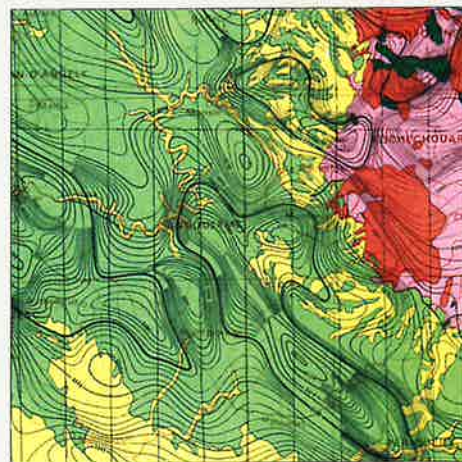




Magnétisme et prospection magnétique

Raymond Millon



MAGNÉTISME ET PROSPECTION MAGNÉTIQUE

Raymond MILLON

Les Cahiers de l'AGAP n° 1

Janvier 2002



Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
58, boulevard Lefebvre - 75732 Paris Cedex 15

Réalisation

*L'auteur, **M. Raymond MILLON**, Ingénieur civil des Mines (Nancy, 1952), après avoir obtenu un diplôme de géologie à l'École des Mines de Paris, Section d'Études Géologiques et Minières (1956), a fait toute sa carrière au BRGM, d'abord comme géologue minier en Nouvelle-Calédonie, puis comme géophysicien au département de géophysique. Il a été notamment chef-géophysicien en Arabie Saoudite pendant trois ans et chef-géologue en Guyane pendant deux ans, pour des travaux concernant les levés aéromagnétiques de ces deux pays et leur suivi au sol. Il a collaboré aux travaux de géophysique effectués sur l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris.*

Diffusion

Ce document est disponible au :
Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
IST-Diffusion des Éditions
58, boulevard Lefebvre
F-75732 Paris Cedex 15
Téléphone : 01 40 43 50 20
Télécopie : 01 40 43 54 95
Internet : <http://www.lcpc.fr>

Prix

120 F - 18,29 euros HT

Ce document est propriété de l'Administration
et ne peut être reproduit même partiellement, sans l'autorisation de son Directeur général
du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
(ou de ses représentants autorisés).

© 2002 - LCPC

ISBN : 2-7208-3302-9

SOMMAIRE

Remerciements	4
Avant-propos	5
Introduction	6
Chapitre 1. Rappel de notions fondamentales	7
Chapitre 2. Métrologie magnétique	25
Chapitre 3. Interprétation des résultats	51
Conclusions	78
Bibliographie	79
Iconographie	80

REMERCIEMENTS



Je tiens à exprimer ma gratitude, tout d'abord aux organismes ou sociétés chez qui j'ai pu trouver les exemples illustrant cette monographie, documents déjà publiés ou inédits :

- ☐ *Bureau de recherches géologiques et minières*
- ☐ *Institut de Physique du Globe de Paris*
- ☐ *Géologie profonde de la France (programme AMBP)*
- ☐ *Observatoire de Chambon-la-Forêt*
- ☐ *Total et Elf*
- ☐ *Directorate General of Mineral Resources (Saudi Arabia)*
- ☐ *Ministère de l'Économie, des Finances et de l'Industrie*
- ☐ *ELSEC Littlemore Scientific Eng. Co.*
- ☐ *GEM Terraplus Inc.*
- ☐ *GEOMETRICS et IRIS Instruments*
- ☐ *SCINTREX*
- ☐ *et plus personnellement, Mme Manda-Alexandrescu, qui m'a fait les honneurs de l'Observatoire de Chambon-la-Forêt, MM. Gérard Clément, Yves Lemoine, Éric Millon et José Perrin pour la relecture de mon manuscrit et pour leurs observations pertinentes.*

AVANT-PROPOS



Le présent « Cahier » a été rédigé à l'initiative de l'AGAP Qualité (Association pour la Qualité en Géophysique Appliquée). Il s'agit du premier exemplaire d'un ensemble de fascicules thématiques constituant un transfert d'expérience et traitant chacun d'une méthode ou d'un domaine d'étude.*

Le principe de ces monographies est de fournir aux prestataires en géophysique appliquée, ainsi qu'à leurs donneurs d'ordres, des ouvrages pratiques évitant les exposés trop théoriques. Les rédactions envisagées s'appuient donc sur des praticiens bénéficiant d'une large expérience dans leurs domaines d'intervention respectifs.

Au travers d'exemples variés ils permettront aux géophysiciens d'éviter des erreurs dans la conception et l'organisation des opérations mais aussi d'améliorer la qualité des mesures et leur interprétation. Ils font également le point sur le matériel et sur les derniers développements en matière d'outils d'interprétation ou de modélisation. Par ailleurs, ils contribueront à éclairer les donneurs d'ordres sur les capacités et limites des techniques géophysiques vis-à-vis de cibles données.

Le président de l'AGAP Qualité
Bertrand HUBERT

** **AGAP Qualité** est une association créée en 1992 par quatre organismes d'études géophysiques de subsurface :*

- le BRGM (Bureau d'Études Géologiques et Minières),
- la CGG (Compagnie Générale de Géophysique),
- la CPGF (Compagnie de Prospection Géophysique Française),
- le LCPC (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées).

AGAP Qualité regroupe à présent, au sein de plusieurs collègues, des donneurs d'ordres, des prestataires en géophysique, des fabricants de matériel et des scientifiques. Une des missions de l'AGAP Qualité consiste à promouvoir la bonne utilisation des méthodes de géophysique appliquée en terme de qualité du service rendu au client. La première action concrète de cette association a été de publier le « Code de Bonne Pratique ». Cet ouvrage comprend une série de 75 fiches présentant chaque technique géophysique, des tableaux d'adéquation « techniques - besoins », ainsi qu'un guide d'application de la norme ISO 9001 à l'activité géophysique. Il a été complété récemment par un guide de recommandation à l'usage des clients et des donneurs d'ordres afin de les aider dans la rédaction des documents contractuels et dans le suivi de la qualité des prestations qui leur sont proposées puis fournies. La série des « Cahiers de l'AGAP » vient donc compléter utilement ces documents généraux.

Coordonnées : AGAP Qualité, Maison de la géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris
Tél : 01 47 07 91 95
email : agapqualite@wanadoo.fr

INTRODUCTION



Si la « pierre d'aimant » était déjà connue de Thalès (7^e siècle avant J.-C.), ce sont les Chinois, au 1^{er} siècle de notre ère, qui observèrent qu'un cristal de magnétite, monté sur un flotteur (cuillère montre-sud) s'orientait dans une direction bien déterminée. C'est ce qui a conduit à la découverte de la boussole et de l'existence du champ magnétique terrestre.

Corrélativement, les déviations anormales d'une aiguille aimantée à proximité de gisements de magnétite ou de roches bien particulières ont amené à utiliser ce phénomène pour la recherche de ce type de minerai ou de roches : la prospection magnétique est née avec l'emploi de boussoles d'inclinaison dans les pays scandinaves. Le perfectionnement incessant des appareils de mesure du magnétisme a permis de mieux définir les principes de cette science, mais aussi d'en étendre le domaine d'application.

Chapitre 1

1. Rappel de notions fondamentales



1.1. Principes et définitions	8
1.1.1. La loi de Coulomb	8
<i>Moment magnétique d'un aimant</i>	9
<i>Intensité d'aimantation</i>	9
<i>Champ magnétique</i>	9
1.1.2. Paramètres et caractéristiques magnétiques	9
<i>Susceptibilité magnétique</i>	9
<i>Induction magnétique</i>	9
1.1.3. Classification des substances d'après leurs propriétés magnétiques	10
<i>Diamagnétisme</i>	10
<i>Paramagnétisme</i>	10
<i>Ferromagnétisme et ferrimagnétisme</i>	10
1.1.4. Valeurs de susceptibilité magnétique pour les roches et minéraux	11
1.2. Les unités magnétiques	12
1.3. Le champ magnétique terrestre	12
1.3.1. Le champ dipolaire	13
1.3.2. La composante non-dipolaire du champ	16
1.3.3. Les variations du champ magnétique terrestre	16
<i>Variation séculaire</i>	16
<i>Origine supposée du champ magnétique terrestre</i>	19
<i>Variation diurne</i>	19
1.3.4. Les anomalies magnétiques régionales et locales	22

Chapitre 1.

Rappel de notions fondamentales



1.1. PRINCIPES ET DÉFINITIONS

Une aiguille aimantée montée sur un pivot s'oriente de façon bien déterminée. L'une de ses extrémités s'oriente vers le nord, l'autre vers le sud.

Par convention, on appelle **pôle Nord** d'une aiguille aimantée l'extrémité qui, sur la Terre, indique approximativement la direction du nord. L'autre extrémité est appelée **pôle Sud**.

D'autre part, on observe que le pôle Nord d'une aiguille aimantée est attirée par le pôle Sud d'une autre aiguille aimantée et est repoussée par le pôle Nord de cette aiguille, et inversement. Enfin, une aiguille aimantée coupée en deux donne deux aiguilles aimantées ayant chacune un pôle Nord et un pôle Sud. Il est impossible d'isoler un monopôle (c'est l'expérience de l'aimant brisé).

Toute région de l'espace où une aiguille aimantée subit une action directrice est appelée **champ magnétique**. Ce champ peut être représenté vectoriellement, en position et en intensité. Il exerce un couple sur une aiguille aimantée, mais il n'y a pas de force résultante. Le moment de ce couple permet de mesurer l'intensité du champ. La direction et l'orientation finale de l'aiguille en fournissent le sens.

1.1.1. La loi de Coulomb

Charles de Coulomb (1736-1806), en inventant la balance de torsion (l'ancêtre des premiers magnétomètres), a établi la loi qui porte son nom et qui exprime la force F s'exerçant entre deux masses magnétiques m et m' en fonction de leur distance d :

$$F = K.m.m'/d^2$$

Cette formule permet de définir les **masses magnétiques**. Dans le système CGS, le coefficient K est pris égal à 1 et la masse magnétique unité est celle qui, placée à une distance de 1 cm, repousse une autre masse unité de même signe avec une force de 1 dyne.

Le champ de forces créé par un ensemble de masses magnétiques dérive donc d'un potentiel :

$$V = K/d.\Sigma (m)$$

■ *Moment magnétique d'un aimant*

C'est la quantité $M = m \cdot l$

m = masse magnétique

l = longueur du dipôle

■ *Intensité d'aimantation*

C'est le moment magnétique par unité de volume : $J = dM/dv$.

On réserve le nom d'aimantation spécifique au moment magnétique de l'unité de masse.

■ *Champ magnétique*

C'est la force qui s'exerce sur la masse magnétique unité en un point donné. Il s'exprime en Oersted dans le système CGS, en A/m dans le Système International.

1.1.2. Paramètres et caractéristiques magnétiques

■ *Susceptibilité magnétique*

Pour un matériau donné placé dans un champ inducteur F , on appelle susceptibilité magnétique de ce matériau le rapport $k = J/F$ qui caractérise la capacité du matériau à se charger en masses magnétiques.

Cette susceptibilité volumique doit être distinguée de la susceptibilité massique (appelée parfois coefficient d'aimantation) qui est le moment magnétique que prend l'unité de masse d'une substance dans un champ magnétique unitaire.

■ *Induction magnétique*

C'est la composante de deux vecteurs :

- le champ magnétique ambiant F ,
- le vecteur $4\pi J$ (le facteur 4π provient de l'application du théorème de Gauss : le flux de F à travers une surface fermée contenant des masses magnétiques est le produit de 4π par la somme de ces masses internes).

En l'absence d'aimantation rémanente, l'induction B vaut :

$$B = F + 4\pi k F = (1 + 4\pi k) F.$$

La quantité $\mu = 1 + 4\pi k$ est appelée perméabilité magnétique.

Dans le vide, l'induction se confond avec le champ $\mu = 1$ et $k = 0$.

En présence de corps ferromagnétiques (ou ferrimagnétiques) qui possèdent une aimantation rémanente, la direction de l'aimantation résultante peut être différente de l'aimantation induite.

Une propriété importante du vecteur induction est la continuité de sa composante normale dans la traversée de la surface d'un corps magnétique.

1.1.3. Classification des substances d'après leurs propriétés magnétiques

■ *Diamagnétisme*

La perméabilité est inférieure à 1.

L'effet d'induction s'oppose au champ inducteur et disparaît avec lui.

Il n'y a donc pas d'aimantation rémanente.

La susceptibilité magnétique est négative, très faible et indépendante de la température.

■ *Paramagnétisme*

La perméabilité est légèrement supérieure à 1 et varie avec la température. L'effet d'induction s'ajoute au champ inducteur.

La plupart des sels de Fe, Cr, Mn et Cu sont paramagnétiques ainsi que les éléments O, Al, K, Na, Cr, Mn et Pt.

Remarque

La plupart des éléments sont diamagnétiques. Cependant, comme leur susceptibilité est très faible et négligeable devant celle des éléments paramagnétiques, les roches, dans leur ensemble, sont en pratique toujours paramagnétiques.

■ *Ferromagnétisme et ferrimagnétisme*

La perméabilité est très supérieure à 1 et le sens de l'aimantation est le même que pour le paramagnétisme. En outre :

- l'aimantation est élevée, même pour de faibles excitations magnétiques,
- l'aimantation n'est pas proportionnelle au champ inducteur, mais varie avec lui,
- l'aimantation est conservée lorsque le champ inducteur disparaît. On parle alors d'aimantation rémanente,
- l'aimantation varie avec la température. Elle disparaît au-delà d'une valeur dite point de Curie (Tableau I),

TABLEAU I

TEMPÉRATURE DE CURIE

Métaux ferromagnétiques	Minéraux ferro/ferrimagnétiques
Fe : 770°	Magnétite : 585°
Ni : 358°	Pyrrhotine : 320°
	Ilménite : 200 à 600°
	Goethite : 150 °

- en modélisation, on utilise le *coefficient de Königsberger* qui est le rapport des aimantations rémanente/induite acquises dans un même champ,

➤ les roches contenant de faibles teneurs en minéraux ferro- ou ferrimagnétiques se comportent à peu près comme des corps paramagnétiques, mais avec des perméabilités relativement fortes.

1.1.4. Valeurs de susceptibilité magnétique pour les roches et minéraux (Tableaux II et III)

TABLEAU II
SUSCEPTIBILITÉ DES PRINCIPAUX MINÉRAUX MAGNÉTIQUES

	SI	10 ⁻⁶ uem CGS
Magnétite	3 à 10	300 000 à 800 000
Pyrrhotine	0,05 à 0,3	5 000 à 30 000
Ilménite	0,3 à 0,5	30 000 à 45 000
Chromite*	0,003 à 0,5	3 000 à 50 000
Wolframite	0,01 à 0,03	1 000 à 3 000

* La chromite contient toujours un peu de magnétite.

TABLEAU III
SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE DES GRANDES FAMILLES DE ROCHES

SI	0,001	0,01	0,1	1	10
Roches sédimentaires					
Gneiss - Schistes					
Granites et roches acides					
Roches plutoniques basiques					
Laves - Roches ultrabasiques					
uem CGS	0,0001	0,001	0,01	0,1	1

D'une manière générale, les roches ultrabasiques sont plus magnétiques que les roches basiques, elles-mêmes plus magnétiques que les roches acides. Mais, pour un même type de roche, les disparités sont grandes et la susceptibilité magnétique dépend surtout de la teneur en magnétite de la roche. Ainsi, on peut rencontrer des granites amagnétiques et d'autres très magnétiques, des calcaires contenant de la magnétite et donc très magnétiques.

Des lois empiriques approximatives relient la susceptibilité magnétique k aux teneurs massique (t %) ou volumique (v %) en magnétite :

Balsey et Buddington	$k = 0,0326 t^{(4/3)}$
Mooney et Bleifuss	$k = 0,0361 t^{(1,01)}$
C. Jahren	$k = 0,00116 v^{(1,39)}$
Schlichter	$k = 0,003 v$
Lindsley	$k = 0,00001.v^{(0,35)}$

1.2. LES UNITÉS MAGNÉTIQUES

Nous présentons les différentes unités dans les systèmes SI et CGS car les géophysiciens ont longtemps utilisé les unités CGS et se sont fait des échelles mentales de valeurs dans ce système (Tableau IV).

TABEAU IV
UNITÉS MAGNÉTIQUES

	Symbole	SI	uem CGS
Champ magnétique	F	A/m	$= 4 \cdot 10^{-3}$ Oersted
Induction magnétique	B	Tesla $= 1 \text{ Wb/m}^2$	$= 10^4$ Gauss
Flux magnétique	Φ	Weber (Wb)	$= 10^{-4}$ Maxwell
Masse magnétique	m	Wb/sph.	$= 0,0785 \cdot 10^8 \text{ CGS}^*$
Moment magnétique	M	Wb.m/sph.	$= 0,0785 \cdot 10^{10} \text{ CGS}$
Intensité d'aimantation	J	Wb/m ² sph.	$= 0,0785 \cdot 10^4 \text{ CGS}$
Susceptibilité magnétique	k	Rapport sans dimension dont la définition et donc la valeur numérique dépendent du système d'unités (1 unité SI = 0,0785... uem CGS)	
Perméabilité magnétique	Nombre sans dimension qui s'exprime par :		
		$1 + k$	$1 + 0,0785 k$

Remarques : - sph. = sphéradian
- le coefficient 0,0785... est la valeur numérique de $1/(4\pi)$
- l'unité pratique d'induction est le nanoTesla (nT), longtemps appelé gamma (γ)

1.3. LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

Au 16e siècle, W. Gilbert observe que les lignes de force du champ magnétique terrestre (matérialisées par l'aiguille d'une boussole) sont semblables à celles produites par une sphère de magnétite. Il en conclut que la Terre est un gigantesque aimant.

En 1840, K.F. Gauss montre que le champ magnétique terrestre est essentiellement d'origine interne.

Ce champ dipolaire, provenant du noyau terrestre est seulement soumis à des variations lentes dites séculaires. La partie d'origine externe, plus faible (quelques % du champ interne), est en relation avec les particules émises par le Soleil arrivant dans la haute atmosphère. Elle est très variable dans le temps comme en intensité (*cf.* §1.3.3.).

On caractérise le champ magnétique terrestre en un lieu par un vecteur F , incliné d'un angle I sur l'horizontale (sens positif vers le bas), et dont la composante horizontale H fait un angle D (déclinaison) avec le nord géographique (Fig. 1).

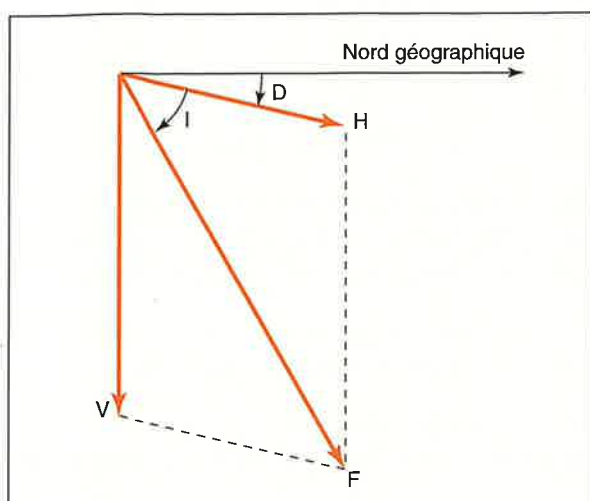


FIGURE 1
PARAMÈTRES DÉFINISSANT
LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

1.3.1. Le champ dipolaire

La répartition du champ magnétique à la surface du globe terrestre est, en première approximation, celle du champ qui serait créé par un dipôle magnétique situé au centre de la Terre et faisant un angle de $11,5^\circ$ environ avec l'axe de rotation de la Terre. Ce dipôle est évidemment fictif (Fig. 2).

Gauss a établi les relations permettant d'exprimer les composantes du champ dipolaire en un point de la surface du globe en fonction de la *latitude géomagnétique* λ et des valeurs du champ F_p au *pôle géomagnétique*, ou de F_e à l'*équateur géomagnétique* :

$$F_p = 2 F_e$$

$$V = 2 F_e \sin \lambda$$

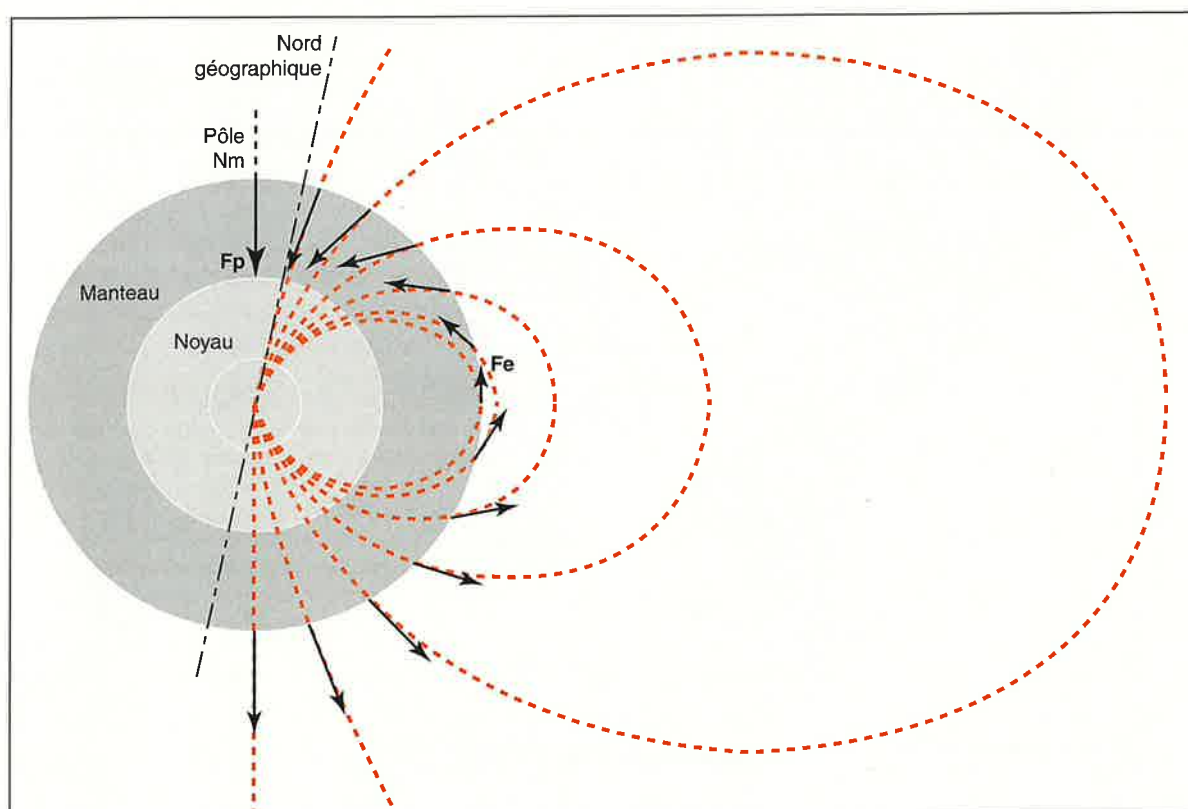
$$H = F_e \cos \lambda$$

d'où

$$\operatorname{tg} i = 2 \operatorname{tg} \lambda$$

$$F = F_e \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda}.$$

FIGURE 2
CHAMP DIPOLAIRE TERRESTRE



Le moment magnétique du dipôle central vaut :

$$M = F_e \cdot R^3 = 0,5 F_p \cdot R^3 \quad (R = \text{rayon de la Terre}).$$

Le champ dipolaire a été calculé par analyse harmonique à partir d'un grand nombre de stations mesurées à la surface du globe. Le dipôle central en est la partie principale ; il est actuellement mieux défini par les mesures des satellites en orbite autour de la Terre.

On remarquera que le champ magnétique à la surface du globe est incliné vers le bas dans l'hémisphère Nord et vers le haut dans l'hémisphère Sud (magnétique).

Le dipôle central a son pôle Sud dirigé vers le pôle Nord du globe terrestre. De la définition de la polarité magnétique (§ 1.1.), il résulte que le pôle terrestre Nord magnétique a une polarité Sud.

L'axe du dipôle central recoupe la surface du globe terrestre aux pôles **géomagnétiques**. L'irrégularité du champ total fait que ces pôles géomagnétiques ne coïncident pas avec les pôles magnétiques où le champ est vertical.

Le champ magnétique terrestre moyen diffère sensiblement du champ dipolaire. On s'en rend compte en examinant les cartes mondiales de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) publiées tous les 5 ans par l'US Geological Survey. Nous représentons sur les figures 3, 4 et 5 les cartes mondiales simplifiées de F, I et D pour l'époque 1990, qui sont utiles pour connaître ces paramètres en un endroit donné pour les calculs de modélisation. L'USGS édite également les cartes de H et de V.

FIGURE 3

CARTE MAGNÉTIQUE MONDIALE DE F

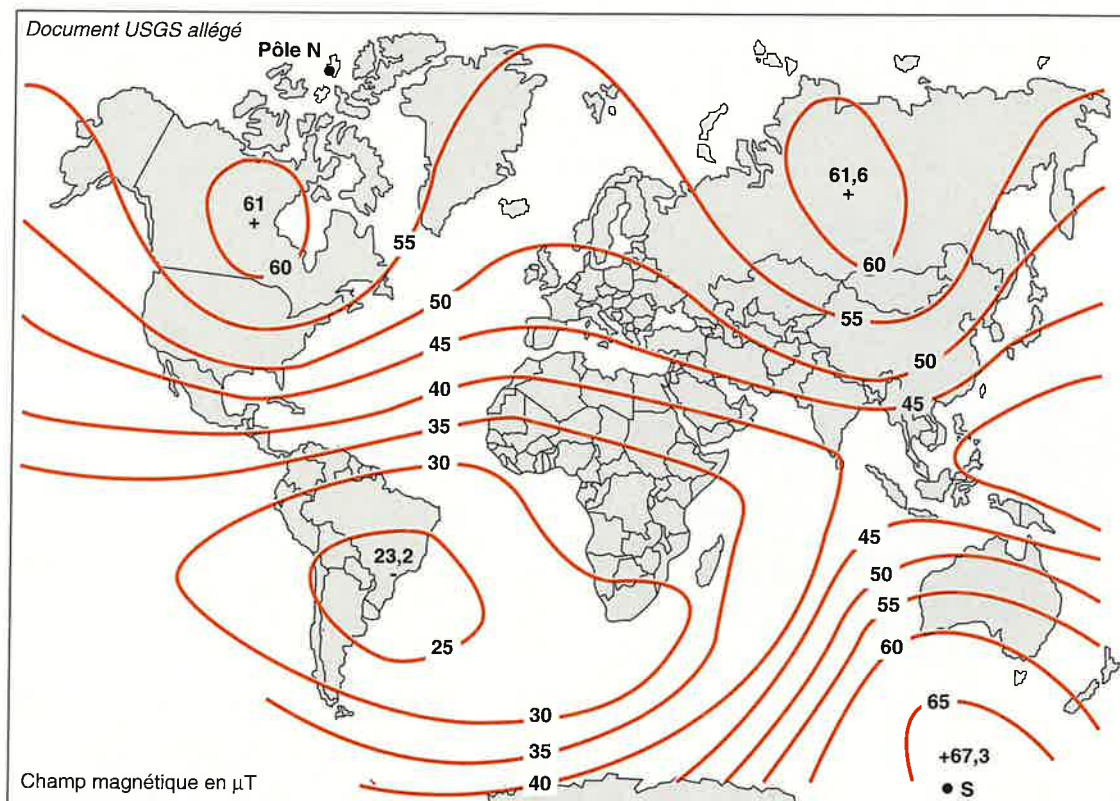
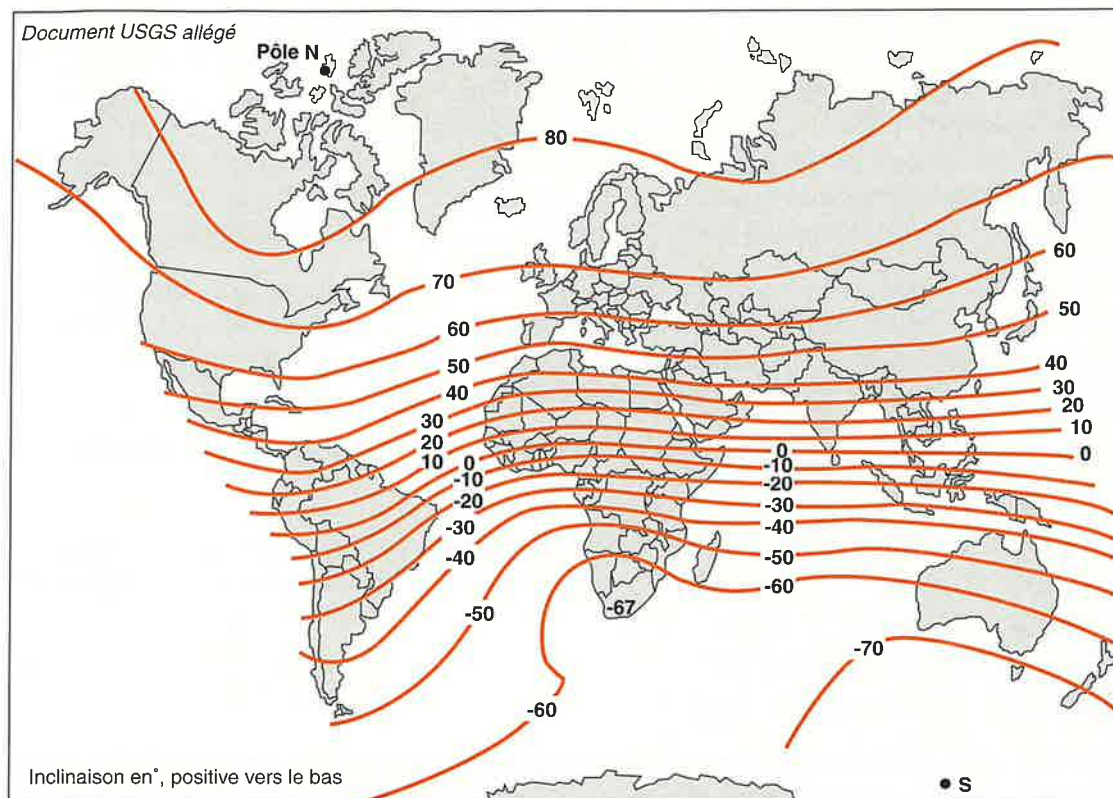
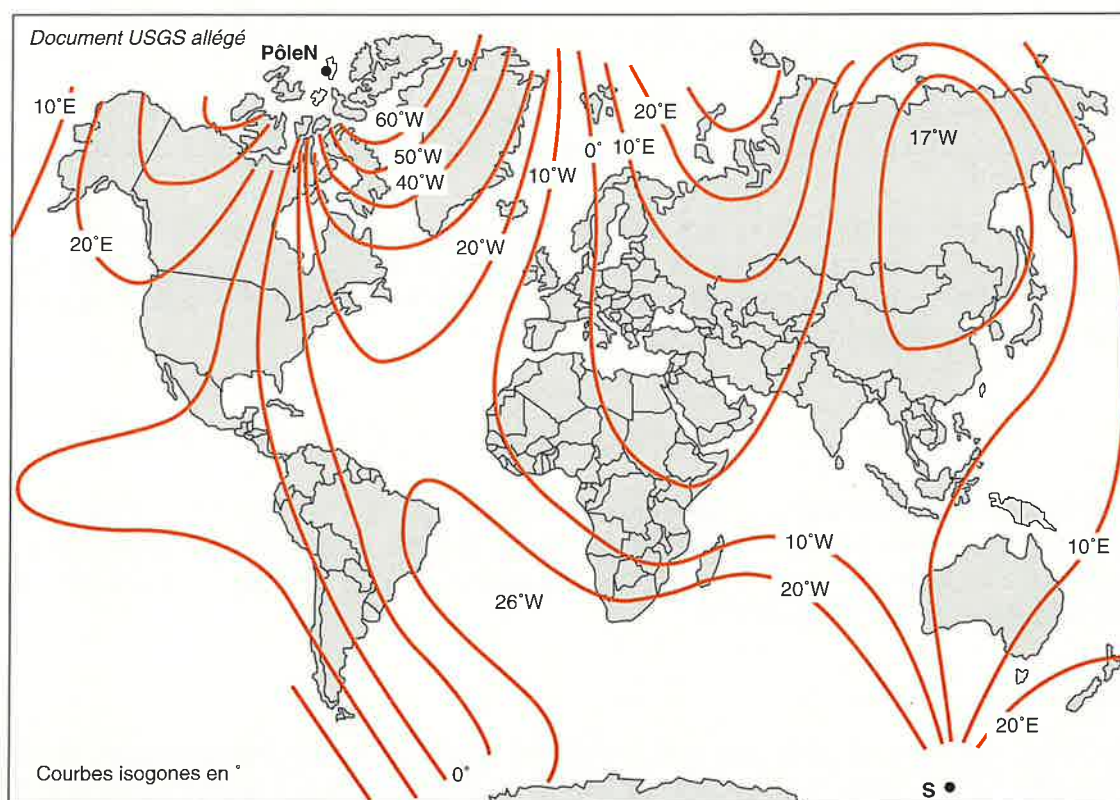


FIGURE 4**CARTE MAGNÉTIQUE MONDIALE DE I****FIGURE 5****CARTE MAGNÉTIQUE MONDIALE DE D**

Les cartes de l'USGS représentent aussi les courbes d'isovariations (ou *isopores*) annuelles des paramètres F, I, D, H et V.

