

UNIVERSITE DE NEUCHATEL
CENTRE D'HYDROGEOLOGIE DE L'INSTITUT DE GEOLOGIE

**APPORT DE LA CARTOGRAPHIE
RADIOMAGNETOTELLURIQUE
A
L'HYDROGEOLOGIE
DES MILIEUX FRACTURES**

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences.

par

Pascal TURBERG

Hydrogéologue

Soutenu le 18 octobre 1993 devant le jury d'examen composé de:

- | | |
|---------------------|---|
| Prof. F. Zwahlen | Directeur de thèse. Professeur d'hydrogéologie. Directeur du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. |
| Prof. I. Müller | Professeur d'hydrogéologie opérationnelle. Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. |
| Prof. G. Fischer | Professeur de physique du globe. Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. |
| Prof. L. Kiraly | Professeur d'hydrogéologie quantitative. Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel. |
| Prof. M. Burkhard | Professeur de géologie structurale. Directeur de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. |
| Prof. D.S. Parasnis | Professor of applied geophysics. University of Lulea, Sweden. |

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Apport de la cartographie radiomagnétotellu-
rique à l'hydrogéologie des milieux fracturés

de Monsieur Pascal Turberg

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs F. Zwahlen, I. Müller, L. Kiraly,

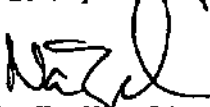
M. Burkhard, G. Fischer et S. Parasnis

(Lulea)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 4 octobre 1994

Le doyen :



H.-H. Nageli

RESUME

Une nouvelle méthode de cartographie électromagnétique a été développée en fonction des contraintes de "résolution et de temps" imposées par les études hydrogéologiques. Cette méthode est testée sur différents sites expérimentaux à porosité de fractures.

Les principes géophysiques de cette méthode radiomagnétotellurique (RMT) dans le cas de structures uni- ou bidimensionnelles sont rappelés, et le développement instrumental expliqué. La sensibilité de cette méthode aux variations structurales du milieu fracturé, la fiabilité des mesures, la méthodologie de cartographie, et le traitement des données sont discutés en fonction de l'échelle de la cartographie.

Le radiomagnétotellurisme, par sa simplicité, sa sensibilité et son efficacité, est une méthode aisément applicable à la cartographie des structures géologiques de subsurface. Cette méthode permet la localisation rapide d'éléments structuraux majeurs, mais également la cartographie précise de structures géologiques locales. Le RMT fournit donc une possibilité de cartographie extensive mais localisée et, de fait, convient particulièrement à l'étude des milieux à forte hétérogénéité locale.

Comme toute autre méthode indirecte, la méthode radiomagnétotellurique est cependant limitée par divers facteurs. La magnitude des contrastes de la résistivité électrique de subsurface, la présence de fortes perturbations électromagnétiques, et celle d'une forte épaisseur de matériel conducteur de couverture sont les limitations les plus déterminantes; elles doivent être prises en compte lors de toute application. Dans le cas fréquent d'une forte épaisseur de matériel conducteur de couverture, la possibilité d'utiliser un autre type de méthode électromagnétique (méthode EM-BIPOLE) est envisagée.

L'intérêt général d'appliquer le RMT à l'hydrogéologie est méthodologique. Le RMT permet de vérifier un modèle géologique initial (basé sur une cartographie géologique préalable ou sur l'observation à distance de linéaments), puis de fournir les arguments permettant d'implanter, avec plus de précision, toute infrastructure d'observation hydrogéologique. Pour les milieux fracturés étudiés, ce rôle méthodologique fut difficile à démontrer rigoureusement in situ, du fait de la forte hétérogénéité locale observée sur ces milieux et de la spécificité structurale de chaque site. Dans cette étude, la contribution du RMT est cependant mise en évidence par le fait (a) que le modèle géologique initial est toujours modifié (parfois fortement) par la cartographie radiomagnétotellurique, (b) que les résultats RMT sont cohérents avec les observations de forage et, (c) surtout, par le fait que les tests hydrauliques, menés à titre de vérifications hydrogéophysiques, montrent des corrélations complexes mais utilisables entre le champ radiomagnétotellurique et le champ des perméabilités.

* * *

ABSTRACT

A new **electromagnetic mapping method** has been developed according to the "resolution and time" requirements of hydrogeological studies, and tested on experimental sites in **fractured environments**.

The geophysical principles of this **radiomagnetotelluric (RMT) method** for one- and two-dimensional structures are reviewed; and the instrumental development is explained. The sensitivity of this method to structural changes in fractured rocks, the reliability of measurements, the field methodology, and the processing of results, are discussed according to **the scale** of the survey.

The RMT method, because of its simplicity, sensitivity and efficiency is seen as a versatile tool in mapping subsurface geological structures. It makes rapid surveys to detect major structural features possible, as well as detailed works leading to a fine determination of local geological structures. RMT may be considered as a geophysical method for **extensive areal surveys (but) with localised measurements** and, as such, is particularly suitable when applied to locally heterogeneous environments.

Like other indirect methods, RMT is **limited** by a variety of factors. The magnitude of the contrasts of electrical resistivity of the subsurface, the presence of high industrial electromagnetic noises, and the presence of any thick conductive overburden are the most important limitations and should be taken into account in any field study. In the case of a thick conductive overburden, the possibility of using another type of electromagnetic equipment (EM-BIPOLE method) is also considered.

The general interest in applying RMT to Hydrogeology is methodological; the RMT **tests** an initial geological model (based on prior geological mapping of the surface or, linear structures observed on aerial pictures), then **provides** the arguments to site, with more accuracy, an hydrogeological infrastructure of observation. In the fractured environments studied, this role was basically difficult to demonstrate rigorously on the field due to the high local heterogeneity and, the structural specificity of each site. Its contribution is, however, demonstrated by the fact that (a) the initial geological model is **always** modified (and sometimes **drastically**) by the radiomagnetotelluric mapping, (b) the RMT results are coherent with boreholes observations and, (c) moreover, by the fact that hydraulic tests conducted as hydrogeophysical verifications show **complex but usable correlations** between the radiomagnetotelluric field and the field of permeabilities.

* * *

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur le Prof. F. Zwahlen, qui a soutenu et dirigé cette recherche et m'a offert, à maintes reprises, la possibilité d'en élargir le cadre scientifique.

Je remercie le Laboratoire d'Hydrogéologie de l'USTL, le BRGM du Languedoc-Roussillon, le Département de Géologie Appliquée de l'Université de Karlsruhe, l'Organisation CEBEMO et l'entreprise Mali Aquaviva de m'avoir ouvert les portes de leurs sites expérimentaux. Je remercie tout particulièrement les personnes qui m'ont transmis leur connaissance de ces terrains et l'ensemble des données qu'ils y avaient acquises: Vincent Durand, Marc Eulry, Gilber Bieler, Straba Diarra et Thomas Himmelsbach.

Je remercie aussi l'Office des Ponts et Chaussées du Jura, le bureau MFR-Géologie-Géotechnique SA, le Spéléo-Club du Jura, l'Action Européenne COST_65 pour avoir largement contribué à l'établissement du site expérimental de Bure. A cette occasion, j'ai eu le plaisir de bénéficier de la généreuse et enviable collaboration de Pierre-Yves Jeannin, Romain Christe, Pierre Meury, François Flury, Pierre-Alain Grétilat, Patriek Pantillon, Alain Hohl, Joël Pape et Joseph Nappez.

Je souhaite également remercier Tibor Steiner, B.V. Le Quang et Laurent Tacher pour les programmes qu'ils ont mis à ma disposition, M. Le prof. Fischer pour la relecture de mon manuscrit et pour les corrections constructives qu'il y a apportées, et M. le prof. L. Kiraly pour la pertinence de ses conseils. Toute ma reconnaissance va à Jacques Dupperex pour la réalisation de l'instrumentation géophysique et à François Bourret pour les innombrables services électroniques qu'il m'a rendus.

Deux remerciements me tiennent particulièrement à coeur: l'un s'adresse à M. le prof. Imre Müller dont l'intuition, l'expérience et l'enthousiasme en matière de recherche appliquée n'ont eu d'égal que la complicité permanente qu'il m'a témoignée; le second, à Annemarie Christen pour son aide précieuse lors de la réalisation des mesures de terrain et sa compréhension durant ces quatre années d'études.

Enfin, j'exprime ma profonde reconnaissance à mes parents, aux parents d'Annemarie, aux amis et collègues du CHYN pour leur soutien et les mémorables moments passés en leur compagnie.

* * *

Cette étude a été financée par le Fond National Suisse pour la Recherche Scientifique, subsides N°21-25590.88 et 20-30303.90, projet "GEOFISS"

TABLE DES MATIERES

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION..... | 1 |
| MOTIVATIONS | 2 |
| ETAT DE LA RECHERCHE..... | 2 |
| PLAN DE RECHERCHE..... | 3 |
| PRÉSENTATION..... | 4 |
| 1. PRINCIPES ET METHODES..... | 5 |
| 1.1. LE SYSTÈME VERY LOW FREQUENCY (VLF)..... | 5 |
| 1.1.1. Emission..... | 5 |
| 1.1.2. Transmission | 6 |
| 1.1.3. Paramètres mesurés | 7 |
| 1.1.4. Profondeur de pénétration et d'investigation..... | 8 |
| 1.1.5. Modes d'utilisation du VLF..... | 9 |
| 1.2. LE SYSTÈME RMT..... | 10 |
| 1.2.1. Emission..... | 10 |
| 1.2.2. Transmission | 10 |
| 1.2.3. Paramètres mesurés | 10 |
| 1.2.4. Profondeur de pénétration..... | 10 |
| 1.2.5. Modes d'utilisation du RMT..... | 11 |
| 1.3. LE SYSTÈME EMB | 12 |
| 1.3.1. Emission..... | 12 |
| 1.3.2. Transmission | 12 |
| 1.3.3. Paramètres mesurés | 13 |
| 1.3.4. Modes d'utilisation de l'EMB..... | 14 |
| 1.4. NOTATIONS PHYSIQUES UTILISÉES..... | 16 |
| 2. SITES D'ETUDE..... | 17 |
| INTRODUCTION..... | 17 |
| 2.1. SITE 1 - PLATEAU DE BURE - SITE DU MAIRA | 20 |
| 2.1.1. Géologie et fracturation..... | 20 |
| 2.1.2. Hydrogéologie et karstologie..... | 21 |
| 2.1.3. Base de données EM | 22 |
| 2.1.3.1. Mesures pluridirectionnelles..... | 22 |
| 2.1.3.2. Profils bidirectionnels..... | 22 |

| | |
|--|-----------|
| 2.1.3.3. Profils RMT-R unidirectionnels..... | 22 |
| 2.1.3.4. Sondages de fréquence..... | 23 |
| 2.1.3.5. Profils VLF-EM unidirectionnels..... | 23 |
| 2.1.3.6. Profils VLF-EM bidirectionnels..... | 23 |
| 2.2. SITE 2 - CAUSSE DE L'HORTUS - SITE DU LAMALOU..... | 23 |
| Causse de l'Hortus..... | 23 |
| 2.2.1. Géologie et fracturation..... | 24 |
| 2.2.2. Hydrogéologie et karstification du causse..... | 25 |
| Site du Lamalou..... | 25 |
| 2.2.3. Géologie et Fracturation..... | 25 |
| 2.2.4. Base de données géophysiques..... | 27 |
| 2.3. SITE 3 - GRANITE DE L'ALBTAL - SITE DE LINDAU..... | 27 |
| 2.3.1. Géologie et fracturation du massif..... | 28 |
| 2.3.2. Géologie et hydrogéologie du site..... | 28 |
| 2.3.3. Base de données géophysiques..... | 29 |
| 2.3.3.1. Mesures RMT-R pluridirectionnelles..... | 29 |
| 2.3.3.2. Mesures EMB..... | 29 |
| 2.4. SITE 4 - GRÈS DE KOUTIALA BAND. - SITE DE TOMINIAN..... | 30 |
| 2.4.1. Géologie et Fracturation des grès..... | 30 |
| 2.4.2. Hydrogéologie..... | 31 |
| 2.4.3. Base de données géophysiques..... | 31 |
| 3. LA MESURE RMT..... | 32 |
| 3.1. REPRODUCTIBILITÉ AVEC DISPOSITIF FIXE..... | 32 |
| 3.2. REPRODUCTIBILITÉ AVEC DISPOSITIF MOBILE..... | 33 |
| 3.3. SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE DES MESURES EM..... | 35 |
| 3.4. LES PERTURBATIONS SUR LES MESURES RMT..... | 39 |
| 3.4.1. Effet de polarisation..... | 41 |
| 3.4.2. Influence de la position de l'émetteur..... | 43 |
| 3.4.3. Effet de fréquence..... | 43 |
| 3.4.4. Effet topographique..... | 46 |
| 3.5. RÉSUMÉ..... | 47 |
| 4. HETEROGENEITE..... | 48 |
| 4.1. RMT ET HÉTÉROGÉNÉITÉ SEMI-RÉGIONALE..... | 48 |
| 4.2. RMT ET HÉTÉROGÉNÉITÉ LOCALE..... | 52 |
| 4.2.1. Variabilité globale..... | 52 |
| 4.2.2. La variabilité locale..... | 56 |

| | |
|---|-----------|
| 4.2.3. La variabilité directionnelle locale et l'anisotropie RMT | 59 |
| a) Bure secteur B07- cas d'une zone de faille..... | 62 |
| b) Bure secteur B18 - cas d'une zone de faille - mesures détaillées | 63 |
| c) Lindau secteurs L1 et L2 | 68 |
| d) Lamalou secteur H1..... | 70 |
| 4.3. RÉSUMÉ..... | 70 |
| 5. MODELE GEOLOGIQUE..... | 73 |
| 5.1. BURE SECTEUR B17 - ÉTUDE D'UNE SITUATION LOCALE..... | 74 |
| 5.1.1. Observations directes sur B17..... | 75 |
| 5.1.2. Observations indirectes sur B17 | 75 |
| 5.2. MODÈLE RMT 1D | 84 |
| 5.2.1. Evaluation semi-quantitative | 84 |
| 5.2.1.1. Sondage FN1..... | 86 |
| 5.2.1.2. Sondage FN2..... | 86 |
| 5.2.1.3. Sondage NEB7..... | 87 |
| 5.2.2. Modélisation 1D..... | 87 |
| 5.2.2.1. Sondage FN1..... | 88 |
| 5.2.2.2. Sondage NEB7..... | 89 |
| 5.2.2.3. Sondage MIL4 | 89 |
| 5.2.2.4. Sondage NEB9..... | 90 |
| 5.3. MODÈLE RMT 2D..... | 92 |
| 5.3.1. Modèle géophysique | 92 |
| 5.3.2. Modèle géologique | 94 |
| 5.4. RÉSUMÉ | 96 |
| 6. HYDROGÉOLOGIE..... | 98 |
| 6.1. DÉTECTION DE ZONES KARSTIFIÉES | 98 |
| 6.2. ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU PROFIL 1 | 100 |
| 6.2.1. Modèle hydrogéologique..... | 100 |
| 6.2.2. Hauteurs d'eau - forage - contexte géophysique..... | 102 |
| 6.2.2.1. Forage FN1..... | 103 |
| 6.2.2.2. Forage FN2..... | 104 |
| 6.2.2.3. Forage MIL3 | 104 |
| 6.2.2.4. Forage MIL2 | 105 |
| 6.2.2.5. Forage MIL1 | 106 |
| 6.2.2.6. Forage MIL9 | 107 |
| 6.2.3. Essais de traçage sur P1..... | 108 |

| | |
|--|------------|
| 6.3. L'IMPLANTATION DE FORAGES HYDROGÉOLOGIQUES..... | 112 |
| 6.3.1. Implantation RMT en milieu karstique..... | 112 |
| 6.3.1.1. Implantation du forage FN1..... | 112 |
| 6.3.1.2. Implantation du forage MIL9..... | 113 |
| 6.3.2. Implantation par EMB sur le site de Tominian..... | 114 |
| 6.4. RÉSUMÉ..... | 117 |
| SYNTHESE..... | 118 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... | 127 |

ANNEXES

ANNEXE 1

Théorie élémentaire concernant la méthode magnétotellurique et la méthode EMB (slingram).

ANNEXE 2

Spécifications techniques des prototypes EM utilisés.

ANNEXE 3

Situation et base de données du site de Bure.

ANNEXE 4

Situation et base de données du site de l'Hortus.

ANNEXE 5

Situation et base de données du site de Lindau.

ANNEXE 6

Situation et base de données du site de Tominian.

ANNEXE 7

Levés des forages du secteur B17, site de Bure.

ANNEXE 8

Critères d'implantation et levés des forages du secteur B19, profil N°1, site du Maira, .

ANNEXE 9

Paramètres de modélisation 2D, site du Maira.

ANNEXE 10

Données de traçage, site du Mair.

* * *

TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX

| | | |
|-----------|---|----|
| Fig. 1.1. | Situation géographique de 15 émetteurs VLF avec indication de leur code, de leur fréquence (en kHz) et de leur puissance (MW). Tiré de Milsom. (1989). | 6 |
| Fig. 1.2. | Composantes EM d'une onde VLF incidente (i) et transmise dans un milieu conducteur (t)..... | 7 |
| Fig. 1.3. | Epaisseur de peau (skin depth) calculée pour le domaine VLF de 12 à 25 kHz..... | 8 |
| Fig. 1.4. | Mode de mesure en VLF-R pluridirectionnel (ici tridirectionnel). | 9 |
| Fig. 1.5. | Epaisseur de peau calculée pour le domaine RMT de 12 à 250 kHz..... | 11 |
| Fig. 1.6. | Mode de mesure en RMT unidirectionnel. | 11 |
| Fig. 1.7. | Mesure EMB en mode traîné (profilage), avec bobines coplanaires à axe vertical (horizontal loop EM). Tiré de Telford (1990) | 15 |
| Fig. 2.1. | Carte hydrogéologique du bassin versant de la Milandrine. Extrait tiré de Grétilat 1992. Emplacement des secteurs géophysiques effectués sur cette zone. Le site expérimental du Maira couvre approximativement les secteurs géophysiques N° 19, 15, 18 et 17. | 19 |
| Tab. 2.1. | Résultats des relevés de fissuration effectués en 17 points de la partie orientale du plateau de Bure. Tiré de Siméoni et Jamier (1975)..... | 21 |
| Fig. 3.1. | Mesures RMT-R effectuées au même point sans déplacement du dispositif. | 33 |
| Fig. 3.2. | Mesures RMT-R effectuées au même point avec redéploiement du dispositif entre chaque série de mesure..... | 33 |
| Fig. 3.3. | VLF-EM. Acquisition en continu de l'outphase sur un profil parallèle à une zone de faille. Site calcaire de Vaumacon (Suisse, canton du Jura)..... | 34 |
| Fig. 3.4. | Distribution de fréquence des résistivités apparentes et des déphasages mesurés en VLF-R sur les sites à porosité d'interstices de Cornol (haut) et d'Hunzenschwil (bas). | 36 |
| Fig. 3.5. | Distribution de fréquence des résistivités apparentes et de l'outphase mesurés en EMB sur les formations gréseuses de Tominian. Distribution de fréquence des résistivités apparentes et des déphasages mesurés en VLF-R sur le granite de Lindau | |

| | | |
|------------|---|----|
| | et sur les sites calcaires de Bure et de l'Hortus. | 38 |
| Fig. 3.6. | Comparaison entre les résistivités apparentes mesurées sur les sites de Bure (B), Hortus (H), Lindau (L), Tominian (T), Comol (C) et Hunzenschwil (HU) avec les résistivités de différentes formations géologiques mesurées autour de stations radio (US-NBS, valeurs tirées de Keller et Frischknecht, 1979). | 40 |
| Fig. 3.7. | Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en direction Nord-Sud et en direction Est-Ouest. Site de Bure, transect N16, ensemble des stations de mesure. | 41 |
| Fig. 3.8. | Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en direction Nord-Sud et en direction Est-Ouest dans le cas d'un milieu marneux et d'un milieu calcaire adjacent. Site de Bure, transect N16, extrémité Nord du profil. | 42 |
| Fig. 3.9. | Evolution de la corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110° (16.9 kHz) et les valeurs mesurées aux mêmes points en N115° (24 kHz), N130° (16 kHz), N075° (15.1 kHz) et N360° (12.1, 16.4 kHz). Site de Bure, secteurs pluridirectionnels. | 44 |
| Tab. 3.1. | Variation de l'épaisseur de peau en fonction des fréquences vlf et de quatre résistivités représentant la plage de variation observée dans cette étude. | 45 |
| Fig. 3.10. | Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110 (16.9 kHz) et les valeurs mesurées en N360° à 12.1 kHz (A) et 16.4 kHz (B). Site de Bure, secteurs pluridirectionnels. | 45 |
| Fig. 3.11. | Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110° et la pente du terrain (tg α en direction N110°) à la station de mesure. Site de Bure, secteurs B5, B6 et B11. | 46 |
| Fig. 4.1. | Distribution de fréquence des résistivités apparentes pour l'ensemble d'un profil VLF-R bidirectionnel (haut, droite) et pour différents tronçons de ce profil, subdivisés en fonction de leur lithostratigraphie (unités géologiques S1 à S5, cf. texte). Site de Bure, transect N16, mesures VLF-R. | 50 |
| Fig. 4.2. | Distribution de fréquence des résistivités apparentes pour 6 secteurs VLF-R pluridirectionnels carrés de même aire (250m x 250m). Site de Bure. | 51 |
| Fig. 4.3. | Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site de Bure, transect N16, secteur 5, mesures en direction N-S (12.1, 23.4 kHz) et E-W (16.8, 18.3 kHz). | 52 |

| | | |
|------------|---|----|
| Fig. 4.4. | Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site calcaire de l'Hortus, secteur H1 | 53 |
| Fig. 4.5. | Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site granitique de Lindau, secteur L1..... | 55 |
| Fig. 4.6. | Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site de Bure, secteurs B14, B15, B17 et B18 | 56 |
| Fig. 4.7. | Profils RMT-R B17-P1 et B17-P2 effectués en mode unidirectionnel multifréquences (4 fréquences, résistivité app. et phase). Direction des mesures en N135°. Site de Bure, secteur B17. Situation des profils à l'annexe A.3.4. | 58 |
| Fig. 4.8. | Semi-variogrammes de la résistivité (log rhoa) et de la phase à 19.0 kHz correspondant aux deux profils RMT-R de la figure 4.7. Site de Bure, secteur B17. | 59 |
| Fig. 4.9. | Profil RMT-R B17-2 (résistivité et phase). Perte de l'information géophysique sur la structure avec l'augmentation de la distance entre les stations de mesures. Site de Bure, secteur B17. | 60 |
| Fig. 4.10. | Représentation dans le champ phi vs log rhoa des effets de polarisation calculés sur la structure théorique de type "filon conducteur" (Fischer et al. 1983) présentée à l'annexe A.1 (§ 1.3.3, figure A.1.5)..... | 61 |
| Fig. 4.11. | Distribution des valeurs VLF-R pluridirectionnelles (5 directions) dans le champ phi vs log rhoa. Bure secteur B7 (situation cf.annexe A.3.1), totalité des mesures..... | 62 |
| Fig. 4.12. | Distribution des valeurs VLF-R pluridirectionnelles (5 directions) dans le champ phi vs log rhoa. Bure secteur B7, ligne y =4..... | 63 |
| Fig. 4.13. | Situation des mesures VLF-R pluridirectionnelles (cercles) du secteur B18 du site de Bure..... | 64 |
| Fig. 4.14. | Cartes directionnelles des stations VLF-R (mesures en N000°, N110° et N135°) du secteur B18 du site de Bure..... | 65 |
| Fig. 4.15. | Evolution des effets directionnels le long d'un profil VLF tridirectionnel recoupant transversalement une zone de faille d'orientation Nord-Sud. Site de Bure, secteur B18, profil y = 24, stations x = 11 à x = 19 (situées à la figure 4.13)..... | 67 |
| Fig. 4.16. | Cartes directionnelles des stations VLF (en N010°, N095° et N145°) avec pour chaque station | 68 |
| Fig. 4.17. | Cartes directionnelles des stations VLF (en N010°, N095° et N145°) avec direction | |

- de la phase minimale (A), direction de la résistivité maximale (B) et directions superposées de la phase minimale et de la résistivité maximale (C). Site de Lindau, secteur L2..... 69
- Fig. 4.18. Cartes directionnelles des stations VLF pluridirectionnelles (en N010°, N120° et N150°) avec direction de la phase minimale (A), direction de la résistivité maximale (B) et directions A et B superposées (C). Site de l'Hortus, secteur H1. 71
- Fig. 5.1. Carte de situation des stations de mesures VLF-R pluridirectionnelles en N360°, N115°, N120°, N130° et N150° (cercles noirs), des profils RMT-R unidirectionnels (N°1 et N°2) et des profils VLF-EM d'outphase (profils A à F). Indication des forages (NEB), du tracé du réseau karstique de Milandre et de la trace de la zone de faille Nord-Sud principale (en grisé). Site de Bure, secteur B17. 74
- Fig. 5.2. Distribution des mesures VLF-R dans le champ phi vs log rhoa pour l'ensemble des observations (en bas à droite) et pour chacune des 5 directions de mesure (N360°, N115°, N120°, N130° et N150°). Site de Bure, secteur B17. 76
- Fig. 5.3. Cartes directionnelles des stations VLF pluridirectionnelles (N000°, N115°, N120°, N130° et N150°) avec magnitude comparée de la phase pour ces 5 directions (en haut à gauche), magnitude comparée du log de la résistivité pour ces 5 directions (en haut à droite), direction normée de la phase minimale (en bas à gauche) et direction normée de la résistivité maximale (en bas à droite). Site de Bure, secteur B17. 78
- Fig. 5.4. Cartes VLF-R directionnelles (interpolées par kriging) du log de la résistivité apparente (à gauche) et du déphasage (à droite) pour les directions N010° à 12.1 kHz (en haut), N115° à 24.0 kHz (au centre) et N150° à 19.0 kHz (en bas). Site de Bure, secteur B17. Ci-dessus..... 81
- Fig. 5.5. Comparaison entre les valeurs RMT du profil unidirectionnel B17-P2 (direction de la mesure en N135°) et les anisotropies VLF maximales mesurées aux stations pluridirectionnelles (en 5 directions) à proximité immédiate de ce profil (cf. fig. 5.1). Profil RMT de résistivité apparente (A), profil VLF d'anisotropie maximale de résistivité (B), profil RMT de déphasage apparent (C) et profil VLF d'anisotropie maximale de déphasage (D). Indication du point le plus conducteur de la zone de faille principale (F). Site de Bure, secteur B17..... 83
- Fig. 5.6. Courbes de sondages RMT (résistivité et phase, interpolation manuelle) effectués en 7 points reconnus par forage, site de Bure, Maira (situation de ces points à l'annexe A.3.4). 85

| | | |
|------------|---|-----|
| Fig. 5.7. | Modélisation 1D du sondage RMT au point FN1, site du Maira, secteur B18..... | 88 |
| Fig. 5.8. | Modélisation 1D du sondage RMT au point NEB7, site du Maira, secteur B18..... | 89 |
| Fig. 5.9. | Modélisation 1D du sondage RMT au point MIL4, site du Maira, secteur B18. | 90 |
| Fig. 5.10. | Modélisation 1D du sondage RMT au point NEB9, site du Maira, secteur B18..... | 91 |
| Fig. 5.11. | Modélisation 2D du profil 1, site de Bure, Maira, calé sur les valeurs de phase assumées en poE..... | 93 |
| Fig. 5.12. | Modèle géophysique 2D synthétique du profil 1 regroupant les informations des trois modèles géophysiques calculés à 16, 60 et 198 kHz (cf. annexe 9). Bure, site du Maira..... | 95 |
| Fig. 5.13. | Modèle géologique 2D interprété à partir du modèle géophysique synthétique de la figure 5.12, des données de forage (flèches) et des levés géologiques de surface. Bure, site du Maira. | 95 |
| Fig. 6.1. | Profils VLF-EM bruts (outphase, 16 kHz, N135°) recoupant une zone de faille d'orientation Nord-Sud et un réseau karstique, site de Bure, secteur B17..... | 100 |
| Fig. 6.2. | Modèle hydrogéologique 2D du profil 1, établi sur la base des modèles géophysique et géologique des figures 5.12 et 5.13, Bure, site du Maira | 102 |
| Fig. 6.3. | Chronique des hauteurs d'eau du forage FN1, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 22.10.92 au 3.11.92. Tiré de Pantillon (1993)..... | 103 |
| Fig. 6.4. | Chronique des hauteurs d'eau du forage FN2, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 22.10.92 au 3.11.92. Tiré de Pantillon (1993)..... | 104 |
| Fig. 6.5. | Chronique des hauteurs d'eau du forage MIL3, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 26.11.92 au 2.12.92. Tiré de Pantillon (1993)..... | 105 |
| Fig. 6.6. | Chronique des hauteurs d'eau du forage MIL2, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 26.11.92 au 2.12.92. Tiré de Pantillon (1993)..... | 106 |
| Fig. 6.7. | Carte interpolée (interpol. bilinéaire) des valeurs RMT-unidirectionnelles (résistivité et déphasage) mesurées en direction Est-Ouest à 65.8 kHz sur un terrain dominé par la présence d'une faille régionale d'orientation Nord-Sud. Site du Maira, secteur B19. | 111 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| Fig. 6.8. | Situation et courbes de restitutions des 8 essais de traçage au sel effectués sur le profil 1, Bure, site du Maira | 111 |
| Fig. 6.9. | Données de deux séries de mesures de résistivité effectuées avec 2 méthodes différentes le long du profil 1, site du Maira. Le profil du haut est effectué en géoélectrique classique (type schlumberger) pour 3 séparations AB/2. Le profil du bas est effectué en RMT unidirectionnel en N140° | 114 |
| Tab. 6.1. | Productivité des forages obtenue lors de deux campagnes de prospection sur le site de Tominian..... | 116 |

* * *

INTRODUCTION

L'utilisation de toute méthode d'observation en milieu naturel est soumise à des limitations théoriques et pratiques qui en déterminent le domaine d'application. Dans le cadre de cette recherche appliquée, la méthode en question est la **cartographie radiomagnétotellurique (RMT)** et dans une moindre mesure la cartographie **EM bipôle (EMB)**. L'observation porte sur le milieu fracturé et l'objectif hydrogéologique est une meilleure prévision du champ des perméabilités.

L'interprétation quantitative des réponses radiomagnétotelluriques mesurées au cours de cette étude sera, au plus, **bidimensionnelle**. Cette simplification conduit à interpréter les réponses magnétotelluriques naturelles que nous savons issues de structures tridimensionnelles comme des réponses issues de structures bidimensionnelles. Cette simplification constitue l'un des postulats importants de cette étude.

Les deux sujets principaux de cette recherche sont d'une part la caractérisation de l'image radiomagnétotellurique en milieu fracturé réel et, d'autre part, l'intérêt de cette image en hydrogéologie.

Echelles d'observation: dans ce travail, différents types d'observations de surface sont utilisées. Nous les définissons comme suit:

- *échelle régionale:* observations touchant à différents domaines géologiques (p.ex. résistivités moyennes mesurées sur différents massifs calcaires).
- *échelle semi-régionale:* observations touchant à différentes unités composant le domaine global (p.ex. différenciation des formations géophysiques ou géologiques constituant un massif calcaire).
- *échelle locale:* observations liées à une seule unité géologique (p.ex. détection d'une structure faillée dans une formation calcaire).
- *échelle ponctuelle:* observations liées à un point de la surface (p.ex. hétérogénéité lithologique verticale d'un forage ou mesure d'une anisotropie géophysique).

MOTIVATIONS

La complexité des circulations d'eau souterraine en milieu fracturé conduit fréquemment l'hydrogéologue praticien à adopter une approche globale du système aquifère. Pourtant, dans le cas d'études locales, ce praticien effectue des observations ponctuelles qu'il doit intégrer, selon sa connaissance du milieu, à un modèle hydrogéologique local. En cela, il doit pouvoir évaluer l'hétérogénéité du milieu à l'échelle de ses observations.

Pour cette raison, la problématique liée à la cartographie géophysique constitue une part importante de ce travail. Elle reste cependant conditionnée par des préoccupations hydrogéologiques telles que par exemple, celle d'obtenir une meilleure approche de l'hétérogénéité locale du milieu ou celle de mieux implanter un forage lors d'une prospection d'eau. L'intérêt particulier porté ici au RMT vient du fait que cette méthode apparaît en théorie bien adaptée à l'étude locale du milieu fracturé, mais qu'il n'en existe que de rares exemples d'application. Il s'agira tout d'abord de déterminer jusqu'à quel point le comportement magnétotellurique modélisé dans le cas d'une structure 2D simple de type "filon" (p.ex. Fischer et al. 1983) reste applicable en milieu naturel à des structures plus complexes.

Sur la base de mesures géophysiques et de tests hydrauliques associés, notre second objectif consiste ensuite à démontrer la contribution que ces méthodes électromagnétiques peuvent apporter à la connaissance hydrogéologique des milieux hétérogènes à porosité de fractures.

ETAT DE LA RECHERCHE

Les premières applications des méthodes électromagnétiques (méthodes EM) à la géologie remontent aux années 1920. Au cours des 30 dernières années, ces méthodes furent surtout développées pour la prospection minière et représentent actuellement, dans ce domaine, les méthodes les plus employées après les méthodes magnétiques. Dans ce contexte, le développement de modèles analogiques et numériques permirent de démontrer les différentes réponses liées à la géométrie et à la nature d'une structure bidimensionnelle type "filon" en relation avec la géométrie et les caractéristiques du dispositif de mesure (p.ex. Telford et al. 1974, Keller and Frischknecht 1979, Fischer et al. 1983, Parasnis 1986).

En hydrogéologie des milieux fracturés, les méthodes EM ont été utilisées en milieu calcaire pour la recherche de cavités souterraines karstiques (Dubus 1968, Dupis 1977). En milieu granitique, les méthodes électromagnétiques de types Slingram (EMB) et very low frequency (VLF) furent testées pour la détection de zones fissurées aquifères (p.ex. Palacky et al. 1981). La mise en évidence par VLF de zones karstifiées (Montjoie

1974, Müller 1982, Benderriter et Robin 1982) puis la discussion théorique des effets d'anisotropie MT dus à l'influence d'une structure de type "filon" (Fischer, Le Quang et Müller 1983, Fischer 1985) confirment les perspectives d'utilisation de ces méthodes en milieux hétérogènes. La mesure radiomagnétotellurique (RMT) en continu de la résistivité sur un bassin versant calcaire et son interprétation structurale (Robio 1984) permettent à ce dernier auteur de préciser la tectonique du lieu et d'émettre des hypothèses sur l'emplacement des structures **potentielles** de drainage. Ces résultats sont confirmés sur d'autres sites calcaires et précisés par la prise en compte de l'anisotropie de la résistivité mais aussi par celle du **déphasage** (Grétillet et al. 1986, Thierrin et Müller 1988). En milieu granitique, les mesures RMT comparées à l'analyse structurale (Koll et Müller 1989) montrent la possibilité de localiser, grâce à l'anisotropie géophysique, la présence de zones aquifères anormalement fracturées au sein d'un contexte structural général.

Bien que le radiomagnétotellurisme apparaisse comme une méthode particulièrement sensible à l'hétérogénéité du milieu, les auteurs **soulignent** généralement l'importance d'une connaissance détaillée du contexte géologique et structural pour une interprétation précise des mesures géophysiques.

PLAN DE RECHERCHE

Cette approche expérimentale vise à déterminer l'intérêt des réponses RMT en différents lieux et à différentes échelles. Un premier ensemble est consacré à la signification géologique des déformations du champ RMT sur plusieurs sites expérimentaux. Un second ensemble aborde, de manière plus détaillée, les relations entre le champ des variables géophysiques mesurées et le champ des perméabilités.

La signification géologique des méthodes RMT est étudiée sur les terrains calcaires de **L'Hortns** (Montpellier, France), de **Bure** (Jura, Suisse) et sur le terrain granitique de **Lindau** (Forêt Noire, Allemagne). L'intérêt de la méthode EMB (ou SLINGRAM) est abordée sur la base des données acquises sur le terrain gréseux de **Tominian** (Mali).

L'étude de détail est essentiellement effectuée sur le plateau calcaire de **Bure** selon la procédure suivante:

- choix du terrain expérimental en fonction: des observations directes et indirectes effectuées lors de l'analyse globale, du type de structure à tester géophysiquement et des possibilités de vérifications géologiques et hydrogéologiques;
- cartographie géophysique du terrain expérimental et vérification par forages du contexte géologique présumé;
- établissement d'un modèle géologique à partir de l'ensemble des données directes et

- indirectes puis prévision du champ des perméabilités sur la base de ce modèle;
- évaluation de la réalisation de ces prévisions par divers tests hydrauliques (variation des hauteurs d'eau dans les forages, essais d'infiltration, essais de traçages des eaux souterraines).

PRÉSENTATION

Le premier chapitre "PRINCIPES ET MÉTHODES" présente les aspects techniques et méthodologiques liés à cette étude. Nous présentons l'instrumentation, ses caractéristiques, ses possibilités d'application et ses modes d'utilisation en milieu fracturé. Une introduction théorique aux méthode RMT et EMB est présentée à l'annexe A.1.

Le deuxième chapitre "SITES ET BASE DE DONNÉES" est consacré à la description des sites expérimentaux et à celle de la base de données géophysiques acquise sur chacun d'eux.

Le troisième chapitre "MESURE RMT" traite de la fiabilité des mesures électromagnétiques et de leur signification régionale.

Le quatrième chapitre "HÉTÉROGÉNÉITÉ" est consacré à l'hétérogénéité RMT à l'échelle semi-régionale ou locale et à l'anisotropie RMT.

Le cinquième chapitre "MODÈLE GÉOLOGIQUE" concerne le traitement des données géophysiques et leur interprétation géologique. Nous abordons l'aspect du traitement semi-quantitatif, du traitement 1D et du traitement 2D, en relation avec des données de forage.

Le sixième chapitre "HYDROGÉOLOGIE" traite des relations entre la structure géologique établie par géophysique et le champ des perméabilités.

Enfin, une SYNTHÈSE des résultats issus de cette recherche clôt ce travail.

=====

Chapitre 1

PRINCIPES ET METHODES

Pour préciser la nature et les limites des méthodes utilisées, un aperçu théorique sur les propriétés électriques du milieu, la propagation des champs EM, sur la méthode radiomagnétotellurique et sur la méthode EMB est présenté à l'annexe A.1.

Les données électromagnétiques ont été acquises au moyen de **quatre systèmes prototypes**: un VLF-R (mesure de 12 à 25 kHz), un VLF-EM (12 à 29 kHz), un RMT-R 12 à 240 kHz et un système EMB 27-7040 Hz, type "SLINGRAM" .

Ce premier chapitre est consacré aux principes de fonctionnement de ces méthodes, à l'appareillage et aux modes de cartographie utilisés.

1.1. LE SVSTÈME VERY LOW FREQUENCY (VLF)

La géophysique VLF est utilisée dès les années 60 pour la recherche de filons métallifères conducteurs. Son application à la prospection hydrogéologique ou à la géotechnique est plus tardive et actuellement encore peu développée. La méthode VLF appartient aux méthodes électromagnétiques dans le domaine des fréquences de 3 à 30 kHz, à source artificielle et à champs lointains (cf. annexe A.1).

Les deux prototypes suivants furent utilisés:

Un VLF-résistivité 12 à 25 kHz, construit par Dupperex/Müller, et essentiellement utilisé pendant la première année de la recherche (1989-90). Les spécifications techniques de cet appareil sont décrites à l'annexe A.2.1.

Un VLF-EM 12 à 29 kHz (Dupperex/Müller) essentiellement utilisé pendant la dernière année de la recherche (1992-93). Les spécifications techniques de cet appareil sont décrites à l'annexe A.2.2.

1.1.1. EMISSION

Les émetteurs VLF sont des antennes fixes réparties irrégulièrement sur la surface

terrestre. Ces émetteurs peuvent être assimilés à des dipôles électriques verticaux. La situation et les caractéristiques de certains de ces émetteurs VLF sont présentées à la figure 1.1. La portée de ces émetteurs (300 kW à 1 MW) est de plusieurs milliers de kilomètres, mais il faut noter que certaines régions du globe se trouvent à la limite ou en dehors des zones de réception acceptable de certains de ces émetteurs. Dans ces régions, la possibilité d'utiliser un champ VLF primaire généré à l'aide d'un émetteur portable existe, mais ne fut pas testée dans le cadre de ce travail.

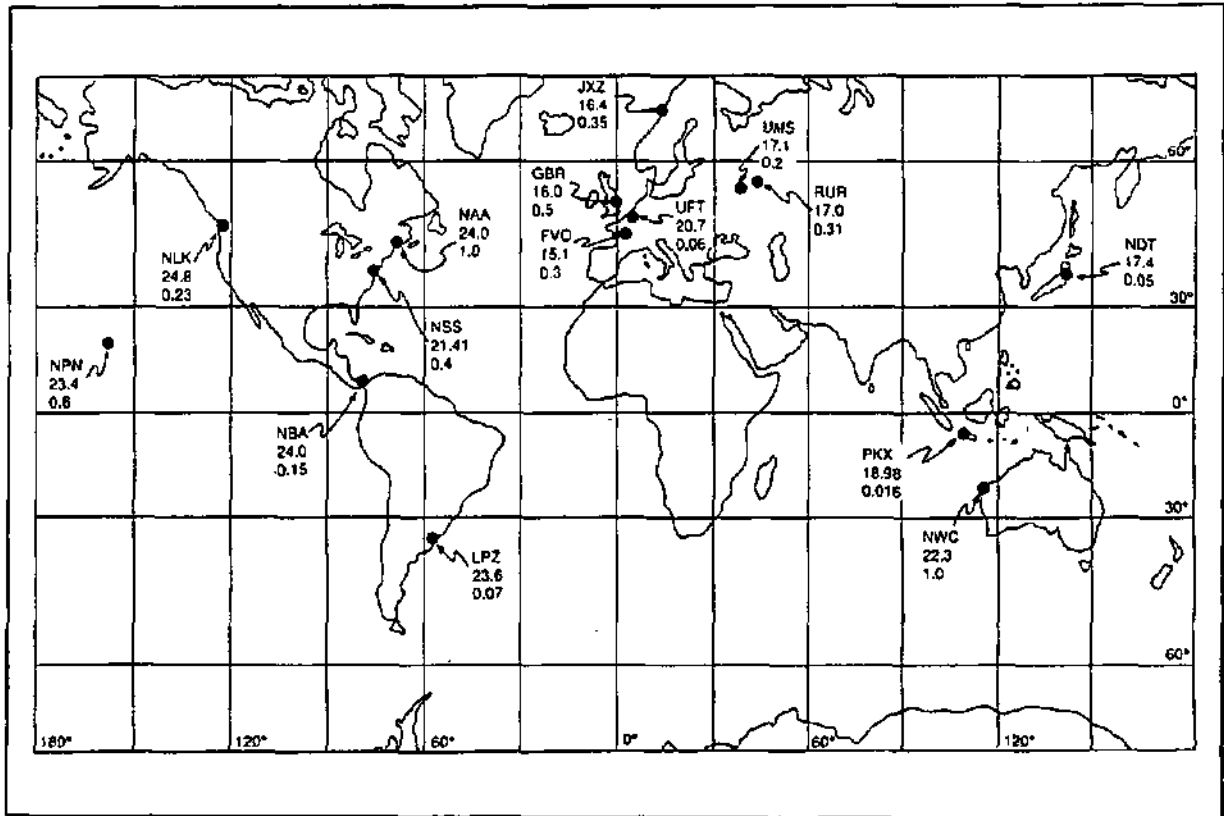


Fig. 1.1. Situation géographique de 15 émetteurs VLF avec indication de leur code, de leur fréquence (en kHz) et de leur puissance (MW). Tiré de Milsom, (1989).

1.1.2. TRANSMISSION

La propagation de ces signaux électromagnétiques est complexe mais le champ d'un tel dipôle peut pratiquement, à grande distance de l'émetteur (champ lointain), être considéré comme uniforme à l'intérieur d'une région de 1 à 2 km² (Parasnis, 1986). Le signal transmis est polarisé. L'excitation magnétique (H) du champ incident est constituée d'une seule composante H_{iy} , perpendiculaire à la direction de propagation du signal. Le champ électrique incident (E) présente une composante électrique horizontale E_{ix} , parallèle à la direction de propagation et une composante électrique verticale E_{iz} . Un schéma des composantes électromagnétiques du signal VLF est présenté à la figure 1.2 en polarisation électrique E et en polarisation magnétique H (cf. Annexe A.1.3.3).

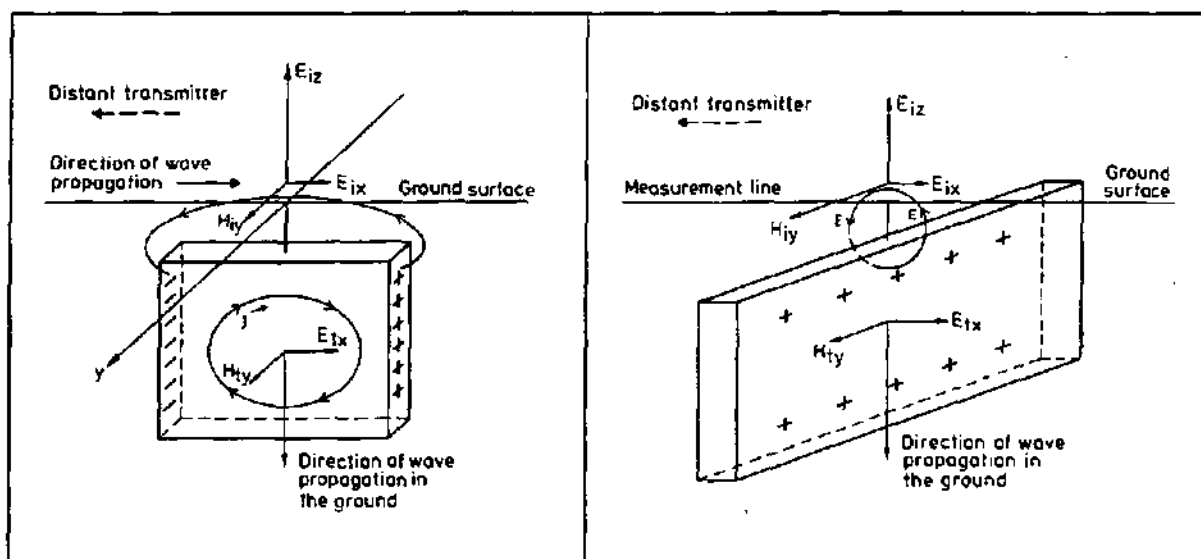


Fig. 1.2. Composantes EM d'une onde VLF incidente (i) et transmise dans un milieu conducteur (t). Cas d'un filon conducteur, de direction parallèle à la direction de propagation de l'onde incidente (polarisation E, figure de gauche). Cas d'un conducteur de direction perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde incidente (polarisation H, figure de droite). Tiré de Parasnis (1986).

1.1.3. PARAMÈTRES MESURÉS

Les paramètres suivants ont été mesurés:

Pour le **VLF-Résistivité** les paramètres sont la résistivité et la phase.

La **résistivité** ρ_a est calculée sur la base du rapport d'impédance complexe $Z = E_x/H_y$ (A.1.3.2) selon la formule:

$$\left| \frac{E_x}{H_y} \right| = (\mu \rho \omega)^{1/2} \quad \text{d'où:} \quad \rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (1.1)$$

E: champ électrique (V/m), H: intensité du champ magnétique (A/m), ρ : résistivité électrique (ohm.m), ρ_a : résistivité électrique apparente (ohm.m), $\omega = 2\pi f$: vitesse angulaire (rad. s⁻¹), f: fréquence (Hz), μ , μ_0 : perméabilité magnétique du milieu, du vide (H/m).

La **phase** est le déphasage entre E_{tx} et H_{ty} . Il est démontré (A.1.2.5) que pour un volume de terrain homogène, E_{tx} est généralement en avance de phase de $\pi/4$ par rapport à H_{ty} . La réponse de la phase est décrite en milieu 1D et 2D à l'annexe A.1 (A.1.3.2 et A.1.3.3).

Pour le **VLF-EM**, seule la composante magnétique verticale est mesurée. On en mesure l'intensité **d'inphase** et **d'outphase** en % du champ primaire horizontal considéré comme référence. Nous rappelons que l'inphase est la composante en phase avec le champ primaire. L'outphase est la composante en quadrature par rapport au champ primaire (cf. annexe A.1.4.3).

1.1.4. PROFONDEUR DE PÉNÉTRATION ET D'INVESTIGATION

La profondeur de pénétration d'une onde plane (cas admis pour une onde VLF) est basée sur l'absorption exponentielle de l'énergie de celle-ci en fonction de la profondeur. Si les courants de déplacement sont négligeables ($f.p \leq 10E8 \text{ ohm.m.s}^{-1}$) et pour des conducteurs non magnétiques ($\mu = \mu_0$), l'épaisseur de peau est calculée par:

$$\delta = 503.3 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{1/2} \quad [m] \tag{1.2}$$

δ : épaisseur de peau, ρ : résistivité app. (ohm.m), f : fréquence (Hz).

Si les courants de déplacement ne sont pas négligeables ($f.p \geq 10E10 \text{ ohm.m.s}^{-1}$) et pour des conducteurs non magnétiques ($\mu = \mu_0$), l'épaisseur de peau devrait être calculée par [Parasnis, 1986]:

$$\frac{1}{\delta} = b = \left(\frac{\omega\mu}{2\rho} \right)^{1/2} \left[(\rho^2 \epsilon^2 \omega^2 + 1)^{1/2} - \rho\epsilon\omega \right]^{1/2} \tag{1.3}$$

δ : épaisseur de peau, $\omega = 2\pi f$: vitesse angulaire (rad. s^{-1}), μ : perméabilité magnétique du milieu (H/m), ρ : résistivité électrique (ohm.m), ϵ : permittivité du milieu (A.s/V.m).

La figure 1.3 présente un graphe des profondeurs d'atténuation (courants de déplacement négligeables) en fonction de la fréquence et pour différentes résistivités couvrant le domaine de notre étude. Dans cette dernière et dans la plupart des conditions naturelles, la profondeur de pénétration définie par l'équation 1.2 est valable. La résistivité s'exprime en ohm.m et la fréquence en Herz.

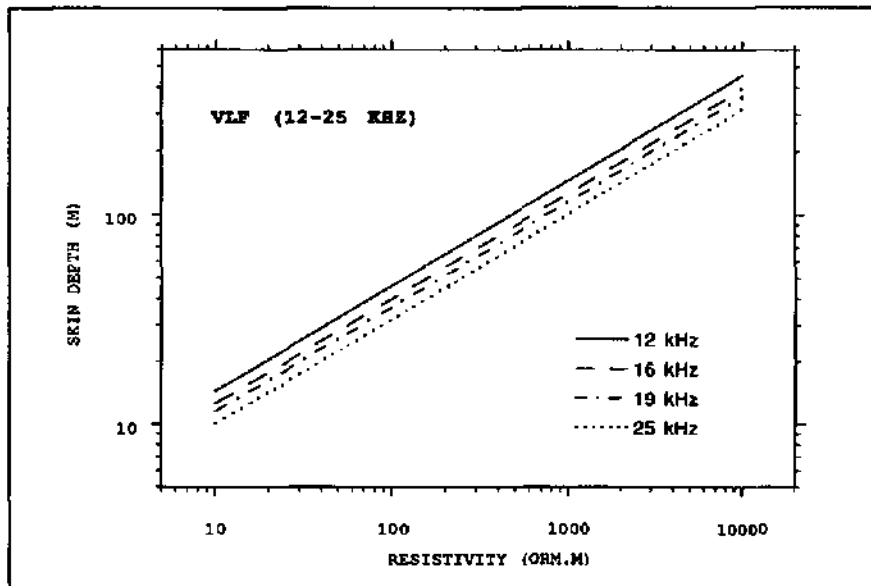


Fig. 1.3. Epaisseur de peau (skin depth) calculée pour le domaine VLF de 12 à 25 kHz.

