L'erreur maximale totale est la somme des incertitudes maximales du 1er et 2ème :

pour la latitude φ_M elle sera : $\pm \left[d \varphi_A + (at) \cos \varphi \right]$ (1)
ou si $t > T/2$

: $\pm \left[d \varphi_A + a \left(\frac{t-T}{2} \right) \cos \varphi \right]$ (2)

pour la longitude λ_M elle sera : $\pm \left[d \lambda_A + at \sin \varphi \right]$ (3)
ou si $t > T/2$

: $\pm \left[d \lambda_A + a \left(\frac{t-T}{2} \right) \sin \varphi \right]$ (4)

Effectuons (1) et (3) en appliquant les valeurs données au début de ce chapitre soit :

- incertitude sur le point d'étoile $\pm \leq 2$ milles.
- variation a de la vitesse $\leq 0,3$ noeud.
- temps maximum entre 2 points d'étoile = 14 heures.
- point M situé au milieu de AB (condition d'incertitude maximum).

Exemple croisière MARURU : trajet aller de direction sensiblement NS $\varphi \# 0$

- on trouve $d \varphi_M \leq \pm 4,1$ milles.
- $d \lambda_M \leq \pm 2$ milles.

- Pour tous les points autres que le point médian du trajet, l'erreur maximum possible est inférieure et diminue, en fonction de la proximité de A et de B, jusqu'à ± 2 milles.

b) Report des échogrammes

Un certain nombre d'erreurs est lié à la technique de l'écho-sondage. Nous en donnerons ici un résumé, les démonstrations ayant été déjà faites dans un précédent rapport (de Chalvron et al Juin 1966).

1) Fréquence de révolution du stylet inscripteur.

La fréquence étalon (9 révolutions en 96 secondes) correspond à un réglage de l'écho-sondeur sur une vitesse théorique du son dans l'eau de 1500 m/s. Des variations de la fréquence correspondant à des variations maxima de ± 20 m/s par rapport à cette vitesse théorique ont été observées

au cours de cette croisière ; elles entraînent une indétermination de ± 40 m pour un fond de 3.000m.

2) Variations de la vitesse du son dans l'eau en fonction de la température et de la salinité.

Un écart de 20 m/s par rapport à la vitesse étalon de l'appareil entraîne une indétermination de ± 40 m pour un fond de 3.000m, donc du même ordre que la précédente et pouvant s'y ajouter.

3) Erreur due au déplacement du bateau sur un fond plat. Elle est négligeable.

4) Erreur due aux ruptures de pentes et au déplacement du bateau. Pour une pente à 45° cette erreur est de l'ordre ± 3 m par 1000 m.

5) Echos multiples provenant d'un relief sous-marin très accidenté. Un dépouillement attentif permet dans la plupart des cas de tracer un profil très proche de la réalité.

6) Un repère était marqué toutes les heures sur l'enregistrement ; mais le déroulement variable du papier entre ces points mêmes implique que pour les points intermédiaires, la correspondance avec les points homologues du profil magnétique n'est assurée qu'à ± 1 mille pour les périodes de mauvais fonctionnement de l'enregistreur.

7) L'erreur faite lors du dépouillement de l'échogramme avec approximation à la dizaine de mètres inférieure ou supérieure peut être évaluée à ± 5 m.

La réparation de l'écho-sondeur permettra d'annuler lors des prochaines croisières les erreurs énoncées au paragraphe 1 et 6.

Les profils ci-joints ont été tracés sur la base temps à raison d'un point toutes les deux minutes et non sur la base distance. Le trajet parcouru par unité de temps est donc fonction de la vitesse du bateau. L'exagération verticale (rapport de l'échelle des profondeurs par rapport à l'échelle des distances) n'est donc pas constante, la vitesse moyenne d'un segment de route à un autre variant de 10,4 noeuds à 11,7 noeuds.

c) Report des enregistrements magnétiques

Les anomalies du champ magnétique total mesuré par rapport au champ théorique ont été calculées à partir des tables de l'I.G.R.F. du

Coast and Geodetic Survey (U.S. Department of Commerce) où la valeur du champ théorique est donnée de 2 degrés en 2 degrés ; entre ces points on peut admettre pour le champ théorique une variation linéaire ; l'erreur maximale ainsi faite est de l'ordre de $\pm 13 \delta$. Ce champ théorique varie au maximum de 6δ par mille. L'incertitude maximale possible sur la position d'un point M d'un profil (± 4 milles) entraîne une indétermination maximum de la valeur du champ théorique de $\pm 6 \delta \times 4 = \pm 24 \delta$ au point considéré. La courbe des anomalies a été tracée sur la base d'une valeur toutes les 5 minutes. On a pris en considération alternativement toutes les 5 minutes une valeur du champ mesuré lue sur la courbe d'enregistrement. (précision de la lecture $\pm 10 \delta$) et une valeur numérique relevée sur le tableau lumineux (précision du magnétomètre $\pm 1 \delta$) et inscrite toutes les dix minutes sur le cahier de manipulation.

Remarque :

L'anomalie ΔH a été calculée suivant la formule :

$\Delta H = -H$ (champ théorique) + H (mesuré) - ~~Un tel calcul (dû à une erreur de signe dans le programme de la Programma 101) est contraire à la convention généralement acceptée : $\Delta H = H$ mesuré - H théorique. Les profils des anomalies ayant été tracés suivant la 1^{re} formule on doit donc inverser le sens des anomalies. Les descriptions et les raisonnements par contre tiennent compte de cette erreur et sont basés sur un sens des anomalies conforme à la convention générale.~~

La correction de la variation journalière du champ n'a pas été faite. Par contre nous avons tracé la courbe des variations journalières à l'observatoire de Pamataï (Tahiti) sous la courbe des anomalies magnétiques.

Lors des prochaines croisières les erreurs dues à la lecture des enregistrements seront éliminées. Seules les valeurs affichées, relevées toutes les six minutes seront prises en considération.

Les calculs d'erreurs précédents portent sur les valeurs absolues du champ et de la profondeur. Il est bien évident que la précision sur les variations relatives de ces quantités est bien supérieure. Pour deux points M et M' très proches seules les erreurs liées à la lecture des enregistrements et à la précision des appareils interviennent.

IV) DESCRIPTION DES PROFILS

a) données générales

La région étudiée correspond à une zone de plaines ou de collines abyssales coupées de reliefs importants dus certainement à des pics ou des massifs volcaniques soulignant des accidents structuraux régionaux ou locaux.

Le profil aller (planches A₁, A₂, A₃) a une direction sensiblement Nord Sud ; celui du retour (planches R₁, R₂, R₃) dont le départ est situé à un peu plus de 4° à l'Est conduit à recouper le profil aller au Nord de Tahiti puis à lui être parallèle (cf carte de situation).

b) Description des profils

(cf pour le sens des anomalies la remarque du chapitre IIIc)

Dans la partie Nord des deux profils, au voisinage de l'équateur nous rencontrons une topographie de type plaine abyssale. Sur chacun des profils un pic isolé est observable.

- Au Sud des pics cette morphologie continue ; 2 (sur A₃) et 2' (sur R₃) représentent des anomalies magnétiques positives de grande amplitude dont le maximum est situé à 1 degré environ plus au Sud sur R que sur A.

La morphologie du fond sous-marin ne pouvant expliquer une telle anomalie la cause doit en être cherchée dans la nature et la morphologie du substratum ; il est probable que ces deux anomalies appartiennent à une même structure orientée sensiblement NO - SE. (cf carte de situation).

