

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 80 (1987)
Heft: 1

Artikel: La cartographie du soubassement magnétique du bassin molassique et du Jura Suisse
Autor: Klingelé, Emilie / Mueller, Stephan
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165983>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 30.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

La cartographie du soubassement magnétique du bassin molassique et du Jura Suisse

Par EMILE KLINGELÉ¹⁾ et STEPHAN MUELLER²⁾

RÉSUMÉ

Une interprétation du levé aéromagnétique de la Suisse est présentée en termes de profondeurs du soubassement magnétique pour le Jura et le bassin molassique.

Cette interprétation a été effectuée par deux méthodes distinctes qui donnent des résultats très comparables. La première méthode utilise les propriétés du spectre de puissance des anomalies résiduelles et donne une profondeur moyenne du socle sur des segments de lignes de 20 km de long. La seconde, qui utilise le signal analytique, permet de mieux définir les changements de pente locaux le long des profils de vol. Dans les deux cas les profondeurs obtenues coïncident assez bien avec les données disponibles des forages.

SUMMARY

The depth of the magnetic basement below the Jura Mountains and the Molasse Basin has been derived from an interpretation of the aeromagnetic survey of Switzerland.

Two distinct methods were used for this interpretation, which give very similar results. The first method, based on the power spectra of the residual anomalies, gives an average depth of the basement along 20 km line segments. The second method, which uses the analytic signal, is better suitable for determining local changes in slope along the flight lines.

In both cases the resulting depth values agree quite well with the available borehole data.

ZUSAMMENFASSUNG

Ausgehend von der aeromagnetischen Landesaufnahme der Schweiz wurde die Tiefe des magnetischen Grundgebirges unter dem Jura und dem Molasse-Becken abgeleitet.

Die Auswertung beruht auf zwei unterschiedlichen Methoden, welche aber ähnliche Ergebnisse liefern. Die erste Methode verwendet bestimmte Eigenschaften des Leistungsspektrums der residuellen Anomalien und ergibt eine durchschnittliche Tiefe des Sockels entlang 20 km langer Fluglinienabschnitte.

Die zweite Methode, bei der das analytische Signal benützt wird, ist geeignet, lokale Neigungsänderungen entlang der Fluglinien zu erfassen.

Die mit beiden Methoden bestimmten Tiefenwerte stimmen recht gut mit den zur Verfügung stehenden Bohrlochdaten überein.

¹⁾ Commission Suisse de Géophysique ETHZ, Höggerberg, CH-8093 Zürich.

²⁾ Institut für Geophysik ETHZ, Höggerberg, CH-8093 Zürich.

I. Introduction

De 1978 à 1981 la Commission Suisse de Géophysique a conduit deux levés aéromagnétiques sur le territoire suisse (KLINGELÉ 1986). Les mesures ont été effectuées sur des lignes orientées N-S, espacées de 5000 m et volées à l'altitude de 5000 m pour la totalité du territoire et 6000 pieds pour la partie au nord des Alpes. Des lignes de contrôle, espacées de 20 km, et orientées E-W complètent ce levé. Les résultats de ces levés ont été publiés sous forme de deux cartes du champ total au 1 : 500 000 (KLINGELÉ 1983) et de trois cartes du champ résiduel inclus dans la notice explicative des cartes du champ total (KLINGELÉ 1986). La carte du champ résiduel à l'altitude 6000' (1830 m) est représentée à la planche 1. Le présent article fournit une interprétation du levé à 6000 pieds en termes de profondeurs du soubassement magnétique du Jura et du bassin molassique. (Le soubassement magnétique peut être en général assimilé au soubassement cristallin.)

Pour ceci deux méthodes ont été utilisées dont les résultats concordent dans une large mesure. Ces méthodes ont été appliquées non pas sur les valeurs issues de la carte mais directement sur les données des profils de vol.

Une description détaillée des procédures de correction des mesures peut être trouvée dans la notice explicative des cartes du champ total (KLINGELÉ 1986).

Les interprétations sont basées, avant tout, sur des considérations géophysiques, les auteurs laissant aux géologues le soin de les adapter à leurs propres besoins. Finalement, afin d'alléger l'exposé, seul un abrégé des fondements mathématiques et physiques des méthodes est présenté; en particulier aucune discussion des problèmes d'échantillonnage et d'aliasing n'est fournie, cette discussion sortant du cadre du présent travail.

II. Interprétation par la méthode du spectre de puissance (power spectrum)

a) Rappel théorique

La méthode utilisée est une adaptation de celle proposée par TREITEL et al. (1971). Elle suppose que la surface d'un soubassement cristallin peut être assimilée à une distribution non corrélée de sources magnétiques linéaires horizontales et normales à la direction du profil de vol.

(Cette dernière condition n'étant pas stricte.)

Les auteurs démontrent que le spectre de puissance du champ magnétique, produit par cette distribution sur un plan vertical coupant normalement les sources peut s'écrire

$$S_T(\lambda) = \left[\frac{2\pi A}{\cos \alpha} \right]^2 \cdot e^{-2|\lambda|h},$$

- avec A = constante arbitraire,
 λ = nombre d'onde,
h = profondeur des sources,
 $\cos \alpha = (\cos^2 I \cos^2 (D-P) + \sin^2 I)^{1/2}$,
I, D = inclinaison et déclinaison du champ inducteur,
P = angle entre le nord magnétique et la ligne de vol.

En prenant le logarithme naturel de l'expression on obtient

$$\ln S_T(\lambda) = 2 \ln \left[\frac{2\pi A}{\cos \alpha} \right] - 2|\lambda|h.$$

Un diagramme de $\ln S_T(\lambda)$ en fonction de λ donne donc une droite, de pente égale à $-2h$.

La profondeur n'entrant pas dans le premier terme de l'expression il est possible de réécrire celle-ci sous la forme simplifiée suivante

$$\ln S_T(\lambda) = -2|\lambda|h.$$

De ce fait, la détermination de la profondeur se réduit simplement à la détermination d'une pente sur le diagramme du spectre de puissance.

Comme le calcul du spectre ne s'effectue pas sur une fonction continue, mais échantillonnée avec un espacement Δx , sa détermination se fait selon une séquence de nombres d'ondes donnée par:

$$\lambda_j = \frac{\pi j}{M \Delta x} \quad \text{avec} \quad j = 0, 1, 2, \dots, M.$$

Après substitutions on obtient

$$S_j = e^{-\frac{2\pi j}{M \Delta x} h}; \quad \ln S_j = -\frac{\pi j}{M} H; \quad H = \frac{2h}{\Delta x}.$$

b) Mise en œuvre de la méthode

TREITEL et al. (1971) proposent et montrent des exemples d'utilisation de cette méthode, employant une estimation du spectre de puissance par fonction d'autocorrélation. Pour notre part, nous avons préféré l'emploi de la transformée de Fourier discrète (Fast Fourier Transform) appliquée sur 256 points équidistants obtenus par interpolation sur les lignes de vol; la séquence complète du calcul étant effectuée par ordinateur. Cette séquence commence par l'élimination du champ régional, au moyen d'une régression linéaire, appliquée à l'ensemble des données d'une ligne, puis se poursuit par la détermination des profondeurs sur des segments de lignes (fenêtres) dont la longueur (constante) a été introduite par l'opérateur. Le déplacement de proche en proche, le long du profil, de cette fenêtre, sur une longueur égale à sa moitié, fournit un nombre de résultats égal à $2L/1-1$ (L = longueur de la ligne, 1 = longueur de la fenêtre).

Ces résultats se présentent sous deux formes.

a) Une détermination directe des profondeurs à l'aide d'une régression linéaire sur les points compris entre l'ordonnée 0 et -4.6 . Cette dernière valeur étant choisie comme le seuil permettant d'assurer des résultats significatifs ($I/I_0 = 0.01$).

b) Un graphique du spectre normalisé $S(\lambda)$, adouci au moyen d'un opérateur linéaire approprié.

Une fois l'ensemble des lignes traité, il est nécessaire d'effectuer la détermination graphique des profondeurs et de comparer ces dernières aux résultats obtenus analytiquement. Un examen préalable des spectres permet d'estimer la contribution des « alias » de hautes fréquences dans la zone des basses fréquences. De fait pour des mesures aéromagnétiques effectuées à plus de 2000 m au-dessus des sources ce problème pour des raisons physiques, ne se pose pas. Cependant, afin d'assurer une qualité suffisante aux résultats, chaque spectre douteux a été rejeté avant l'interprétation.

Il peut arriver que les profondeurs fournies par ces deux méthodes diffèrent notablement. Dans ce cas la solution la plus vraisemblable doit être choisie en se basant sur les documents géologiques et/ou géophysiques à disposition.

c) Les résultats

La figure 1 montre, à titre d'exemple, trois spectres obtenus par la méthode décrite précédemment, sur des lignes volées à l'altitude de 6000' (1830 m), et comportant la droite tracée lors de l'interprétation. Les résultats des déterminations des profondeurs de ces exemples sont donnés à la table 1.

Table 1

Ligne No	x (km)	y (km)	Pente (H) (1/m)	D-1830 (h) (m)
2128.1	620.0	233.4	-46.24	-1800
2128.1	620.0	253.4	-34.77	- 900
2143.1	695.0	276.6	-37.32	-1100

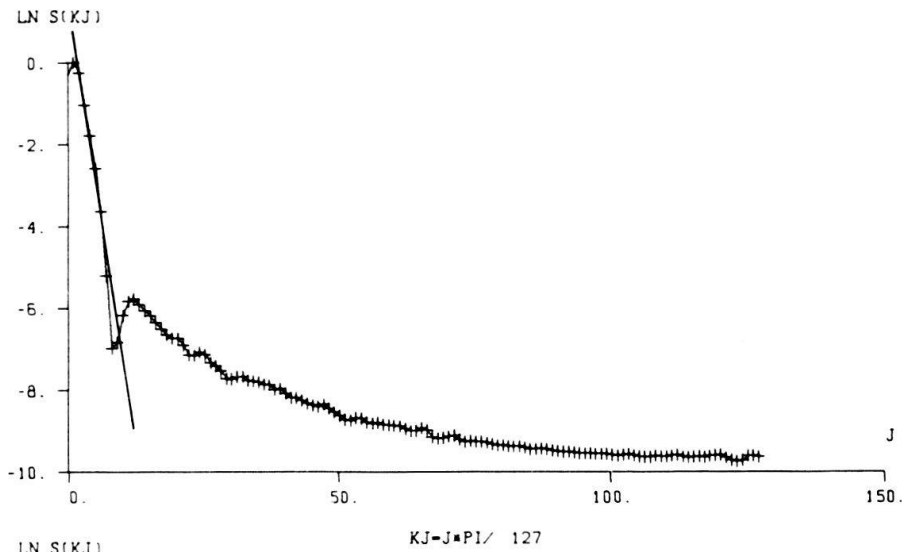
Le calcul des profondeurs a été effectué en appliquant la relation: $h + 1830 = 1/2 \cdot H \cdot \Delta x$ avec $\Delta x = 157$ mètres.

Malheureusement tous les profils ne présentent pas des résultats aussi clairs et bien souvent il est malaisé de déterminer les pentes sur les graphiques, c'est pourquoi sur les 142 déterminations de profondeurs effectuées, seules 76 ont été retenues (environ 50%). Ce choix a été guidé, d'une part, par la cohérence des résultats des méthodes graphique et analytique et, d'autre part, par l'accord de ces mêmes résultats avec d'autres données, telles que gravimétriques, sismiques et de forages.