Une définition pratique de la "profondeur d'investigation" est la profondeur maximale à laquelle un conducteur peut se trouver et donner une anomalie électromagnétique

reconnaisable. Cette profondeur d'investigation devrait être évaluée par modélisation numérique, en tenant compte de l'ensemble des paramètres physiques et géométriques influençant la mesure.

1.1.5. MODES D'UTILISATION DU VLF

Le VLF fut utilisé selon deux modes différents:

- en mode "**unidirectionnel**": mesure en utilisant un seul émetteur VLF, donc une seule direction de mesure. Ce mode de mesure **ne permet pas** de tenir compte des effets directionnels causés par l'orientation des structures géologiques par rapport à celle des émetteurs VLF. Il fut principalement utilisé lors de l'acquisition en continu de l'outphase avec VLF-EM.
- en mode "**pluridirectionnel**": mesure en utilisant plusieurs émetteurs VLF provenant de diverses directions. Ce mode permet de tenir compte des effets directionnels. La figure 1.4 illustre ce mode d'acquisition pour le VLF-R.

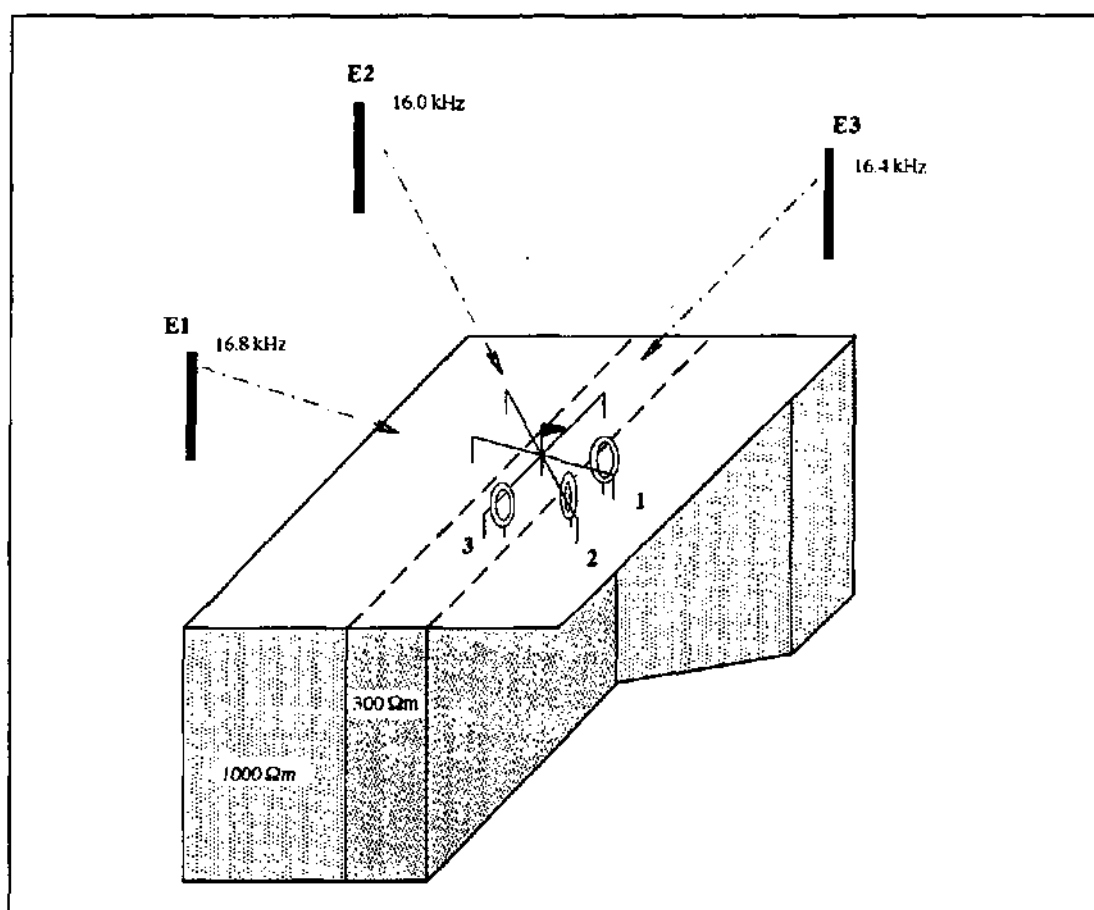


Fig. 1.4. Mode de mesure en VLF-R pluridirectionnel (ici tridirectionnel). Les flèches représentent la direction de propagation du signal VLF. Le dispositif de mesure est schématisé par une bobine (mesure de H_y) et par deux électrodes reliées par un câble électrique (mesure de E_x). Les positions 1, 2 et 3 (rotation du dispositif) sont mesurées successivement avec les émetteurs respectifs E1, E2, E3.

Des précisions concernant l'utilisation de ce mode de mesure sont décrites pour le VLF-R par Thierrin et Müller (1988) et pour le VLF-EM par Turberg et Müller (1992).

1.2. LE SYSTEME RMT

Le radiomagnétotellurisme (RMT) est directement dérivé des systèmes VLF et ses principes sont rigoureusement identiques à ceux décrits au § 1.1. La seule différence réside dans l'utilisation non seulement d'émetteurs VLF entre 12 et 24 kHz, mais également d'émetteurs de plus hautes fréquences (12-240 kHz).

Le système suivant fut utilisé:

Un VLF-résistivité 12 à 240 kHz, construit par Dupperex/Müller, utilisé pendant les trois dernières années de la recherche (1989-1993). Les spécifications techniques de cet appareil sont décrites à l'annexe A.2.3.

1.2.1. EMISSION

En plus des émetteurs VLF au sens strict, il est donc possible d'utiliser les émetteurs de télécommunication LF (télex, horloge, radios,...).

1.2.2. TRANSMISSION

Les lois de propagation du signal sont les mêmes que celles décrites pour le VLF. Il faut toutefois noter les limitations potentielles liées aux courants de déplacement (conditions quasi-statiques, cf. A.1.2.3.)

1.2.3. PARAMÈTRES MESURÉS

Les paramètres mesurés sont identiques à ceux du VLF-R. Il s'agit de la résistivité et de la phase. Ces paramètres sont cependant mesurés pour différentes gammes de fréquence entre 12 et 240 kHz. Ce procédé permet la réalisation de **sondages de fréquence**.

1.2.4. PROFONDEUR DE PÉNÉTRATION

La profondeur de pénétration varie selon la fréquence et la résistivité du terrain sondé. La figure 1.5 présente les profondeurs d'atténuation envisageables pour les fréquences RMT et pour des résistivités comprises entre 10 et 10'000 ohm.m.

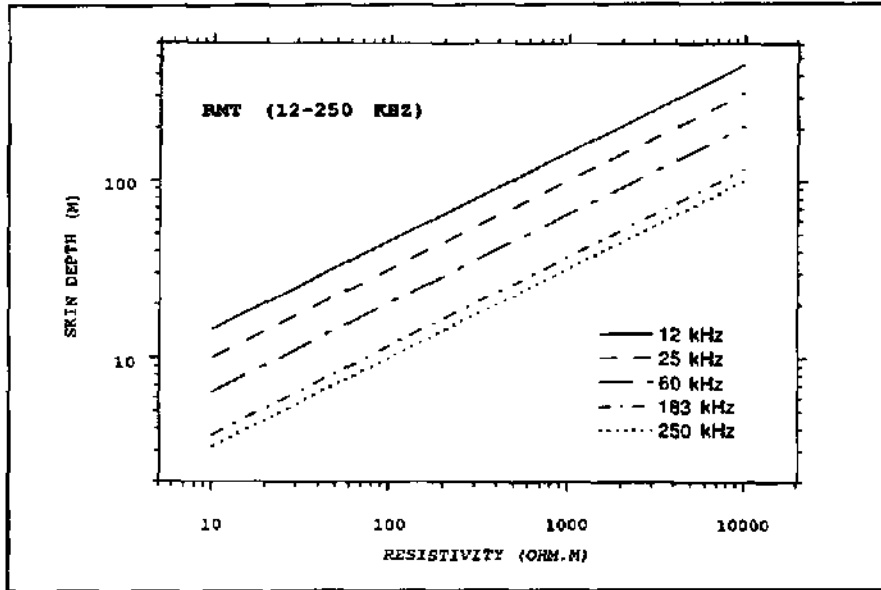


Fig. 1.5. Epaisseur de peau calculée pour le domaine RMT de 12 à 250 kHz.

1.2.5. MODES D'UTILISATION DU RMT

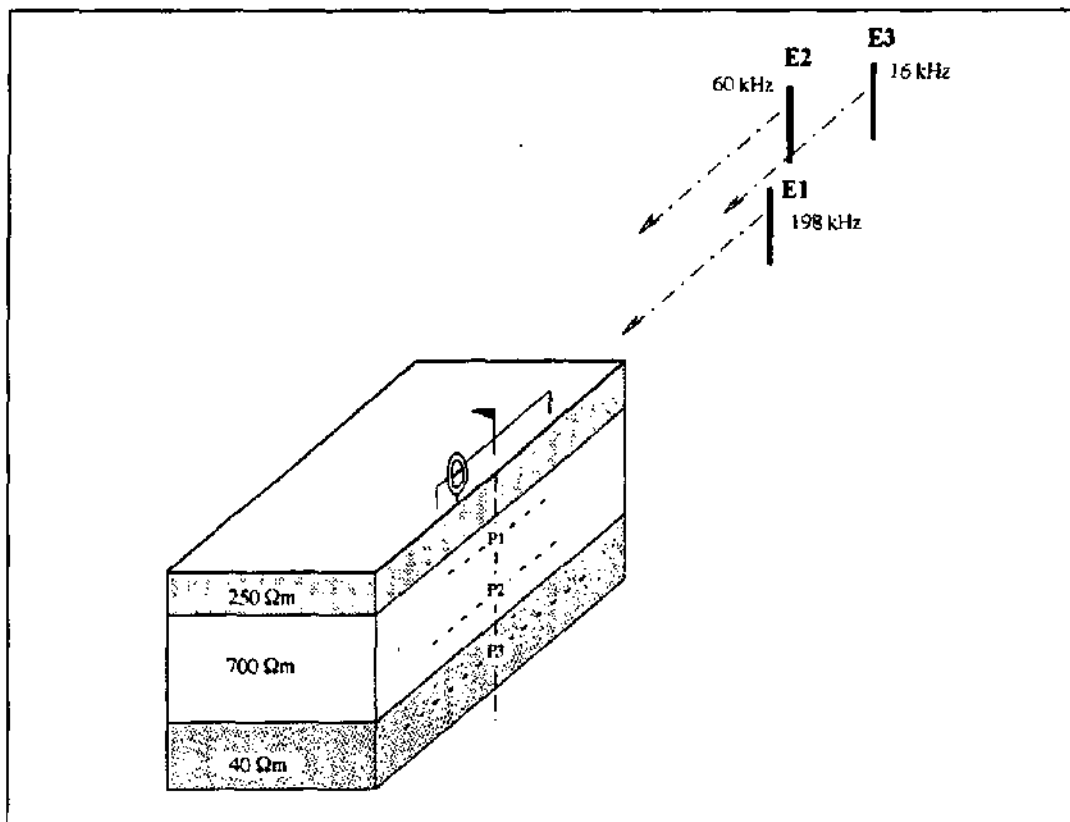


Fig. 1.6. Mode de mesure en RMT unidirectionnel. Les émetteurs sont choisis approximativement de même provenance. La mesure est répétée pour chacun d'eux à chaque station. Plus la fréquence de ces émetteurs diminue ($f_1 > f_2 > f_3$), plus la profondeur de pénétration augmente ($P_1 < P_2 < P_3$).

Le RMT peut être utilisé selon deux modes différents:

- en mode "**onidirectionnel multifréquence**": mesure en milieu unidimensionnel, en utilisant plusieurs émetteurs entre 12 et 240 kHz provenant de directions plus ou moins identiques. Ce mode de mesure ne permet pas de tenir compte des effets EM directionnels. La figure 1.6 illustre ce mode d'acquisition.
- en mode "**pluridirectionnel multifréquence**": mesure en utilisant plusieurs émetteurs (entre 12 et 240 kHz) de diverses provenances. Ce mode de mesure permet de tenir compte des effets directionnels à différentes profondeurs.

1.3. LE SYSTEME EMB

La méthode ELECTROMAGNETIC BIPOLE (EMB) ou "SLINGRAM" ou "moving source and receiver system" est l'un des nombreux systèmes utilisés en prospection géophysique. Elle fut développée pour la prospection minière de subsurface (10 à 160 m). Son principe général consiste à émettre un champ magnétique au moyen d'une bobine (émetteur) et à mesurer à distance les modifications de ce champ (dues aux interactions avec les conducteurs du sous-sol) par une seconde bobine (récepteur). L'EMB appartient aux méthodes électromagnétiques en domaine de fréquence, à source artificielle et à champs proches.

Le système prototype utilisé est un *EMB 27 à 7040 Hz*, construit par Dupperex/Müller. Les spécifications techniques de cet appareil sont décrites à l'annexe A.2.4.

1.3.1. EMISSION

La source émettrice de l'EMB est une bobine mobile d'un diamètre d'un mètre dans laquelle un courant électrique alternatif induit un champ magnétique. Neuf fréquences d'émission sont sélectionnables sur cet appareil: 27.5, 55, 110, 220, 440, 880, 1760, 3520 et 7040 Hertz.

Le champ produit est celui d'un dipôle magnétique soit vertical (si l'axe de la bobine émettrice est vertical), soit horizontal (si l'axe de la bobine émettrice est horizontal).

1.3.2. PROPAGATION

Schématiquement, le champ magnétique d'un tel dipôle peut être calculé en tout point de l'espace. Il s'agit alors, à la bobine réceptrice, de soustraire le champ primaire du champ résultant afin de déterminer le champ secondaire induit.

En admettant que les conditions de champs proches soient réalisées (polarisation linéaire), le champ R_0 reçu au récepteur résulte de l'addition du champ primaire P_0 et du champ

secondaire S_0 déphasé [Parasnis 1986]:

$$R_0 \cos(\omega t + \alpha) = P_0 \cos \omega t + S_0 \cos(\omega t + \psi) \quad (1.4)$$

avec $P_0 \cos \omega t$: champ primaire (approprié à la configuration) dans le vide correspondant à la distance à l'émetteur, R_0 : amplitude du champ résultant, S_0 : amplitude du champ secondaire, $\psi = \pi/2 + \phi$ (cf. annexe 1, § A.1.4.3).

et les composantes réelle (inphase) et imaginaire (outphase) du champ résultant R_0 sont (cf. A.1.4.3):

$$P_0 + S_0 \cos \psi \quad (\text{composante réelle}) \quad (1.5)$$

$$S_0 \sin \psi \quad (\text{composante imaginaire}) \quad (1.6)$$

1.3.3. PARAMÈTRES MESURÉS

Le système EMB permet la mesure de deux paramètres : l'inphase et l'outphase du champ secondaire H_s relativement au champ primaire H_p en %. Ce système permet également d'approximer une valeur de résistivité apparente.

L'inphase et l'outphase du champ secondaire H_s sont donnés en pourcentage de l'intensité du champ primaire transmis H_p :

$$\text{Re} = \frac{\text{inphase}(H_s)}{H_p} \cdot 100 \quad \text{Im} = \frac{\text{outphase}(H_s)}{H_p} \cdot 100$$

En conditions de champs proches, la résistivité électrique est approximée selon la formule suivante, pour un dispositif à bobines horizontales (Mc Neill, 1980):

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{\omega \cdot \mu_0 \cdot \sigma \cdot s^2}{4} \quad \text{d'où} \quad \sigma_a = \frac{4}{\omega \cdot \mu_0 \cdot s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad \text{d'où} \quad \rho_a = \left[\frac{4}{\omega \cdot \mu_0 \cdot s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \right]^{-1} \quad (1.7)$$

H_s/H_p : rapport des champs magnétiques secondaire et primaire à la bobine réceptrice, $\omega = 2\pi \cdot f$ (Hz), f : fréquence (Hz), μ_0 : perméabilité EM du vide (Hy/m), σ : conductivité de la roche en (S/m), s : séparation des bobines en (m), ρ_a : résistivité apparente du milieu en ($\Omega \cdot m$).

ou plus simplement [Parasnis, 1986]:

$$\rho_a = 1.974 \cdot 10^{-6} \frac{f \cdot s^2}{[\text{Im}]} \quad (1.8)$$

f : fréquence (Hz), s : séparation des bobines en (m), $[\text{Im}]$: rapport de l'outphase du champ au récepteur sur le champ primaire au récepteur.

L'appareillage est conçu pour que certaines fréquences soient associées à certaines distances de séparation (cf § 1.3.4) afin de rendre le numérateur constant et, ainsi, la résistivité apparente inversement proportionnelle à $[\text{Im}]$.

1.3.4. MODES D'UTILISATION DE L'EMB

L'EMB fut utilisé selon 4 modes différents:

- a. **sondage géométrique:** les bobines émettrices et réceptrices sont progressivement éloignées symétriquement l'une de l'autre par rapport au centre du sondage (type géoélectrique Schlumberger). L'augmentation de la distance de séparation "s" produit une augmentation de la profondeur d'investigation. Ces sondages comprennent 9 points de mesure définis chacun par un couple: distance de séparation "s" et fréquence "f". On mesure l'inphase, l'outphase et la conductivité du terrain. Il s'agit pour notre système des neuf couples suivants:

$s(m)$: 10.00 14.14 20.00 28.28 40.00 56.56 80.00 113.13 160.00

$f(Hz)$: 7040 3520 1760 880 440 220 110 55 27.5

Ce type de sondage est en principe utilisé en milieu 1D, où les effets latéraux sont faibles et n'ont pas d'influence sur la variation géométrique du dispositif en cours de sondage.

- b. **sondage de fréquence:** les deux bobines sont maintenues fixes au cours du sondage et seules les fréquences sont modifiées pour chacune des 9 mesures. La diminution de fréquence provoque l'augmentation de la profondeur d'investigation. En milieu non-1D, il est préférable au sondage géométrique car la géométrie du dispositif de mesure ne varie pas au cours du sondage.
- c. **le sondage ploridirectionnel:** plusieurs sondages (géométrique ou de fréquence) sont effectués autour d'un même centre mais selon différentes directions. Le centre du sondage reste donc fixe et l'on répète pour chaque direction les opérations décrites au point a ou b. Ce mode permet d'évaluer l'anisotropie EM du terrain et est utilisé en terrain non-1D
- d. **le trainé:** la distance de séparation entre les deux bobines est fixe. Les mesures sont effectuées à intervalles déterminés (selon la précision recherchée) le long de profils. La mesure d'inphase et d'outphase est effectuée à une ou plusieurs fréquences selon la profondeur d'investigation désirée et la nature des terrains. Pour obtenir directement une valeur de résistivité apparente, il faut utiliser la fréquence associée à la distance de séparation entre les deux bobines. Ce mode de mesure ne fut utilisé qu'avec les bobines coplanaires à axes verticaux. Le trainé est utilisé en milieu 1D ou non-1D pour cartographier l'inphase, l'outphase et la résistivité. En milieu non-1D les lignes de traioé doivent recouper aussi perpendiculairement que possible les structures recherchées. Ce mode de mesure est illustré à la figure 1.7.

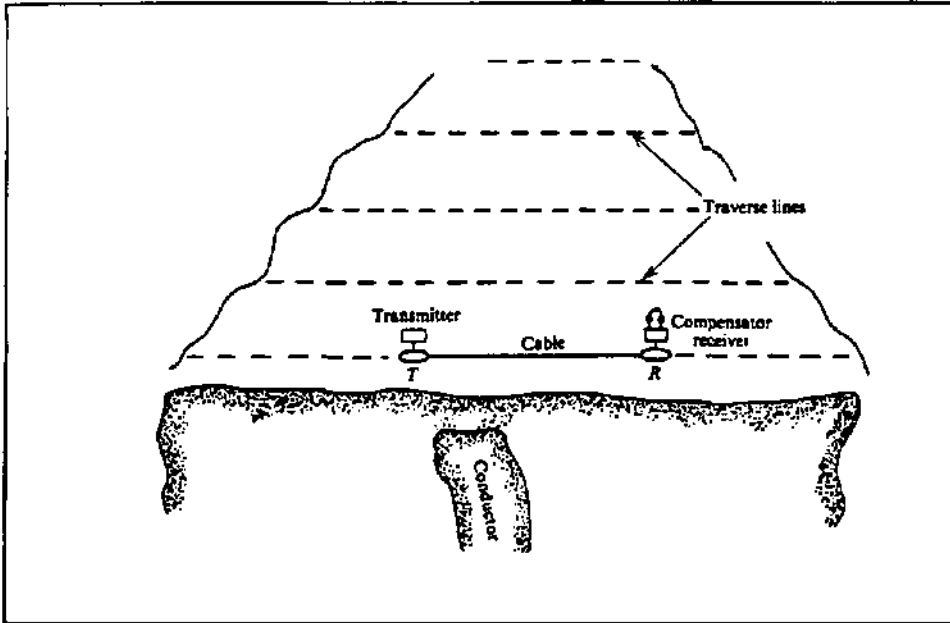


Fig. 1.7. Mesure EMB en mode trainé (profilage), avec bobines coplanaires à axe vertical (horizontal loop EM). Les profils sont si possible orientés perpendiculairement à la direction des structures ciblées. Le point de mesure est situé à mi-longueur du câble de référence reliant les bobines émettrice (T) et réceptrice (R). Tiré de Telford (1990).

Couplage entre émetteur et récepteur

Quatre types de couplage entre source et réception sont généralement utilisés en pratique:

1. Bobines horizontales coplanaires (axe vertical, dipôle magnétique vertical) où les bobines sont maintenues dans un même plan horizontal.
2. Bobines verticales coplanaires (axe, horizontal, dipôle horizontal) où les bobines sont maintenues dans un même plan vertical.
3. Bobines verticales coaxiales (axe horizontal, dipôle horizontal) où les axes des deux bobines sont confondus, les plans des deux bobines sont donc parallèles.
4. Bobines à couplage nul (dipôle horizontal ou vertical selon la position de l'émetteur) où les axes des bobines émettrice et réceptrice sont maintenus perpendiculairement l'un à l'autre.

De ces quatre configurations, seule la première configuration fut employée dans cette étude. Il faut cependant noter qu'une structure conductrice se manifeste différemment selon la configuration du dispositif de mesure.

* * *

1.4. NOTATIONS PHYSIQUES UTILISÉES

- I** : intensité du courant électrique [A]
E : champ électrique [V.m⁻¹]
J : densité de courant électrique [A.m⁻²]
D : courant de déplacement électrique [A.s.m⁻², C.m⁻²]
P : polarisation électrique [A.s.m⁻²]
B : induction magnétique [T, V.s.m⁻²]
H : champ magnétique [A.m⁻¹]
μ₀ : perméabilité magnétique du vide (ou constante d'induction) [H.m⁻¹, V.s.A⁻¹.m⁻¹];
μ₀ = 4π.10⁻⁷ H.m⁻¹
μ : perméabilité magnétique du milieu; μ = B/H H.m⁻¹
μ_r : perméabilité relative du milieu; μ_r = μ/μ₀ [s.d]
ε₀ : permittivité du vide (ou constante d'influence) [A.s.V⁻¹.m⁻¹]; ε₀ = 8.859.10⁻¹²
ε : permittivité du milieu [A.s.V⁻¹.m⁻¹]
ε_r : permittivité relative ou constante diélectrique; ε_r = ε/ε₀ [s.d]
σ : conductivité électrique [Siemens.m⁻¹]
ρ : résistivité électrique [ohm.m]
ρ_a : résistivité électrique apparente [ohm.m]
f : fréquence [Hz]
ω : vitesse angulaire, pulsation [rad/s]; ω = 2.π.f

=====

Chapitre 2

SITES D'ETUDE ET BASE DE DONNEES

INTRODUCTION

Différents types de terrains expérimentaux furent choisis afin de pouvoir évaluer l'apport des méthodes électromagnétiques à l'hydrogéologie. Les critères de sélection furent:

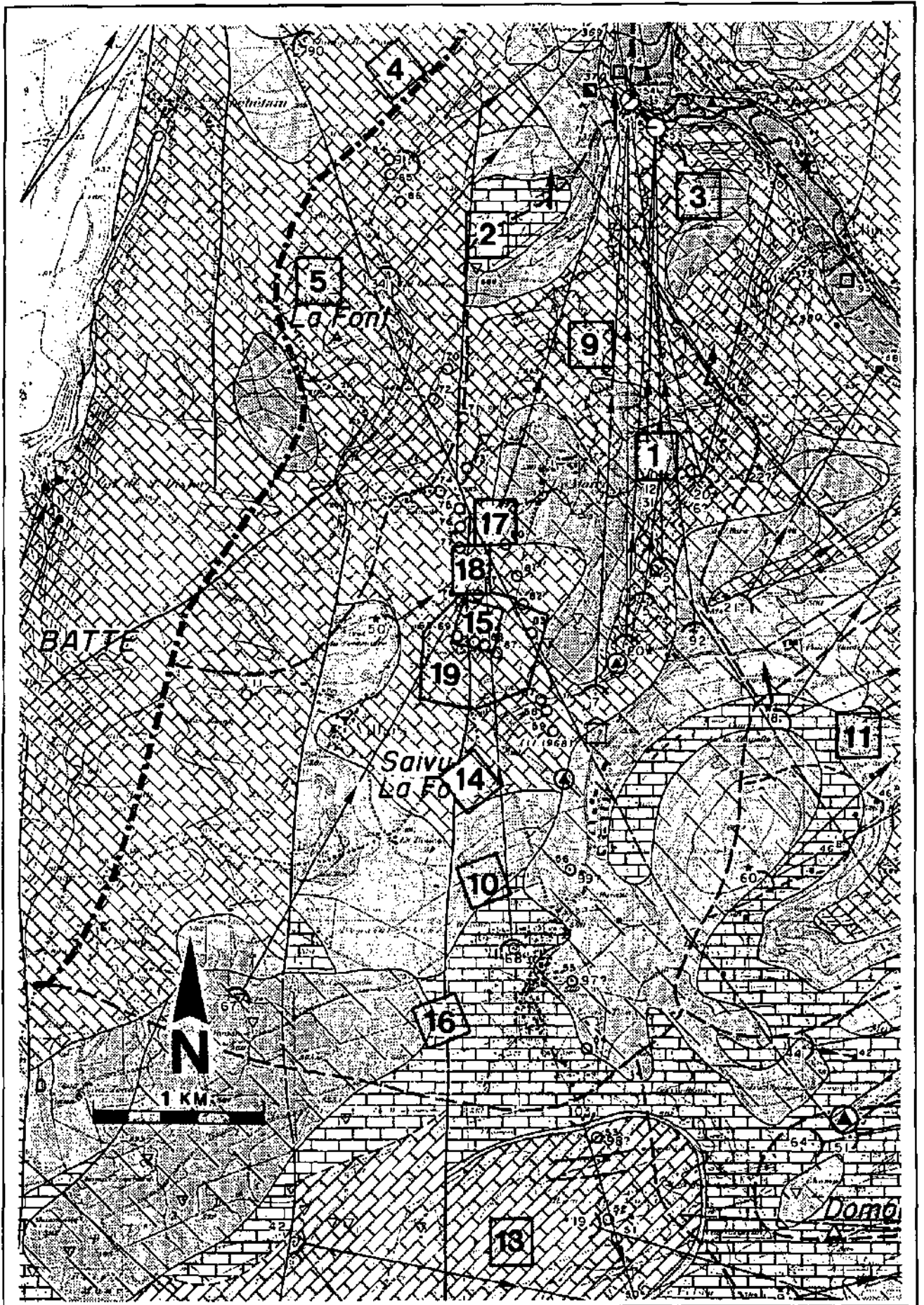
- une relative simplicité structurale du milieu afin d'avoir une correspondance acceptable avec les modèles géophysiques théoriques de référence.
- une connaissance géologique et hydrogéologique préalable du milieu afin de pouvoir mener une cartographie géophysique dirigée sur les structures majeures du milieu.
- une spécificité géologique de chaque site afin d'avoir des réponses électromagnétiques types pour différents cas de figure.

La grande majorité des mesures furent effectuées sur quatre sites qui nous semblaient rassembler tout ou partie de ces critères:

- le site de **Bure-Maira** (SITE 1) est un plateau marno-calcaire subaffleurant, en climat tempéré;
- le site de **l'Hortus-Lamalou** (SITE 2) est un plateau essentiellement calcaire sous couverture végétale disparate, en climat méditerranéen;
- le site de **l'Albtal-Lindau** (SITE 3) est un milieu granitique avec forte couverture végétale et couverture d'altérites, en climat tempéré.

Une campagne de prospection EMB acquise dans la région de **Tominian** (SITE 4) par Bieler (1992) fut également intégrée aux résultats généraux de cette étude. Ce site se trouve sur un plateau de grès, en climat aride.

De façon générale, il s'est avéré en cours d'étude que ces sites "simples" en milieu fracturé étaient tous **plus hétérogènes et complexes que prévus** et qu'ils nécessitaient de fait une analyse géophysique plus détaillée que prévue. Pour cette raison, seul le site de Bure a pu faire l'objet d'une telle analyse.



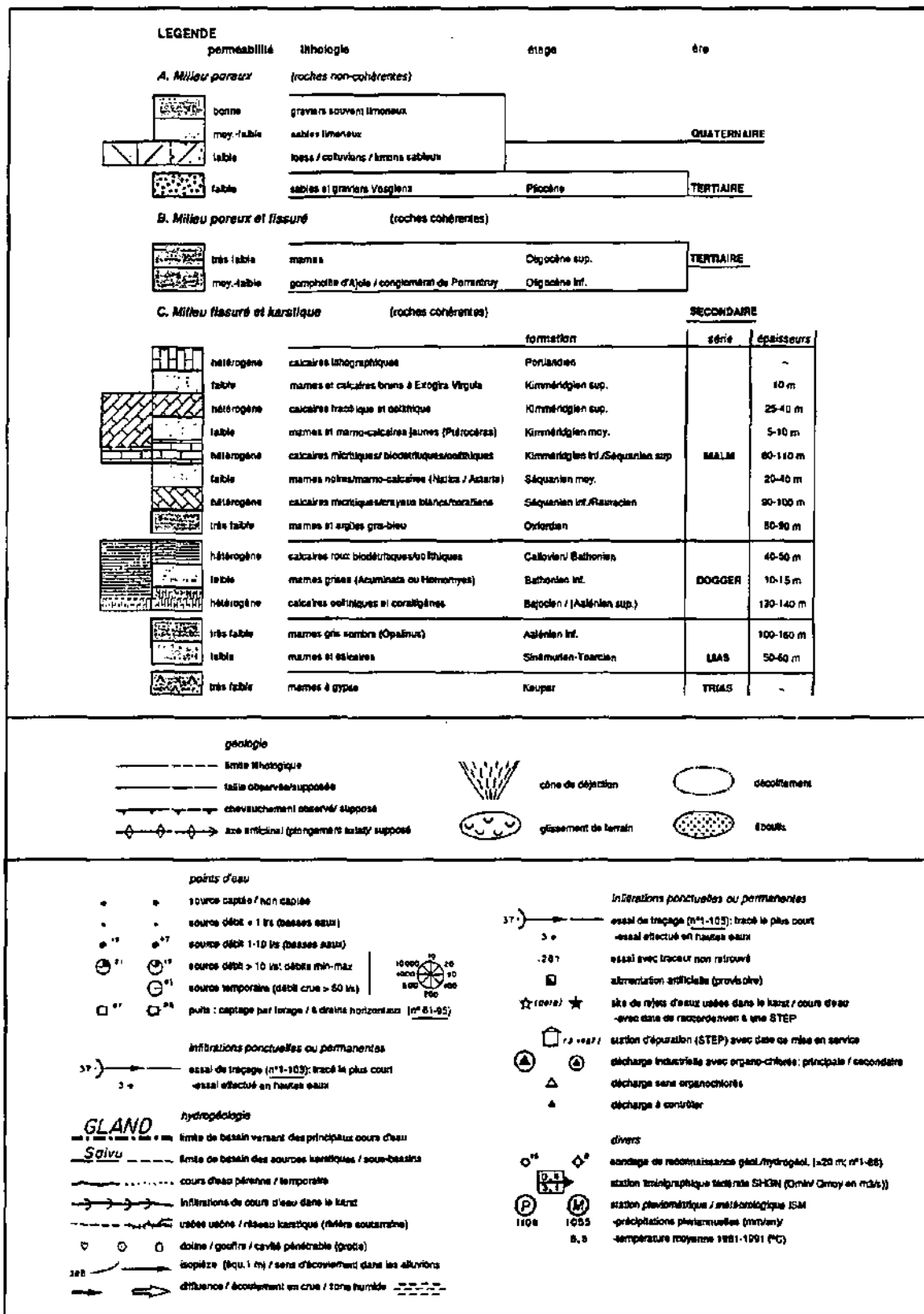


Fig. 2.1. Ci-contre: carte hydrogéologique du bassin versant de la Milandrine. Extrait tiré de Gréuillet 1992. Emplacement des secteurs géophysiques effectués sur cette zone. Le site expérimental du Maira couvre approximativement les secteurs géophysiques N° 19, 15, 18 et 17. Légende de la carte ci-dessus.

2.1. SITE 1 - PLATEAU DE BURE - SITE DU MAIRA

La situation géographique du plateau de Bure est indiquée à l'annexe A.3.1. Ce site fut choisi pour trois raisons principales:

- il est formé d'une unité structurale sub-tabulaire de formations calcaires, marmocalcaires ou mameuses. Sa cartographie géologique a été effectuée au 1: 50'000 sur l'ensemble du site et au 1: 5'000 sur la région étudiée en détail. Plusieurs levés de fissuration sont disponibles sur la partie Est du plateau (Kiraly et al. 1971, Siméoni et Jamier 1975).
- 33 forages furent effectués au cours des années 1992 à 1993 sur ce site. Ces forages furent implantés dans divers contextes géologiques et pour la plupart sur des critères de géophysique radiomagnétotellurique.
- une cartographie hydrogéologique régionale (Grétilat 1992), une étude hydrogéologique plus locale le long du transect N16 (Meury, Flury et Rieben 1991) et une caractérisation du système aquifère karstique de la Milandrine (Jeannin, 1993) sont en cours de réalisation.

La carte hydrogéologique de la zone sur laquelle nous avons effectué la majeure partie de nos mesures géophysiques est présentée à la figure 2.1.

2.1.1. GÉOLOGIE ET FRACTURATION

Le plateau de Bure appartient plus régionalement au plateau d'Ajoie. Ce dernier est une unité sub-tabulaire de Jurassique supérieur s'enfonçant progressivement vers le Nord sous les terrains post-Eocène du Sundgau. Le plateau d'Ajoie est chevauché vers le Sud par le front septentrional du Jura plissé. Cet ensemble est affecté de nombreuses cassures sub-méridiennes (Chauve et al. 1985).

Notre zone d'étude géophysique forme une bande de 6 km de large traversant ce plateau de la commune de Chevenez, au Sud, à celle de Delle, au Nord. Les formations géologiques de cette zone appartiennent au complexe Oxfordien-Kimméridgien-Portlandien (Malm) dont la puissance globale varie entre 310 et 400 mètres. La base de ce complexe est constituée par 80 à 90 mètres de marnes oxfordiennes et son sommet est recouvert d'une épaisseur variable de matériel quaternaire meuble (loess, lehm, colluvions). Une description stratigraphique synthétique de ce complexe est donnée par la légende de la figure 2.1.

Sur l'ensemble du plateau de Bure les éléments tectoniques les plus évidents sont les failles sub-méridiennes verticales (système tectonique en "touches de piano"). Deux autres familles de failles apparaissent également à l'échelle du plateau: les failles de direction N40 à N70° et celles de direction N130 à N150°.

Dans la partie orientale du plateau de Bure, une étude structurale (Siméoni et Jamier 1975)

montre que les axes des vallées sèches reliant le plateau à la vallée de l'Allaine sont orientés préférentiellement selon deux directions: N20 à N40° et N50 à N70°. D'autre part, des relevés de fissuration en 17 points du plateau permettent aux auteurs de différencier 7 familles de fissures subverticales dont nous donnons ci-dessous (tableau 2.1) la direction, la dispersion angulaire et la fréquence par 10 m. La situation des vallées prises en compte et des 17 affleurements étudiés sont indiqués à l'annexe A.3.2.a. La non coïncidence entre les familles de fractures les plus fréquentes et les axes de vallées les plus denses amènent les auteurs à conclure que "la fréquence des diaclases n'est pas un facteur susceptible d'expliquer seul la genèse des vallées". L'orientation de ces dernières serait due principalement à la direction du gradient du ruissellement de surface et à celui des écoulements hypodermiques, par rapport à l'axe de drainage NW-SE constitué par la vallée de l'Allaine.

| <i>Groupe de fissures</i> | <i>Direction</i> | <i>Dispersion angulaire</i> | <i>Fréquence par 10 m.</i> |
|---------------------------|------------------|-----------------------------|----------------------------|
| I | 99° | 95° à 105° | 44 |
| II | 124° | 110° à 130° | 47 |
| III | 152° | 145° à 160° | 55 |
| IV | 179° | 170° à 185° | 62 |
| V | 18° | 10° à 25° | 72 |
| VI | 37° | 30° à 50° | 34 |
| VII | 72° | 60° à 85° | 73 |

Tab. 2.1. Résultats des relevés de fissuration effectués en 17 points de la partie orientale du plateau de Bure. D'après Siméoni et Jamier (1975).

2.1.2. HYDROGÉOLOGIE ET KARSTOLOGIE

Du fait de la structure en "touches de piano", la délimitation des différents bassins versants du plateau de Bure est difficile. Les limites, plus ou moins précises selon la densité des essais de traçage effectués, sont synthétisés sur la carte hydrogéologique de Grétilat (1992) dont un extrait est présenté à la figure 2.1. On peut noter que les relations entre le contexte stratigraphique, les structures tectoniques cartographiées et les directions des écoulements souterrains apparaissent complexes.

Le bassin versant des sources Saivu - Bame - la Font comprend le réseau karstique de la Milandrine (cf. figure 2.1). La majeure partie de notre étude géophysique se situe dans sa partie amont (site du Maira). Ce bassin est globalement orienté N-S et s'élargit dans sa partie amont (dendrifcation probable de la karstification). En son centre, le réseau karstique de la Milandrine, cartographié sur plus de 10 km, a fait l'objet d'une étude sur l'orientation de ses galeries (Király et al. 1971). Il ressort de cette étude que les galeries

de ce réseau présentent deux directions préférentielles de répartition: l'une environ N000°, l'autre N050°E. Une troisième direction, moins représentée, est le N090°E.

La comparaison entre ces directions de galeries et une partie des relevés de fissuration citées au point 2.1.1 (situation à l'annexe A.3.2.b) amènent ces derniers auteurs à considérer trois facteurs pour expliquer les principales directions des cavités: l'orientation des principaux groupes de fissures, la perméabilité géométrique de chaque groupe de fissure et la direction générale du gradient hydraulique des eaux souterraines.

2.1.3. BASE DE DONNÉES EM

2.1.3.1. Mesures pluridirectionnelles

18 secteurs de mesures VLF-R pluridirectionnelles sont distribués sur la zone d'étude du plateau de Bure. Chaque secteur est subdivisé en un réseau de mailles carrées aux noeuds desquelles se trouvent les stations de mesure. Les mailles ont un côté de 50m pour les secteurs 1 à 16, de 25m pour le secteur 17 et de 10m pour le secteur 18. La situation de ces secteurs se trouve à l'annexe A.3.1.

L'emplacement de ces 18 secteurs fut choisi sur des critères lithostratigraphiques, structuraux, hydrogéologiques, géographiques et morphologiques (morphologie karstique). La description de ces critères pour chaque secteur (établie d'après la carte topographique au 1: 5'000, la carte géologique au 1: 50'000, la carte hydrogéologique au 1: 25'000 et nos propres observations de terrain) est présentée à l'annexe A.3.3.a. La distribution des résistivités apparentes (mesurée par VLF-R) pour chacun de ces secteurs est également présentée sous forme d'histogrammes de fréquence à l'annexe A.3.3.b.

2.1.3.2. Profils bidirectionnels

Un transect VLF-R (TN16) traversant l'ensemble du plateau de Bure avec un intervalle de 10m entre les stations et deux directions de mesure en chaque station (\pm NS et \pm EW) est situé à l'annexe A.3.1. Ce transect recoupe l'ensemble des formations géologiques affleurantes du plateau. La lithostratigraphie le long de ce profil est calée en 30 points par des forages carottés.

2.1.3.3. Profils RMT-R unidirectionnels

Deux types de profils sont réalisés:

- des profils rapprochés pour obtenir une vision bidimensionnelle détaillée. Il s'agit de 16 profils distribués sur le secteur B19. Ces profils sont mesurés en deux fréquences: 162.0 et 65.8 (ou 63.8) kHz. La direction des émetteurs est environ E-W. La distance entre les stations sur un même profil est de 10m et la distance entre les profils est généralement de 20m. La situation du secteur B19 est représentée à l'annexe A.3.4 et le réseau des points de mesures est visible à la figure 6.7.

- des profils détaillés recoupant une même zone de faille méridienne et régionale pour observer sa continuité longitudinale. Trois ou quatre fréquences réparties sur la gamme de 12 à 240 kHz furent utilisées. L'intervalle entre les stations de mesures n'est jamais supérieur à 10m. La situation de ces profils est indiquée à l'annexe A.3.4. Il s'agit des profils P1 et P2 effectués sur B17 et des profils P1 et P2 sur B19.

2.1.3.4. Sondages de fréquence

Sept sondages RMT-R de fréquence entre 12 et 240 kHz furent effectués. Leur situation est présentée à l'annexe A.3.4.

2.1.3.5. Profils VLF-EM unidirectionnels

8 profils d'outphase (mesure en continu) furent effectués en VLF-EM. Leur situation est indiquée à l'annexe A.3.4.

2.1.3.6. Profils VLF-EM bidirectionnels

Une cartographie identique à la cartographie VLF-R (citée au point 2.1.3.3) fut effectuée sur le secteur B19. L'emplacement des stations de mesures est identique à celui des stations RMT et, en chacune d'elles, deux émetteurs, l'un N150° (19.0 kHz) et l'autre EW (16.8, 18.1 kHz) furent utilisés.

* * *

2.2. SITE 2 - CAUSSE DE L'HORTUS - SITE DU LAMALOU

Causse de l'Hortus

La situation géographique du Causse de l'Hortus est indiquée à l'annexe A.4.1.a. Ce site fut choisi pour les raisons suivantes:

- il est constitué d'une unité structurale sub-tabulaire de formations essentiellement calcaires;
- de nombreux travaux existent sur la structure géologique (Bonin 1980), sur l'interprétation des linéaments par photographie aérienne (Thérond 1976) et par télédétection (Durand 1992), sur l'hydrodyoamisme, la fracturation et la karstification du site (Bonnet et al. 1979, Bonnet et al. 1980, Durand 1992);
- la présence d'un réseau karstique noyé (réseau du Lamalou) cartographié sur notre site d'étude géophysique;
- plusieurs forages assurant un calage géologique;
- une absence quasi générale de couverture meuble dans la zone de notre cartographie.

2.2.1. GÉOLOGIE ET FRACTURATION

Les informations concernant la géologie du Causse de l'Hortus et sa fracturation sont en majeure partie extraites du travail de synthèse effectué par Durand (1992). Nous en relevons, dans cette présentation, les éléments ayant un lien direct avec notre étude:

" Le Causse de l'Hortus est constitué par la surface structurale du sommet des calcaires valanginiens. La puissance moyenne de ces calcaires est de 80 m avec des extrêmes variant de 20 m à l'Ouest à 150 m au Sud. Cette dalle de 50 km², fortement fracturée et karstifiée, est ployée en un synclinal perché, d'axe N030°, plongeant au Sud-Ouest sous les formations crétacées supérieures à éocènes du bassin de St-Martin de Londres. Les limites de ce causse, mis à part ce secteur sud-ouest, sont presque entièrement constituées par des falaises ou des escarpements. (...). Cette série calcaire repose sur un substratum marneux ou marno-calcaire qui, au pied des falaises de bordure, forme un glacis plan, bien réglé, couvert d'éboulis quaternaires". Ce contexte géologique est illustré aux annexes A.4.1.b. et A.4.2.

FRACTURATION

Sur l'ensemble du Causse de l'Hortus, une analyse de fracturation fut effectuée à trois échelles différentes:

- les différents levés de terrain effectués selon la méthode de Kiraly (1969) et répartis sur le causse montrent pour tous les levés une direction de fracturation préférentielle en N140-150°. Cette direction représente d'après Durand (1992), les décrochements dextres associés à la compression pyrénéenne (cf. annexe A.4.3.b). Les directions des systèmes secondaires de fracturation sont par contre très variables d'un endroit à l'autre du Causse. La densité de fracturation est également variable d'un site à l'autre et apparaît liée à l'épaisseur des strates et à la nature lithologique de celles-ci (Durand 1992)
- sur photo aérienne au 1: 15'000, l'ensemble des linéaments pris en compte (1897 fractures) présente deux systèmes préférentiels de fracturation. Le système prédominant est orienté N140-160° et comprend 22% des fractures relevées. Le second est orienté N000-020° et comprend 16.4% des fractures relevées (Durand, 1992). Ces directions préférentielles de fracturation sont, comme précédemment, attribuées à la phase de déformation pyrénéenne. Pourtant, en subdivisant cet ensemble de linéament en sous-régions, la distribution directionnelle des fractures et leur densité apparaît spatialement hétérogène. Outre la direction N140-150° toujours bien représentée, d'autres directions préférentielles apparaissent clairement et semblent, dans certains cas, propres aux différentes sous-régions (A.4.3.a).
- l'analyse d'images satellites (SPOT-1-HRV, 1: 50'000 et 1: 200'000) a permis de mettre en évidence des linéaments kilométriques. Qualitativement, le Sud et le Sud-

Ouest du Causse montrent une prédominance des linéaments de direction N100-110° alors que le reste du massif présente deux directions préférentielles: N140-160° et N000 à N020°.

2.2.2. HYDROGÉOLOGIE ET KARSTIFICATION DU CAUSSE

Les calcaires valanginiens inférieurs du Causse de l'Hortus constitueot un aquifère perché. Cet aquifère de 80 à 120 m de puissance est limité vers le bas par les formations peu perméables que sont les marnes et marno-calcaires du complexe valanginien inférieur/Berriasien supérieur. Cet aquifère est libre sauf dans sa partie Sud où il est recouvert par les formations paléocènes peu perméables du bassin de St-Martin-de-Londres (annexe A.4.2).

Cet ensemble aquifère d'environ 50 km² est subdivisé en 4 sous-bassins dont les limites sont approximatives. Le sous-bassin principal couvre la zone sud et centrale du Causse. Il alimente deux sources de débordement au Sud-Ouest du Causse: la source pérenne principale du Lamalou et celle, secondaire et connexe, du Crès. Une carte hydrogéologique de ce complexe aquifère est présentée à l'annexe A.4.2

Une étude portant sur les directions de karstification de l'ensemble du Causse (Sauret, 1977; Durand, 1992) montre que la direction des réseaux karstiques inactifs présente deux modes bien individualisés (N000-020°, N080-100°) qui correspondraient aux directions des déformations pyrénéennes, respectivement à la direction de la contrainte σ_1 et aux failles inverses (cf A.4.3.b, en bas). Les réseaux actifs présentent 3 directions dont la mieux représentée est le N020-040° et les deux directions secondaires en N060-080° et N140-160°. Il n'y a donc de concordance exhaustive ni avec les maxima de fracturation relevés sur photo aérienne (N000-020° et N140-160°) ni avec les 2 directions jugées les plus favorables à la karstification (N040° et N120-130°) suite à la distension oligo-miocène (Durand 1992). Cette observation incite ce dernier auteur à considérer la combinaison "gradient hydraulique - joints de stratification - pendage des couches" comme prépondérante (sur l'histoire tectonique du milieu) pour expliquer l'orientation des réseaux karstiques principaux.

Site du Lamalou

2.2.3. GÉOLOGIE ET FRACTURATION

Le secteur H1 que nous avons cartographié par VLF-R pluridirectionnel, est situé sur le bassin versant principal du Causse, à l'amont immédiat de la source du Lamalou. Sa situation est indiquée à l'annexe A.4.4. La lithostratigraphie locale est constituée de calcaires bioclastiques du Valanginien inférieur reposant sur des marnes et marno-calcaires du complexe "Valanginien inférieur-Berriasien supérieur". Au droit du site, la

puissance de ces calcaires est supérieure à 80m (forage) et pourrait atteindre 100m . Le pendage est de N150/10° et l'ensemble du site apparaît fortement fracturé (fractures verticales) et karstifié. Sauf rares exceptions, ce site ne comporte pas à proprement parler de sol.

FRACTURATION DU SITE

Le site du Lamalou a fait l'objet d'une étude de fracturation détaillée sur la base de levés de fissuration (en surface et à l'intérieur du réseau karstique) et d'analyse de linéaments sur photo aérienne. Un levé de surface au droit du site expérimental (Cbevalier, 1988) montre deux directions préférentielles des fractures métriques (N100-120° et N040-050°) et une direction secondaire en N010° (cf. annexe A.4.5, centre). Ces directions sont différentes des 3 directions des fractures hectométriques (N000°, N130° et N150°) relevées dans cette zone sur photo aérienne (cf. A.4.5, gauche) . D'autre part, un levé sur un secteur lapiézé, situé environ 100m plus au Nord du site, montre 2 directions de fracturation karstifiée (N030° et N060°) et une direction de fractures calcifiées serrées en N135° (Durand 1992). Les variations sensibles entre les différentes observations de surface amènent ce dernier auteur à conclure qu'en plus de problèmes techniques lors des levés, les stations de mesure fournissent des résultats non extrapolables à l'ensemble de ce secteur du Causse.

Les relevés de fracturation effectués dans la cavité montrent deux directions préférentielles N110° et N130-140° qui correspondent mieux aux directions repérées sur photo aérienne (cf. A.4.5, haut à droite). D'autre part, les directions des galeries karstiques montrent une orientation nettement préférentielle en N040-060 et un pic secondaire en N120-130° (cf. A.4.5, bas à droite).

L'ensemble de ces levés amène Durand (1992) aux **conclusions générales** suivantes:

- les fractures N100-130° se retrouvent en surface (photos et levés de terrain) et en profondeur (cavité karstique) et sont bien représentées. Elles apparaissent cependant peu dans la direction des galeries car elles sont plus ou moins perpendiculaires au gradient hydraulique général,
- les fractures N040-050° bien représentées en surface (levés de terrain) n'apparaissent que peu dans les cavités. Cet effet est attribué au filtrage sélectif de cette direction de fracturation par l'orientation parallèle de la majeure partie du réseau. Par contre ces fractures sont très karstifiées du fait de leur orientation subparallèle d'une part au gradient général (N220°) et d'autre part à la direction des joints de stratification (N060°);
- les relations entre les levés de surface et les levés en profondeur sont peu évidentes et prouvent que les fractures observées à l'échelle du site présentent des extensions verticales limitées, généralement inférieures à 15m.;

- la direction de karstification principale du site est donc plus conditionnée par la direction du gradient (N020°) et par la géométrie des couches (stratification N060°, pendage 10°S) que par les ouvertures et les mouvements verticaux créés lors des dernières phases tectoniques.

On note cependant que la direction générale des écoulements concorde avec celle de l'axe général de la structure synclinal du Causse de l'Hortus.