La carte du **champ total** F (Fig. 3) montre qu'il y a un minimum très marqué sur le Sud-Brésil (23 200 nT). Les maxima ne coïncident ni avec les pôles géomagnétiques, ni avec les pôles magnétiques. Ainsi, il y a un maximum de 61 000 nT sur la bordure occidentale de la Baie d'Hudson, à 2 000 km du pôle magnétique Nord. Le champ varie annuellement, il diminue en moyenne de 30 nT/an avec des écarts importants (- 100 nT/an aux Antilles et dans l'Atlantique Sud, + 20 nT/an au Japon). Le champ total en France varie de 45 000 nT (Pyrénées) à 48 000 nT (Flandres), il augmente de 20 nT/an.

La carte de l'**inclinaison** I (Fig. 4) montre une anomalie marquée à la pointe sud de l'Afrique et une distorsion des courbes *isoclines* entre le Brésil et l'Afrique de l'Ouest. Il existe une forte anomalie de variation de l'inclinaison sur le Nordeste brésilien : 24'/an. Cette carte définit la position des pôles magnétiques.

En France, en 1990, l'inclinaison du champ allait de 58° (Pyrénées) à 66° (Flandres) et sa variation annuelle était pratiquement nulle.

La carte de la **déclinaison** D (Fig. 5) montre que le globe est divisé en trois grandes régions par des lignes *isogones* subméridiennes où la déclinaison est nulle (isogone 0) :

- Amérique du Nord et du Sud,
- Behring, Indonésie, Australie,
- Europe de l'Ouest, Kenya, Inde.

Pour la France, l'IGN publie une carte de la déclinaison (époque 1995). La déclinaison varie de 1° W (Alsace) à 5° W (Bretagne) et elle présente une déflexion importante à hauteur de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP) : 1° environ. La déclinaison diminue de 6'/an environ.

1.3.2. La composante non-dipolaire du champ

En soustrayant le champ dipolaire de l'IGRF, on obtient un champ anomal à l'échelle mondiale, appelé champ non-dipolaire. Cette opération peut être faite avec les 5 paramètres F, I, D, H et V.

L'étude de cette composante ne présente d'intérêt que pour les physiciens du globe qui l'utilisent (ainsi que ses variations temporelles) pour supputer l'origine du champ magnétique terrestre. On peut décomposer ce champ non-dipolaire en plusieurs dipôles magnétiques élémentaires.

1.3.3. Les variations du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre varie au cours du temps. On distingue les variations du champ interne, dites séculaires et celles du champ externe, dont la période peut aller de la seconde à plusieurs jours. Pour une période inférieure à la seconde, on entre dans le domaine de la magnéto-tellurique.

Variation séculaire

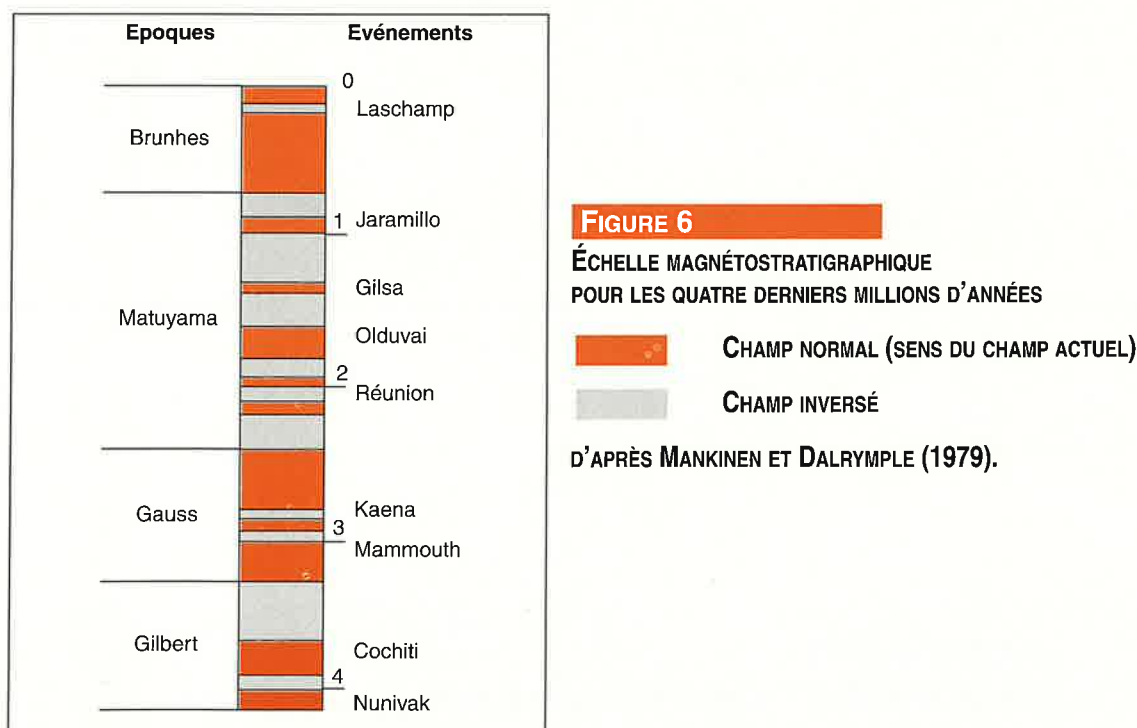
Le champ dipolaire ne varie que très lentement. Ainsi, les pôles **géomagnétiques**, au cours des 150 dernières années, ont gardé la même latitude (78,5°), mais ont dérivé vers

l'ouest de 7° en longitude (pour le pôle N : 64°W en 1850, 70°54'W en 1985), c'est-à-dire de 1 km/an vers l'ouest. Son intensité varie aussi notablement. Elle diminue actuellement de 5 % par siècle, soit 15 à 20 nT/an. À ce rythme, le champ magnétique pourrait s'annuler dans 2 000 à 3 000 ans, voire s'inverser, mais il pourrait tout aussi bien se remettre à croître.

Les pôles **magnétiques** dérivent de façon sensiblement différente. En 1831, Ross avait localisé le pôle magnétique N sur la côte ouest de la presqu'île de Boothia (70°N, 96°W), alors que Newitt, en 1994, le situait au sud-ouest de l'île Ellef Ringnes (78,3°N, 104°W). Cette dérive se fait donc principalement vers le nord.

D'autre part, les études **paléomagnétiques** ont montré que lorsqu'une coulée de lave se solidifiait, elle prenait une aimantation thermorémanente correspondant au champ qui régnait à ce moment. Or, certaines coulées présentaient une aimantation normale, c'est-à-dire dans le sens du champ actuel et d'autres une aimantation inverse, ce qui montrait que le champ magnétique pouvait s'inverser.

Les datations de coulées basaltiques continentales ont permis d'établir que le champ magnétique terrestre s'inversait de temps à autre et de façon irrégulière. Une *échelle magnétostratigraphique* assez précise a pu ainsi être définie pour les cinq derniers millions d'années, montrant des époques à dominante normale (Brunhes, Gauss) et d'autres à dominante inverse (Matuyama, Gilbert) (Fig. 6). Ces époques sont traversées par des inversions secondaires appelées **événements**.



Pour un passé plus lointain, la datation de coulées volcaniques devient moins précise, mais l'échelle magnétostratigraphique a pu être prolongée grâce aux profils magnétiques faits en travers des rides médio-océaniques : l'expansion des fonds océaniques à partir

de la ride centrale se traduit par une alternance d'anomalies positives et négatives symétriques par rapport à l'axe de la ride. Cette échelle magnétostratigraphique n'est pas précise dans l'absolu, car elle suppose une vitesse constante pour l'expansion océanique entre deux événements datés. Par contre, elle est plus détaillée puisqu'elle décrit tous les événements suffisamment longs pour être décelables. La limite dans le temps de cette échelle correspond à la date d'ouverture des océans (environ 165 millions d'années).

La variation séculaire de D et I peut être représentée sur un diagramme de Renou (ou Bauer) où les valeurs décennales régularisées ont été reportées depuis le 16^e siècle jusqu'à nos jours, pour la région parisienne (Fig. 7). On voit que depuis le début des observations, vers le milieu du 16^e siècle, la variation séculaire de D et I a décrit un cycle presque complet.

FIGURE 7

VARIATION SÉCULAIRE DE D ET I

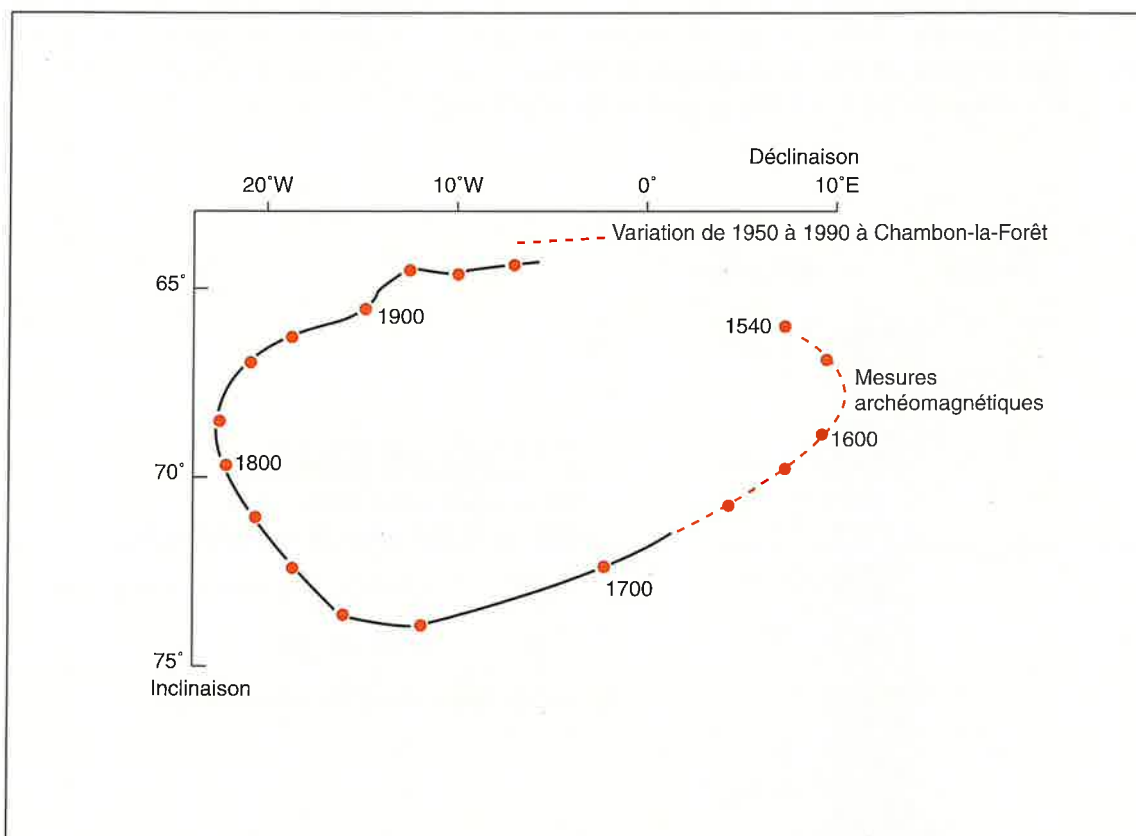


Diagramme de RENO

Variation séculaire de D et I (1670-1950) pour la région parisienne, complétée par :

- mesures indirectes avant 1670 (J. Goguel)
- mesures directes à Chambon-la-Forêt pour la période récente (Alexandrescu et al.)

Une corrélation intéressante a été notée par MM. Le Mouél, Courtillot et Jault (Nature, 1992) entre les variations des vitesses de rotation de la Terre et de déclinaison magnétique : une brusque variation de la déclinaison précède d'une dizaine d'années une décélération de la rotation de la Terre.

Les mesures absolues des composantes du champ sont effectuées régulièrement (deux fois par semaine) dans les soixante-quinze observatoires magnétiques permanents du monde entier et également, mais avec une période d'environ dix ans, sur des réseaux de répétition de certains pays. Pour la France, neuf observatoires sont maintenus par le BCMT (Bureau Central du Magnétisme Terrestre) : Chambon-la-Forêt, Tahiti, Kourou, quatre dans les Terres Australes et Antarctiques, M'Bour (Sénégal), Bangui (RCA). En France, le réseau de répétition comporte trente-trois stations.

La composante non-dipolaire du champ interne semble varier beaucoup plus rapidement que le champ dipolaire. L'origine de ce phénomène est à rechercher dans la cause du magnétisme terrestre.

Origine supposée du champ magnétique terrestre

Le fait le mieux établi est que le magnétisme terrestre n'est pas dû à une aimantation des éléments constituant le noyau de la Terre. À cette profondeur, les températures sont bien au-delà du point de Curie des constituants du noyau liquide et de sa partie centrale solide (graine).

On suppose que les mouvements convectifs qui doivent exister dans le noyau liquide (conducteur de l'électricité) se déplaçant dans un champ magnétique préexistant, induisent des courants électriques générant eux-mêmes un champ magnétique : c'est la théorie de la **dynamo auto-excitée**. Des vitesses de 1 à 10 km/an sont nécessaires dans ces mouvements convectifs pour expliquer les variations séculaires du champ magnétique.

Variation diurne

Le champ magnétique subit des variations incessantes avec des périodes et des amplitudes très diverses. Nous avons vu précédemment l'effet de la variation séculaire. La variation périodique qui apparaît ensuite la plus importante est la variation diurne.

Sur les magnétogrammes enregistrés par des variomètres dans les observatoires magnétiques (Chambon-la-Forêt par exemple, Fig. 8a), ou sur les enregistrements des stations au sol, on note que l'amplitude du champ présente une « baie » entre 10 h et 15 h pouvant atteindre 30 nT. La déclinaison peut varier de même d'une dizaine de minutes d'angle, un peu moins pour l'inclinaison.

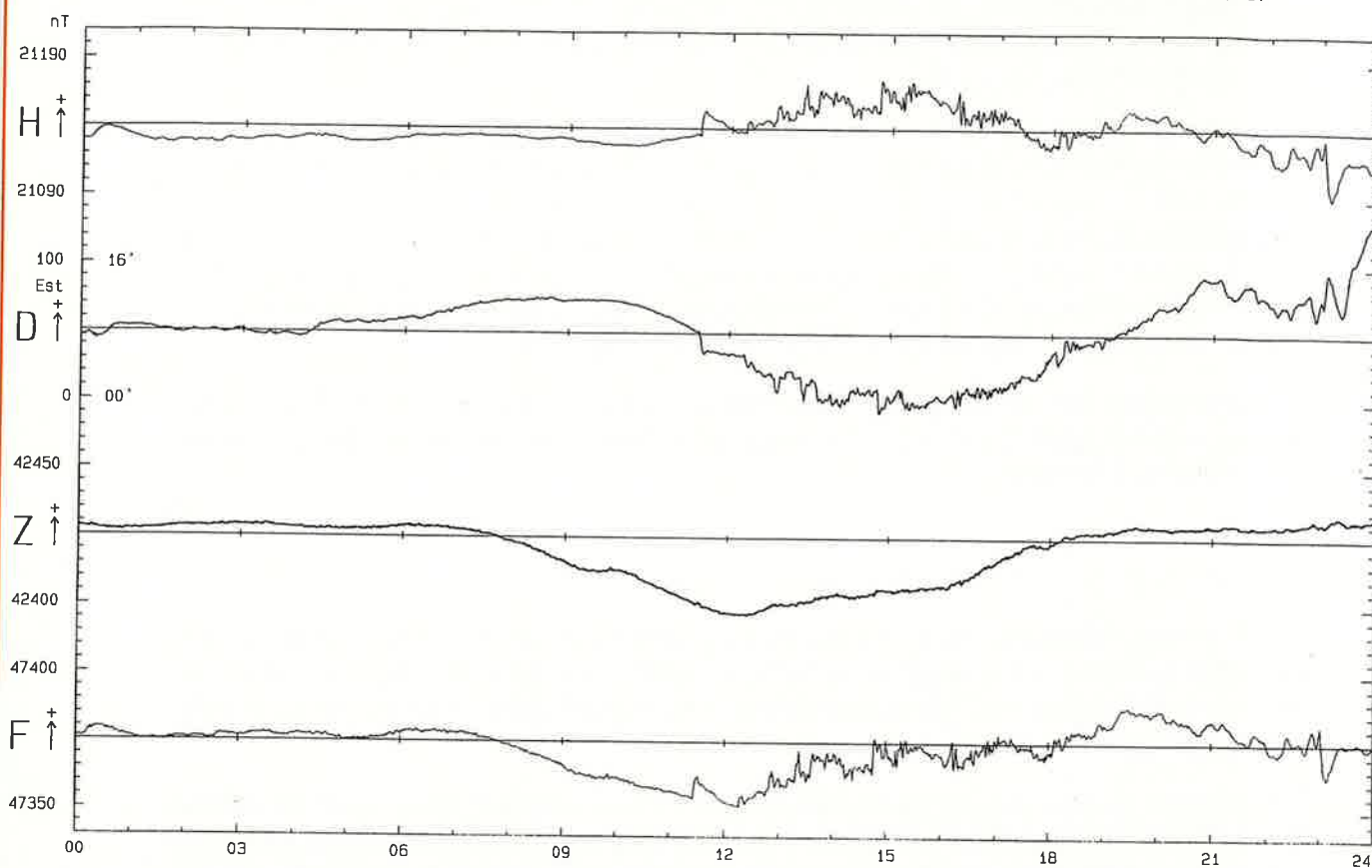
Cette variation change d'un jour à l'autre, d'une saison à l'autre, et, pour une même date diffère selon la latitude. Elle suit les périodes d'activité solaire (27 jours, 11 ans). D'ailleurs, lorsque celle-ci est débordante, on assiste à un « orage magnétique » pendant lequel les variations sont brusques et importantes et peuvent atteindre plusieurs centaines de nT pour F, et 1° pour D et I.

« L'orage du 20e siècle » s'est produit le 13/3/1989 :

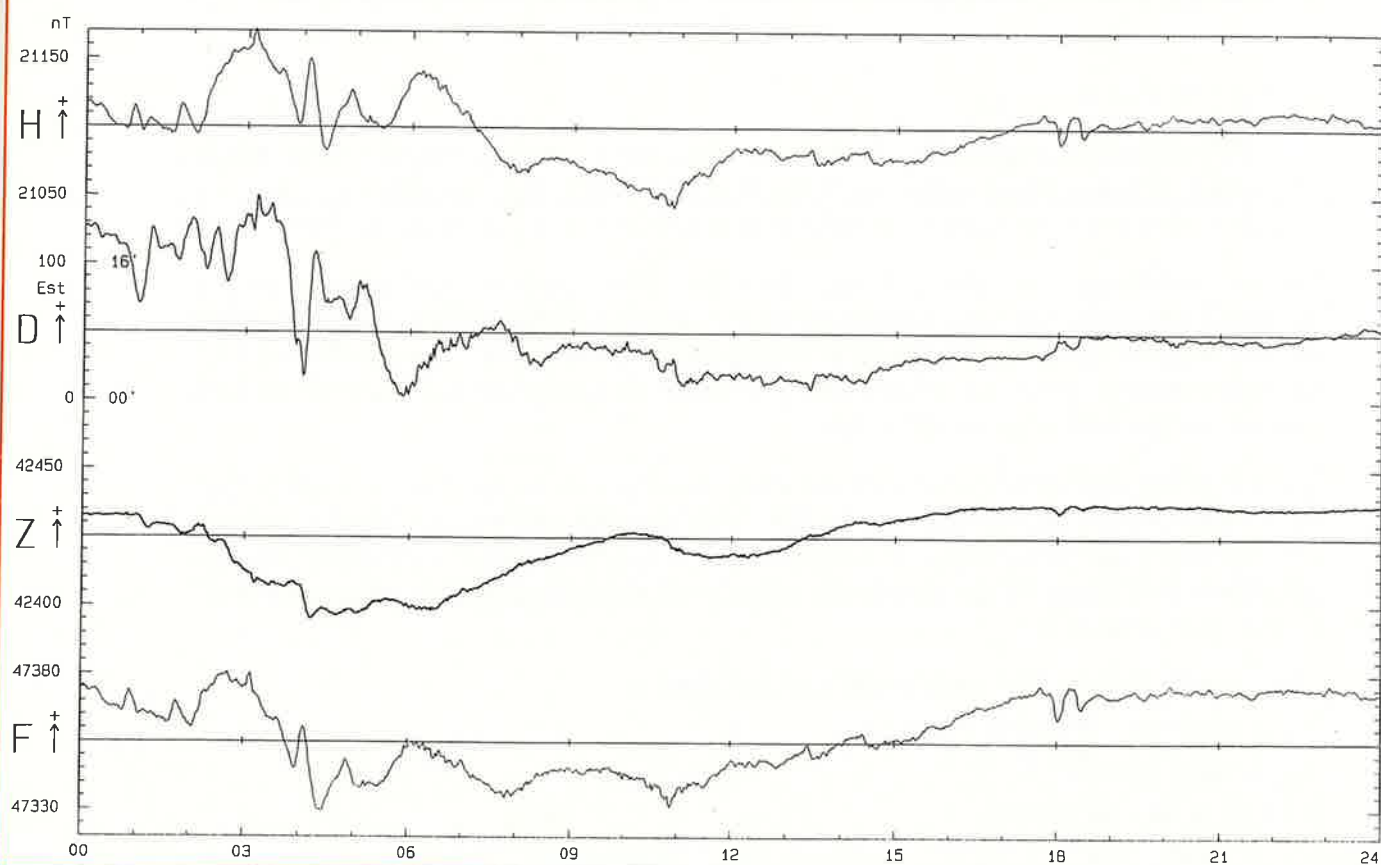
- F a varié de - 800 nT à + 300 nT,
- D a varié de + 1,5° à - 1°,
- I a varié de - 45' à + 10'.

FIGURE 8a**L'ORAGE MAGNÉTIQUE DES 16 ET 17/04/1999****CHAMBON-LA-FORET (48°01'26''N 2°15'36''E) 16 AVR 1999 Magnetometre TSA**

Echelle horizontale 10 mm/h. Echelles verticales H 10 nT/div D 10 nT ou 1.64 °/div Z 5 nT/div F 5 nT/div

**CHAMBON-LA-FORET (48°01'26''N 2°15'36''E) 17 AVR 1999 Magnetometre TSA**

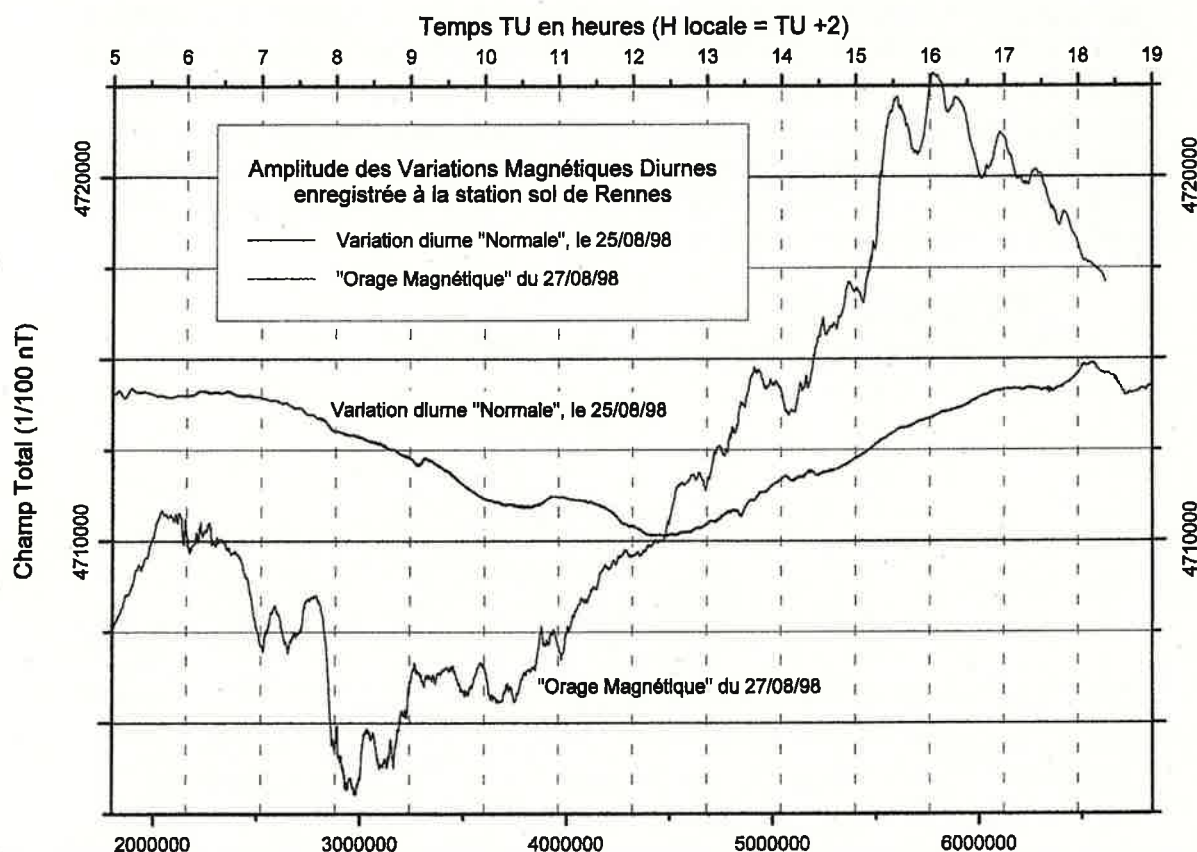
Echelle horizontale 10 mm/h. Echelles verticales H 10 nT/div D 10 nT ou 1.64 °/div Z 5 nT/div F 5 nT/div



La figure 8b montre un exemple récent d'orage magnétique enregistré à Rennes le 27/8/1998 succédant à une variation diurne normale le 25/8/1998. La figure 8a représente les variations des quatre paramètres H, D, V et F lors d'un orage magnétique les 16 et 17/04/1999.

FIGURE 8b

EXEMPLE DE VARIATION DIURNE ET D'ORAGE MAGNÉTIQUE (LEVÉ AÉROMAGNÉTIQUE BRETAGNE-1998)



Les variations temporelles rapides proviennent du champ magnétique externe : le Soleil envoie dans l'espace un flux très irrégulier de particules ionisées qui, lorsqu'elles arrivent à proximité de la Terre, ont tendance à s'enrouler autour des lignes de force du champ magnétique terrestre après avoir déformé la *magnétopause* (ensemble des lignes de force et des particules captées formant une sorte de tore de même axe que la Terre).

Lors d'une prospection magnétique où l'on recherche des anomalies d'amplitude moyenne (10 à 100nT), il est nécessaire :

- soit d'enregistrer la variation diurne :
 - en continu, avec un magnétomètre enregistreur placé en station fixe,
 - ou bien en discontinu, par des passages répétés sur une même station appelée « base » ;
- soit de s'en affranchir en utilisant un *gradiomètre*.

Il est déconseillé de corriger les mesures en soustrayant une variation diurne « moyenne », car le phénomène change trop d'un jour à l'autre.

1.3.4. Les anomalies magnétiques régionales et locales

Un levé aéromagnétique fait en 1964 par CGG pour le compte du CNRS, (lignes de vol N-S espacées de 10 km, altitude barométrique de 3 km sauf au-dessus des Alpes : 5 km) a permis d'obtenir une carte aéromagnétique de la France qui a été publiée et dont nous donnons ici une version simplifiée (Fig. 9).

Cette carte montre principalement des courbes *isodynames* E-W avec un gradient S-N de 3 nT/km environ, mais ces courbes présentent aussi des distorsions dont une anomalie majeure longue de 300 km entre Rouen et Nevers. Cette anomalie de caractère régional était déjà connue depuis le début du 20^e siècle et nous la désignons sous le sigle d'AMBP (Anomalie Magnétique du Bassin Parisien). Son origine est à rechercher dans le socle comme nous le verrons plus loin.

Il est tentant de se débarrasser du gradient S-N pour mieux faire apparaître cette anomalie et d'autres moins importantes. Il suffit de soustraire du champ mesuré un champ régularisé moyen ou bien l'IGRF à l'époque de la mesure. Cette opération de « filtrage » est utilisée couramment en magnétisme et en gravimétrie.

FIGURE 9

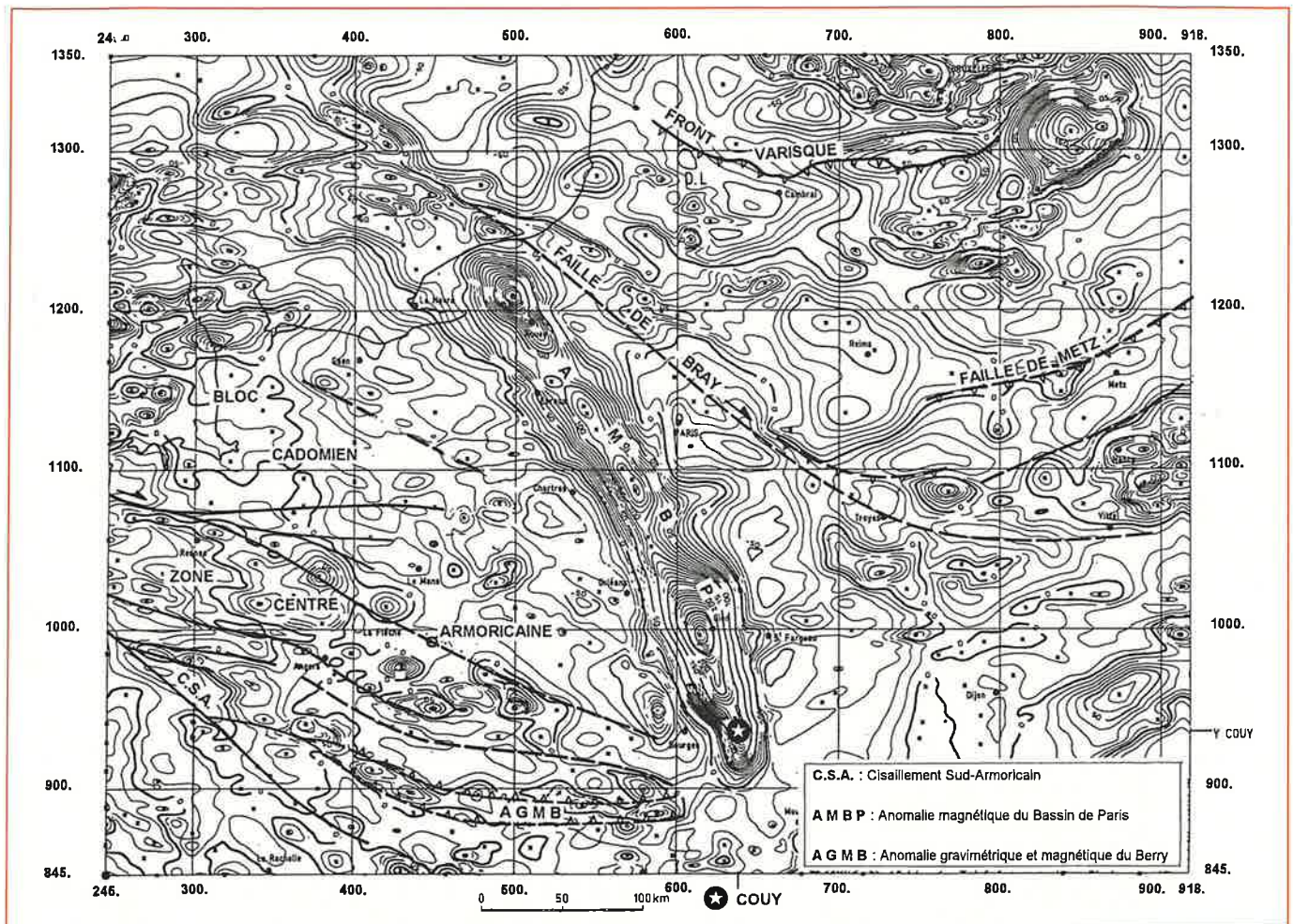
CARTE AÉROMAGNÉTIQUE SIMPLIFIÉE DE LA FRANCE (CNRS, 1964)



La carte résiduelle d'anomalies magnétiques ainsi obtenue a été éditée en 1972 par le BRGM sur un fond géologique simplifié au 1/1 000 000 et complétée ultérieurement par l'incorporation de levés aéromagnétiques détaillés faits à plus basse altitude. Nous donnons sur la figure 10 une version allégée d'un extrait de l'édition de 1972, qui montre beaucoup mieux l'allure de cette anomalie **régionale** du Bassin Parisien et qui en fait apparaître d'autres, plus locales (Cotentin, Pays de la Loire, Confolentais, Vosges, etc.).