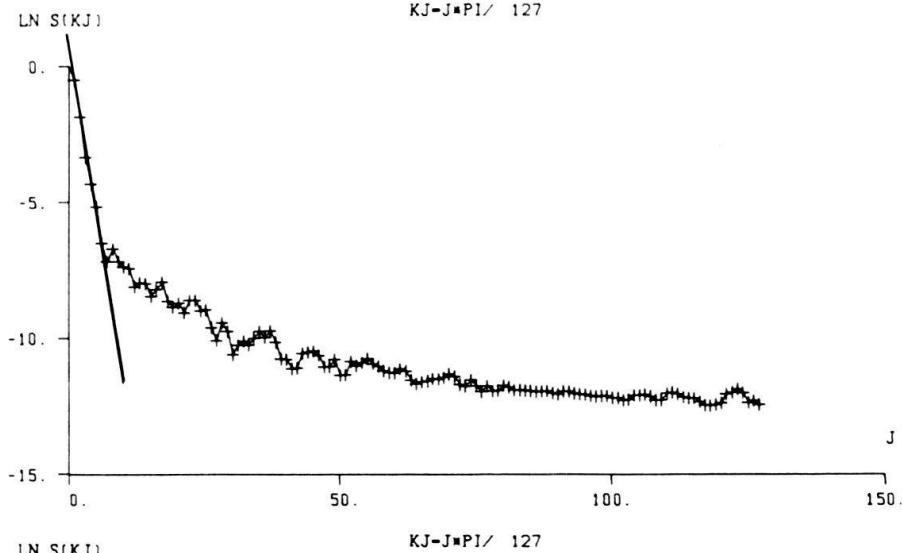
La synthèse des résultats obtenus est présentée sous forme d'une carte des isobathes du *soubassement magnétique* tracées à la main (fig. 2) et comportant les valeurs des profondeurs reportées au milieu de la fenêtre utilisée pour la détermination.

Cette carte appelle naturellement quelques commentaires: Sur ce document apparaissent sous une forme analogue le fossé permocarbonifère du nord de la Suisse et le corps du Jorat. Si la profondeur trouvée pour ce dernier correspond bien aux résultats d'autres auteurs (MEYER DE STADELHOFEN et al. 1973, FISCHER & LE QUANG 1980) la forme du soubassement cristallin de cette région ne correspond probablement pas au soubassement magnétique comme c'est le cas du fossé permo-carbonifère.

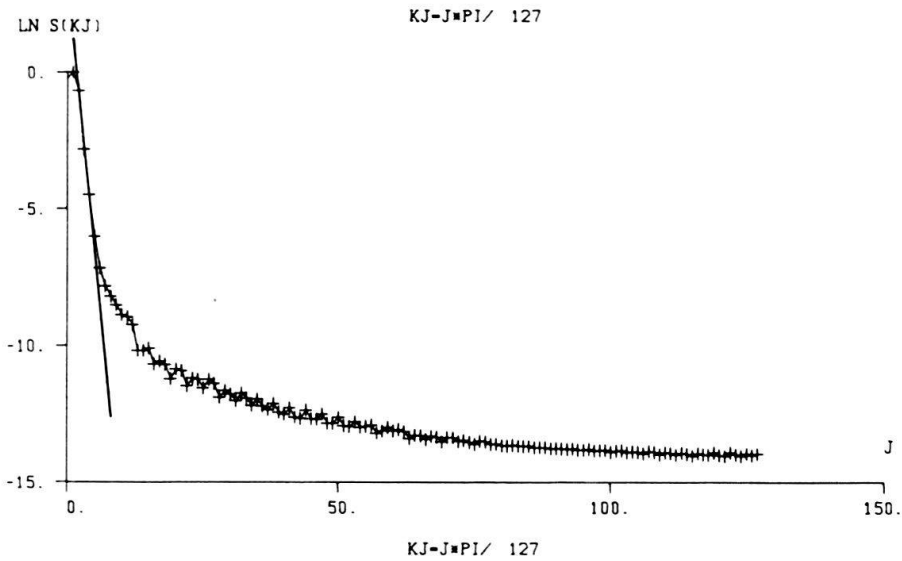
En effet le corps du Jorat de par sa susceptibilité très élevée produit une anomalie qui masque celle due à l'interface cristallin-sédimentaire et par conséquent les profondeurs obtenues doivent être prises avec beaucoup de précautions. La partie hachurée de la carte marquée d'un point d'interrogation correspond à une zone de résultats totalement aberrants. (Profondeurs au-dessus de la topographie voire au-dessus du plan de vol).



SEGMENT 1
 COORD X 620000.
 COORD Y 253358.



SEGMENT 2
 COORD X 620000.
 COORD Y 233358.



SEGMENT 3
 COORD X 540000.
 COORD Y 158417.

Fig. 1. Exemple de spectres de puissance, $S(kj)$, en coordonnées semi-logarithmiques, obtenus par FFT sur les anomalies résiduelles du champ magnétique (Champ total). Les graphiques comportent les droites, de pente $H = 2h/\Delta x$, tracées lors de l'interprétation et ayant servi à la détermination des profondeurs.

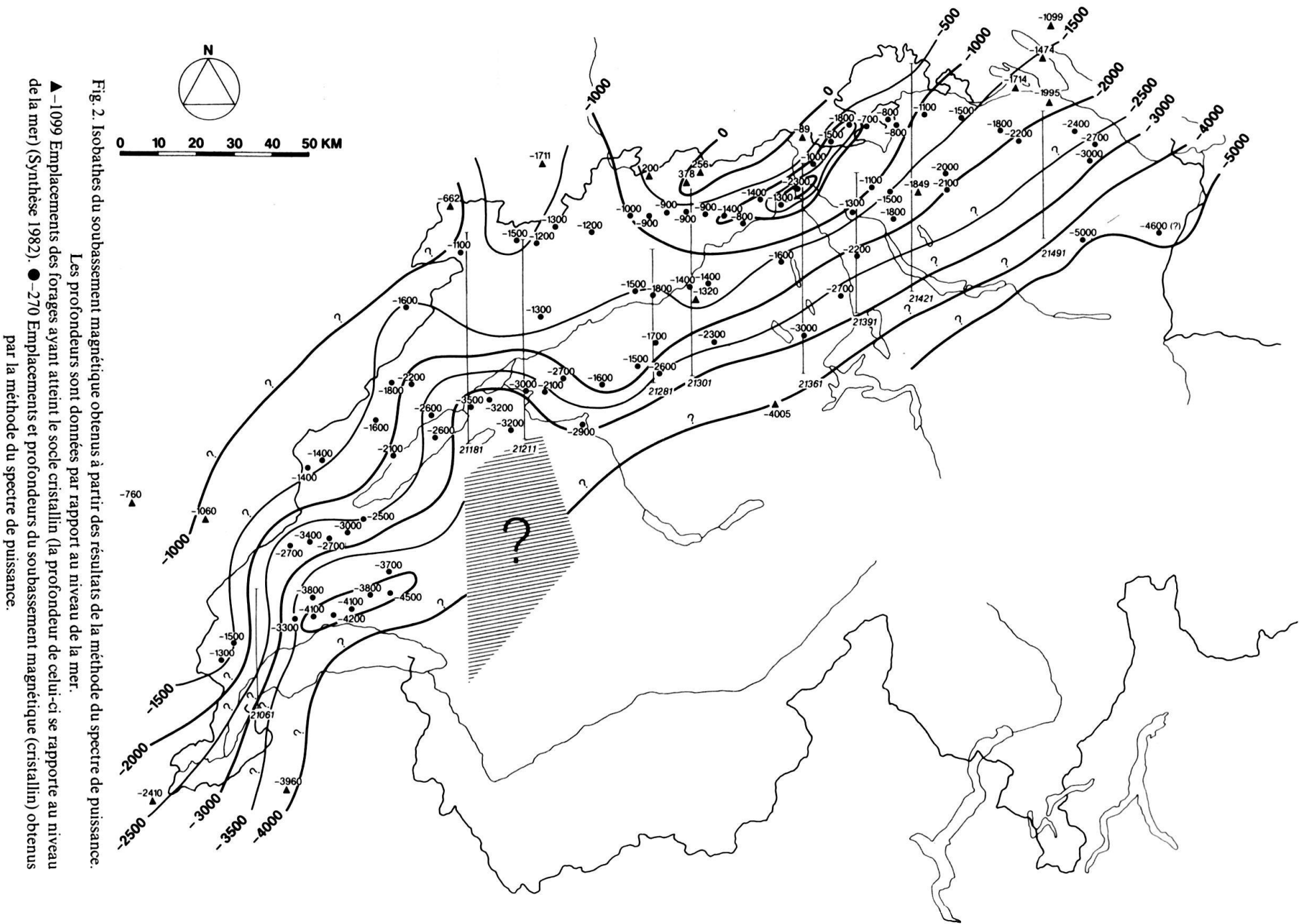


Fig. 2. Isobathes du soubassement magnétique obtenus à partir des résultats de la méthode du spectre de puissance.

Les profondeurs sont données par rapport au niveau de la mer.

▲ -1099 Emplacements des forages ayant atteint le socle cristallin (la profondeur de celui-ci se rapporte au niveau de la mer) (Synthèse 1982). ● -270 Emplacements et profondeurs du soubassement magnétique (cristallin) obtenus par la méthode du spectre de puissance.

Pour expliquer cette aberration on peut supposer que dans cette zone se trouve une structure (horst ou graben) orientée N-S; les lèvres supérieures et inférieures de cette structure forment alors des sources linéaires parallèles aux lignes de vol. L'orientation de ces sources est par conséquent en parfaite contradiction avec l'hypothèse de base de la méthode; d'où l'impuissance de celle-ci à fournir des résultats cohérents. Notons que les déterminations des profondeurs effectuées sur les deux lignes orientées est-ouest, recoupant cette zone aveugle, ont donné des résultats tout aussi aberrants. Malgré cela il semble que la présence d'une dépression soit l'hypothèse la plus vraisemblable, comme le montre les résultats de la gravimétrie (KLINGELÉ & KAHLE 1978).

Bien que cette méthode ne donne qu'une profondeur moyenne sur un segment de droite correspondant à la longueur de la fenêtre utilisée, il est permis d'attribuer cette valeur au centre de cette fenêtre si les variations des profondeurs ne sont pas trop brusques. Cette remarque semble être confirmée par le bon accord entre les résultats obtenus et les profondeurs connues du socle (Synthèse 1982).

Interprétation par la méthode du signal analytique

a) Rappel théorique

La méthode de détermination des profondeurs par le spectre de puissance, utilisée dans les paragraphes précédents, ne permet d'obtenir que les profondeurs moyennes des sources magnétiques. Elle est de même incapable de localiser, voire même de quantifier une anomalie isolée. Si pour quelque raison que ce soit, son utilisateur désire obtenir plus d'informations sur un soubassement magnétique, ou s'il veut localiser un corps perturbateur il devra avoir recours à d'autres méthodes. Le cas le plus courant de problèmes à résoudre est de trouver la position des arêtes horizontales, le pendage des faces et le contraste de susceptibilité d'un corps perturbateur. Une des méthodes les mieux adaptées à cette catégorie de problème est celle dite du signal analytique (NABIGIAN 1972, 1974; GREEN & STANLEY 1975).

Cette méthode part de l'hypothèse qu'il est possible d'assimiler un corps perturbateur à une structure bidimensionnelle (section constante et extension infinie selon y), plus ou moins perpendiculaire à la ligne de mesure, magnétiquement homogène, sans rémanence et dont la section peut être représentée par un polygone d'extension finie ou infinie vers le bas.