2.2.4. BASE DE DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Ce site a fait l'objet d'une cartographie VLF-R à l'amont proche de la source du Lamalou. La situation du secteur H1 est présentée à l'annexe A.4.4 et celle des points de mesure est présentée à l'annexe A.4.6. Le secteur cartographié est un carré de 300 m de côté subdivisé en mailles de 15 m de côté aux noeuds desquels se trouvent les stations VLF. Les stations manquantes se trouvent en des endroits non mesurables. Les directions de mesure utilisées sont le N010° (16.4 kHz), le N120° (20.3 kHz) et le N150° (16.0 ou 19.0 kHz). L'emplacement de ce secteur fut choisi essentiellement en fonction de la connaissance géologique (forages), tectonique (fracturation) et karstologique (réseau du Lamalou).

Trois profils EMB furent effectués en bordure Nord-Est de H1, le long du chemin représenté à l'annexe A.4.4.

Des mesures géoélectriques avec dispositif Wenner offset (selon Barker 1981) ont été tentées, mais les conditions de terrain déplorables (contact au sol souvent inexistant, calcaire compact affleurant, couverture végétale arbustive dense et lapiez prononcés) ont rendu cet exercice vain.

* * *

2.3. SITE 3 - GRANITE DE L'ALBTAL - SITE DE LINDAU

La situation géographique du site de Lindau est indiquée à l'annexe A.5.1.a. Ce site a été choisi pour les raisons principales suivantes:

- il est situé sur un pluton granitique dont la structure des hétérogénéités géologiques (filons hydrothermaux, fractures) est reconnue par quelques 200 forages carottés et une galerie de reconnaissance de 460 m de long.
- ce massif est étudié depuis les années 60. Il a donc bénéficié d'études topographiques, géologiques et hydrotechniques et, depuis 1987, il fait l'objet d'une étude hydrogéologique détaillée menée par le département de géologie appliquée de

l'Université de Karlsruhe (Himmelsbach et al. 1992).

- il est situé dans un milieu à forte densité végétale (Forêt Noire) et à recouvrement d'altérites empêchant toute analyse précise par photographie aérienne ou image satellite.

La description de ce terrain est extraite de l'étude hydrogéologique synthétique effectuée par le département de géologie appliquée de l'Université de Karlsruhe (AGK) et plus spécifiquement par Himmelsbach et al. (1992). Cette étude initialement entreprise dans le cadre d'un projet de barrage hydroélectrique par la SCHLUCHSEEWERKE AG (cf. A.5.1.a, A.5.1.b) a été poursuivie par l'AGK dans le but de déterminer les caractéristiques hydrauliques de ce milieu.

2.3.1. GÉOLOGIE ET FRACTURATION DU MASSIF

Le pluton granitique d'Albtal présente une surface d'affleurement d'environ 125 km² et est situé à la pointe Sud de la Forêt Noire (Schwarzwald, Allemagne). Il est entouré de gneiss anatectiques à ses bordures Est et Ouest, de paragneiss au Sud et par le granite du Schluchsee et par des gneiss polymétamorphiques à sa bordure Nord.

Le granite d'Albtal présente une structure porphyroblastique à grands feldspaths dans une matrice granodioritique. En surface, le granite est altéré en un sable granitique fin nommé "Berglersand". Cette couverture d'altérites varie en puissance. En de rares endroits elle atteint plus de 25 m, mais son épaisseur normale fluctue entre 5 et 10 mètres; elle est quasi absente dans le fond de la vallée (en érosion active) du Schwarzenbach.

Dans son ensemble, ce massif granitique est affecté de zones de fractures NW-SE à NNW-SSE. Ces fractures datées de l'extension EW à NE-SW du Permo-Carbonifère causèrent l'intrusion associée de dikes porphyriques et rhyolitiques.

2.3.2. GÉOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DU SITE

Le site de Lindau est situé dans la partie Nord-Est du granite de l'Albtal. Sa reconnaissance est basée sur quelques 200 forages carottés représentant 12'510 m de longueur cumulée. La carte géologique du site est présentée à l'annexe A.5.2.

L'une des raisons ayant motivé une étude hydrogéologique aussi détaillée est la présence, au sein de ce massif granitique, de structures filoniennes. La plus importante est le filon minéralisé "Hermann" mis en place au Post-Varisque et constitué de quartz, baryte, fluorite, galène et pyrite. Sur le site, ce filon est orienté environ N005° et son pendage varie entre 075°E et 085°E. Comme plusieurs failles subparallèles, produites par des cisaillements récents, affectent cet ensemble filonien, ce dike varie en épaisseur. Son épaisseur moyenne est cependant de l'ordre du mètre. L'ensemble de la bordure

granitique fracturée et altérée par hydrothermalisme entourant ce filon est évalué à 10 m.

Les secondes structures sont des filons porphyriques et rhyolitiques représentant une phase magmatique différente de celle de la matrice granitique. Leur orientation est NW-SE et leur pendage environ 75°NE. L'épaisseur de ces filons peut atteindre 100 m bien que seulement trois d'entre eux furent reconnus par forages, les autres étant localisés par prospection géophysique. Leur intrusion est datée du Post-Varisque et est liée, comme dit précédemment, à l'extension EW à NE-SW du Permo-Carbonifère.

HYDROGÉOLOGIE DU SITE DE LINDAU

La matrice du granite de l'Albtal est globalement considérée comme peu à pas perméable ($k_f = 10^{-9}$ à 10^{-11} m/s) et les écoulements souterrains apparaissent essentiellement liés aux hétérogénéités (fractures, failles) dont la perméabilité est nettement plus élevée ($k_f = 10^{-6}$ à 10^{-5} m/s).

L'élément hydrogéologique majeur de ce site est le filon "Hermann". Sa perméabilité est due à la fois à des dissolutions minérales secondaires et aux fractures de ses marges granitiques. Son rôle de drain "régional" est prouvé par l'abaissement généralisé du niveau piézométrique vers la structure puis le long de son extension en direction du niveau de base (sources). L'influence latérale de ce filon et de ses marges fracturées sur la piézométrie est évidemment variable mais porte en moyenne à 50 m de part et d'autre de la structure. Ce filon est caractérisé par Himmelsbach (1992) comme un milieu à double porosité.

Les filons secondaires (porphyres et rhyolites) sont associés à des zones de fractures majeures et apparaissent intensément fracturés à proximité de leur contact avec le granite de l'Albtal. Cette fracturation est subparallèle à ces filons et produit des axes de drainage secondaires par rapport à celui du filon Hermann. Des alignements de résurgences secondaires sont associés à la présence de ces filons.

2.3.3. BASE DE DONNÉES GÉOPHYSIQUES

2.3.3.1. Mesures RMT-R pluridirectionnelles

Trois secteurs furent cartographiés sur ce site par RMT-R. Ces secteurs L1, L2 et L3 sont situés sur fond géologique à l'annexe A.5.2 et sont décrits et situés plus précisément aux annexes A.5.3.a et A.5.3.b.

2.3.3.2. Mesures EMB

Plusieurs séries de mesures EMB furent effectuées ponctuellement en mode trainé et en mode sondage (géométrique, de fréquence, pluridirectionnel). Ces séries de mesures sont

décrites à l'annexe A.5.3.a, mais n'apportent que peu d'information complémentaire sur la structure d'un milieu aussi hétérogène.

* * *

2.4. GRES DE KOUTIALA BANDIAGARA - SITE DE TOMINIAN

Le site de Tominian -Mandiakuy -Yorosso (TMY) est situé dans la partie Sud-Est du Mali (cf. Annexe A.6.1). Il constitue une base de données EMB que nous utilisons régionalement pour les deux raisons suivantes:

- il est situé sur un plateau gréseux fracturé où les contrastes électriques entre la matrice et les zones fracturée sont faibles;
- il est situé dans un milieu aride à faible couverture végétale et à variations topographiques quasi inexistantes.

Ce site a été cartographié dans le cadre d'une prospection hydrogéophysique du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel (Bieler 1992).

2.4.1. GÉOLOGIE ET FRACTURATION DES GRES

Ce site est décrit par Bieler (1992). La région cartographiée se trouve dans le prolongement S-W du plateau de Bandiagara. Ce plateau sans relief s'étend sur une longueur de 100 km.

Les formations rocheuses du plateau de Tominian-Mandiakuy-Yorosso sont constituées de grès non datés mais attribués au Protérozoïque supérieur. Ces grès sont subdivisés en deux unités: les grès de Koutiala dans la partie Sud et les grès de Bandiagara dans la partie Nord.

Ces formations gréseuses de plus de 100m de puissance reposent sur le socle cristallin du bouclier de Man (dorsale de Leo) avec un pendage vers le NW de 2 à 4 %.

Ces grès affleurent rarement car ils sont très souvent recouverts de sédiments meubles argileux et sableux du Quaternaire et du Continental Terminal. La puissance de cette couverture est variable et peut atteindre quelques dizaines de mètres.

FRACTURATION

Du fait de la couverture et de l'absence de relief, la fracturation ne peut être levée qu'à l'échelle des photos aériennes et satellites ou à celle très ponctuelle des forages. Très globalement, les grès de Koutiala apparaissent généralement fracturés alors que ceux de

Bandiagara le sont moins.

La direction des grands linéaments observés dans ces formations se divise en deux classes principales: NNE-SSW et E-W.

2.4.2. HYDROGÉOLOGIE

L'hydrogéologie de la région T.M.Y est peu connue. Cette dernière se trouve en région aride avec une pluviométrie annuelle entre 300 et 700 mm (moyenne = 460 mm).

L'eau s'infiltrant alimente deux complexes aquifères:

- l'aquifère superficiel formé par les sédiments à porosité interstitielle de la couverture sablo-argileuse. Cet aquifère est généralement libre et limité vers le bas par le substratum gréseux.
- l'aquifère inférieur formé par les formations gréseuses à porosité de fractures. Cet aquifère est constitué de plusieurs compartiments aquifères dont les inter-relations sont peu connues.

La cartographie géophysique portait exclusivement sur la localisation des zones fracturées de ce complexe aquifère gréseux.

2.4.3. BASE DE DONNÉES GÉOPHYSIQUES

La cartographie géoélectromagnétique fut effectuée par EMB sur 19 secteurs. Pour chaque secteur étudié les dispositifs suivants furent utilisés:

- le profil inphase/outphase/résistivité (profil IOR) avec les bobines à axes verticaux, une séparation inter-bobines de 80 m et deux fréquences à 3520 Hz (inphase, outphase) et 220 Hz (inphase, outphase et résistivité);
- le sondage de fréquence (SF) avec les bobines à 56 ou 80 m de séparation;
- le sondage géométrique (SG) à 8 points de mesures entre 10.0 et 113 m (mesure de l'inphase, outphase et résistivité en chacun des 8 points);
- le sondage plunidirectionnel (SPD).

La description de ces 19 secteurs figure à l'Annexe A.6.2.

=====

Chapitre 3

LA MESURE RMT

Comme nous l'avons dit en introduction, les répoyses radiomagnétotelluriques réelles en milieu fracturé sont encore mal connues et l'applicabilité de cette méthode est fréquemment controversée.

Ce premier chapitre de résultats permet d'évaluer l'importance des effets parasites en milieu hétérogène. Nous présentons diverses vérifications *in situ* concernant l'erreur expérimentale, la reproductibilité de la mesure, la distribution globale des variables mesurées en fonction du contexte géologique régional.

L'importance des effets dus à l'orientation du dispositif, aux émetteurs utilisés et aux variations topographiques est également discutée.

3.1. REPRODUCTIBILITE AVEC DISPOSITIF FIXE.

La précision instrumentale des différents prototypes utilisés est indiquée dans les caractéristiques techniques (annexe A.2). *In situ*, cependant, la mesure peut être influencée par diverses sources de parasitage électromagnétique.

Un test de reproductibilité RMT-R est représenté à la figure 3.1. Il fut effectué au Nord de la ville de Neuchâtel (coordonnées 561250/256400, carte topographique de la Suisse N°1144 au 1:25'000) sur un calcaire kiméridgien fracturé. Pour effectuer ce test, le dispositif demeure fixe et la mesure est répétée (environ 30 fois). Ce test fut effectué pour différentes gammes de fréquences, soit à 183.0 kHz (série 1), à 75.0 kHz (série 2) et à 16.0 kHz (série 3). L'extinction manuelle du signal à 75.0 kHz fut effectuée par un opérateur sans aucune expérience préalable.

On note que l'**erreur expérimentale** sur dispositif fixe est négligeable pour les trois fréquences et qu'elle est peu dépendante de l'expérience de l'opérateur. Il faut toutefois préciser que l'utilisation d'émetteurs trop lointains ou trop parasités peut empêcher toute mesure.

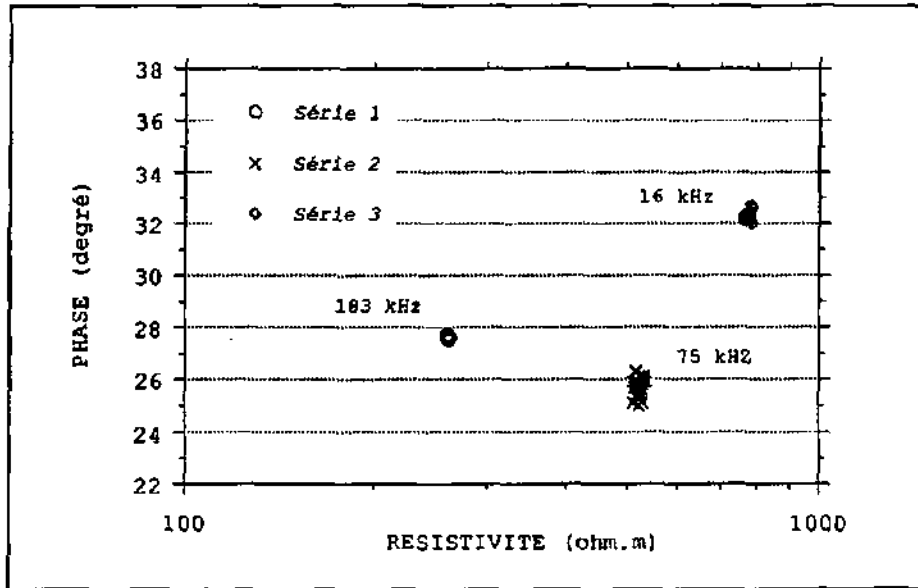


Fig. 3.1. Mesures RMT-R effectuées au même point sans déplacement du dispositif. Les mesures de la série 2 (75 kHz) sont réalisées par un opérateur sans expérience préalable. Site calcaire de tête plumée (Neuchâtel, Suisse).

3.2. REPRODUCTIBILITÉ AVEC DISPOSITIF MOBILE.

Ce test de reproductibilité est plus proche des conditions réelles de mesure car le dispositif est redéployé pour chaque nouvelle mesure au même point. La figure 3.2 présente une

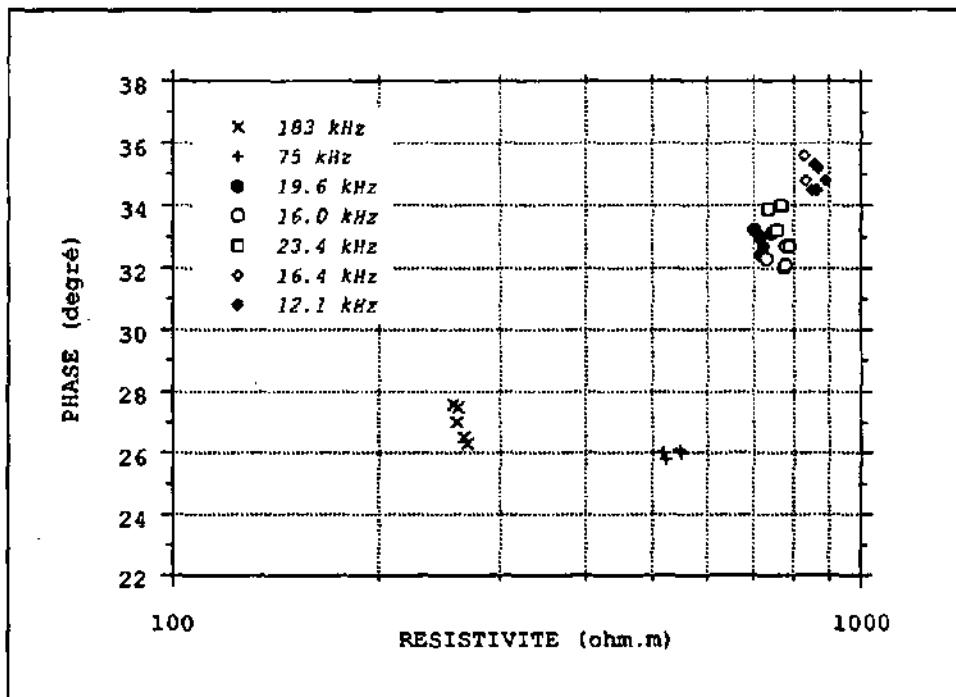


Fig. 3.2. Mesures RMT-R effectuées au même point avec redéploiement du dispositif entre chaque série de mesure. Les émetteurs utilisés n'ont pas tous la même direction. Site calcaire de tête plumée (Neuchâtel, Suisse).

série de mesures **RMT-R** effectuées à des jours différents, mais à la même station que celle de la figure 3.1. On note que la variation de phase reste faible ($\pm 1^\circ$) et que celle de résistivité atteint un écart maximum d'environ 10 %.

La reproductibilité de la mesure d'outphase en **VLF-EM** (cf. § 1.1.3) en acquisition continue est illustrée à la figure 3.3. Il s'agit de trois séries de mesures effectuées le long d'un même profil mais pour des conditions expérimentales différentes (date d'acquisition, sens de profilage et vitesse de profilage):

- série A: 30 avril 92, profilage Sud vers Nord, vitesse de profilage = 41 m/min.
- série B: 30 avril 92, profilage Nord vers Sud, vitesse de profilage = 42 m/min.
- série C: 25 avril 92, profilage Sud vers Nord, vitesse de profilage = 58 m/min.

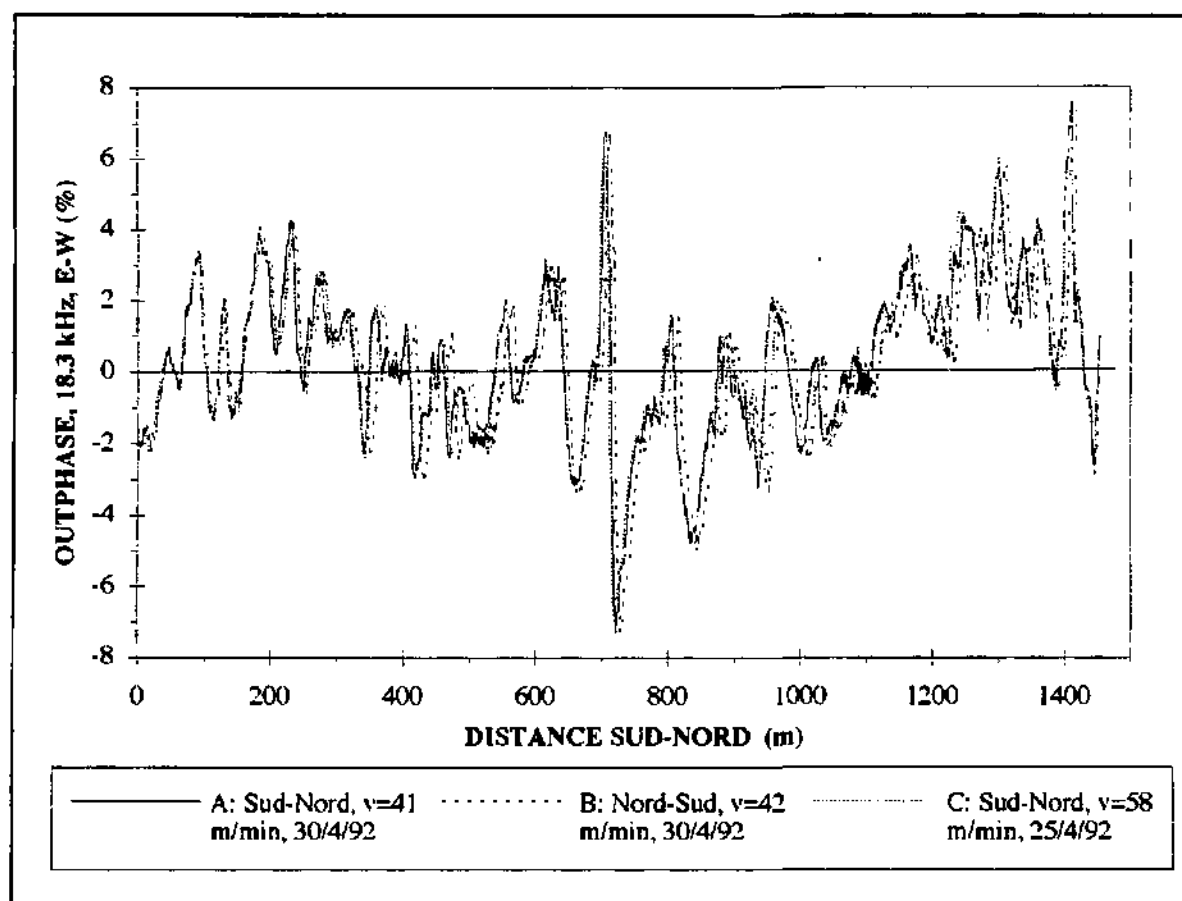


Fig. 3.3. VLF-EM. Acquisition en continu de l'outphase sur un profil parallèle à une zone de faille. Site calcaire de Vaumacon (Suisse, canton du Jura) Ce profil de mesure est répété 3 fois dans des conditions expérimentales différentes (date de la mesure, sens de profilage, vitesse de profilage, cf. texte).

Ce profil visant à tester la sensibilité de la méthode VLF-EM (cf. Turberg, Müller 1992) est effectué parallèlement à une zone de faille en milieu calcaire subaffleurant, de résistivité moyenne de matrice égale à environ 700 ohm.m.

La reproductibilité d'outphase entre les trois séries de mesures est bonne quelque soit les conditions expérimentales. Les décalages horizontaux entre les trois courbes sont dus

essentiellement à l'irrégularité de la vitesse de profilage.

Il faut toutefois remarquer qu'un test identique (VLF-outphase), réalisé sur le site de l'Hortus a montré des différences, localement significatives, de reproductibilité. Ces différences sont attribuées à la très forte hétérogénéité latérale du milieu et à sa résistivité moyenne plus élevée (env. 3000 ohm.m).

3.3. SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DES MESURES EM

En admettant que la qualité technique des appareils utilisés et les erreurs expérimentales produisent un bruit de fond négligeable sur la mesure magnétotellurique, il convient de montrer que les valeurs électromagnétiques mesurées sont cohérentes entre elles et représentatives (pour le moins) du contexte géologique régional.

Cette analyse globale est basée sur l'ensemble des données acquises au cours de cette recherche sur les 4 sites expérimentaux. Il s'agit de:

- Bure: 2880 mesures de résistivité et de déphasage effectuées en plusieurs fréquences vlf sur l'ensemble des secteurs B1 à B17.
- Hortus: 996 mesures de résistivité et de déphasage effectuées en trois fréquences vlf sur le secteur H1.
- Lindau: 1754 mesures de résistivité et de déphasage effectuées en trois fréquences vlf sur les secteurs L1, L2 et L3.
- Tominian: 1972 mesures de résistivité et d'outphase effectuées à 220 Hz avec bobines horizontales coplanaires ($s = 56$ m) sur les secteurs T1 à T18.

A titre comparatif, deux sites supplémentaires en milieux à porosité d'interstices sont utilisés comme référence de milieux "homogènes". Il s'agit :

- du site de **Cornol** (Jura tabulaire, JU, Suisse) avec 728 mesures de résistivité et de déphasage effectuées à 19 kHz sur un secteur d'environ 3.8 km². Le contexte est celui d'un remplissage tertiaire constitué d'une couverture de colluvions, loess et alluvions quaternaires à forte composante argilo-silteuse (0 à 10 m de puissance) surmontant une marne silteuse (molasse alsacienne) dont la puissance est évaluée à une centaine de mètres;
- du site d'**Hunzenschwil** (Bassin Molassique, AG, Suisse) avec 689 mesures de résistivité et de déphasage effectuées à 19 kHz sur un secteur d'environ 3.0 km². Le contexte est celui d'un milieu à porosité intersticielle du bassin molassique suisse. Le soubassement est constitué de dépôts lacustres argileux surmontés de dépôts fluviaux hétérogènes graveleux à sablo-graveleux, eux-mêmes localement surmontés de terrains morainiques de couverture.

Les histogrammes de fréquence de la figure 3.4 présentent la distribution du log des résistivités apparentes et du déphasage de l'ensemble des valeurs VLF-R sur les sites de Cornol et d'Hunzenschwil.

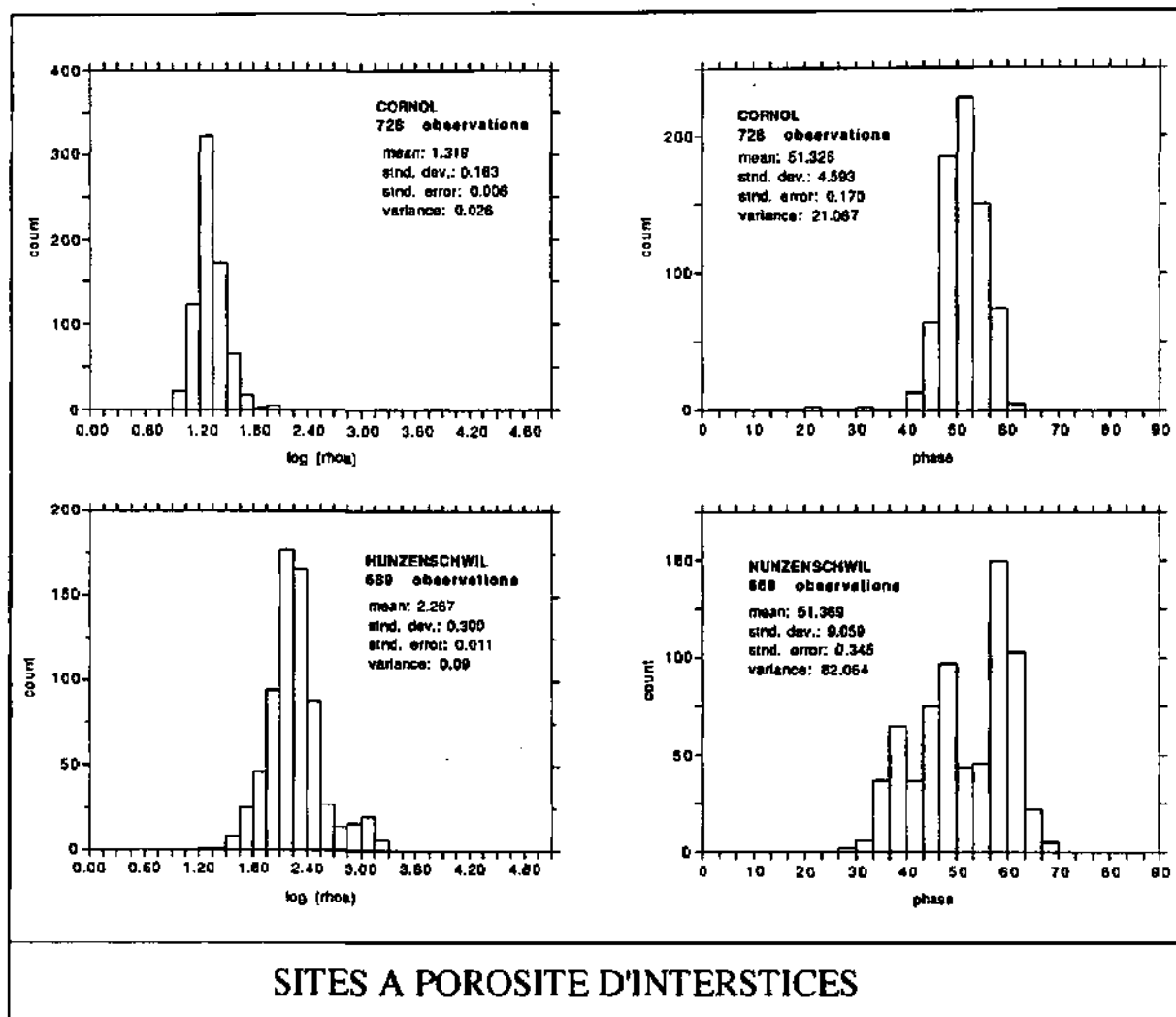


Fig. 3.4. Distribution de fréquence des résistivités apparentes et des déphasages mesurés en VLF-R sur les sites à **porosité d'interstices** de Cornol (haut) et d'Hunzenschwil (bas).

Le site de **Cornol** est essentiellement bicouche et suffisamment homogène latéralement pour que les effets EM directionnels soient négligeables (situation 1D). Il présente logiquement une distribution unimodale pour les résistivités comme pour les phases. En fonction du contexte géologique, les résistivités doivent être globalement faibles (marnes silteuses) et les déphasages supérieurs à 45° (couverture alluvionnaire sur marnes silteuses). C'est effectivement ce que démontrent les deux histogrammes avec une moyenne à 21 ohm.m et à 51° de phase. Notons que la dispersion autour de la moyenne est faible pour les deux paramètres, ce qui confirme la faible hétérogénéité du milieu.

Le site d'**Hunzenschwil** appartient aux terrains habituellement considérés comme

suffisamment homogènes pour que les effets EM directionnels soient négligeables (situation 1D). La distribution γ est bimodale pour les résistivités et dispersée pour les phases. Cette bimodalité de résistivité exprime la présence de terrains essentiellement sableux à sablo-graveleux dans lesquels se trouve une faible proportion de chenaux graveleux (reconnus par forages). La dispersion des phases met en évidence une variabilité non négligeable de la géométrie des dépôts fluviaux.

La figure 3.5 présente, de façon similaire, les données EMB (résistivité et outphase) du site gréseux de **Tominian** et les données VLF-R pluridirectionnelles du site marno-calcaire de **Bure**, du site calcaire de l'**Hortus** et du site granitique de **Lindau** (rhoa et phase).

Les valeurs de **Tominian** furent acquises sur des trainés EMB d'orientations diverses, avec bobines à axe vertical, séparation de 56 m et fréquence de 220 Hz. Les deux paramètres présentent des distributions unimodales peu dispersées attestant d'un contexte géoélectrique relativement homogène. La valeur de résistivité moyenne de 135 ohm.m apparaît cohérente avec la nature sablo-limoneuse des grès et l'on remarque effectivement que les zones fracturées ne se démarquent pas (ou peu) des zones de matrice.

La distribution de ces deux variables sur le site de **Lindau** est unimodale et relativement peu dispersée, surtout pour les résistivités. Les valeurs moyennes de 1230 ohm.m avec les 2/3 des valeurs (± 1 écart-type) comprises entre 700 et 2100 ohm.m attestent d'un milieu globalement résistant. La distribution quasi totale des valeurs de déphasage au-dessous de 45° est également cohérente avec la présence d'un conducteur de surface (sol et **Berglersand**) surmontant un milieu plus résistant (massif granitique d'**Albtal**).

Bien que représentant un milieu calcaire très karstifié, la distribution des valeurs de l'**Hortus** est unimodale mais dispersée. Les résistivités élevées sont en accord avec la présence de calcaires globalement compacts sans recouvrement conducteur. Le contexte stratigraphique modal se dégage nettement à 55° indiquant la présence d'une couche conductrice basale, probablement celle des marnes du complexe Valanginien inférieur/Berriasien supérieur (cf. A.4.1).

Les histogrammes de **Bure** comprennent l'ensemble des mesures VLF pluridirectionnelles effectuées sur les secteurs B1 à B17. Les deux distributions sont bimodales et très dispersées. Les modes sont situés à environ 50 et 400 ohm.m mais la distribution couvre une gamme très large de 20 à 5600 ohm.m. La bimodalité des résistivités démontre la dualité géoélectrique de ce milieu où se succèdent des formations marneuses et calcaires. De même, leur dispersion élevée démontre la diversité géologique de ce plateau où sont intégrés les différentes lithologies, les effets de fracturation, les

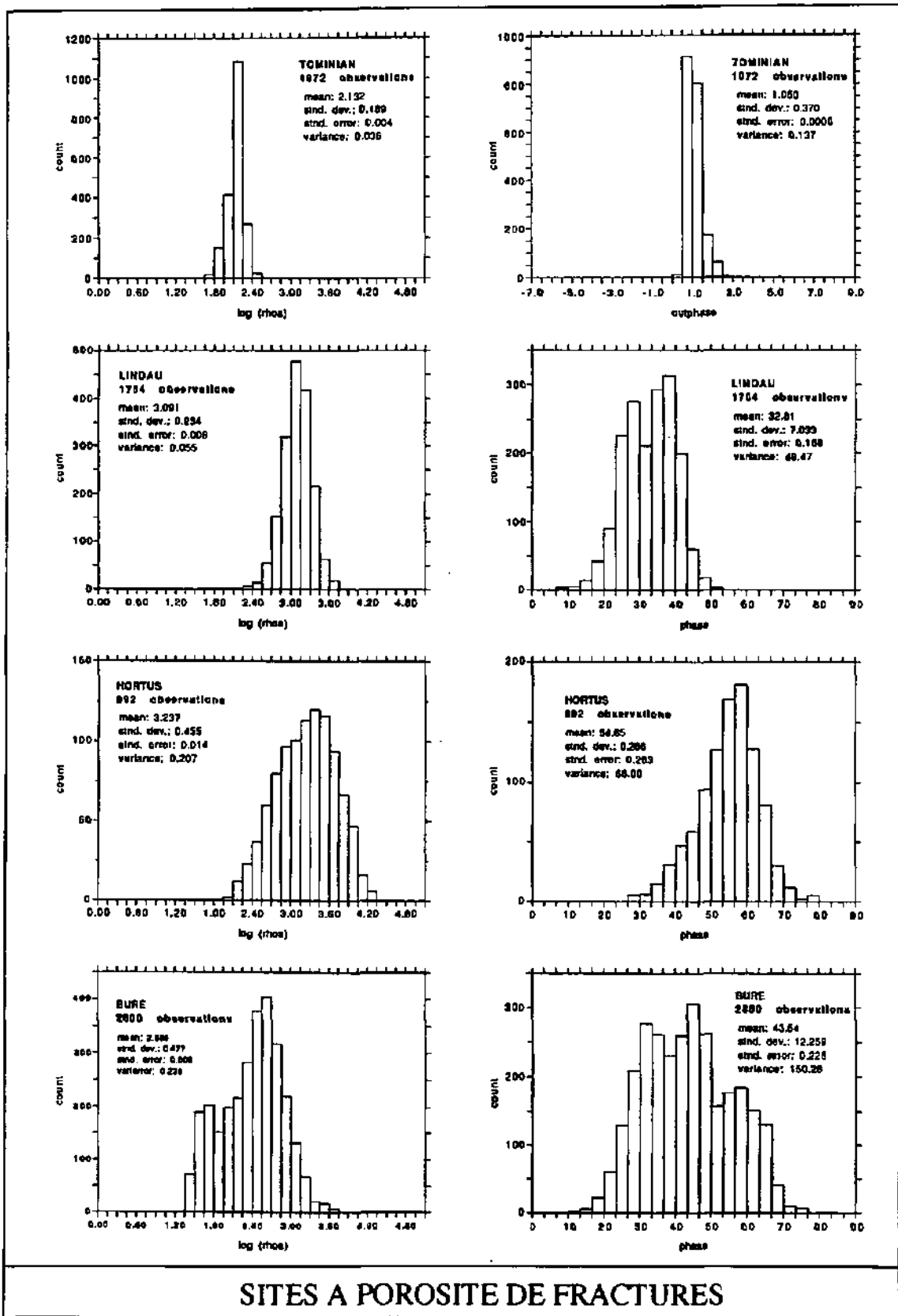


Fig. 3.5. Distribution de fréquence des résistivités apparentes et de l'outphase mesurés en EMB sur les formations gréseuses de Tominian. Distribution de fréquence des résistivités apparentes et des déphasages mesurés en VLF-R sur le granite de Lindau et sur les sites calcaires de Bure et de l'Hortus.

zones calcaires altérées et les sédiments meubles de couvertures. Les déphasages présentent une distribution globalement bi- à trimodale, très dispersée. L'interprétation globale de cette distribution n'est pas souhaitable car elle regroupe un ensemble de contextes stratigraphiques trop différents. Nous discuterons de l'interprétation plus détaillée du déphasage sur le plateau de Bure au chapitre suivant.

En résumé, les figures 3.4 et 3.5 montrent que les informations électromagnétiques de résistivité et de déphasage apportent une information géologique **cohérente à l'échelle régionale**. Notons que cette cohérence apparaît malgré les effets de fréquence et les effets de polarisation électromagnétique engendrés dans les milieux hétérogènes.

Cette information géologique régionale porte sur la **nature globale** du milieu, sur la **lithostratigraphie générale** (présence d'une couverture, niveau argileux de base) et sur l'**hétérogénéité régionale** (liée aux variations lithologiques et structurales).

Le graphique de la figure 3.6 intègre les valeurs de résistivité de ces 6 sites parmi celles de formations géologiques de référence cités par Keller et Frischknecht (1979). Pour chaque cas, la barre représente le 95% des variations de résistivité observées et la limite entre les deux figurés représente la valeur moyenne. Ce graphique permet de constater la dispersion relativement importante des résistivités apparentes de nos sites, notamment dans le cas de Bure (B) et de l'Hortus (H).

3.4. LES PERTURBATIONS SUR LES MESURES RMT

Les distributions de fréquence présentées aux figures 3.4 et 3.5 permettent par leur mode de caractériser globalement les formations géologiques en présence. Nous savons par ailleurs qu'en milieu fissuré, les mesures EM sont influencées par l'orientation des structures conductrices et que cet effet pourrait être à la base de la dispersion élevée observée sur les valeurs RMT.

Il est également difficile de savoir si les différences directionnelles mesurées sont dues uniquement aux structures géologiques ou à un ensemble d'autres facteurs influençant la mesure directionnelle (qualité du signal, effet de fréquence, effet topographique). La figure 3.7 présente une série de 1477 mesures bidirectionnelles effectuées sur le transect N16 du site de Bure et recoupant l'ensemble des formations géologiques présentes le long de ce tracé (situation à l'Annexe A.3.1). La corrélation linéaire positive entre les mesures effectuées en Nord-Sud et en Est-Ouest est évidente et présente un coefficient de corrélation significatif de $r = 0.87$ pour les résistivités et de $r = 0.85$ pour les phases.

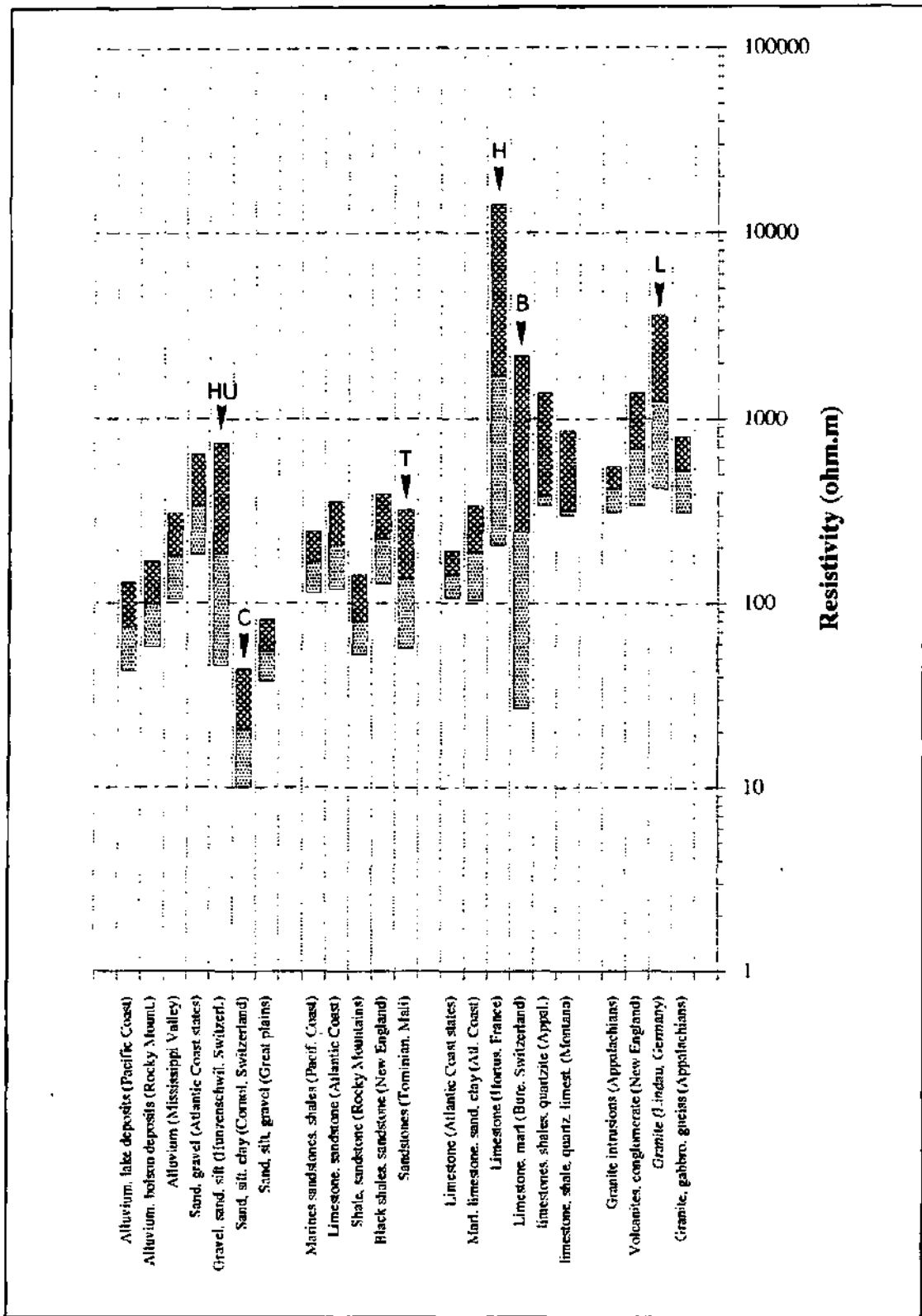


Fig. 3.6. Comparaison entre les résistivités apparentes mesurées sur les sites de Bure (B), Hortus (H), Lindau (L), Tominian (T), Cornol (C) et Hunzenschwil (HU) avec les résistivités de différentes formations géologiques mesurées autour de stations radio (US-NBS, valeurs tirées de Keller et Frischknecht, 1979). Pour chaque cas sont représentés le 95% des résistivités mesurées et leur valeur moyenne (limite entre les deux figurés).

Ces graphes de corrélation montrent également que les deux distributions sont plus ou moins centrées sur la droite $y = x$ qui représente un milieu géophysiquement unidimensionnel. Cela montre qu'à l'échelle de l'ensemble du plateau de Bure, il n'existe pas d'effet EM directionnel clairement préférentiel.

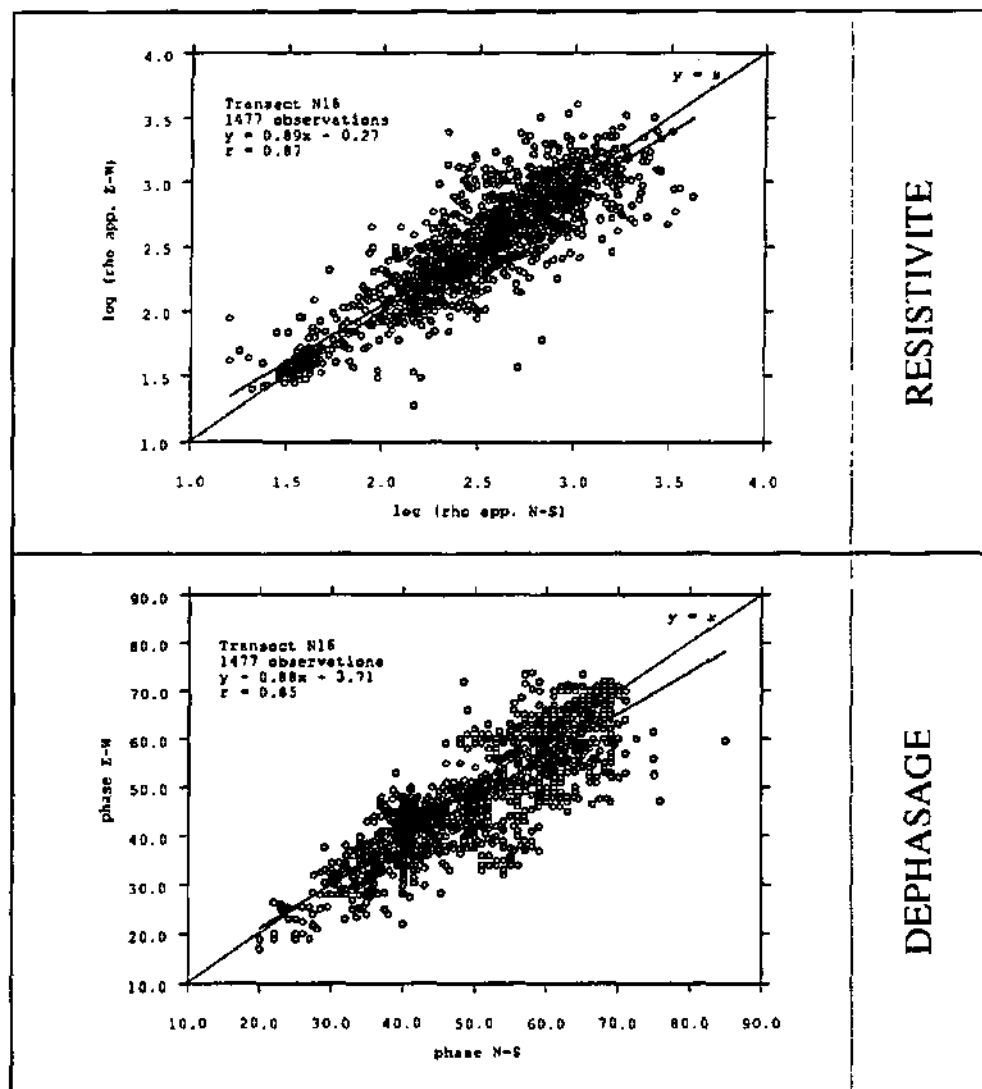


Fig. 3.7. Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en direction Nord-Sud et en direction Est-Ouest. Site de Bure, transect N16, ensemble des stations de mesure.

3.4.1. EFFET DE POLARISATION

L'utilisation de différents émetteurs vlf signifie généralement un changement d'orientation du dispositif par rapport aux éventuelles structures géologiques du milieu. Géophysiquement, les effets EM directionnels résultant de ce changement entre la direction de propagation du signal vlf et celle des structures géologiques devraient fournir des indications concernant l'anisotropie des structures du milieu donc, pour une situation tabulaire, concernant l'orientation de leurs fractures. Il s'ensuit que, sur de faibles

distances, la relation entre les valeurs mesurées en deux directions, si elle n'est pas totalement masquée par d'autres effets, doit être clairement différente d'un milieu homogène à un milieu hétérogène. C'est le cas illustré à la figure 3.8 où sont représentés deux tronçons adjacents de l'extrémité Nord du transect N16. Le premier tronçon est constitué de marnes surmontant des calcaires. Le second est constitué de calcaires dont la fracturation principale est vraisemblablement NNE-SSW.

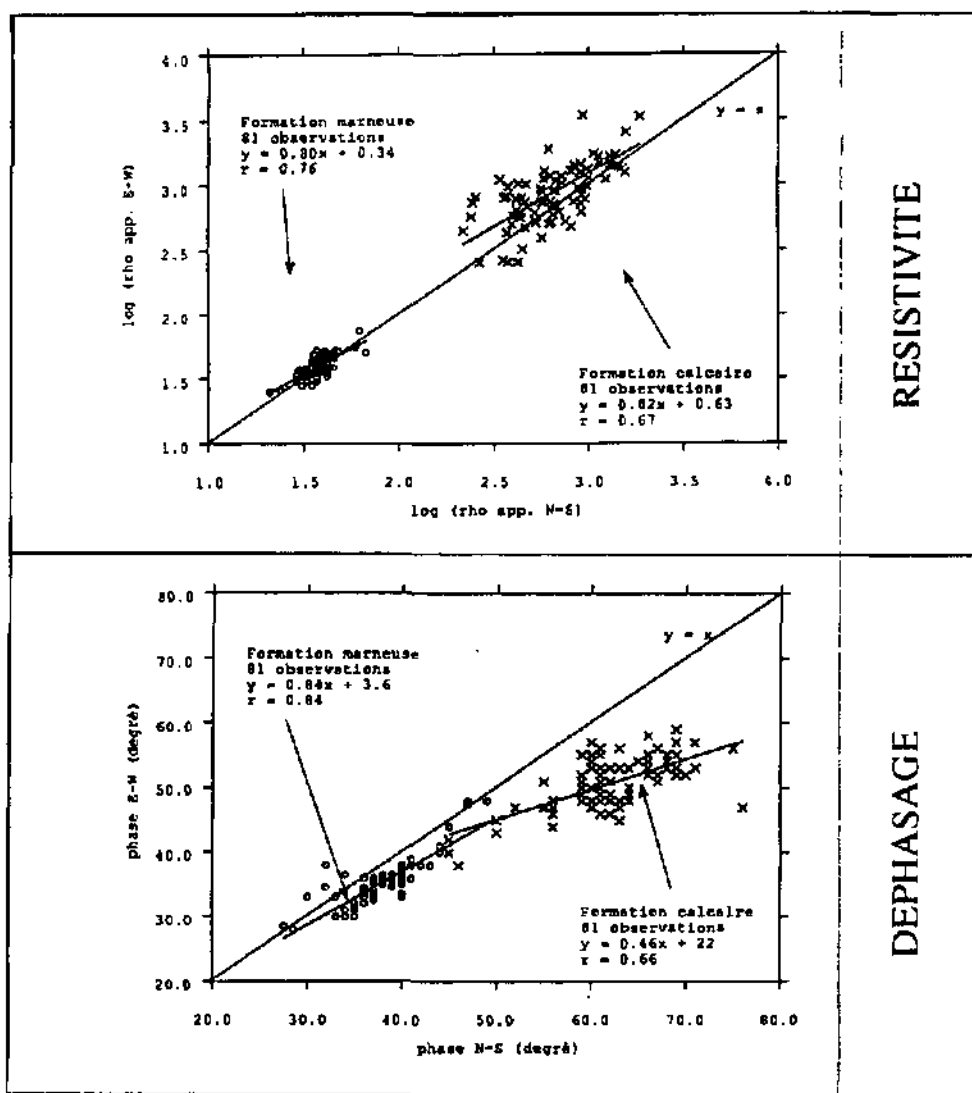


Fig. 3.8. Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en direction Nord-Sud et en direction Est-Ouest dans le cas d'un milieu marneux et d'un milieu calcaire adjacent. Site de Bure, transect N16, extrémité Nord du profil.

Pour les résistivités, la dispersion est logiquement plus accentuée pour les calcaires que pour les marnes, mais étonnamment le changement de relation entre les deux directions de mesures est peu visible. Pour les phases, le changement de cette relation est net et l'on observe effectivement que les effets EM directionnels sont faibles dans les marnes et logiquement plus accentués dans les calcaires fracturés. On observe en outre que les

phases mesurées dans les calcaires sont sans exception toujours plus faibles en E-W, direction probable de la polarisation E. Nous montrerons par la suite que les phases apparaissent effectivement plus fiables pour mettre en évidence les effets EM directionnels.

Sans être une preuve absolue (l'état de fracturation du massif en question ne pouvant être totalement déterminé), il est probable que le changement de relation observé sur les déphasages soit en majeure partie provoqué par les discontinuités du milieu.