- Entre 4° S et 6° S le profil R se différencie du profil A par la présence de pics dominant le fond de 1000 à 1500 m. Une série d'anomalies négatives (4') encadrées au N et au S par des anomalies positives (3', 5') accompagnent ces reliefs. Sur le profil A la morphologie reste relativement moins accidentée mais nous pouvons noter l'existence d'une zone d'anomalies négatives (4 plus faibles que 4') encadrées par deux anomalies positives (3' et 5') qui paraissent indépendantes du relief. On peut émettre l'hypothèse que ces zones recoupées par les deux profils représentent deux points d'un même trait structural dont les reliefs diminuent ou s'ennoient vers l'ouest ; les anomalies ne seraient pas seulement

liées à la morphologie mais dépendraient aussi (comme le montre le profil A) de la nature et de la forme du substratum.

- A partir de 5 et 5' nous avons tenté la corrélation d'une série d'anomalies de faible amplitude. La forme générale des courbes et les valeurs des anomalies semblent prouver l'existence d'une correspondance entre les points 5 à 15 et les points 5' à 15'. Sur les deux profils, la morphologie plate du fond sous-marin présente des irrégularités de faible longueur d'onde qui ne paraissent pas devoir expliquer la longueur d'onde et l'amplitude des variations de la courbe des anomalies. On est tenté de supposer soit l'existence d'un substratum à morphologie irrégulière soit la présence de roches de susceptibilité magnétique différente ou de roches possédant une aimantation remanente de sens différent.

- Entre 10° S et 11° S apparaît sur le profil A une chaîne sous-marine dont l'île Caroline située une vingtaine de milles plus à l'Ouest constitue un témoin émergé. Cette région se présente comme un fossé à fond plat encadré de pics de 1.500 à 2.500 m de hauteur accompagnés d'anomalies magnétiques importantes. Sur le profil R on ne retrouve pas de variations aussi accusées de la profondeur du fond et de la valeur du champ magnétique. Il semblerait que le massif sous-marin prolongeant l'île Caroline s'affaiblisse considérablement ou disparaisse vers l'Est.

- Plus au Sud les deux profils sont proches l'un de l'autre et les corrélations ne laissent pas place aux doutes. De plus la présence de grands traits structuraux connus permet de rattacher aisément les profils au contexte régional.

La chaîne sous-marine rencontrée vers 14° Sud sur les deux profils constitue le prolongement vers le N.O de l'archipel des Tuamotu. Un fond sous-marin plat parsemé de rares pics sépare cette chaîne de celle de l'archipel de la Société dont fait partie Tahiti. Il semble que ces chaînes volcaniques se soient épanchées le long de grands accidents structuraux.

c) Essai d'interprétation quantitative et de calculs de modèles

Ainsi que nous l'avons décrit au chapitre précédent, il est possible d'établir une corrélation entre les anomalies des deux profils notamment 2 et 2'. A cette latitude les deux trajets sont distants de 4 degrés ; compte tenu de la similitude des périodes et des amplitudes, il est légitime d'envisager l'existence d'un seul et même accident ayant au minimum 5 ou 6 degrés de long et se situant à l'intérieur ou à la base de la croûte, puisque aucune particularité n'apparaît sur le profil bathymétrique.

On recherche un modèle permettant d'interpréter une telle anomalie de plus de 200 γ . Les premiers calculs de ce type (Heirtzler et le Pichon 1965) ont été effectués en considérant l'anomalie créée par un corps linéaire présentant une section constante (prisme) et ayant un certain contraste de susceptibilité avec les roches l'entourant. L'hypothèse de Vine et Matthews (1963) conduisit à tenir compte de corps présentant une aimantation rémanente. Dans l'un et l'autre cas, on peut définir en chaque point du corps un vecteur aimantation \vec{J} avec :

$\vec{J} = k \vec{H}$ pour un matériau paramagnétique correspondant à un contraste de susceptibilité k .

$\vec{J} = \vec{J}_r$ aimantation rémanente quand le corps a la même susceptibilité que le milieu mais a été formé à une période où le champ terrestre avait une autre direction ou un autre sens que celui qu'il possède.

$\vec{J} = \vec{J}_r + k \vec{H}$ si les deux phénomènes sont associés.

On peut de toute façon assimiler le corps aimanté à la juxtaposition d'une infinité de dipôles ayant chacun un moment magnétique

$d\vec{M} = \vec{J} \cdot dv$, dv élément de volume.

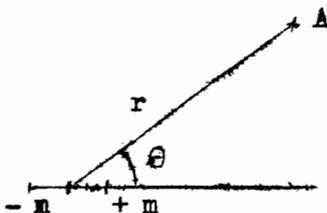
Le potentiel V créé par un tel dipôle en un point s'écrit :

$$dV = \frac{\mu_0}{4\pi} d\vec{M} \cdot \text{grad}_A \left(\frac{1}{r} \right)$$

μ_0 perméabilité absolue du vide

r distance du dipôle au point A

..//..



Quel que soit \vec{J} on montre que le potentiel est le même que la somme de celui créé par une distribution de masses magnétiques fictives de densité volumique $\rho = -\operatorname{div} \vec{J}$ et de celui créé par une distribution surfacique de densité $\vec{J} \cdot \vec{n}$ où \vec{n} est le vecteur unitaire de la normale extérieure à la surface. Dans le cas qui nous intéresse l'aimantation est uniforme donc $\operatorname{div} \vec{J} = 0$, il suffit de considérer la répartition en surface.

La similitude des deux anomalies ramenées dans un plan à l'accident supposé nous permet de considérer cet accident comme prismatique. La recherche du modèle se divise en deux :

1^o) Recherche de la Répartition géométrique, c'est-à-dire de la section droite du prisme.

2^o) Recherche de la valeur et du sens de l'aimantation.

Hypothèses :

a) Que l'anomalie soit due à un contraste de susceptibilité ou à une aimantation rémanente, l'aimantation interne sera parallèle au champ actuel ; dans le premier cas à cause de l'égalité $\vec{J} = k \cdot \vec{H}$, dans le second parce que l'aimantation est parallèle au champ inducteur et que l'on admet que le champ terrestre n'a pas ou peu changé de direction mais de sens. La direction du vecteur \vec{J} sera prise parallèle au champ actuel.

b) L'accident peut être considéré en première approximation comme situé sur l'équateur magnétique (voir carte de situation), c'est-à-dire que l'inclinaison y est nulle.

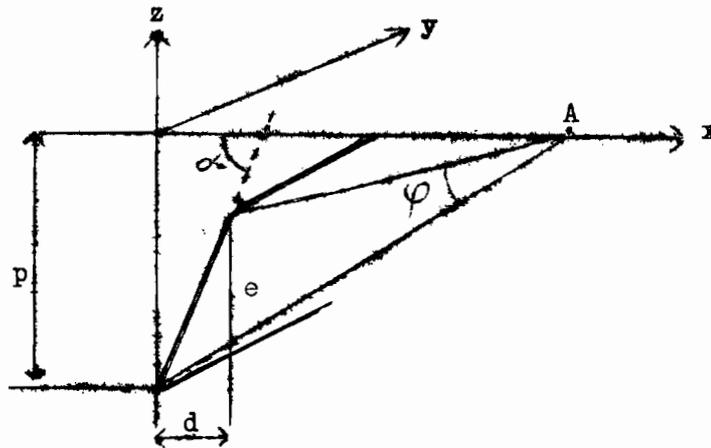
c) D'un trajet à l'autre, le champ varie peu, nous le supposons constant en module et en direction.

d) La longueur de l'accident est telle qu'elle sera considérée dans le calcul comme infinie.