En définissant le signal analytique de la dérivée verticale du champ magnétique par:

$$A(x) = T_1(x) - iT(x) = a(x)e^{i\theta(x)}, \quad i = \sqrt{-1},$$

$$\text{avec } T(x) = \frac{\partial \Delta F}{\partial x} \quad \text{et} \quad T_1(x) = \frac{\partial \Delta F}{\partial z}$$

$$\Rightarrow a(x) = [T^2(x) + T_1^2(x)]^{1/2} \quad \text{amplitude,}$$

$$\theta(x) = \tan^{-1} \left(\frac{T(x)}{T_1(x)} \right) \quad \text{phase.}$$

Il est possible de démontrer (NABIGIAN 1972) que l'amplitude $a(x)$ du signal analytique d'une quelconque arête d'un de ces polygones donne une courbe en cloche symétrique par rapport à $x = x_0 = 0$ et d'équation.

$$a(x) = \sqrt{\frac{\alpha^2}{x^2 + h^2}},$$

avec $\alpha = 2 \kappa F c \sin(d)$,

où κ = Contraste de susceptibilité,
 F = Champ magnétique inducteur,
 $c = 1 - \cos^2 I \cos^2 \vartheta$,
 d = Pendage de l'arête,
 I = Inclinaison du champ magnétique inducteur,
 ϑ = Orientation de l'arête par rapport au nord,
 h = Profondeur de l'arête du polygone.

Cette courbe a son maximum situé à l'aplomb du contact qui la crée et sa valeur maximum vaut α/h . Il est possible en utilisant la valeur de la fonction pour $x = 0$ (a_0) et un second point de la courbe (a_x) d'obtenir la profondeur par

$$h^2 = \frac{a_x^2 \cdot x^2}{a_0^2 - a_x^2}.$$

De plus la fonction de phase donnant

$$\theta(+x) + \theta(-x) = 2(2b - d),$$

$$\text{avec } b = \tan^{-1} \left[\frac{\tan I}{\cos \vartheta} \right],$$

il est possible en connaissant I et ϑ de déterminer le pendage, d , puis le contraste de susceptibilité κ .

Les paramètres ainsi déterminés sont malheureusement sujets à des imprécisions, voire des incertitudes. Les causes en sont, pour ne citer que les plus importantes:

Un changement de signe de la susceptibilité, entraînant un changement de phase de 180° , il n'est pas possible de choisir entre un angle et son supplément.

L'estimation de ϑ pouvant, être erronée dans le cas de structures géologiques mal connues ou complexes; il peut en résulter une sur- ou une sous-estimation du pendage.

Mentionnons aussi qu'une distance trop grande entre les sources et les points de mesure diminue le rapport signal/bruit et introduit des fluctuations qui peuvent être prises pour des contacts. De même, un bruit même faible sur les mesures affecte très fortement la valeur de la dérivée horizontale et par conséquent l'amplitude et la phase du signal analytique. La courbe en cloche sera donc d'autant plus difficile à ajuster. Finalement remarquons qu'un corps mince, dont la largeur est égale ou inférieure à la distance

aux points de mesure, ne produit qu'une courbe en cloche à la place de deux. Dans ce cas l'interprétation sera erronée car le résultat ne laissera voir qu'un seul contact au lieu de deux.

L'ensemble de ces facteurs affecte d'abord la précision de la profondeur des contacts puis se répercute en s'amplifiant sur les pendages et finalement rend les résultats relatifs à la susceptibilité totalement inutilisables.

C'est pourquoi on se contente, bien souvent, de n'utiliser que les positions et les profondeurs des contacts et quelquefois les pendages, le reste de l'interprétation se faisant sur des critères géologiques ou tectoniques.

En pratique il est rare d'obtenir des courbes en cloche nettes et isolées le long d'un profil de vol; les contacts géologiques, souvent rapprochés, engendrent des courbes (en cloche) qui se chevauchent et par conséquent s'influencent les unes les autres. De ce fait il est nécessaire d'utiliser une méthode d'ajustement par parties, permettant au mieux d'isoler chaque contact.

b) Mise en œuvre de la méthode

La première phase de la mise en œuvre consiste à calculer la dérivée première du champ anomal selon l'axe x , par une méthode directe. La dérivée verticale du champ s'obtient en calculant la transformée de Hilbert de $T_x(x)$ (NABIGIAN 1972, SHUEY 1972). A partir de la courbe de $a(x)$ l'on définit les positions et les extensions maximums des amplitudes partielles par ordre décroissant d'importances.

Une procédure itérative d'ajustement permet la détermination des paramètres des courbes théoriques passant au mieux sur les points de la courbe (DYRELIUS 1979). A partir de ces courbes théoriques, les valeurs de la profondeur et du pendage sont déterminés puis reportés, directement par l'ordinateur, sur un profil.

Un inconvénient majeur de cette procédure provient du fait qu'après un certain nombre d'itérations celle-ci se met à diverger et les résultats sont sans signification. Il est donc impérieux de calculer chaque profil plusieurs fois, non seulement avec un nombre d'itérations différent, mais aussi avec une configuration des courbes en cloches variable.

c) Les résultats

La méthode décrite dans les deux paragraphes précédents a été appliquée sur 9 profils (Pl. 1). Ces profils ont été placés de façon à recouper le mieux possibles les principales anomalies visibles sur la carte de la planche tout en étant situés sur des lignes de vol (pas de problème d'interpolation). L'anomalie du Jorat a été exclue à dessein de l'interprétation car le corps perturbateur, vu du plan de vol, peut être assimilé à un corps mince.

L'interprétation a été effectuée directement sur les données des profils de vol et les résultats présentés sous forme de diagrammes (fig. 3 à 11). Ces figures comportent dans leur partie supérieure un graphique des amplitudes expérimentales, calculées et résiduelles du signal analytique. Dans leur partie inférieure, sous la topographie, on a reporté les interprétations correspondantes aux amplitudes calculées (lignes continues). De plus la ligne de vol, de même que les résultats des profondeurs obtenues par la méthode du spectre de puissance ont été représentés sur cette coupe (lignes traitillées); permettant ainsi une comparaison des résultats.

Ces résultats suggèrent naturellement quelques commentaires: Sur la ligne 21061 (fig. 3) la profondeur obtenue par le signal analytique diffère notablement de celle obtenue par le spectre de puissance. Cette différence peut être expliquée par le fait que l'anomalie du Marchairuz n'est pas à caractère strictement bi-dimensionnel et que, par conséquent, aucun des deux résultats ne donne une profondeur exacte. La vérité doit probablement être recherchée entre les deux.

Sur les lignes 21301 à 21491 (fig. 7 à 11) apparaissent des interfaces magnétiques situées très au-dessus du socle magnétique. L'explication de ce phénomène peut être recherchée dans la présence d'un niveau ferrugineux à l'intérieur des sédiments à moins qu'il ne s'agisse simplement de l'interprétation d'anomalies artificielles. Il est remarquable de voir apparaître, sur presque la totalité des profils, un horizon magnétique plus bas que celui qui peut être considéré comme la surface du soubassement cristallin.

Aucune explication géologique ou pétrographique ne peut être avancée pour ce phénomène.

L'interprétation des pendages des plans joignant les arêtes a été faite en tenant compte au mieux des résultats délivrés par l'ordinateur. Ceci explique la présence de discontinuités sur les profils 21281, 21361, 21421, bien que ces discontinuités peuvent ne pas avoir de signification géologique.

Sur tous les graphiques d'interprétation figurent les barres d'erreurs. Celles-ci ont été calculées en tenant compte du nombre de points utilisés pour la détermination de la profondeur moyenne.

Si nous posons $V_i = a_i^2/a_{\max}^2$,
(a = amplitude du signal analytique)

$$\text{alors } h^2 = (x_i - x_0)^2 / \left(\frac{1}{V_i} - 1 \right).$$

En prenant la valeur moyenne de \bar{h} obtenue sur plusieurs points, nous pouvons écrire

$$S^2 = \frac{\sum V_i (x_i - x_0)^2}{\sum V_i (1 - V_i)} - \bar{h}^2$$

et l'erreur sur \bar{h} devient:

$$E_{\bar{h}} = S / \sqrt{n - 1}.$$

En fait $E_{\bar{h}}$ donne plus une appréciation de la qualité de l'ajustement que véritablement une mesure de l'erreur sur la profondeur.

Fig. 3-11. Résultats des interprétations par la méthode du signal analytique.

Le graphique supérieur donne les amplitudes expérimentales, calculées et résiduelles du signal analytique. Le graphique inférieur représente une coupe de terrain avec les profondeurs obtenues et leurs barres d'erreurs (\bar{h}). Les traitillés représentent le résultat obtenu par la méthode du spectre de puissance. Les traits continus représentent les passages supposés des interfaces magnétiques entre deux arêtes déterminées par la méthode.