3.4.2. INFLUENCE DE LA POSITION DE L'ÉMETTEUR

Outre sa direction et sa fréquence, l'émetteur vlf n'a théoriquement pas d'effet propre sur la mesure. Une démonstration par défaut consiste à comparer des couples de mesures en fonction de l'angle entre la direction de propagation de leur signal. Si un effet propre à l'émetteur perturbe de façon importante la mesure, il ne devrait pas y avoir de dégradation progressive de la corrélation avec l'augmentation de cet angle. On observe pourtant cette dégradation progressive sur les graphes de la figure 3.9 où nous utilisons une série de mesures vlf pluri-directionnelles (5 directions) effectuées sur les secteurs du site de Bure.

Il faut cependant noter que selon la géométrie des anomalies géologiques le cas de deux mesures semblables présentant des angles très différents est possible mais peu probable. Cette tendance à la dispersion progressive des résistivités et des déphasages avec

l'augmentation de cet angle apparaît alors surtout **dépendante** de la relation entre la direction du signal et celle des structures conductrices du milieu (effet géodirectionnel) et **aucun** effet propre aux changements d'émetteur n'est clairement apparent.

3.4.3. EFFET DE FRÉQUENCE

La profondeur de pénétration varie selon la résistivité du milieu et la fréquence du signal. Or, l'utilisation d'émetteurs de fréquences différentes entre 12 et 24 kHz produit un changement de cette profondeur. Il est alors possible qu'en milieu hétérogène ce changement de profondeur soit responsable des différences directionnelles mesurées. Si tel est le cas, **il serait alors faux** de considérer les différences directionnelles comme des indicateurs de structures orientées. En considérant les émetteurs utilisés, le changement de profondeur de peau (en mètres), dans notre gamme de résistivités, est calculé au tableau 3.1.

Deux éléments d'évaluation quant à l'importance de cet effet sont présentés ci-dessous.

Le premier est fourni par la figure 3.9. En effet le graphe de gauche représente une série de mesures sur différents contextes avec l'émetteur N110° à 16.9 kHz et l'émetteur N115°

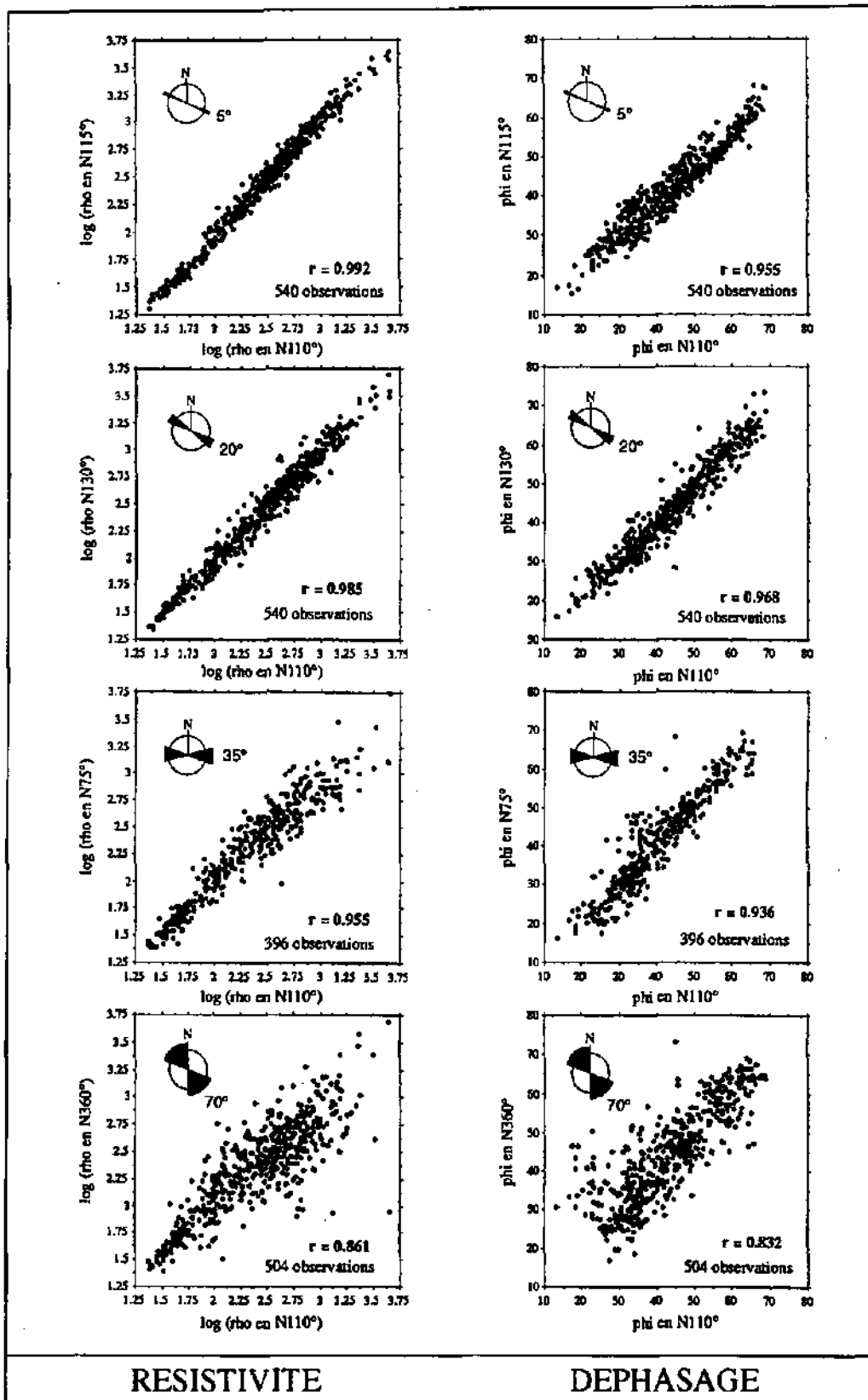


Fig. 3.9. Evolution de la corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110° (16.9 kHz) et les valeurs mesurées aux mêmes points en N115° (24 kHz), N130° (16 kHz), N075° (15.1 kHz) et N360° (12.1, 16.4 kHz). Site de Bure, secteurs pluridirectionnels. r: coefficient de corrélation.

à 24.0 kHz. Si l'effet de fréquence était prépondérant la corrélation serait moins élevée et la droite de régression plus éloignée de la droite d'identité $y = x$.

| | 18 ohm.m | 45 ohm.m | 450 ohm.m | 5600 ohm.m |
|-------------------|------------|-------------|-------------|--------------|
| 12.1 kHz | 19.4 | 31.6 | 97.0 | 342.2 |
| 15.1 kHz | 17.4 | 27.5 | 86.8 | 306.0 |
| 16.0 kHz | 16.9 | 26.7 | 84.4 | 297.6 |
| 16.4 kHz | 16.7 | 26.3 | 83.3 | 294.0 |
| 16.9 kHz | 16.4 | 26.0 | 82.0 | 290.0 |
| 24.0 kHz | 13.8 | 21.8 | 68.9 | 243.0 |
| Ecart max: | 6 m | 10 m | 28 m | 100 m |

Tab. 3.1. Variation de l'épaisseur de peau en fonction des fréquences vlf et de quatre résistivités représentant la plage de variation observée dans cette étude.

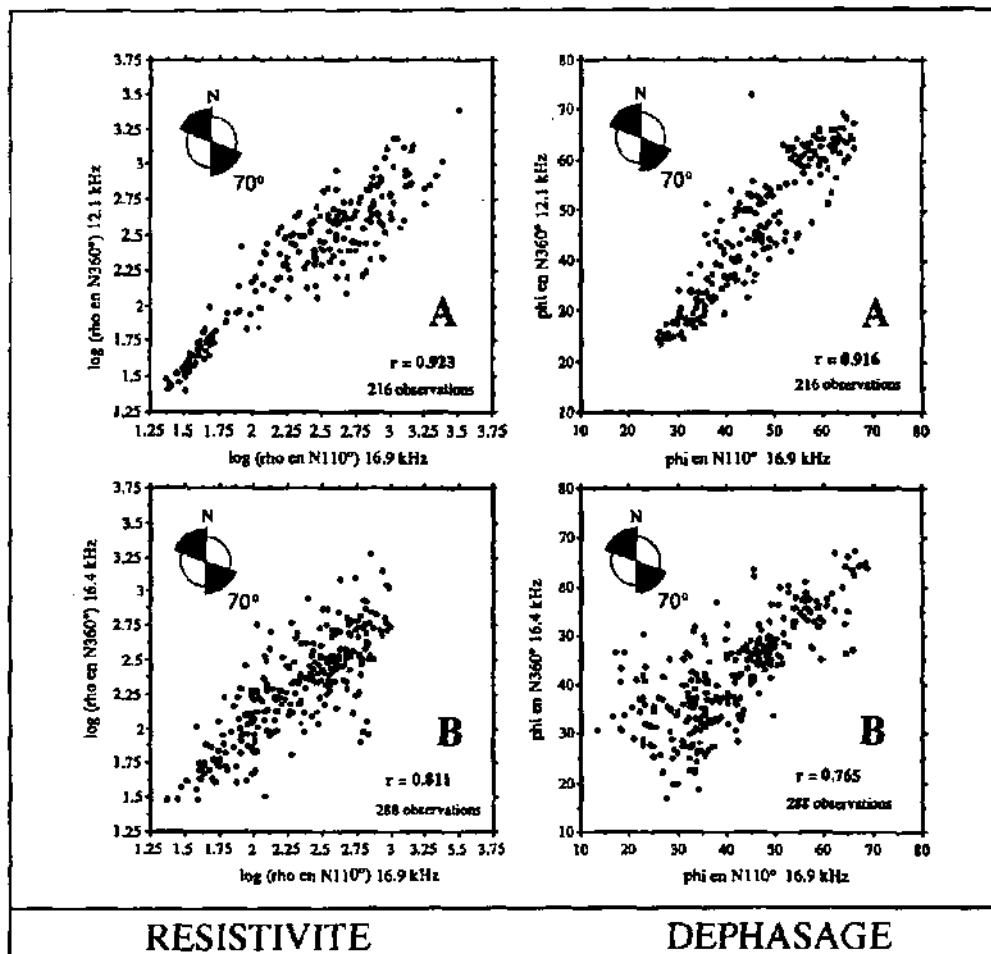


Fig. 3.10. Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110 (16.9 kHz) et les valeurs mesurées en N360° à 12.1 kHz (A) et 16.4 kHz (B). Site de Bure, secteurs pluridirectionnels.

Le second élément est présenté à la figure 3.10 et permet de comparer les corrélations entre deux séries de mesures vlf effectuées sur les secteurs pluridirectionnels B1 à B17. La série A présente le couple N110° à 16.9 kHz et N360° à 12.1 kHz (sur une partie des secteurs); la série B présente le couple N110° à 16.9 kHz et N360° à 16.4 kHz (sur l'autre partie des secteurs).

On remarque que, pour un même angle entre les deux émetteurs, la corrélation est meilleure dans le cas où la différence de fréquence est la plus élevée. Cet effet laisse à penser que l'effet dû au changement de profondeur de pénétration n'est pas significatif à l'échelle de l'ensemble de nos observations, sur la gamme vlf. Cet effet sera également discuté à l'échelle locale (cf. chapitre 4).

3.4.4. EFFET TOPOGRAPHIQUE

L'effet topographique est évalué à la figure 3.11 en prenant en compte les trois secteurs de Bure où les variations topographiques sont les plus fortes (B5, B6 et B11). Cette figure

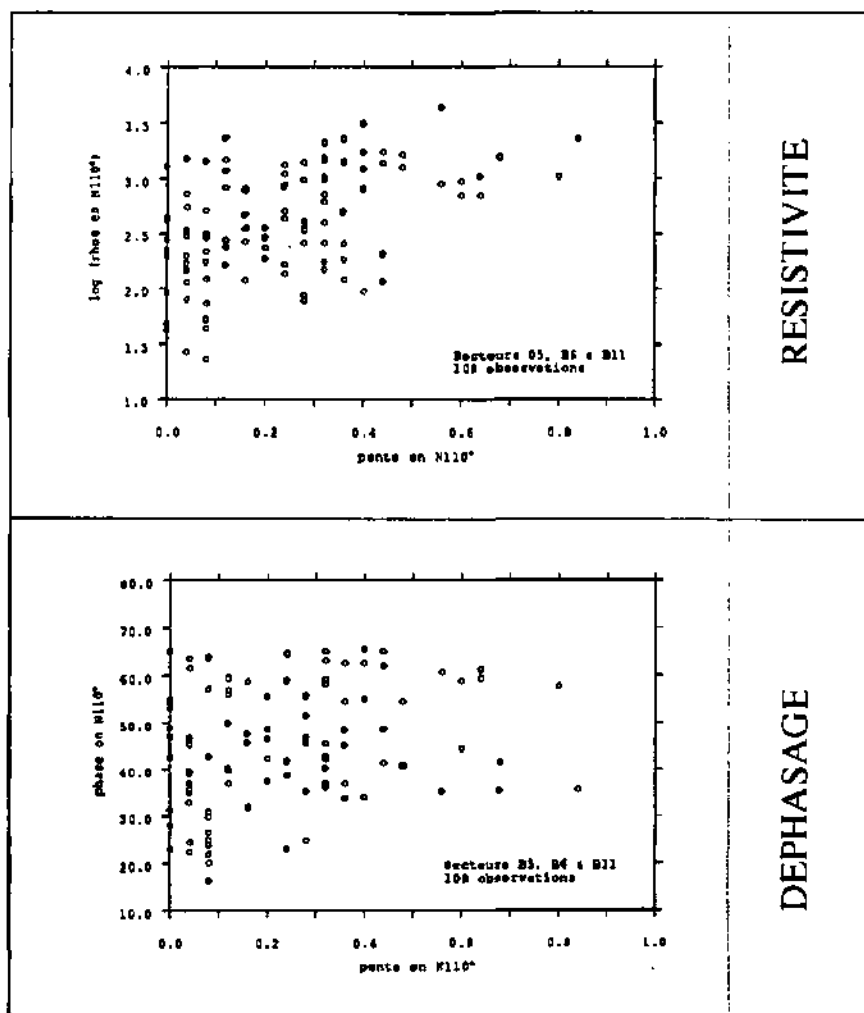


Fig. 3.11. Corrélation entre les valeurs VLF-R (résistivité et phase) mesurées en N110° et la pente du terrain ($\text{tg } \alpha$ en direction N110°) à la station de mesure. Site de Bure, secteurs B5, B6 et B11.

montre que, pour l'ensemble du site de Bure, les corrélations entre la résistivité et la pente (mesurée dans la direction de la mesure) ne sont pas significatives. Pour les phases, l'absence d'effet topographique sur la mesure est encore plus net.

L'effet topographique apparaît donc négligeable sur le plateau de Bure et pour des pentes étudiées de 0 à 40°. Les corrélations légèrement positives observées sur l'ensemble de cet échantillonnage sont indirectes. Elles sont probablement dues au fait que sur ces secteurs les flancs pentus des dépressions représentent fréquemment des interfaces subverticales qui se marquent en RMT par une forte augmentation de la résistivité apparente (effet de pol H, cf. Annexe A.1.3.3). Sur les autres sites cartographiés (Hortus, Lindau, Tominian), les effets topographiques sont également négligeables.

3.5. RESUME

Outre le fait que la mesure radiomagnétotellurique est une opération simple, rapide et reproductible, il est montré que les variations topographiques, l'emploi de différentes fréquences ou de différentes directions de mesure n'ont pas d'effet prépondérant sur la caractérisation RMT **régionale** des sites étudiés. Pour chacun des sites cartographiés, les valeurs modales de l'ensemble des résistivités apparentes et des déphasages ainsi que les dispersions autour de ces valeurs sont des indicateurs permettant d'évaluer respectivement **le contexte géologique type** du site et son **hétérogénéité globale** due aux variations lithologiques et aux zones fracturées.

Il nous importe au chapitre suivant, de déterminer quelle est l'importance de cette hétérogénéité à l'échelle semi-régionale et locale.

=====

Chapitre 4

HETEROGENEITE

Les roches consolidées comportent des zones fracturées dans un milieu matriciel considéré comme peu ou pas fracturé. Il est généralement admis en termes électriques que la signature radiomagnétotellurique d'une zone fracturée consiste en une diminution de la résistivité et une variation associée du déphasage (cf.annexe A.1.3.3).

D'autre part, il a été observé au chapitre 2 que plusieurs systèmes de fractures coexistent sur nos sites, que ces fractures se développent tridimensionnellement, que leurs dimensions s'étendent du domaine infra-centimétrique au domaine déca-kilométrique et que leur réponse électromagnétique est fortement influencée par la nature de leur matériel de remplissage. En outre se superpose fréquemment à cet effet de fracturation une variabilité stratigraphique issue de la présence de différentes formations géologiques ou de couche de couverture. L'hétérogénéité est donc inhérente à celle du milieu fracturé et, de plus, fondamentalement liée à la méthode d'observation utilisée.

Au cours de ce chapitre, nous nous intéressons tout d'abord à l'**hétérogénéité semi-régionale**. Nous comparons les réponses électromagnétiques obtenues sur différentes unités géologiques du plateau de Bure. Nous évaluons ensuite l'importance des effets EM directionnels à cette même échelle.

Nous abordons ensuite le problème de l'**hétérogénéité locale** et de l'**anisotropie radiomagnétotellurique**.

4.1. RMT ET HETEROGENEITE SEMI-REGIONALE

Au chapitre précédent, nous avons vu que le RMT caractérisait avec cohérence 5 milieux régionaux différents et que les milieux calcaires présentaient une dispersion très importante des résistivités et des phases (p.ex. site de Bure).

Pour voir si cette dispersion est liée principalement à l'amalgame de différentes formations

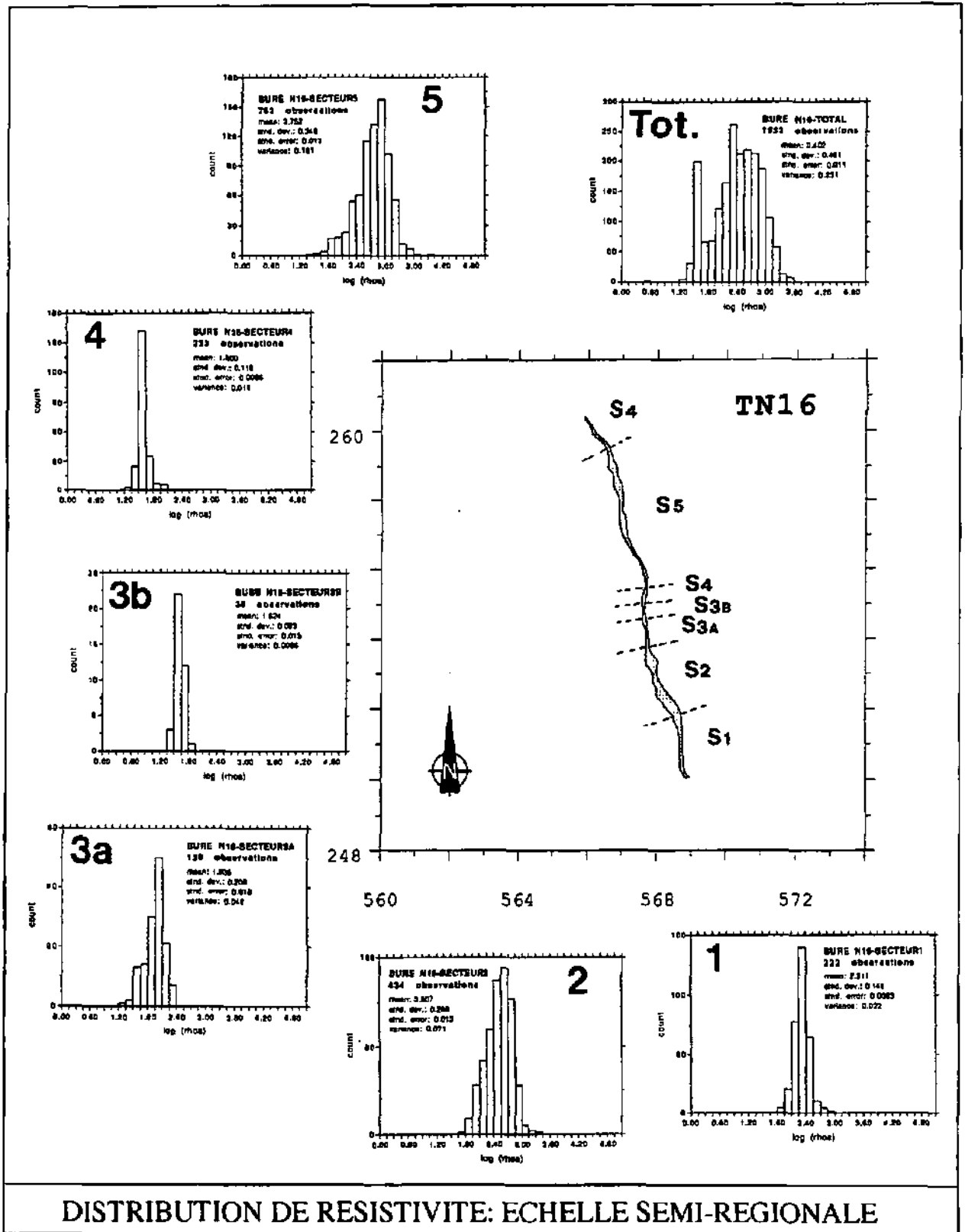
géologiques, nous utilisons les données VLF-R du transect N16 traversant l'ensemble du plateau de Bure. Sur des critères de cartographie géologique, nous subdivisons la distribution globale des résistivités du transect (figure 4.1) en 5 sous-distributions correspondant aux formations suivantes:

- S 1: affleurement de calcaires lithographiques et de marnes à *Exogyra Virgula* (Portlandien, réf: J8b);
- S 2: affleurement du complexe Kimméridgien formé des calcaires sup. à Ptérocères, des marnes à Ptérocères (localement absentes) et des calcaires inf. à Ptérocères (réf: J8a);
- S 3A: affleurement de calcaires à térébratules et cardium du Séquanien supérieur (réf: J7c-d);
- S 3B: affleurement de calcaires mameux à interlits mameux de la base du Séquanien supérieur (J7c-d);
- S 4: affleurement de marnes à *Astartes* du Séquanien inférieur (réf: J7b);
- S 5: affleurement du complexe formé de calcaires à *Astartes* et *Natices* du Séquanien inférieur (réf: J7a) et des calcaires récifaux du Rauracien (J6).

La figure 4.1 permet de montrer que les résistivités propres à chacune de ces formations présentent des distributions unimodales logiquement moins dispersées. De plus, ces distributions sont cohérentes avec la nature géologique des différentes subdivisions. On passe ainsi des formations les plus mameuses (S4, 30 à 45 ohm.m) aux formations calcaires les plus massives (S5, 700 à 1000 ohm.m).

Nous avons également vu à l'Annexe 3.3 que les histogrammes de résistivité des secteurs B1 à B18 peuvent être très différents. Nous présentons à la figure 4.2 les distributions de résistivité de six de ces secteurs carrés dont les aires sont identiques (250 x 250 m). Le secteur B4 est situé sur des marnes (probablement sur les marnes à *Astartes*): les valeurs de résistivité sont basses et leur dispersion faible. A l'opposé, le secteur B11 est situé sur une zone tectonisée du complexe Kimméridgien-Séquanien-Rauracien: les valeurs de résistivité sont relativement basses mais surtout montrent **une dispersion comparable** à celle de l'ensemble des valeurs de résistivité apparente du plateau de Bure.

Ces observations montrent que si la distinction en sous-unités tend le plus souvent à réduire la dispersion des valeurs RMT observée à l'échelle régionale, la dispersion géophysique à l'intérieur certaines de ces sous-unités reste, dans certains cas, de **magnitude comparable** à la variabilité régionale.



DISTRIBUTION DE RESISTIVITE: ECHELLE SEMI-REGIONALE

Fig. 4.1. Distribution de fréquence des résistivités apparentes pour l'ensemble d'un profil VLF-R bidirectionnel (haut, droite) et pour différents tronçons de ce profil, subdivisés en fonction de leur lithostratigraphie (unités géologiques S1 à S5, cf. texte). Site de Bure, transect N16, mesures VLF-R.

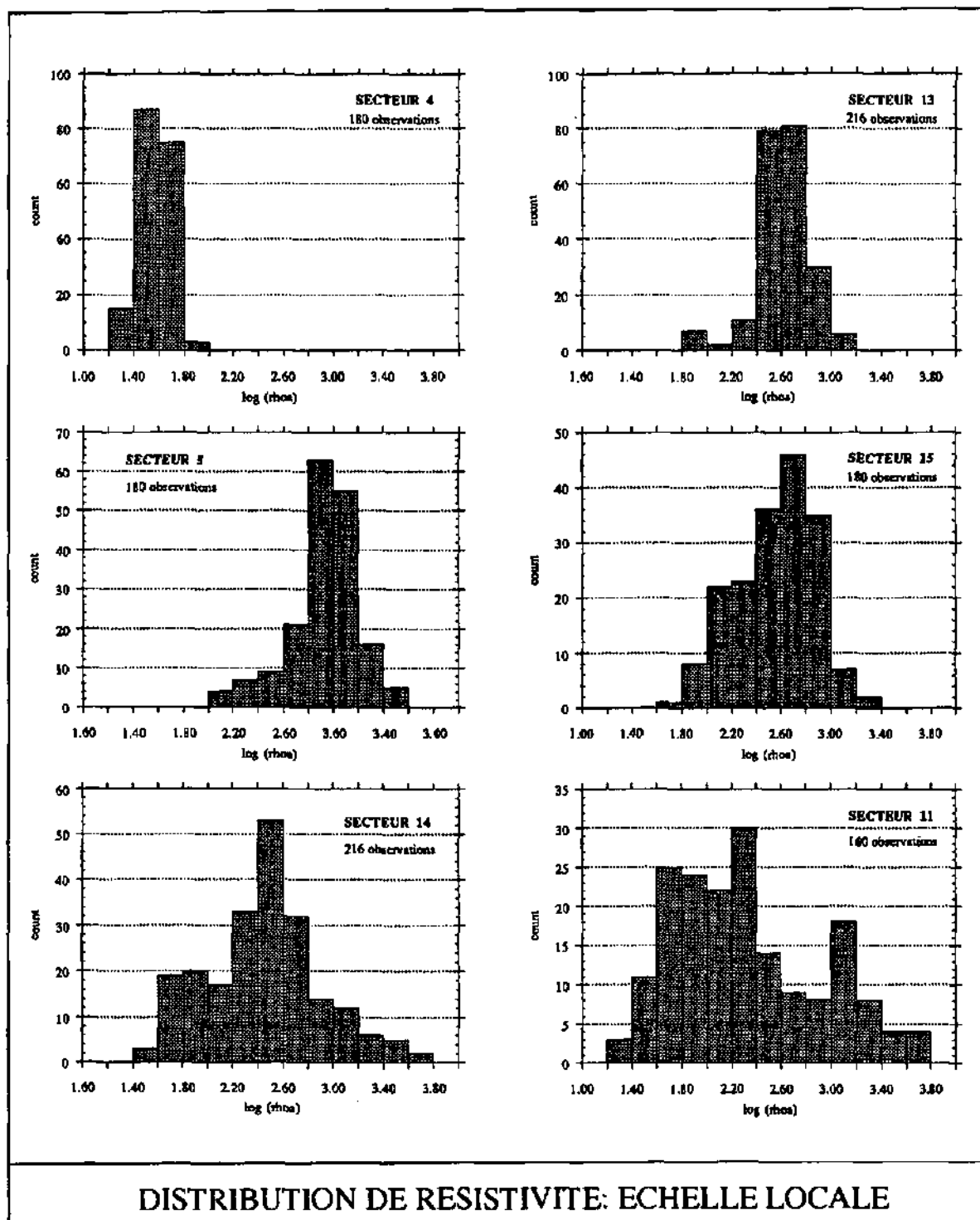


Fig. 4.2. Distribution de fréquence des résistivités apparentes pour 6 secteurs VLF-R pluridirectionnels carrés de même aire (250m x 250m). Site de Bure. La situation géologique de ces secteurs sur la base de la figure 2.1 et sur celle d'observations complémentaires est la suivante: B4: marnes à Astartes; B13: calcaires du Kimméridgien supérieur; B5, B14 et B15: calcaires du Séquanien inf./Rauracien; B11: essentiellement calcaires du Séquanien inf./Rauracien (avec éventuellement: marnes du Séquanien moyen et calcaires du Séquanien sup./Kimméridgien inf.). La situation géographique générale de ces secteurs est présentée à l'annexe A.3.1.

4.2. RMT ET HÉTÉROGÉNÉITÉ LOCALE

4.2.1. VARIABILITÉ GLOBALE

Les dispersions observées sur les différents tronçons calcaires de la figure 4.1 et sur les secteurs B1 à B18 peuvent provenir soit de la variabilité électrique intrinsèque élevée des formations géologiques soit des effets EM directionnels dus à l'hétérogénéité du milieu.

L'importance des effets EM directionnels est illustrée à la figure 4.3 sur le tronçon 5 du transect N16 de Bure, à la figure 4.4 pour le secteur H1 de l'Hortus et à la fig. 4.5 pour le secteur L1 de Lindau.

Sur ce tronçon, les résistivités mesurées en N-S et en E-W ne sont globalement pas très différentes. Sur les graphes ϕ vs $\log(\rho_{oa})$, on note cependant qu'une partie des mesures présente un déphasage plus faible en E-W, confirmant les observations effectuées précédemment à la figure 3.8 sur la direction des structures conductrices.

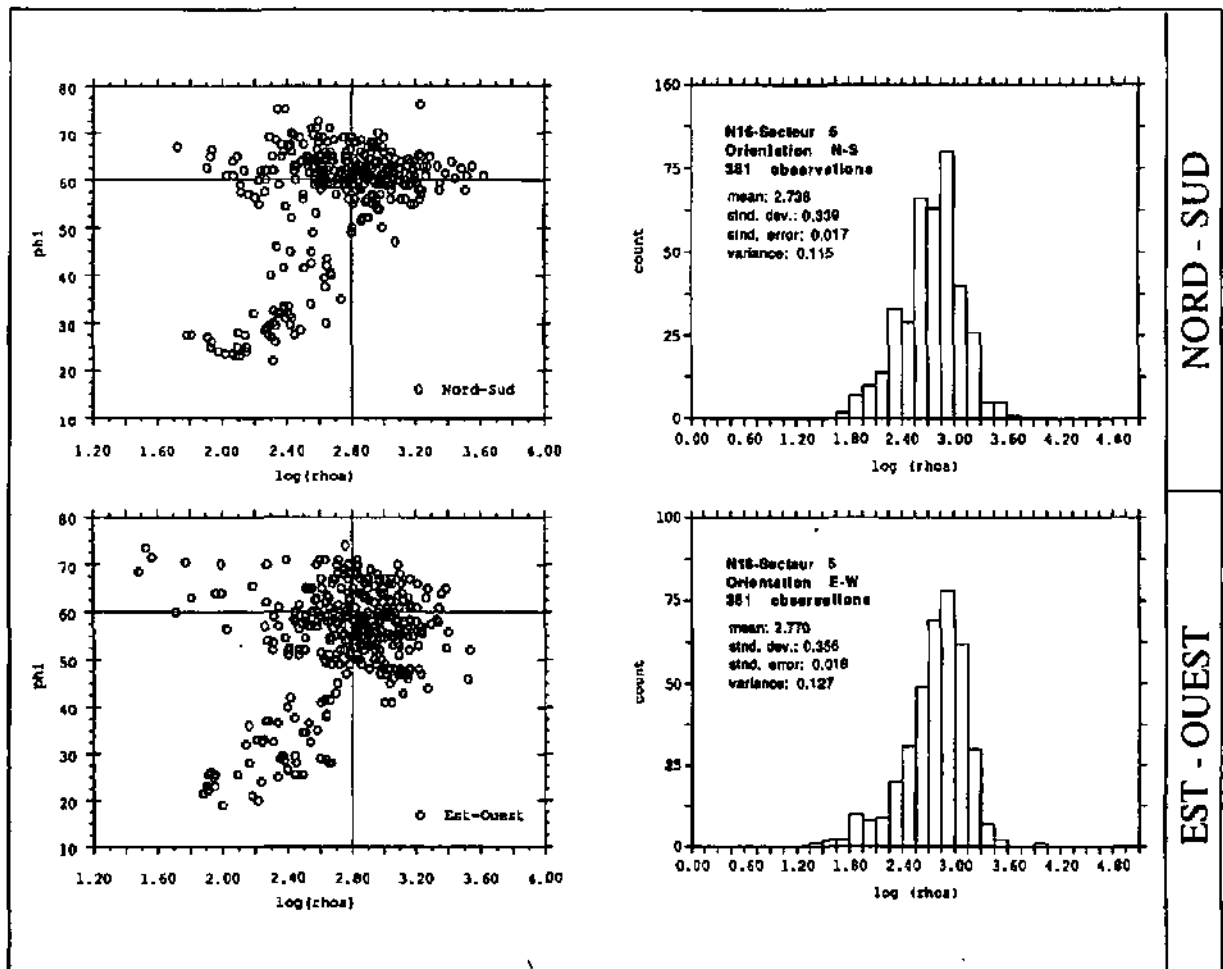


Fig. 4.3. Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site de Bure, transect N16, secteur 5, mesures en direction N-S (12.1, 23.4 kHz) et E-W (16.8, 18.3 kHz).

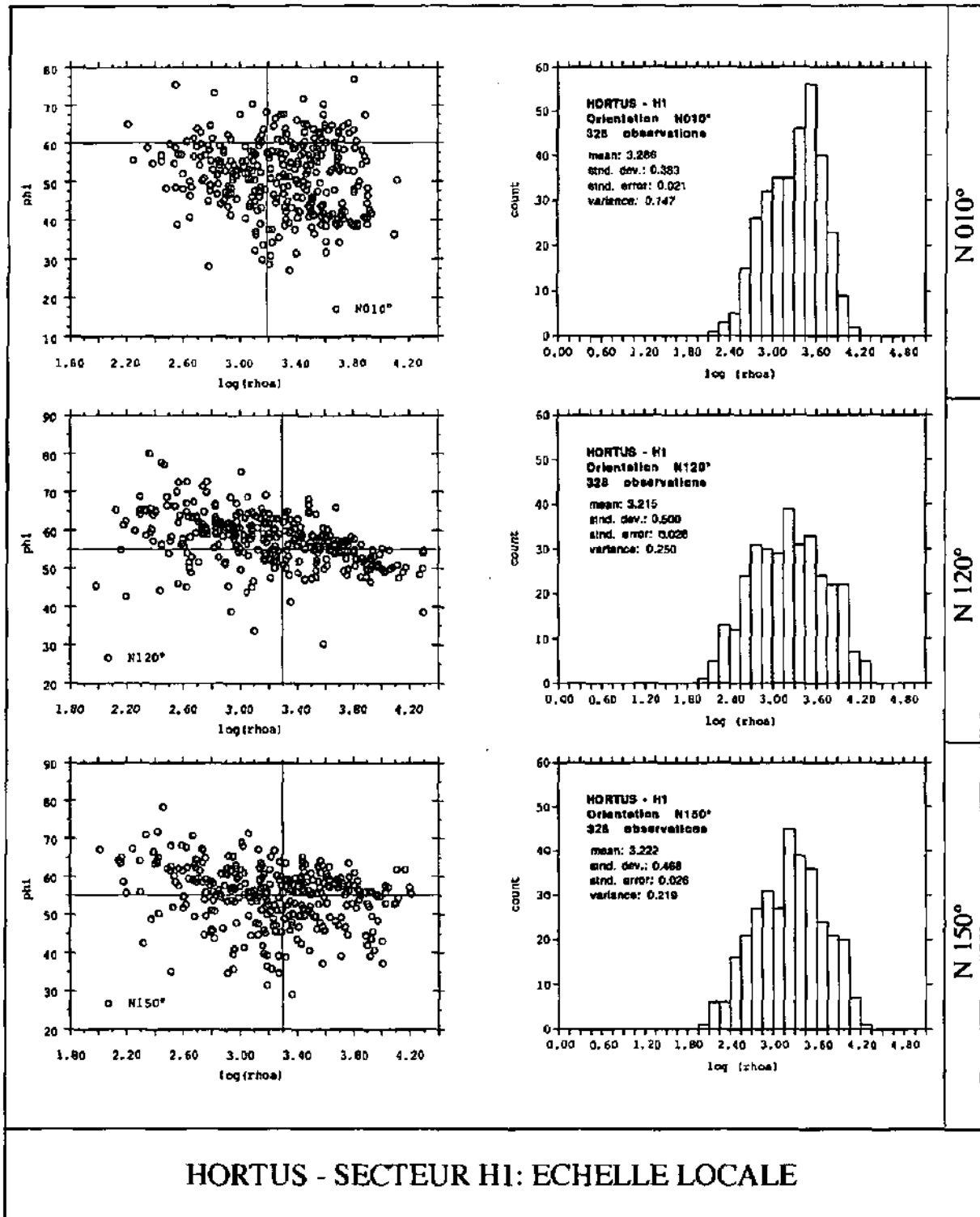


Fig. 4.4. Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site calcaire de l'Hortus, secteur H1. Mesures en N010° (16.4 kHz, en haut), N120° (20.3 kHz, au centre) et N150° (19.0 kHz, en bas).

Pour le secteur H1 (figure 4.4), les distributions de fréquence des résistivités sont plus différenciées: les résistivités sont plus dispersées en direction N120° et N150° qu'en

direction N010°. C'est dans cette dernière direction, que les résistivités sont globalement les plus élevées. Les déphasages se démarquent aussi en N010° où la valeur de phase est plus dispersée et globalement plus faible. Ces indications montrent que, pour des hétérogénéités conductrices, la direction de polarisation E à l'échelle du secteur est plus proche de la direction N010° que des deux autres. Cette direction pourrait représenter la direction des fractures particulièrement karstifiées en N040°-050° ou celle des joints de stratification en N060°.

La figure 4.5 montre que les résistivités **du secteur L1** sont légèrement plus basses en N095° alors que les phases dans cette même direction présentent les valeurs les plus élevées. Cela tend à montrer que la direction de polarisation E (pour structures conductrices) serait à l'échelle du secteur plus N-S que E-W. Notons que l'effet de fréquence est ici négligeable puisque les émetteurs N010° et N095° sont respectivement de 16.4 et 16.8 kHz.

Le secteur L2 de Lindau (non représenté) utilisant les mêmes trois directions présente des résistivités également maximales en N010° et des déphasages nettement plus bas en N010°, d'environ 14° par rapport aux deux autres directions. Cela montre que la direction de polarisation E serait à l'échelle du secteur L2 également plus N-S que E-W.

Cette direction préférentielle correspondrait à celle du filon Hermann et des structures parallèles qui lui sont associées (cf. § 2.3.2).

L'exemple de la figure 4.6, regroupant les valeurs MT **des secteurs B14, B15, B17 et B18** est peut être le plus intéressant car il se situe dans la même lithologie que le secteur N16-5 de la figure 4.3 mais représente un échantillonnage biaisé. Cet ensemble de 344 mesures se situe en effet au droit, ou à proximité immédiate, d'une zone de faille régionale d'orientation N-S et devrait logiquement privilégier cette direction. La fig. 4.6 montre que ce n'est pas le cas car les plus fortes résistivités ainsi que les plus faibles phases (polarisation E) se trouvent dans l'orientation N110°. Par contre, si l'on considère les graphes en détail, on observe que dans la zone des résistivités faibles (au droit des zones faillées) les phases minimales sont logiquement orientées en N010°.

L'interprétation de ces différences directionnelles en termes de structures est complexe en milieu hétérogène car l'on n'observe **pas d'uniformité directionnelle à l'échelle locale**. Néanmoins, les tendances directionnelles semblent se marquer (sur un échantillonnage unimodal) par des résistivités plus élevées et des phases plus basses (polE) mais également par une dispersion plus faible des résistivités. Cela peut se comprendre en considérant la variation plus faible des résistivités autour de la direction de polarisation E, tels que le montrent les diagrammes polaires de la figure A.1.5 de l'annexe A.1.

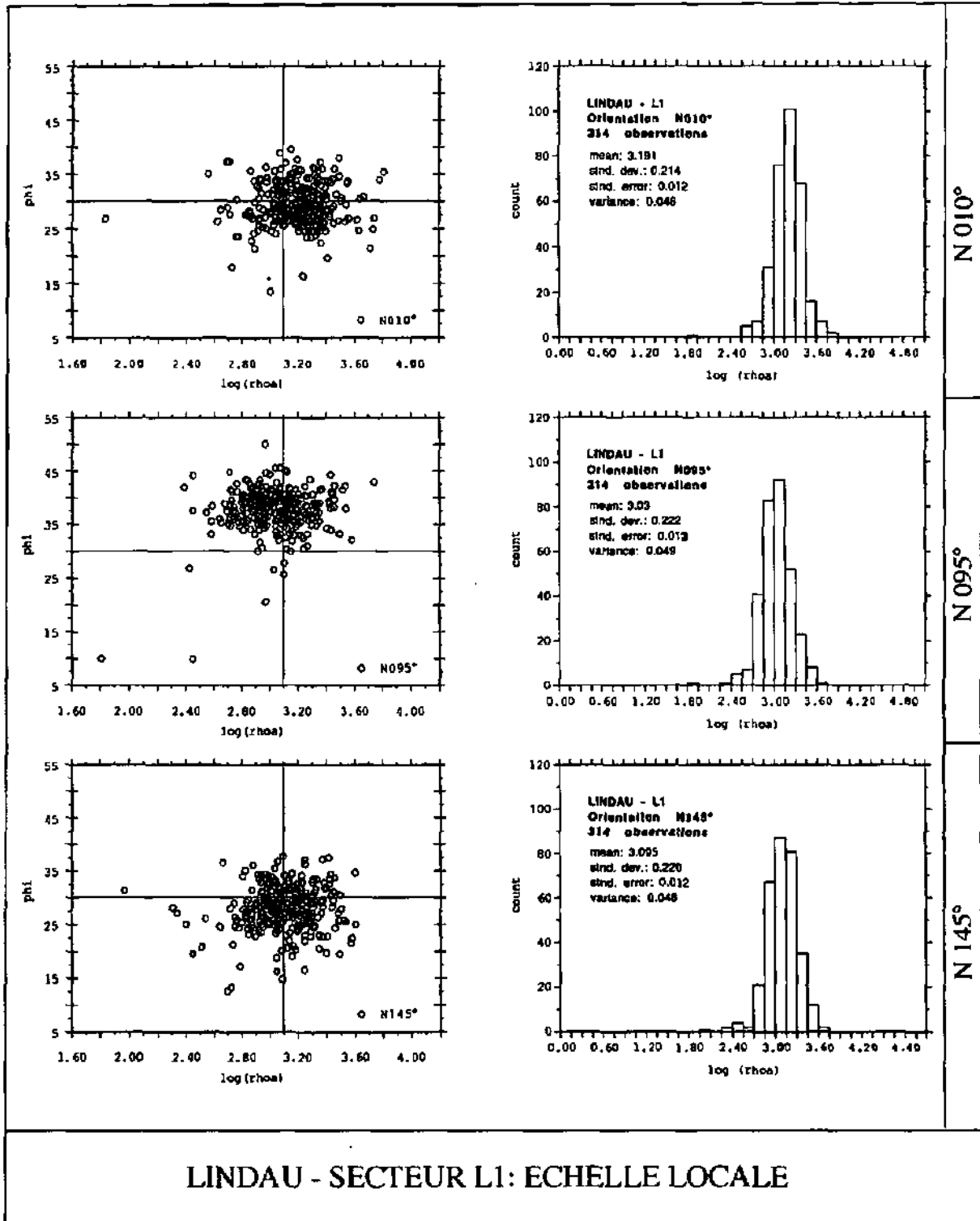


Fig. 4.5. Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site granitique de Lindau, secteur L1, mesures en N010° (16.4 kHz, en haut), N095° (16.8 kHz, au centre) et N145° (19.0 kHz, en bas).

Enfin, la figure 4.6 suggère qu'il faut tenir compte de la position relative des mesures pour préciser l'interprétation des effets directionnels.

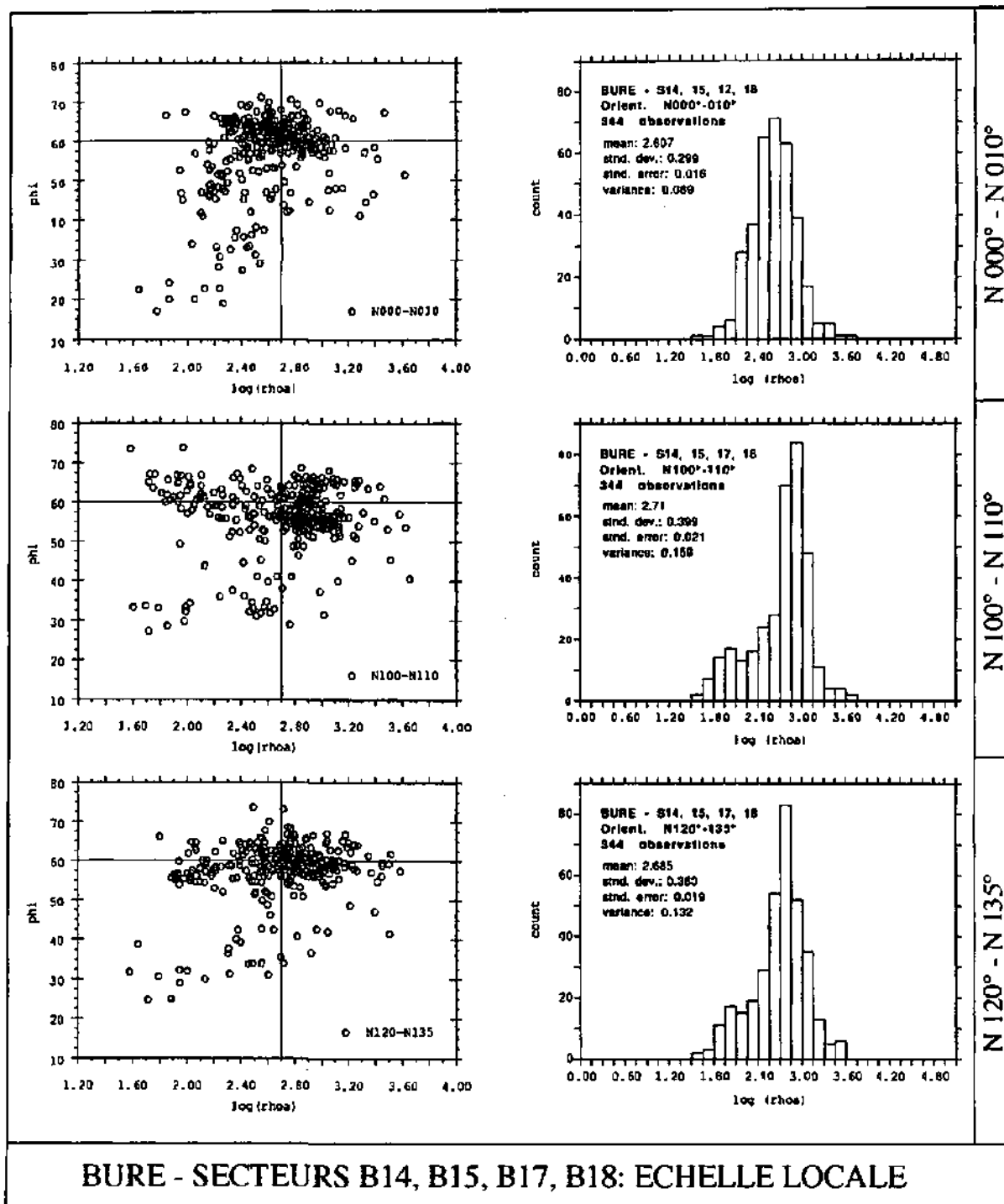


Fig. 4.6. Distribution des valeurs VLF-R (résistivité et phase) en fonction de la direction de mesure. Site de Bure, secteurs B14, B15, B17 et B18, mesures en N000° (12.1, 16.4 kHz, en haut), N100-110° (24.0 kHz, au centre) et N120-135° (16.9, 19.0 kHz, en bas).

4.2.2. LA VARIABILITÉ LOCALE

La relation entre la variance d'une série d'observations en fonction de la distance entre les observations peut s'exprimer par un **variogramme** selon la théorie des variables régionalisées (Guillaume 1977, Isaaks and Srivastava 1989). Il s'agit de pouvoir évaluer

jusqu'à quelle distance deux mesures sont encore significativement liées entre elles. Ce type d'approche permet de déterminer la structure du champ de la variable mesurée, donc de mieux justifier l'intervalle de mesure en fonction du milieu étudié.

Nous présentons à la figure 4.7, deux profils RMT effectués sur le secteur B17 dans les mêmes conditions expérimentales. Ces profils (P1 et P2) sont situés à la figure 5.1.

Les variogrammes (du log de la résistivité et du déphasage) associés à ces deux profils sont présentés à la figure 4.8. Ils expriment l'évolution de la semi-variance en fonction de la distance séparant deux points de mesure.

Afin de pouvoir comparer les variances, nous relevons la distance d'intersection entre cette fonction d'interpolation et la ligne de variance maximale de l'échantillonnage (environ équivalent à la portée). Nous admettons qu'au-delà de cette distance l'interpolation entre deux observations n'est plus souhaitable.

Nous obtenons ainsi pour le profil 1 les distances d'interpolation suivantes:

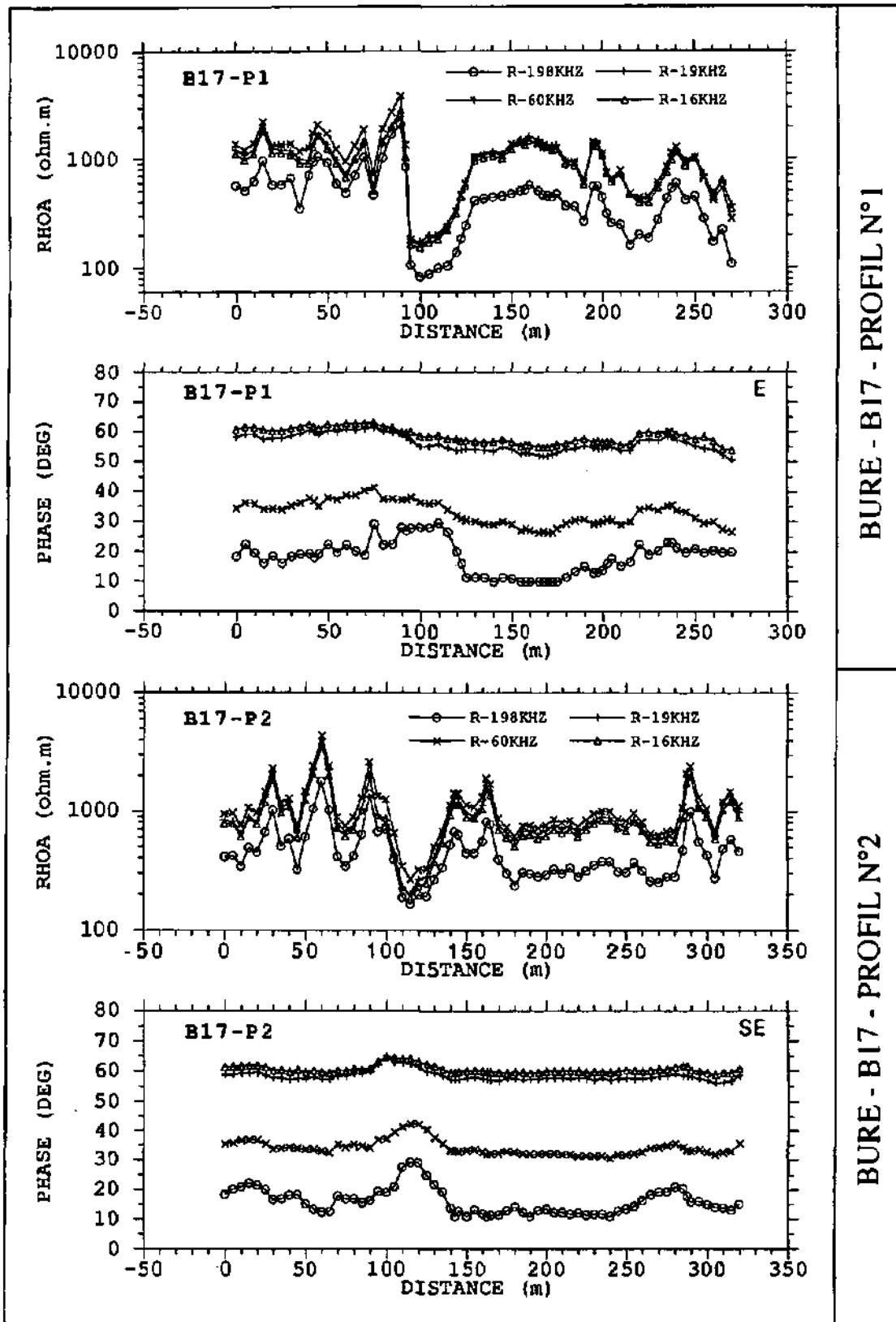
| | | | | |
|------------------|-----------|----------|----------|----------|
| B17-P1 | 198.0 kHz | 60.0 kHz | 19.0 kHz | 16.0 kHz |
| <i>rho app.</i> | 25 m. | 25 m. | 23 m. | 23 m. |
| <i>déphasage</i> | 41 m. | 59 m. | 63 m. | 72 m. |

De même pour le profil 2, effectué dans des conditions identiques, on obtient:

| | | | | |
|------------------|-----------|----------|----------|----------|
| B17-P2 | 198.0 kHz | 60.0 kHz | 19.0 kHz | 16.0 kHz |
| <i>rho app.</i> | 15 m. | 16 m. | 18 m. | 17 m. |
| <i>déphasage</i> | 28 m. | 35 m. | 31 m. | 28 m. |

Nous constatons que les mesures RMT-R de B17 présentent une forte variabilité. Cette variabilité se traduit par une continuité spatiale réduite, entre 15 et 30 m pour les résistivités et entre 25 et 75 m pour les déphasages.