1^o) Examen de la forme géométrique

Le calcul s'effectue dans un espace à 2 dimensions. Nous allons supposer le prisme limité par des surfaces planes, qui supportent des masses magnétiques fictives.

../..



Si α est l'angle du plan avec la surface, p la profondeur du point extrême et e la largeur de cet accident, les composantes en A respectivement perpendiculaire et parallèle au plan magnétisé s'écrivent (voir annexe).

$$H_n = \frac{\sigma}{4\pi} \cdot 2\varphi$$

$$H_t = \frac{2}{4} \cdot \ln \left(\frac{x}{d} \right) \quad (\text{voir calcul détaillé en annexe 1}).$$

Le choix est limité par 2 contraintes.

1^o) Un tel corps doit se trouver dans la croûte donc compris entre 4 et 16 km de profondeur selon les évaluations des épaisseurs de la croûte dans cette région (Saito et Takeuchi 1966) puisqu'on suppose le manteau supérieur au-dessus de la température du point de Curie (EA LUBIMOVA 1967 J.M. ADE-HALL 1964).

2^o) Un plan ne crée un champ appréciable qu'en son voisinage immédiat, l'accident doit s'étendre sur 100 km de large au moins.

Les calculs ont porté sur la composante parallèle au plan. En effet, d'une part la composante normale a une projection négligeable dans le plan horizontal, d'autre part, dans la sommation vectorielle, la contribution de la composante verticale à la modification du module du champ total est aussi négligeable. De la même façon l'anomalie sera prise égale à la projection de la composante horizontale du champ créée par l'accident sur le champ terrestre, le calcul montrant que la direction de celui-ci varie de moins de 10° à cause de la présence du corps perturbateur.

..../..

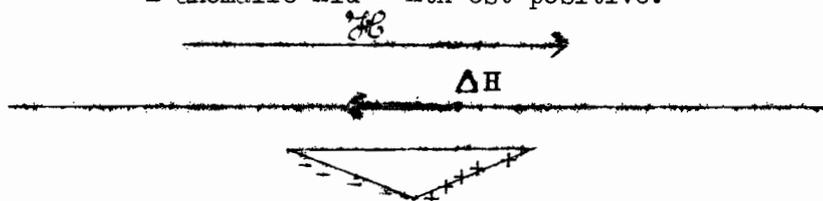
Différents modèles prismatiques ont été calculés.

- a) base rectangulaire : fig. (Ia). les longueurs d'onde obtenues sont trop faibles.
- b) base trapèzoïdale : graben comblé : fig. (Ib). Les branches négatives de l'anomalie sont trop grandes.
- c) triangulaire de base 100 km entre 4 et 8 km : fig. I (c) la pente des flancs de l'anomalie est trop grande.
- d) même section entre 8 et 12 km. Le modèle est presque acceptable.
- e) même section entre 12 et 16 km. L'anomalie créée par ce modèle diffère peu du précédent - la longueur d'onde est pour l'un comme pour l'autre trop faible.
- f) la base du triangle a 150 km - le modèle est acceptable.
C'est ce dernier modèle que nous avons retenu.

2°) Sens et amplitude de l'anomalie.

a) Sens de l'anomalie :

L'anomalie $H_{lu} - H_{th}$ est positive.



Un prisme plus paramagnétique que les roches l'entourant provoquerait un champ en sens contraire donc une anomalie négative.

Il faut donc envisager un corps moins paramagnétique ou une aimantation rémanente en sens inverse.

b) Amplitude de cette anomalie :

$$H = \frac{2\sqrt{\rho}}{4\pi} \cdot \ln(X) \cdot \cos \theta$$

voir annexe 1 le détail du calcul

θ angle entre la normale à l'anomalie et le Nord magnétique, la déclinaison étant de 14° vers l'est $\theta \neq 4^\circ \implies \cos \theta \neq 1$.

../..

Le modèle choisi conduit à une valeur maximum prise par le logarithme de 7

$$H = 0,0350 \text{ Oe} = \frac{2 \sigma}{4 \pi} \times 7 \text{ Oe}$$

$$\sigma = J \cos \left(\frac{\pi}{2} - \alpha \right) \quad \alpha \text{ angle entre } J \text{ et la normale à la surface du prisme.}$$

$$\sigma = J \times 0,0797$$

$$0,0350 = \frac{2 \cdot J \cdot 0,797 \cdot 7}{4}$$

$$J = 40 \cdot 10^{-3} \text{ Uem cgs.}$$

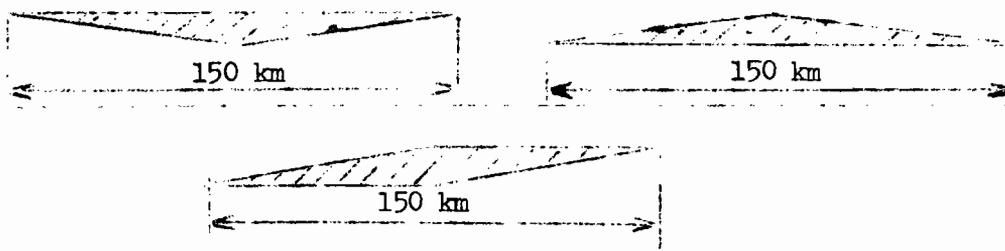
Cette valeur nous permet de lever l'anbiguité restant entre le contraste de susceptibilité et l'aimantation rémanente.

En effet à une telle aimantation correspond un contraste de susceptibilité de

$$k = \frac{40 \cdot 10^{-3}}{0,33} = 0,12 \quad 0,33 \text{ étant la valeur du champ magnétique terrestre}$$

Cette valeur est 10 fois plus grande que celles rencontrées dans les roches ; par contre des aimantations rémanentes de $40 \cdot 10^{-3}$ ont été mesurées dans des basaltes prélevés sur des crêtes de dorsale. (OPDYKES et HEKINIAN 1967).

En résumé le modèle retenu et ses variantes (cf. schéma) semblent convenir également du point de vue mathématique.



Il implique la présence d'un corps possédant une aimantation rémanente de $40 \cdot 10^{-3}$ Uem cgs. Bien que de telles valeurs d'aimantation aient été rencontrées sur des basaltes, rien ne permet d'avancer qu'il s'agisse de cette roche.

..//..

CONCLUSION

Cette croisière, réalisée dans une région extérieure à notre périmètre habituel d'étude avait pour ambition la mise au point des méthodes de travail.

Les deux trajets ont traversé une région à morphologie générale plate, accidentée, surtout dans sa partie Sud par des chaînes sous-marines émergeant par endroits.

Deux sortes d'anomalies magnétiques ont été mises en évidence :

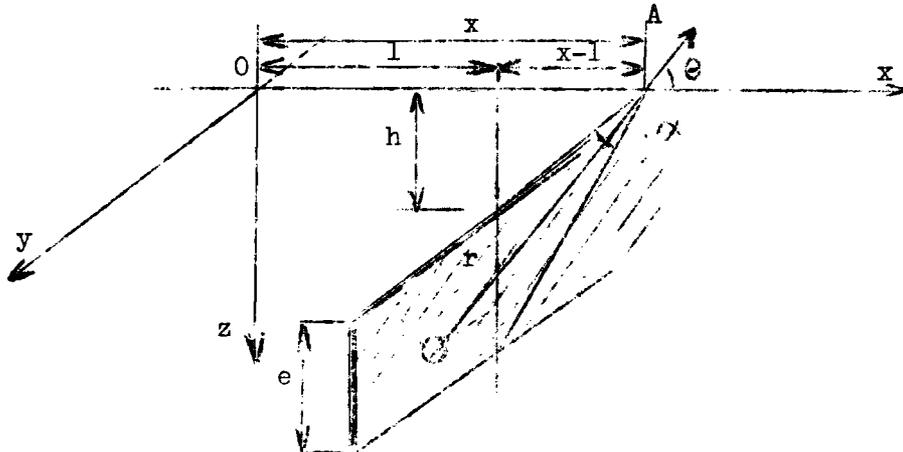
Les premières, d'amplitude importante et de période courte, paraissent liées aux forts reliefs qui représentent des traits structuraux régionaux ou locaux soulignés par des épanchements volcaniques. Les secondes, d'amplitude plus faible (100 à 300 γ) et de période plus longue paraissent indépendantes de la morphologie du fond sous-marin dont les irrégularités ne peuvent expliquer les caractéristiques des anomalies magnétiques considérées.