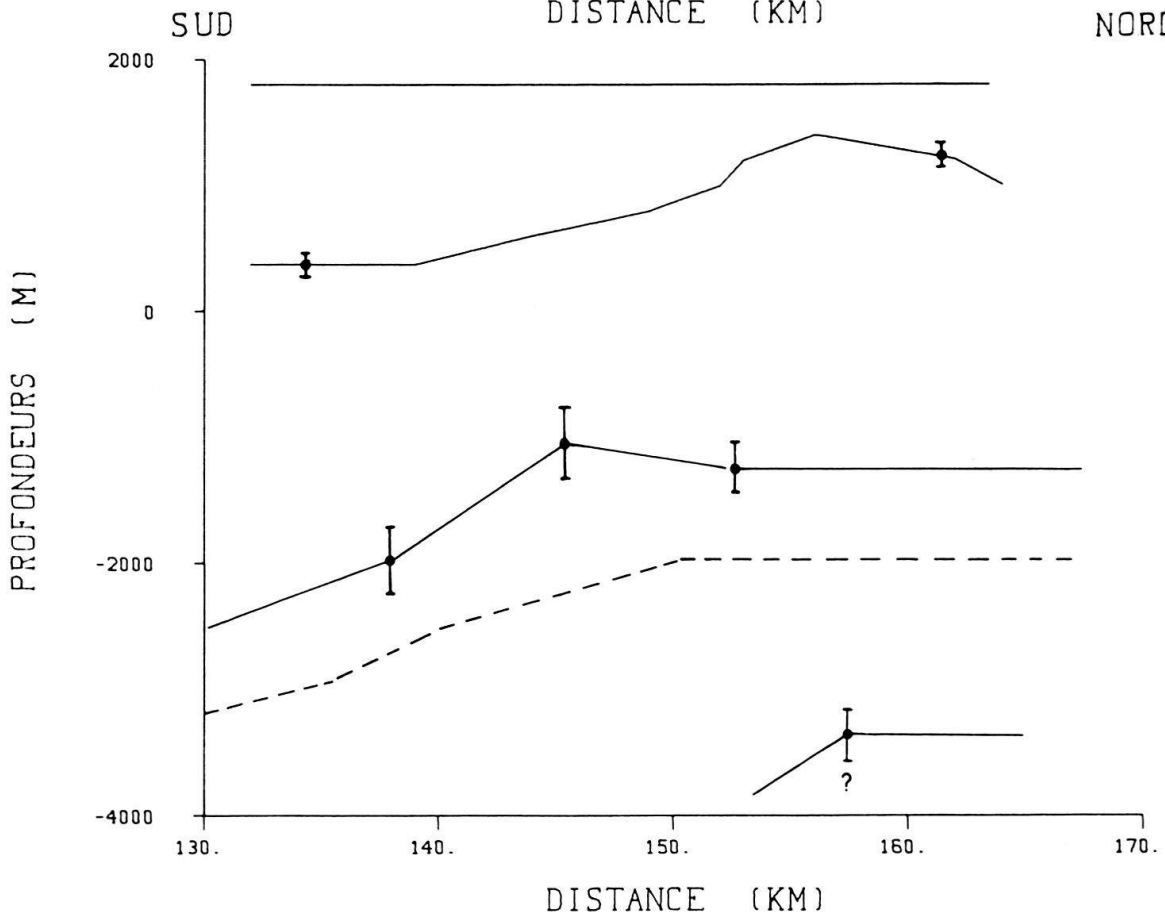
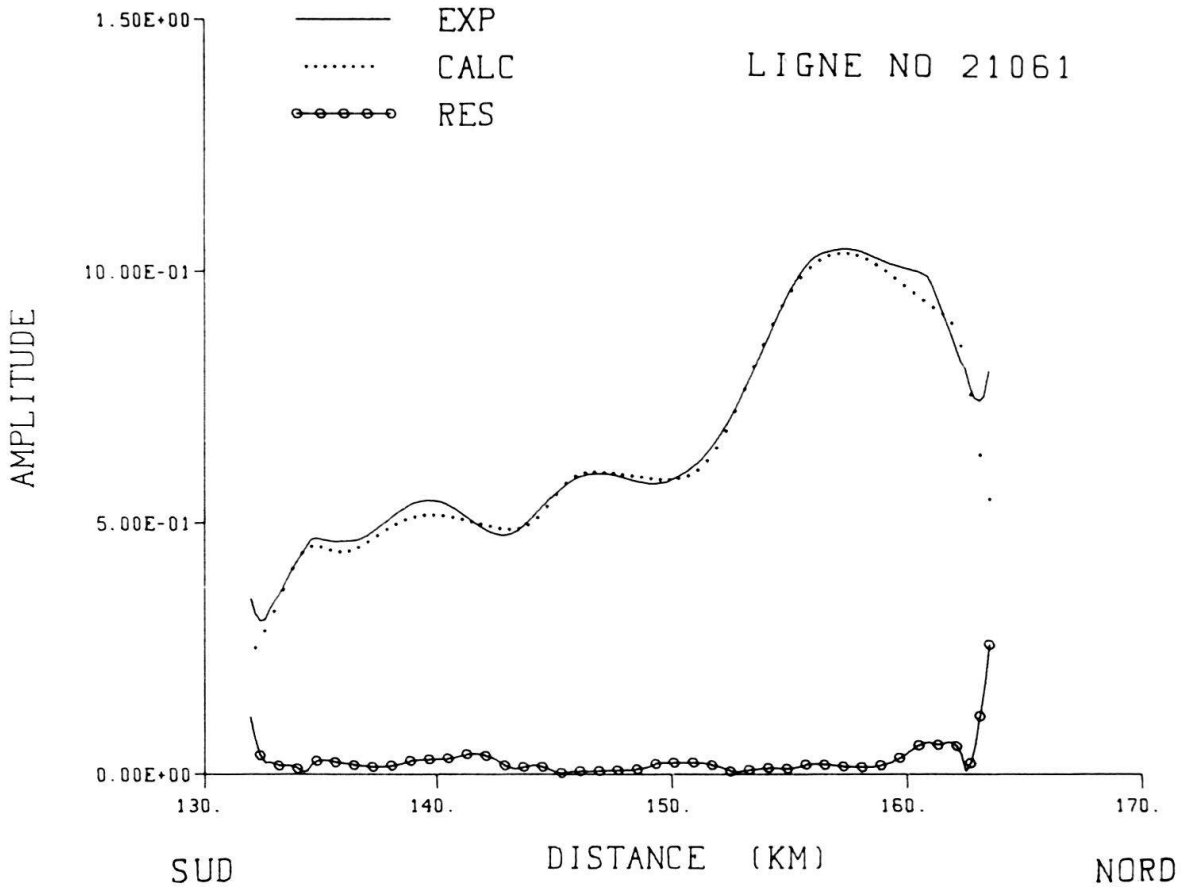


Fig. 3

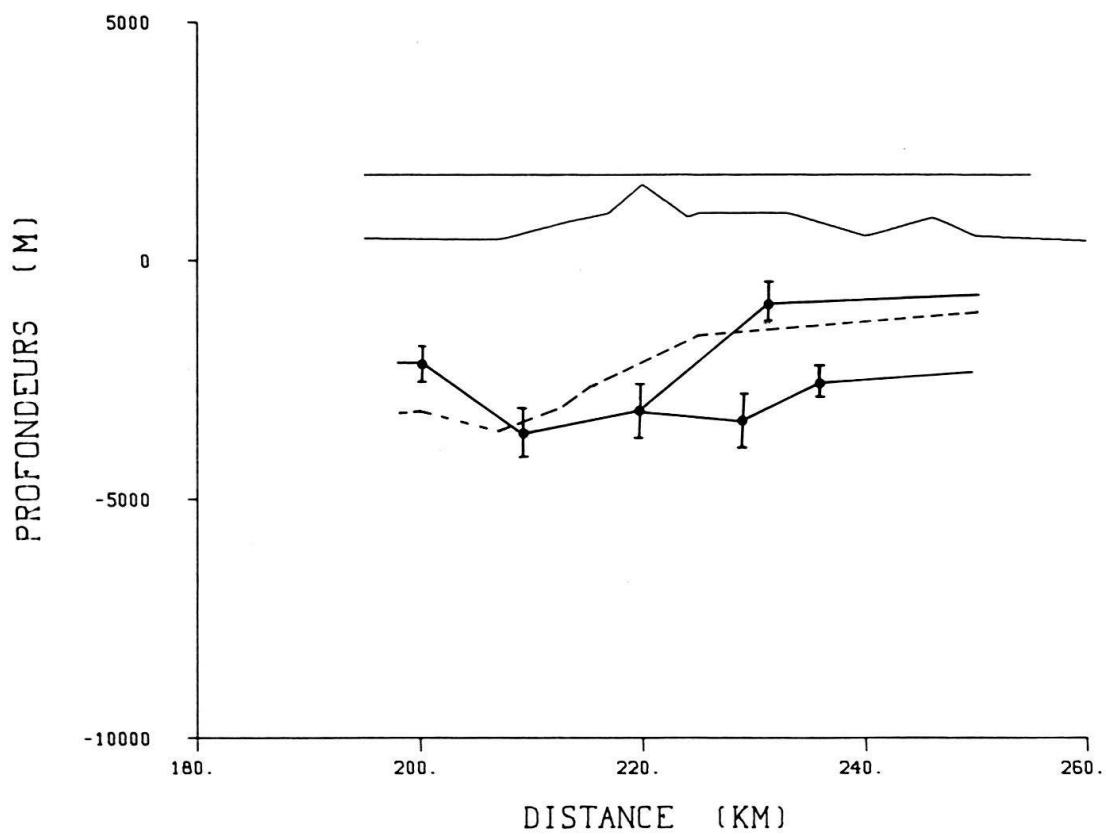
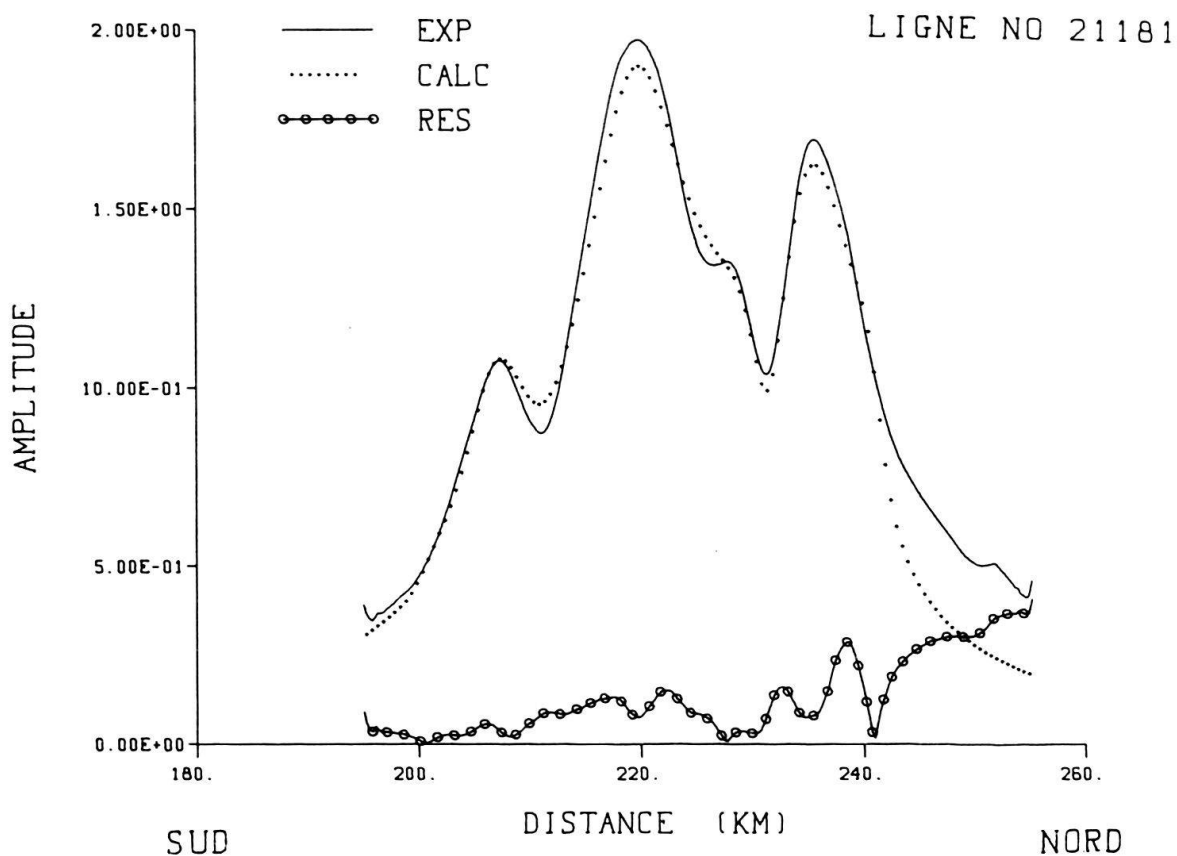