Pour illustrer la variabilité locale très forte nous représentons à la figure 4.9 le profil P2 du secteur B17 avec des intervalles de mesure originaux de 5 m, puis augmentés à 15, 30 et 50 m. Par cette figure, nous confirmons les observations effectuées sur les variogrammes. L'intervalle de 5 m est approprié et les anomalies de rhoa et de phi, même secondaires, sont calées par plusieurs mesures. L'intervalle de 15 m est encore acceptable pour les déphasages mais ne représente plus que partiellement le champ des résistivités. A titre d'exemple, l'anomalie positive située à 290 m n'est plus représentée.



BURE - B17 - PROFIL N°1

BURE - B17 - PROFIL N°2

Fig. 4.7. Profils RMT-R B17-P1 et B17-P2 effectués en mode unidirectionnel multifréquences (4 fréquences, résistivité app. et phase). Direction des mesures en N135°. Site de Bure, secteur B17. Situation des profils à l'annexe A.3.4.

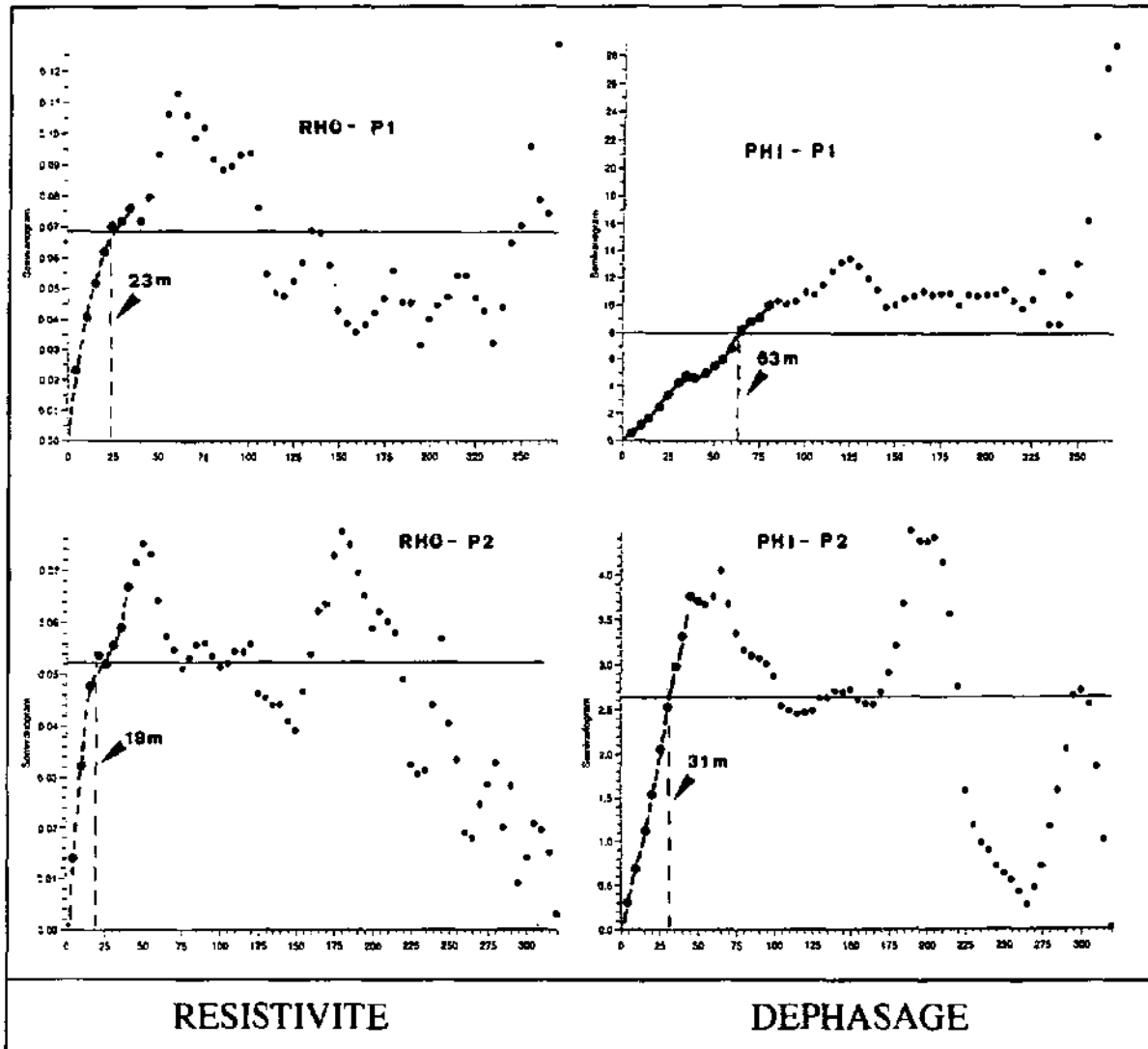


Fig. 4.8. Semi-variogrammes de la résistivité ($\log \rho_{oa}$) et de la phase à 19.0 kHz correspondant aux deux profils RMT-R de la figure 4.7. Site de Bure, secteur B17.

Comme prévu sur variogramme, l'intervalle de 30 m est acceptable pour les déphasages, mais ne représente plus que les anomalies majeures du champ des résistivités. Enfin, l'intervalle de 50 m apparaît déjà trop élevé pour les déphasages et ne représente plus le champ des résistivités locales.

Ces observations démontrent l'importance de connaître la variance du paramètre géophysique mesuré à l'échelle du site étudié. Cette variance nous renseigne surtout sur la **distance "d'interpolabilité"** entre deux stations de mesures et sert de critère pour le dimensionnement d'une cartographie géophysique.

4.2.3. LA VARIABILITÉ DIRECTIONNELLE LOCALE ET L'ANISOTROPIE RMT

L'utilisation magnétotellurique en milieu fracturé implique que l'on puisse évaluer en un point les effets EM directionnels créés par l'hétérogénéité du milieu puis, par déduction, la

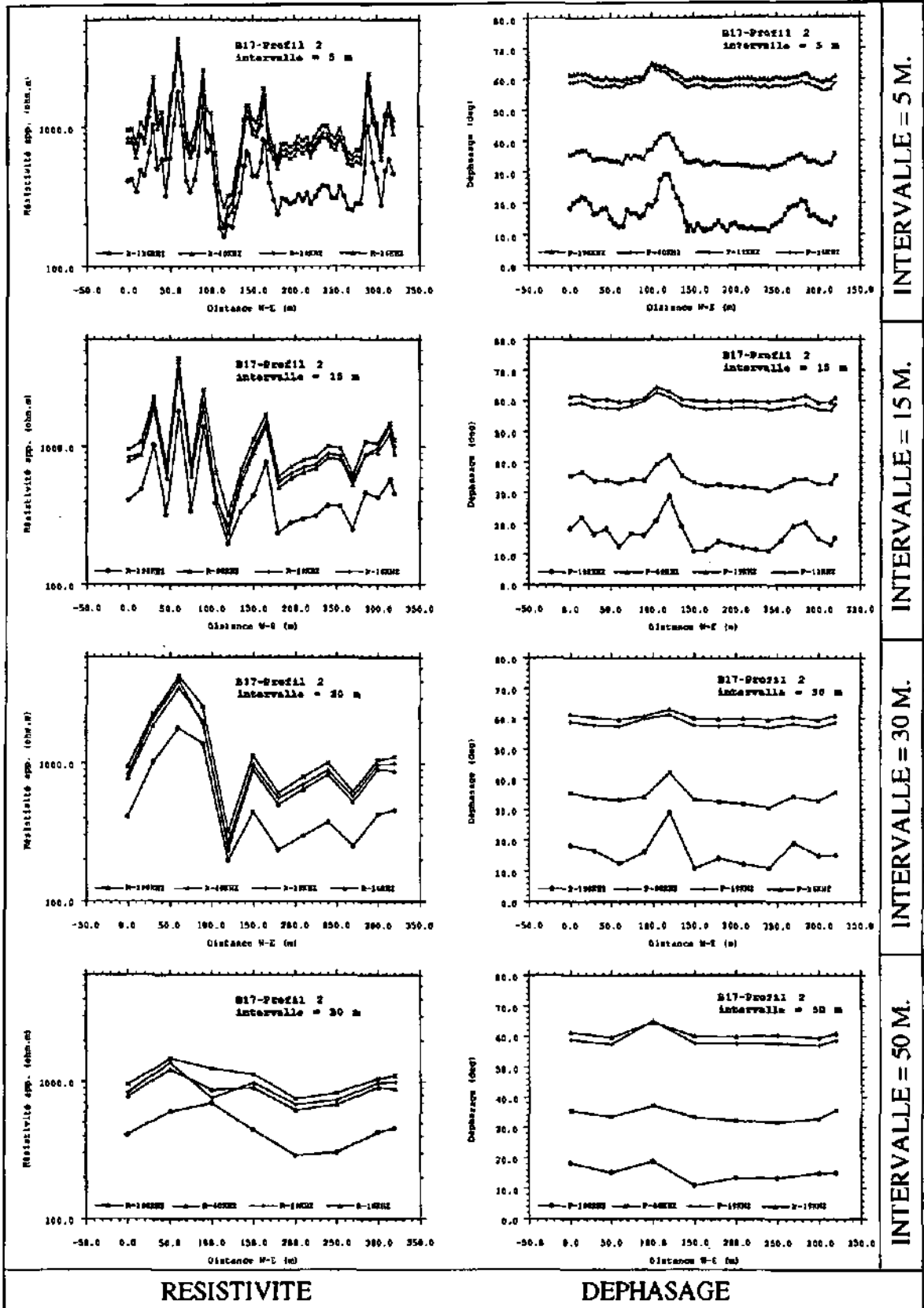


Fig. 4.9. Profil RMT-R B17-2 (résistivité et phase). Perte de l'information géophysique sur la structure avec l'augmentation de la distance entre les stations de mesures. Site de Bure, secteur B17.

direction des structures fracturées conductrices.

La réponse MT d'une structure 2D idéale (filon conducteur vertical) est calculée par Fischer, Le Quang et Müller (cf. annexe A.1.3.3) et constitue la base théorique de cette étude. Nous avons reproduit à la figure 4.10 l'effet directionnel de cette structure sur un graphe phi vs log rhoa, et ceci pour quatre positions successives du dispositif de mesure par rapport à l'interface gauche de la structure. Cette évolution calculée assume une fréquence unique donc aucun effet dû à la variation de profondeur de peau.

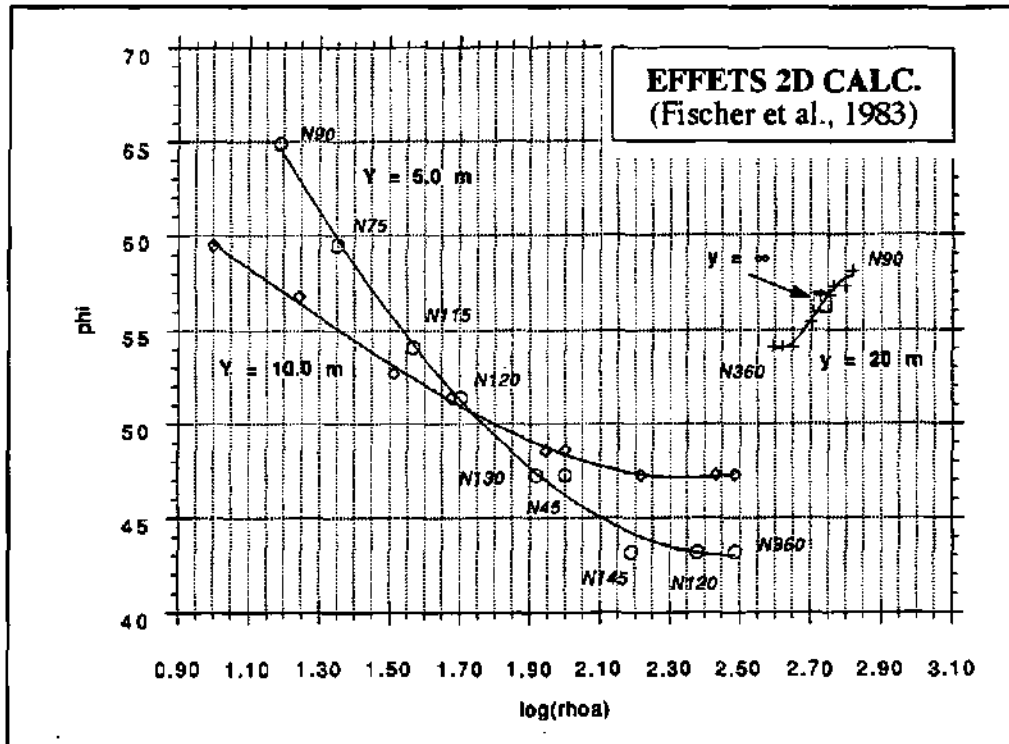


Fig. 4.10. Représentation dans le champ phi vs (log rhoa) des effets de polarisation calculés sur la structure théorique de type "filon conducteur" (Fischer et al. 1983) présentée à l'annexe A.1 (§ 1.3.3, figure A.1.5). Effet au centre de la structure ($y = 5\text{ m}$), à l'interface structure-matrice ($y = 10\text{ m}$), à 10m de cette interface, sur la matrice ($y = 20\text{ m}$) et hors de l'influence de cette structure (valeur de matrice, $y = \infty$). La polarisation E est considérée en N360°.

Ces quatre positions montrent :

- que l'effet directionnel décroît très rapidement avec la distance à la structure;
- que l'effet directionnel le plus marqué entre la polE (N360°) et la polH (N090°) pour une structure 2D se trouve à l'interface des deux milieux ($y = 10\text{ m}$) pour la résistivité et au centre de la structure ($y = 5\text{ m}$) pour la phase.
- que pour une position suffisamment éloignée de la structure (cas $y = 20$), l'effet directionnel entre polE et pol H est logiquement moindre et que la progression de la polE à la pol H se fait des petites phases et des petites résistivités vers les hautes phases et les grandes résistivités (effet inversé).

Cinq exemples de variabilité directionnelle locale sont présentés ci-dessous dans 3 contextes géologiques régionaux différents. Les secteurs B07 et B18 du plateau de Bure, les secteurs L1 et L2 du granite de Lindau et le secteur H1 du causse de l'Hortus.

a) Bure secteur B07- cas d'une zone de faille

La cartographie géologique classique montre que le secteur B7 est constitué de deux compartiments de calcaires du Séquanien supérieur séparés par une zone de faille d'orientation N-S située au centre du secteur, entre les lignes x= 2 et x=3. La distribution d'ensemble de ces mesures pluridirectionnelles (5 directions) montre une bipartition MT nette de ce secteur (cf figure 4.11).

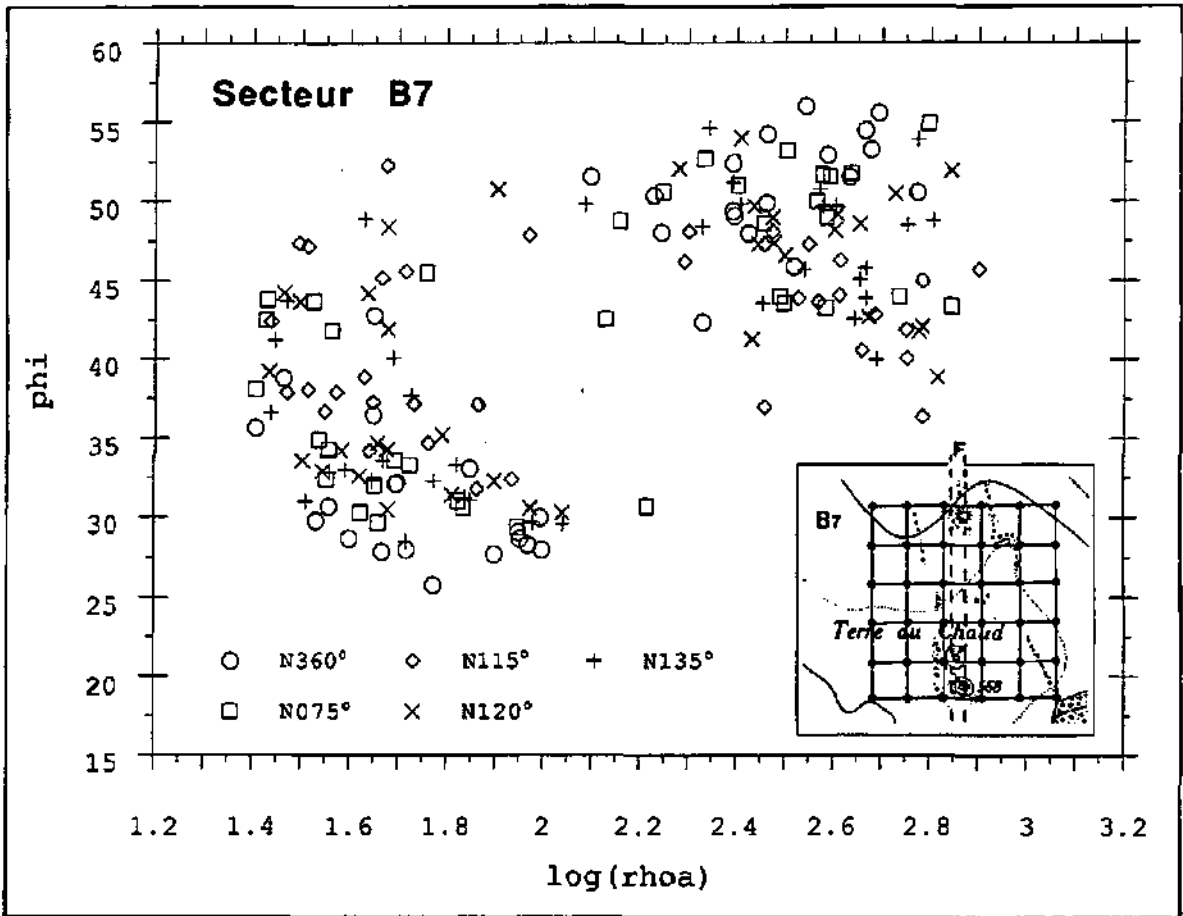


Fig. 4.11. Distribution des valeurs VLF-R pluridirectionnelles (5 directions) dans le champ phi vs log rhoa. Bure secteur B7 (situation cf.annexe A.3.1), totalité des mesures. F: zone de faille supposée.

La distribution spécifique des mesures VLF pluridirectionnelles (5 directions) dans le champ log rhoa et phi pour la ligne y = 4 est représenté à la figure 4.12.

Cette figure montre:

- une bipartition très nette entre les compartiments Ouest et Est de part et d'autre de la faille indiquant un changement de contexte géologique. Le bloc Ouest (à droite sur le diagramme) est constitué d'un résistif surmontant un conducteur (résistivités élevées

et phases élevées), alors que la partie Est (à gauche sur le diagramme) est constituée d'un conducteur surmontant un résistant;

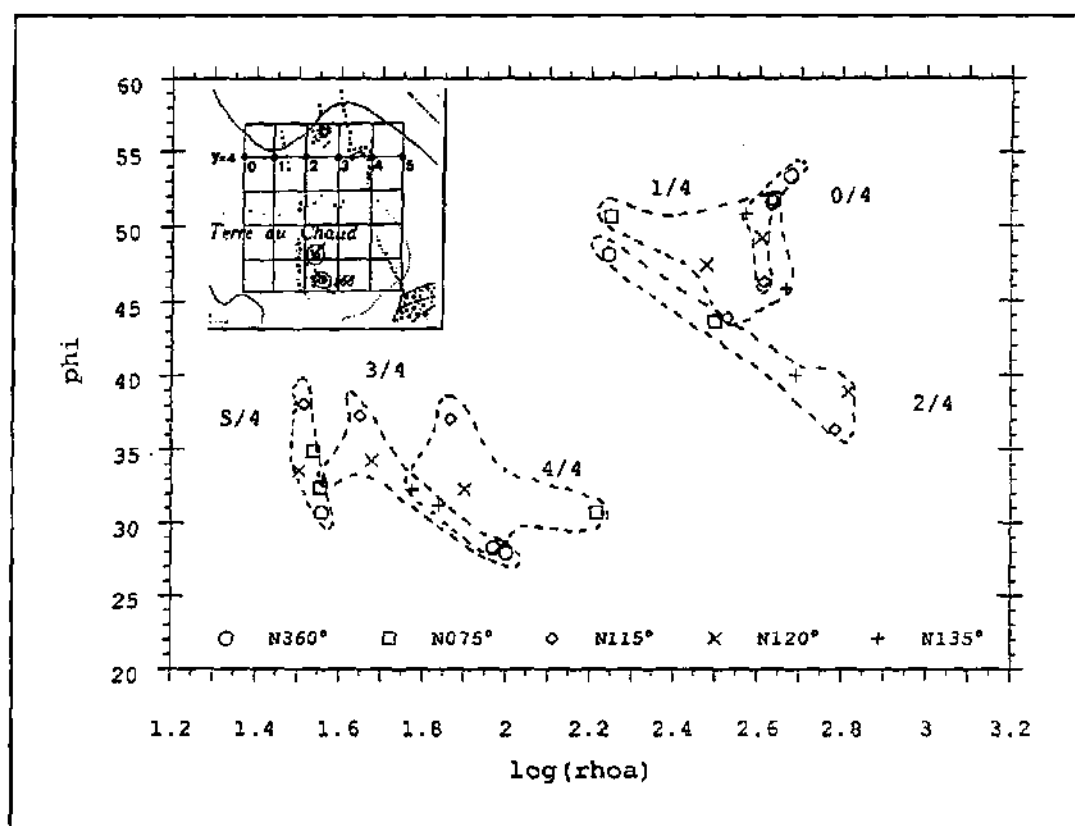


Fig. 4.12. Distribution des valeurs VLF-R pluridirectionnelles (5 directions) dans le champ phi vs log rhoa. Bure secteur B7, ligne y=4. La présence de la faille F (cf. fig. 4.11) est clairement confirmée, malgré les effets directionnels, entre les stations 2 et 3.

- l'organisation des mesures pluridirectionnelles en chacun de ces points est variable. La bordure Est présente pour les trois stations assez logiquement une poE sur la direction N360° (phase minimum). En bordure Ouest, l'effet de polarisation le plus marqué présente une polarisation E inverse, dans la direction approximative E-W. Notons que les points 1/4 et 4/4 situés en bordure immédiate de la faille **ne présentent pas** d'effet de polarisation marqué. Les deux stations extrêmes (0/4 et 5/4) présentent un effet directionnel marqué surtout par le **déphasage**.

Sur ce cas simple, on remarque que les effets EM directionnels **varient à l'échelle locale**.

b) Bure secteur B18 - cas d'une zone de faille - mesures détaillées

Le réseau de mesures VLF-R pluridirectionnelles de B18 est situé à la figure 4.13. Son emplacement sur une zone de faille régionale, l'espacement de 10 m entre chaque station de mesure, l'utilisation de trois fréquences très proches et le contexte d'une zone conductrice subverticale englobée dans une matrice résistante et d'un soubassement

conducteur sont des conditions expérimentales favorables.

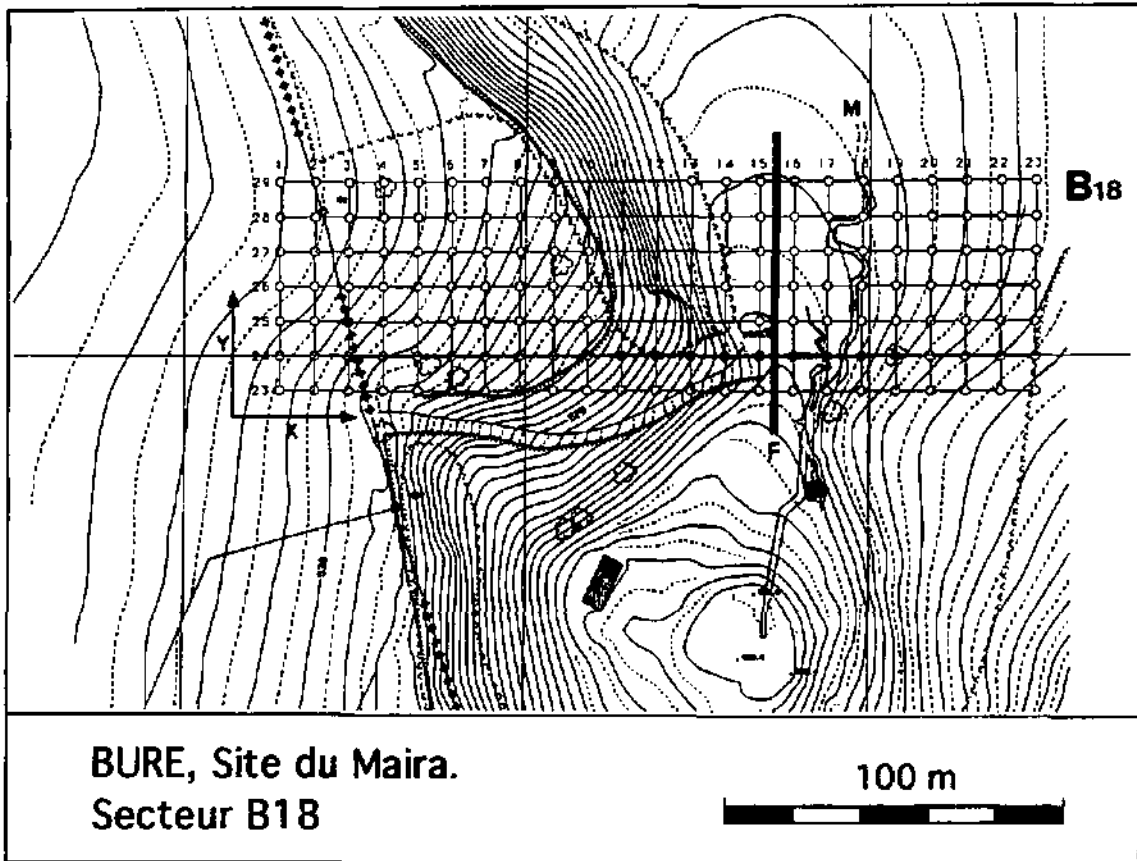


Fig. 4.13. Situation des mesures VLF-R pluidirectionnelles (cercles) du secteur B18 du site de Bure. Les cercles noirs représentent les stations de la figure 4.15. Projection en surface du réseau karstique de Milandre (M). Indication du centre de la zone faillée F cartographiée géologiquement (trait épais).

La figure 4.14 présente trois cartes directionnelles présentant en chaque point (A) la direction de la plus petite phase mesurée, (B) celle de la plus grande résistivité et (C) la superposition de ces deux directions. Les trois directions de mesures sont N000° (16.4 kHz), N110° (16.8 kHz) et N135° (16.0 kHz). Les fréquences étant proches, les différences enregistrées en une station sont dues uniquement aux effets EM directionnels créés par les hétérogénéités locales. **Théoriquement**, si les directions de la plus petite phase et de la plus grande résistivité sont confondues, elles représentent la direction d'allongement des structures faillées subverticales considérée comme conductrices par rapport à la matrice calcaire (pol. E, figure 4.14, carte C).

En nous basant sur les phases (paramètre plus sûr) nous observons que le 56 % des stations VLF présentent une direction unique en N110°. Cette direction est surtout représentée dans les zones externes à la faille et semble représenter la direction "normale" du lieu. Le 29 % des stations présentent une direction en N000°, essentiellement au droit de la zone considérée comme faillée. Enfin 15 % des stations présentent une direction en N135° et sont groupés dans la partie Sud-Est du secteur B18. De plus, l'effet de polE (phi

min et rho maximum confondus) est respecté pour le 80 % des observations.

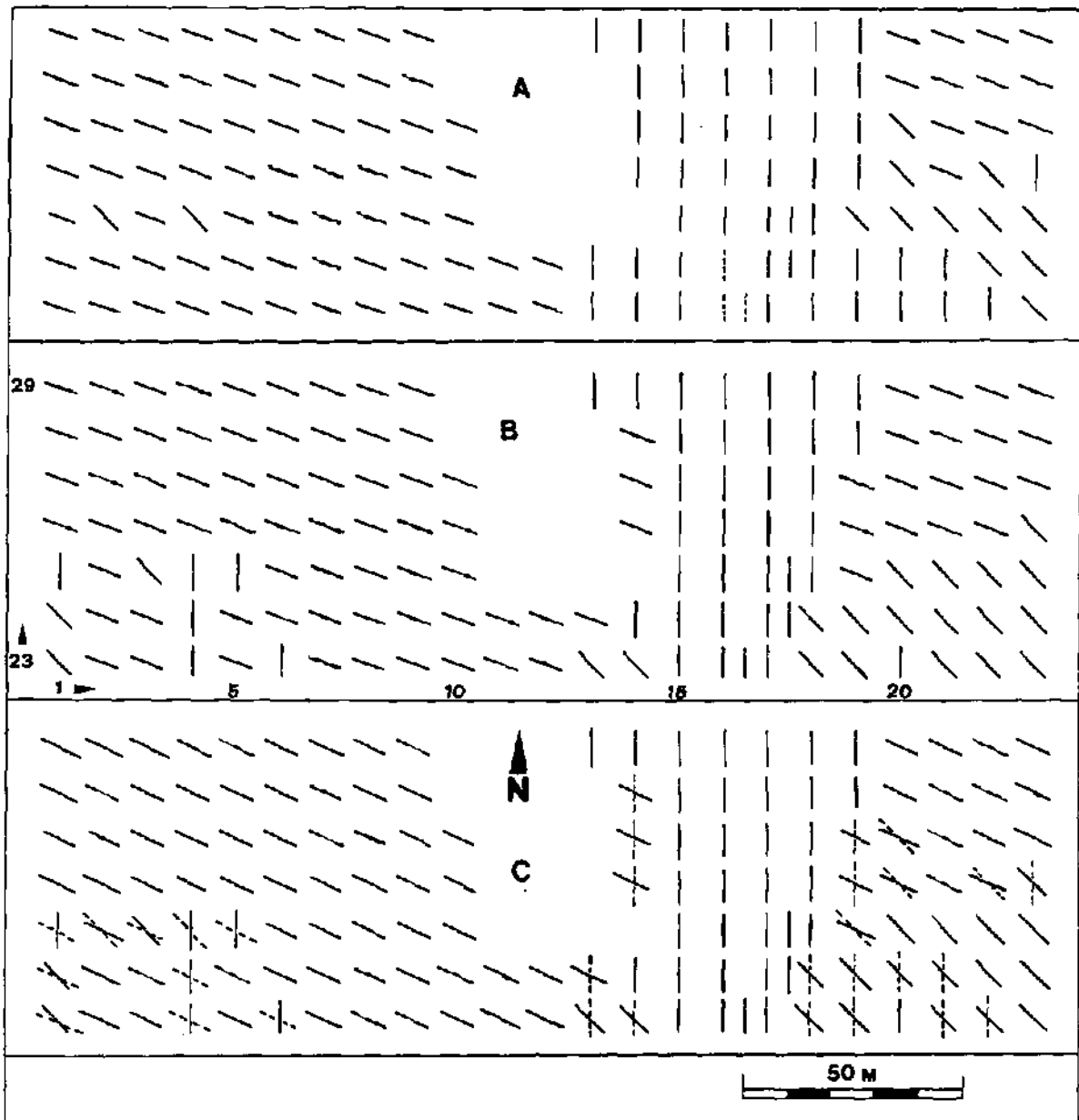


Fig. 4.14. Cartes directionnelles des stations VLF-R (mesures en N000°, N110° et N135°) du secteur B18 du site de Bure avec (A) direction de la phase minimale, (B) direction de la résistivité maximale et (C) directions superposées de la phase minimale et de la résistivité maximale.

Sur la base de la carte des directions de la phase minimale (indicateur considéré comme le plus fiable) nous subdivisons cette surface en 4 zones "isodirectionnelles":

- la zone 1 couvre l'ensemble de la partie Ouest de B18. Elle comprend le plateau calcaire bordant la faille régionale à l'Ouest. La direction de pole est possible entre N055° et N122°;
- la zone 2 couvre la partie centrale de B18. Elle comprend la zone déprimée sans

- affleurement calcaire. La polE est possible entre N337° et N055°;
- la zone 3 couvre la partie Nord-Est de B18. Les directions de polE sont similaires à celles de la zone 1;
- Enfin, la zone 4 couvre un secteur allongé au Sud-Est de B18. Ses hétérogénéités géophysiques sont orientées entre N122 et N157°.

Les mesures de terrain confirment sur deux points les comportements théoriques calculés sur une structure conductrice 2D (cf. annexe 1, figure A.1.5) : la polarisation E sur la zone de faille est réalisée pour l'ensemble des stations et cet effet s'atténue très rapidement avec la distance à la faille. On note cependant qu'il n'existe pas de zones géophysiquement isotropes et surtout que la direction de polE des zones marginales de la faille est \pm perpendiculaire à la direction de celle-ci. Nous discutons cet effet sur un secteur adjacent au chapitre suivant (cf. § 5.1.3.1).

Ces observations montrent que l'effet EM directionnel induit par les hétérogénéités électriques du sous-sol varie de façon cohérente à l'échelle locale.

Nous ajoutons, pour la prospection des cavités karstiques, que ces dernières ne produisent pas d'anomalie directionnelle notable. Sur B18, le réseau connu est complètement inclus dans la zone isodirectionnelle centrale (zone de faille).

L'évolution des phases et des résistivités le long du profil pluridirectionnel $y = 24$ du même secteur B18 est présentée à la figure 4.15 pour les stations $x = 11$ à $x = 19$. A quelques 40 m en bordure Ouest de la faille (point 11) l'effet de polarisation est net, la pol H est dans la direction Nord-Sud et la résistivité est moyenne. En se rapprochant de la structure conductrice la polarisation se marque très fortement au point 12 puis la relation s'inverse aux points 13 et 14 pour arriver à une polarisation inverse où la polE est Nord-Sud. Cet effet s'accroît jusqu'au point 17 où les résistivités et les phases sont basses. Entre les points 17 et 18 intervient un brusque changement créé par une forte augmentation de résistivité (bordure Est de la zone de faille).

Cette évolution détaillée dans le champ rho/phi à travers la bordure Ouest de la zone de faille centrale permet les constatations suivantes:

- dans la zone de marge calcaire (N° 11 et 12), la direction de la polE est N110° et les différences directionnelles de ces 2 stations sont d'amplitude moyenne;
- les deux stations suivantes (N° 13 et 14) ne présentent pas d'effet directionnel bien marqué et notamment pas de correspondance directionnelle entre la phase min. et la résistivité maximum (cf. figure 4.14). Elles correspondent à une zone de transition;
- les stations suivantes (N° 15 à 17) présentent des effets EM directionnels conformes à une direction de polE en N000°. Les effets les plus marqués (N° 16 et 17) se trouvent

logiquement sur les zones les plus conductrices que l'on peut considérer comme la *faille au sens strict*. Notons que le réseau karstique se trouve entre les points très anisotropes N°16 et 17.

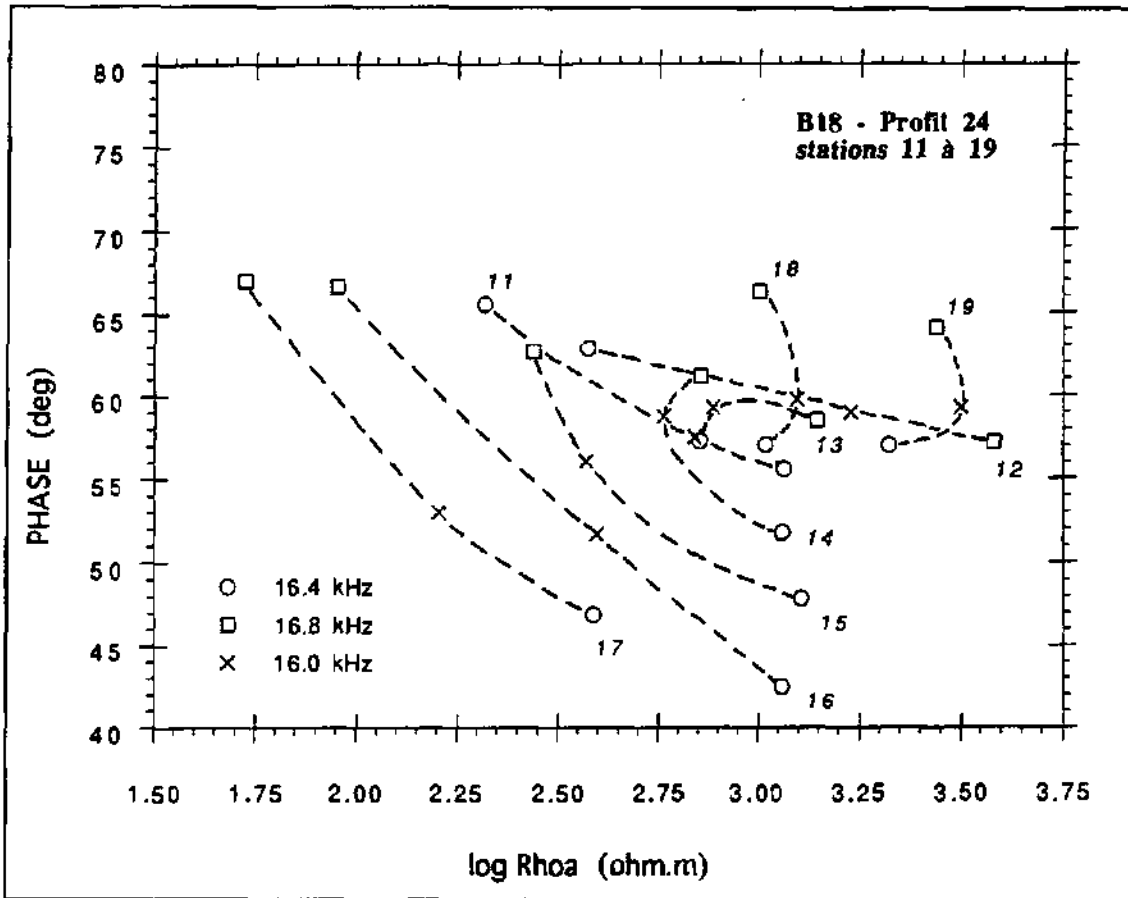


Fig. 4.15. Evolution des effets directionnels le long d'un profil VLF tridirectionnel recoupant transversalement une zone de faille d'orientation Nord-Sud. Site de Bure, secteur B18, profil $y = 24$, stations $x = 11$ à $x = 19$ (situées à la figure 4.13). Mesures en 16.4 kHz N000°, 16.8 kHz N110° et 16.0 kHz N135°.

Cet exemple d'évolution détaillée montre que la **distribution spatiale** des effets directionnels mène au concept de "**zone isodirectionnelle**": zone où les effets directionnels sont identiques. La zone isodirectionnelle pourrait être un indicateur de la direction des structures faillées, mais pas de l'intensité de la fracturation. Cela implique que les différences directionnelles ne doivent pas être interprétées uniquement sur la base de leur intensité, mais aussi sur celle de leur évolution spatiale. La station N° 13 (peu de différence de phase), située à l'interface d'une zone très fracturée en est l'exemple type.

On remarquera aussi qu'en mesurant uniquement en N010° (16.4 kHz), on obtient une résistivité supérieure au droit de la zone faillée (points 15 et 16) à la résistivité que l'on mesurera par exemple sur sa marge calcaire occidentale (points 11, 12).

Cette organisation spatiale en zones isodirectionnelles se retrouve sur les secteurs géophysiques de **Lindau** et sur celui du **Lamalou**. Malheureusement les données géologiques de vérification sont trop éparées et mal adaptées aux anomalies du champ magnétotellurique. Il ne sera donc possible que de présenter des **indices** sur les relations entre les zones isodirectionnelles et les structures géologiques.

c) *Lindau secteurs L1 et L2*

Les figures 4.16 et 4.17 montrent les phases minimum et les résistivités maximum (normées) sur les secteurs 1 et 2 du site granitique de Lindau.

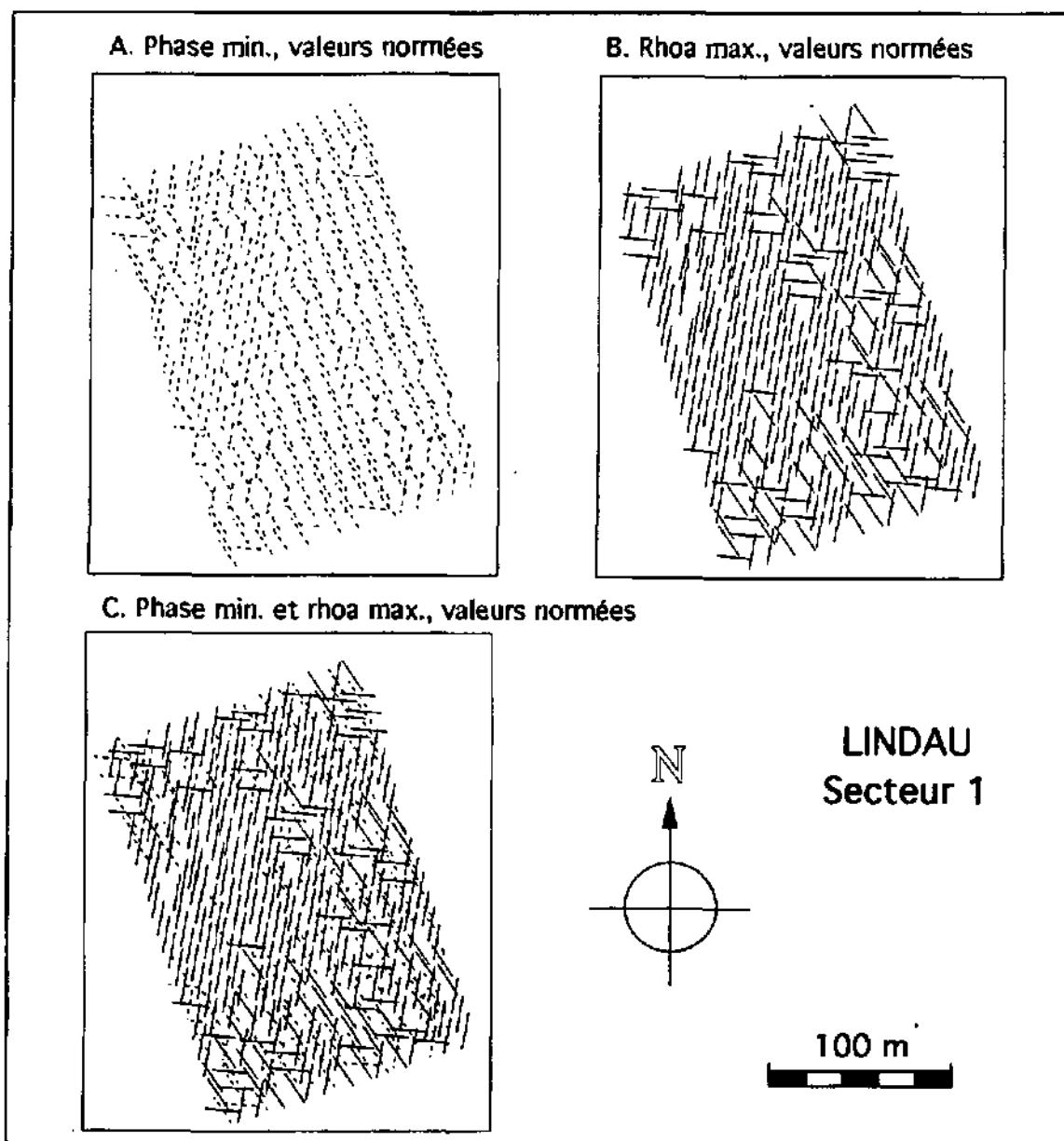


Fig. 4.16 Cartes directionnelles des stations VLF (en N010°, N095° et N145°) avec pour chaque station: direction de la phase minimale (A), direction de la résistivité maximale (B) et directions A et B superposées (C). Site de Lindau, secteur L1. Les directions marquées en traits interrompus indiquent des déphasages inférieurs à 45°.

Les phases minimum de L1 sont essentiellement orientées en $N145^\circ$ et $N010^\circ$ et les résistivités maximum préférentiellement en $N010^\circ$, mais présentent des regroupements en $N095^\circ$ et $N145^\circ$. La distribution spatiale des effets directionnels est plus variable que dans le cas de B18, mais géologiquement, L1 est caractérisé par la présence du filon Hermann (direction N-S) et par celle des filons porphyriques et dioritiques d'orientation NW-SE (cf annexe A.5.2).

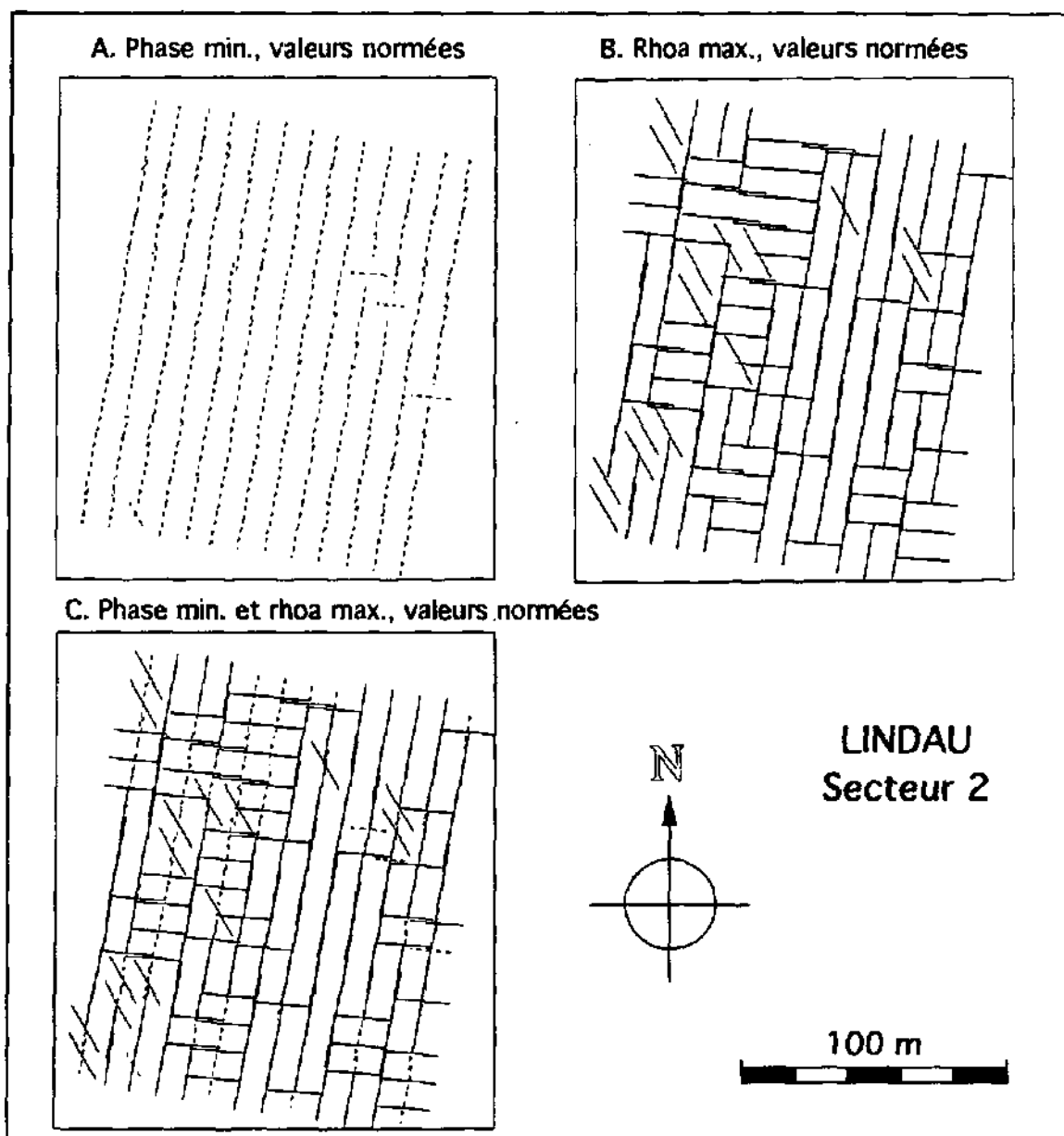


Fig. 4.17 Cartes directionnelles des stations VLF (en $N010^\circ$, $N095^\circ$ et $N145^\circ$) avec direction de la phase minimale (A), direction de la résistivité maximale (B) et directions superposées de la phase minimale et de la résistivité maximale (C). Site de Lindau, secteur L2. Les directions marquées en traits interrompus indiquent des déphasages inférieurs à 45° .

La situation est différente en L2 (figure 4.17) où les phases minimales sont presque exclusivement orientées en $N010^\circ$ et où les résistivités maximales sont orientées en $N010$

et N095°. Géologiquement, ce secteur est surtout caractérisé par la présence du filon Hermann, de direction N-S.

Sans autre source d'information, il est difficile d'interpréter plus en détail les effets EM directionnels de ce milieu granitique, mais la variabilité locale de ces effets n'est pas incohérente avec la présence de multiples structures conductrices d'épaisseur métrique. La direction des phases apparaît être un meilleur critère que celle des résistivités. On remarque notamment que les directions N010° et N145° de L1 correspondent avec les directions de polarisation E, respectivement, du filon Hermann et des dikes associés. La direction unique de polE en N010° sur L2 correspond aussi à la présence du filon Hermann seul.

d) Lamalou secteur H1

La fig. 4.18 présente les zones isodirectionnelles du secteur H1 du Lamalou. Les phases minimum sont essentiellement subdivisées en deux zones isodirectionnelles dont la principale est orientée en N010° et la seconde en N120°. Le manque de corrélation géologique lié à la forte hétérogénéité du milieu rend difficile toute interprétation plus détaillée.