La proximité de l'équateur magnétique explique l'amplitude relativement faible (1) de ces anomalies indépendantes de la morphologie du fond ; celles-ci soulignent l'hétérogénéité magnétique du substratum ou de la croûte. La plus importante d'entre elles (2 et 2') a donné lieu (chapitre IV.C) à l'établissement d'un certain nombre de modèles théoriques : elle semble prouver la présence d'un trait structural important, de 120 à 150 km de large, orienté sensiblement 125 E - 305 W qui ne paraît pas liée à la topographie.

(1) Considérés à 45° de latitude et non plus à l'équateur les modèles théoriques choisis pour l'anomalie 2 et 2' donneraient des anomalies de l'ordre de 2000 à 3000 γ .

Calcul du champ créé par une plaque

A. - Verticale, sans épaisseur, uniformément recouverte de charge magnétique avec la densité σ , infiniment longue et large de e.



Par raison de symétrie le vecteur résultant sera dans le plan

xOz.

Composante parallèle à ox

Soit un élément ds à une distance r

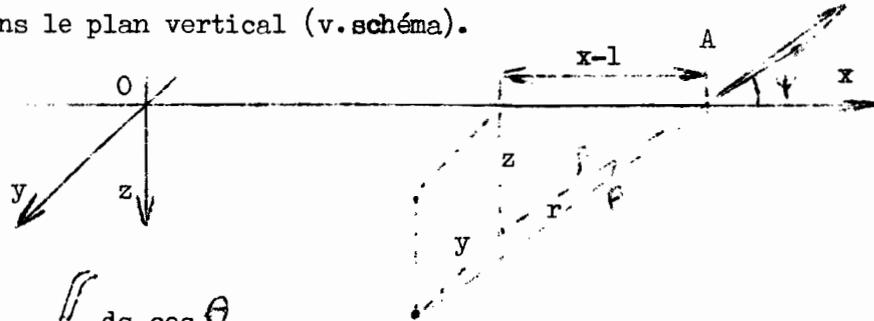
$$H_x = \frac{1}{4\pi} \iint_{(s)} \frac{\sigma ds \cos \theta}{r^2} = \frac{\sigma}{4\pi} \iint_{(s)} \frac{ds \cos \theta}{r^2} = \frac{\sigma}{4\pi} \cdot 2\alpha$$

On reconnaît sous le signe somme l'angle solide élémentaire sous lequel on voit l'élément ds du point A. L'intégrale étendue au domaine S est l'angle solide sous lequel on voit toute la surface soit 2α si α est l'angle dièdre formé par les 2 plans limitant la surface.

$$H_x = \frac{\sigma}{4\pi} \cdot 2\alpha$$

Composante verticale parallèle à oz.

Par raison de symétrie, il ne faut tenir compte que de la composante dans le plan vertical (v. schéma).



$$H = \frac{\sigma}{4\pi} \iint \frac{ds \cos \theta}{r^2}$$

$$H_v = \frac{\sigma}{4\pi} \int_h^{h+e} dz \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{((x-1)^2 + z^2)}{(r)^3} dy$$

on pose $\rho^2 = (x-\varphi)^2 + z^2 \Rightarrow r^2 = y^2 + \rho^2$

$$H_v = \frac{2\sigma}{4\pi} \int_h^{h+e} dz \int_0^{\infty} \frac{\rho dy}{(y^2 + \rho^2)^{3/2}}$$

$$H_v = \frac{2\sigma}{4\pi} \int_h^{h+e} \frac{1}{\rho} dz$$

Comme les champs H_v ne sont pas colinéaires on ne peut sommer leurs modules. Nous allons chercher leur composante parallèle à \vec{oz} .

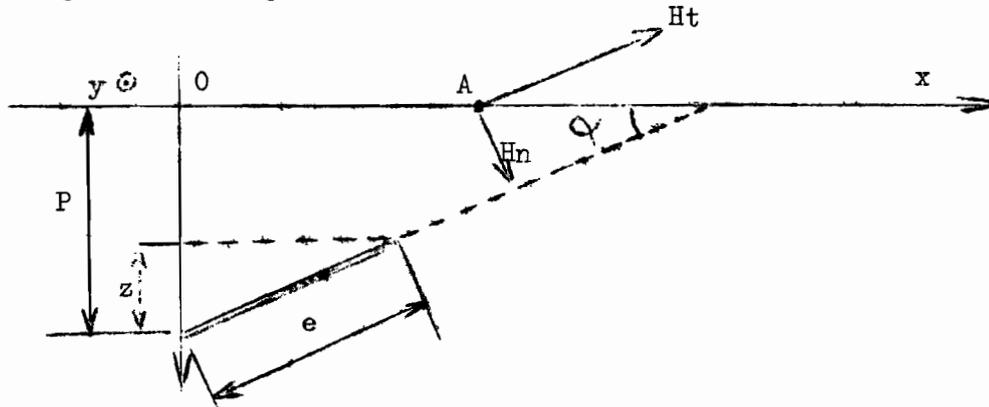
$$H_z = H_v \sin \varphi \quad \text{avec} \quad \sin \varphi = \frac{z}{\rho}$$

$$H_z = \frac{2\sigma}{4\pi} \int_h^{h+e} \frac{z dz}{\rho^2} = \frac{2\sigma}{4\pi} \int_h^{h+e} \frac{z dz}{(x-1)^2 + z^2}$$

$$H_z = \frac{2\sigma}{4\pi} \cdot \ln(X) \quad \text{avec} \quad X = \frac{(x-1)^2 + (h+e)^2}{(x-1)^2 + h^2}$$

..//..

B. - Si la plaque est inclinée et fait un angle α avec l'horizontale, les formules se conservent pour calculer les champs H_N et H_T respectivement normale et parallèle à la surface. Il faut toutefois faire un changement d'axe qui conduit aux formules.