Fig.4

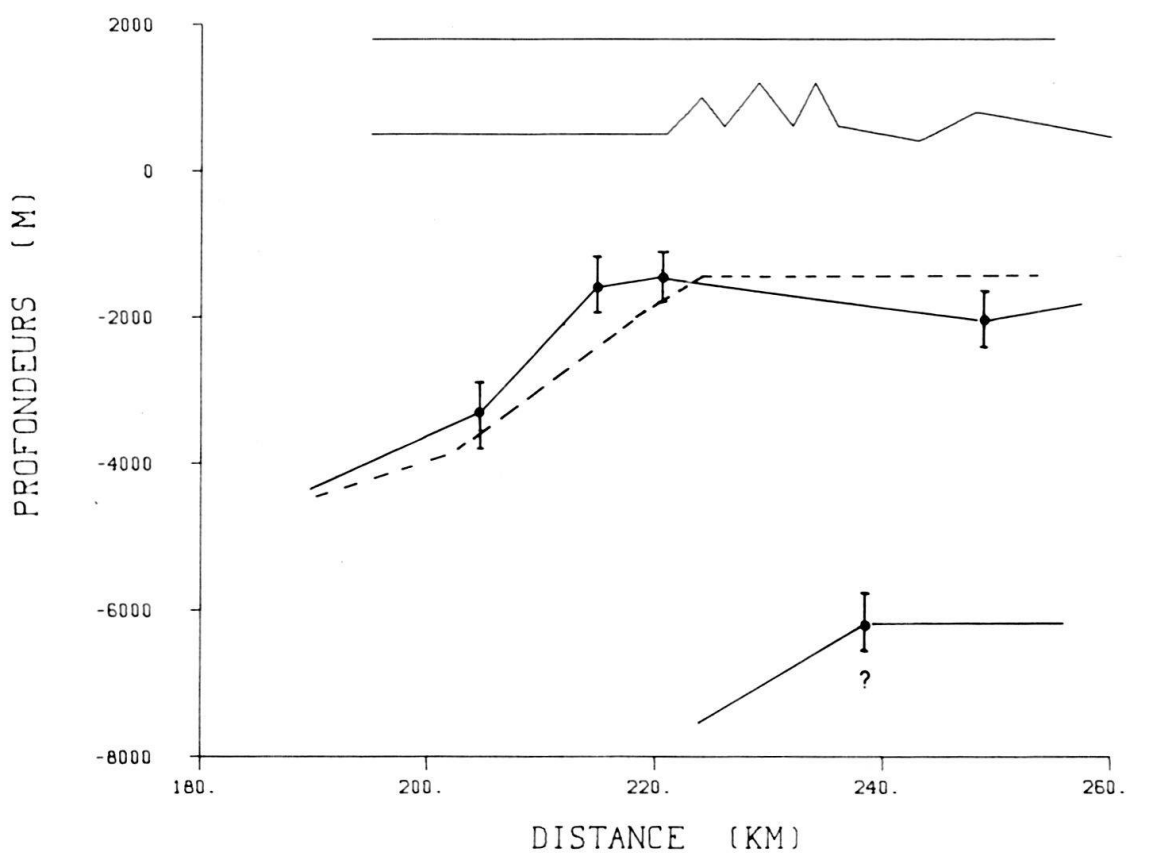
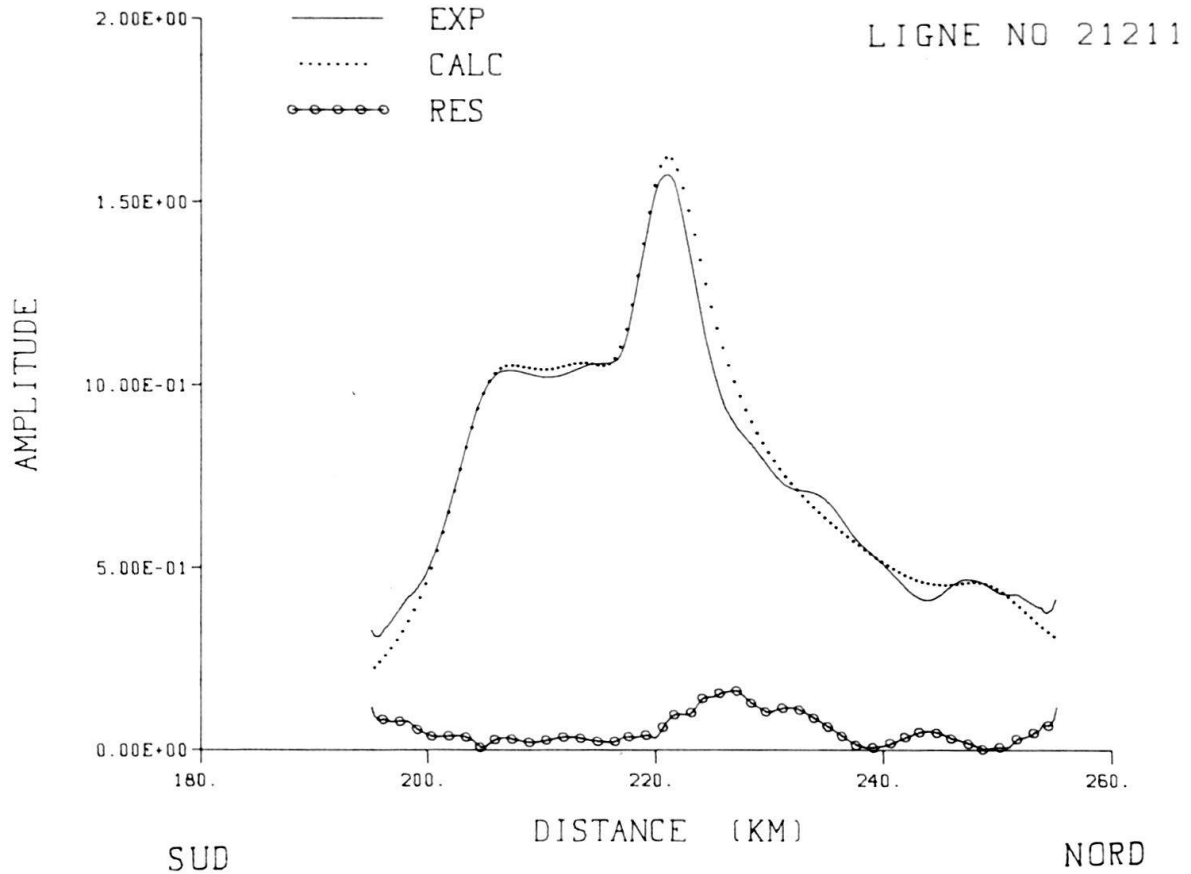


Fig. 5

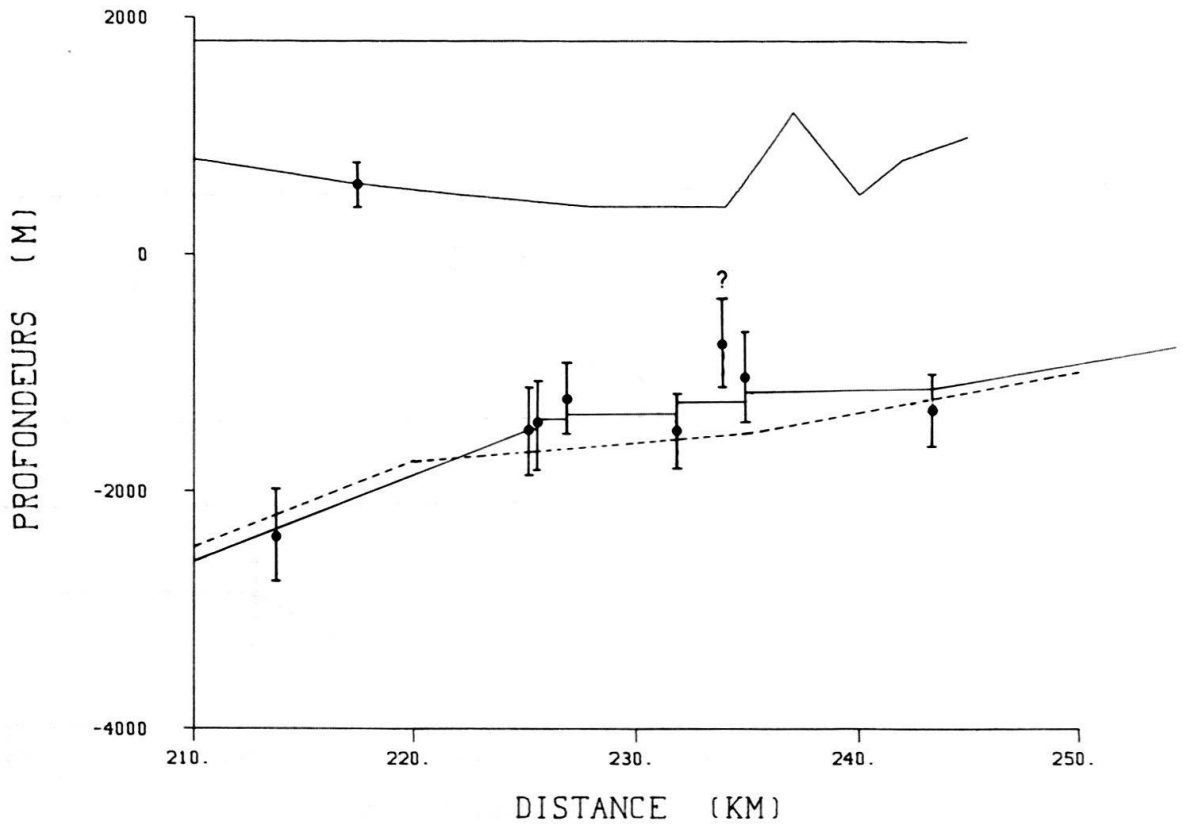
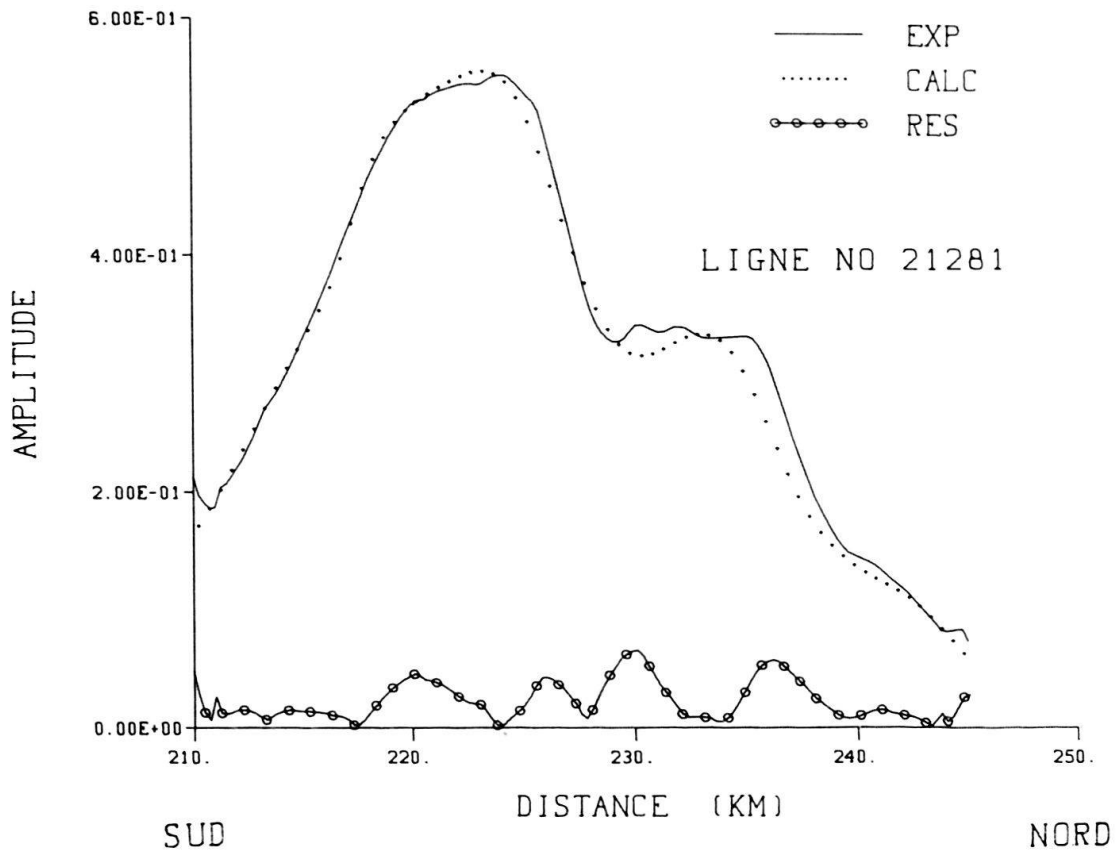