Notons cependant que sur ce secteur **H1**:

- la direction N030-050°, la plus proche de la direction préférentielle des phases minimales (N010), est levée localement sur le site du Lamalou comme la principale direction de karstification (cf annexes A.4.3 et A.4.4).
- la direction N100° à N130, la plus proche de la direction secondaire des phases minimales (N120), est levée sur le site du Lamalou (et sur l'ensemble du causse de l'Hortus) comme une direction de fracturation préférentielle, représentée aussi bien en surface qu'en profondeur (cf. annexes A.4.3 et A.4.4). Cette observation est soutenue par le fait que la zone isodirectionnelle des phases minimales en N120° (carte A) est située au droit de la zone comprenant le réseau karstique cartographié du Lamalou.

4.3. RESUME

L'ensemble des observations de ce quatrième chapitre montre que les mesures radiomagnétotelluriques peuvent être utilisées à plusieurs échelles.

Si l'on considère l'unité comme étant la formation géologique, on considérera la globalité des mesures, indépendamment des effets directionnels. Cette procédure permet de dégager les tendances géophysiques des différentes unités géologiques. Ces tendances

semi-régionales ne peuvent pas être extrapolées à une situation locale.

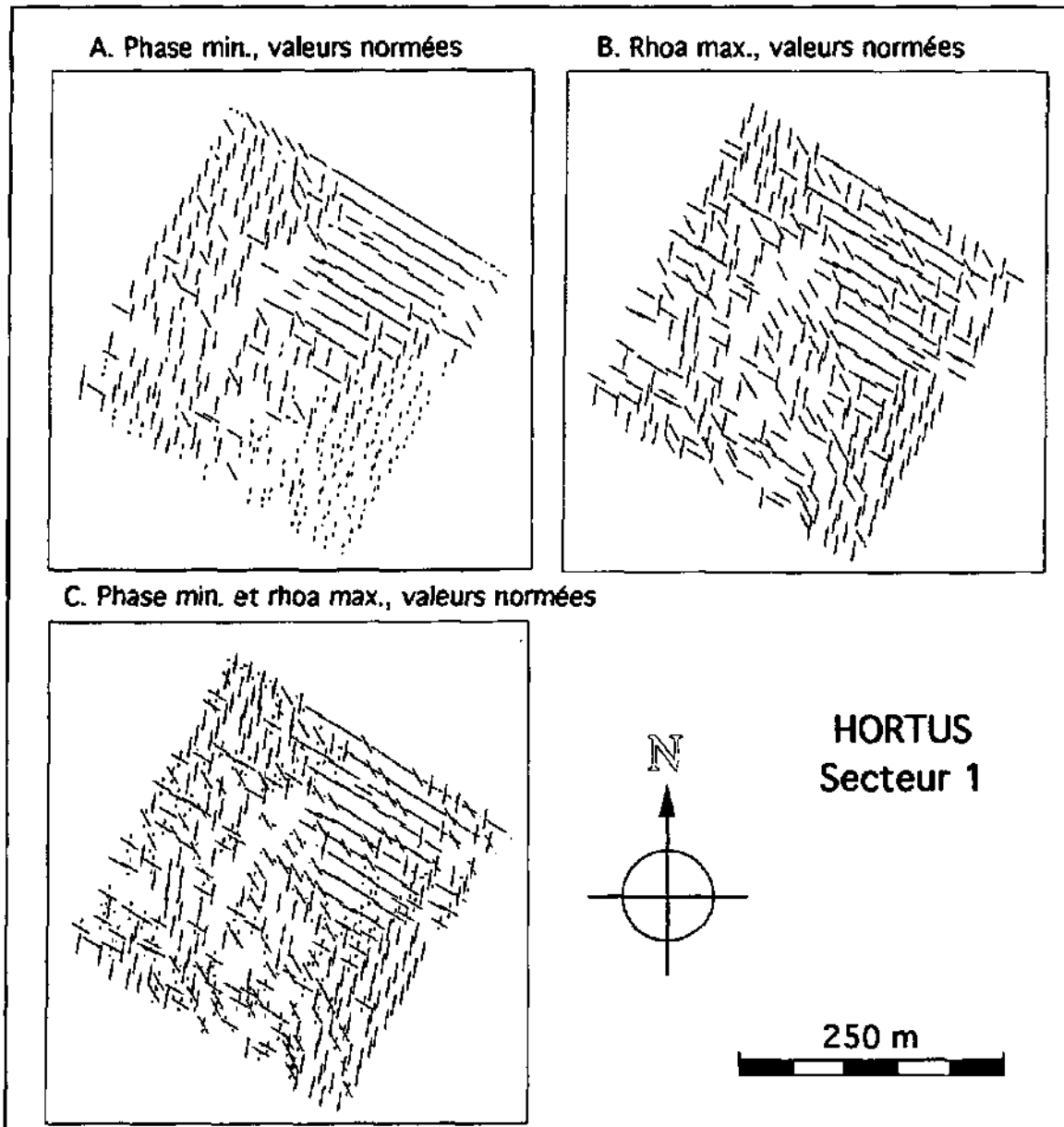


Fig. 4.18 Cartes directionnelles des stations VLF pluridirectionnelles (en $N010^\circ$, $N120^\circ$ et $N150^\circ$) avec direction de la phase minimale (A), direction de la résistivité maximale (B) et directions A et B superposées (C). Site de l'Hortus, secteur H1. Les directions marquées en traits interrompus indiquent des déphasages inférieurs à 45° .

L'étude locale en milieu fissuré nécessite une attention plus détaillée, car l'hétérogénéité RMT locale du milieu est dans certains cas comparable à l'hétérogénéité RMT régionale. Plus encore que les valeurs absolues, la **structure spatiale** des paramètres électromagnétiques est donc essentielle pour caractériser un milieu fracturé.

A l'échelle locale, la différenciation de zones présentant une même direction de polarisation (zone isodirectionnelle) apparaît intéressante car elle met en évidence une nouvelle possibilité de structurer le milieu. Sur le site de Bure, il est possible de

démontrer que ces zones isodirectionnelles ont une cohérence interne et que certaines d'entre elles sont manifestement liées aux zones fracturées. Il est par contre prématuré de prétendre que leur concept peut être généralisé. Les exemples de l'Hortus et de Lindau laissent penser que tel pourrait être le cas.

Enfin il est montré que si les anisotropies RMT élevées représentent généralement des milieux fracturés (et karstifiés), des milieux très fracturés peuvent ne pas être représentés par des anisotropies RMT élevées (cf. également fig 5.5).

=====

Chapitre 5

MODELE GEOLOGIQUE

La transcription des réponses électromagnétiques en information géologique quantitative constitue l'objet de ce chapitre. Nous verrons que s'il est toujours possible de modéliser une structure géologique concordante aux mesures EM, le problème inhérent à cette transcription est lié à sa **vérification**. En effet, en l'absence de données spatialement continues (tunnel, tranchée, carrière), les forages ne permettent qu'une vérification ponctuelle du modèle géologique. En outre, il est évident que plus le terrain est hétérogène et plus la corrélation entre les données de forage et celles des mesures géophysiques sera faible.

Bien que le contexte géologique des sites de Lindau et de l'Hortus fut considéré comme relativement simple, la densité de forages s'est malheureusement avérée insuffisante par rapport à l'hétérogénéité radiomagnétotellurique du milieu et, qui plus est, l'emplacement des forages s'est avéré souvent **indépendant** des anomalies du champ des paramètres électromagnétiques.

Seul le site de Bure (par ailleurs aussi plus hétérogène que prévu) a pu être observé par un ensemble de forages implantés sur des critères magnétotelluriques. Pour cette raison, l'argumentation des corrélations entre le champ RMT et l'observation géologique sera essentiellement basée sur le site expérimental du Maira (situation cf. annexe A.3.4).

Trois étapes d'analyse sont développées dans ce chapitre:

- la première consiste à étudier semi-quantitativement un secteur stratigraphiquement simple dont les zones principales de drainage (réseau karstique) sont connues (secteur B17). Nous mettons en parallèle les réponses RMT et les observations morphogéologiques, les levés de fissuration et les indications d'une série de 4 forages (cf. annexes A.7.1 et A.7.2);

- La deuxième étape consiste en une comparaison quantitative entre une série de forages et une modélisation unidimensionnelle des mesures géophysiques RMT multifréquences et multidirectionnelles;
- la dernière est une interprétation quantitative bidimensionnelle d'un profil RMT de 300 m de long calibré en 6 points par forage;

5.1. BURE SECTEUR B17 - ÉTUDE D'UNE SITUATION LOCALE

Pour illustrer une **étude locale**, nous avons choisi un secteur carré de 250 m de côté comprenant un réseau régulier de 121 stations de mesures VLF pluridirectionnelles, deux profils RMT détaillés et 7 profils VLF-EM en outphase. B17 est situé sur le plateau de Bure, à quelques dizaines de mètres au Nord du secteur B18, sur la même zone de faille N-S et au droit d'un double tronçon cartographié du réseau karstique de Milandre. Ce secteur est présenté à la fig. 5.1.

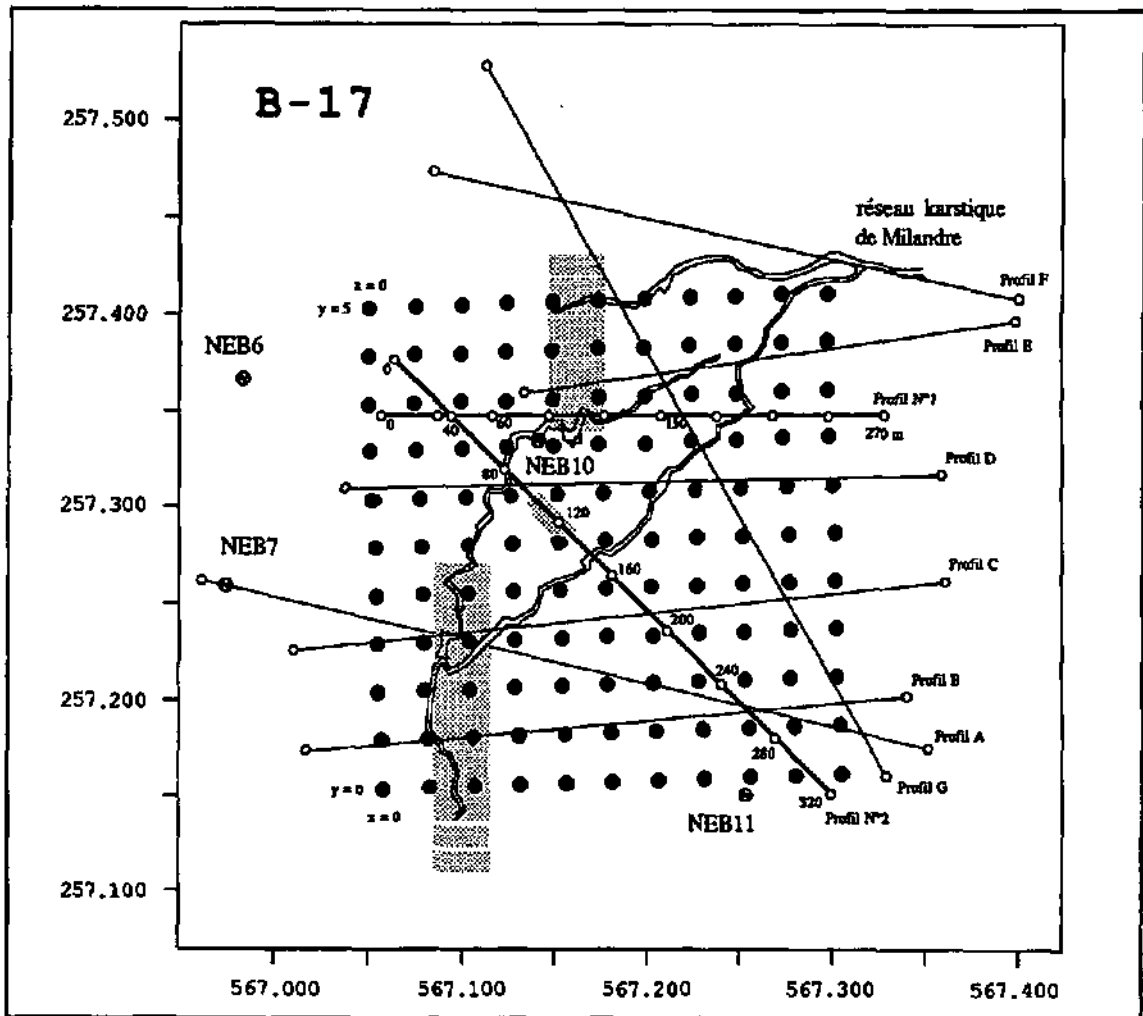


Fig. 5.1 Carte de situation des stations de mesures VLF-R pluridirectionnelles en N360°, N115°, N120°, N130° et N150° (cercles noirs), des profils RMT-R unidirectionnels (N°1 et N°2) et des profils VLF-EM d'outphase (profils A à F). Indication des forages (NEB), du tracé du réseau karstique de Milandre et de la trace de la zone de faille Nord-Sud principale (en grisé). Site de Bure, secteur B17.

Il s'agit d'évaluer:

- les correspondances entre les valeurs RMT et la cartographie géologique locale;
- l'information structurale fournie par les données RMT;
- les limites d'interprétation des valeurs RMT locales.

5.1.1. OBSERVATIONS DIRECTES SUR B17

A l'affleurement B17 est constitué de calcaires rauraciens surmontant les marnes oxfordiennes. Ce contexte est précisé par quatre forages verticaux carottés situés à l'intérieur ou aux abords immédiats de ce secteur (figure 5.1), dont la description et les levés figurent à l'annexe A.7.1.

L'ensemble de ces 4 forages montre que la zone de B17 est un terrain essentiellement bicouche, avec une formation calcaire d'épaisseur variable entre 60 et 85 m surmontant une formation marno-calcaire et marneuse. Cette formation calcaire peut présenter localement une couverture limono-argileuse d'épaisseur variant entre 0 et 6 m et un épikarst de 1 à 4 m d'épaisseur. Les formations de ce secteur apparaissent relativement homogènes et les décalages verticaux apparaissent faibles (inférieurs à 6 mètres). Il faut cependant noter que la zone Nord-Est de B17 n'est pas reconnue par forage.

D'autre part un relevé de fissuration proche de B17, situé à l'annexe A.3.4, est disponible (Király et al. 1971). Il ressort de ce levé que la fréquence globale de fissuration est moyenne et que le classement des fréquences des 3 systèmes de fractures présents est: N000° (de 10 à 20 fractures par 10m), N025° (de 30 à 40 fractures par 10m) et N110° (de 40 à 50 fractures par 10m). Notons que les deux premiers systèmes sont les systèmes les mieux représentés sur l'ensemble des 10 stations de mesures prises en compte sur l'ensemble du plateau de Bure (cf annexe A.3.3). A cette même échelle, le troisième système est étonnamment le moins bien représenté régionalement alors qu'il l'est le plus sur ce levé. D'autre part, cette direction n'apparaît pas dans les orientations des galeries du réseau karstique contrairement aux deux premières directions. Les auteurs mentionnent cependant "la karstification sur de courtes distances seulement du système N110" expliquant ainsi, l'absence de ce système de galeries.

5.1.2. OBSERVATIONS INDIRECTES SUR B17

La présence d'un contexte local essentiellement bicouche (cf. ci-dessus) avec 60 à 85m de calcaires sur marnes **doit se traduire** en VLF-R par une résistivité apparente fortement influencée par celle des calcaires rauraciens, mais surtout, par un déphasage supérieur à 45° (résistant sur conducteur). Le graphe de la figure 5.2 comprenant la totalité des mesures pluridirectionnelles montrent en effet que les valeurs de résistivité sont essentiellement comprises entre 300 et 1200 ohm.m avec une moyenne de 630 ohm.m

(log: 2.80) et un déphasage toujours supérieur à 45° avec une moyenne à 59° .

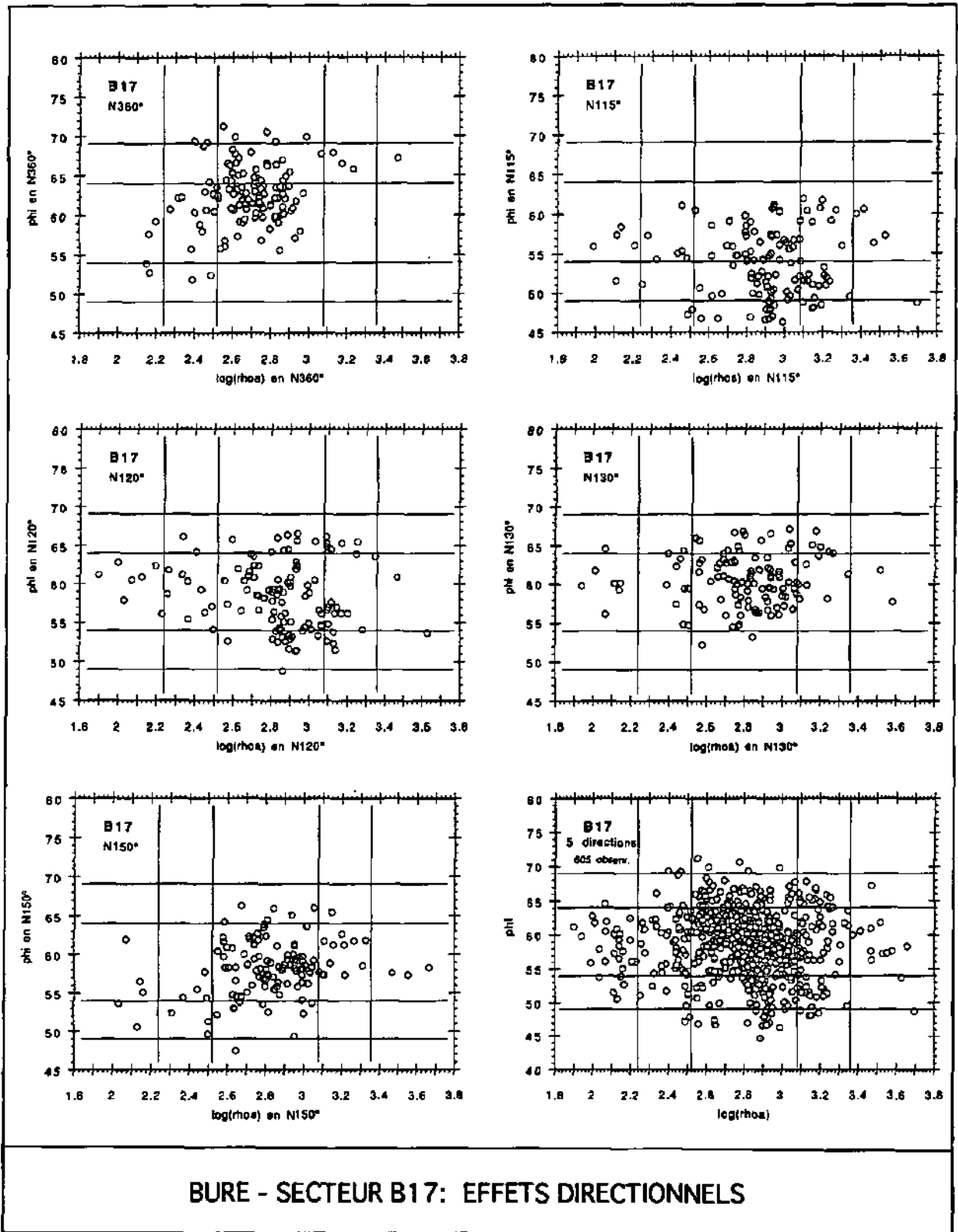


Fig. 5.2 Distribution des mesures VLF-R dans le champ phi vs log rho_a pour l'ensemble des observations (en bas à droite) et pour chacune des 5 directions de mesure (N360°, N115°, N120°, N130° et N150°). Site de Bure, secteur B17.

Les deux profils RMT-R sur B17, présentés précédemment à la figure 4.7, permettent de préciser l'évolution des paramètres géophysiques avec la profondeur. Les résistivités sont minimales en surface (198 kHz), maximales à profondeur intermédiaire (60 kHz) et intermédiaires en profondeur. Les déphasages sont très inférieurs à 45° en surface, inférieurs à 45° en profondeur intermédiaire et supérieurs à 45° en profondeur. Ces informations confirment les données de forage avec la présence d'un résistif intermédiaire (calcaires rauraciens) surmonté d'un conducteur (limons superficiels et épikarst) et surmontant un conducteur (marnes oxfordiennes).

A partir de cet ensemble de données et à titre indicatif, la modélisation 1D d'un contexte stratigraphique type comprenant 4 mètres de matériel de surface à 250 ohm.m (sol + épikarst), 65 m de calcaires à 950 ohm.m et des marnes basales à 70 ohm.m fournit à 16.0 kHz (fréquence intermédiaire) un couple ρ_{boa}/ϕ de 630 ohm.m et 59° cohérent avec les données de la figure 5.2 (distribution de toutes les observations).

Les valeurs radiomagnétotelluriques **modales** permettent donc une évaluation du contexte lithostratigraphique à l'échelle du secteur B17.

L'hétérogénéité reconnue de B17 (cf. variogrammes, fig. 4.8) doit se marquer sur la distribution directionnelle des résistivités et des phases. De plus sachant que la structure locale majeure est orientée Nord-Sud, les valeurs de phase les plus faibles (ρ_{olE}) devraient se trouver préférentiellement dans la direction de mesure en N010°. La fig. 5.2 montre effectivement que les différences directionnelles ne sont pas négligeables. Par contre les phases minimales sont majoritairement orientées en N115°, soit à environ 90° de la direction présumée. Cette direction préférentielle confirme par ailleurs les observations effectuées sur la base de la figure 4.6 et est discutée ci-dessous.

La figure 5.3 présente 2 couples de cartes pluridirectionnelles. Le premier couple représente les valeurs directionnelles absolues mesurées en 5 directions (N010°, N100°, N115°, N135°, N150°) pour la résistivité ($\log \rho_{\text{oa}}$) et pour le déphasage. Le second couple représente les directions normées selon lesquelles sont mesurés en chaque station la résistivité maximale (droite) et le déphasage minimal (gauche).

On observe que:

- les différences directionnelles présentent une distribution spatiale cohérente. Les variations d'intensité brutales entre certains points adjacents montrent probablement le sous-échantillonnage local dû à l'espacement de 25 m entre les stations;
- les directions de polarisation E (phase minimum et ρ_{ho} maximum) ne sont pas aléatoires malgré l'hétérogénéité du milieu. La direction N115° apparaît clairement prépondérante à l'échelle de B17. Pour les phases surtout, cette direction subit une

rotation en N010° au droit du linéament conducteur considéré comme la faille principale de direction Nord-Sud (cf. figure 5.1).

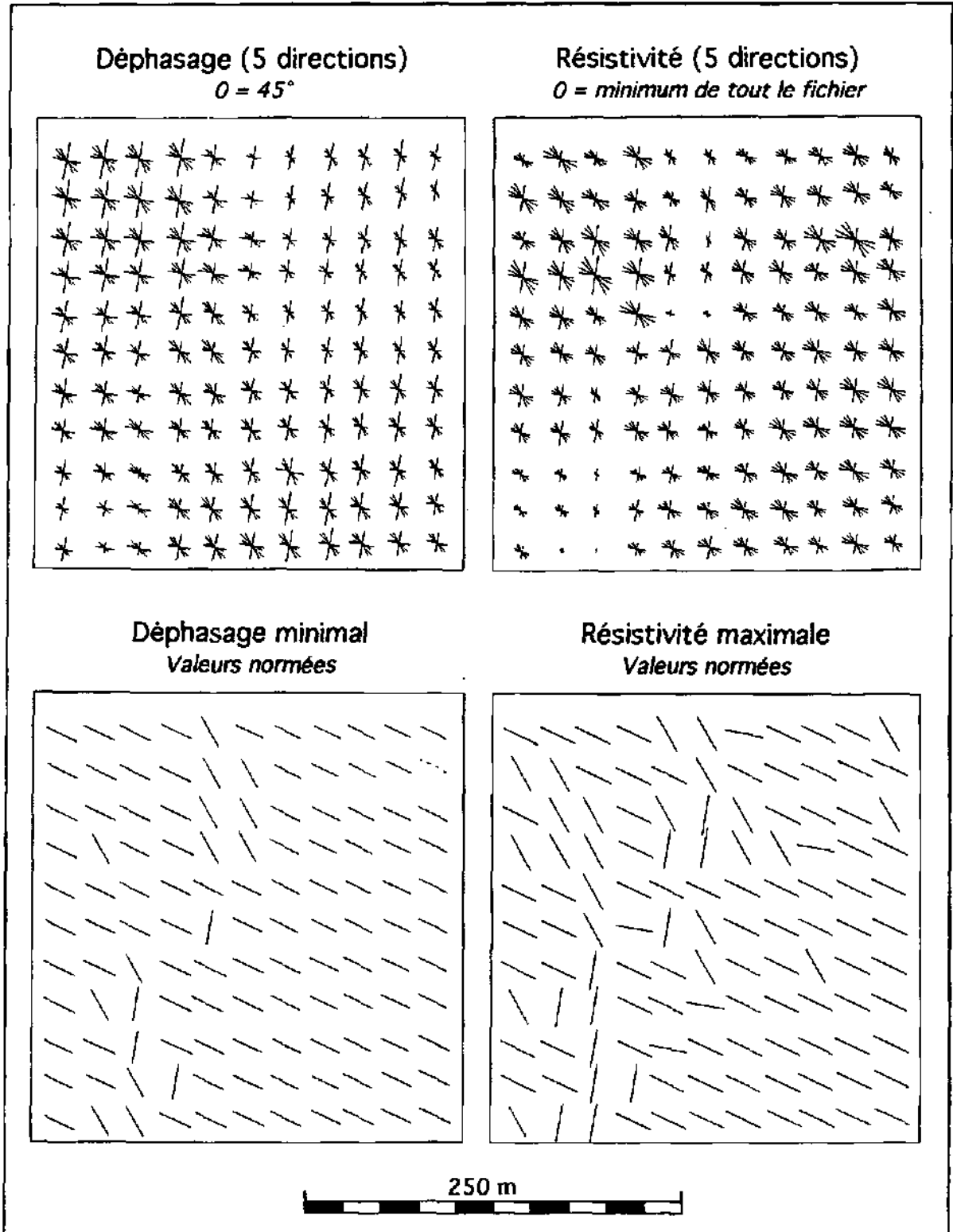


Fig. 5.3 Cartes directionnelles des stations VLF pluridirectionnelles (N000°, N115°, N120°, N130° et N150°) avec magnitude comparée de la phase pour ces 5 directions (en haut à gauche), magnitude comparée du log de la résistivité pour ces 5 directions (en haut à droite), direction normée de la phase minimale (en bas à gauche) et direction normée de la résistivité maximale (en bas à droite). Site de Bure, secteur B17.

La raison de l'orientation préférentielle proche de N115° ne peut être prouvée formellement mais 3 éléments appuient indirectement la réalité physique de cette direction:

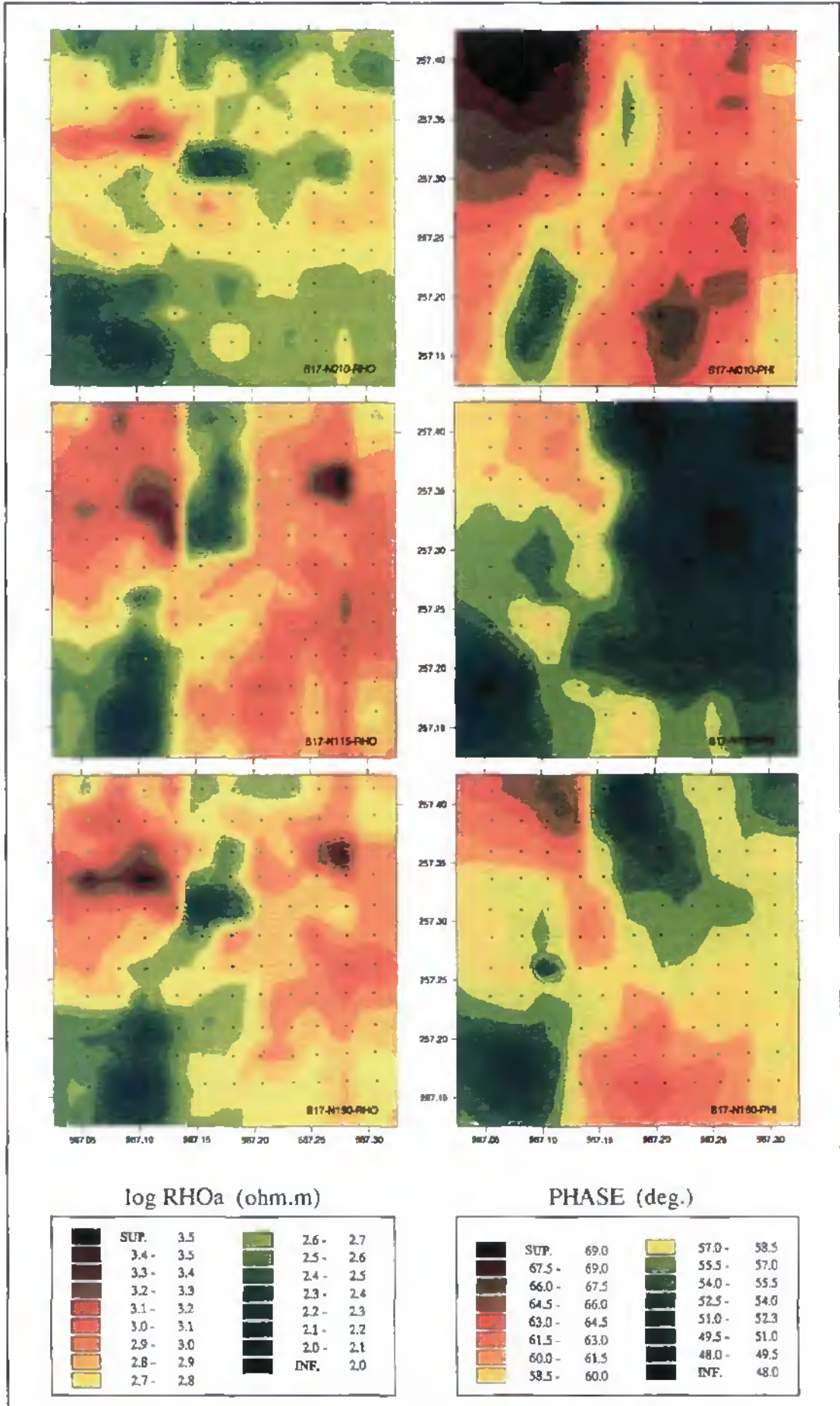
- le relevé de fissuration cité ci-dessus (§ 5.1.2) et situé sur la marge de la zone de faille N-S montre une fréquence de fissuration légèrement préférentielle en N110°-N130°;
- en éliminant les données VLF correspondant à cette direction (mesurée à 24.0 kHz), cette orientation préférentielle se reporte sur la direction de mesure la plus proche (N100°, 16.8 kHz), attestant l'absence d'effet dû à la différence de fréquence.
- cette direction apparaît également comme préférentielle sur les marges du secteur B18 (cf. fig.4.14), secteur adjacent à B17.

Les différences directionnelles du champ VLF mesurées sur B17 sont encore plus apparentes si elles sont représentées sur des cartes interpolées (interpolation par krigeage). Conscients de la difficulté d'obtenir une fonction d'interpolation adaptée, nous n'attribuons à la figure 5.4 qu'un but démonstratif. Elle illustre le fait que l'interprétation géologique du champ des résistivités ou des déphasages est **étroitement liée** à la direction "du regard géophysique" par rapport à celles des structures du milieu.

Il apparaît sur la figure 5.4 que les **anomalies de résistivité** ressortent d'autant mieux que la direction de mesure est perpendiculaire (polH). A titre d'exemple, la zone de faille régionale est suffisamment large pour être déterminée par notre réseau de station: en N010° (polE ou ±E), elle n'apparaît pas; en N115° (polH) ses deux tronçons d'orientation N-S apparaissent clairement et c'est en N150° que le tronçon intermédiaire d'orientation NE-SW (pol H) se démarque le plus nettement.

Par opposition, les **anomalies de déphasage** liées à cette structure ressortent d'autant mieux que la direction de mesure est parallèle (polE). Nous remarquons en effet que l'anomalie maximale due à cette structure est observée en N010°. Notons en outre qu'en direction de mesure N115°, l'ensemble de la partie Est de B17 présente des déphasages relativement bas et nous verrons à la figure 5.5 que cette zone est une zone où les anisotropies de phase sont élevées.

Ces observations montrent qu'en milieu hétérogène, il est justifié de cartographier pour le moins en **deux directions ± perpendiculaires**. Les effets plus accentués de la polE pour les réponses de phase et ceux de la polH pour celles de résistivité concordent avec les résultats calculés présentés à l'annexe A.1.4 sur une structure conductrice simple (Fischer et al. 1983). Cet effet pourrait expliquer la raison de la non concordance directionnelle, en certaines stations, entre la phase minimale et la résistivité maximale lors de la présence de plus d'un système de structures faillées.



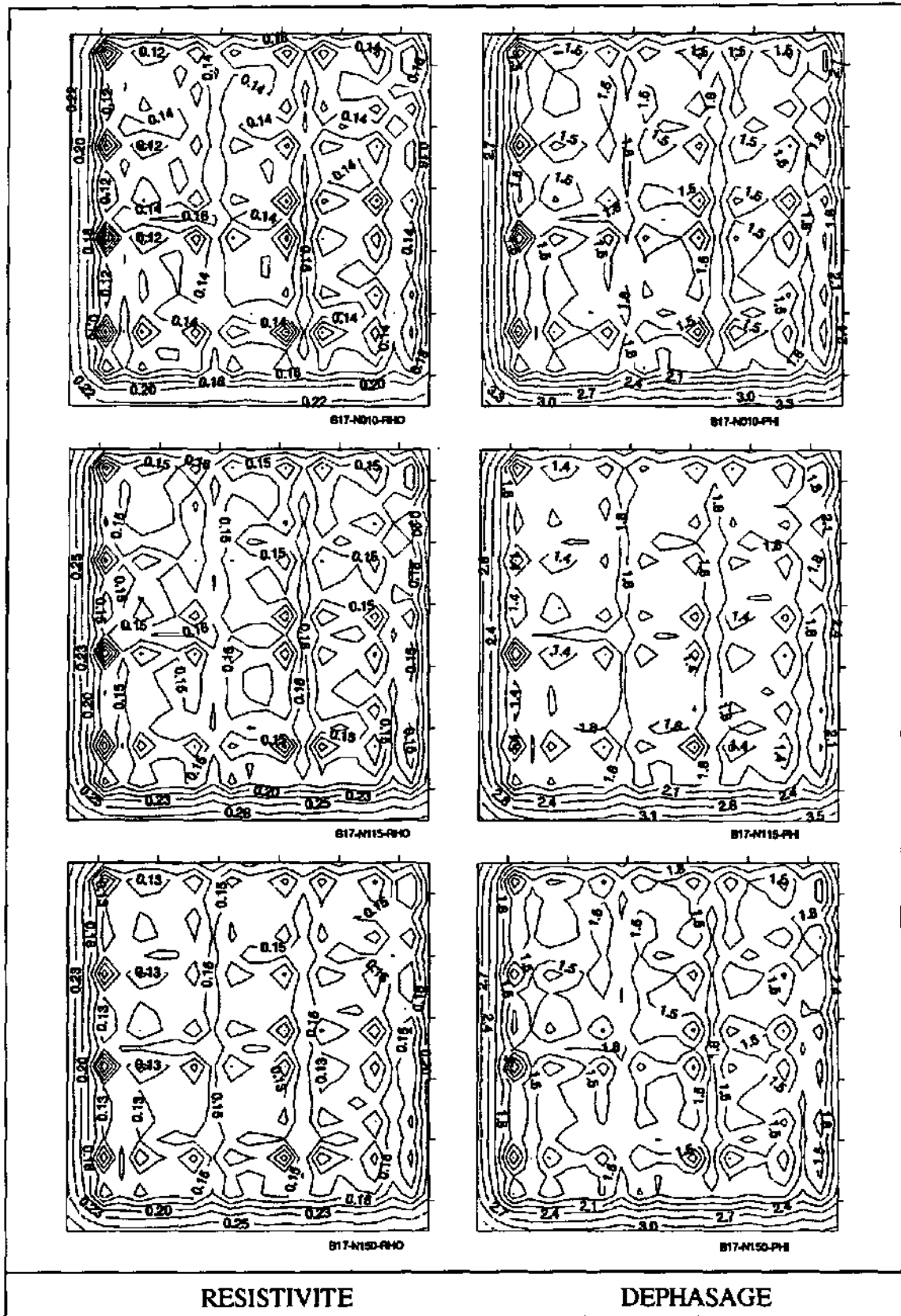


Fig. 5.4 Ci-contre: cartes VLF-R directionnelles (interpolées par kriging) du log de la résistivité apparente (à gauche) et du déphasage (à droite) pour les directions N010° à 12.1 kHz (en haut), N115° à 24.0 kHz (au centre) et N150° à 19.0 kHz (en bas). Site de Bure, secteur B17. Ci-dessus: cartes des écarts-type associées à ces six interpolations.

La mise en parallèle d'un profil RMT unidirectionnel et des anisotropies maximales de résistivité et de phase mesurées en plusieurs stations pluridirectionnelles de ce profil (ou à proximité immédiate) permet de voir dans quel contexte géophysique se situent les anisotropies maximales, susceptibles d'être interprétées comme des indicateurs de fracturation maximale. La figure 5.5 montre que la distribution spatiale de ces anisotropies n'est pas aléatoire; on observe:

- que les plus grandes différences de phase ne se situent pas au droit de l'anomalie considérée comme majeure mais dans la zone située entre 210 et 260 m. Notons que cette zone d'anisotropie élevée des phases a une continuité spatiale dans la direction Nord-Sud (non représentée);
- que les différences maximales de résistivité sont préférentiellement associées aux bordures des zones faillées mais qu'au droit de ces zones, les différences directionnelles peuvent aussi être faibles.

En résumé, les observations semi-quantitatives effectuées sur B17 montrent:

- que le champ des valeurs RMT représente fidèlement la géologie globale à l'échelle de B17, mais présente une variabilité locale d'ordre comparable à la variabilité semi-régionale;
- en plusieurs zones de B17, la distance d'interpolation atteint des valeurs limites à des distances de l'ordre de 10 m;
- si l'anomalie régionale N-S que nous considérons a priori comme référence montre une signature RMT évidente, d'autres structures EM anormales importantes sont localisées et compromettent l'interprétation simple des données;
- les mesures **pluridirectionnelles** mettent en évidence des zones différenciées dont les limites concordent avec des zones fracturées majeures. Une concordance directionnelle entre le système de fracturation le mieux représenté sur des relevés de fissuration et les directions de polE les plus représentées est observée. Elle confirme les remarques du chapitre précédent établies sur la base des cartes pluridirectionnelles. En admettant cette relation, il apparaît que l'emplacement (par rapport aux structures) des affleurements sur lesquels sont faits les relevés de fissuration déterminent en partie les résultats de ceux-ci, donc que l'hétérogénéité locale de la fissuration est élevée. Ce fait peut être démontré par la différence entre le relevé N° 6 (cf.A.3.2.b) qui correspond à la marge géophysique de la zone de faille Nord-Sud et qui présente une fréquence de fissuration moyenne et le relevé N°7 (cf.A.3.2.b), situé structurellement au droit de cette même zone de faille et qui présente une fréquence de fissuration élevée, particulièrement en direction Nord-Sud;
- l'information obtenue par RMT complique notablement l'image géologique du milieu

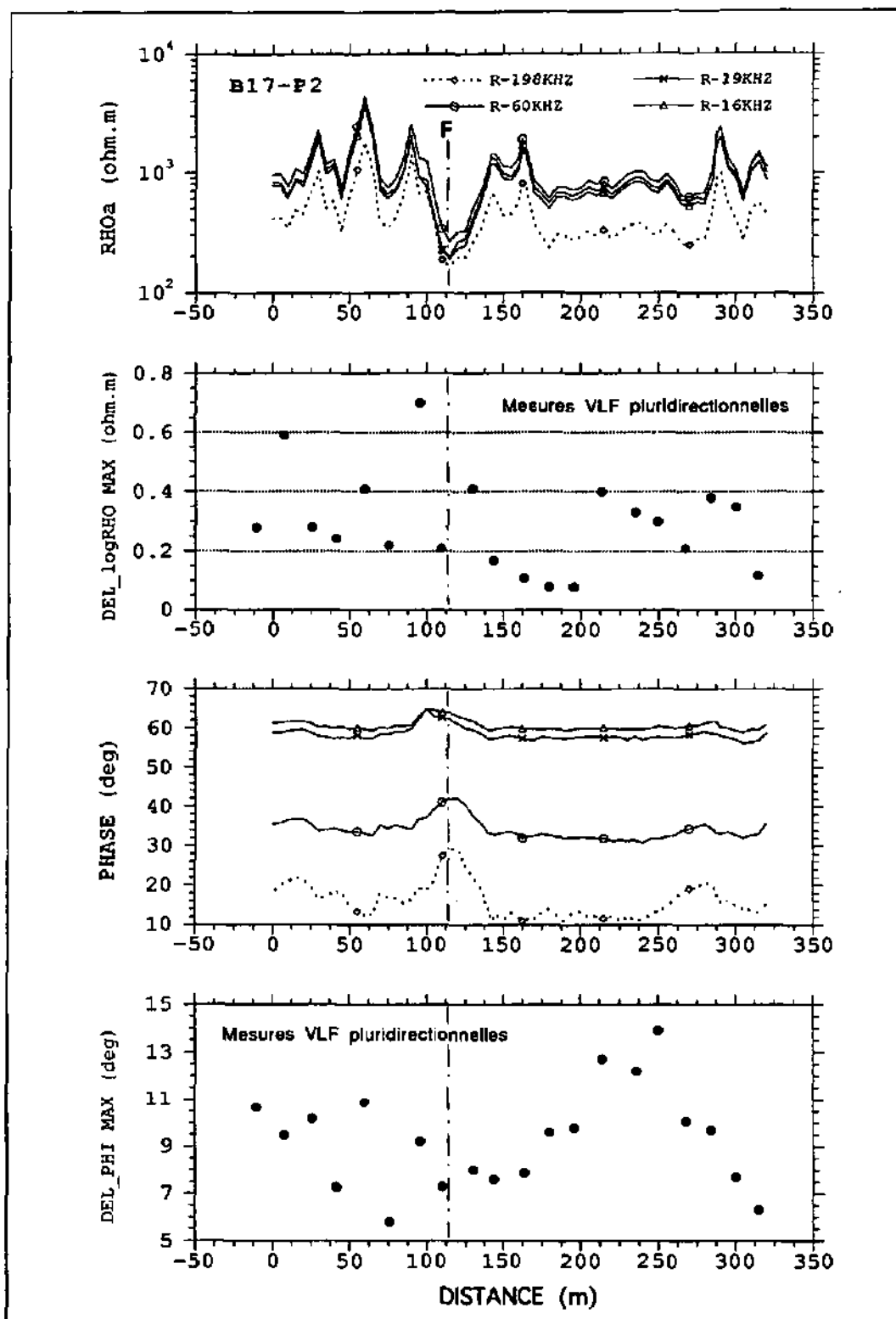


Fig. 5.5 Comparaison entre les valeurs RMT du profil unidirectionnel B17-P2 (direction de la mesure en N135°) et les anisotropies VLF maximales mesurées aux stations pluridirectionnelles (en 5 directions) à proximité immédiate de ce profil (cf. fig. 5.1). Profil RMT de résistivité apparente (A), profil VLF d'anisotropie maximale de résistivité (B), profil RMT de déphasage apparent (C) et profil VLF d'anisotropie maximale de déphasage (D). Indication du point le plus conducteur de la zone de faille principale (F). Site de Bure, secteur B17.

mais apporte des informations cohérentes sur la nature, sur la structure et sur l'hétérogénéité du milieu;

- pour être réellement utilisables, les mesures pluridirectionnelles doivent être adaptées à l'hétérogénéité du milieu. Dans notre cas, un maillage de 10 m aurait été idéal. La mesure rapprochée et la nécessité de mesurer en 2 (voire 3) directions limitent d'autant la rapidité de cartographie.

5.2. MODELE RMT 1D

En milieu hétérogène, il est **généralement incorrect** d'utiliser un modèle 1D pour calculer les épaisseurs et résistivités vraies des unités géologiques.

Comme il est cependant intéressant, en pratique, de pouvoir préciser le contexte lithostratigraphique en un point, sans recourir à une modélisation 2D ou 3D, nous évaluons ci-dessous la possibilité de traitement 1D en plusieurs points d'un contexte géologique reconnu par forage.

La méthodologie utilisée est la suivante:

- a. mesure à la station de la résistivité et de la phase avec tous les émetteurs disponibles entre 12 et 240 kHz (= sondage de fréquence avec en moyenne 30 émetteurs);
- b. lissage manuel des deux courbes de sondage obtenues;
- c. évaluation semi-quantitative d'un schéma géophysique de base;
- d. calcul 1D par inversion magnétotellurique (Steiner, 1993) à partir du schéma de base;
- d. comparaison du modèle 1D avec données de forage.

La fig. 5.6 présente les valeurs mesurées en 7 points (situés à l'annexe A.3.4) et les courbes de résistivité et de déphasage lissées manuellement.

On constate qu'en certains points (p.ex. FN2, NEB10) la présence de forts effets latéraux est sensible et ne permet pas le tracé d'une courbe de sondage suffisamment fiable. Pour cette raison, seuls les couples de courbes **jugées suffisamment fiables** (courbes de phase et de résistivité) sont utilisés pour une modélisation 1D. Il s'agit ici des stations FN1, NEB7, MIL4 et NEB9.

5.2.1. EVALUATION SEMI-QUANTITATIVE

L'évaluation semi-quantitative permet de bomer l'interprétation ultérieure par modélisation 1D. Evaluons le contexte géophysique des 3 forages **carottés** atteignant les marnes oxfordiennes : le FN1, FN2 et le NEB7.

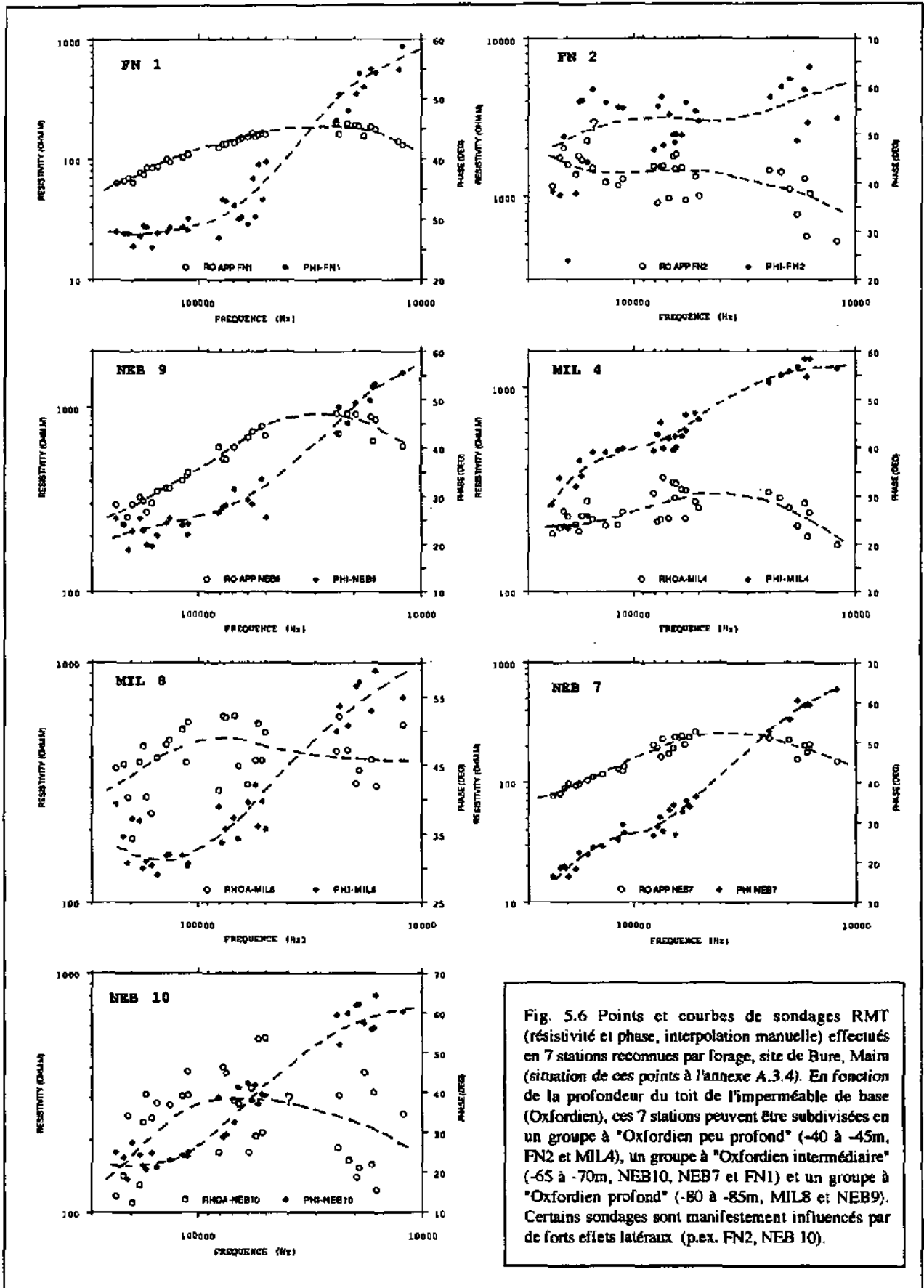


Fig. 5.6 Points et courbes de sondages RMT (résistivité et phase, interpolation manuelle) effectués en 7 stations reconnues par forage, site de Bure, Main (situation de ces points à l'annexe A.3.4). En fonction de la profondeur du toit de l'imperméable de base (Oxfordien), ces 7 stations peuvent être subdivisées en un groupe à "Oxfordien peu profond" (-40 à -45m, FN2 et MIL4), un groupe à "Oxfordien intermédiaire" (-65 à -70m, NEB10, NEB7 et FN1) et un groupe à "Oxfordien profond" (-80 à -85m, MIL8 et NEB9). Certains sondages sont manifestement influencés par de forts effets latéraux (p.ex. FN2, NEB 10).

.m4.5.2.1.1. Sondage FN1

Le sondage FN1 peut être décomposé en trois tronçons géophysiques:

- un tronçon où la phase est stable et où la résistivité est faible, mais augmente régulièrement. Cette unité est globalement conductrice (moy. d'environ 100 ohm.m). Son épaisseur peut être évaluée par la profondeur de peau à l'endroit de la rupture de pente de la phase (environ 80 kHz et 120 ohm.m) à 19 mètres.
- un tronçon où la phase augmente fortement et où la résistivité tend vers un maximum. Cette unité intermédiaire est plus résistante (supérieure à 200 ohm.m). Sa base peut être évaluée par la profondeur de peau correspondant à une phase de 45° (30 kHz et 200 ohm.m) à 41 mètres.
- un tronçon où la phase augmente, reste supérieure à 45° et où la résistivité diminue régulièrement. L'unité inférieure est plus conductrice que l'unité intermédiaire. La profondeur maximale atteinte est d'environ 53 m.