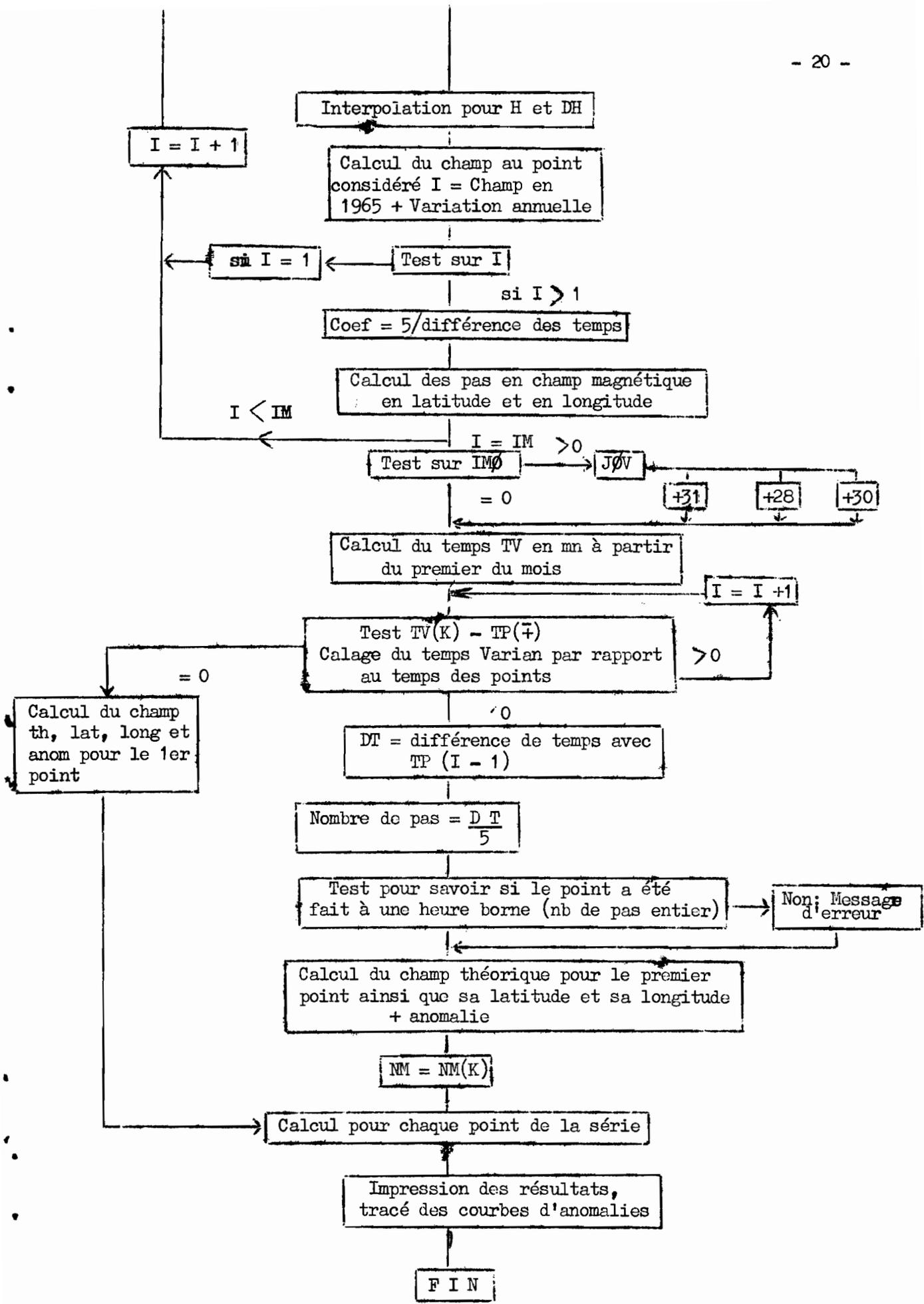
$$h+e = \frac{Pe}{z} + (x - \frac{P}{\text{tg}\alpha}) \cos \alpha$$

$$h = \frac{(P-l)e}{z} + (x - \frac{P}{\text{tg}\alpha}) \cos \alpha$$

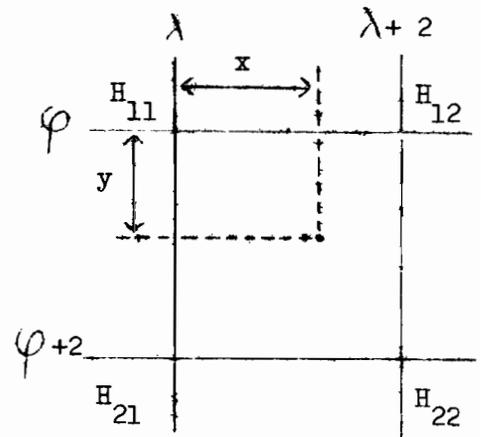
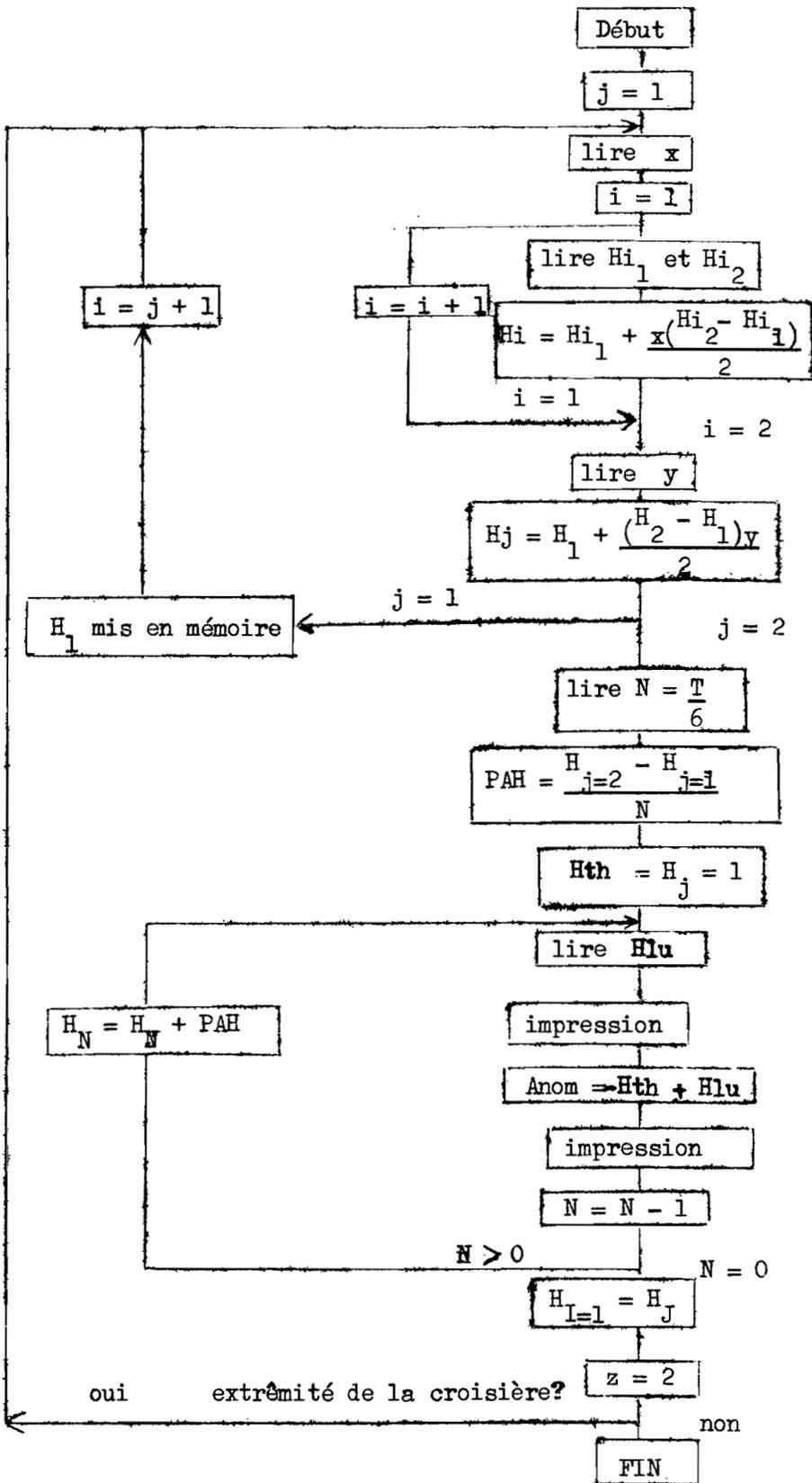
$$(X-1) = (x - \frac{P}{\text{tg}\alpha}) \sin \alpha = x \sin \alpha - P \cos \alpha$$

$$H_T = \frac{2\sqrt{I}}{\pi} \cdot \ln (X)$$

$$\text{avec } X = \left\{ \frac{(x \sin \alpha - P \cos \alpha)^2 + \left[\frac{Pe}{z} + x - \frac{P}{\text{tg}\alpha} \right]^2}{(x \sin \alpha - P \cos \alpha)^2 + \left[\frac{(P-l)e}{z} + (x - \frac{P}{\text{tg}\alpha}) \cos \alpha \right]^2} \right\}$$