FIGURE 10

**CARTE DES ANOMALIES AÉROMAGNÉTIQUES DE LA MOITIÉ N DE LA FRANCE
ET DES PRINCIPAUX TRAITS STRUCTURAUX (A. Autran et al.)**



En outre, d'anciennes directions de plis hercyniens ou varisques transparaissent sur cette carte (Lorraine, alignement Nantes-Périgueux).

L'intervalle des lignes de vol étant de 10 km, il serait vain de vouloir dessiner des structures de taille inférieure à cet espacement.

À travers cet exemple, on voit déjà comment organiser et traiter un levé magnétique :

- l'espacement des lignes doit être proportionné à la dimension des cibles,
- l'altitude de vol (cas de l'aéromagnétisme) doit être choisi en fonction de cet espacement,
- à toute échelle, on peut soustraire un champ moyen pour mieux faire ressortir les anomalies.

Chapitre 2

2. Métrologie magnétique



2.1. Les appareils de mesure	26
2.1.1. Les différents magnétomètres	26
2.1.2. Principaux constructeurs de matériel	27
2.2. Échelle régionale. Aéromagnétisme	28
2.2.1. Dispositifs de mesure	28
2.2.2. Appareillages de mesure et de localisation	29
2.2.3. Protocoles de mesure	29
2.2.4. Exemples de cibles pour levés aéroportés : AMBP, Bodennec	30
2.2.5. Magnétométrie marine	35
2.3. Échelle locale. Magnétométrie au sol	35
2.3.1. Définition des paramètres du levé	35
2.3.2. Repérage des stations	35
2.3.3. Utilisation d'une station fixe d'enregistrement	36
2.3.4. Faibles anomalies. Bruit de fond géologique	37
2.3.5. Report des mesures	37
2.3.6. Exemples d'application : Bodennec (Finistère)	37
2.3.7. Indice de chromite du Sommet To (Nouvelle-Calédonie)	39
2.3.8. Anomalie sur point foudroyé	41
2.3.9. Applications à l'hydrogéologie	42
2.3.10. Applications à l'environnement et au génie civil	42
2.3.11. Applications à l'archéologie	42
2.4. Magnétométrie en forage	42
2.4.1. Mesure du champ magnétique	42
2.4.2. Mesure de la susceptibilité magnétique	43
2.4.3. Sondes combinées	43
2.4.4. Exemples d'application	43
2.5. Enregistrement des variations des composantes du champ magnétique terrestre	48

Chapitre 2.

Métrologie magnétique



2.1. LES APPAREILS DE MESURE

Nous ne décrivons pas ici les appareillages fixes d'observatoire qui sont très différents, dans leur principe et dans leur finalité des appareillages de terrain qui, eux, sont mobiles et destinés à mesurer les variations spatiales d'un seul paramètre magnétique avec une correction sommaire des variations temporelles.

2.1.1. Les différents magnétomètres

Pour bien comprendre l'évolution de ces appareillages, il est nécessaire de les replacer dans un bref historique :

- Au siècle dernier, les Scandinaves recherchaient les minerais de fer magnétiques à l'aide de **boussoles d'inclinaison**.
- Avant la dernière guerre mondiale, les seuls magnétomètres étaient les **balances magnétiques**, destinées à mesurer les variations de la composante verticale du champ : par exemple, la balance Ruska, montée sur trépied, contenant un barreau aimanté restant en équilibre sur des couteaux en quartz grâce à l'action d'aimants compensateurs réglables. Après la guerre, les balances magnétiques à fil de torsion (ABEM, par exemple), donnaient déjà une précision de 5 à 10 nT, mais il fallait plusieurs minutes pour faire une mesure. Préalablement étalonnées, ces balances pouvaient donner V.
- Pendant la seconde guerre mondiale, des magnétomètres à seuil de saturation (« **fluxgate** ») furent mis au point pour la détection des sous-marins. Un capteur fluxgate permet la mesure de la composante du champ suivant l'axe du capteur. Très vite, les progrès de l'électronique permirent la construction de magnétomètres triaxiaux capables de donner le champ total, aussi bien à partir d'avions que dans des forages. Les déclinomètres et inclinomètres fluxgate sont encore utilisés aujourd'hui dans les observatoires pour la mesure de D et de I (précision meilleure que 5").
- À la fin des années 1950, les premiers **magnétomètres à protons** permirent une précision de lecture de l'ordre de 1 nT et surtout une plus grande rapidité de mesure (10 à 20 s). Le paramètre mesuré était le champ total.
- L'apparition des microprocesseurs, à la fin des années 1970, a augmenté les performances des magnétomètres à protons : moyennage et enregistrement des lectures sur une durée choisie, fonctionnement en gradiomètres, miniaturisation des appareils (autorisant l'emploi de plus petits avions pour l'aéromagnétisme).
- Les **magnétomètres à pompage optique** (à vapeur de césium ou de rubidium) pouvant fonctionner pratiquement en continu avec une résolution de l'ordre de 0,01 nT, sont le dernier stade de perfectionnement des magnétomètres atomiques. Auparavant, leur complexité, leur coût et leur précision élevés les faisaient utiliser essentiellement pour des

prospections aéroportées ou des mesures satellitaires. Cependant, depuis quelques années, des magnétomètres et gradiomètres de terrain fonctionnent sur ce principe. La précision de ces magnétomètres à pompage optique diminue sensiblement lorsque la cadence de mesure augmente. D'autre part, le déplacement du capteur dans le champ terrestre induit un bruit à cause de la directivité du capteur. La précision finale est plus proche de 0,1 nT ce qui reste bien suffisant pour la plupart des levés.

En effet, à quoi servirait-il de mesurer le champ magnétique avec tant de précision en aéromagnétisme, si le positionnement ne se fait trop souvent (forêt, désert) qu'à 100 m près ? Heureusement, la récente miniaturisation des récepteurs GPS, avec une baisse du coût de ces appareils, a considérablement amélioré le positionnement en aéromagnétisme et rendu le traitement des mesures beaucoup plus valable.

Le principal obstacle à l'amélioration de la précision des résultats est l'existence des variations temporelles de courtes périodes (de l'ordre de 1 nT sur quelques secondes), difficiles à corriger à l'aide des enregistrements en station fixe, sauf à synchroniser les magnétomètres mobile et fixe au moyen d'horloges atomiques. Deux types d'appareils permettent de pallier cette difficulté :

- le **magnétomètre différentiel** : la mesure se fait simultanément sur un capteur fixe peu éloigné et sur un capteur mobile. Cet appareil convient bien pour de petits levés où la précision requise doit être grande (0,1 nT) ;
- le **gradiomètre**, qui permet de mesurer le gradient horizontal ou vertical. En fait, l'appareil mesure simultanément le champ sur deux capteurs mobiles séparés par un intervalle constant. L'inconvénient de ce dispositif est qu'il amplifie l'effet des sources magnétiques les plus proches de la surface au détriment de celles plus profondes. Cet instrument convient donc pour détecter des corps peu profonds ; une règle approximative donne une estimation de la profondeur d'investigation utile du gradiomètre au sol : cinq à dix fois l'espacement entre capteurs. Cet appareil peut être employé en magnétisme aéroporté ou hélicopté.

2.1.2. Principaux constructeurs de matériel

Comme il nous est impossible de décrire la totalité des appareils existants, nous donnons ci-dessous les noms et adresses des principaux fabricants : le lecteur intéressé pourra se procurer auprès d'eux toute la documentation technique et commerciale voulue.

❑ ELSEC

Littlemore Scientific Engineering Company, Railway Lane, Littlemore, Oxford OX44PZ, Grande-Bretagne.

❑ GEM

Terraplus Inc., 52 West Beaver Creek Road, Unit 16, Richmond Hill, Ontario L4B1L9, Canada.

❑ GEOMETRICS

Représenté en France par IRIS Instruments, BP 6007, 45060 Orléans Cedex 2.

❑ SCINTREX

222 Snidercroft road, Concord, Ontario, Canada L4K1B5.

Tous ces constructeurs vendent également des logiciels permettant un traitement informatique des mesures :

- sortie sur cartes ou sur profils,
- transformations diverses (filtrages, prolongements, dérivations),
- modélisations.

2.2. ÉCHELLE RÉGIONALE. AÉROMAGNÉTISME

La cartographie magnétique à l'échelle régionale est destinée à mettre en évidence des gisements de minéral magnétique, de structures géologiques du socle et donc aussi la forme et la profondeur de bassins sédimentaires pour recherche de pétrole et d'eau.

Elle se fait le plus souvent par voie aérienne (avion, hélicoptère, voire dirigeable), mais aussi par voie terrestre (véhicules tout-terrain, ou simplement à pied), ou maritime (magnétométrie marine). Les indications qui suivent s'appliquent pour ces différents modes de reconnaissance.

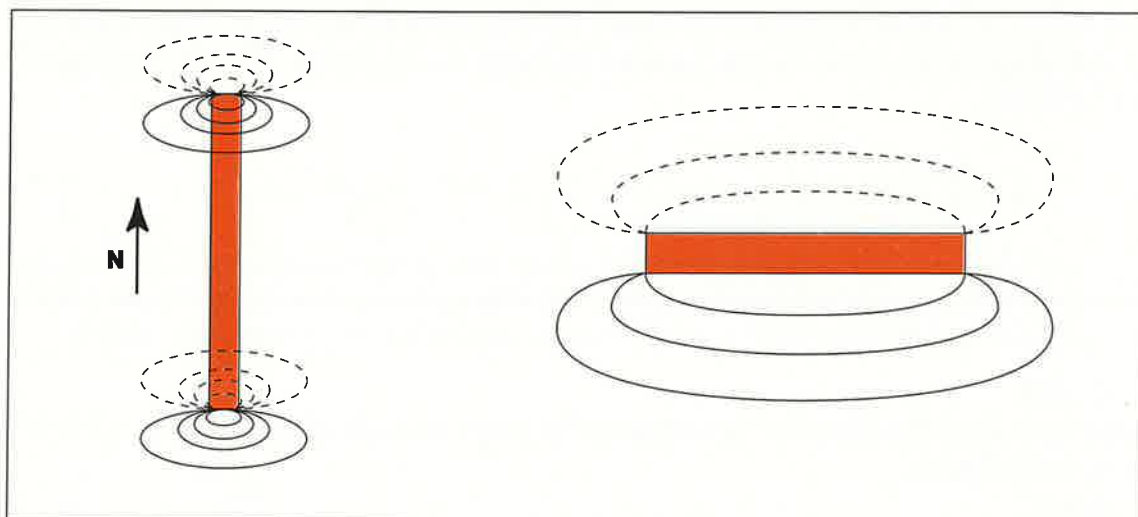
2.2.1. Dispositifs de mesure

□ Orientation des profils de mesure

La direction des profils doit être choisie de préférence perpendiculaire aux structures recherchées. Cependant, on évitera de prendre une orientation trop proche de la direction E-W, car le caractère généralement dipolaire des anomalies (avec des isanomaes en grande partie E-W) fait que les courbes isanomaes se dessinent mieux avec des profils subméridiens (Fig. 11). En pratique, on orientera les profils (ou les lignes de vol) dans le quart NW-NE (ou SE-SW pour les lignes inverses).

FIGURE 11

ANOMALIES MAGNÉTIQUES DUES À DES CORPS N-S ET E-W



Ce réseau de lignes parallèles, destinées à cartographier des structures magnétiques, est souvent recoupé par d'autres lignes beaucoup plus espacées (dix à quinze fois), appelées traverses, qui servent au **calage** de l'ensemble du levé.

□ Espacement des profils

L'intervalle entre profils est choisi en fonction de l'altitude de vol et de la dimension des cibles à détecter. En principe, il vaut mieux que l'espacement entre lignes ne dépasse pas le double de la hauteur au-dessus des sources magnétiques. Par exemple, le levé aéromagnétique de la France (1964) a été fait avec des lignes N-S (ou S-N) espacées de 10 km à une altitude barométrique de 3 km (5 km au-dessus des Alpes). Mais des levés

détaillés ultérieurs ont été volés avec des lignes espacées de 500 m et une altitude de 150 m au-dessus du sol.

Au Canada, pays de socle, la couverture magnétique systématique est faite à 150 m ou 300 m avec des lignes espacées de 800 m.

Dans la pratique, la démarche obéit à une autre logique. Un projet de levé aéromagnétique dépend d'un budget. Connaissant le coût de la mise en place, du prix du kilomètre de vol et de l'interprétation, on en déduit le nombre de kilomètres linéaires à répartir sur la zone à lever, et par conséquent l'espacement des lignes puis l'altitude de vol.

2.2.2. Appareillages de mesure et de localisation

Le magnétomètre doit être choisi en fonction du but recherché et du type de levé :

- ❑ pour une reconnaissance au sol ou un levé aéroporté à basse altitude, un magnétomètre protonique ayant une précision de mesure de 1 nT est suffisant. Il pourra être placé dans un « dard » (*sting*) prolongeant la queue de l'avion à condition que celui-ci soit démagnétisé et muni d'un compensateur. Mais un magnétomètre plus sensible ferait aussi bien l'affaire tout en coûtant plus cher.
- ❑ pour un levé à plus haute altitude, il est préférable d'utiliser un magnétomètre à haute sensibilité (0,01 nT) dont la précision de mesure effective est de 0,1 nT. Dans ce cas, le magnétomètre devra être placé dans un « oiseau » (*bird*) remorqué à 50 m derrière l'avion de façon à réduire le plus possible les perturbations magnétiques dues à l'avion. La station au sol sera occupée par un magnétomètre identique et les horloges des deux appareils devront être parfaitement synchronisées.
- ❑ Il y a encore quelques années, la localisation se faisait en pointant des repères (« *fiducial points* ») sur des bandes photographiques continues ou sur des prises de vue séparées. Ce procédé manquait toutefois de précision lorsque les repères terrestres étaient rares (forêt équatoriale, par exemple). En outre, l'opération de report était longue donc coûteuse. Depuis peu, la localisation est faite à l'aide de récepteurs GPS, ce qui permet une restitution des données plus précise et moins coûteuse. La grande précision des magnétomètres haute sensibilité est ainsi utilisée plus efficacement, car il ne servait à rien de connaître une valeur du champ magnétique à 0,1 nT près si l'on ne pouvait la situer qu'avec une précision hectométrique.
- ❑ Enfin, compte-tenu du fait que la partie « moyens de vol » constitue la plus grosse fraction du prix d'un levé, il est intéressant d'embarquer d'autres instruments de mesure, notamment lorsque le vol se fait à basse altitude (EM-VLF, spectrométrie) : le coût marginal de ces méthodes est alors très faible.

2.2.3. Protocoles de mesure

Un levé aéromagnétique est généralement réalisé par une société spécialisée (opérateur) pour le compte d'un client sur la base d'un contrat qui doit être très détaillé et comporter des clauses techniques très précises. En cas de non-respect de ces clauses, les lignes défectueuses doivent être revolées.

Le **magnétomètre** utilisé doit avoir la précision requise et doit permettre un rythme d'acquisition des mesures compatible avec la vitesse de l'avion. Pour des levés à haute sensibilité, les capteurs doivent être placés dans un oiseau remorqué à une cinquantaine de mètres derrière l'avion.

Le **bruit** admissible doit avoir été défini au préalable dans le contrat. Il faut distinguer entre les variations temporelles du champ, qui peuvent être corrigées grâce à la station d'enregistrement au sol, et le bruit opératoire. Les horloges des magnétomètres fixe et mobile doivent être synchronisées. En cas d'orage magnétique, les vols doivent être interrompus.

La tolérance sur l'**espacement** des lignes de vol est de l'ordre de l'intervalle sur une longueur maxima de dix fois cet intervalle. Par exemple, pour un espacement contractuel de 500 m, les lignes de vol ne doivent pas être séparées de plus de 1 km sur une longueur de 5 km au maximum. Pour des vols à lignes plus espacées, la tolérance croît moins vite que l'espacement. Elle ne serait plus que de 1 km pour un espacement de 5 km.

Avant le début des vols, des essais techniques doivent être faits pour déterminer l'**effet de cap** : différence des mesures à l'aplomb d'un repère pour une même ligne volée dans les deux sens. Cet effet est surtout sensible lorsque le magnétomètre est placé dans la queue de l'avion, même si celui-ci est compensé magnétiquement.

Lorsque le client ne possède pas l'expérience nécessaire pour juger de la qualité des mesures et du respect des clauses contractuelles, il a intérêt à confier le contrôle des vols et de la compilation à un géophysicien-conseil n'ayant aucun lien avec l'opérateur, ce qui assurera un meilleur respect du contrat.

2.2.4. Exemples de cibles pour levés aéroportés

❑ L'anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP)

Cette anomalie a été assez bien tracée par le levé aéroporté de 1964 où les lignes de vol N-S étaient pourtant espacées de 10 km (Fig. 12). Mais dans sa partie Sud, l'AMBP a une direction subméridienne et elle n'était donc pas survolée dans les meilleures conditions. C'est pourquoi le CNRS a fait réaliser un levé plus détaillé en 1965 : lignes de vol E-W espacées de 2 km et volées à 600 m d'altitude barométrique (l'orientation E-W, en général déconseillée, est ici justifiée par la direction connue de l'anomalie).

La même année, les compagnies pétrolières CEP et SNEA ont fait lever un secteur au nord du précédent avec des lignes NNE-SSW espacées de 3 km et volées à 500 m d'altitude barométrique.

Tous ces levés ont été réalisés par CGG avec un magnétomètre CSF à vapeur de césium.

Le résultat des deux derniers levés apparaît sur la figure 13 où l'on peut voir la partie sud de l'AMBP longer la rive occidentale de la Loire entre Gien et Sancoins : la définition de l'anomalie est évidemment bien meilleure que pour le premier levé. C'est sur les résultats de ces levés détaillés que toutes les interprétations ont été réalisées en vue de l'implantation d'un forage profond destiné à reconnaître la cause de l'anomalie.

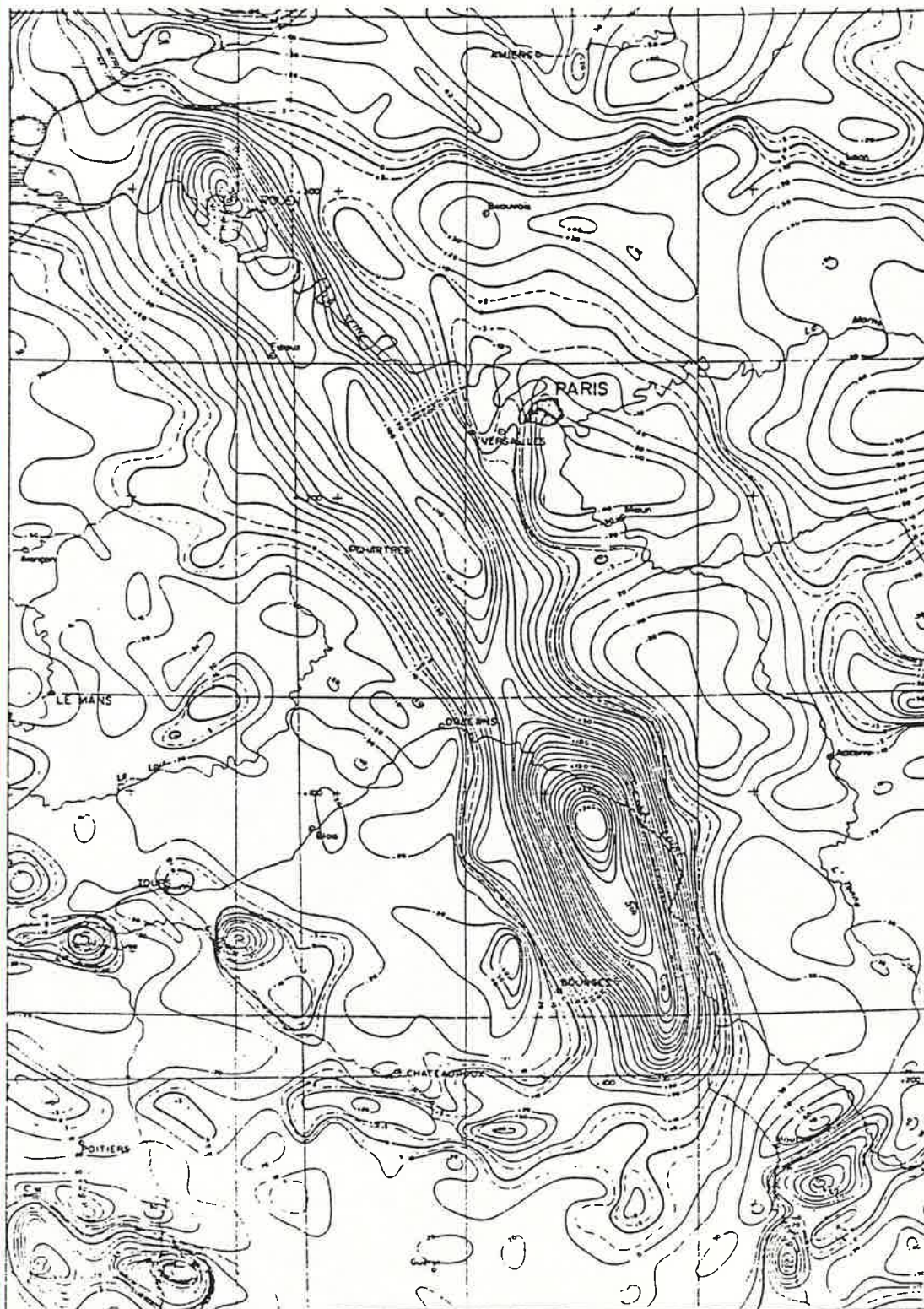
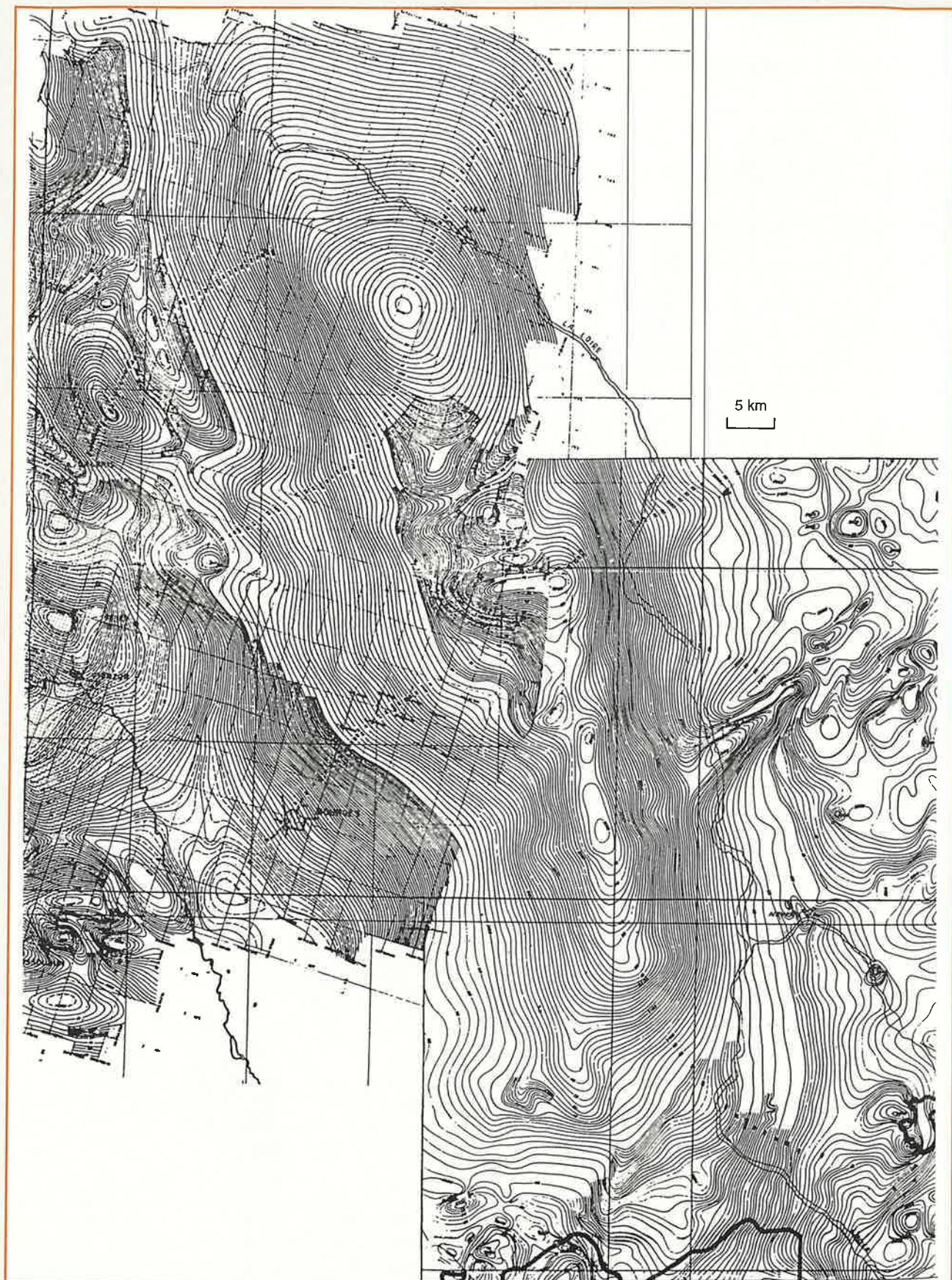
FIGURE 12**ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU BASSIN DE PARIS. CARTE AÉROMAGNÉTIQUE (CNRS, 1964)**

FIGURE 13

ANOMALIES MAGNÉTIQUES DU BASSIN DE PARIS. LEVÉ AÉROMAGNÉTIQUE DÉTAILLÉ DE LA PARTIE SUD



❑ **L'anomalie aéromagnétique de Bodennec (Finistère)**

En 1975, la compagnie SNEA-P faisait survoler par Geoterrex Ltd certains secteurs de Bretagne avec les méthodes électromagnétique (méthode INPUT) et magnétique associées. Elle demanda au BRGM, détenteur du permis de recherche, l'autorisation de faire un test au-dessus du gîte sulfuré (Cu, Pb, Zn) de Bodennec, en cours d'exploration. Si l'EM Input, très perturbé par l'existence de nombreux conducteurs « culturels » (lignes, conduites et clôtures), ne donna pas d'anomalies significatives, le magnétisme, par contre, et simplement avec cinq lignes de vol N-S espacées de 400 m et une traverse E-W, mit en évidence une anomalie bien individualisée (Fig. 14a). L'altitude était de 120 m au-dessus du sol.

FIGURE 14a

ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE DE BODENNEC (SURVOL DE 1975)

**Test EM Input + Magnétisme
volé par Geoterrex Ltd en 1975
pour le compte de SNEA-P.**

Lignes de vol N-S espacées de
400 m à l'altitude de 120 m.

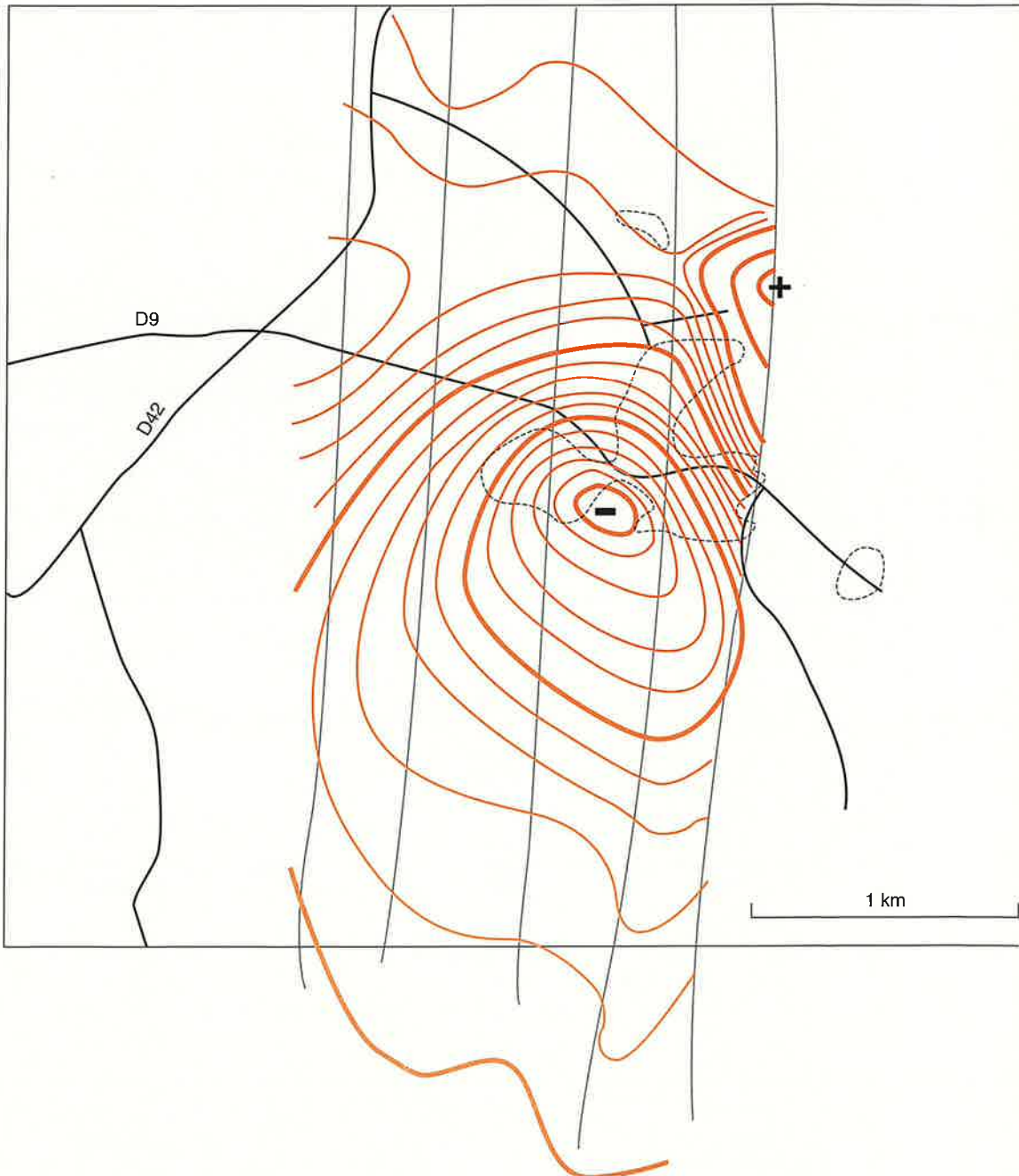
Équidistance des courbes isa-
nomales : 10 nT.

Le figuré ponctué représente le
contour de l'anomalie PS à
l'aplomb du gisement. Les
routes donnent le positionne-
ment de l'anomalie.

Le cadre correspond à celui de
la figure 14b.

Compilation : R. Millon.

Document interne : BRGM.