Une analyse schématique du levé de forage FN1, présenté à l'annexe A.8.2.a, montre une bonne correspondance entre la première unité géophysique et une unité géologique très karstifiée et colmatée dont l'épaisseur est de 18 mètres. La seconde unité géophysique (de -19 à -41m) n'a pas de correspondance lithologique évidente car l'augmentation d'interlits marneux ne débute qu'à -51 m. Enfin, les marnes oxfordiennes basales ne peuvent pas être atteintes, même aux plus basses fréquences utilisées.

.m4.5.2.1.2. Sondage FN2

Le sondage FN2 représente un point situé en bordure immédiate de la zone de faille et ses valeurs RMT sont très dispersées (effets directionnels accentués). Les valeurs mesurées aux plus hautes fréquences sont jugées non significatives et la courbe de sondage est interprétée en ne considérant qu'un seul tronçon géophysique.

Ce tronçon est constitué d'une phase supérieure à 45° et d'une résistivité diminuant régulièrement. L'unité inférieure est plus conductrice que l'unité la surmontant. L'épaisseur de l'unité supérieure et sa résistivité ne sont pas déterminables. La profondeur maximale du sondage est évaluée très approximativement à 140 m.

Une analyse schématique du levé de forage FN2 présenté à l'annexe A.8.2.a montre une correspondance entre la première unité géophysique résistante et une unité géologique calcaire localement très fracturée, d'une épaisseur de 43 m. L'unité conductrice inférieure correspond aux couches à sphérites oxfordiennes atteintes jusqu'à -50 m puis aux marnes oxfordiennes sous-jacentes, non atteintes par le forage FN2.

5.2.1.3. Sondage NEB7

Le sondage **NEB7** peut être décomposé en trois tronçons géophysiques:

- un tronçon où la phase augmente et où la résistivité est faible mais augmente régulièrement. Cette unité est globalement conductrice (conducteur sur résistant, moyenne ≈ 100 ohm.m), surtout en son toit (60 ohm.m). Son épaisseur peut être évaluée par la profondeur de peau à l'endroit de la rupture de pente de la phase (env. 120 kHz et 120 ohm.m) à 16 mètres.
- un tronçon où la phase augmente et tend vers 45° et où la résistivité tend vers un maximum. Cette unité est plus résistante que l'unité la surmontant. Sa base est évaluée par la profondeur de peau à $\phi = 45^\circ$ (38 kHz et 260 ohm.m); elle est située à environ -42 m.
- un dernier tronçon où la phase augmente et est supérieure à 45° et où la résistivité diminue régulièrement. L'unité inférieure est plus conductrice que l'unité la surmontant. La profondeur maximale atteinte est d'environ 53 m.

Une analyse schématique du levé de forage **NEB7** présenté à l'annexe A.7.2 montre une bonne correspondance entre la première unité géophysique et une unité géologique constituée de 6 m de recouvrement limono-argileux puis de calcaires fracturés jusqu'à une profondeur de -19m. La seconde unité géophysique (de -16 à -42 m) correspondrait à une unité calcaire globalement peu fracturée, présente jusqu'à -40 m. La dernière zone géophysique n'a pas de correspondance lithologique évidente car il s'agit de formations calcaires récifales en milieu saturé puis de calcaires micritiques à fins interlits marneux. Enfin, les marnes de l'oxfordien (cotées à env. -68 m) ne sont pas atteintes même aux plus basses fréquences. Notons en outre que le forage **NEB7** ressemble beaucoup lithologiquement au forage **FN1** et que leurs courbes de sondage sont relativement proches.

En résumé, l'évaluation **semi-quantitative 1D** du contexte stratigraphique apparaît envisageable en certains points (p.ex. **NEB7**, **FN1**, **NEB 9**), mais l'on remarque que les effets latéraux peuvent déjà compromettre partiellement (cas du **FN2**) ou totalement (cas du **NEB10**, **MIL8**) l'étape préliminaire du traitement des données (tracé des courbes de sondage). Remarquons que ce type de sondages fournit néanmoins des informations qualitatives sur l'hétérogénéité autour des différents points de sondage.

5.2.2. MODÉLISATION 1D

Sur les 4 meilleures courbes de la figure 5.6 nous effectuons une modélisation 1D par modèle inverse avec approximation par la méthode des moindres carrés (Steiner, 1993). Le nombre de couches en présence est fixé. Dans notre cas, **seule la résolution de**

trois couches est envisageable. Le modèle d'entrée est basé sur l'évaluation semi-quantitative (telle que décrite au § 5.2.1) et les données de forage.

5.2.2.1. Sondage FN1

La modélisation de FN1 est présentée à la figure 5.7. Le modèle à trois couches indique un terrain de couverture très conducteur de 3 m d'épaisseur correspondant aux 5 mètres de matériel quaternaire limoneux relevés sur le forage. L'unité résistante intermédiaire présente une résistivité nettement inférieure à la résistivité normale du calcaire rauracien, ce qui concorde avec la présence de 20 m de calcaires très fracturés et colmatés d'argiles.

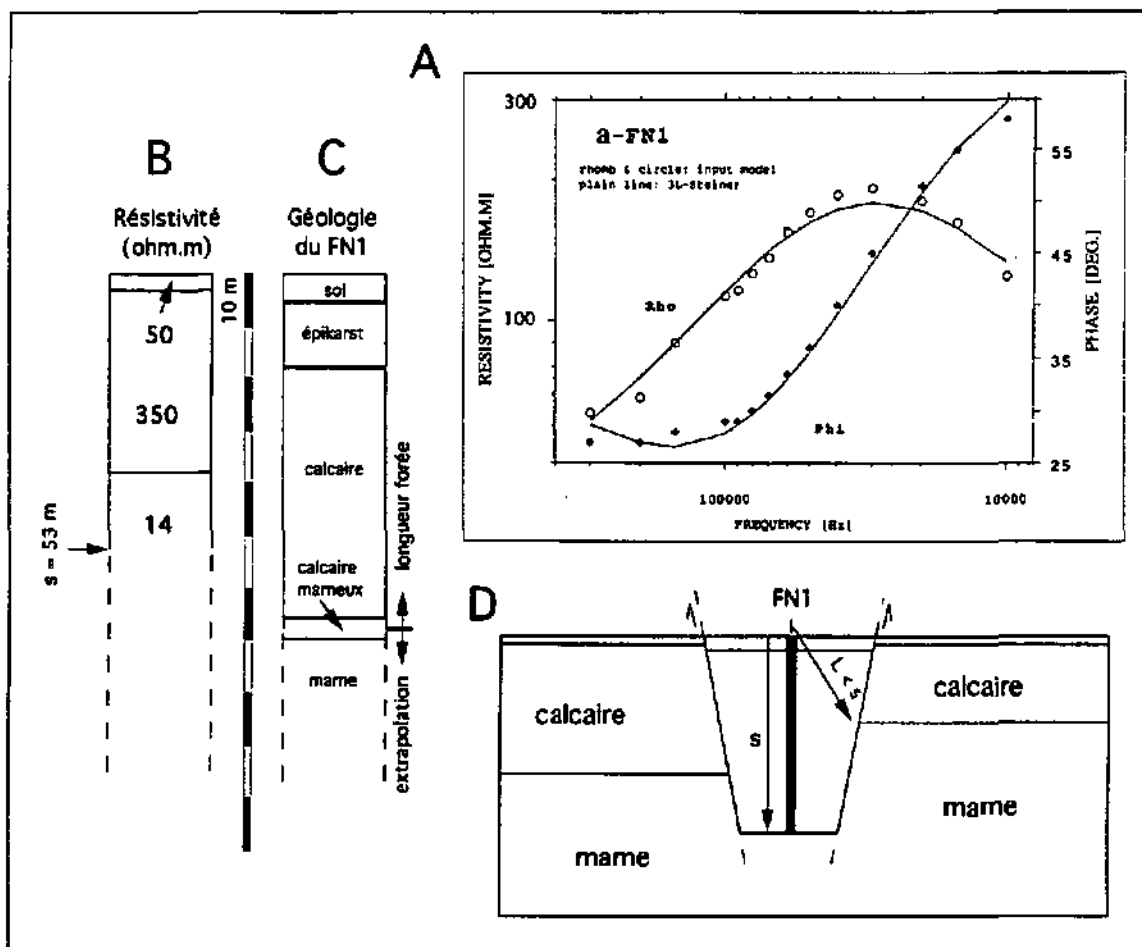


Fig. 5.7 Modélisation 1D du sondage RMT au point FN1, site du Maira, secteur B18. (A) Valeurs d'entrée (lues sur la courbe lissée de la fig. 5.6) et courbe ajustée pour 3 couches. (B) Modèle géophysique calculé. (C) Modèle géologique simplifié, dérivé des résultats de forage au point FN1 (cf. annexe A.8.2.a). (D) Schéma du contexte géologique local autour de FN1, avec s: épaisseur de peau et L: distance aux "effets géophysiques latéraux" les plus proches.

Par contre la limite géophysique à 38-39 m entre ce résistant et un conducteur sous-jacent d'environ 15 ohm.m n'a pas de correspondance lithologique sur le forage. Comme le représente le schéma de la situation structurale du FN1 (fig. 5.7) les effets latéraux sont probablement responsables de cette couche conductrice fictive.

5.2.2.2. Sondage NEB7

La modélisation 1D du NEB 7 est présentée à la figure 5.8. La couche conductrice de surface correspond aux 5 mètres de matériel quaternaire limoneux relevés sur le forage. L'unité résistante intermédiaire d'environ 700 ohm.m correspond aux calcaires rauraciens peu fracturés.

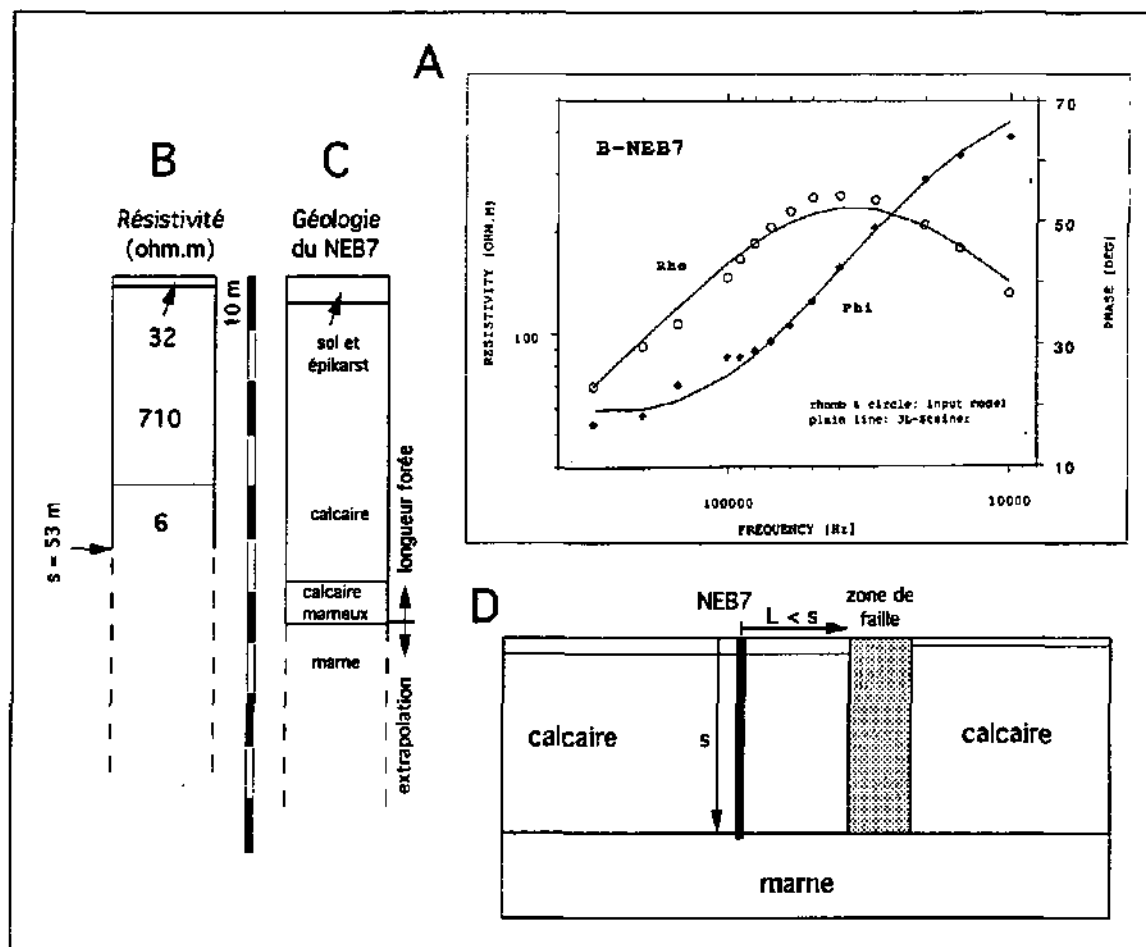


Fig. 5.8 Modélisation 1D du sondage RMT au point NEB7, site du Maira, secteur B18. (A) Valeurs d'entrée (lues sur la courbe lissée de la fig. 5.6) et courbe ajustée pour 3 couches. (B) Modèle géophysique calculé. (C) Modèle géologique simplifié, dérivé des résultats de forage au point NEB7 (cf. annexe A.7.2). (D) Schéma du contexte géologique local autour de NEB7, avec s: épaisseur de peau et L: distance aux "effets géophysiques latéraux" les plus proches.

A nouveau, la limite géophysique à -40 m entre ce résistant et une couche conductrice basale de 10 ohm.m n'est pas relevée sur forage. Cette couche fictive est interprétée, d'après le contexte géologique du lieu, comme un effet latéral produit par une zone de faille proche de la station. Ce contexte structural local est schématisé à la figure 5.8.

5.2.2.3. Sondage MIL4

Le MIL4 est typiquement situé en bordure d'une faille, sur un compartiment rehaussé où le toit des marnes oxfordiennes est peu profond. Les 3 unités géophysiques représentées à

la figure 5.9 sont : un conducteur de surface de 50 ohm.m et d'environ 1m de puissance, un résistant d'environ 400 ohm.m et de 34 m de puissance puis un conducteur basal d'environ 50 ohm.m. Cette description correspond relativement bien au relevé du MIL4 où la couche de couverture est très peu épaisse (0.5 m), les calcaires très fracturés et colmatés et les couches de Liesberg (calcaires marneux) sont touchées à environ -38 m.

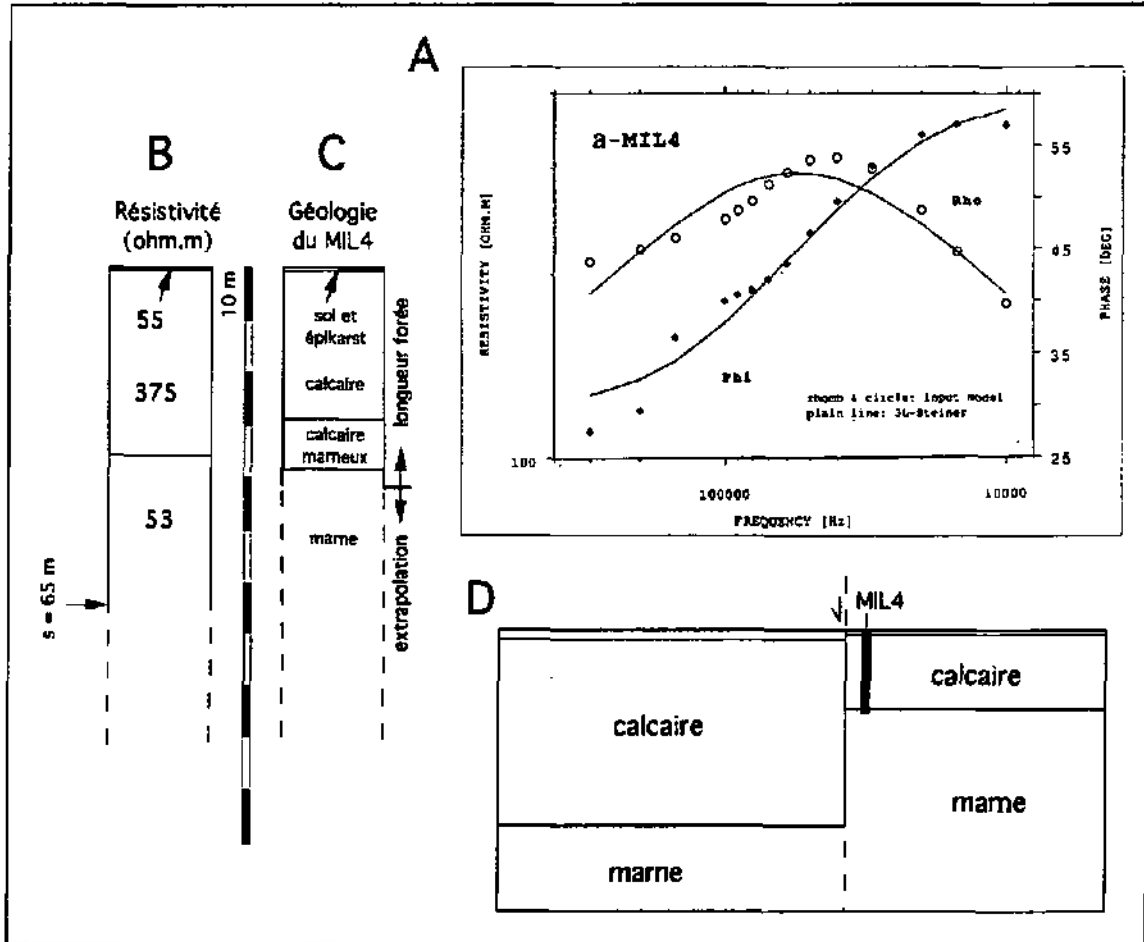


Fig. 5.9 Modélisation 1D du sondage RMT au point MIL4, site du Maira, secteur B18. (A) Valeurs d'entrée (lues sur la courbe lissée de la fig. 5.6) et courbe ajustée pour 3 couches. (B) Modèle géophysique calculé. (C) Modèle géologique simplifié, dérivé des résultats de forage au point MIL4 (cf. annexe A.8.2.b). (D) Schéma du contexte géologique local autour de MIL4 (ce point de sondage est situé à proximité immédiate de la zone de faille).

Notons que, contrairement aux deux modèles précédents, la couche conductrice de base est réelle et sa cote est correctement approchée bien que la station soit située à proximité d'une zone de fracture. L'absence d'effets latéraux est expliquée par le schéma de la figure 5.9.

5.2.2.4. Sondage NEB9

Le dernier cas traité est celui du NEB 9, forage carotté peu profond (40.40 m), mais que l'on peut situer, par corrélation lithologique proche avec le forage MIL8, sur un bloc

surabaissé où le toit des marnes oxfordiennes est profond. Le modèle géophysique à 3 couches présenté à la figure 5.10 indique un conducteur de 80 ohm.m et de 2 mètre de puissance surmontant un résistant de 1400 ohm.m (résistivité surévaluée) d'environ 90 m de puissance, puis un conducteur basal de 50 ohm.m. Ce modèle correspond au levé du forage où l'on a 2 m de terrain de couverture, environ 85 à 90 m de calcaires rauraciens surmontant les marnes basales de l'Oxfordien.

Bien que la profondeur de pénétration soit grande, les effets dus aux influences latérales apparaissent faibles sur ce sondage. L'absence de zone conductrice latérale dans un rayon correspondant à la profondeur du toit de l'oxfordien est illustrée par le schéma structural de la figure 5.10.

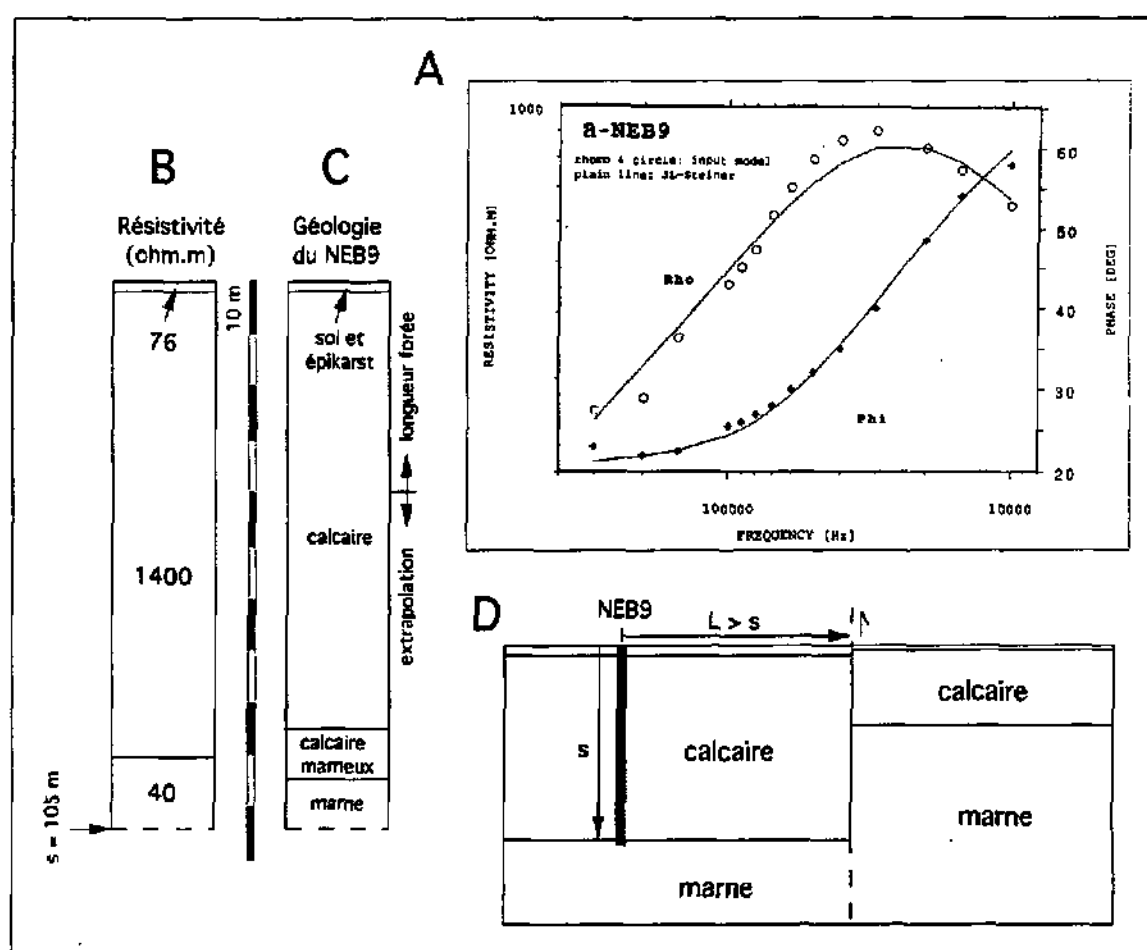


Fig. 5.10 Modélisation 1D du sondage RMT au point NEB9, site du Maira, secteur B18. (A) Valeurs d'entrée (lues sur la courbe lissée de la fig. 5.6) et courbe ajustée pour 3 couches. (B) Modèle géophysique calculé. (C) Modèle géologique simplifié, dérivé des résultats de forage au points NEB9 (cf. annexe A.8.2.a) et MIL8. (D) Schéma du contexte géologique local autour de NEB9, avec s: épaisseur de peau et L: distance aux "effets géophysiques latéraux" les plus proches.

En résumé, la modélisation 1D des sondages de fréquence RMT-R est possible pour autant que les valeurs de phase ou de résistivité ne soient pas trop dispersées et que l'on

ait une connaissance préalable suffisante du contexte géologique pour déterminer la présence possible d'effets latéraux. Ces effets latéraux sont significatifs dans le cas des points FN1 et NEB7 et ne permettent pas une interprétation correcte. Par opposition, les solutions acceptables pour les sondages MIL4 et NEB9 montrent que, dans **certains cas**, le traitement 1D fournit **une information stratigraphique** simplifiée mais utilisable lors de l'implantation de forages.

5.3. MODELE RMT 2D

Les constatations précédentes conjuguées aux observations effectuées sur l'hétérogénéité locale (chapitre 4) montrent que les effets latéraux doivent être pris en compte pour une analyse **locale** du milieu en question. De fait, nous utilisons un modèle 2D à éléments finis (Steiner, 1993) pour la construction d'une coupe géophysique basée sur un profil de mesures RMT-R unidirectionnelles. Ce profil d'environ 300 mètres, calé en 6 points par forage, fut effectué sur le site du Maira (Bure) et les forages furent implantés sur des critères RMT. Les valeurs mesurées et les critères d'implantation de ces forages sont présentés à l'annexe A.8.1.

5.3.1. MODÈLE GÉOPHYSIQUE

Plusieurs simplifications furent effectuées pour réaliser cette modélisation:

- on admet la **continuité** de toutes les structures (dans la direction perpendiculaire à la coupe) de ce profil (situation 2D);
- les valeurs RMT mesurées sont acquises à 16.0, 60.0 et 198.0 kHz en direction N140°. Cette direction est proche des conditions de **polarisation E**;
- les variations topographiques le long du profil sont négligées;
- l'ensemble du profil est projeté perpendiculairement à la structure conductrice principale d'orientation Nord-Sud (centre de la structure = dist. zéro = forage MIL2).

Le calage se fait sur les déphasages, considérés comme le paramètre le plus représentatif d'après nos observations sur l'ensemble du site de Bure. Ce calage des déphasages a tenu compte de l'interprétation semi-qualitative du profil RMT-R, du levé géologique de surface et des données des forages MIL9, MIL1, MIL2, MIL3, FN2 et FN1 (cf. A.8.2).

La modélisation du déphasage en basse fréquence (16 kHz) permet de caler le contexte général du profil, notamment le toit de la couche conductrice de base et les résistivités du résistif intermédiaire. Le modèle de résistivité utilisé est présenté à l'annexe 9.1. Les courbes mesurées en 16 kHz, et les courbes calculées sont présentées à la figure 5.11. On observe que les résistivités mesurées sont très variables et ne reflètent manifestement pas des conditions de polarisation E.

La modélisation des phases à 60 kHz est effectuée à partir de la structure, modifiée, des résistivités du modèle initial à 16 kHz. La structure des résistivités et la comparaison des courbes mesurées et calculées figurent respectivement aux annexes A.9.2 et A.9.3.

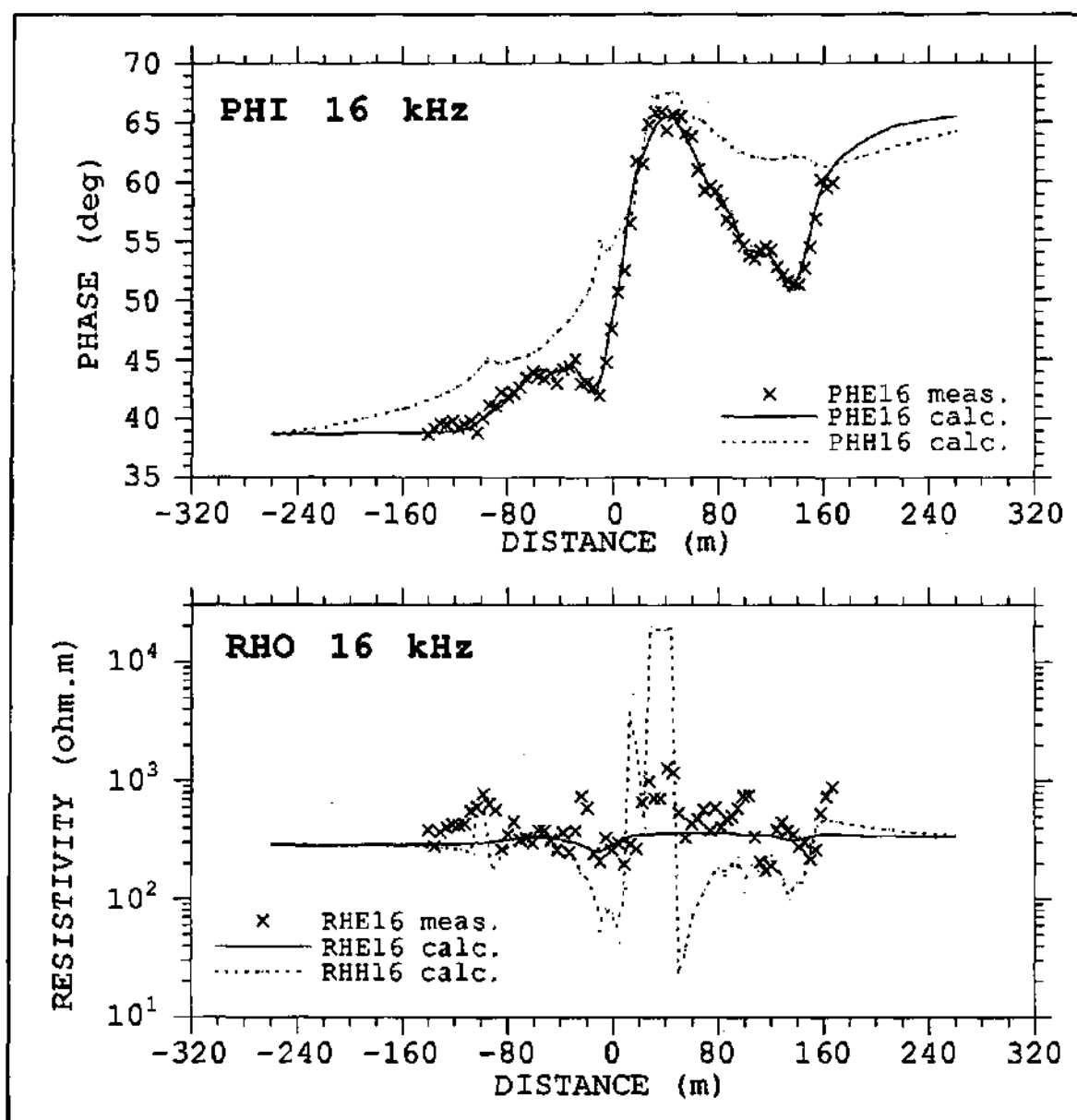


Fig. 5.11 Modélisation 2D du profil 1, site de Bure, Maira, calé sur les valeurs de phase assumées en poIE. Courbe mesurée et calculée pour la phase en poIE à 16 kHz (PHE) et courbe calculée correspondante pour la phase en poIH (PHH). Courbe mesurée et calculée pour la résistivité apparente en poIE à 16 kHz (RHE) et courbe calculée correspondante pour la résistivité en poIH (RHH).

La modélisation des phases à 198 kHz est effectuée à partir de la structure, modifiée, des résistivités du modèle à 60 kHz. Les paramètres de modélisation et la comparaison des courbes mesurées et calculées figurent respectivement aux annexes A.9.4 et A.9.5. Les résistivités calculées sont très sensibles à de très faibles variations de la résistivité de surface. Elles apparaissent pour cette raison très différentes des valeurs mesurées. Ces

variations superficielles dans la structure des résistivités n'ont cependant qu'un poids mineur dans la construction du **modèle synthétique** réunissant les modèles des trois fréquences.

Ce **modèle géophysique synthétique** est présenté à la figure 5.12. Il permet de vérifier théoriquement les hypothèses géophysiques fondées sur l'interprétation qualitative des valeurs mesurées. Pour pouvoir éliminer une partie des nombreuses solutions possibles, surtout en certaines zones très variables du profil mesuré, il s'est avéré **indispensable** d'avoir des observations indépendantes (forages, cartographie géologique).

Malgré les simplifications de départ, **les trois hypothèses** géophysiques majeures, effectuées sur les profils bruts, ont pu être vérifiées:

- la zone de faille principale présente un rejet vertical et subdivise le domaine en deux compartiments nettement différenciés. Sur les valeurs RMT mesurées cette différence se marque par un changement brutal des relations entre les trois courbes de résistivité (et entre les trois courbes de phase) de part et d'autre de la zone centrale du profil (cf.annexe A.8.1, échelle des distances différentes de celle du modèle);
- en conservant autant que possible les mêmes résistivités pour les mêmes formations, la structure géologique en "touches de piano" est **une réalisation possible**;
- certains volumes de roche calcaire (blocs) présentent des résistivités manifestement anormales. Cette hypothèse est vérifiée dans le cas du volume central plus conducteur (250 ohm.m) calé par les forages MIL1 et MIL2 et dans le cas du volume le plus surélevé, plus résistant (>1000 ohm.m) et calé par le forage FN2.

5.3.2. MODÈLE GÉOLOGIQUE

Un modèle géologique directement traduit du modèle géophysique et des données géologiques est présenté à la figure 5.13.

Nous y différencions trois unités géologiques principales:

- les marnes oxfordiennes considérées comme conductrices (env. 20 ohm.m) et homogènes;
- les calcaires rauraciens (incluant les couches de Liesberg) considérés comme globalement résistants (900 ohm.m) mais reconnus hétérogènes. Les traits principaux de cette hétérogénéité consistent en des blocs plus conducteurs (700 ohm.m sur l'ensemble du bloc) assimilés à des calcaires plus fracturés ou des blocs plus résistants (> 1'000 ohm.m sur l'ensemble du bloc) assimilés à des calcaires peu

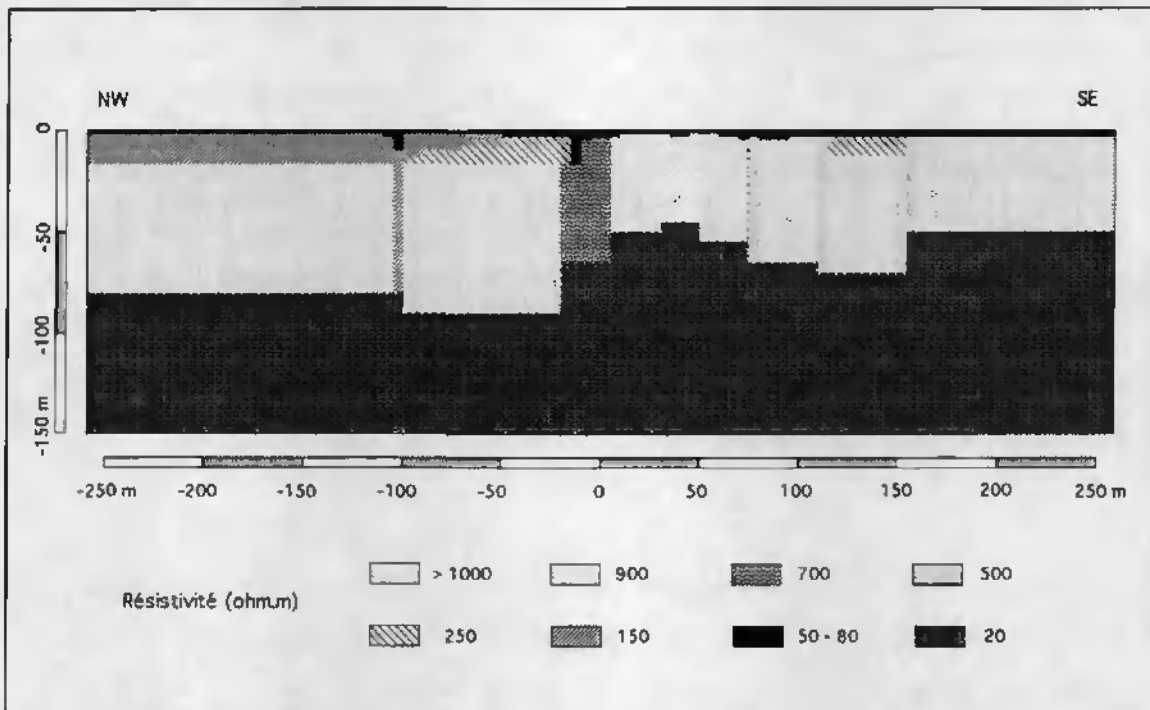


Fig. 5.12 **Modèle géophysique 2D synthétique** du profil 1 regroupant les informations des trois modèles géophysiques calculés à 16, 60 et 198 kHz (cf. annexe 9). Bure, site du Maira.

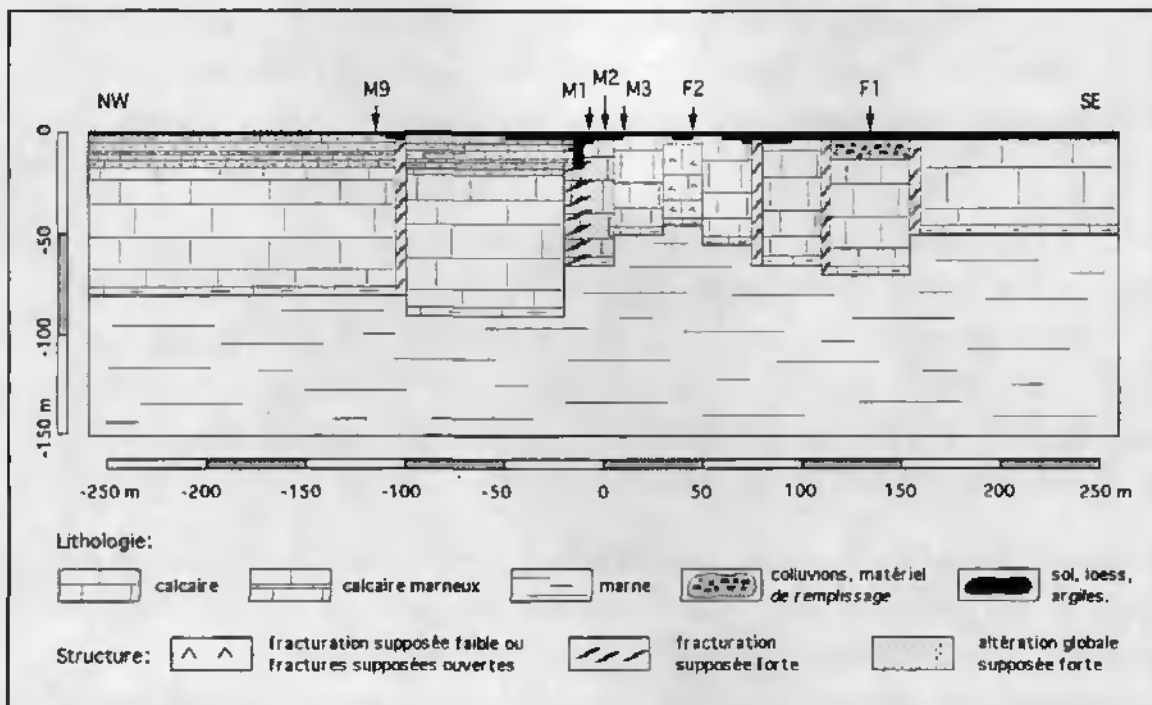


Fig. 5.13. **Modèle géologique 2D interprété** à partir du modèle géophysique synthétique de la figure 5.12, des données de forage (flèches) et des levés géologiques de surface. Bure, site du Maira.

fracturés (ou fracturés et non colmatés);

- les calcaires à Astartes et Natices (uniquement présents dans le compartiment de gauche) considérés comme nettement moins résistants que les calcaires rauraciens (150 et 250 ohm.m) et de nature hétérogène selon leur état d'altération.

Deux types de dépôts meubles sont aussi individualisés:

- un matériel de remplissage hétérogène (env. 100 à 250 ohm.m) reconnu en forage sous forme de blocs calcaires englobés dans une matrice limoneuse (FN1) ou de colmatage gravelo-limono-argileux de zones fracturées et karstifiées (MIL1, MIL3).
- un matériel conducteur (env. 10 à 80 ohm.m) constitué de dépôts de surface sablo-argilo-limoneux (sols, loess, argiles).

5.4. RESUME

Ce chapitre consacré à la transformation de l'information radiomagnétotellurique en information géologique permet de montrer la possibilité de cartographier des structures géologiques **locales**. Il est également montré que le **mode de mesure** utilisé et la **densité de stations** par rapport à l'hétérogénéité du milieu sont des **paramètres déterminants** pour la localisation des structures faillées.

L'étude du secteur **B17** montre que la variabilité RMT locale est **aussi forte** que la variabilité semi-régionale, donc que la continuité des structures RMT est particulièrement réduite. Elle met également en évidence le fait qu'une cartographie géophysique peut être **inutilisable**, si elle est effectuée avec un émetteur **unique**, non adapté à la direction des structures du milieu.

La cartographie multidirectionnelle conduit à la délimitation de zones, à l'intérieur desquelles certains effets EM directionnels (p.ex. direction de la phase minimum, de la résistivité maximum, etc...) sont préférentiellement représentés. Ces zones "**isodirectionnelles**" sont organisées et corrélables **pour le moins** à la présence de structures faillées majeures et peut être, plus généralement, à celle d'une direction préférentielle de fracturation locale.

Les tests effectués à l'échelle locale montrent aussi qu'il n'y a **pas de relation directe** entre le degré d'anisotropie RMT et l'état de fracturation d'un massif rocheux: les fortes anisotropies sont généralement associées à des milieux globalement fracturés mais de faibles anisotropies peuvent se situer au droit de milieux très fracturés. Les effets dus aux variations de puissance des formations conductrices de surface ne sont pas pris en compte.

En milieu hétérogène, le traitement **unidimensionnel** des données est généralement incorrect. Il est cependant montré que sous certaines conditions structurales (effets latéraux peu importants) les résultats de ce traitement sont intéressants pour la mise en évidence des changements de contexte stratigraphique.

Enfin, la modélisation **bidimensionnelle** basée sur les profils RMT, et pour une part non négligeable sur les indications de forage, permet une approche quantitative de la structure géologique locale et permet d'envisager la possibilité de mieux prévoir la **structure locale du champ des perméabilités**. Au chapitre suivant, cette possibilité de prévision sera évaluée sur la base de tests hydrauliques effectués sur le modèle géophysico-géologique de la figure 5.13 (profil 1, site du Maira).

=====

Chapitre 6

HYDROGEOLOGIE

L'applicabilité de la géophysique RMT à l'hydrogéologie implique une "certaine" correspondance entre le champ des paramètres électromagnétiques et le champ des perméabilités. Sur la base des résultats acquis sur le site du Maira (Bure), nous traitons trois aspects de cette correspondance: la détectabilité des zones karstifiées, la possibilité de prévoir la distribution spatiale des perméabilités à l'échelle locale et l'implantation de forages productifs lors de prospections hydrogéologiques.

Trois points compliquent notablement l'approche empirique de cette correspondance:

- une observation hydraulique effectuée dans un forage peut être fortement conditionnée par les caractéristiques physiques de ce dernier et pourrait exclure toute comparaison avec une observation géophysique (RMT ou EMB) effectuée au droit de ce même forage, mais englobant un volume de roche au moins $10E5$ fois plus important;
- en présence de fractures, les comportements hydrauliques que nous observons sont aussi influencés par l'organisation tridimensionnelle des vides autour du point de mesure: cette organisation est toujours imparfaitement connue, d'autant plus dans le cas d'une analyse bidimensionnelle;
- en milieu à porosité de fracture, des discontinuités (connectées) de faible volume et/ou faiblement contrastés géophysiquement peuvent jouer un rôle hydraulique important.

De fait, lors d'applications hydrogéologiques, l'attention portée au pouvoir de résolution d'une méthode géophysique, à l'hétérogénéité locale du milieu et à la réalisation de vérifications hydrauliques paraît justifiée.

6.1. DETECTION DE ZONES KARSTIFIEES

Le modèle conceptuel de base utilisé généralement en milieu à porosité de fracture, et plus particulièrement en milieu karstique, est un modèle à **double perméabilité**. Ce modèle consiste en un milieu très perméable à écoulement rapide jouant généralement le rôle de

volume drainant et d'un milieu à faible perméabilité (capacitif) jouant généralement le rôle de volume drainé.

Transcrit géologiquement, ce modèle implique donc un milieu discontinu constitué de blocs peu fracturés limités par des zones fracturées; préférentiellement karstifiées dans le cas de roches carbonatées. Transcrit électriquement, ce modèle consiste à admettre des **volumes résistants** représentant les blocs peu fracturés et des **volumes moins résistants** représentant les volumes fracturés drainants.

Ce type de relation incite à la simplification suivante:

anomalie négative de résistivité \equiv drain karstique

La motivation géophysique la plus fréquente en milieu calcaire est certainement la localisation des zones karstifiées majeures. Les problèmes les plus discutés sont alors liés à la taille du drain ciblé, à sa profondeur d'enfouissement, au contraste entre la cavité karstique et son encaissant et à l'hétérogénéité géologique locale.

Sur un modèle géophysique 2D inspiré du profil 1 (cf. figure 5.12) et simplifié (constitué de trois couches planes parallèles dont les épaisseurs et les résistivités vraies sont respectivement $e_1= 3\text{m}$, $\rho_{01}= 50\text{ ohm.m}$, $e_2= 67\text{m}$, $\rho_{02}= 900\text{ ohm.m}$ et $e_3= \text{infini}$, $\rho_{03}= 20\text{ ohm.m}$) nous avons calculé l'intensité théorique d'une anomalie produite aux fréquences RMT de 16, 60 et 198 kHz par:

- **un volume infiniment résistant** (vide karstique) de 10 m de largeur sur 20 mètres de hauteur. Ce volume produit une anomalie théorique **maximale** de 120 ohm.m et de 4° de phase lorsque son toit atteint la cote de -5 m par rapport à la surface du terrain.

Pour des conditions identiques, mais avec son toit à -25 m, ce volume ne produit plus qu'une anomalie **maximale** de 40 ohm.m et de 2° de phase.

- **un volume conducteur** (hypothèse: 100 ohm.m) de dimensions identiques. Ce volume produit une anomalie **maximale** de 320 ohm.m et de 8° de phase, lorsque son toit atteint la cote de -5 m par rapport au terrain.

Pour des conditions identiques mais avec son toit à -25 m, ce même volume conducteur ne produit plus qu'une anomalie **maximale** de 80 ohm.m et de 3° de phase.

Ce calcul indicatif amène, dans notre cas, aux conclusions suivantes:

- pour pouvoir être détectés par RMT-R, les vides karstiques doivent être de grande dimension et relativement proches de la surface (jusqu'à environ -25 m);
- si les drains karstiques se comportent effectivement comme des volumes infiniment

résistants, leur détection est plus difficile.

- la présence d'autres anomalies géologiques (faille, décalage stratigraphique, hétérogénéité locale du milieu) est probablement l'une des raisons principales empêchant la localisation directe des drains karstiques.

Sur le site de Bure, la variabilité lithologique et structurale, la taille relativement faible des réseaux actifs et à leur enfouissement généralement supérieur à 25m rendent donc difficile, d'un point de vue pratique, la **détection directe** des drains karstiques.

Cependant, les observations de terrain laissent à penser que la méthode RMT n'est pas inutilisable en prospection de karsts. En effet, la cartographie géophysique du site du

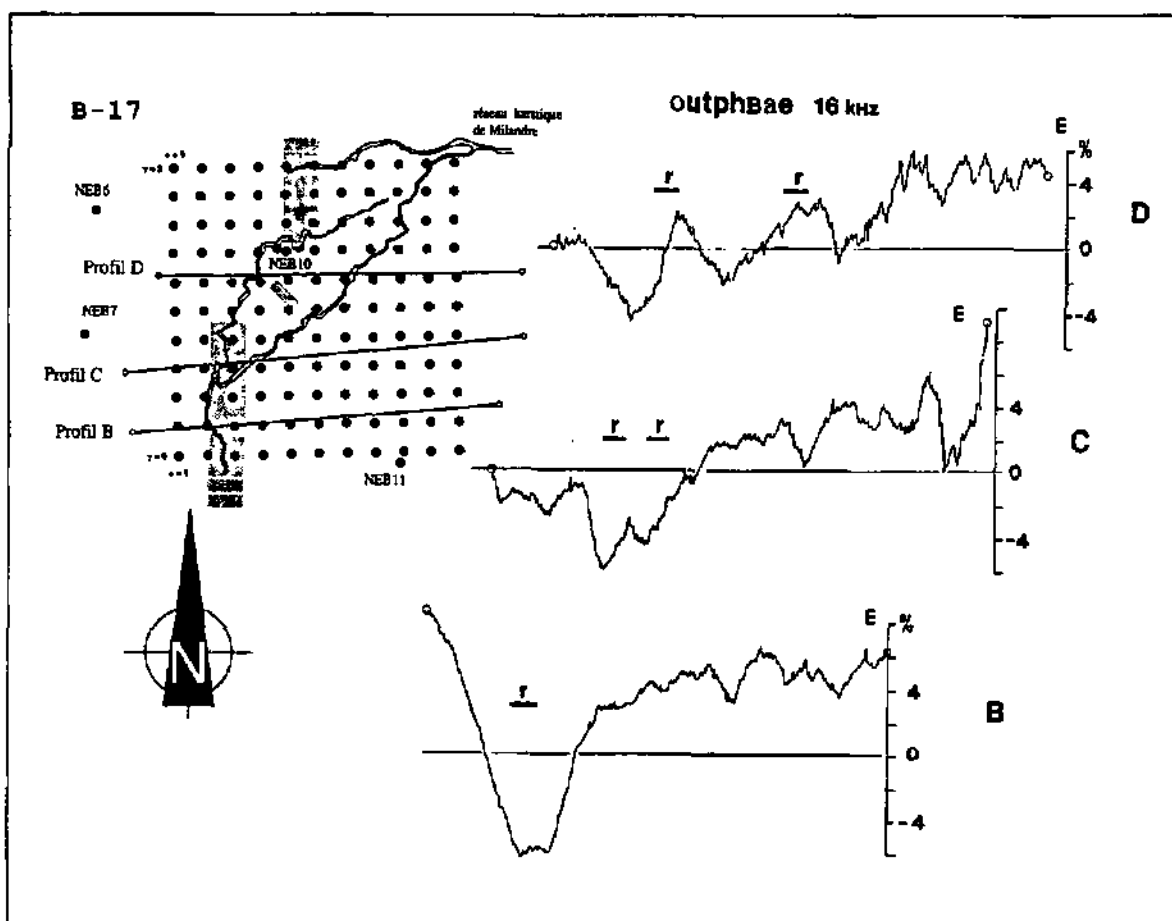


Fig. 6.1 Profils VLF-EM bruts (outphase, 16 kHz, N135°) recoupant une zone de faille d'orientation Nord-Sud et un réseau karstique, site de Bure, secteur B17. Le réseau karstique (r) est associé à des structures conductrices (zones de faille) mises en évidence sur les profils d'outphase. Notons que ce réseau est formé d'une seule branche où l'anomalie d'outphase est unique (B) et se subdivise à partir de la zone où les anomalies d'outphase se multiplient (C, D).

Maira montre que l'essentiel des zones karstifiées touchées par forage est situé, soit sur ou à proximité immédiate des minima locaux de résistivité (NEB7, MIL1, MIL3), soit sur ou à proximité des contacts géologiques discordants (NEB10, MIL7, MIL5). Il s'agit

donc plus, en terme prospectif, de localiser des zones à forte probabilité de karstification.

Pour illustrer ce fait, trois profils VLF-EM (mesure en continu de l'outphase), effectués sur le secteur B17 et recoupant le réseau karstique de Milandre, sont présentés à la figure 6.1. Ils montrent qualitativement l'association entre le tracé de ce réseau et la présence de zones faillées conductrices (zones d'outphase négative). On observe notamment qu'en présence d'une anomalie conductrice unique (profil B), le réseau karstique ne présente qu'une seule galerie et qu'il commence à se diversifier à partir de la zone où les structures géophysiques apparaissent elles-mêmes plus diversifiées.

6.2. ETUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU PROFIL 1

L'intérêt du RMT ne se limite pas à la localisation précise de zones faillées. Cette méthode fournit une image indirecte qui, associée aux autres méthodes d'observation, pourrait permettre de mieux prévoir le champ des perméabilités.

6.2.1. MODÈLE HYDROGÉOLOGIQUE

Pour tester cette possibilité prévisionnelle, nous présentons à la figure 6.2 un profil hydrogéologique établi sur la base du profil géophysico-géologique de la figure 5.13. Ce profil nous sert de modèle de travail pour positionner différents tests hydrauliques en fonction de la structure présumée des perméabilités.