PROGRAMME VARIAN "PROGRAMMA 101"



BIBLIOGRAPHIE

- ADE-HALL J.M. - 1964 - The Magnetic properties of some submarine oceanic lavas.
The Geophys. Journ. of the Roy. Astron. Soc. Vol. 9 - n° 1 p : 85 - 92
- de CHALVRON M., DUBOIS J, PUECH J.L., REICHENFELD C. - 1966 - Croisière bathymétrique aux Nouvelles Hébrides à bord du Coriolis - Rapport ORSTOM. multigr.
- FABIANO E.B and PEDDIE N.W. - April 1969 - Grid Values of Total Magnetic Intensity IGRF 1965 - US Depart. of Comm. ESSA Rockville M.D 1969 -
- HEIRTZLER J.R.** and LE PICHON X.-Aug 1965 - Crustal structure of the Mid Ocean Ridges (3)
Magnetic anomalies over the Mid. Atlantic Ridges -
Journ. of geophys. Res. vol 70 - n° 16 - p : 4013 - 4033
- LUBIMOVA E.A. - 1967 - Theory of the thermal state of the Earth's Mantle p 231-319
in : The Earth's Mantle - Edited by TF GASKELL - Acad. Press. London.
- OPDYKES. N.D. and HEKINIAN. R.-April 1967 - Magnetic properties of some igneous rocks from Mid Atlantic Ridges - Journ. of Geophys. Res. Vol 72 n° 8
p : 2257 - 2260.
- SAITO M. and TAKEUCHI H. - oct 1966 - Surface waves across the Pacific.
Bull of Seism. Soc. of Am. Vol 56 n° 5 p : 1067 - 1091.
- VINE F.J. and MATTHEWS D.H. - 1963 - Magnetic anomalies over oceanic ridges -
Nature - 199 (4897) 947 - 949.

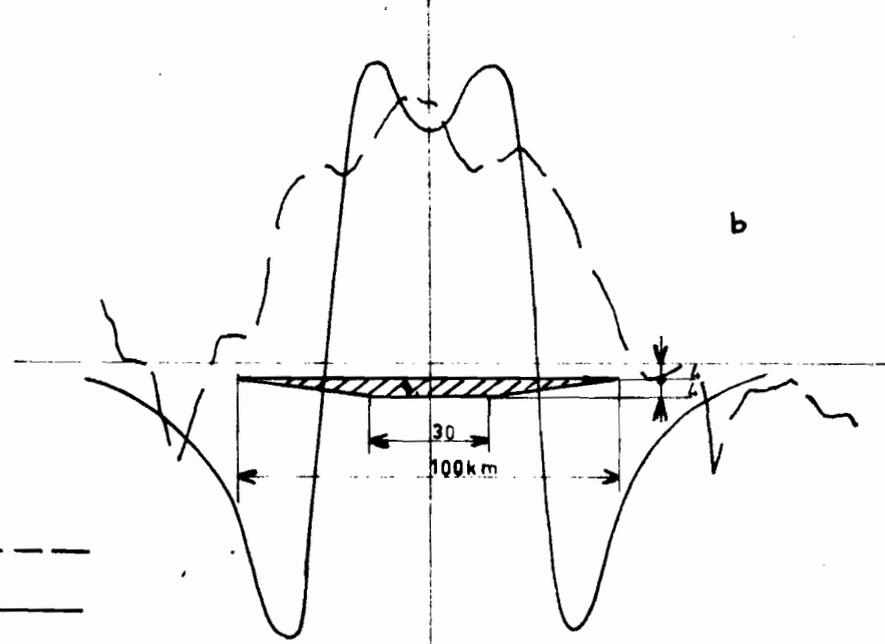
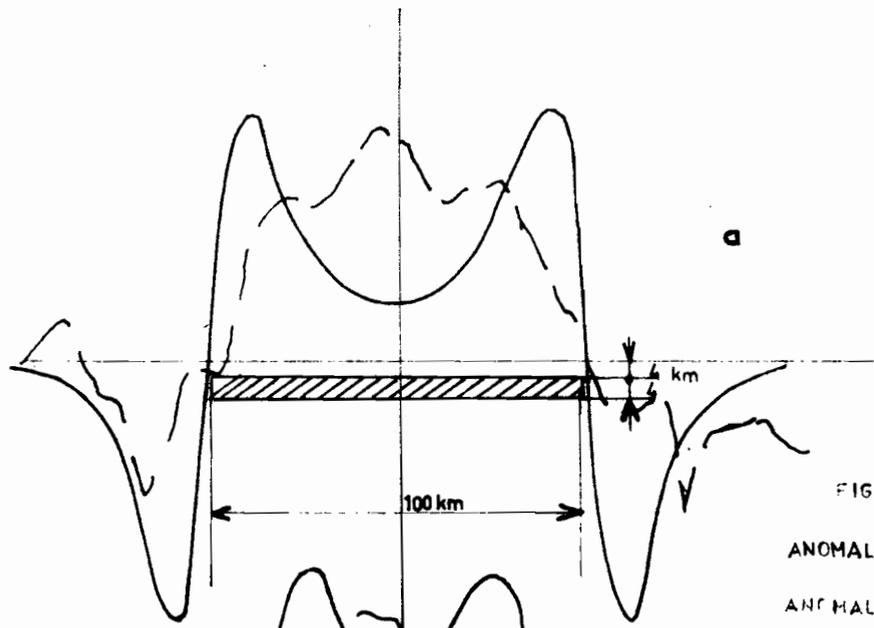
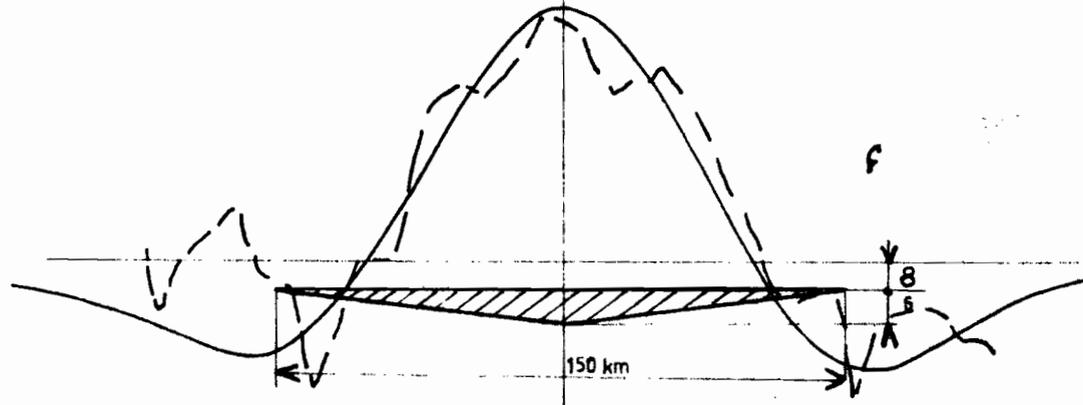
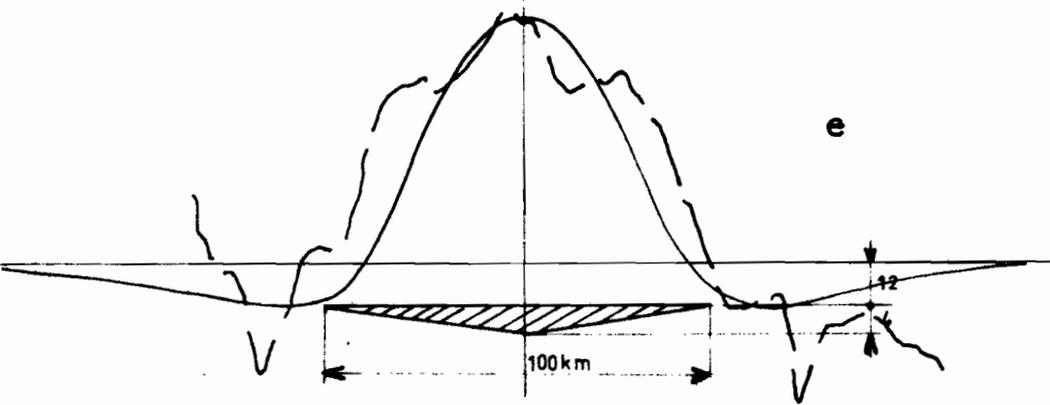
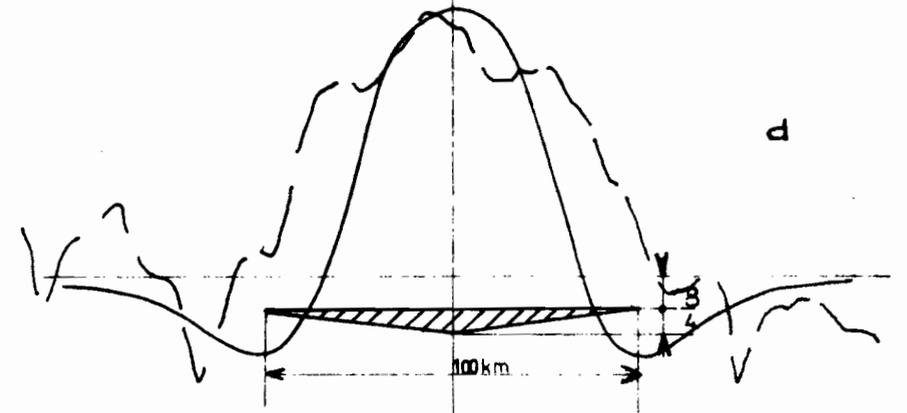
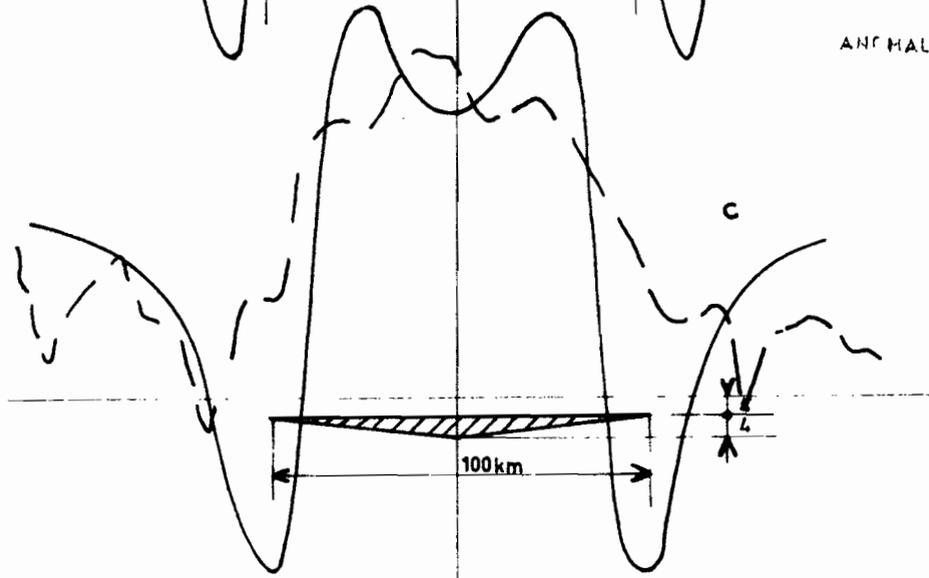