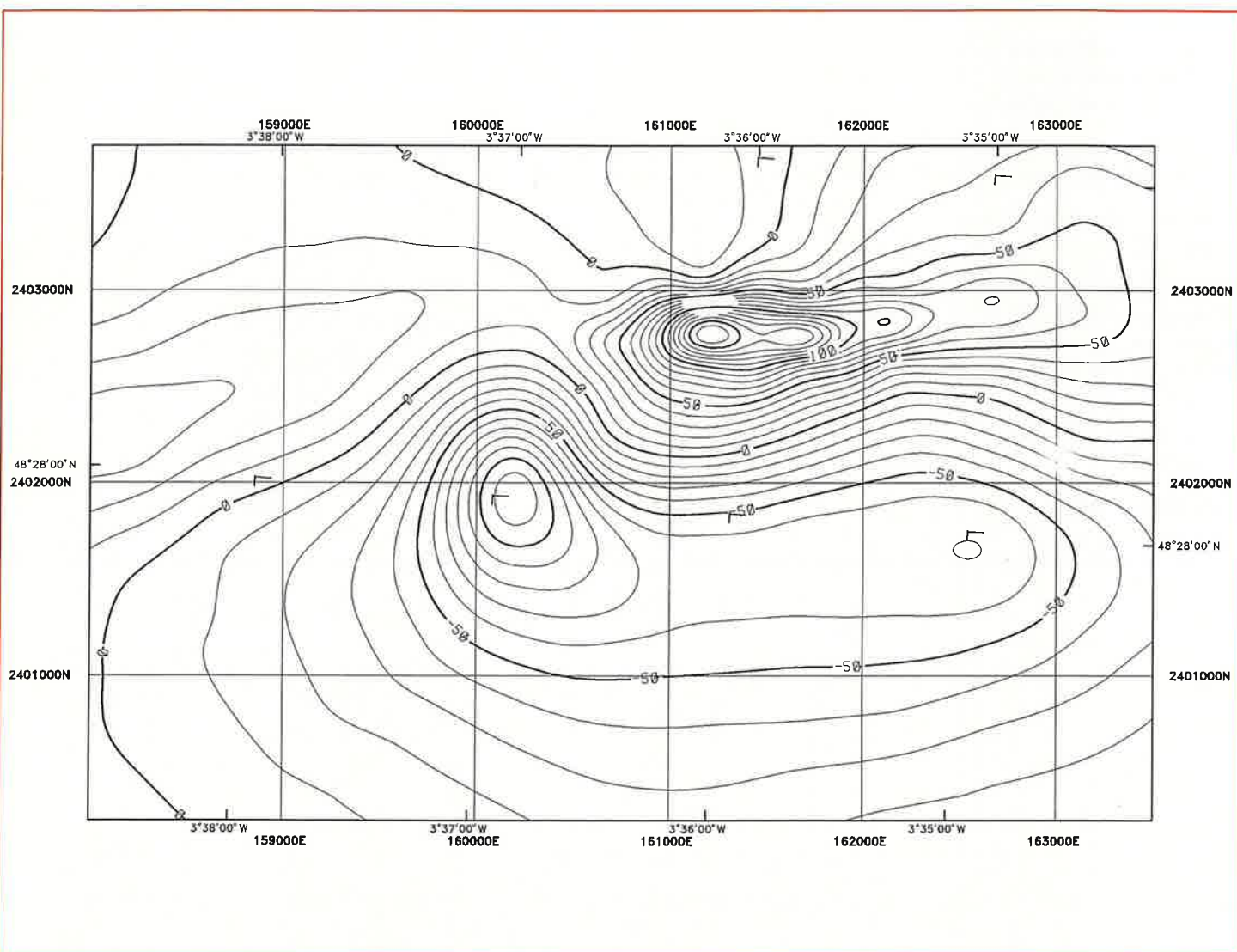


Cette anomalie a d'ailleurs été revolée lors du levé aéromagnétique général de Bretagne (1998) par Sander Geophysics pour le compte du Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie, le BRGM étant maître d'œuvre. Elle a été ainsi cartographiée plus complètement (Fig. 14b), mais avec des profils plus espacés (500 m) qu'en 1975 et à la même altitude de 120 m. On la retrouve sans ambiguïté en position, forme et amplitude, mais on remarque qu'elle apparaît plus lissée que celle de 1975, sans doute à cause d'un tracé automatique effectué à partir d'une grille d'interpolation de 250 m × 250m. Un commentaire plus complet sur l'interprétation de cette anomalie est donné au § 2.3.6.

Ce levé récent a bénéficié des moyens les plus modernes et constitue une bonne référence en matière de cartographie aéromagnétique. C'est pourquoi nous en donnons les caractéristiques techniques dans un tableau (cf. annexe p. 49).

FIGURE 14b

ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE DE BODENNEC (SURVOL DE 1998)



2.2.5. Magnétométrie marine

La quasi-totalité de ce qui concerne l'aéromagnétisme peut s'appliquer à la magnétométrie marine : espacement des lignes en fonction de la profondeur de la mer, orientation des profils, sensibilité du magnétomètre, remorquage du capteur dans un « poisson » à une distance respectable du bateau (une centaine de mètres environ).

Le repérage des mesures de levés *off shore*, qui s'appuyait autrefois sur un réseau de stations radioélectriques (Loran ou autre) installé sur les côtes voisines, se fait désormais à l'aide de récepteurs GPS. Il en est de même pour les profils en haute mer.

La station fixe pourra être placée sur le littoral voisin lorsque le secteur levé est proche des côtes. Sinon, il vaut mieux opérer avec deux capteurs remorqués dans deux poissons décalés et mesurer ainsi un gradient horizontal.

2.3. ÉCHELLE LOCALE. MAGNÉTOMÉTRIE AU SOL

Applications à la cartographie géologique, la recherche minière, l'environnement, l'hydrogéologie et l'archéologie

2.3.1. Définition des paramètres du levé

Deux cas sont à considérer :

- Soit on veut repérer, sur un secteur trop petit pour être traité par aéromagnétisme, toute anomalie susceptible de présenter un intérêt pour la recherche entreprise.
- Soit on a déjà une idée de l'orientation et de la dimension des cibles que l'on espère trouver (anomalie aéromagnétique ou EM à localiser au sol, anomalie géochimique, structure géologique).

Le premier cas peut être qualifié d'exploratoire ou **stratégique**. On fera alors des profils N-S, en continu si l'on dispose d'un magnétomètre récent permettant de faire de tels enregistrements, ou bien avec des stations espacées de 20 m ou plus si l'on utilise un magnétomètre à protons classique.

Le deuxième cas relève de la prospection **tactique**. Les profils devront être orientés perpendiculairement aux structures recherchées (éviter cependant les profils E-W) et, si l'on ne dispose que d'un magnétomètre à protons classique, l'espacement des stations devra être compatible avec la dimension des cibles recherchées. Il est cependant conseillé de ne pas prendre un espacement supérieur à 20 m car l'économie sur le temps de mesure diminue relativement peu en regard du déplacement entre stations.

2.3.2. Repérage des stations

Il est possible qu'une grille de stations existe déjà. Sinon, un repérage des stations est nécessaire si l'on veut retrouver au sol les anomalies détectées ou si l'on veut effectuer des transformations de cartes et des interprétations correctes. Les distances seront mesurées de préférence avec un dérouleur à fil perdu (Topofil par exemple).

Pour un levé de quelques km² :

- en France, on dispose d'un cadastre qui peut constituer un bon plan de report s'il est suffisamment détaillé (parcelles de l'ordre de l'hectare). On adapte alors les profils aux repères naturels (côtés ou coins de champ, chemins). Si les repères sont trop rares, il faut tracer des profils en plaçant des piquets-témoins numérotés aux endroits où les profils recoupent des éléments topographiques repérables.
- En zone forestière exploitée, le réseau des layons et tranchées en limite de coupes peut être utilisé avec profit.
- En zone forestière vierge, il est nécessaire de tailler dans la végétation pour tracer des profils. Les stations seront matérialisées par des inscriptions sur des encoches faites sur des troncs ou sur des rubans plastiques accrochés aux branches basses (utiliser des crayons marqueurs à encre indélébile).
- En zone désertique, des repères seront faits avec de petits tas de cailloux, éventuellement marqués à la peinture. S'il n'y a pas de pierres, on utilisera de petits fanions plantés dans le sable. La maille conseillée pour ces repères est 100 m × 100 m. Un calage avec le GPS peut être utile s'il n'y a pas de repères identifiables.

Pour un levé très détaillé sur une petite surface (quelques hectares), il faudra faire un piquetage serré (10 m × 20 m par exemple).

2.3.3. Utilisation d'une station fixe d'enregistrement

Si l'on ne cherche qu'à détecter des corps très magnétiques (filons de serpentine, d'amphibolites, bancs de minerai magnétique, objets ferreux) c'est-à-dire si les anomalies attendues sont de plusieurs centaines de nT, il est inutile de corriger les variations naturelles du champ.

Dans le cas où l'on recherche de faibles anomalies (10 à 100 nT), il est alors conseillé de corriger les variations temporelles du champ.

Celles-ci sont de plusieurs types :

❑ Variations de courte période (quelques secondes) et de faible amplitude (1 ou 2 nT)

On peut en atténuer l'effet sur les mesures en faisant plusieurs lectures en chaque station et en prenant leur moyenne. Les magnétomètres récents peuvent effectuer automatiquement un cycle de lectures sur une durée choisie, en afficher la moyenne et la garder en mémoire.

❑ Variation diurne

Baie positive ou négative d'amplitude pouvant atteindre 40 nT, variable selon les jours, et s'étalant entre 9 h et 16 h (Fig. 8a). Pour la corriger, il est nécessaire d'utiliser alors une station d'enregistrement continu, soit préexistante (observatoire situé à moins de 200 ou 300 km du secteur étudié), soit installée à proximité. À défaut, il faudra revenir faire une mesure environ toutes les heures sur un point matérialisé très accessible (« base ») dans la partie centrale du secteur étudié. Ces mesures sur la base permettront de corriger la variation diurne.

❑ Orage magnétique

Le champ magnétique varie de façon erratique avec de grandes impulsions (plusieurs centaines de nT) (Fig. 8a et 8b). Il est alors préférable de ne pas faire de mesures et de se consacrer au report des résultats des jours précédents, tout en gardant l'œil sur le magnétomètre enregistreur pour être averti de la fin de l'orage.

2.3.4. Faibles anomalies. Bruit de fond géologique

Dans le cas où l'on recherche des anomalies extrêmement ténues (de l'ordre de 10 nT), il est conseillé d'employer un magnétomètre différentiel ou bien un gradiomètre. De si faibles anomalies ne sont utilisables que pour des zones peu étendues (en archéologie, par exemple) et pour des causes peu profondes.

Ce qu'on mesure alors est à la limite du bruit de fond géologique : ce bruit peut être défini comme la variation aléatoire spatiale du champ magnétique sans variation temporelle et en l'absence de toute anomalie magnétique significative. Il dépend évidemment de la nature des roches sous-jacentes, mais même sur des roches non magnétiques, il peut atteindre 5 à 10 nT. En France, il est souvent produit par les variations d'épaisseur du sol argileux. Il ne sert alors à rien d'utiliser un magnétomètre ultra-sensible.

2.3.5. Report des mesures

Lorsque les lectures sont notées sur un carnet de terrain, elles doivent être reportées au jour le jour, après correction éventuelle de la variation diurne. Cela permet de détecter les mauvaises mesures (perturbations dues à des objets ferreux non vus) ou les erreurs de transcription ou de localisation afin de les refaire. En outre, en cas d'anomalie, on peut voir immédiatement s'il faut faire des mesures complémentaires pour mieux dessiner l'anomalie.

Si l'on utilise un magnétomètre qui stocke les mesures, on n'a pas toujours la possibilité de traiter et de reporter les résultats au jour le jour faute de tables traçantes transportables. Au retour de la mission, on peut alors avoir de mauvaises surprises en découvrant des mesures fausses ou des anomalies non fermées et on ne pourra alors que regretter de ne pas avoir fait de compléments.

2.3.6. Exemple d'application : Bodennec (Finistère)

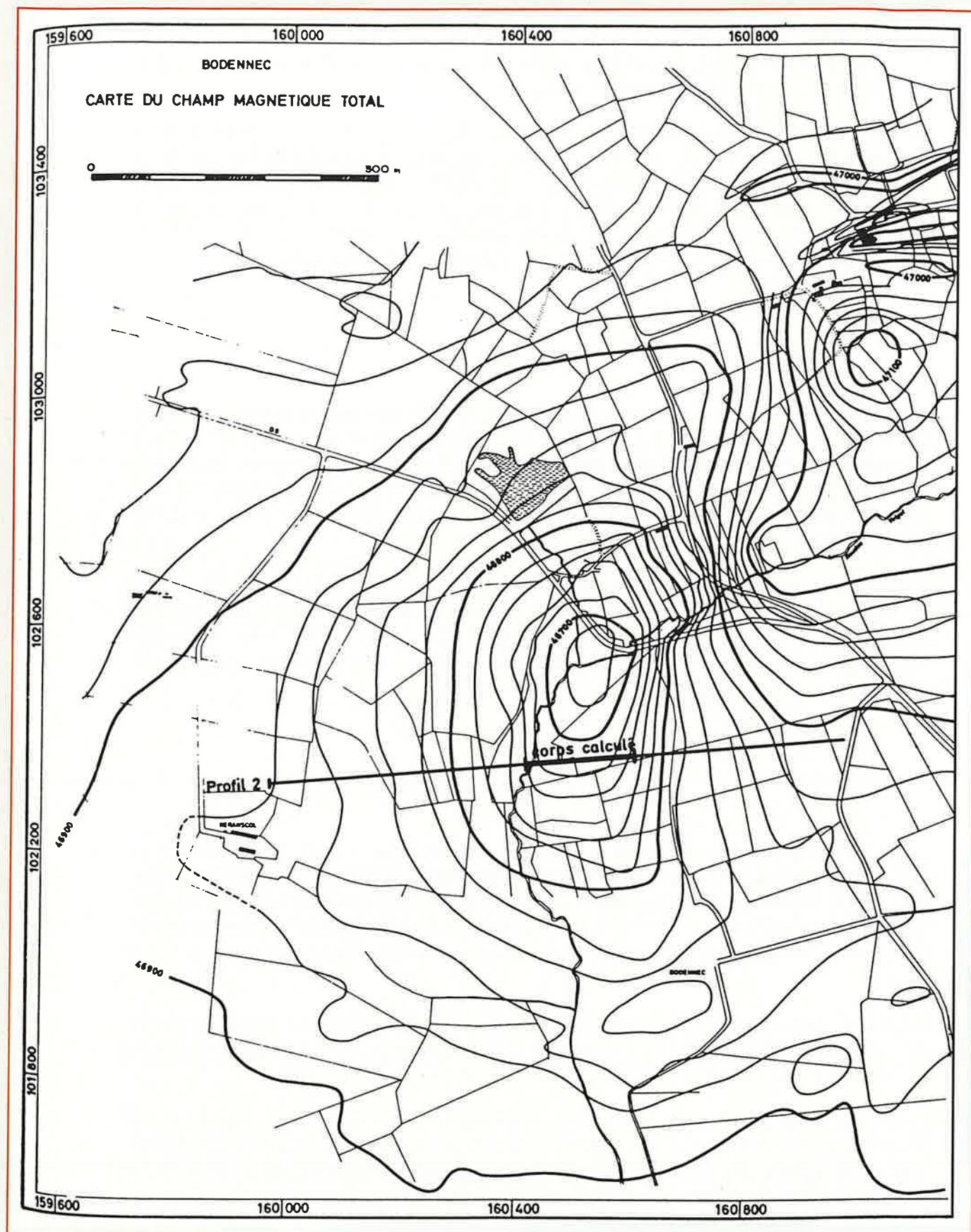
Nous avons exposé précédemment (§ 2.2.4.) les circonstances de la découverte de cette anomalie magnétique lors d'un test aéroporté en 1975. Ce résultat était d'autant plus intéressant que, trois ans plus tôt, deux profils magnétiques N-S avaient été faits au sol un kilomètre plus à l'Est et n'avaient trouvé que des anomalies correspondant à des bancs d'amphibolite. L'anomalie trouvée par l'aéromagnétisme avait été manquée de peu.

Un levé au sol a donc été réalisé sur une zone de $1,5 \times 2$ km avec une maille irrégulière de 20×40 m, resserrée lorsque le besoin s'en faisait sentir. Le parcellaire était suffisamment détaillé pour que le cadastre constitue un bon plan de report.

Le résultat apparaît sur la figure 15. L'anomalie au sol a une forme complexe, avec une partie négative (- 250 nT) au SW (celle trouvée en aéromagnétisme), et une partie positive au NE, séparées par une zone de gradient orientée grossièrement N-S. On aperçoit dans le coin NE les anomalies étroites allongées E-W correspondant aux bancs d'amphibolites déjà mentionnés.

FIGURE 15

BODENNEC. LEVÉ MAGNÉTIQUE AU SOL

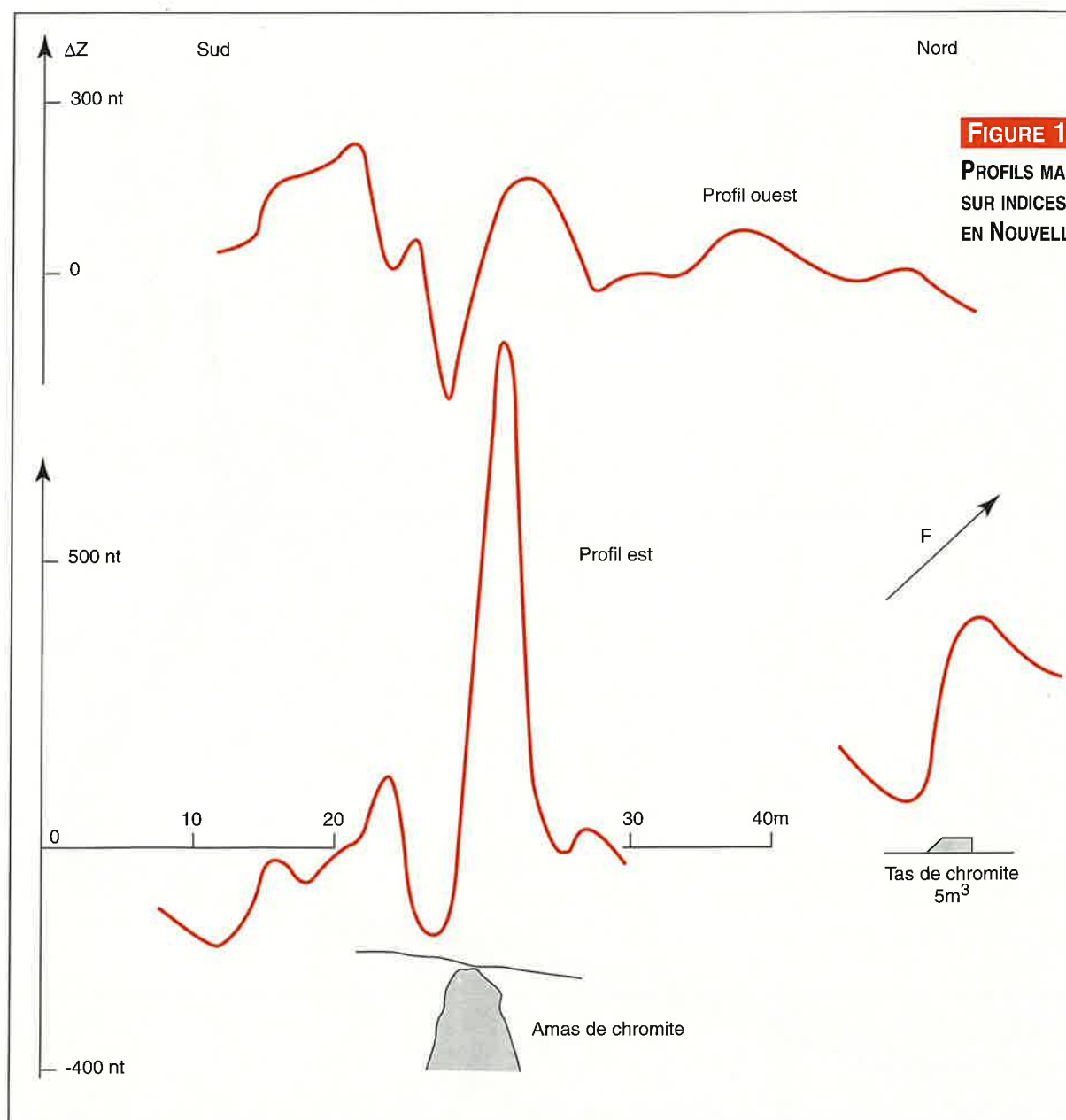


Cette anomalie complexe soulevait plusieurs problèmes :

- le pôle négatif était au SW du pôle positif. Or, sous nos latitudes, le pôle négatif est généralement au Nord et le pôle positif au Sud pour un corps à aimantation induite normale. Rappelons qu'ici le pendage des formations géologiques est de 30° vers le Nord.
- la partie négative correspondait au gîte en cours d'exploration, mais une interprétation sommaire montrait que le corps perturbateur était à 100 ou 200 m sous le minerai connu (d'ailleurs non-magnétique).

C'est pourquoi des interprétations et modélisations plus poussées furent entreprises pour mieux cerner les causes de l'anomalie et implanter des forages de reconnaissance. Par ailleurs, afin de faciliter ces interprétations, des diagraphies magnétiques furent faites dans les forages existants. Nous en verrons les résultats plus loin.

2.3.7. Indice de chromite du Sommet To (Nouvelle-Calédonie) (Fig. 16)

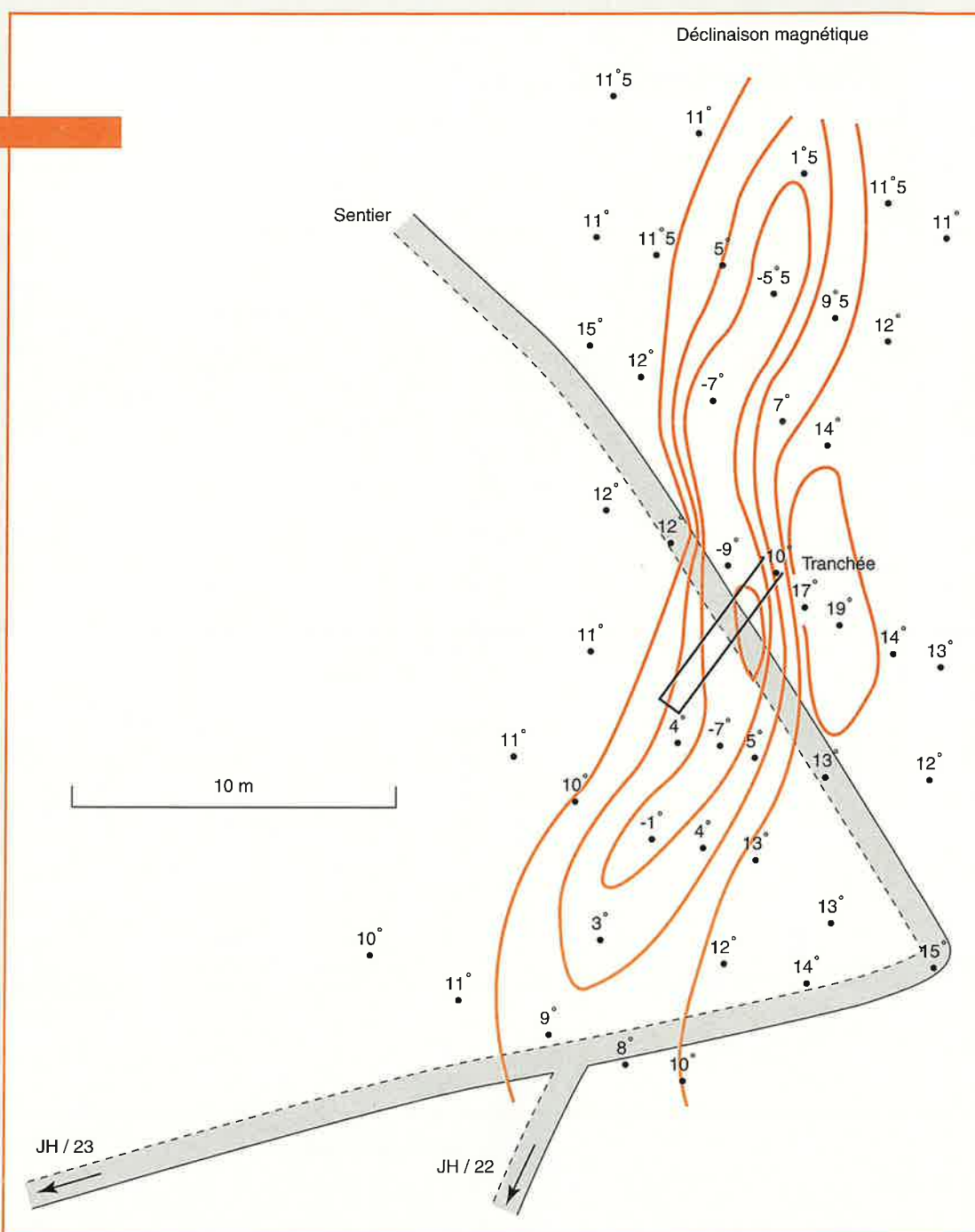


Quelques profils-test ont été faits sur un petit amas de chromite avec un magnétomètre ABEM mesurant les variations de la composante verticale.

Des anomalies très nettes ont été obtenues sur l'amas connu (1 000 nT) ou même sur un petit tas de chromite (300 nT). Malheureusement, lorsqu'on prolonge ces profils, on rencontre d'autres anomalies aussi fortes dues à des zones serpentinisées dans les péridotites. Nous nous trouvons dans le cas où le contraste de susceptibilité est convenable, mais où la méthode est inapplicable à cause de la présence d'anomalies parasites d'amplitude comparable dans le voisinage.

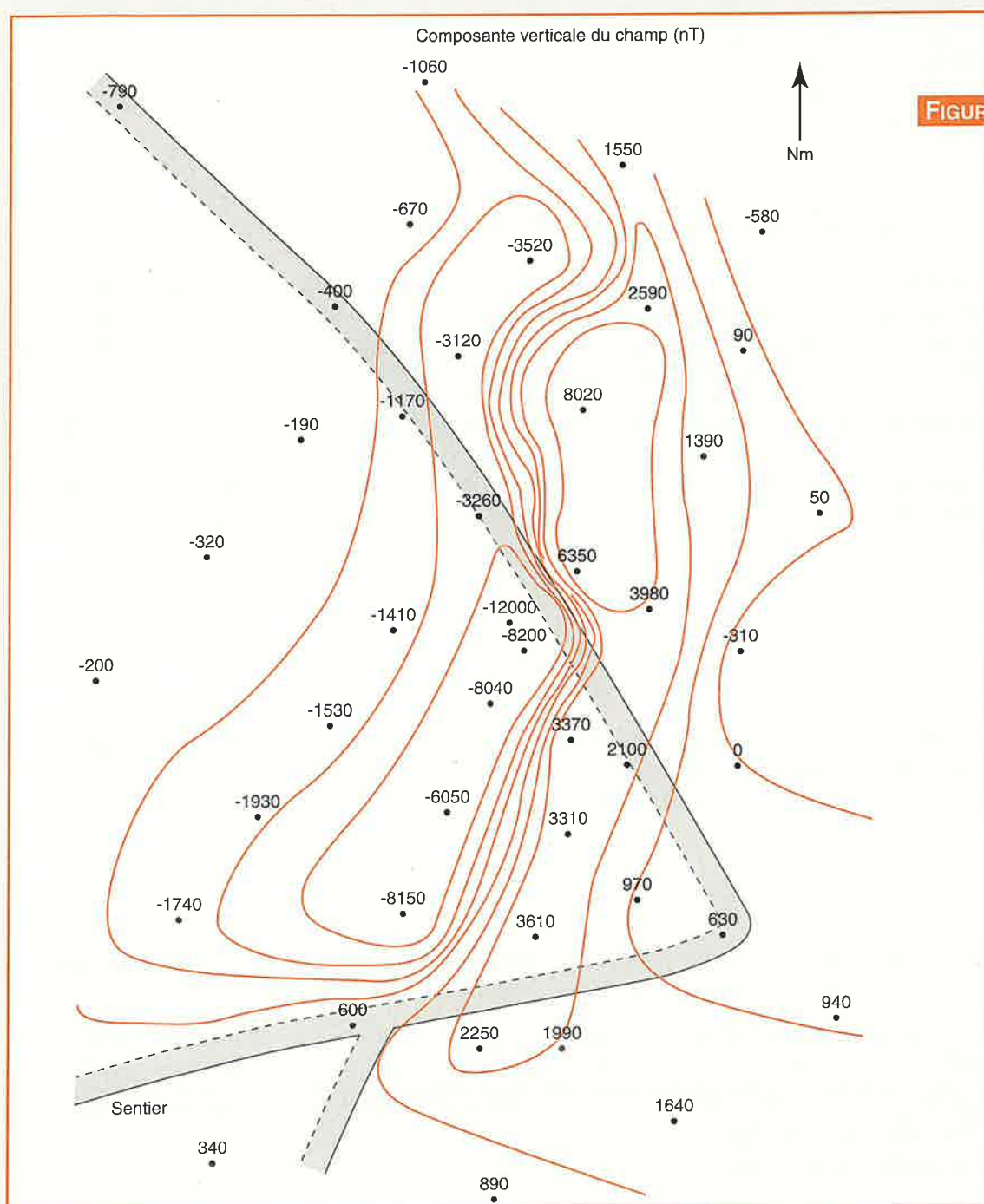
ANOMALIES MAGNÉTIQUES DE D (FIG. 17a) ET V (FIG. 17b) SUR UN POINT FOUDROYÉ

FIGURE 17a



2.3.8. Anomalie sur point foudroyé

Il arrive qu'on rencontre des anomalies magnétiques très intenses, localisées et superficielles sans cause apparente. Il peut s'agir d'endroits où la foudre est tombée. Les figures 17a et 17b en donnent un bel exemple. Des anomalies de 20 000 nT en composante verticale et de 30° en déclinaison sont localisées sur quelques ares au sommet d'une crête dans les montagnes de Nouvelle-Calédonie (massif des péridotites). Le gradient est si fort que la cause ne peut qu'être superficielle. Une tranchée creusée dans la latérite sur la zone de gradient n'a rien trouvé, alors qu'on espérait une lentille de chromite. On suppose qu'il s'agit d'un point foudroyé, mais sans pouvoir le prouver.



2.3.9. Applications à l'hydrogéologie

Le magnétisme permet de localiser des structures favorables pour la recherche d'eau :

- failles jouant le rôle de drains,
- filons de basalte ou de dolérite subverticaux faisant office de « barrages souterrains » retenant des nappes aquifères,
- minéral de fer magnétique vacuolaire (Djebilet, Mauritanie) pouvant constituer un réservoir souterrain très transmissif, et donc autorisant de forts débits dans les captages.

2.3.10. Applications à l'environnement et au génie civil

Pour la détection d'objets métalliques enfouis (munitions, anciens tubages de têtes de forage), la méthode électromagnétique est performante, mais avec de faibles profondeurs d'investigation de l'ordre du mètre (car la loi de décroissance est en raison inverse de la 5^e ou 6^e puissance de la profondeur). Au-delà, le magnétisme (décroissance en inverse de la 3^e puissance) donne de meilleurs résultats.

2.3.11. Applications à l'archéologie

Contrairement à ce qu'on pourrait penser, ce ne sont pas d'anciens objets ferreux que l'on recherche par magnétisme en archéologie, car ils sont en général complètement oxydés et ne sont plus magnétiques, mais des dépôts de tessons de poteries et d'anciens fours qui présentent toujours une légère aimantation rémanente.

Un exemple intéressant de prospection récente est le levé combiné de résistivité et de magnétisme réalisé sur le site archéologique du Vieil-Evreux. Les deux méthodes ont fourni des informations complémentaires pour tracer le plan des anciennes substructions (voir Archéologie n° 359 - sept. 1999 et XYZ n° 79, 2^e trimestre 1999).

2.4. MAGNÉTOMÉTRIE EN FORAGE

L'intérêt de faire des mesures magnétiques dans un forage est de pouvoir s'approcher davantage du corps magnétique, de situer la profondeur de son toit avec plus de précision et, par conséquent de contraindre davantage les modèles servant à l'interprétation.

2.4.1. Mesure du champ magnétique

Il existe des magnétomètres permettant de mesurer le champ total ou ses composantes dans un forage. Nous en citerons quelques-uns :

❑ Le magnétomètre HETONA, construit par la firme suédoise ABEM, est déjà ancien (1960). Il comprend trois éléments fluxgate perpendiculaires entre eux et un inclinomètre, de sorte que l'on peut mesurer, point par point, dans le forage, quatre paramètres :

- l'inclinaison du forage d
- la composante axiale X

- les composantes horizontale Y
- et verticale Z (perpendiculaires à X)

ce qui permet de calculer le champ total, les composantes H et V et l'inclinaison du champ I, mais aussi l'**azimut magnétique** du forage, révélateur de la déviation du forage dans les passées magnétiquement calmes. En pratique, on fait des mesures avec un intervalle de 1 à 5 m avec une précision de 10 nT environ. On peut opérer dans un forage de 30 mm de diamètre jusqu'à une profondeur de 400 m maximum.

□ La société SCHLUMBERGER a modifié sa sonde inclinométrique GPIT pour mesurer les variations des trois composantes du champ avec une précision de 10 à 20 nT. Le diamètre du forage doit être supérieur à 10 cm et la profondeur opérationnelle peut atteindre plusieurs kilomètres.

□ Un magnétomètre fluxgate triaxial très sensible (0,1 nT) a été mis au point par l'Université Technique de Brunswick. Il peut faire un enregistrement en continu, mais ne peut opérer au-delà de 2 km de profondeur pour des raisons de température.

□ Le magnétomètre différentiel à double résonance développé au CEA (division LETI de Grenoble) est également très sensible (0,1 nT) mais ne peut, lui non plus opérer au-delà de 2 km de profondeur car ses capteurs ne peuvent supporter une température supérieure à 67 °C.