Fig. 6

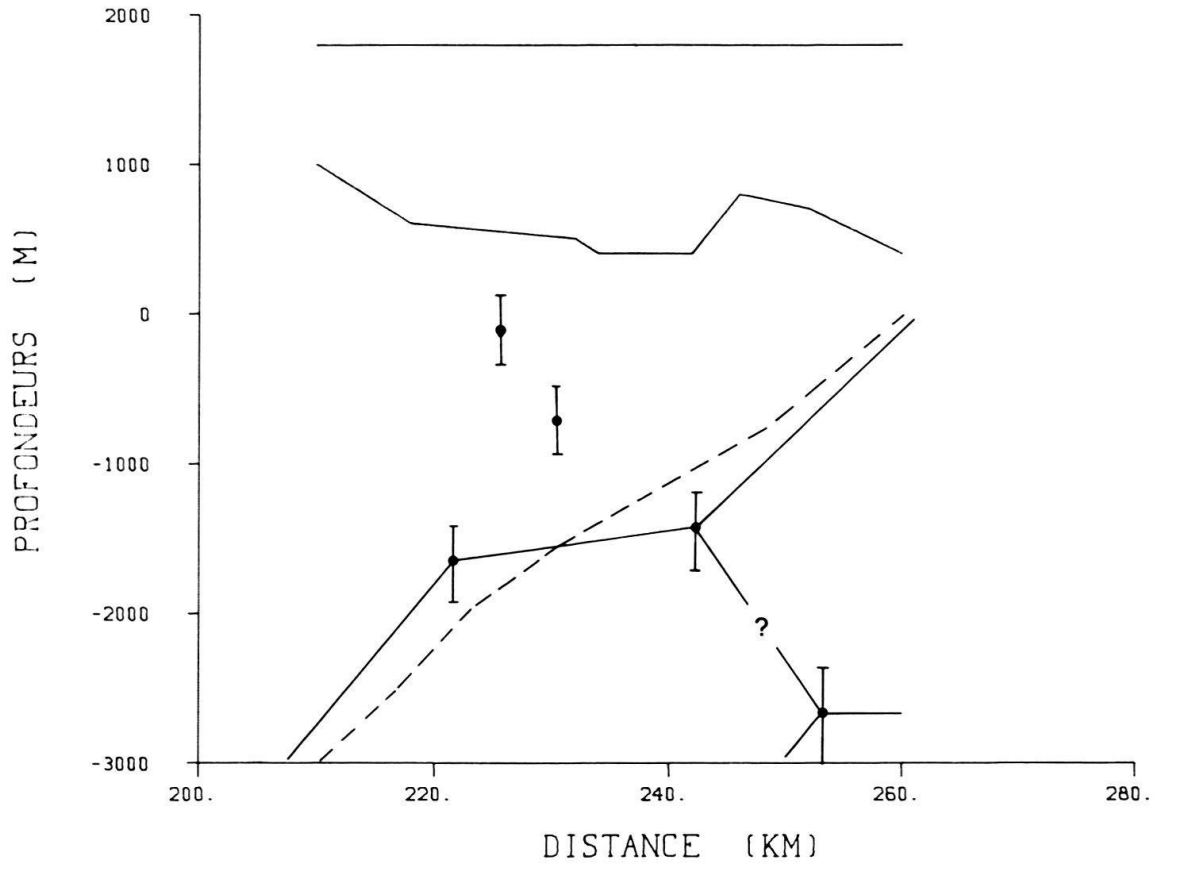
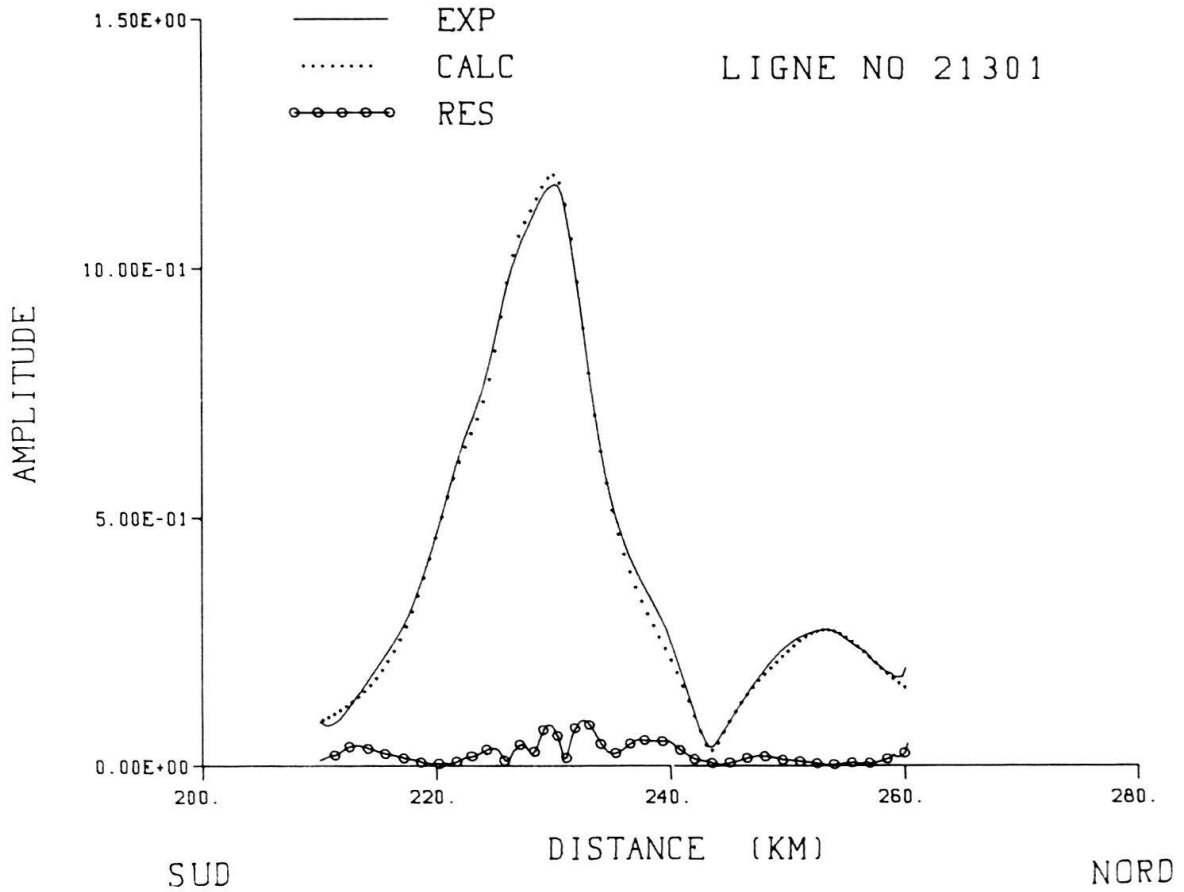


Fig. 7

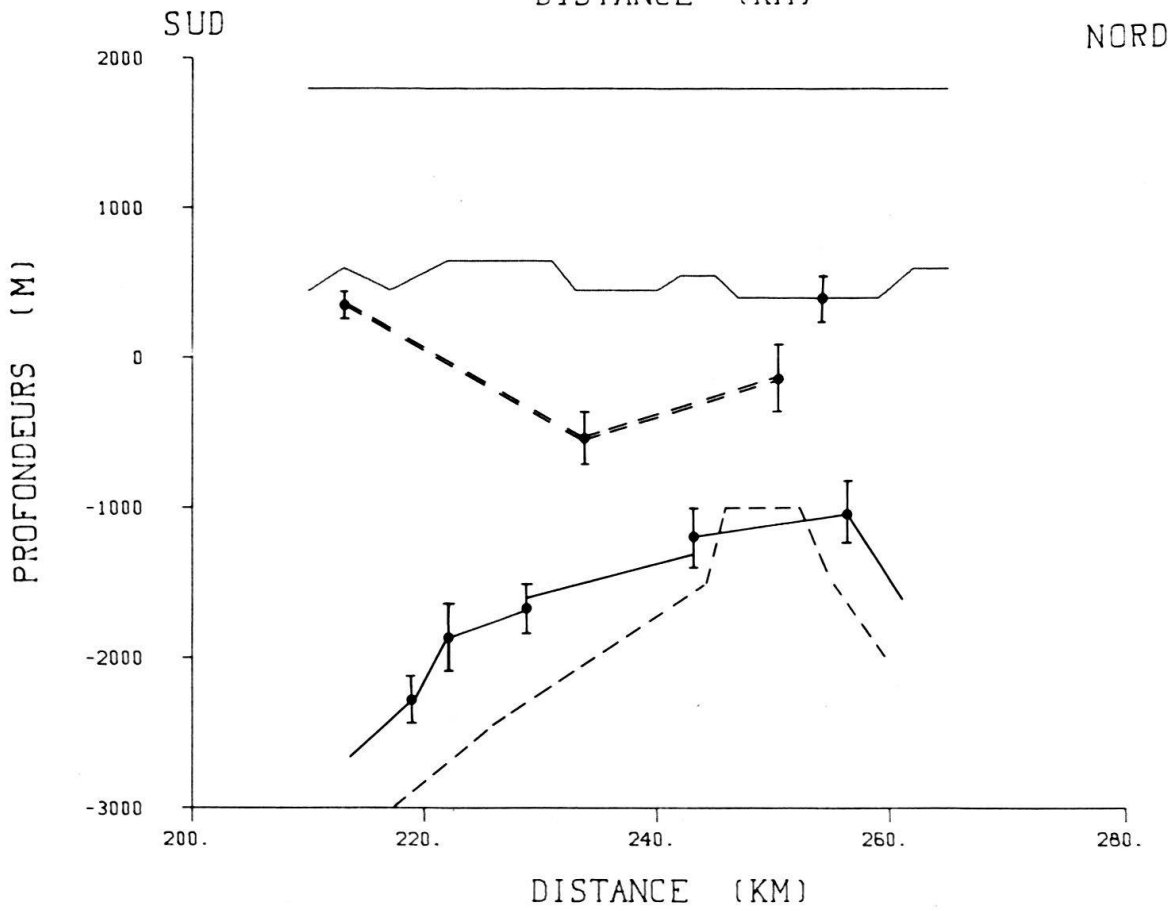
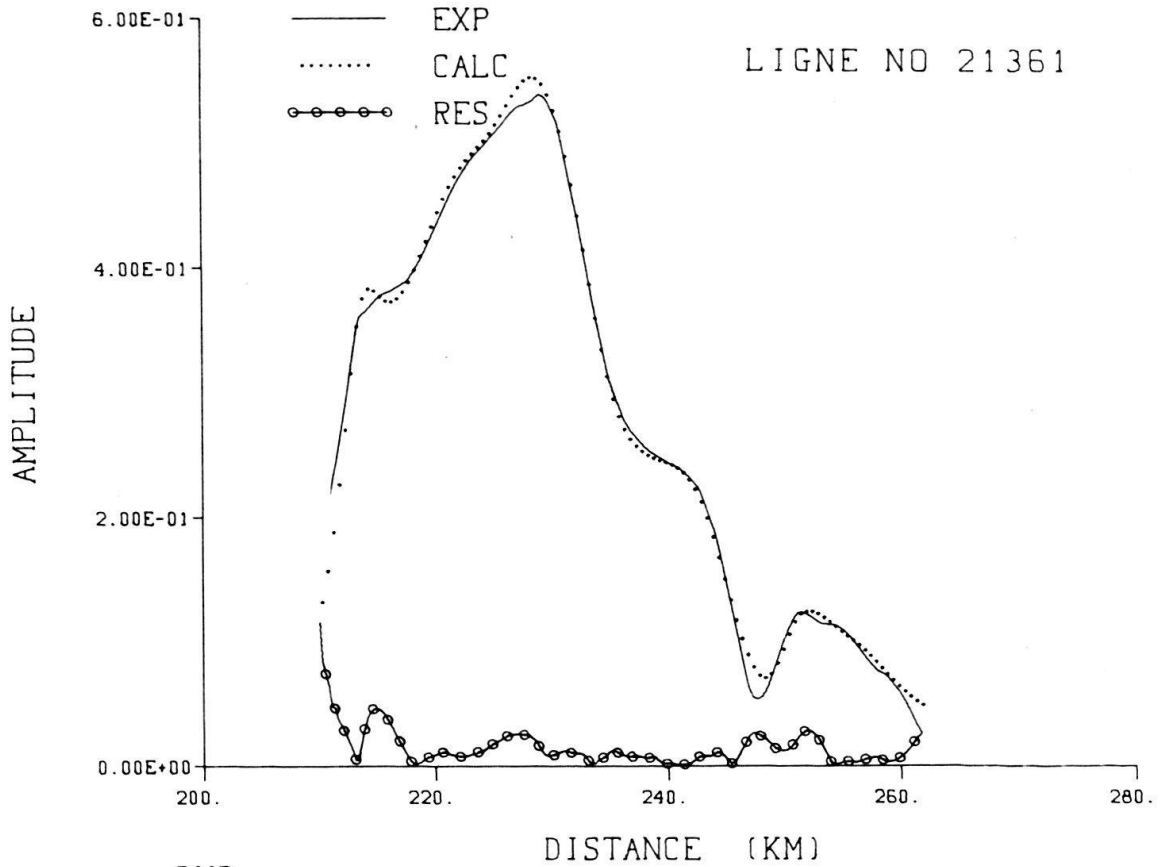