FIGURE 1

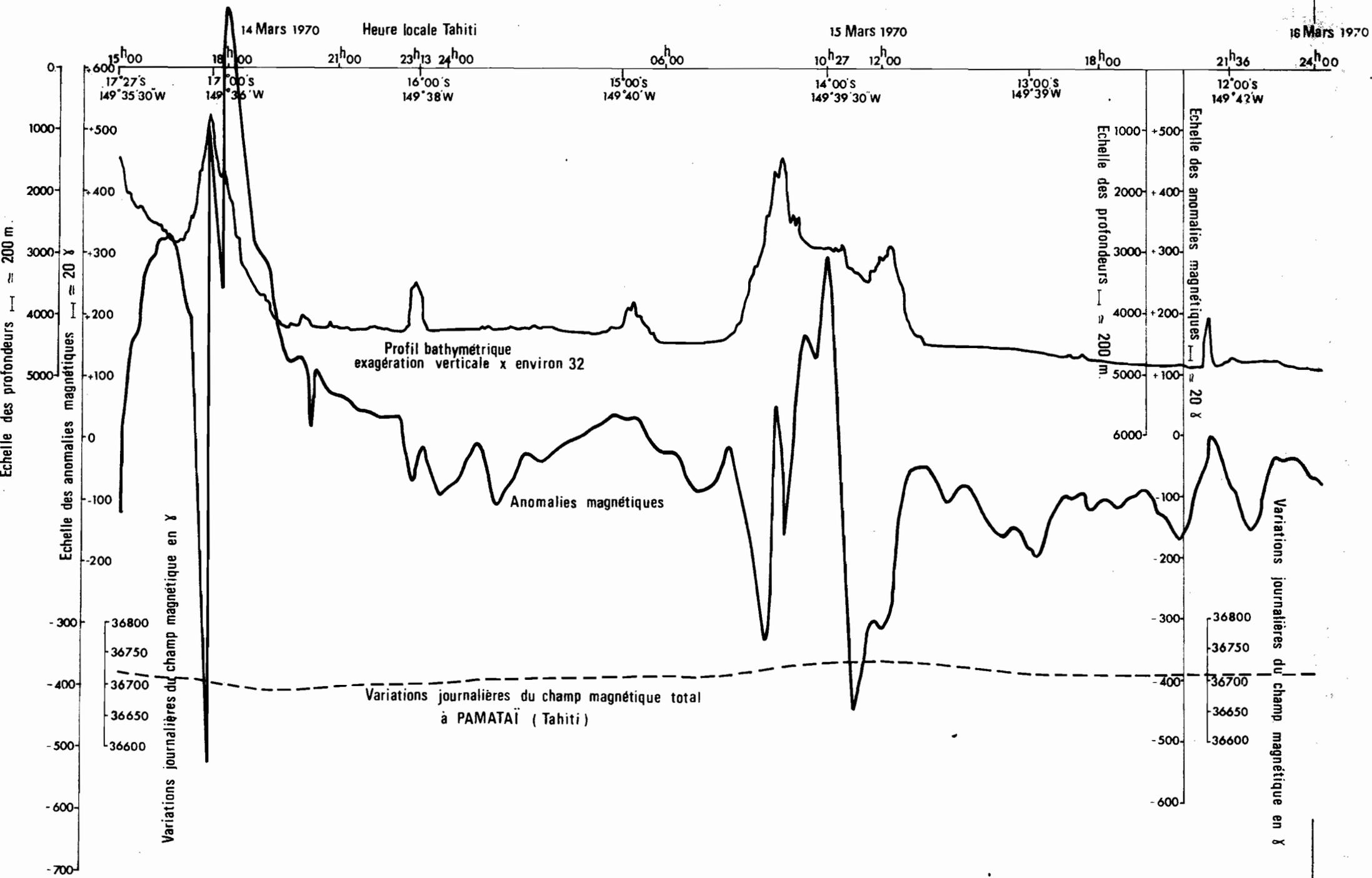
ANOMALIE MESURÉE



ANOMALIE CALCULÉE



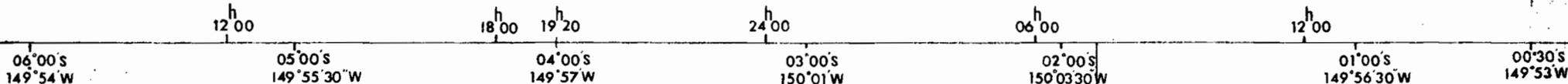
A1



Heure locale Tahiti

18 Mars 1970

Heure locale Tahiti



12^h00

18^h00 19^h20

24^h00

06^h00

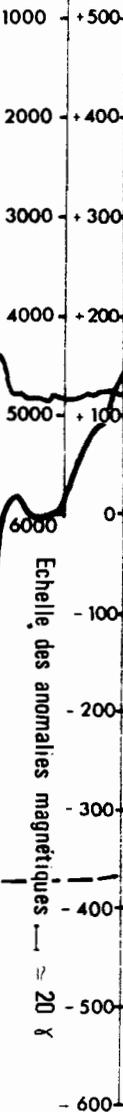
12^h00

Profil bathymétrique
Exagération verticale x environ 32

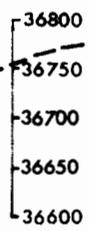
Anomalies magnétiques

Variations journalières du champ magnétique total à PAMATAÏ (Tahiti)

Echelle des profondeurs
= 200 m.



Echelle des anomalies magnétiques
= 20 γ



Variations journalières du champ magnétique en γ

28 Mars 1970

27 Mars 1970

00^h57 24^h00 ← Sud 18^h00 16^h55 12^h00 06^h00 24^h00 18^h00

17° 29' 30" S 17° 00' S 16° 00' S 15° 00' S 14° 00' S 13° 00' S 12° 00' S
 149° 36' 30" W 149° 38' 30" W 149° 41' W 149° 31' W 149° 20' 30" W 149° 08' W 149° 56' W

+ 500
+ 400
+ 300
+ 200
+ 100
0

Echelle des profondeurs 200m

Profil bathymétrique
 Exagération verticale x environ 32

13° 56' S
 149° 20' W
 arrêt bateau

12° 53' S
 149° 06' W
 arrêt bateau

Variations journalières du champ magnétique en γ

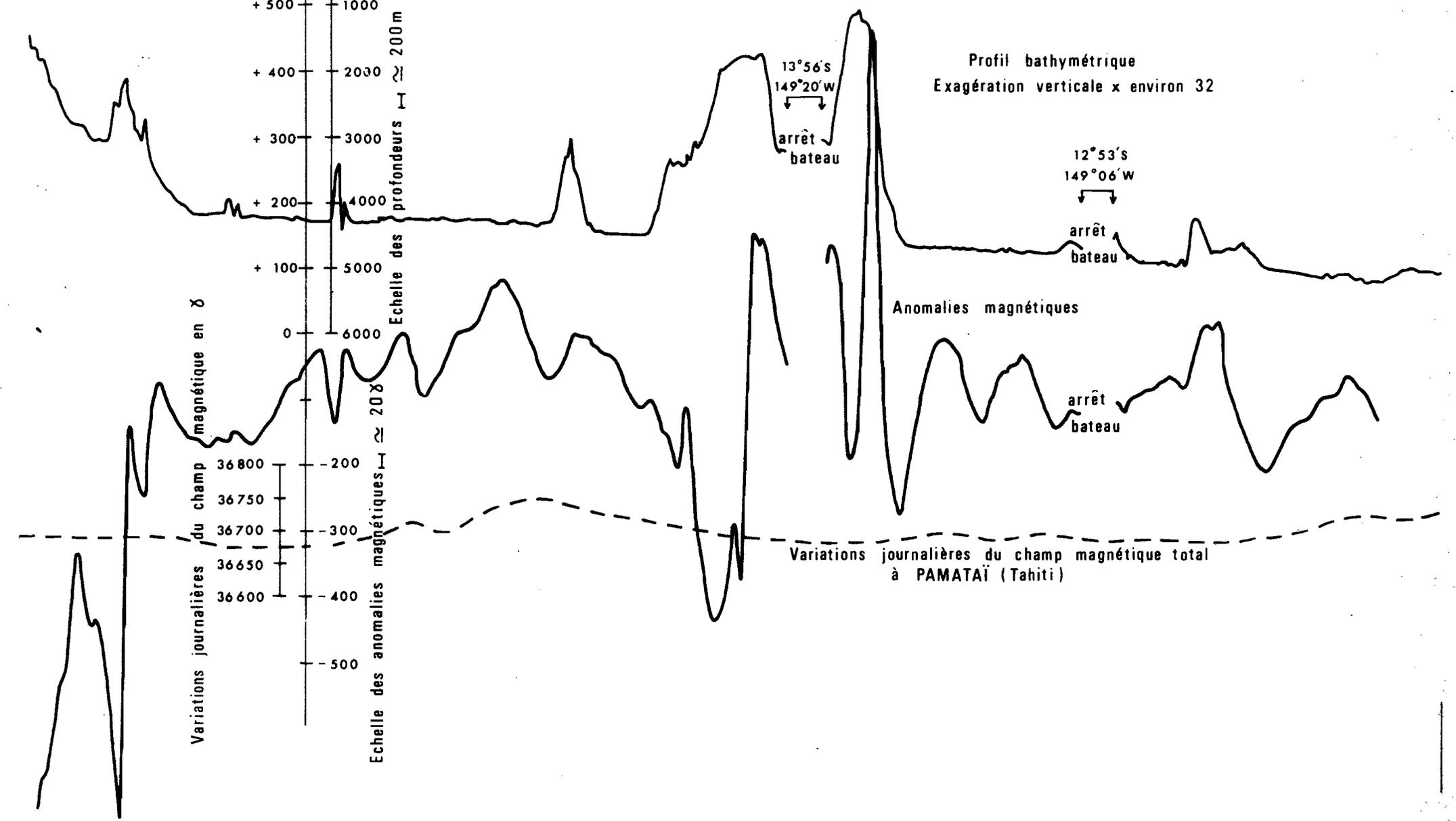
36800
36750
36700
36650
36600

Echelle des anomalies magnétiques 20 γ

Anomalies magnétiques

arrêt bateau

Variations journalières du champ magnétique total à PAMATAÏ (Tahiti)



26 Mars 1970 Heure locale Tahiti