2.4.2. Mesure de la susceptibilité magnétique

Lorsque le sondage est carotté, on peut mesurer la susceptibilité magnétique sur les carottes à l'aide de **kappamètres** ou de **susceptibilité-mètres** plus précis (Bison, par exemple). Étant donné le caractère ponctuel et la variabilité des mesures, il vaut mieux faire des lectures rapides et rapprochées (tous les 5 ou 10 cm) avec un kappamètre ordinaire plutôt que des mesures plus soignées et plus précises (tous les mètres) avec un susceptibilimètre perfectionné.

Lorsque le sondage n'est que partiellement (ou pas du tout) carotté, on peut faire de véritables diagraphies de susceptibilité avec une **sonde à induction**, constituée de deux bobines coaxiales (une émettrice, une réceptrice). La sonde ROMULUS, développée par le BRGM sous licence CNRS-CRG Garchy, fonctionne à 4 kHz avec deux bobines espacées de 85 cm, ce qui permet une investigation de 30 cm environ autour du forage dont le diamètre doit être au moins de 3 cm. La composante en phase est fonction de la susceptibilité magnétique et la composante en quadrature fonction de la conductivité. Cette sonde présente une dérive avec les changements de température.

2.4.3. Sondes combinées

Certains appareillages permettent de mesurer à la fois la susceptibilité magnétique et le champ magnétique, par exemple, la sonde MAGLOG développée par la société canadienne MORRIS Magnetics.

2.4.4. Exemples d'application

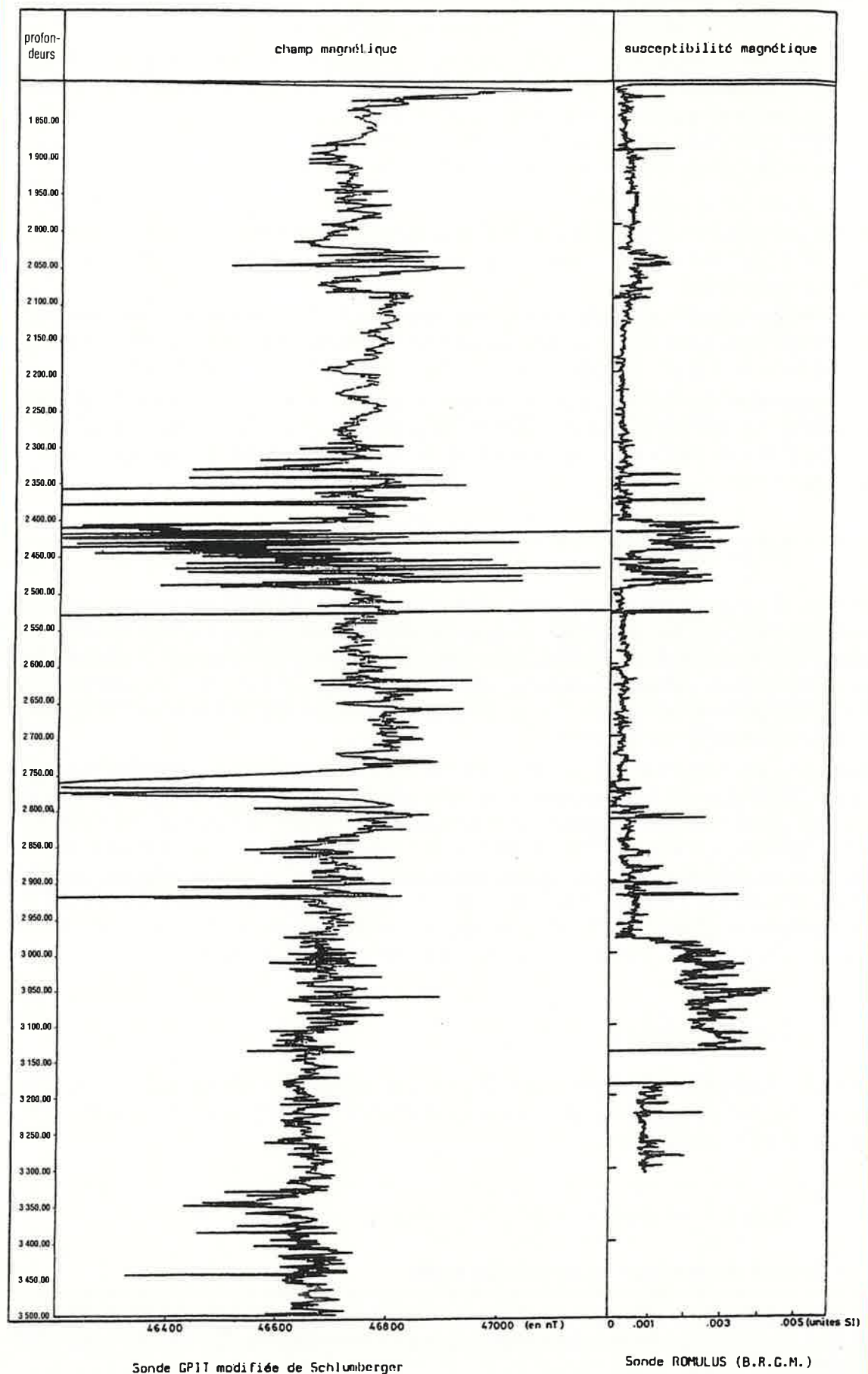
□ Anomalie Magnétique du Bassin de Paris

À part le magnétomètre Hetona, tous les appareils précités ont été utilisés dans le forage de Sancerre-Couy. Le lecteur intéressé pourra en voir les résultats dans le mémoire GPF (AMBP).

FIGURE 18

ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU BASSIN DE PARIS.

DIAGRAPHIES DANS LE FORAGE DE SANCERRE-COUY (R. Gable et F. Lebert - Doc. GPF)



La figure 18 présente les profils magnétiques et les logs de susceptibilité dans le socle. On remarquera les anomalies du champ et de la susceptibilité entre 2 400 m et 2 500 m, et au-delà de 3 000 m, correspondant à la présence d'abondantes veinules de pyrrhotine, toutefois en quantité insuffisante pour expliquer l'AMBP. La mesure de la susceptibilité et du gradient vertical du champ ont permis de reprendre et d'affiner les modélisations.

□ Gisement de Bodennec

Le sondage 85 a été implanté obliquement avec une inclinaison de 50° sur l'horizontale pour recouper la zone de fort gradient magnétique entre les pôles + et - de l'anomalie. Un profil magnétique Hetona et un log Romulus ont été faits dans ce forage de 200 m. Les figures 19, 20a et 20b, montrent que :

- un premier niveau conducteur, mais non magnétique, vers 20-30 m de profondeur, correspond au minerai sulfuré connu ;
- un second niveau, magnétique, de 48 à 65 m de profondeur est corrélé avec de la pyrrhotine disséminée, magnétique ;
- des corps magnétiques ont été recoupés par le forage vers 85 m et 190 m : il s'agit de veinules de pyrrhotine, magnétique et conductrice ;
- un corps magnétique a été effleuré (mais non recoupé) par le forage vers 155 m. Il se voit sur le profil magnétique Hetona, mais non sur le log Romulus. Il n'a rien à voir avec la base du tubage qui est à - 140 m.

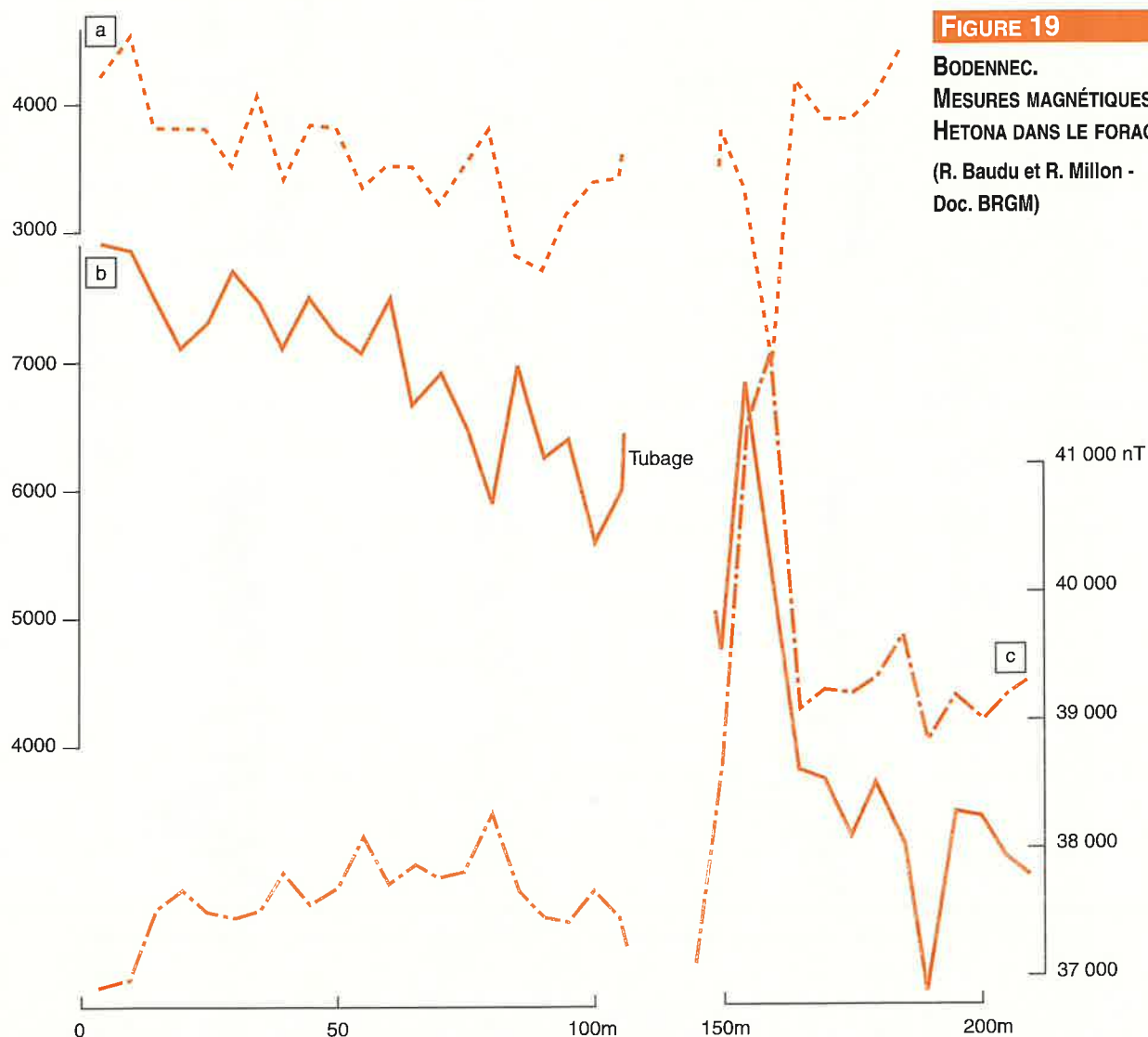


FIGURE 20 a

BODENNEC : LOG ROMULUS DANS LE FORAGE 85.

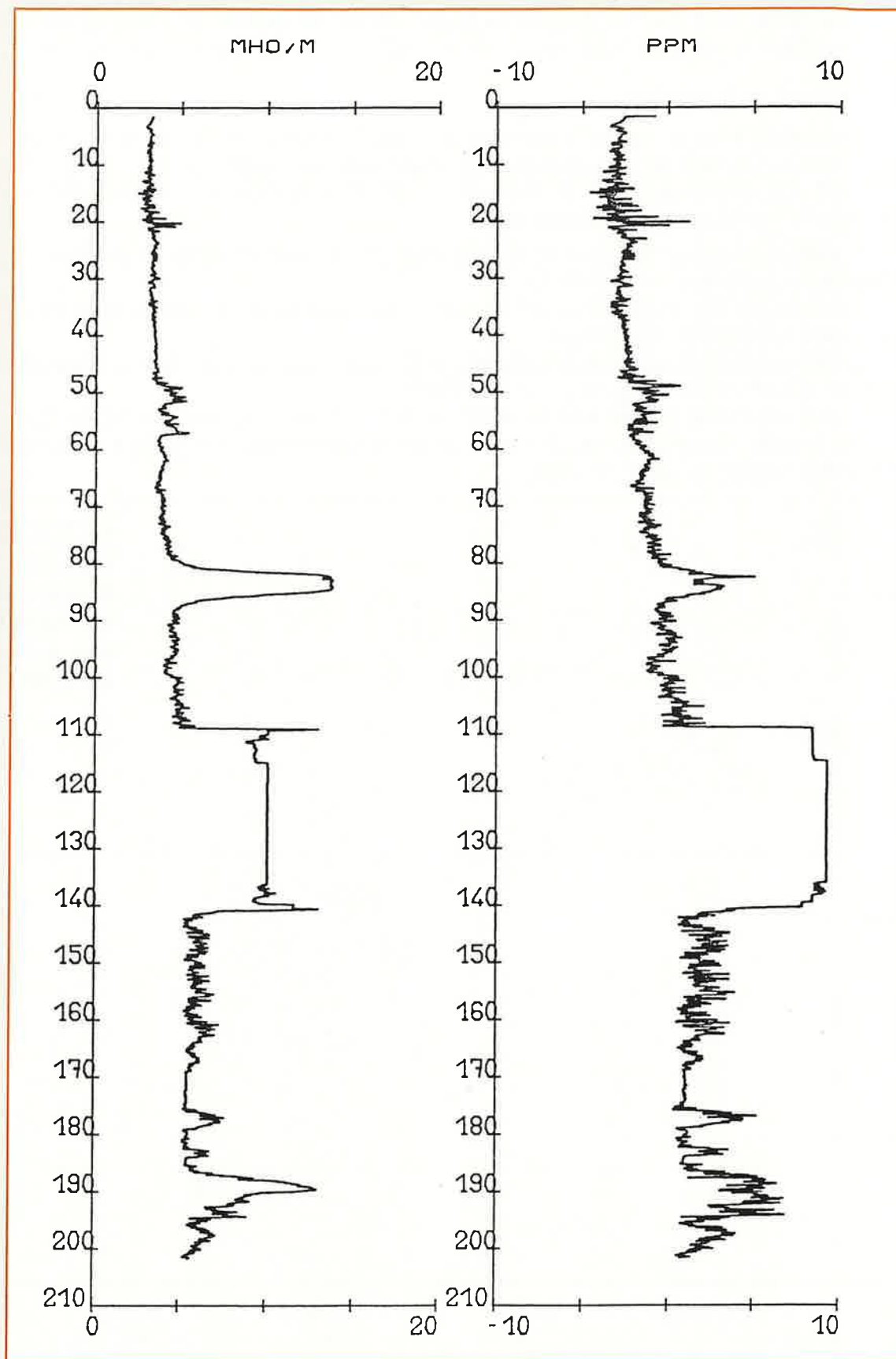
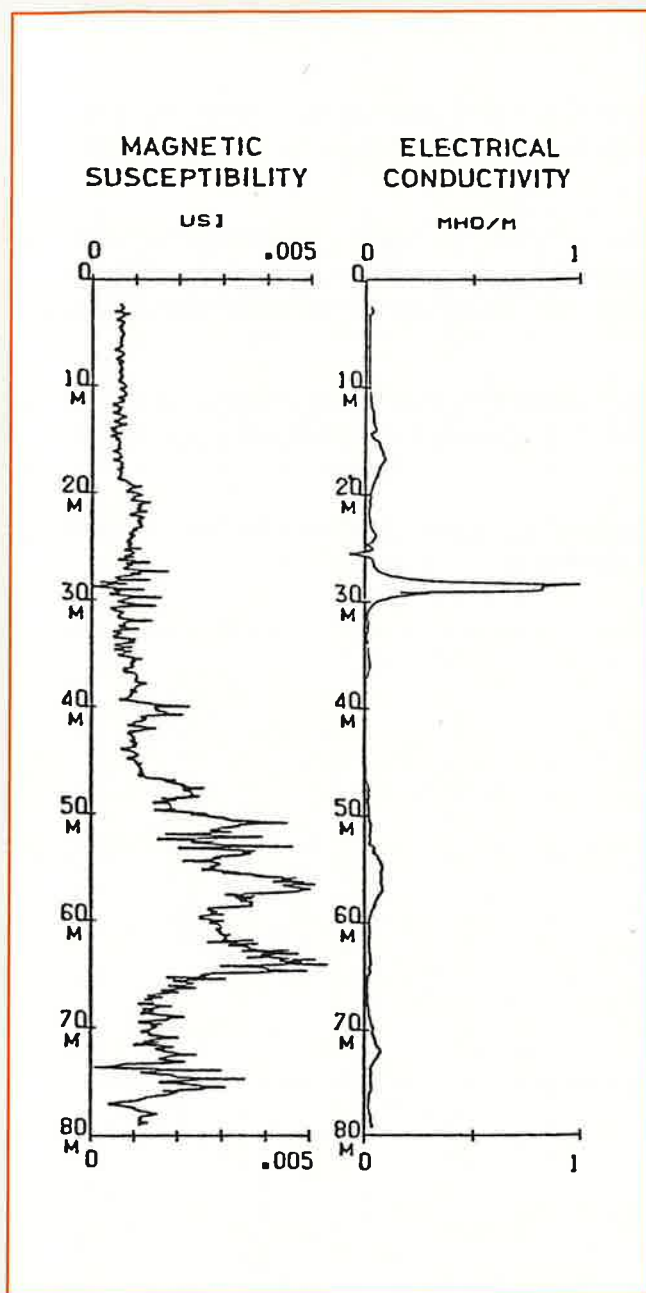


FIGURE 20 b

BODENNEC : LOG ROMULUS DANS UN AUTRE FORAGE.



2.5. ENREGISTREMENT DES VARIATIONS DES COMPOSANTES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

Nous avons déjà traité, au § 1.3.3., de l'enregistrement des variations du champ total pour corriger les mesures faites au sol, en l'air, en mer ou en forage en éliminant l'effet des variations temporelles du champ.

Répartis irrégulièrement dans le monde, soixante-quinze observatoires magnétiques permanents enregistrent les variations des différents paramètres du champ magnétique sur des *variomètres* fluxgate (résolution : 0,1 nT), associés à un *magnétomètre à pompage optique* (résolution : 0,01 nT).

Les matériels et protocoles de mesure sont normalisés pour les soixante-dix observatoires faisant partie du réseau INTERMAGNET. Les données sont diffusées par satellite en temps quasi-réel.

Les indices d'activité magnétique établis par vingt-quatre observatoires sont diffusés par le Service International des Indices Magnétiques.

ANNEXE

CARACTÉRISTIQUES TECHNIQUES DU LEVÉ AÉROMAGNÉTIQUE BRETAGNE 1998

CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE
MAGNÉTISME – CHAMP RÉSIDUEL RÉDUIT AU PÔLE
MASSIF ARMORICAIN (France)

Maître d'ouvrage : Ministère de l'Economie des Finances et de l'Industrie
(Direction des Matières Premières et des Hydrocarbures)
Maître d'oeuvre : BRGM, Service Géologique National,
(BRGM, BP6009, 45060 ORLEANS Cedex, France)
Opérateur : Sander Geophysics Ireland ltd

CARACTÉRISTIQUES TECHNIQUES DU LEVÉ

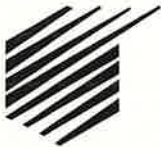
Géodésie	Avions.....Beechcraft Queenair B-80, C-FWZG /Britten-Norman Islander BN2, C-GSGX
Système de coordonnées.....Lambert IIe IGN	Instrumentation embarquée
Projection.....Lambert	Magnétomètre.....vapeur de Césium, Scintrex CS2, /Geometrics G-822A
Méridien origine.....Paris (2°20'14.025" E)	Compensation dynamique.....RMS-AADCII
Latitude origine.....46°48'	Spectromètre gamma.....Exploranium Gr820
faux est 600 000m - faux nord 2 200 000m	Volume des cristaux NaI.....42,0 + 8,4 l
Ellipsoïde.....Clarke 1880	Système d'acquisition.....SGL-ADAC
demie grand axe 6 378 249m - petit axe 6 356 515m	Récepteur GPS.....Novatel 3951R à 12 canaux
facteur d'échelle 0,999 877 42	Altimètre radar.....King KRAIOA
Plan de vol	Altimètre barométrique.....Sensotec
Direction des lignes de vol.....Nord-Sud	Caméra Vidéo.....Panasonic/Costar
Direction des lignes de contrôle.....Est-Ouest	Magnétoscope.....Panasonic/Sanyo
Espacement des lignes de vol.....250, 500 ou 1000 m	Sonde thermique.....Omega
Espacement des lignes de contrôle.....10 000 m	Sonde humidité.....Vaisala
Garde au sol moyenne120 m	
Vitesse moyenne de vol par rapport au sol.....62 m/s	Taux d'échantillonnage
Navigation.....GPS différentiel en temps réel, système Omnistar	Magnétomètre.....0,1s
Instrumentation aux stations sol	Spectromètre gamma.....1s
Magnétomètre.....Vapeur de Césium, Geometrics G822A (Nantes et Carhaix) Scintrex CS-2 (Rennes)	Altimètre radar.....0,25s
Taux d'échantillonnage.....0.5 s	Sonde thermique et humidité0,25s
Récepteur GPS.....Novatel 3951R à 12 canaux	GPS.....1s
	Déclinaison Magnétique.....-3°34'
	Inclinaison Magnétique.....63°26' (1-09-98, N48°03' - W01°44')

ÉCHELLE : 1 / 500 000

DATE DU LEVÉ : juin - novembre 1998

PLANCHE n° 2 de 7

RAPPORT BRGM n° R.40471



Les périmètres encadrés ont été acquis avec la participation financière
de l'EPSHOM pour la rade de Brest et du programme GéoFrance3D
pour le bloc Nantes-Rennes. Le levé du plateau continental
entre Sein et Ouessant est la propriété de l'EPSHOM.



Chapitre 3

3. Interprétation des résultats



3.1. Généralités	52
3.2. Anomalies magnétiques créées par des corps géologiques de forme simple	53
3.2.1. Intrusion	53
3.2.2. Amas minéralisé	53
3.2.3. Filon magnétique très long	53
3.2.4. Modèle cylindrique horizontal	55
3.3. Évolution de la forme des anomalies	55
3.3.1. En fonction de l'inclinaison I_0 du champ	55
3.3.2. En fonction du pendage d du corps	55
3.3.3. En fonction de l'orientation a du corps	57
3.4. Influence de la profondeur	57
3.5. Interprétations qualitative et quantitative	60
3.5.1. Méthode de l'évasement de l'anomalie	60
3.5.2. Méthodes de Peters et de Sokolov	61
3.5.3. La formule du filon	63
3.5.4. Méthode de Mac Grawth, Hood et Werner	64
3.5.5. Méthode de Koulomzine, Lamontagne et Nadeau	66
3.5.6. Exemple d'interprétation sur un cas réel	66
3.6. Tracé de cartes. Grille d'interpolation	67
3.7. Transformations de cartes et de profils	67
3.7.1. Champ régional. Calcul de la résiduelle	68
3.7.2. Réduction au pôle	70
3.7.3. Filtrage par prolongement vers le haut	70
3.7.4. Focalisation par gradient vertical	70
3.7.5. Autres transformations et filtrages	73
3.8. Modélisations et inversions	74
3.8.1. Modélisations	74
3.8.2. Inversions	77

Chapitre 3.

Interprétation des résultats



3.1. GÉNÉRALITÉS

Contrairement à ce qu'on pourrait croire, un corps magnétique souterrain ne donne pas une image évidente de lui-même à la surface du sol. Ceci est dû au fait que le champ magnétique terrestre induit, à la périphérie du corps, des masses magnétiques positives et négatives qui se traduisent en général par une bipolarité de l'anomalie mesurée à la surface du sol. En outre, chaque pôle sera plus ou moins marqué selon l'orientation, le pendage, la forme et l'aimantation du corps.

De plus, comme le champ dérive d'un potentiel, il y aura une infinité de solutions pour une anomalie obtenue sur un plan ou un profil de mesure. Tout l'art de l'interprétation consistera à restreindre l'éventail des solutions possibles en attribuant au corps responsable de l'anomalie une forme, une profondeur et un pendage géologiquement et géophysiquement vraisemblables, ainsi qu'une aimantation d'intensité et de direction plausibles.

Dans tout ce qui suit, nous supposerons opérer sur des anomalies du champ total (ce qui est actuellement le cas de la quasi-totalité des levés magnétiques), et avec une aimantation du corps purement induite. S'il existe une aimantation rémanente dans le corps perturbateur, elle se compose avec l'aimantation induite, et cela revient à choisir un champ inducteur différent (en direction et en intensité) du champ local.

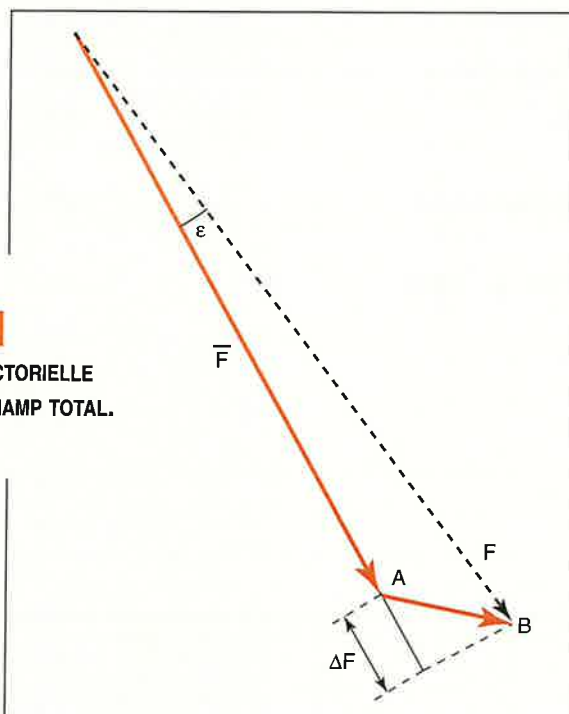


FIGURE 21

**REPRÉSENTATION VECTORIELLE
DE L'ANOMALIE DU CHAMP TOTAL.**

La figure 21 ci-contre montre ce qui se passe pour une mesure influencée par un corps magnétique perturbateur.

- $\overline{F}$ Champ total moyen non perturbé
- F Champ total mesuré en une station
- AB Vecteur anomalie (champ anomal créé par le corps à cette station)
- ΔF Anomalie sur le module du champ
- ϵ Anomalie angulaire du champ égale à :

$$\sqrt{(\Delta I)^2 + \Delta D^2 / \cos^2 I}$$

ΔI et ΔD étant les anomalies en inclinaison et en déclinaison créées par le corps.

Ce seul schéma montre bien la difficulté de prévoir l'anomalie créée par un corps magnétique.

D'une façon générale, dans l'hémisphère Nord, le pôle positif sera situé au sud de l'anomalie (et vice-versa). Les exceptions concernent des corps subhorizontaux ou présentant une aimantation rémanente différente (en direction) de l'aimantation induite.

3.2. ANOMALIES MAGNÉTIQUES CRÉÉES PAR DES CORPS GÉOLOGIQUES DE FORME SIMPLE

3.2.1. **Intrusion** (modèle cylindrique subvertical)

Une intrusion est généralement plus magnétique que les roches encaissantes. L'anomalie produite est alors formée de deux croissants (Fig. 22a). C'est le cas des intrusions basiques et ultrabasiques. Lorsque le pendage du corps est environ le double de l'inclinaison du champ, c'est-à-dire si $2I - d = 0$ (cf. la formule du filon § 3.5.3.), l'anomalie est monopolaire et circulaire.

Parfois l'intrusion est amagnétique (roche acide), mais le métamorphisme de contact peut provoquer la formation de cristaux de magnétite à la périphérie de l'intrusion. L'anomalie a alors la forme d'une auréole (Fig. 22b).

3.2.2. **Amas minéralisé** (modèle sphérique)

Si l'amas contient des minéraux magnétiques (magnétite, pyrrhotine), on aura une anomalie également composée de deux croissants, ou d'ovales concentriques, comme précédemment, mais de forme légèrement différente.

3.2.3. **Filon magnétique très long** (par exemple l'anomalie linéaire de la figure 22a)

Ce modèle recouvre la majorité des cas, car il inclut les formes suivantes :

- filon redressé mince (ou épais), selon que la profondeur du sommet du filon est nettement supérieure (ou inférieure) à sa puissance ;
- couche magnétique subhorizontale. Faille redressée : ces deux cas sont assez voisins car le rejet de la faille est l'équivalent de la puissance de la couche magnétique.

L'anomalie est alors interprétable à partir d'un profil transverse :

- soit à partir d'abaques (par exemple celles de Parker-Gay),
- soit par une modélisation simple en entrant sur une calculatrice scientifique graphique la formule du filon donnée plus loin.

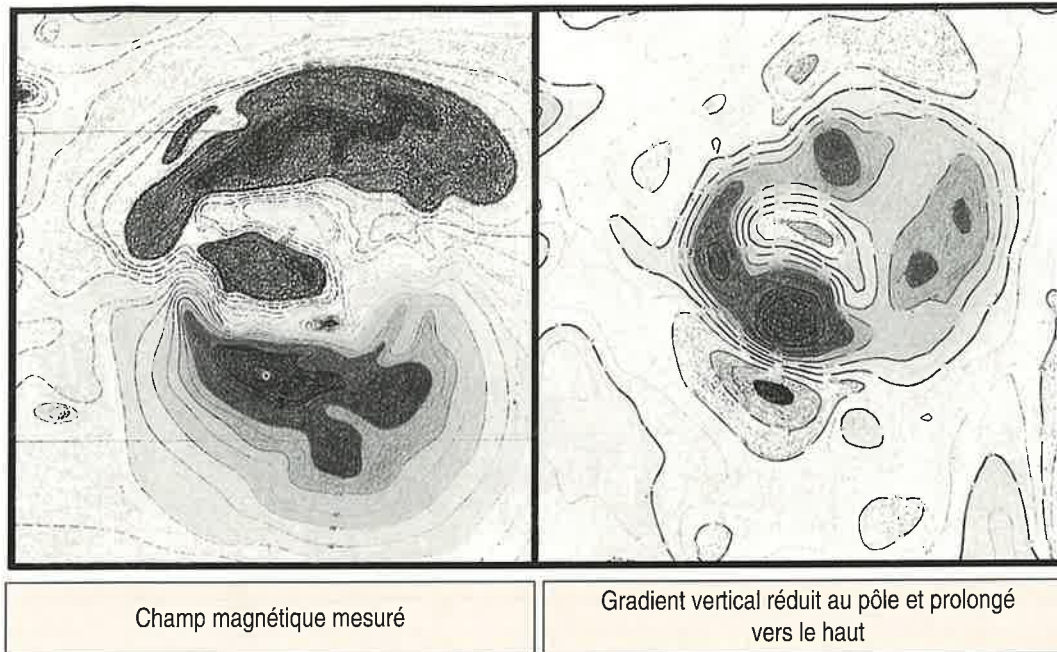
FIGURE 22a

ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE CRÉÉE PAR UNE INTRUSION



FIGURE 22b

ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE CRÉÉE PAR LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT
AUTOUR D'UNE INTRUSION CYLINDRIQUE VERTICALE À BASSE LATITUDE



3.2.4. Modèle cylindrique horizontal

Ce modèle n'a pas de réalité géologique, mais il peut être utilisé de façon très approchée pour des corps horizontaux allongés ayant une section ramassée (par exemple : anticlinal, horst) et suffisamment petite par rapport à leur profondeur pour qu'ils puissent être assimilés à des cylindres horizontaux.

3.3. ÉVOLUTION DE LA FORME DES ANOMALIES

3.3.1. En fonction de l'inclinaison I_0 du champ

La figure 23a montre qu'un même corps (ici, un filon vertical E-W) peut donner des anomalies très différentes selon l'inclinaison du champ.

3.3.2. En fonction du pendage d du corps

La figure 23b illustre l'effet du pendage du corps sur la forme des anomalies (ici, pour une inclinaison du champ de 60° vers le bas, cas de la France).