Fig. 8

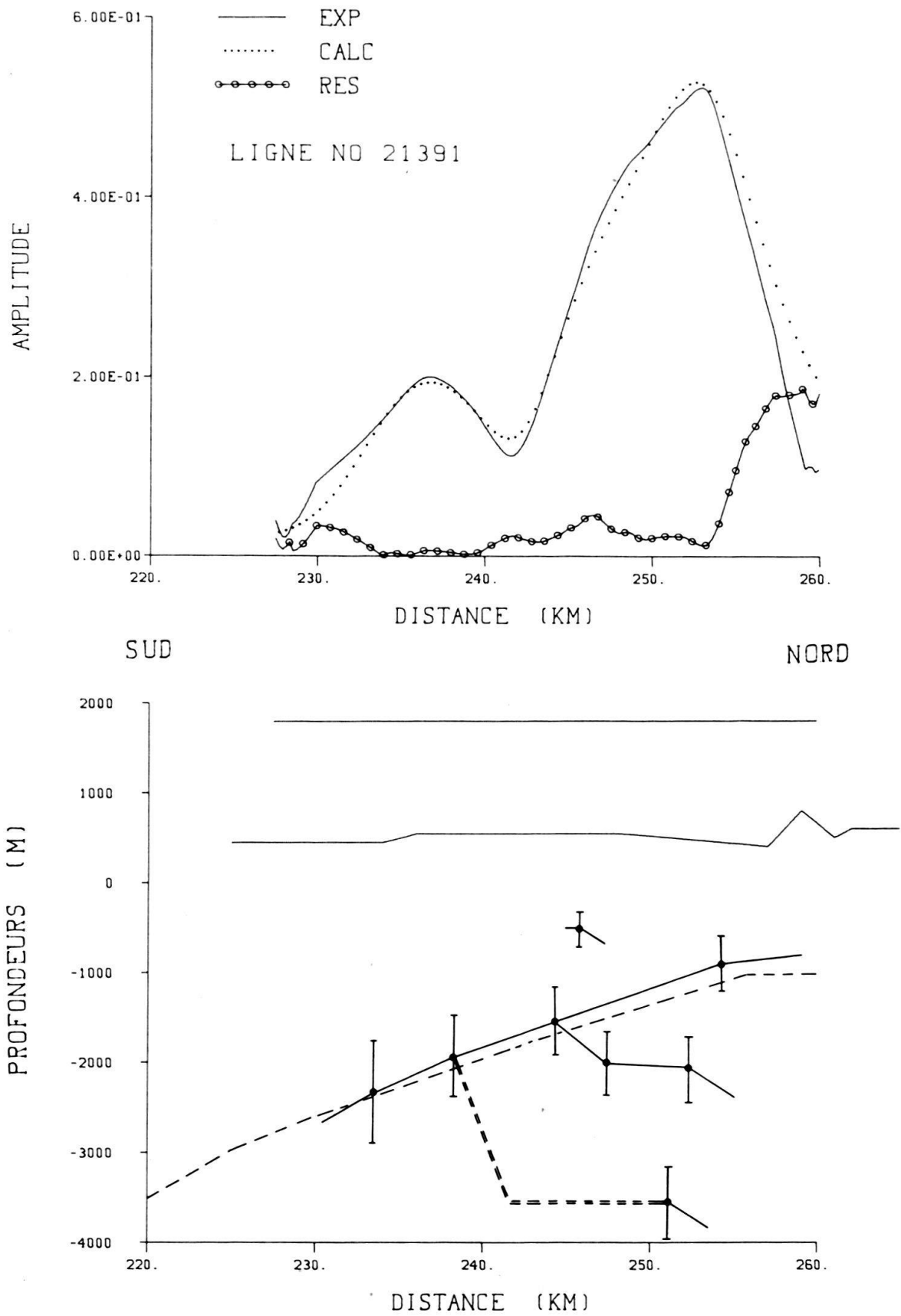


Fig.9

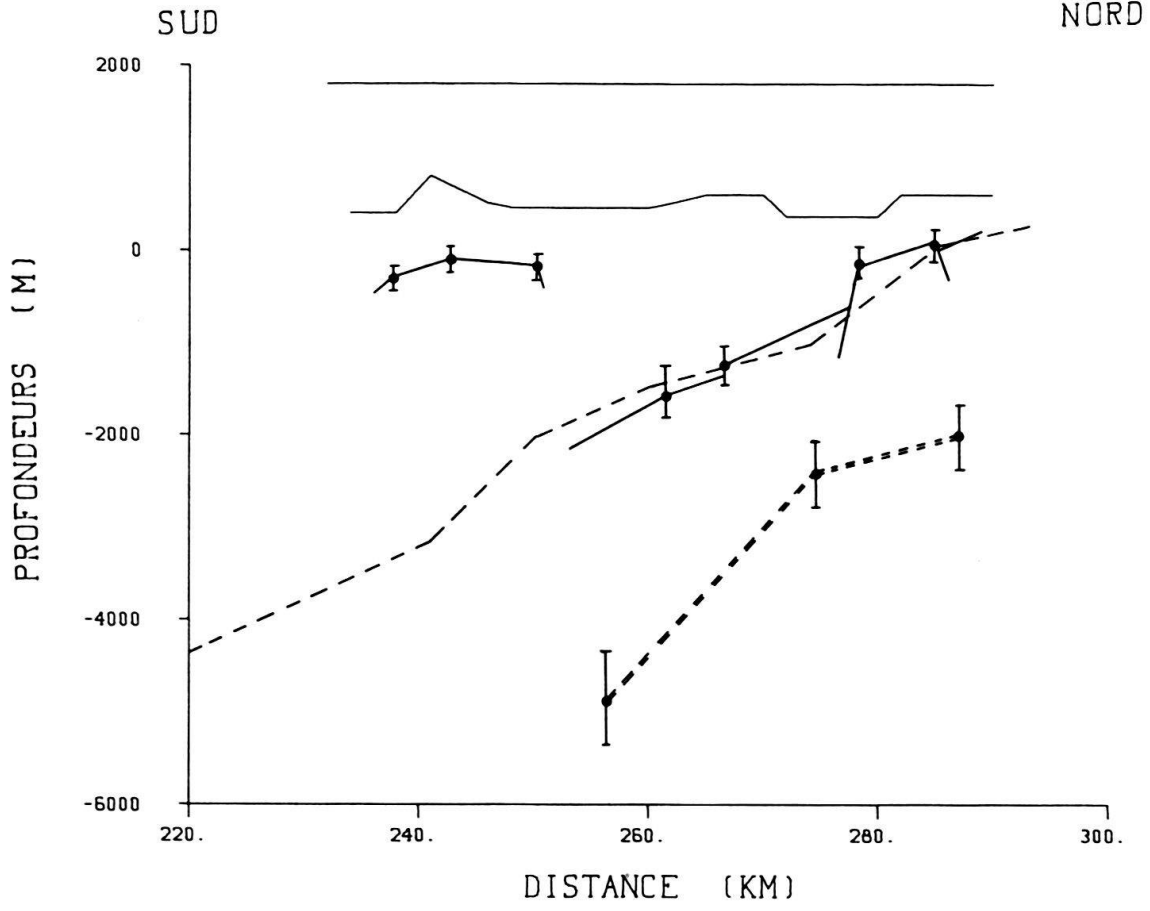
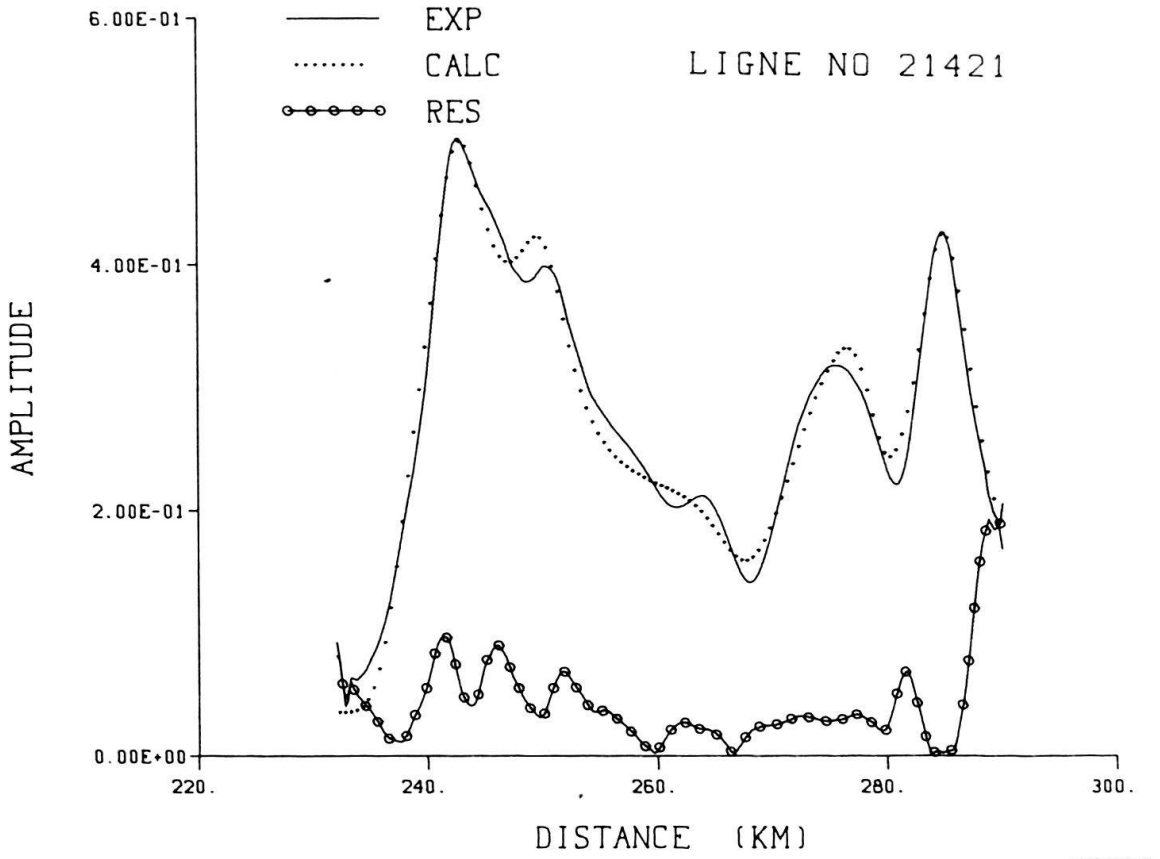