FIGURE 23a

ÉVOLUTION DE LA FORME DES ANOMALIES SELON I

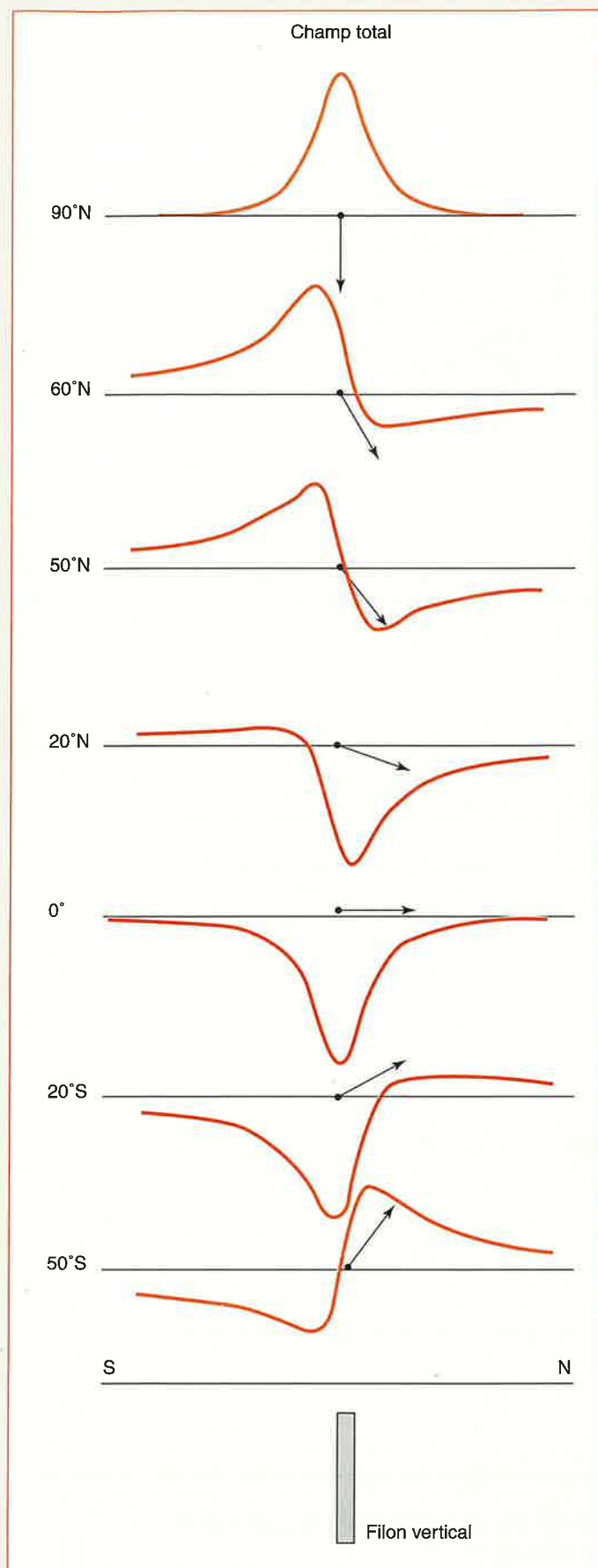
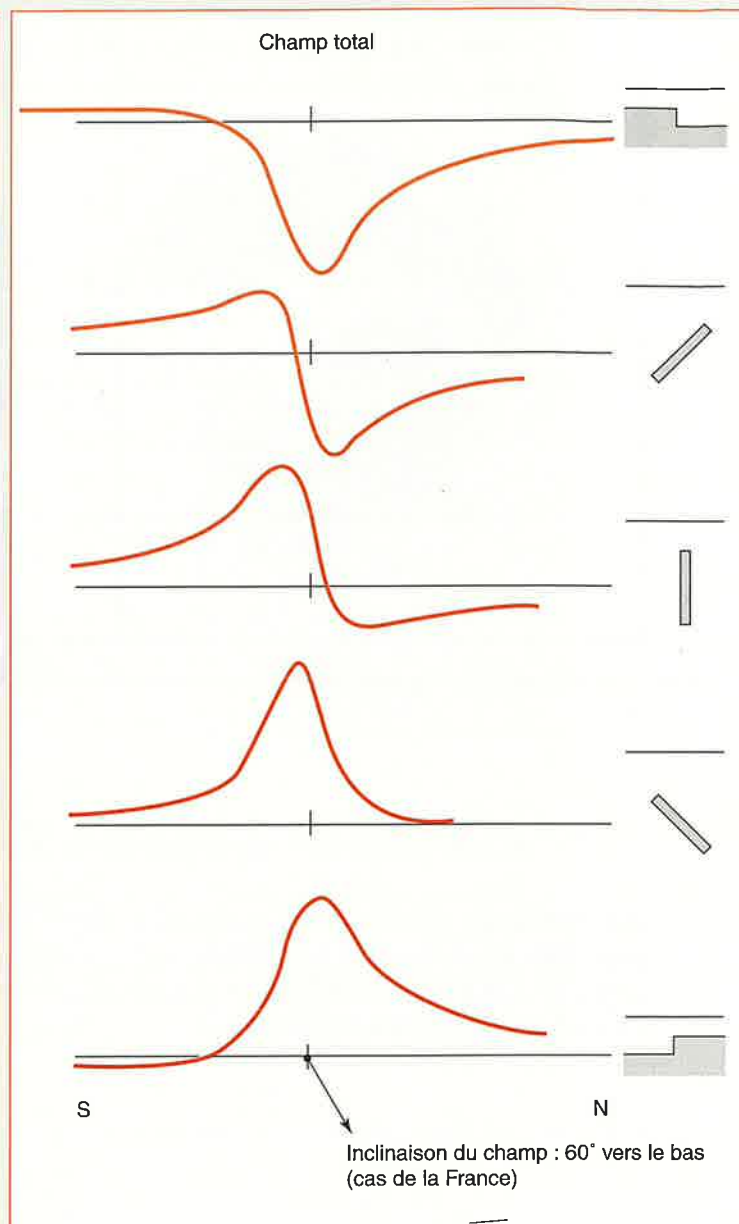


FIGURE 23b

ÉVOLUTION DE LA FORME DES ANOMALIES SELON d



3.3.3. En fonction de l'orientation a du corps

La figure 11 montrait l'influence de l'orientation du corps magnétique non seulement sur l'allure de l'anomalie, mais aussi sur son amplitude.

En fait, les trois paramètres I_0 , d et a ont une action conjuguée. En se reportant à la formule du filon, on voit que le facteur agissant est l'angle $2I - d$ avec $\tan I = \tan I_0 / \cos a$.

La figure 24a montre que, pour une même profondeur de la tête du corps, l'amplitude de l'anomalie varie en $(1/r)^n$, avec n (indice de décroissance) compris entre 1 et 3, selon la forme et la position du corps par rapport au champ inducteur. Cet indice n'est pas forcément entier, ainsi, le filon infiniment long mais limité vers le bas, aura un indice compris entre 1 et 2.

Cet exemple schématique montre les difficultés et incertitudes de l'interprétation d'une anomalie magnétique. La détermination de la profondeur du corps, à partir de l'anomalie qu'il crée, dépendra beaucoup de la forme géométrique que l'on attribuera au corps. Il est, en effet, difficile de déduire de la forme d'une anomalie, son indice de décroissance car les anomalies sont rarement pures et dues à un corps unique.

Le champ magnétique dérivant d'un potentiel, les anomalies magnétiques créées en un point par plusieurs corps voisins s'ajoutent algébriquement. Si les corps sont nettement séparés, on pourra observer plusieurs maxima et/ou minima, mais si leur distance est moindre que leur profondeur, ils donneront des anomalies coalescentes, ce qui faussera l'interprétation. Ce phénomène de *coalescence* limite le pouvoir de séparation de la méthode magnétique.

3.4. INFLUENCE DE LA PROFONDEUR

La profondeur du corps magnétique influe à la fois sur l'amplitude de l'anomalie et sur son évasement. Les figures 24b et 24 c montrent l'effet d'un changement d'altitude du niveau de mesure sur la forme et l'amplitude de l'anomalie. Pour plus de clarté, nous avons choisi le modèle du filon dans deux cas particuliers :

➤ $2I - d = 90^\circ$: anomalie *symétrique* (formule en Arc tg)

➤ $2I - d = 0^\circ$: anomalie *antisymétrique* (formule en Log)

(le cas général du filon infini quelconque est une combinaison linéaire des deux).

On remarque tout d'abord que l'amplitude des anomalies diminue et que l'évasement augmente lorsque le niveau de mesure s'élève. C'était évident *a priori* pour l'amplitude, encore qu'il puisse être surprenant qu'à faible distance du centre, l'anomalie du niveau supérieur soit plus forte que celle du niveau inférieur pour la courbe symétrique. Quant à l'évasement, il peut être caractérisé par les distances entre points d'inflexion pour la courbe symétrique et entre extrema pour la courbe antisymétrique. Cette propriété sera utilisée au § 3.5. pour l'estimation de la profondeur du corps.

Il est tentant de calculer l'écart entre les deux courbes. C'est ce que nous obtiendrions si nous utilisons un *gradiomètre* pour lequel la différence d'altitude des deux capteurs est la même que dans le cas des deux figures. On remarquera que les courbes du *gradient vertical* ont à peu près la même allure que leurs courbes mères avec, cependant, deux différences importantes : les distances entre points d'inflexion (courbe symétrique) ou entre extrema (courbe antisymétrique) sont plus petites, c'est-à-dire que le gradient vertical focalise la cause de l'anomalie et en permet donc une meilleure localisation. Par contre, dans le cas de la courbe symétrique, le gradient vertical présente trois extrema contre un seul pour le champ. C'est ce qui donne aux cartes de gradient vertical une apparence plus complexe.

FIGURE 24a

TYPE DE DÉCROISSANCE SELON LA FORME ET LA POSITION DU CORPS

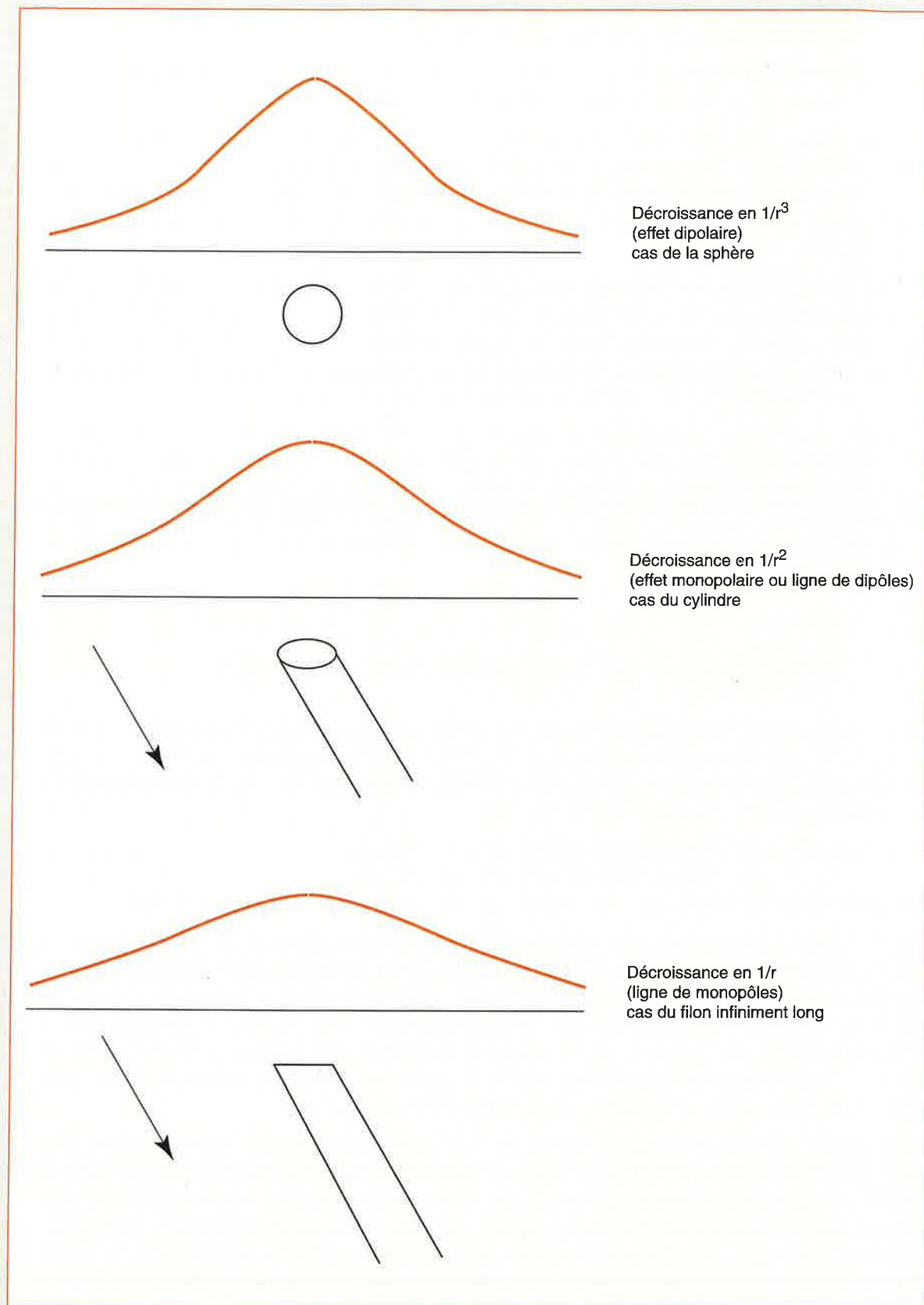
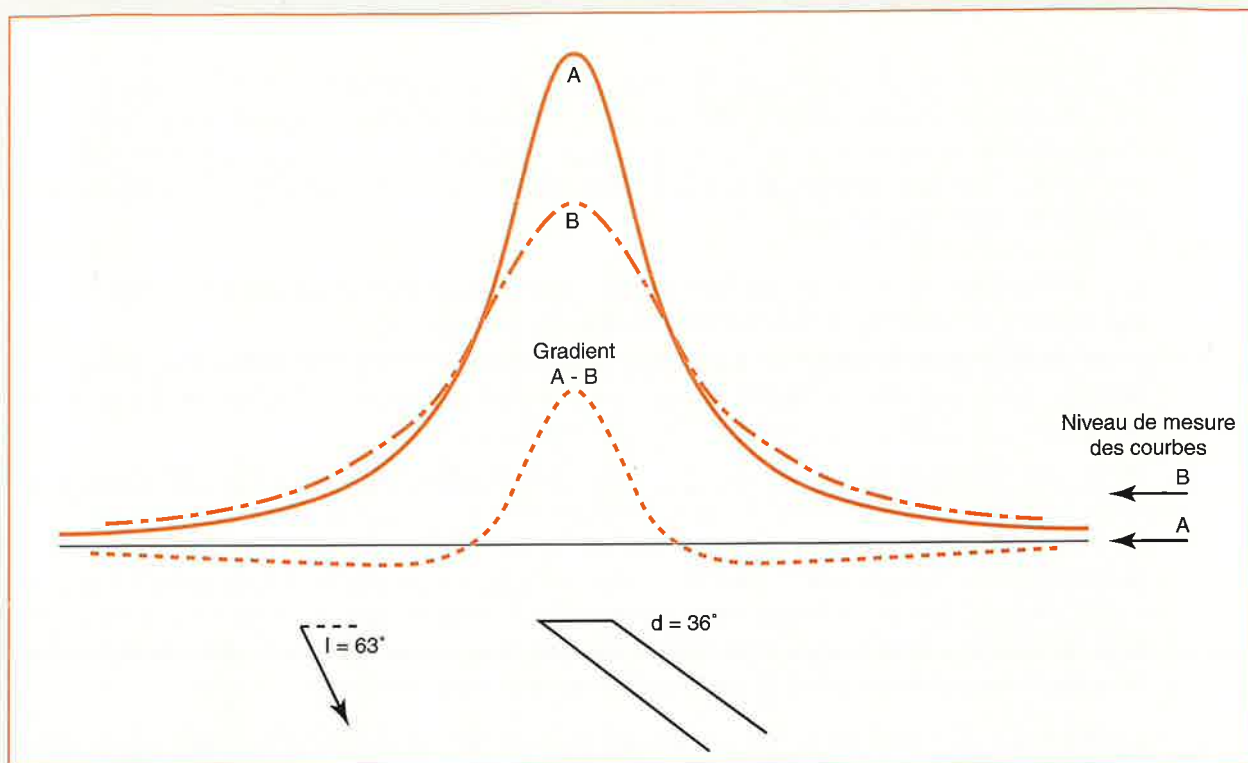
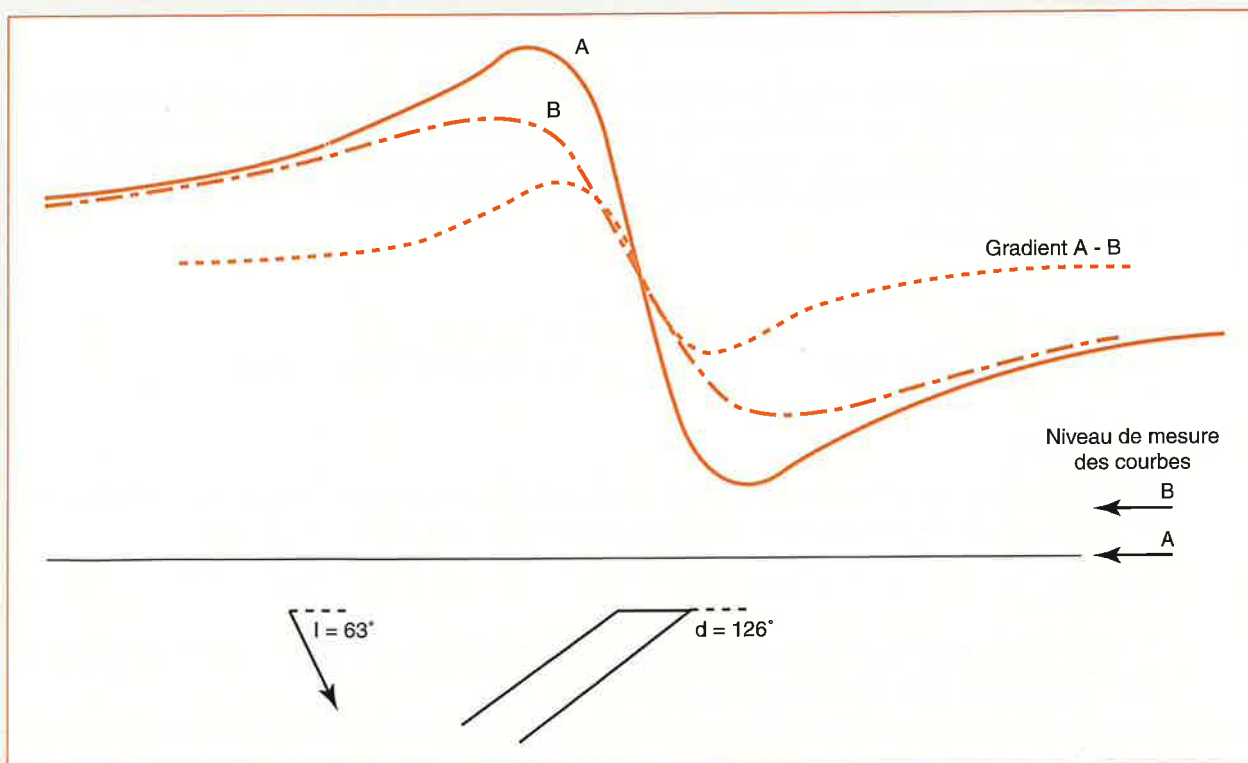


FIGURE 24b**PROFIL GRADIOMÉTRIQUE THÉORIQUE SYMÉTRIQUE****FIGURE 24c****PROFIL GRADIOMÉTRIQUE THÉORIQUE ANTI SYMÉTRIQUE**

3.5. INTERPRÉTATIONS QUALITATIVE ET QUANTITATIVE

Lorsque, au cours d'une prospection magnétique, on rencontre une anomalie, que l'on recoupe par un ou plusieurs profils, ou que l'on cartographie, il convient d'en faire une interprétation sommaire (ne serait-ce que par curiosité), sans attendre d'être de retour à son bureau où une interprétation plus élaborée pourra être réalisée sur ordinateur à l'aide d'un logiciel approprié.

Il faut tout d'abord identifier les anomalies. C'est une affaire d'expérience qui ne se fait pas suivant les mêmes critères selon le type de prospection :

➤ en *prospection de détail*, on a un objectif bien déterminé : indice minéralisé, anomalie géochimique, détection d'objets ferreux, etc. Le secteur prospecté est restreint et on ne rencontrera que peu d'anomalies : leur sélection sera aisée.

➤ en *reconnaissance*, par contre, c'est une cartographie magnétique qui est réalisée et toute anomalie doit faire l'objet d'un examen sommaire. On commencera toujours par comparer la carte magnétique obtenue aux documents existants (carte géologique, par exemple) pour corréliser telle anomalie avec telle structure connue. Les anomalies non expliquées par ce premier examen seront alors inventoriées et la recherche de leur origine pourra faire l'objet d'un programme d'exploration complémentaire (localisation plus précise, cartographies géologique et géophysique plus détaillées).

L'intérêt que l'on portera à ces anomalies pourra être conforté par une première interprétation sommaire qui sera faite sur un profil perpendiculaire à l'allongement de l'anomalie. Dans le cas des modèles sphérique ou cylindrique vertical, on pourra utiliser le profil N-S qui forme l'axe de symétrie de l'anomalie.

Au cas où l'on ne disposerait pas d'un tel profil, il serait préférable de le mesurer sur le terrain plutôt que de l'interpoler à partir de profils voisins.

Les méthodes graphiques d'interprétation ci-après utilisent des longueurs caractéristiques mesurables sur profil magnétique. Ces longueurs doivent être sensibles aux variations de la profondeur du corps mais beaucoup moins à sa largeur ; elles doivent se trouver assez près de la partie centrale de l'anomalie pour ne pas subir l'influence d'une anomalie voisine.

3.5.1. Méthode de l'évasement de l'anomalie

❑ 1er cas

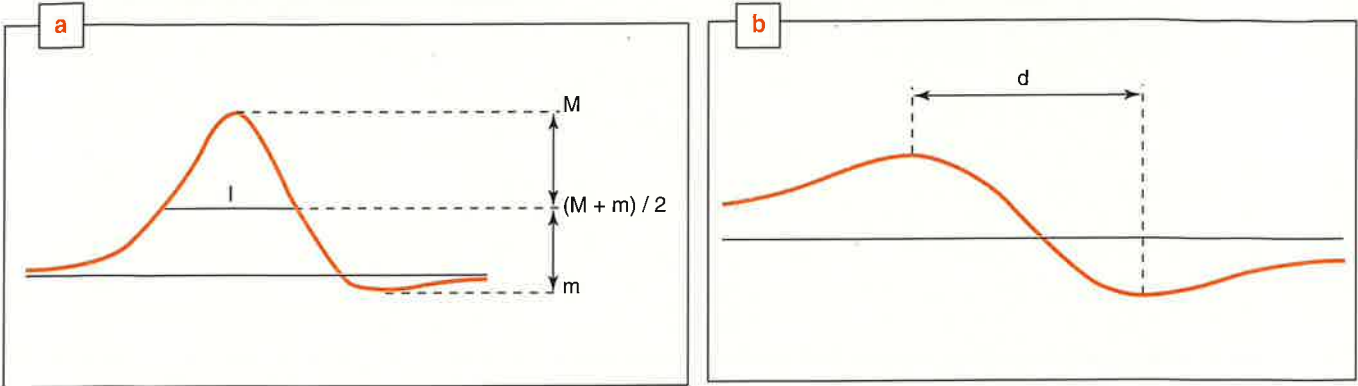
L'anomalie présente un extremum beaucoup plus prononcé que l'autre : on mesure alors la largeur l de l'anomalie à mi-amplitude entre les deux extrema (Fig. 25a).

❑ 2e cas

L'anomalie présente deux extrema bien marqués. On mesure alors la distance horizontale d entre les deux extrema (Fig. 25b).

FIGURE 25

MÉTHODE DE L'ÉVASEMENT DE L'ANOMALIE



Le tableau V ci-dessous donne l'estimation de la profondeur h de la tête du corps selon le modèle géométrique retenu :

TABLEAU V

Modèle géométrique	Profondeur h du corps	
Sphère (dipôle)	$h = l$	$h = 1,2 d$
Cylindre dans l'axe du champ (monopôle)	$h = 0,7 l$	$h = 0,7 d$
Filon contenant le vecteur champ (ligne de monopôles)	$h = 0,5 l$	$h = 0,5 d$
Cylindre horizontal (ligne de dipôles)	$h = l$	$h = d$

Lorsque le corps magnétique présente une épaisseur notable par rapport à la profondeur de sa tête (cas du filon épais), la profondeur calculée par cette méthode est d'autant plus surestimée que le filon est épais.

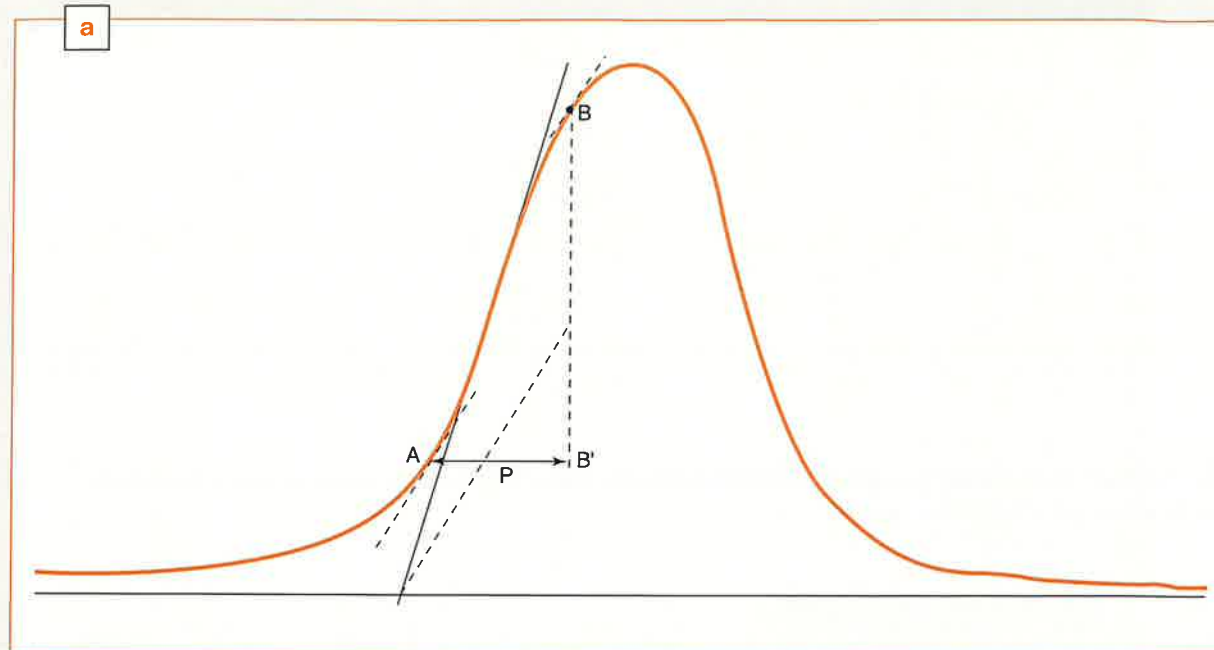
3.5.2. Méthodes de Peters et de Sokolov

Ces deux méthodes s'appliquent à des anomalies possédant un extremum très prononcé.

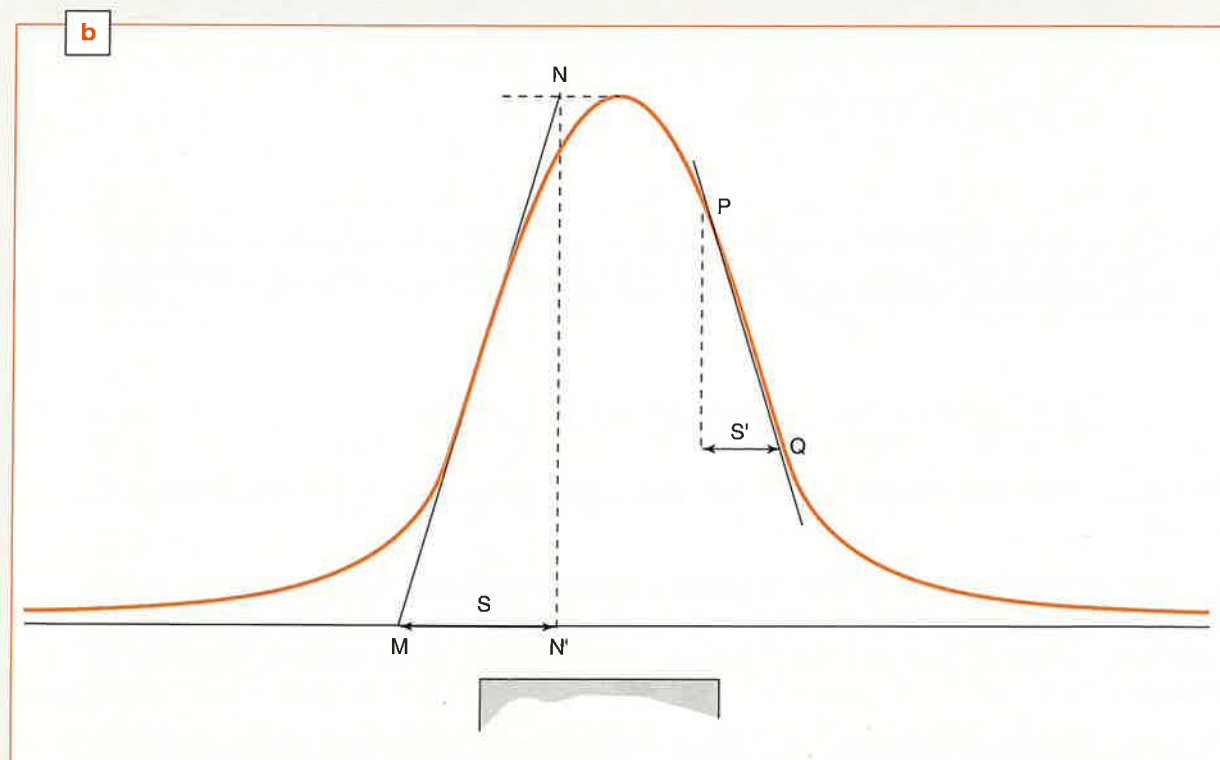
La méthode de **Peters** (Fig. 26a) consiste à tracer la tangente de pente maxima, puis à déterminer la demi-pente et à tracer les deux tangentes de « $\frac{1}{2}$ pente maxima » qui touchent la courbe en A et B. La distance horizontale AB' est appelée la *longueur de Peters*.

Dans la méthode de **Sokolov** (Fig. 26b), on trace aussi la tangente de pente maxima et on en prend les intersections M avec la ligne de base asymptotique du profil (souvent délicate à déterminer), et N avec la tangente au sommet de l'anomalie parallèle à la ligne de base. La distance horizontale $s = MN'$ est appelée la *longueur de Sokolov*. Une autre longueur $s' = P'Q$ est la projection sur la ligne de base du segment PQ (partie de la courbe à pente maxima assimilable à un segment de droite).

FIGURE 26
MÉTHODE DE PETERS



MÉTHODE DE SOKOLOV



Le tableau VI ci-dessous permet d'estimer la profondeur h de la tête du corps (filons mince ou épais).

TABLEAU VI

Cas du filon		Profondeur h du sommet du corps selon	
Largeur / Profondeur		Peters	Sokolov
0	filon mince	$h = 0,8 p$	$h = 0,7 s = 1,8 s'$
1	filon épais	$h = 0,7 p$	$h = 0,5 s$
2	idem	$h = 0,6 p$	$h = s'$
4	idem	$h = 0,5 p$	$h = 0,7 s$

Lorsque le profil de l'anomalie montre deux extrema bien prononcés, on peut utiliser la longueur s' de Sokolov mesurée sur le flanc extérieur de l'extremum le mieux marqué : la profondeur estimée de la tête du corps sera comprise entre $0,5 s'$ et $1,5 s'$.

Ces méthodes qui n'utilisent qu'une seule longueur caractéristique ne peuvent évidemment fournir qu'un seul paramètre sensible : la profondeur de la tête du corps magnétique. C'est pourquoi certains auteurs ont cherché à extraire du profil de l'anomalie d'autres longueurs qui permettent d'élargir le domaine des interprétations en fournissant un éventail de profondeurs en fonction des épaisseurs choisies.

3.5.3. La formule du filon

L'anomalie du champ total en un point M d'abscisse x par un filon infiniment long et profond, au toit plat est donnée par la formule :

$$\Delta F = 2 k F_0 C \sin d (S \sin (2 I - d) + A \cos (2 I - d))$$

avec (Fig. 27) :

- k susceptibilité magnétique du filon
- F_0 champ magnétique total moyen
- $C = \sin^2 i_0 / \sin^2 I$
- i_0 inclinaison du champ (+ 90° au pôle N, - 90° au pôle S)
- I inclinaison apparente $\tan I = \tan i_0 / \cos a$
- a azimut magnétique de la normale au filon
- b demi-largeur horizontale du filon
- z profondeur de la tête du filon sous le niveau de mesure
- d pendage du filon (0 à 180°), compté à partir de l'axe Ox
- Ox niveau de mesure. Le sens positif est du côté N du filon
- S angle (en radians) sous lequel on voit le toit du filon depuis le point M
Fonction dite *symétrique* : $S = \text{Arc tg } ((x+b)/z) - \text{Arc tg } ((x-b)/z)$
- A logarithme népérien du rapport des distances R et R' de M aux bords de la tête
Fonction dite *antisymétrique* : $A = \text{Ln } (R'/R)$
 $A = 0,5 \text{ Ln } (((x-b)^2 + z^2) / ((x+b)^2 + z^2))$

L'anomalie de la composante verticale V est donnée par la même formule dans laquelle on remplace :

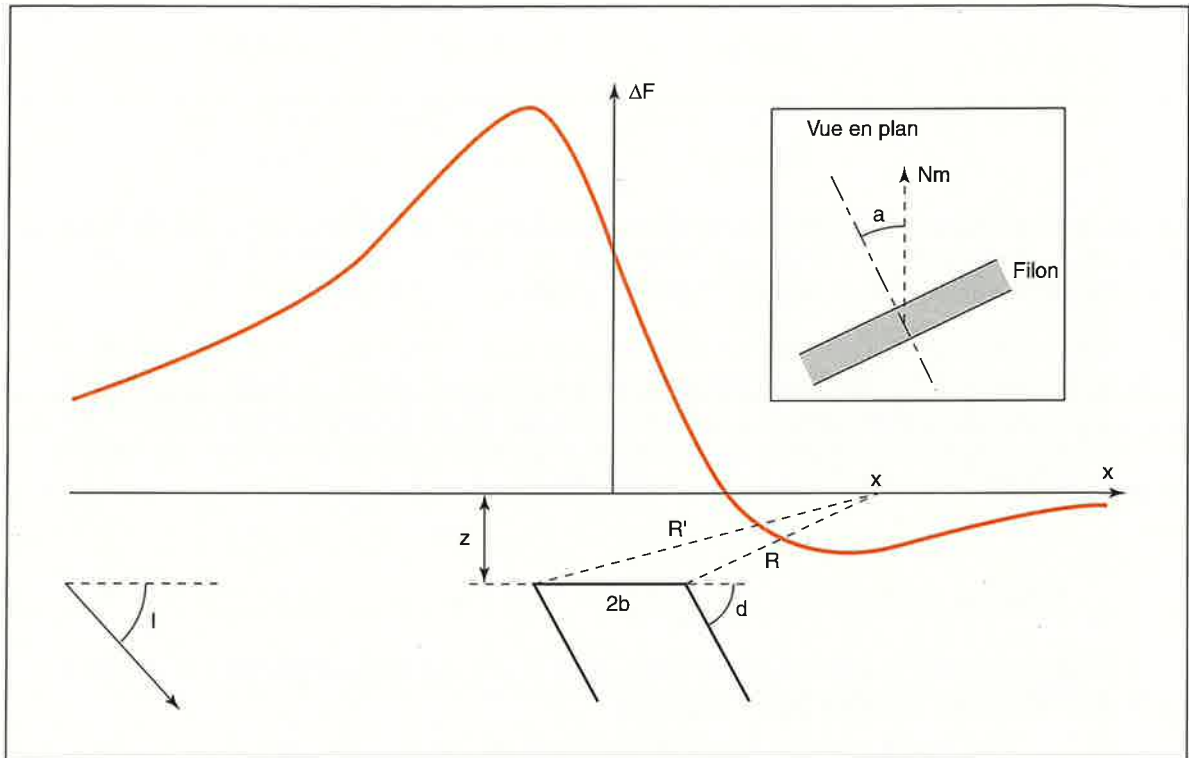
Fo par Vo,

C par $c = \sin I_o / \sin I$,

$2I - d$ par $I - d$.

FIGURE 27

PARAMÈTRES GÉOMÉTRIQUES DU FILON



3.5.4. Méthode de Mac Grawth, Hood et Werner

On se place dans le cas du filon infini et épais (cf. Fig. 28).

1. On joint les deux extrema P et Q. La droite PQ coupe la courbe en un point situé sur l'axe des F, l'aplomb du corps est ainsi déterminé.
2. À partir du milieu D de PQ, on mène la parallèle à l'axe des F. Elle coupe la courbe en X_c , l'axe des X est ainsi positionné.
3. PQ coupe l'axe des X en un point d'abscisse $2 X_c$.
4. Soit E tel que $OE = 3 X_c$. Les trois points d'inflexion de la courbe sont sur la droite DE.
5. Soient X_M et X_m les abscisses des extrema, on calcule :
 $z = 0,5 \sqrt{(X_m - X_M)^2 - 4 X_c^2}$ (profondeur de la tête du filon)
 $\text{tg}(2I - d) = X_c / Z$
 $b.k = 0,25 \cdot C \cdot Z \cdot (F_M - F_m) / F$ avec $C = \sin^2 I / \sin^2 I_o$
et k = susceptibilité magnétique.

3.5.5. Méthode de Koulomzine, Lamontagne et Nadeau

L'originalité de cette méthode réside dans la décomposition de la courbe d'anomalie d'un profil en deux parties : une courbe symétrique, correspondant à la fonction paire (Arc tg) et une courbe antisymétrique, correspondant à la fonction impaire (Ln) de la formule du filon. On détermine alors graphiquement des paramètres caractéristiques de ces deux courbes. Des abaques permettent d'estimer la profondeur, la largeur, le pendage et l'aimantation du corps magnétique sans transgresser toutefois les équivalences citées précédemment.

Cette méthode est performante mais d'un emploi un peu compliqué et son utilisation se justifiait lorsqu'on ne disposait pas de logiciels pour faire des interprétations élaborées.

3.5.6. Exemple d'interprétation sur un cas réel

La figure 29 représente un profil magnétique N-S ayant recoupé une anomalie allongée E-W, située dans la Nièvre.

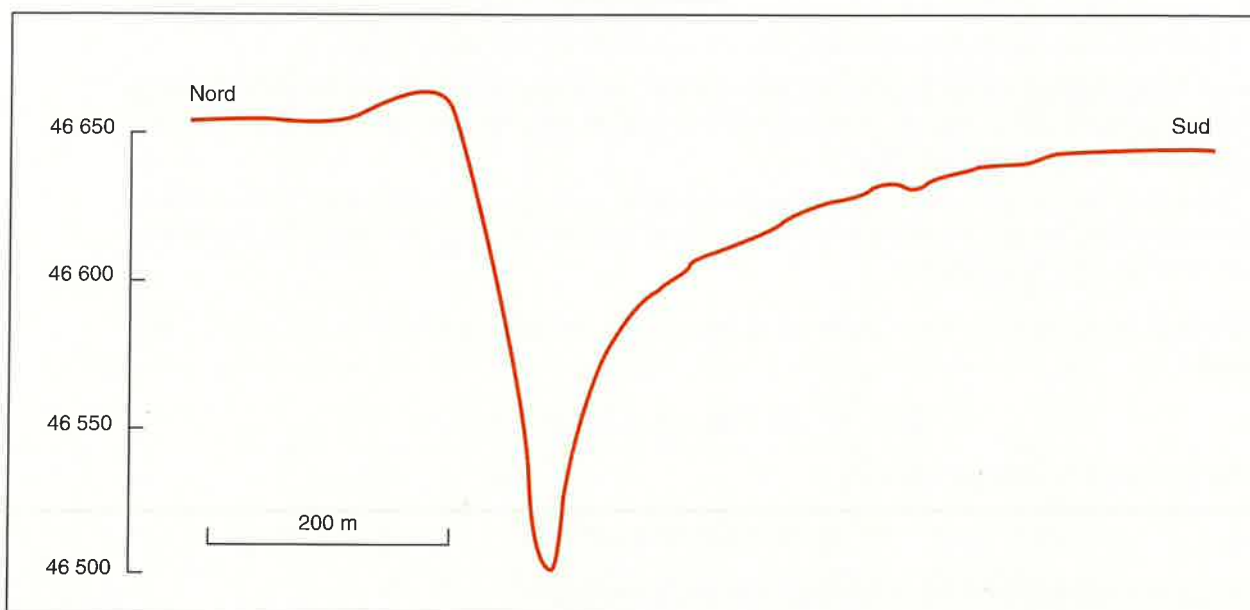
Les abaques de la figure 23b montrent qu'il est impossible d'interpréter ce profil avec une aimantation purement induite correspondant à un champ incliné à 63° vers le bas (cas de la France). On en déduit que le corps responsable de l'anomalie doit posséder une aimantation rémanente très différente en direction et intensité de l'aimantation induite.

On en conclut que cette anomalie pourrait être due à un filon vertical ayant une direction d'aimantation de 20° vers le haut. Compte tenu de l'équivalence sur l'angle $(2I - d)$, on pourrait aussi bien choisir un pendage différent, ce qui donnerait une autre direction d'aimantation.

L'application des règles d'évaluation permet d'estimer la profondeur de la tête du filon à 50 m environ.

FIGURE 29

EXEMPLE D'INTERPRÉTATION RAPIDE D'UNE ANOMALIE RÉELLE



3.6. TRACÉ DE CARTES. GRILLE D'INTERPOLATION

Un levé magnétique aéroporté, marin ou au sol fournit une grande quantité de mesures, irrégulièrement réparties : forte densité de mesures sur les profils, mais rien entre eux.

Les tracés automatiques par ordinateur ne peuvent pas être réalisés directement à partir de ces mesures. Il est nécessaire de passer par l'intermédiaire d'une grille d'*interpolation*. C'est-à-dire que l'ordinateur calcule des mesures fictives aux nœuds d'un réseau régulier à l'aide d'un logiciel spécifique.

C'est à partir de ce réseau de valeurs à maille régulière (carrée ou rectangulaire) qu'il est possible d'effectuer des tracés en courbes isanomales, non seulement pour le champ magnétique, mais aussi pour les valeurs transformées (voir ci-après).

Il n'est pas douteux que les procédés d'interpolation aux nœuds d'une grille créent des déformations sur les anomalies et font apparaître des artefacts sur les différents tracés. Une part de l'interprétation consistera à détecter de tels artefacts et à ne conserver que l'effet principal de l'anomalie.

3.7. TRANSFORMATIONS DE CARTES ET DE PROFILS

Une carte (ou un profil) magnétique est la représentation de l'effet de plusieurs sources magnétiques, plus ou moins intenses et profondes. Cet effet est compliqué par un paramètre : l'inclinaison du champ inducteur.

C'est pourquoi il peut être utile de faire subir à la représentation d'une anomalie une ou plusieurs transformations destinées à séparer les effets des différentes sources magnétiques ou à corriger l'effet de l'inclinaison du champ.

On pourrait s'étonner qu'il soit possible, à partir de mesures faites sur un profil (ou dans un plan) horizontal, de faire des transformations dans une direction verticale : prolongements vers le haut ou vers le bas, gradient vertical. Ce serait oublier qu'un profil (ou une carte) horizontal(e) contient les informations concernant la profondeur : l'évasement d'une anomalie renseigne sur la profondeur de sa cause. D'autre part, le champ dérive d'un potentiel et son *laplacien* est nul :

$$\nabla^2 F = \partial^2 F / \partial x^2 + \partial^2 F / \partial z^2 = 0.$$

Ce qui montre la symétrie des deux dérivées secondes partielles en x et en z et la possibilité de passer d'une variable à l'autre.

Le lecteur intéressé pourra calculer les dérivées premières partielles en x et z des deux fonctions A et S de la formule du filon et vérifier leur analogie.

Toutes les opérations décrites ci-dessous sont des transformations mathématiques réalisées sur les valeurs calculées aux nœuds de la grille d'interpolation, à l'aide de logiciels spécialisés utilisant soit des algorithmes de convolution dans le domaine spatial, soit des techniques de filtrage linéaire dans le domaine fréquentiel (transformations de Fourier).

3.7.1. Champ régional. Calcul de la résiduelle

En l'absence de toute anomalie magnétique, le champ mesuré n'est pas uniforme. Il présente un gradient horizontal vers le nord magnétique qui dépend de la latitude magnétique de l'endroit (cf. § 1.3.). En France, le gradient horizontal moyen est de 2,7 nT/km (positif vers le nord).

On doit éliminer ce champ régional (ou local) s'il est trop important par rapport aux anomalies existantes. Pour ce faire, on prend le gradient moyen sur un profil perpendiculaire à la direction générale des isanomales. Cet effet régional peut être modélisé (Fig. 30a).

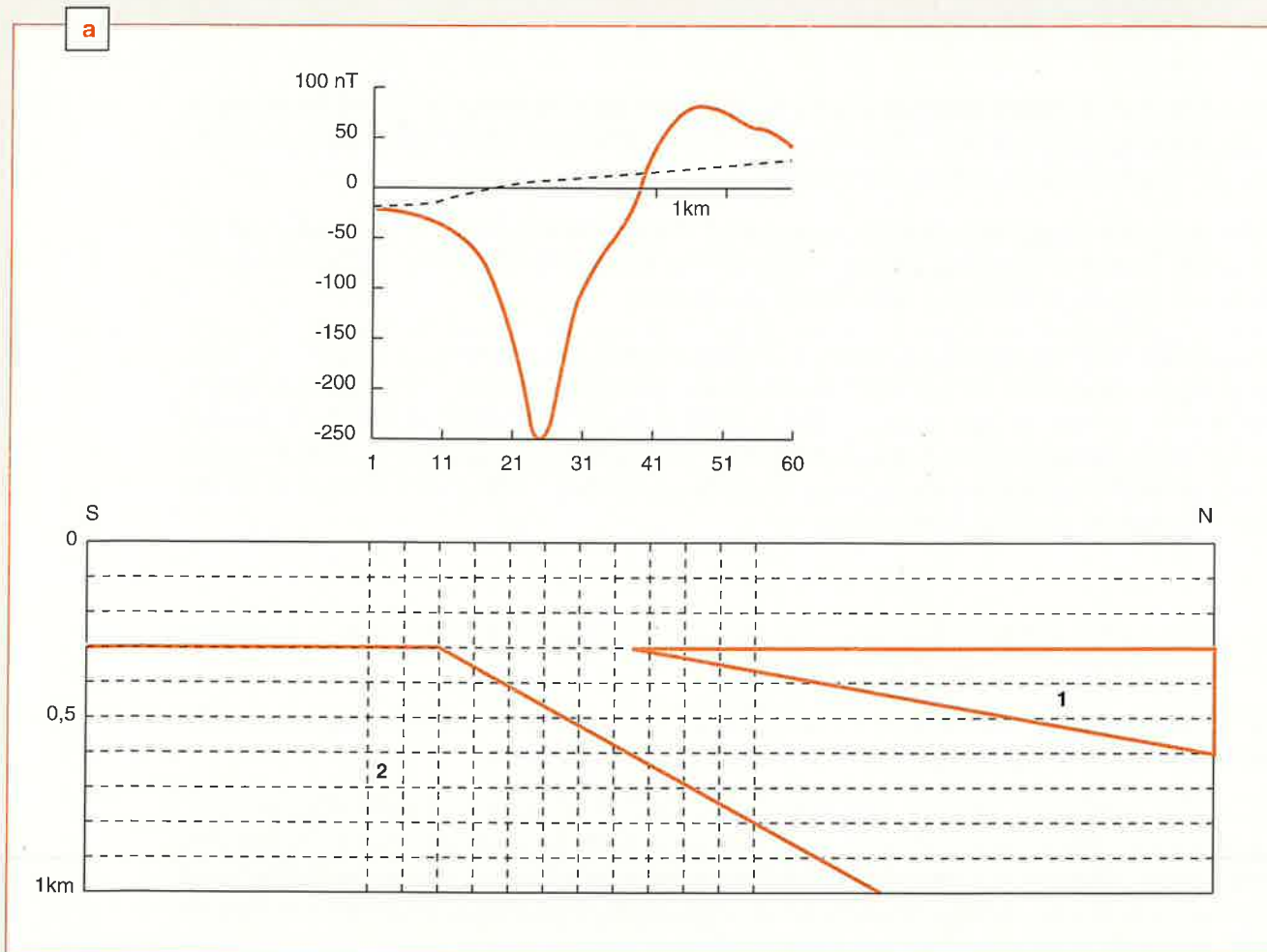
Cette correction est surtout utilisée en aéromagnétisme où l'on couvre de grandes surfaces. Ainsi, à l'échelle de la France, le levé de 1964 non corrigé (Fig. 9) ne montre guère que des isanomales E-W, affectées cependant de l'effet de l'AMBP. Une fois le champ régional éliminé, seules subsistent les anomalies résiduelles (Fig. 10).

L'effet de l'altitude peut éventuellement être corrigé. En France, ce gradient vertical normal est de 20 nT/km environ (évidemment positif vers le bas). Cette correction peut se faire par application d'une formule faisant intervenir la latitude, ou encore par une opération de prolongement.

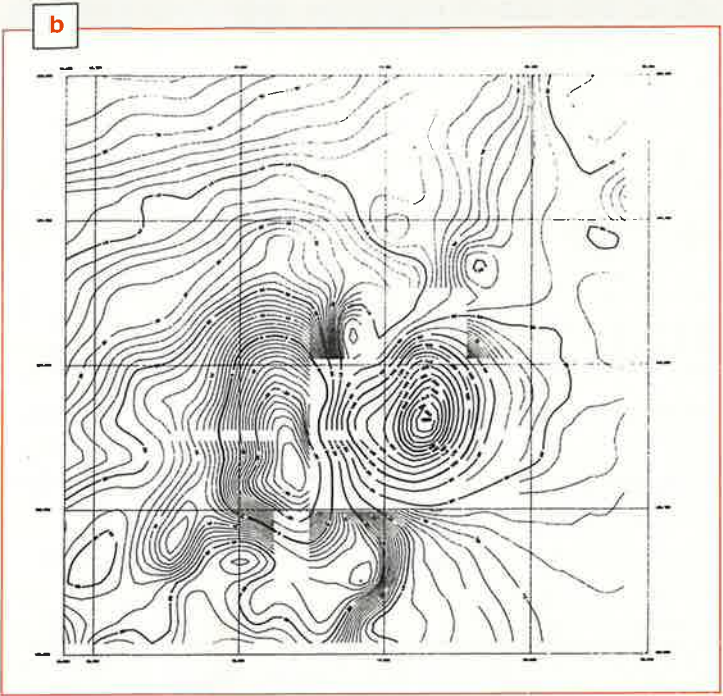
FIGURE 30a, b, c

ANOMALIE MAGNÉTIQUE DE BODENNEC (Doc. BRGM)

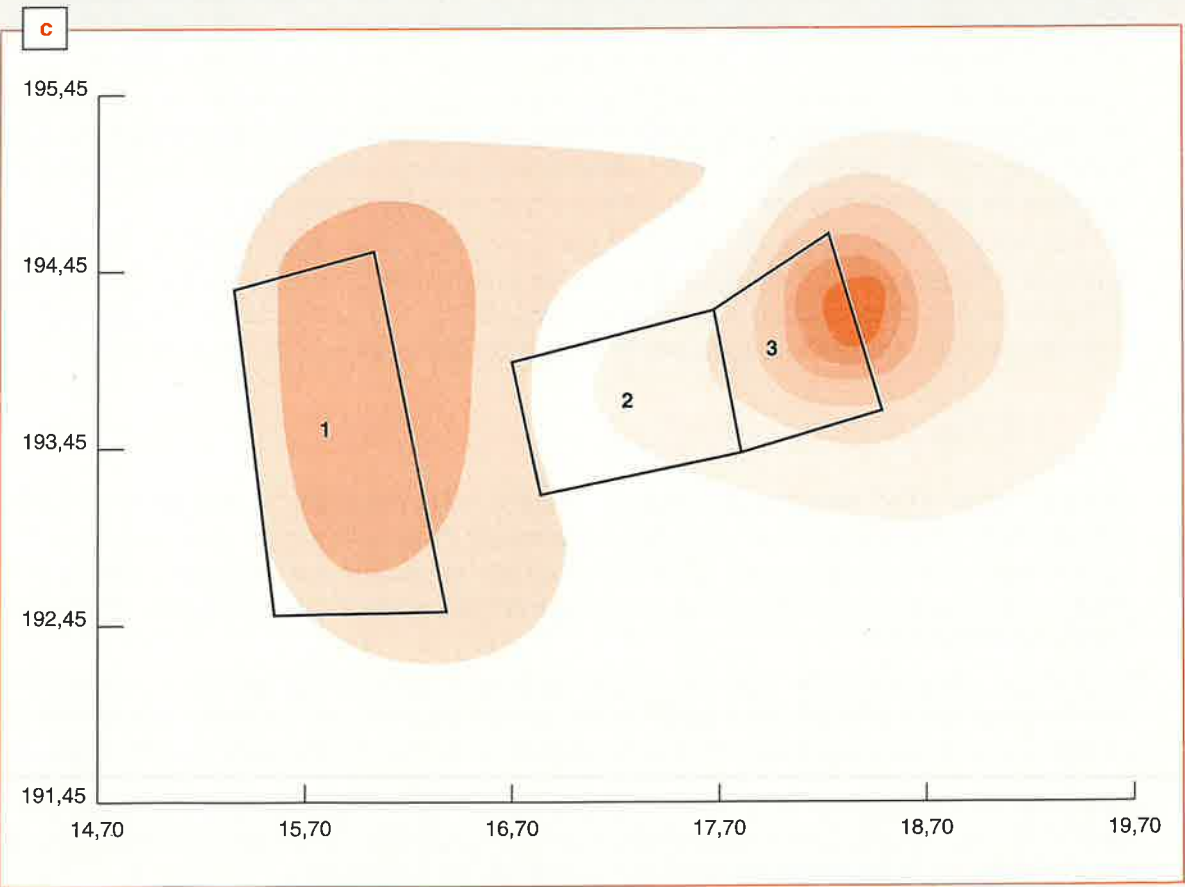
MODÉLISATION DE L'EFFET RÉGIONAL



CHAMP RÉDUIT AU PÔLE



MODÉLISATION 3-D



3.7.2. Réduction au pôle

La figure 23a nous montre que l'effet d'un corps vertical varie selon l'inclinaison du champ. Sa représentation apparaît simplifiée au pôle (ou à l'équateur) où l'on n'observe plus qu'un seul extremum pour un corps vertical (cas très général).

On peut rendre ainsi une carte magnétique plus lisible en la transformant pour représenter le champ anomal tel qu'il devrait être au pôle (ou à l'équateur). Pour cela, on calcule l'anomalie telle qu'elle serait observée au pôle (ou à l'équateur) sur les mêmes structures aimantées verticalement (ou horizontalement). En général, cette transformation est calculée à partir de l'intensité et de la direction (inclinaison, déclinaison) du champ magnétique normal du lieu. Lorsqu'il y a une aimantation rémanente, les résultats sont évidemment faussés. À basse latitude magnétique ($< 30^\circ$), la réduction au pôle amplifie le bruit présent dans les données. Il est alors préférable de faire une réduction à l'équateur.

L'intérêt de cette transformation est de permettre à l'interpréteur de comparer plus facilement les cartes magnétiques réduites au pôle (ou à l'équateur), d'une part entre elles sans avoir à se soucier de la latitude magnétique, d'autre part avec les autres sources d'information (géologie, gravimétrie) en recentrant les anomalies.

Les figures 22b (Arabie Séoudite) et 30b (Bodennec) présentent des exemples de réduction au pôle. On comparera la dernière à la figure 15, non traitée. Un autre exemple est donné sur la figure 31. Le résultat est peu significatif car, à cet endroit, l'AMBP (et donc sa cause) a une direction subméridienne (comparer avec la figure 10), cas pour lequel la réduction au pôle est peu performante.

3.7.3. Filtrage par prolongement vers le haut

Lorsqu'une anomalie magnétique est parasitée par des sources magnétiques moins profondes, on peut atténuer cet effet gênant en prolongeant le champ vers le haut, c'est-à-dire en transformant le champ comme s'il était mesuré à une altitude plus grande.

Cette transformation agit comme un puissant filtre passe-bas qui atténue non seulement les anomalies superficielles, mais aussi le bruit présent dans les données. Elle s'effectue à l'aide de logiciels spécifiques. Pour une anomalie donnée, il faut opérer avec plusieurs hauteurs de prolongement et on ne conserve que le meilleur résultat.

Un exemple de prolongement vers le haut avec réduction au pôle est donné sur la figure 32 (Bodennec). La hauteur de prolongement est peu importante (15 m). On comparera cette carte avec le levé original au sol (Fig. 15) et aussi avec la carte aéro-magnétique (Fig. 14) qui est équivalente à un prolongement vers le haut de 120 m.

3.7.4. Focalisation par gradient vertical

Cette transformation est en quelque sorte l'inverse de la précédente. Elle renforce l'effet des sources magnétiques peu profondes et focalise l'anomalie sur le corps responsable comme nous l'avons déjà vu au § 3.4. Un exemple est donné sur la figure 33 où le gradient a été calculé à partir des levés aéromagnétiques volés à deux altitudes différentes (520 m et 3 000 m).

Il n'est pas nécessaire de faire un double levé pour disposer du gradient vertical. On peut l'obtenir par transformation mathématique d'un levé unique. La figure 22b en est un exemple où l'on peut constater qu'il est possible de combiner diverses transformations.

Il peut paraître paradoxal d'effectuer à la fois un prolongement vers le haut et un gradient vertical. En fait, la première transformation permet de purifier l'anomalie et la seconde de donner une image focalisée de la cause principale de l'anomalie.

FIGURE 31

ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU BASSIN DE PARIS. PARTIE SUD : RÉDUCTION AU PÔLE

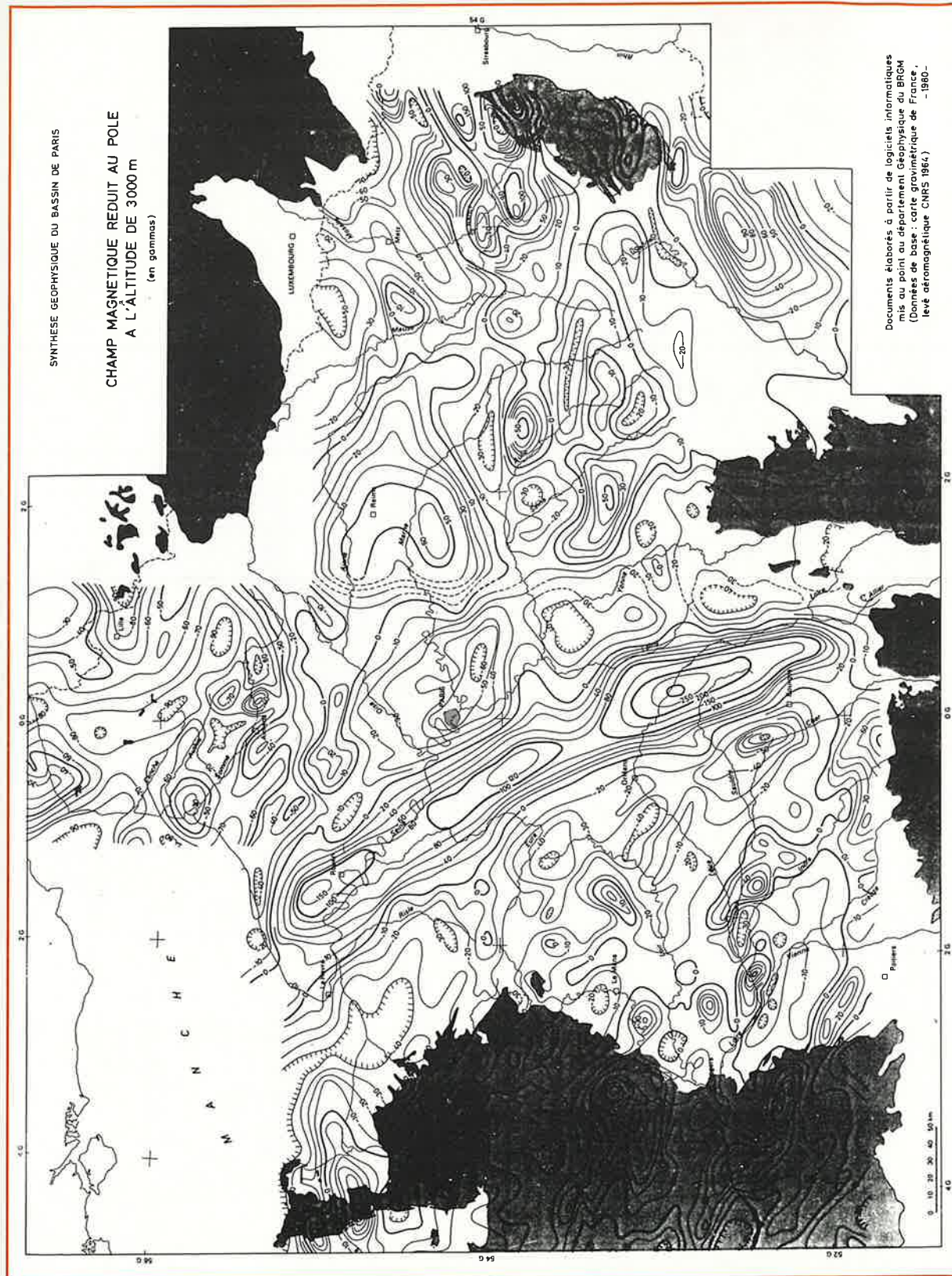
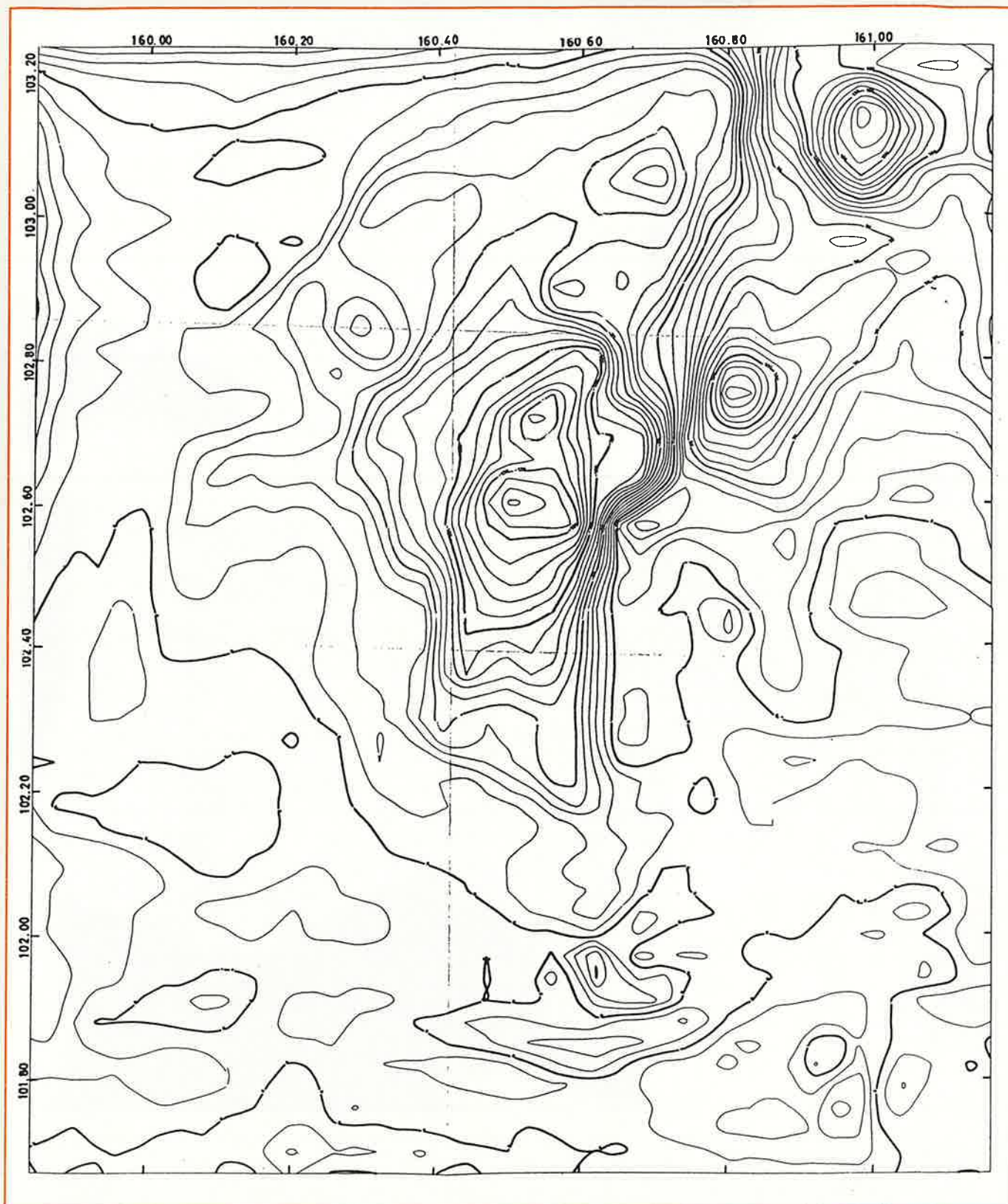
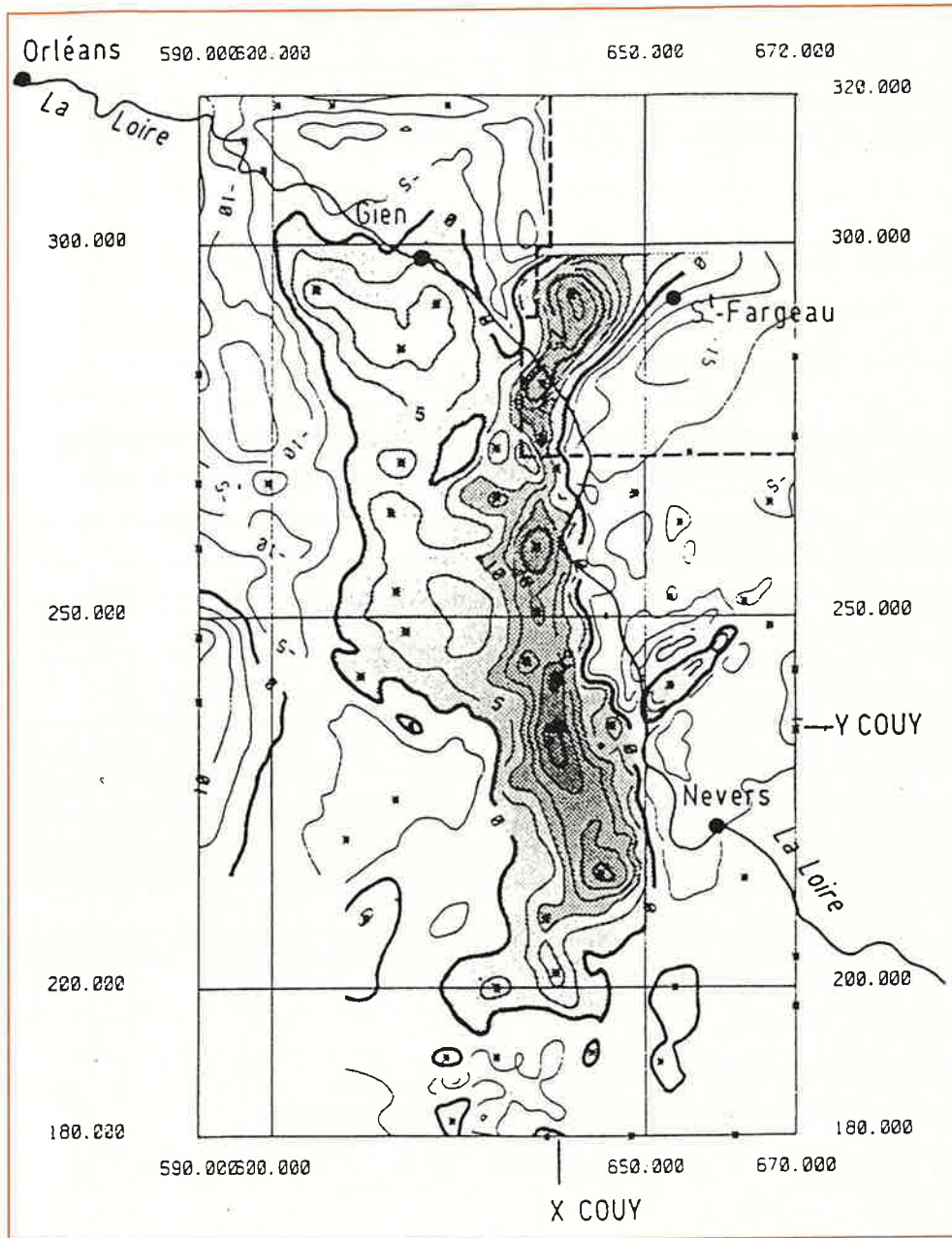


FIGURE 32

BODENNEC. PROLONGEMENT VERS LE HAUT



**FIGURE 33**

**ANOMALIE MAGNÉTIQUE
DU BASSIN DE PARIS.
PARTIE SUD :
GRADIENT VERTICAL**

3.7.5. Autres transformations et filtrages

Il existe d'autres types de transformations : dérivées secondes, filtrages par convolution, filtrages non linéaires, filtrages par transformation de Fourier rapide (FFT), filtrages directionnels, etc. Elles sont toutes réalisables avec des logiciels appropriés. Nous ne les décrivons pas. Il faut retenir seulement des règles d'utilisation simples dont certaines peuvent paraître paradoxales :

- les gradients focalisent les anomalies, surtout celles qui sont proches de la surface. Les gradients horizontaux soulignent les directions structurales ;
- le signal analytique (module de la résultante des gradients verticaux et horizontaux) donne des maxima sur les contacts et améliore la continuité des axes structuraux sans avoir à faire d'hypothèses sur l'aimantation rémanente ou le pendage des structures. Il permet aussi d'obtenir des estimations de profondeur ;

- les prolongements vers le haut filtrent davantage les anomalies d'origine superficielle, autrement dit : « Pour voir plus profond, il faut voler plus haut » ;
- les prolongements vers le bas ne doivent pas être poussés trop loin, car ils divergent vite. Le prolongement ne doit pas traverser les sources magnétiques.