Fig. 10

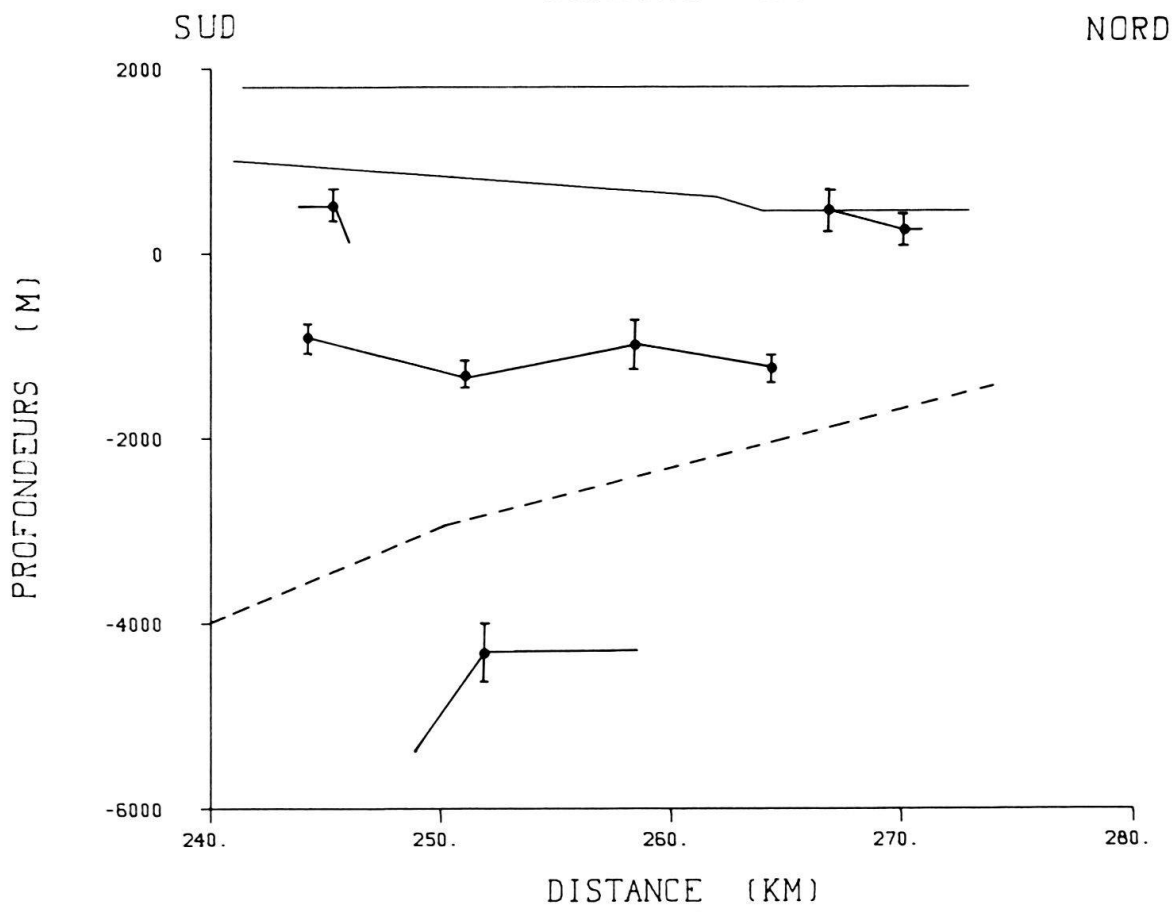
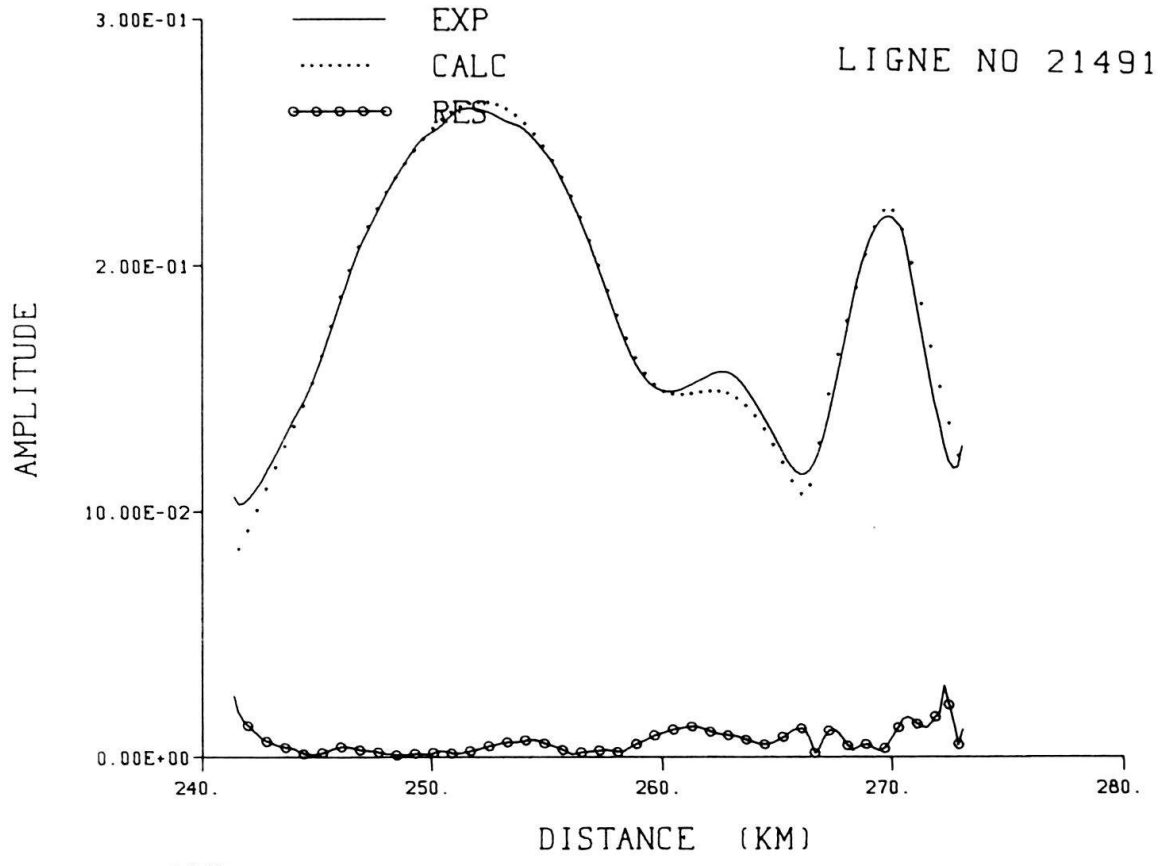


Fig. 11

Un lecteur attentif remarquera que la somme arithmétique du signal analytique résiduel et du signal analytique calculé n'est pas égal au signal analytique expérimental. Ceci provient du fait que la fonction amplitude est une fonction complexe et que l'expression du signal analytique résiduel s'écrit.

$$A_R(x) = \sqrt{[T_E(x) - T_C(x)]^2 + [T_{IE}(x) - T_{IC}(x)]^2}.$$

Avec T_E et T_C dérivées horizontales expérimentales et calculées
 T_{IE} et T_{IC} dérivées verticales expérimentales et calculées.

III. Conclusions

Les profondeurs du soubassement magnétique du Jura et du bassin molassique obtenues par les méthodes du spectre de puissance et du signal analytique concordent dans une large mesure. Les différences observées entre les résultats des deux méthodes peuvent s'expliquer par le caractère tri-dimensionnel de certains corps perturbateurs et par la présence d'anomalies artificielles (industrie, procédures de réduction, etc.). Le trait le plus intéressant des résultats est sans conteste la présence d'une zone aveugle, orientée N-S située dans une région délimitée au nord par le lac de Morat, au sud par le pays d'Enhaut, à l'ouest par la Sarine et à l'est par une ligne Zweisimmen-Bienne.

Une interprétation géologique de cette zone ne peut être présentée ici car elle nécessiterait l'intégration d'autres données géophysiques qui ne sont malheureusement pas disponibles.

BIBLIOGRAPHIE

- DYRELIUS, D. (1979): Analytic signal interpretation of four aeromagnetic profiles in the Central Swedish Caledonian front. - Univ. Uppsala, Solid Earth Physics Dept. Rep. No. 27.
- FISCHER, G., & LE QUANG, B. (1980): A model of the Jorat magnetic anomaly based on the three field components. - *Ecolgae geol. Helv.* 73, 2.
- GREEN, R., & STANLEY, J. M. (1975): Application of a Hilbert transform method to the interpretation of surface vehicle magnetic data. - *Geophys. Prosp.* 23, 18-27.
- KLINGÉLÉ, E., & KAHLE H.-G. (1978): Prominent gravity anomalies in western Switzerland and possible models for the basement structure. In Symp. on «The Role of Density». Aarhus (Denmark), *Goeskrifter* 10, 95-110.
- KLINGÉLÉ, E. (1983): Carte aéromagnétique de la Suisse 1/500 000. - Office Fédéral de Topographie, Wabern.
- (1983): Carte aéromagnétique du Plateau et du Jura Suisse - Champ total 1/500 000^e. - Office Fédéral de Topographie, Wabern.
- (1986): Les levés aéromagnétiques de la Suisse. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*. Siebenunddreissigster Band, 69 S.
- MEYER DE STADELHOFEN, C., SIGRIST, W., & DONZÉ, A. (1973): L'anomalie magnétique du Jorat. - *Bull. Lab. Géol., Minéral., Géophys. et du Musée géolog., Univ. de Lausanne*, no 202.
- NABIGIAN, M. N. (1972): The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Its properties and use for automated anomaly interpretation. - *Geophysics* 37/3, 507-517.
- (1974): Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. - *Geophysics* 39/1, 85-92.
- SHUEY, R. T. (1972): Application of Hilbert transforms to magnetic profiles. - *Geophysics* 37/6, 1043-1045.
- Synthese (1982): *Geothermische Synthese der Schweiz*. Eidg. Techn. Hochschule Zürich - Institut für Geophysik, Dr. U. P. Büchi Geol. Expertisen und Forschungen AG - Benglen ZH. Schriftenreihe des BEW Nr. 26, Bern.
- TREITEL, S., CLEMENT, W. G., & KAUL, R. K. (1971): The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. - *Geophys. J. R. astr. Soc.* 24, 415-428.

Manuscrit reçu le 25 juin 1986

Révision acceptée le 21 septembre 1986