3.8. MODÉLISATIONS ET INVERSIONS

3.8.1. Modélisations

Une modélisation consiste à se donner un modèle géométrique du corps magnétique, à calculer l'anomalie qu'il donnerait et à la comparer avec l'anomalie réelle mesurée.

Par approximations successives, en jouant sur les contours du modèle, on essaie d'ajuster l'anomalie calculée à l'anomalie mesurée.

Cette opération se fait sur ordinateur à l'aide de logiciels spécifiques. Les modélisations les plus faciles sont *bidimensionnelles* (2-D), c'est-à-dire sur profil en supposant une extension latérale infinie. Lorsqu'on limite l'extension latérale du modèle 2-D, on est dans un cas intermédiaire entre 2-D et 3-D et on parle conventionnellement de modélisation 2,5-D.

Comme nous l'avons déjà écrit, à une anomalie magnétique donnée correspond une infinité de solutions possibles. On restreint le nombre de solutions en imposant des contraintes au modèle (forme géométrique, susceptibilité magnétique, limitation du modèle vers le haut ou vers le bas), voire à l'aimantation, mais on n'a jamais de solution unique. Il est conseillé de présenter les résultats du travail de modélisation sous la forme d'un éventail de possibilités.

Nous donnons un exemple de cette non-unicité (Fig. 34a, b, c). L'AMBP, dans sa partie sud, a été modélisée de trois façons différentes :

- a - filon épais limité vers le bas,
- b - corps trapézoïdal également limité vers le bas,
- c - corps limité par des réflecteurs décelés par sismique-réflexion.

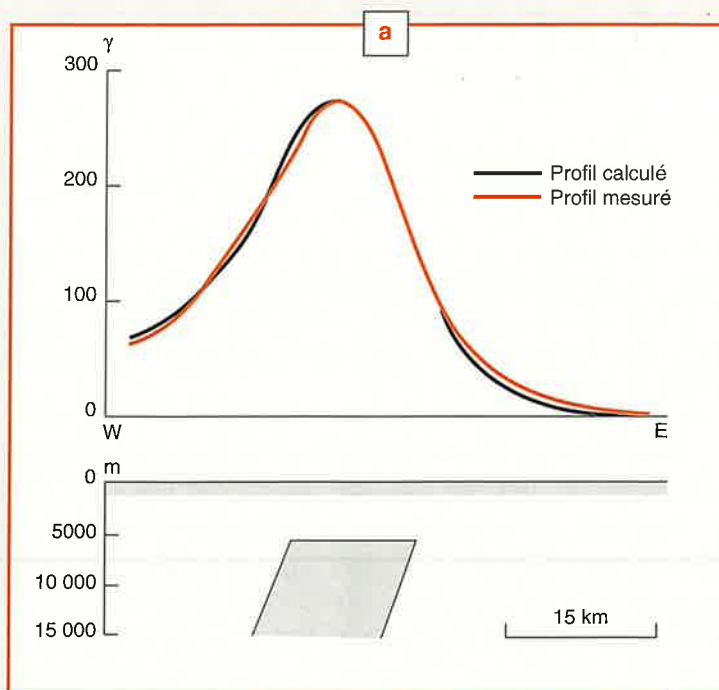
FIGURE 34a, b, c

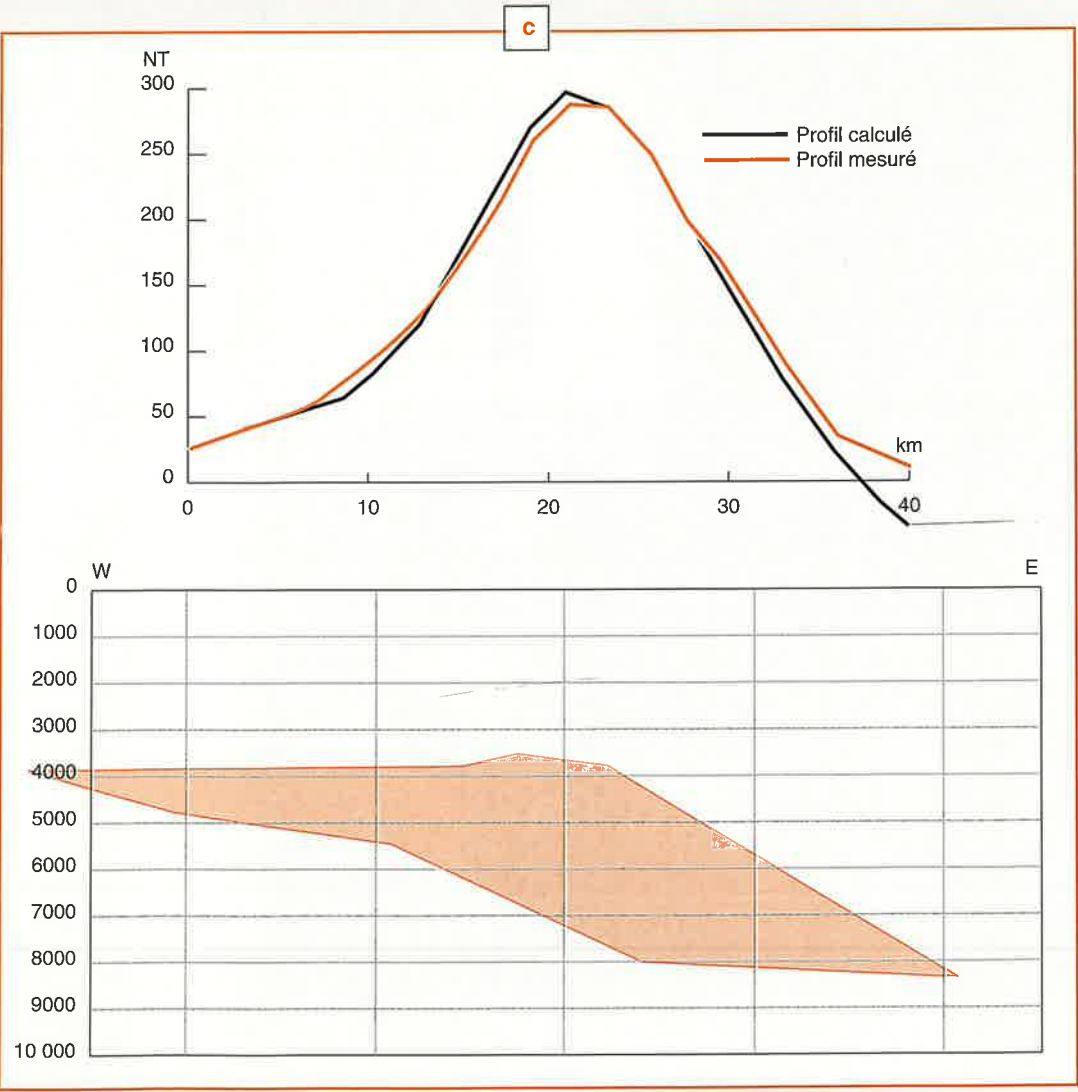
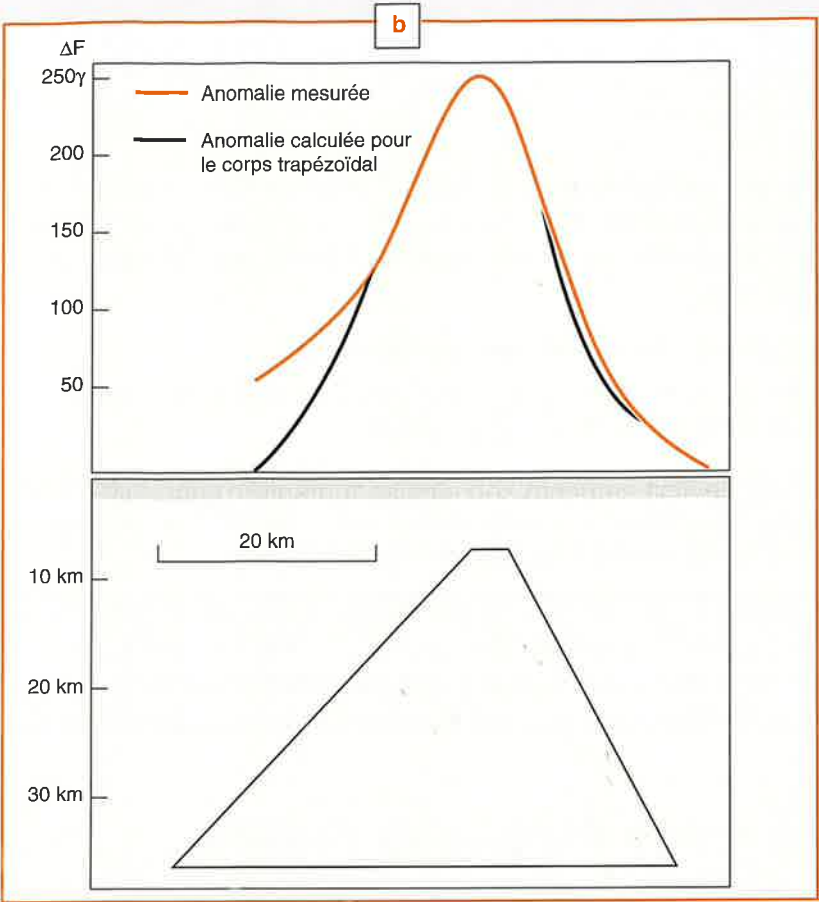
**ANOMALIE MAGNÉTIQUE
DU BASSIN DE PARIS.
DIVERSES MODÉLISATIONS 2-D.**

a. J. Corpel et C. Weber (1968)

b. M. Ogier (1971)

c. A. Guillen (1986)





On constate qu'on arrive à des ajustements acceptables dans les trois cas avec des profondeurs du toit du corps variant entre 4 et 7 km. En fait, cette profondeur avait été limitée au préalable par plusieurs considérations géophysiques et géologiques. Cette profondeur du toit ne pouvait être :

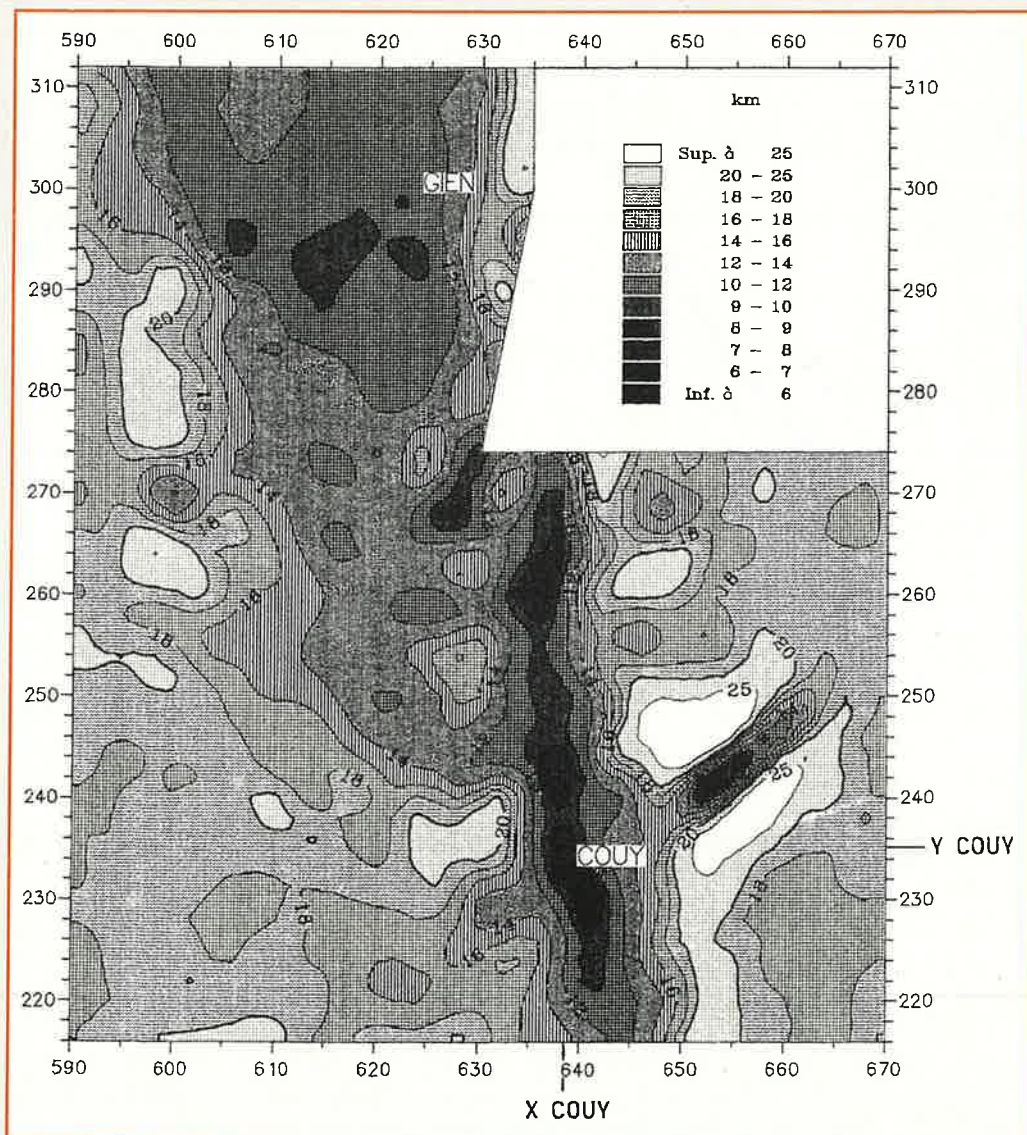
- supérieure à 8 km, ce qui résultait de l'évasement de l'anomalie ;
- inférieure à 1 km, profondeur du socle à cet endroit, car on pouvait supposer que le corps magnétique ne pénétrait pas dans les terrains sédimentaires.

En outre, on pouvait limiter la profondeur de la base du corps en tenant compte de la température de Curie de la magnétite (585°) qui correspond à une profondeur voisine de 20 km au-delà de laquelle le corps perdrait sa capacité d'aimantation.

Un autre exemple de modélisation 3-D est donné sur la figure 30c, où l'anomalie de Bodennec a été calculée en jouant sur la position de trois corps. En comparant le résultat avec la carte réduite au pôle de la figure 30b, on voit que l'ajustement est assez bon, mais ce n'est pas la seule solution possible et d'autres modèles voisins auraient pu être proposés.

FIGURE 35

ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU BASSIN DE PARIS. INVERSION EN CARTE DE PROFONDEUR
(N. Debeglia, 1990)



3.8.2. Inversions

Les procédés d'inversion consistent, à partir d'une anomalie magnétique donnée (profil ou carte) et à l'aide de logiciels spécifiques, à faire calculer automatiquement par un ordinateur un modèle en lui ayant préalablement imposé certaines contraintes de forme ou de contraste d'aimantation.

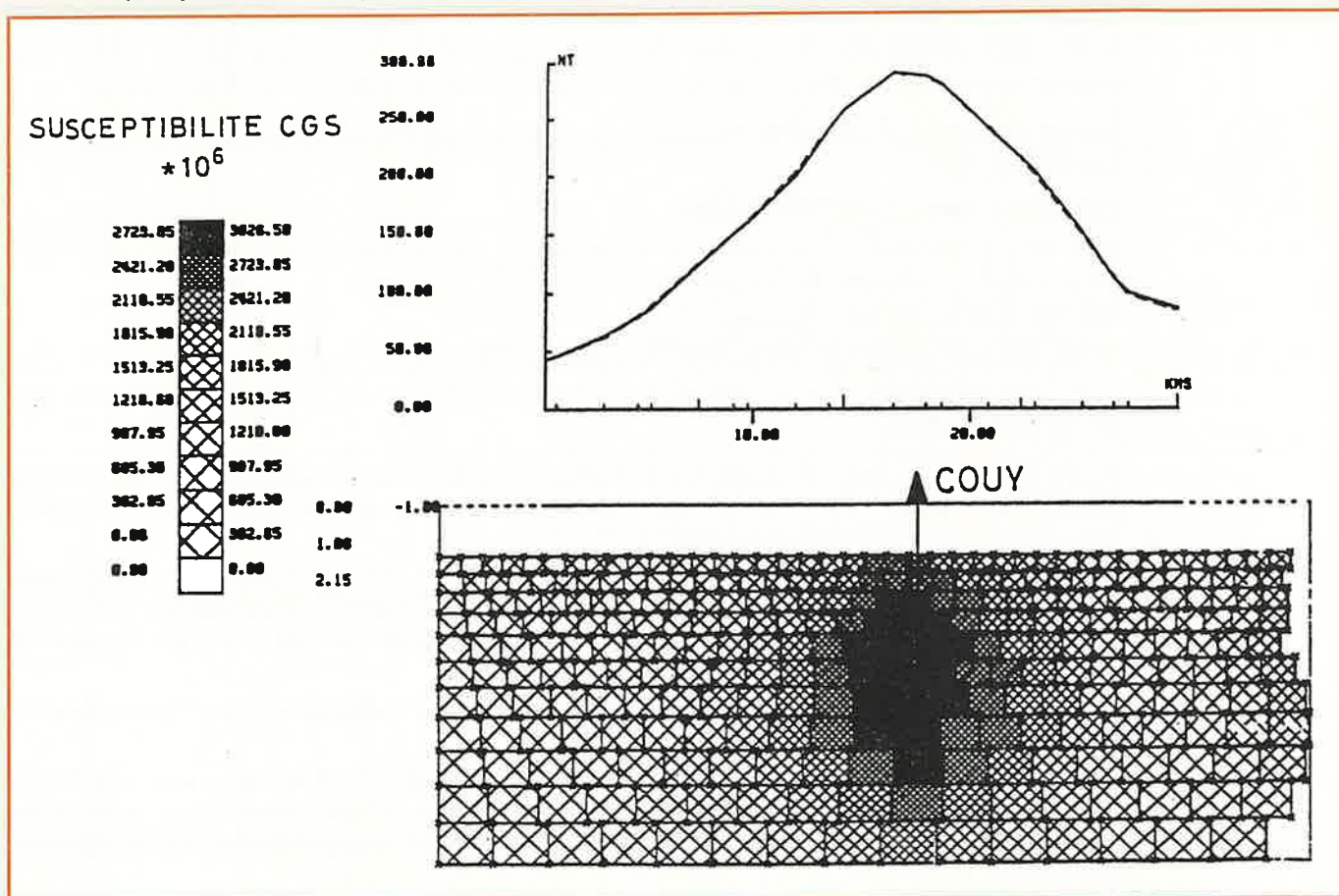
Selon les logiciels utilisés, on peut obtenir, par exemple :

- un modèle sous forme de carte de profondeur (Fig. 35),
- un modèle en termes de susceptibilité magnétique (Fig. 36). Cette inversion *a posteriori* utilise les résultats du forage (géologie et diagraphies) pour contraindre davantage le modèle.

(Ces deux inversions ont été réalisées à l'aide des logiciels GMI-PACK de BRGM-TOTAL et Programmation Linéaire de l'USTL-Montpellier).

FIGURE 36

ANOMALIE MAGNÉTIQUE DU BASSIN DE PARIS. INVERSION EN SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE
(R. Bayer, A. Guillen, 1987)



D'une façon générale, il existe différents types de logiciels :

- pour le tracé de profils et de cartes et le traitement de données,
- pour la modélisation,
- pour l'inversion.

Les constructeurs de magnétomètres peuvent également vendre à leurs clients des programmes de tracé et de traitement de données ou leur recommander l'utilisation de certains logiciels.

Les traitements à faire subir aux données de terrain prennent beaucoup de temps et sont coûteux. Il convient donc de proportionner les travaux d'interprétation aux objectifs de la prospection. Si une anomalie magnétique peut correspondre à une cible justifiable d'un forage, il faut assurer une interprétation convenable pour éviter que le forage ne manque sa cible. Inversement, sur une anomalie ne présentant que peu d'intérêt (économique ou scientifique) et peu susceptible d'être foré, il est inutile d'engager des frais importants : une interprétation sommaire suffira.

CONCLUSIONS



La méthode magnétique est extrêmement efficace et relativement peu coûteuse (par rapport aux autres méthodes géophysiques) pour résoudre certains problèmes de cartographie géologique, de prospection minière, d'hydrogéologie, d'environnement, de génie civil ou d'archéologie.

Elle est efficace pour différencier des corps ayant de bons contrastes de susceptibilité magnétique ou d'aimantation :

Pas de contraste = pas d'anomalies.

Ce n'est toutefois que la mesure d'un seul paramètre, mais l'usage combiné d'autres méthodes géophysiques ne peut qu'aider à expliquer les anomalies trouvées.

Elle est relativement peu coûteuse :

- 50 F/ km pour l'aéromagnétisme (vols et compilation),
- au sol, une équipe de deux personnes peut lever et reporter 2 à 4 km/jour selon la propreté du terrain et le relief.

Cependant la réussite d'une prospection magnétique dépendra beaucoup du soin qui aura été apporté au choix du matériel utilisé, des paramètres du levé et surtout du contrôle de la qualité des mesures et des opérations de correction :

- en aéromagnétisme, les paramètres de vol (espacement, altitude) doivent être compatibles entre eux et avec l'objectif recherché. Le contrôle de la qualité des mesures doit être fait par un géophysicien (indépendant de la société de géophysique aéroportée) au jour le jour de façon à faire revoler immédiatement les lignes défectueuses ;
- en levé au sol, la maille devra être bien définie ainsi que le mode de mesure (profil continu ou mesures point par point avec répétition de lecture).

La synchronisation des magnétomètres, mobile et fixe, devra être parfaite pour assurer une bonne correction des variations temporelles si l'on ne recherche que de faibles anomalies. L'expérience de l'opérateur sera nécessaire pour éviter les anomalies parasites (clôtures, lignes diverses, conduites).

Le report des mesures devra être fait au jour le jour pour pouvoir refaire les mauvaises mesures avant de quitter le site.

Dans un projet de levé magnétique, il faut toujours prévoir un budget suffisant pour l'interprétation des anomalies et même pour le suivi au sol dans le cas de l'aéromagnétisme. Cependant, la dépense consacrée à l'interprétation d'une anomalie doit rester proportionnée à l'importance de l'objectif.

Il faut enfin souligner que l'interprétation d'une anomalie ne donne pas une solution unique et que le résultat dépend non seulement des hypothèses faites sur la forme et l'aimantation du corps, mais aussi de la qualité des mesures. Aucune transformation, aucun traitement informatique ne peuvent remplacer la qualité des mesures : on peut purifier et filtrer, mais non créer de l'information.

BIBLIOGRAPHIE



ALEXANDRESCU M., COURTILLOT V., LE MOUËL J.-L. (1996), *Geomagnetic field direction in Paris since the mid-16th century*, Phys. of Earth and Planetary Interiors.

BRGM-TOTAL (1987), *Notices sur le logiciel GMI-PACK*.

Documents internes BRGM sur le gîte de Bodennec.

Géologie profonde de la France (1992), Forage scientifique de Sancerre-Couy. (Anomalie Magnétique du Bassin de Paris), Mémoire GPF, Tome 3.

GUILLÉN A., BAYER R., MILLON R. et ROUSSET D. (1990), *Évolution des hypothèses et modélisations pour l'interprétation de l'AMBP* - Bulletin de la Société Géologique de France (8), VI, n° 5.

INTERMAGNET : Un réseau d'observatoires magnétiques en temps quasi-réel,

<http://obsmag.ipgp.jussieu.fr/MIROIR/french/toc-f.html>

MANKINEN et DALRYMPLE (1979), *Revised magnetic polarity time scale for the last 5 My.* - J. Geoph. Res. n° 84.

Manuel du prospecteur minier (1992), Chapitre 6 (géophysique), Éd. BRGM.

MILLON R. (1970), *Structures géologiques révélées par l'interprétation du levé aéromagnétique du bouclier arabe*. Bull. BRGM, 2e série, Sect. IV, n° 2.

Notices technico-commerciales des sociétés ELSEC, GEM, GEOMETRICS, SCINTREX.

PARKER-GAY Junior (1963), *Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies*. Geophysics, Vol. XXVIII, n° 2, pp. 161-200.

PETERS L.J. (1949), *The direct approach to magnetic interpretation and its practical application*. Geophysics, Vol. XIV, pp. 290-320.

SOKOLOV K.P. (1956), *Geological interpretation of magnetic surveys*. Moscou, Gosgeoltekhizdat.

USGS, Dpt of Interior (1990), *Cartes magnétiques mondiales* (F, V, H, I, D).

Pour en savoir plus

DELOR C., PERRIN J., TRUFFERT C., ASFIRANE S. ROSSI Ph. (1998), *Aéromagnétisme Guyane*, Géochronique, n° 67.

GOGUEL (1971) - *Géophysique* - La Pléiade.

HESSE A. (1978), *Manuel de prospection géophysique appliquée à la reconnaissance archéologique*, Centre de recherche sur les techniques gréco-romaines, Dijon.

LASFARGUES P. (1966), *Magnétisme en géologie et prospection magnétique au sol*, Éd. Masson, Paris.

REFORD M.S. (1964), *Airborne magnetic surveys for petroleum exploration*. Canadian Aeroservice Ltd.

SCHRIMPF R. (1967), *De la pierre d'aimant à la boussole*, Éd. de l'Accueil.

THELLIER E., Encyclopedia Universalis, *Géomagnétisme*.

ICONOGRAPHIE



Les illustrations de cet ouvrage sont tirées des travaux ou publications suivants (détails des références dans la bibliographie) :

- Fig. 1, Fig. 2, Fig. 21, Fig. 23a et b, Fig. 24a, b et c, Fig. 25a et 25b, Fig. 27, Fig. 29 - R. Millon, Magnétisme et prospection magnétique.
- Fig. 3, 4 et 5 - US Geological Survey - Cartes magnétiques mondiales (simplifiées par l'auteur).
- Fig. 6 - Mankinen et Dalrymple.
- Fig. 7 (complétée par Alexandrescu et *al.*) - Géophysique par J. Goguel (La Pléiade).
- Fig. 8a - Observatoire magnétique de Chambon-la-Forêt (IPGP).
- Fig. 8b, Fig. 14b - Levé aéromagnétique de Bretagne (1998) - BRGM et Ministère de l'Industrie.
- Fig. 9 (simplifiée par l'auteur) - Levé aéromagnétique de la France (CNRS, 1964). Champ total.
- Fig. 10 et 12 (publiées dans GPF-AMBP, 1992) - Levé aéromagnétique de la France (CNRS, 1964). Champ résiduel dont le cartouche de couverture est un extrait.
- Fig. 11, Fig. 25 - R. Millon, Manuel du prospecteur minier, Chapitre 6.
- Fig. 13 - Levés aéromagnétiques détaillés, 1965 (CNRS-SNEA-CEP).
- Fig. 14a, Fig. 15, Fig. 16, Fig. 17a et b, Fig. 19 - R. Millon, Dans le cadre de travaux BRGM.
- Fig. 18, Fig. 31, Fig. 33, Fig. 34a,b,c, Fig. 35, Fig. 36 - AMBP - Forage de Sancerre-Couy, GPF, Tome 3.
- Fig. 20a et b, Fig. 30a, b et c, Fig. 32 - Documents internes du département géophysique du BRGM.
- Fig. 22a et b - R. Millon, Structures géologiques révélées par le levé aéromagnétique du bouclier arabe (Doc. DGMR - BRGM).
- Fig. 26a - Peters.
- Fig. 26b - Sokolov.
- Fig. 28 - Mac Grawth, Hood et Werner.

IPGP : Institut de Physique du Globe de Paris.

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique.

GPF : Géologie Profonde de la France.

AMBP : Anomalie Magnétique du Bassin de Paris.

SNEA : Société Nationale Elf-Aquitaine.

CEP : Compagnie d'Exploration Pétrolière.

DGMR : Directorate General of Mineral Resources.

Document publié par le LCPC sous le numéro 59023302
Conception et réalisation : LCPC-IST, Marie-Christine Pautré
Dessins : LCPC-IST, Philippe Caquelard
Impression : LCPC
Dépôt légal : 1er trimestre 2002