Sur ce profil, cinq unités sont différenciées par leur perméabilités (évaluées):

Unité de l'oxfordien: elle est constituée des marnes oxfordiennes. Cet ensemble est considéré comme imperméable.

Unité des couches de Liesberg: elle est constituée de calcaires marneux d'une puissance d'environ 3 à 5 m. Sa perméabilité est considérée comme faible. Cette unité est déterminée par forage (FN2, FN1, MIL2, MIL3), mais n'a pas de réalité géophysique.

Unité du Rauracien: cette unité est essentiellement calcaire et constitue la formation aquifère régionale. Elle se compose de calcaires à coraux, de calcaires crayeux et de calcaires biodétritiques à niveaux silicifiés. Sa karstification est généralement développée (réseau de Milandre). La puissance de cette unité avoisine les 70 mètres. Sa perméabilité est hétérogène.

Unité du Séquanien: cette unité du Séquanien inférieur est constituée de calcaires marneux, micritiques et sublithographiques (ensemble des calcaires à Astartes et Natices). Cette unité d'environ 30m est affleurante sur la partie occidentale profil mais n'est jamais

présente dans son intégralité. Des relations hydrauliques directes entre cette unité et celle du Rauracien sont probables. Sa perméabilité est jugée hétérogène.

Dépôts meubles: cette unité est constituée par des sols, des dépôts éoliens limoneux (loess, lehm), des colluvions, des remplissages argilo-limoneux (argiles de colmatage) et des blocs calcaires englobés dans une matrice limoneuse. Cette unité est très variable en épaisseur. Son rôle hydrogéologique (rétention, infiltration) est peu connu et sa perméabilité probablement hétérogène.

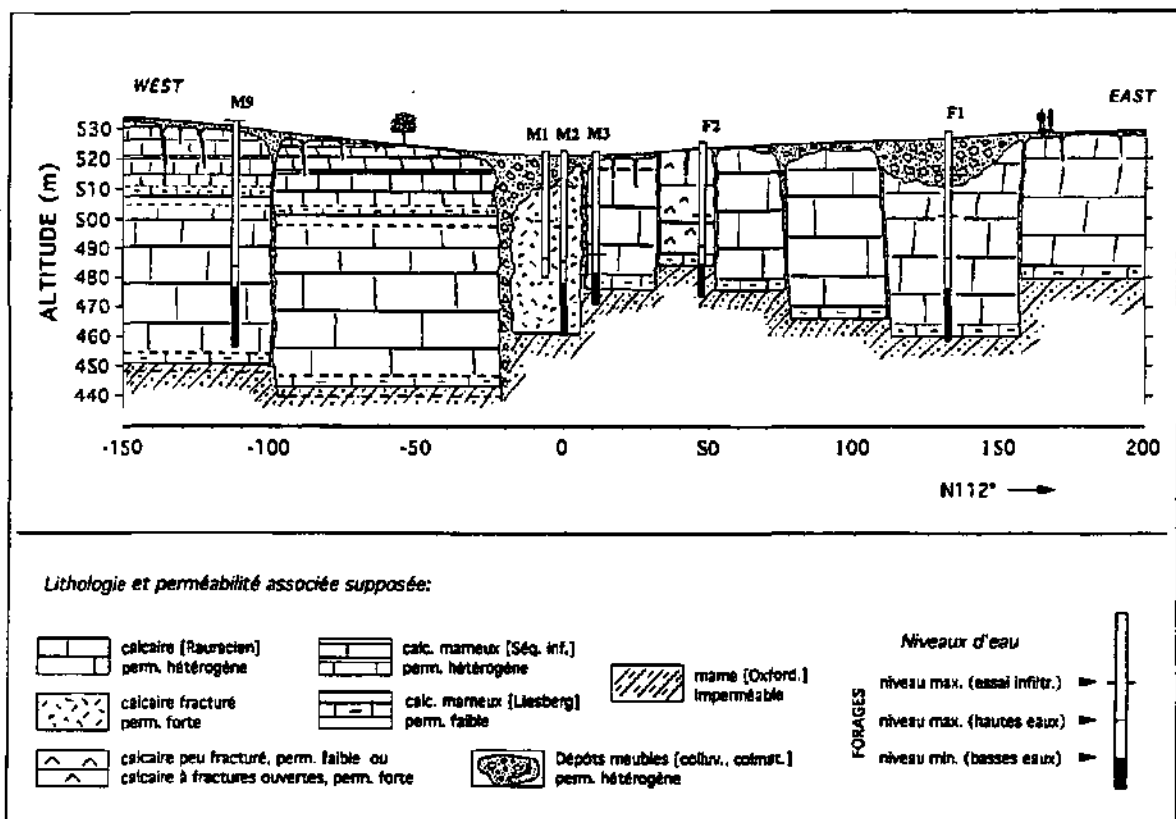


Fig. 6.2 Modèle hydrogéologique 2D du profil 1, établi sur la base des modèles géophysique et géologique des figures 5.12 et 5.13, Bure, site du Maira (avec correction de la variation topographique le long du profil). Les lignes en traitillé indiquent les marges d'incertitude de part et d'autre des limites lithostratigraphiques.

6.2.2. HAUTEURS D'EAU - FORAGE - CONTEXTE GÉOPHYSIQUE

Les chroniques des hauteurs d'eau et les données des essais d'infiltration en forage furent acquises dans le cadre de différents projets de recherche (Meury et al. 1991, Turberg ce projet, Jeannin 1993) et font l'objet du travail de synthèse de Pantillon (1993). Ces données correspondent à la période du 4 juillet 92 au 10 janvier 93. Sur quatre des six forages du profil 1, la variation des hauteurs d'eau fut enregistrée par sonde de pression

avec un pas de temps moyen de 30 minutes. En outre, le niveau d'eau de chaque forage est mesuré manuellement chaque semaine.

6.2.2.1. Forage FN1

Le forage FN1 (levé de forage à l'annexe A.8.2.a) présente un niveau d'étiage entre 476 et 477m. Cette cote représente un niveau bas du profil, parfois minimal. La variation maximale du niveau d'eau dans ce forage est de 10.4 m, soit la plus élevée du profil. Le niveau d'eau atteint alors la cote de 486.5 m. Les chroniques en continu montrent lors des périodes de hautes eaux un palier entre 484 et 485m. A cette cote, la carotte de forage n'est pas particulièrement fissurée mais présente de petites fractures subverticales.

La réponse type du FN1 à un épisode pluvieux est présentée à la figure 6.3. On observe une augmentation rapide du niveau d'eau, une première décrue jusqu'à la cote du palier, le palier puis une seconde décrue rapide jusqu'au niveau de base. Le temps de réponse est plus long lors d'une crue en période d'étiage et l'amplitude de la réaction plus faible. Un essai d'infiltration dans le FN1 à 2.5 l/s présente une montée maximale du niveau à la cote 500.3 m. La courbe de descente est rapide.

Géophysiquement. FN1 est implanté sur une anomalie conductrice interprétée comme un milieu fracturé. Schématiquement, ce forage présente 25m de remplissage karstique et de calcaire très fracturé (en haut), puis 40m de calcaire rauracien peu fracturé. Le toit des mames oxfordiennes est coté à environ 457m d'altitude.

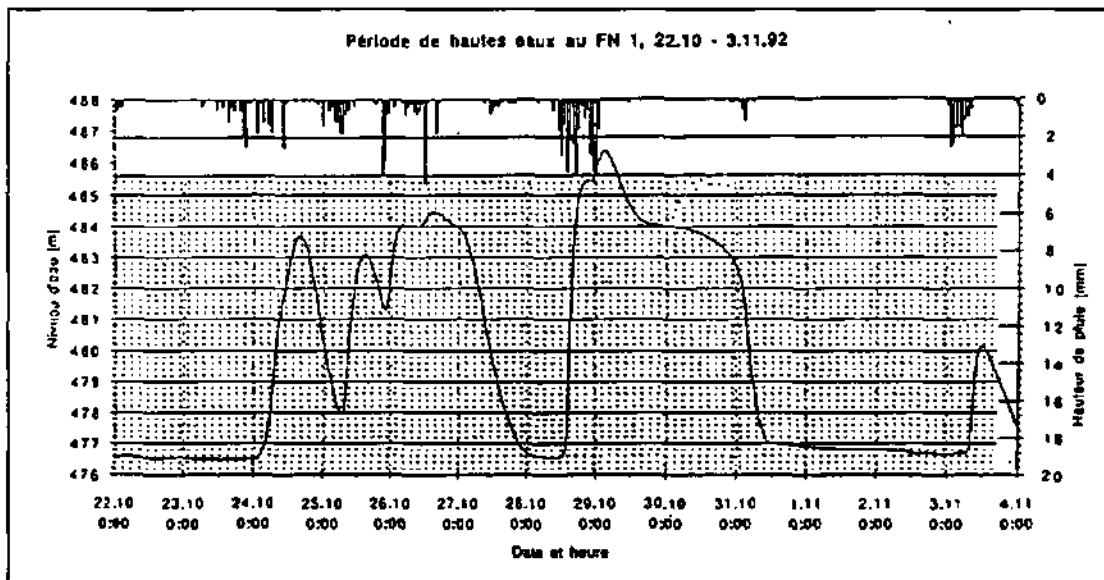


Fig. 6.3 Chronique des hauteurs d'eau du forage FN1, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 22.10.92 au 3.11.92. Tiré de Pantillon (1993). Acquisition des mesures avec un pas de temps de 30 min. Chronique pluviométrique acquise à la station du Maira.

6.2.2.2. Forage FN2

Le forage FN2 (cf. annexe A.8.2.a) présente un niveau d'étiage stable à environ 484.7m. Ce niveau est le niveau d'étiage maximal du profil. Il correspond à une zone karstifiée ouverte située à quelques décimètres au dessus du toit des couches de Liesberg. Ce forage est donc désaturé en étiage.

Les variations du niveau d'eau sont d'amplitude moyenne (maximum = 6.6 m), très rapides (≤ 1 h) et sensibles même lors de petites pluies. Sa réponse piézométrique à un événement pluvieux est indiquée à la figure 6.4. Un essai d'infiltration à 5 l/s montre une montée maximale du niveau à la cote de 502 m. La descente est relativement rapide (deux heures).

Géophysiquement, FN2 est implanté sur l'anomalie positive majeure de résistivité du profil. La modélisation de cette zone laisse à penser qu'elle serait constituée d'un calcaire peu fracturé ou, plus vraisemblablement (cf. essai d'infiltration), d'un calcaire à fractures ouvertes. Schématiquement, ce forage présente 2 mètres de calcaire très altéré, puis 38 m de calcaire localement fracturé (fractures subverticales) et karstifié, notamment au toit des couches de Liesberg. A cet endroit, le toit de l'oxfordien atteint, à 480m, sa cote maximale du profil.

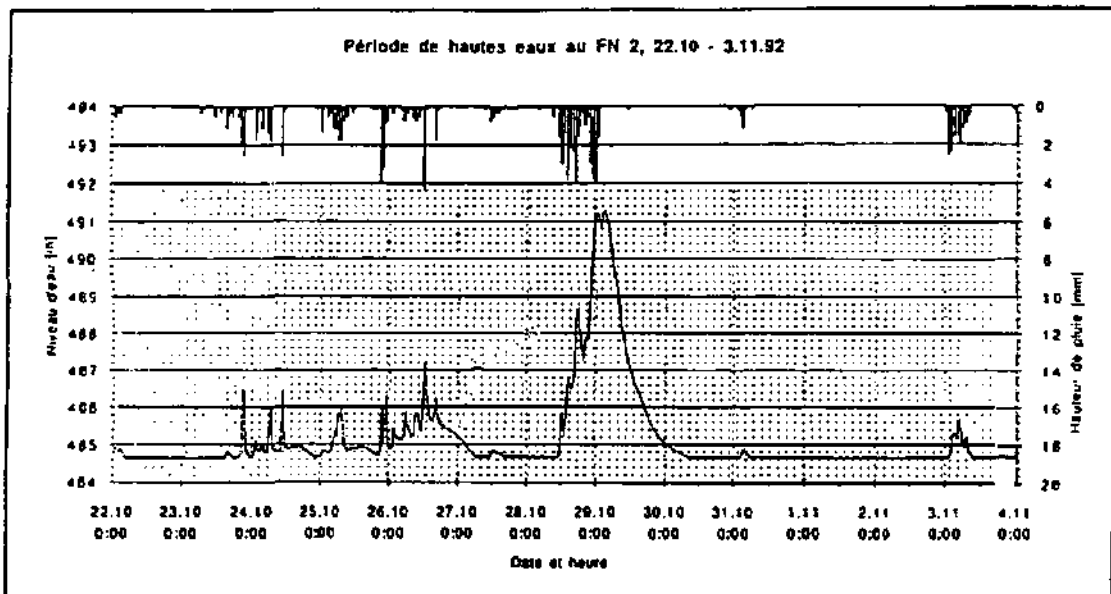


Fig. 6.4 Chronique des hauteurs d'eau du forage FN2, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 22.10.92 au 3.11.92. Tiré de Pantillon (1993). Acquisition des données avec un pas de temps de 30 min. Chronique pluviométrique acquise à la station du Maira.

6.2.2.3. Forage MIL3

Le forage MIL3 (cf. A.8.2.b) présente un niveau d'étiage compris entre 479.5 et 482m.

La variation maximale observée est de 6m et le niveau d'eau atteint la cote maximale de 488m. Le temps de réponse à la suite de pluies est très court (environ 3/4 h à 1h1/2 heure). On observe sur l'enregistrement de la figure 6.5 que la courbe de décrue est lente. Deux essais d'infiltration à 5 l/s furent effectués en étiage. La mise en charge maximale fut relativement faible, puisqu'elle atteint la cote 487-488 m, soit environ la cote maximale en hautes eaux. La courbe de descente est très rapide jusqu'à la cote 485 m, puis relativement lente jusqu'à un second palier à environ 482 m. Le retour au niveau d'avant l'essai est relativement lent.

Géophysiquement, MIL3 est implanté à quelques mètres d'une anomalie négative de résistivité considérée comme le contact entre la zone de faille principale et sa marge orientale. Schématiquement, il présente 4 mètres de calcaire très altéré, puis 43 m de calcaire globalement très fracturé et karstifié. Le toit de l'oxfordien est coté à environ 473m.

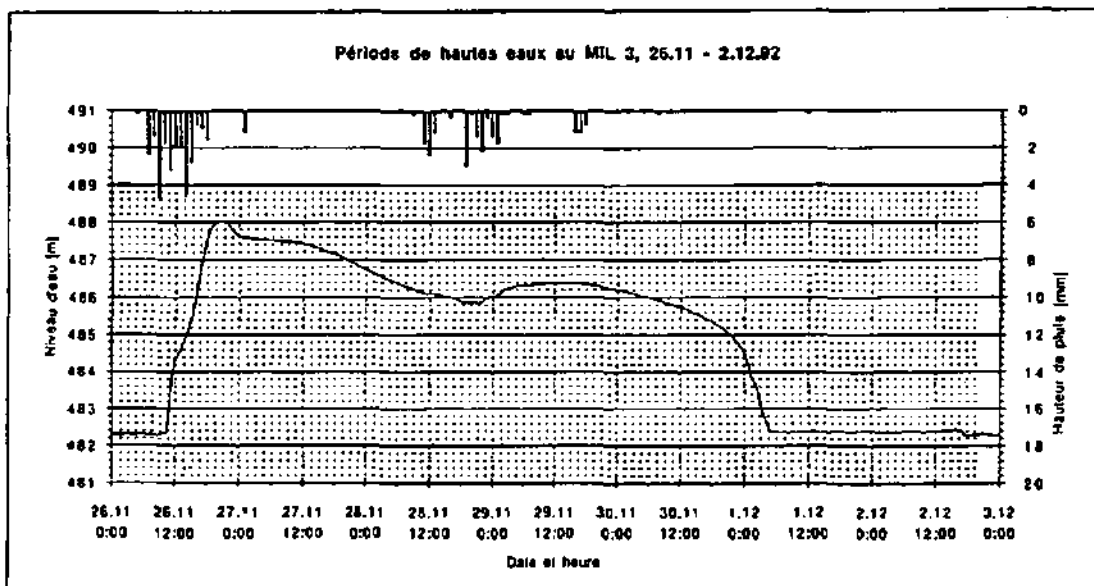


Fig. 6.5 Chronique des hauteurs d'eau du forage MIL3, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 26.11.92 au 2.12.92. Tiré de Pantillon (1993). Acquisition des données avec un pas de temps de 30 min. Chronique pluviométrique acquise à la station du Maira.

6.2.2.4. Forage MIL2

Le forage MIL2 (cf.fig. A.8.2.b) présente un niveau d'étiage compris entre 477.5 et 478.2 m. Ce niveau d'eau est inférieur aux niveaux mesurés dans les forages adjacents MIL1 et MIL3. Les variations du niveau d'eau sont relativement élevées (maximum: 7.70 m) mais très lentes (temps de réponse = 3h 1/2 à 4h 1/2). La réponse du NP de ce forage à un événement pluvieux est indiquée à la figure 6.6. En période de hautes eaux, un palier de décrue se marque aussi aux environs de la cote 485-486 m.

Un essai d'infiltration à 5 l/s montre en premier une niveau maximal de charge à 511 m, puis une influence sur le niveau du MIL3 accompagnée d'une chute de la stabilisation à la cote 497 m (hypothèse d'un décolmatage). La courbe de descente montre une stabilisation très rapide à la cote 485.4 m (idem pour le MIL3) puis une descente relativement lente et conjuguée entre ces deux forages (en 17 h) jusqu'à la cote 480.7 m. Notons que le forage adjacent MIL1 réagit faiblement à la mise en charge du MIL2.

Géophysiquement, ce forage est implanté au centre de la zone de faille globalement conductrice, sur une légère anomalie positive de résistivité. Il est situé dans un milieu globalement fracturé. Schématiquement, ce forage présente 11 mètres de calcaire très altéré, puis 47 mètres de calcaire globalement fracturé et colmaté. Le toit de l'oxfordien est coté à environ 463m.

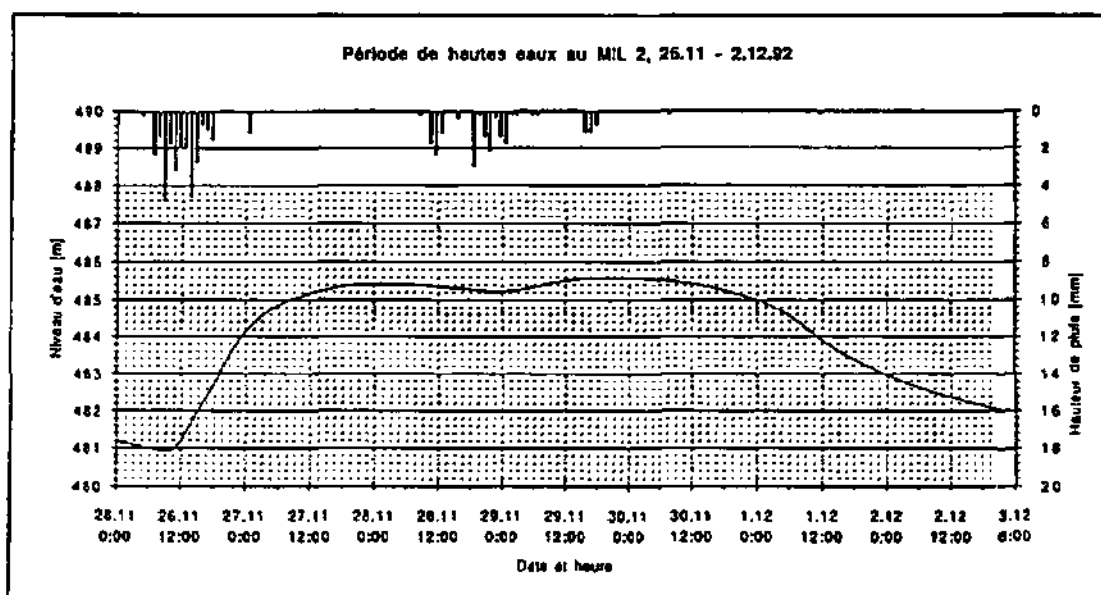


Fig. 6.6 Chronique des hauteurs d'eau du forage MIL2, site du Maira, (situation à la fig. 6.2) pour la période de hautes eaux du 26.11.92 au 2.12.92. Tiré de Pantillon (1993). Acquisition des données avec un pas de temps de 30 min. Chronique pluviométrique acquise à la station du Maira.

6.2.2.5. Forage MIL1

Le forage MIL1 (cf. A.8.2.b) n'est pas assez profond pour que l'on puisse mesurer son niveau d'étiage minimal, mais celui-ci est estimé aux environs de la cote 481 m, soit environ 3 m au-dessus du niveau d'étiage du forage MIL2 distant de 7 m. Les variations du niveau d'eau sont d'amplitude relativement faible avec environ 5.5 mètres de battement (cote maximale à environ 486.5 m). L'absence de chronique en continu ne permet pas une analyse précise de ses fluctuations de hauteur d'eau.

Un essai d'infiltration à 5 l/s montre une mise en charge maximale faible jusqu'à environ

498 m (soit environ 17 m), une descente quasi instantanée jusqu'à 496 m, puis rapide (environ 1 h) jusqu'à 487 m. A partir de 487m, la descente est lente. Cette mise en charge produit une faible augmentation de niveau (15 cm au maximum) dans le MIL2 adjacent.

Géophysiquement, ce forage est situé sur le **minimum absolu** de résistivité (à 16 kHz) du profil, à proximité de la bordure Ouest de la faille centrale. Schématiquement, il est constitué de 5m de limons argileux puis de 35m de calcaire fracturé à très fracturé. A 41m de profondeur, ce forage dut être arrêté en raison d'un important remplissage karstique argileux.

Forage MIL9

Le forage MIL9 (cf. A.8.2.b) montre un niveau d'étiage (mesures hebdomadaires manuelles) à environ 476 m, soit le **niveau le plus bas** du profil 1. La variation maximale mesurée manuellement est de 7 m (483 m). Notons qu'un second piézomètre installé dans ce forage indique la présence d'un aquifère supérieur constitué par les calcaires à Astartes du Séquanien inférieur.

Un essai d'infiltration à 5 l/s montre que MIL9 est globalement le forage le **moins perméable** du profil (débordement après injection de 150 l), puis injection à 30 l/min.

Géophysiquement, ce forage est situé sur une anomalie positive de résistivité dans un milieu globalement résistant. Schématiquement il est constitué de calcaire peu fissuré sans passage fracturé important. Le toit de l'oxfordien (non reconnu par forage) est le plus bas du profil, il est estimé à une altitude d'environ 450m.

En résumé: l'observation des niveaux d'eau en fonction des données géophysiques et lithologiques suscite les constatations suivantes:

- le long d'un profil de quelques 300 mètres, les variations locales de niveau d'eau sont importantes. Cette variabilité horizontale s'accompagne probablement d'une variabilité verticale importante qui ne peut être prise en compte lors de la mesure d'un seul niveau d'eau par forage.
- la possibilité d'une relation entre le champ des paramètres géophysiques et ces niveaux d'eau implique que ces derniers soient influencés par leur environnement (p.ex. l'état de fracturation environnant le forage) à l'échelle de la mesure RMT. Dans notre cas, les forages implantés sur des anomalies conductrices ou à proximité d'elles présentent tous des fractures perméables. C'est le cas du MIL1 et du MIL2 (milieu fracturé et colmaté mais globalement perméable), du FN1 (moyennement fracturé mais globalement perméable) et du MIL3 (milieu très fracturé et très perméable). Les

forages implantés sur des anomalies résistantes ont présentés soit des zones peu fissurées et peu perméables (p.ex. MIL9) soit des zones fracturées ouvertes, karstifiées et perméables (p.ex. FN2).

- la variabilité locale de la piézométrie observée le long de ce profil met en évidence l'importance du positionnement des points d'observation lors d'une étude hydrogéologique. De fait, l'apport du RMT consisterait à implanter des points d'observation susceptibles de caractériser différentes parties de l'aquifère: les zones de drainage sur ou à proximité de zone faillées (p.ex. MIL1, FN1), les zones d'infiltration préférentielle en bordure des failles (p.ex. MIL3, FN2) et les zones peu perméables (p.ex. MIL9).

6.2.3. ESSAIS DE TRAÇAGE SUR P1

La valeur de notre modèle hydrogéologique 2D est testée par la réalisation d'essais de traçage. Ces essais de traçage, entrepris en collaboration sur différents projets de recherche (Meury et al 1991, Jeannin 1993, Turberg ce projet) permettent de tester, en fonction du point d'injection, d'une part la **vitesse de transfert du traceur** et d'autre part sa **restitution** au point de mesure. Sur la carte de la figure 6.7, les sites d'injection sont superposés aux structures de résistivité apparente. Cette carte est effectuée sur le secteur B19 à 65.8 kHz en direction EW (plus ou moins polarisation H). Les 6 points (forages) et les deux carrés (fosses d'injection creusées en surface) représentent les 8 endroits testés par traçage sur ce profil.

On constate sur cette carte, le prolongement de la structure résistante sur laquelle est implanté le forage FN2. On retrouve également les deux structures conductrices hypothétiquement plus perméables sur lesquelles sont implantés les forages MIL1, MIL2 et MIL3 (faille centrale) et FN1 (faille orientale). Le forage MIL9 est située hors carte mais il correspond à des résistivités d'environ 300 ohm.m (2.50). Les deux traçages de surface sont situés de part et d'autre de la zone de faille centrale.

La continuité acceptable des structures vers le Nord (direction régionale des écoulements souterrains) est mise en évidence par la résistivité (en pol H). Le changement de contexte lithostratigraphique entre les compartiments Ouest et Est est mis en évidence par le déphasage.

Des **huit traceurs injectés sept d'entre eux** sont retrouvés au point de contrôle (venue amont de la Milandrine, cf. annexe A.3.4). Le mode opératoire de chacun de ces essais est décrit à l'annexe A.10 (Jeannin 1993). Les courbes de restitution de ces essais sont synthétisées à la figure 6.8.

Les points d'injection fournissant les 3 meilleures restitutions sont le **FN1 (100%)**, le **MIL1 (90 %)** et le **MIL3 (83%)**. Ces trois points sont situés dans des zones

électriquement conductrices, fracturées et bien connectées au réseau karstique.

Le **MIL2** et les traçages de surface **A** et **B** donnent des restitutions d'environ 30 %, ce qui apparaît relativement faible pour le MIL2. Ce dernier présente par contre la vitesse la plus rapide de transfert confirmant la perméabilité globalement élevée de la zone faillée centrale. Les traçages **A** et **B** correspondent, sur le profil 1, aux zones de bordures de cette faille (zone entre MIL3 et FN2). Malgré la dispersion possible dans la zone non saturée et l'injection lente du traceur lors de l'essai, ces zones de contact se comportent comme **des zones efficaces d'infiltration**.

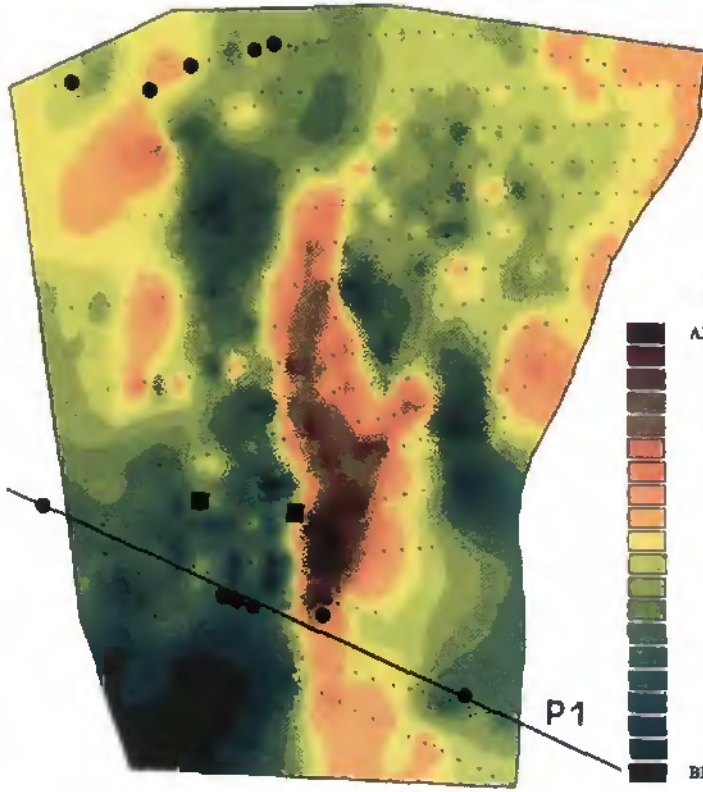
Le **FN2** est le traçage positif en forage dont la restitution (10%) et la vitesse (56 m/h) sont les plus faibles. Ce point d'injection est situé dans une zone rehaussée et désaturée où le drainage apparaît peu efficace (pour les conditions hydrauliques du traçage).

Enfin, l'essai de traçage négatif au **MIL9** n'est pas surprenant. Ce forage est situé dans le bloc le moins perméable et, sans pouvoir excepter la possibilité d'un drainage hors de la zone de contrôle, il apparaît plus probable que la perméabilité du lieu d'injection soit très faible et ne s'accorde pas avec la procédure de traçage employée (traçage au sel).

En résumé, la comparaison entre les résultats de traçage et les prévisions effectuées sur la distribution probable des perméabilités du profil 2D est satisfaisante. Elle montre en premier lieu que notre modèle permet d'émettre des hypothèses plausibles sur la situation des zones principales de drainage. La localisation de ces zones sans cartographie géophysique est peu concevable du fait de **l'hétérogénéité locale du milieu** et de l'absence pour certaines structures **d'indices de surface**. Notons par exemple que les résultats de traçage sont plus proches entre le FN1 et le MIL3, (points distants de plus de 100m) qu'entre ce dernier et le MIL2 (points distants de seulement 9m).

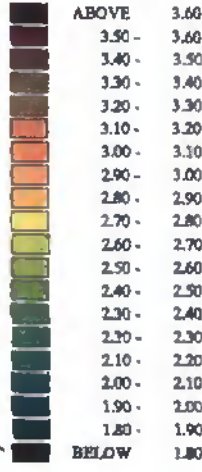
Plus globalement, il est intéressant de remarquer que sur huit traçages effectués à l'échelle locale, les six traçages significativement positifs (vitesse, restitution) sont ceux qui furent injectés, sur critères géophysiques, dans des volumes conducteurs (FN1, MIL1, MIL2, MIL3) ou à l'interface de ceux-ci (A et B). Par opposition, les traçages implantés sur des anomalies positives de résistivité présentent des réponses atténuées (FN2) ou nulles (MIL9). Ces correspondances tendent à montrer que le milieu en question est composé de volumes dont les caractéristiques électriques ayant une influence sur la perméabilité (p.ex. l'état de fracturation de la roche, le taux de matériel argileux) sont **suffisamment différenciées spatialement** pour en permettre la cartographie locale par géophysique radiomagnétotellurique.

256.925
256.850
256.775
256.700
256.625
256.550
256.475



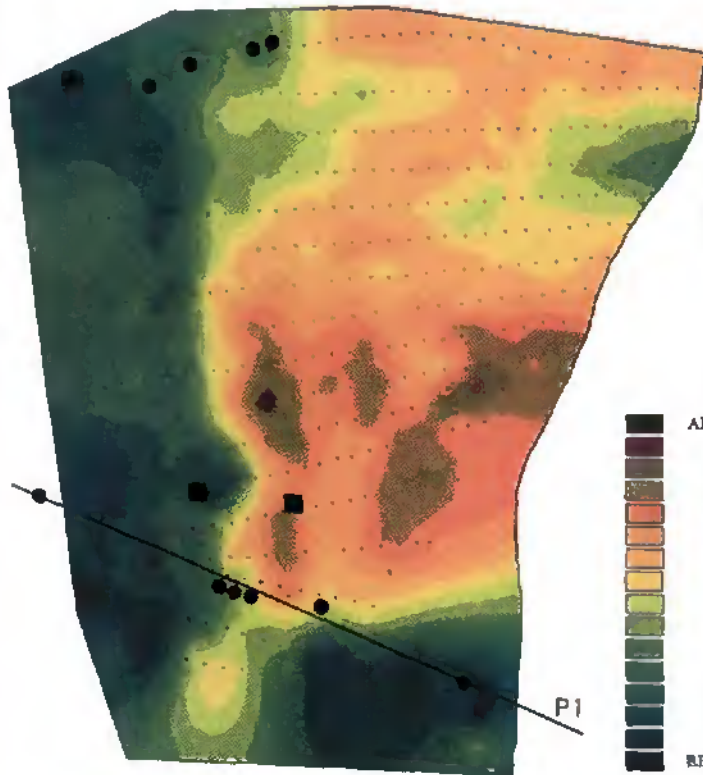
B19

log RHOa



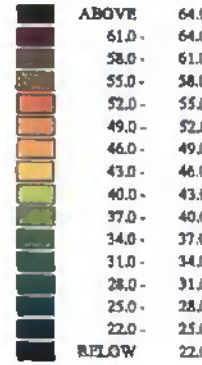
566.925 567.000 567.075 567.150 567.225 567.300 567.375

256.925
256.850
256.775
256.700
256.625
256.550
256.475



B19

PHASE



566.925 567.000 567.075 567.150 567.225 567.300 567.375

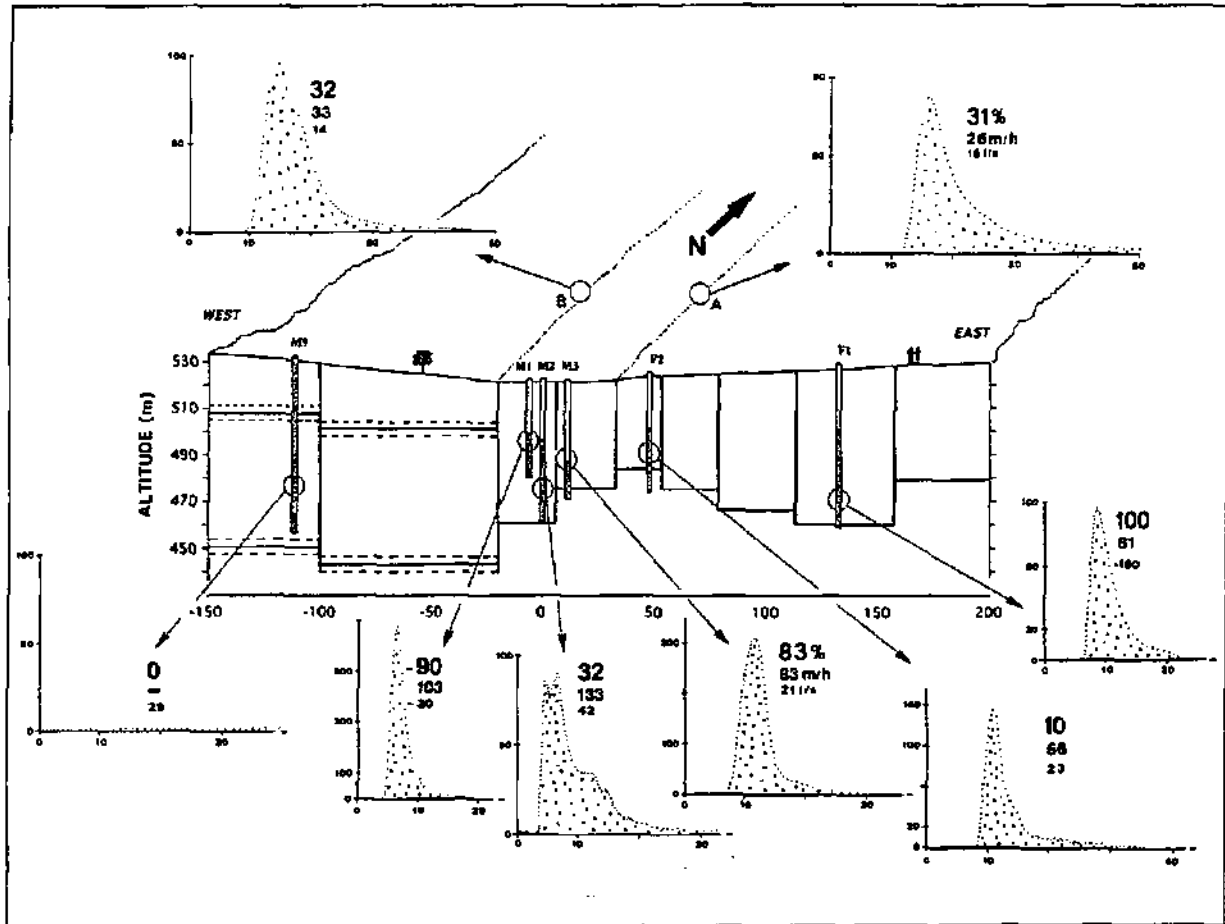


Fig. 6.8 Situation et courbes de restitutions des 8 essais de traçage au sel effectués sur le profil 1, Bure, site du Maira La partie grisée des forages indique la mise en charge maximale lors de l'injection du traceur dans le forage. Les traçages A et B furent effectués en surface. Les huit courbes de restitution sont acquises à l'amont du réseau karstique de Milandre, quelques 500 m au Nord du profil 1 (situation à l'annexe A.3.4). Pour chaque courbe sont indiqués: le taux de restitution du traceur (%), la vitesse correspondant à la première arrivée du traceur (m/h) et le débit moyen de la rivière souterraine à l'amont du réseau karstique lors de l'essai (l/s). Pour toutes les courbes l'échelle de temps est identique.



Fig. 6.7 Carte interpolée (interpol. bilinéaire) des valeurs RMT-unidirectionnelles (résistivité et déphasage) mesurées en direction Est-Ouest à 65.8 kHz sur un terrain dominé par la présence d'une faille régionale d'orientation Nord-Sud. Site du Maira, secteur B19. Situation des forages (points) du profil 1 (cf. fig. 6.2) et du profil 2 (non abordé ici) et emplacement des deux essais de traçage effectués en surface (carrés) aux bordures de cette faille. On remarque que, pour cette direction de mesure, la carte des résistivités met particulièrement en évidence la géométrie des linéaments structuraux méridiens alors que celle des déphasages montre préférentiellement le contraste lithostratigraphique entre les compartiments Est et Ouest de ce secteur.

6.3. L'IMPLANTATION DE FORAGES HYDROGÉOLOGIQUES

L'implantation de forages productifs en milieu fracturé reste la préoccupation majeure des hydrogéologues et la possibilité d'améliorer, notamment le taux de réussite d'une campagne d'implantation par la cartographie géophysique (au sens large) peut dans certains cas être mise en doute. L'implantation de forages par cartographie EM est discutée sur la base de deux cas très différents: le premier est le cas détaillé du profil 1 sur le site karstique du Maira (Bure). le second, plus proche de la prospection d'eau classique, est celui de la prospection en milieu aride de Tominian .

6.3.1. IMPLANTATION RMT EN MILIEU KARSTIQUE

Les corrélations entre les variations RMT mesurées sur le profil 1 et les changements géologiques confirmés par les forages sont satisfaisantes. Cependant, les observations hydrogéologiques décrites au point 6.2 montrent que l'implantation hydrogéologique requiert en outre une prévision sur le potentiel aquifère en un point du milieu, donc sur son environnement. Dans le cas du profil 1, l'implantation de 6 forages fut effectuée sur la combinaison des trois critères radiomagnétotelluriques suivants:

- la **résistivité apparente** au point d'implantation, son évolution avec le changement de fréquence et sa variation de part et d'autre de ce point. Elle permet l'interprétation en terme de "degré de fracturation".
- la **phase** au point d'implantation, son évolution avec le changement de fréquence et sa variation de part et d'autre de ce point. Elle permet l'interprétation en terme de "contexte stratigraphique et structural".
- la **continuité** des structures géophysiques (observée sur cartes) et l'interconnection potentielle de ces dernières. Elle permet l'interprétation en terme de "continuité apparente des structures".

Deux exemples illustrant la combinaison de ces trois critères pour évaluer le potentiel aquifère d'un point sont décrits dans le cadre de l'implantation des forages FN1 et MIL9.

Implantation du forage FN1

- zone large (50 à 60 m) d'anomalie négative globale de résistivité. Implantation sur le minimum de résistivité à 16 kHz. Ce minimum est interprété comme la bordure orientale fracturée de cette zone (cf. annexe A.7.1).
- zone marquée par une anomalie négative du déphasage à 16 kHz indiquant un abaissement relatif et bien délimité du toit de l'oxfordien (cf. annexe A.7.1)

- structure conductrice continue, très bien marquée sur la carte des résistivités apparentes de la figure 6.7 (cas de polH). Connection de cette structure vers le Nord (direction du gradient hydraulique régional) à la structure conductrice principale.

Prévision: implantation dans une zone fracturée (prévue perméable), surabaissée et limitée latéralement par les marnes oxfordiennes (prévue partiellement saturée) et connectée à la structure drainante principale.

Réalisation: le forage FN1 est globalement perméable et fortement karstifié dans sa partie supérieure. Il est situé dans un bloc surabaissé et aquifère (cf. fig.6.2); il est en relation directe avec le réseau karstique de Milandre (cf. traçage, figure 6.8).

Implantation du forage MIL9

- zone résistante. Implantation sur un maximum de résistivité apparente à 16 kHz dans un environnement relativement stable, censé correspondre à un milieu peu fracturé (cf. annexe A.7.1).
- zone marquée par une légère diminution du déphasage à 16 kHz, déphasage par ailleurs toujours inférieur à 45° indiquant un bloc surabaissé où le toit de l'oxfordien n'est pas atteint à la fréquence la plus basse (cf. annexe A.7.1)
- zone sans continuité apparente sur la carte des résistivités de la figure 6.7.

Prévision: implantation dans une zone peu fracturée (prévue peu perméable), surabaissée (prévue partiellement saturée) et sans connection apparente à la structure drainante principale.

Réalisation: le forage MIL9 est peu perméable. Il est situé dans un bloc surabaissé et aquifère; il ne présente pas de relation directe avec le réseau karstique de Milandre (cf. figure 6.8).

Ces deux exemples d'implantation illustrent la méthodologie que nous avons utilisée au cours de cette campagne d'implantation. Ils représentent deux cas favorables où la structure du champ RMT intégrée à une connaissance géologique locale permet une implantation **hydrogéologique** plus sûre.

L'applicabilité d'une méthode de cartographie géophysique à la prospection hydrogéologique est fréquemment évaluée par la rapidité de l'acquisition des mesures. La figure 6.9 présente deux profils de sondages de résistivité effectués approximativement sur la même période de temps (env. 2 à 3 heures). L'un est effectué à l'aide d'un dispositif géoélectrique usuel (dispositif schlumberger), l'autre par RMT.

Outre le fait que le RMT ne requiert qu'une emprise au sol de 5 mètres et permet la

mesure d'un déphasage (indicateur structural), on en constate également l'efficacité. Dans ce cas, il est probable que l'obtention de critères d'implantation aussi précis par méthodes géoélectriques aurait nécessité un temps de cartographie significativement plus long.

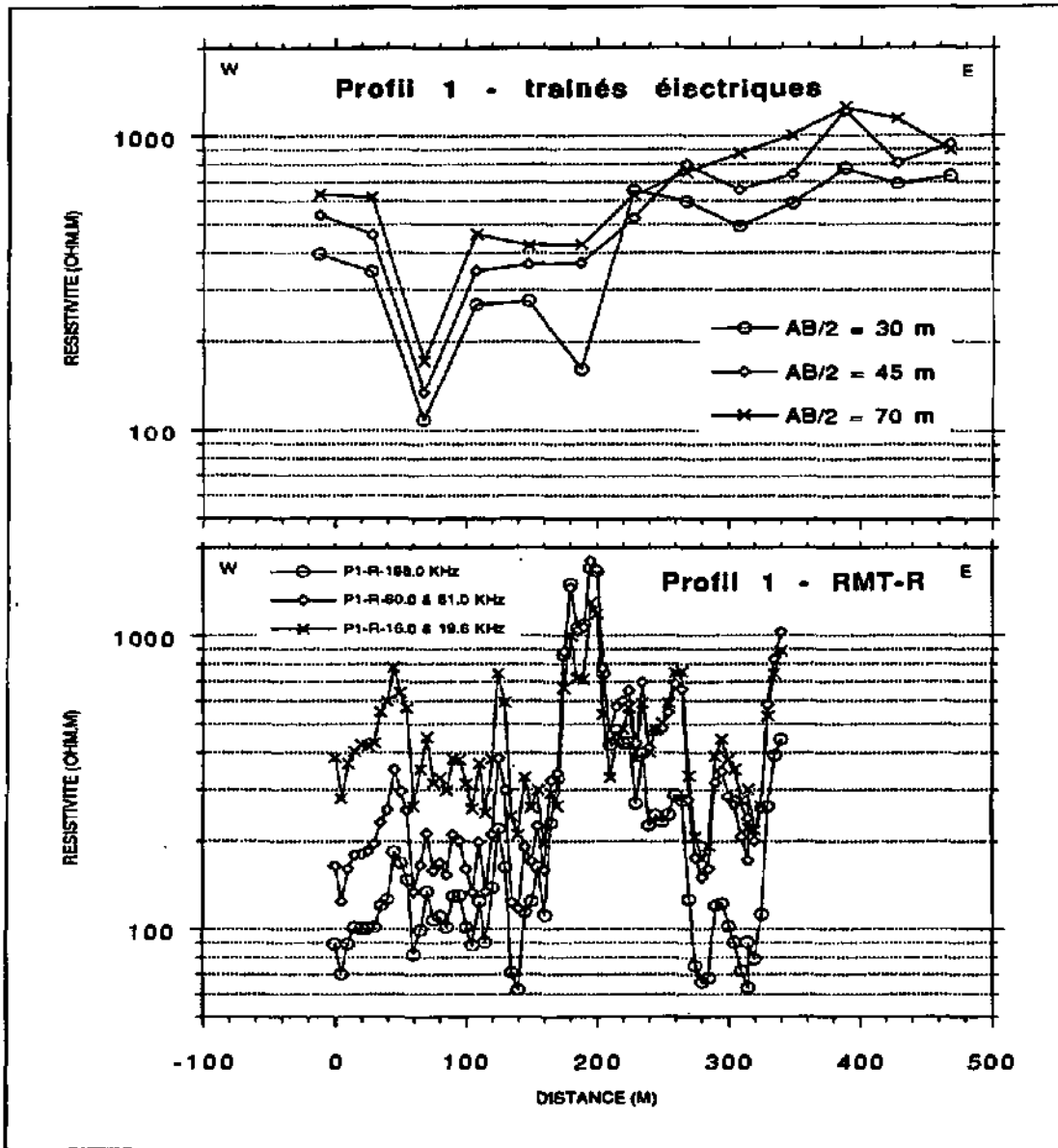


Fig. 6.9. Données de deux séries de mesures de résistivité effectuées avec 2 méthodes différentes le long du profil 1, site du Maira. Le profil du haut est effectué en géoélectrique classique (type schlumberger) pour 3 séparations AB/2. Le profil du bas est effectué en RMT unidirectionnel en N140°.

6.3.2. IMPLANTATION PAR EMB SUR LE SITE DE TOMINIAN

Il s'agit dans ce cas d'une implantation de forages hydrogéologiques en milieu aride. Cet exemple est pris en compte pour 3 raisons:

- il se situe dans un milieu où l'implantation de forages productifs (débit > 1m³/h) est jugée a priori difficile: une première campagne de prospection sur cette zone a fourni

un taux de réussite inférieur à 15%.

- la cartographie RMT y est impossible (réception insuffisante, résistivité du milieu trop faible) et a été remplacée par la cartographie EMB. Cette méthode est plus lourde et moins rapide que la géoélectrique utilisée précédemment sur ce site lors de la première campagne d'implantation.
- toutes les opérations de cette étude (cartographie géophysique, travaux de reconnaissance, forages) ont été soumises à la contrainte d'un rendement optimal.

La première campagne de prospection comprend 13 sites, 27 jours de prospection géoélectrique (trainés) et 38 forages dont 14 furent implantés sur critère géophysique, 23 sur critère pratique (implantation villageoise) et 1 sur photo aérienne seule.

La productivité de ces forages est indiquée au tableau 6.10.

Sur l'ensemble de ces forages, 5 seulement sont productifs (13%). Sur les 14 forages implantés par la géoélectrique et sur le forage implanté sur photo aérienne aucun n'est productif. Les **5 forages productifs** sont donc implantés sur des critères uniquement pratiques (taux de réussite: 22%).

La seconde phase d'implantation est effectuée par cartographie EMB. Elle comprend 19 sites, 52 jours de prospection géophysique et 17 forages implantés sur critères EMB. La productivité de ces forages est également indiquée au tableau 7.1. Sur ces 17 forages, 10 sont productifs (59%).

Il est hors de question de tirer des comparaisons quantitatives sur cette étude et encore moins d'en généraliser les résultats. Nous attirons simplement l'attention sur les points suivants:

- Bien qu'étant une méthode de cartographie plus lourde et plus onéreuse que la géoélectrique (cf. Bieler 1992), la méthode EMB est utile en prospection hydrogéologique. L'exemple de Tominian montre qu'elle se révèle particulièrement **adaptée** en milieu plat, à faible couvert végétal et à sol induré ou désaturé.
- Fréquemment, les anomalies géoélectriques sur lesquelles furent implantées les forages non productifs de la première campagne ne furent pas confirmées par les mesures EMB. Cette constatation, liée au fait que l'implantation villageoise a fourni de meilleurs résultats que la prospection géoélectrique, montre la difficulté de ce dernier type de prospection en milieu aride aussi faiblement contrasté électriquement.
- enfin, malgré la réussite de la campagne EMB de Tominian, il faut signaler la difficulté d'extraire sur la base des valeurs d'inphase et d'outphase des informations **quantitative**s sur le milieu fracturé. Cette difficulté fut encore plus manifeste pour

les mesures réalisées sur les sites très hétérogènes de l'Hortus, de Bure et de Lindau.

| Débits (m3/h) des forages implantés selon critères: | | | | | suite | | | | |
|---|----------|---------|--------|-----|----------|----------|---------|--------|------|
| SITES | Géoelec. | Villag. | Photo. | EMB | SITES | Géoelec. | Villag. | Photo. | EMB |
| MA | 0.0 | | | | ZK | 0.3 | | | |
| | | | | 2.7 | | 0.3 | | | |
| ZF | | 0.4 | | | | 0.1 | | | |
| | | | | 1.0 | | 0.6 | | | |
| MN | | 0.0 | | | | | | | 0.3 |
| | | 0.0 | | | MD | 0.5 | | | |
| | | 0.0 | | | | 0.0 | | | |
| | | 0.0 | | | | | 0.0 | | 0.0 |
| | | 0.0 | | | | | | | |
| | | 0.0 | | | MP | 0.2 | | | |
| | | 0.0 | | | | | | | 2.0 |
| | | 0.0 | | | OI | | 0.3 | | |
| | | 0.0 | | 1.7 | | | | | 0.0 |
| BA | | | | | SO | | 0.5 | | |
| | | | | 0.0 | | | 1.6 | | |
| aO | | 0.1 | | | | | | | 10.6 |
| | | 0.1 | | | KA | | 2.6 | | |
| | | 0.1 | | | | | 2.4 | | |
| | | | 0.5 | | | | | | 6.0 |
| | 0.5 | | | | FG | | 1.8 | | |
| | 0.6 | | | | | | | | 0.0 |
| | 0.3 | | | | MK | | 0.1 | | |
| | | | | 0.6 | | | 1.1 | | |
| TT | | 0.0 | | | | | | | 4.2 |
| | 0.4 | | | | KK | | | | |
| | 0.2 | | | | | | | | 1.6 |
| | 0.4 | | | | TO | | | | 14.0 |
| | | | | 3.0 | | | | | |
| KO | | | | 0.4 | Ensemble | 14 F | 23 F | 1 F | 17 F |

Tab. 6.1. Productivité des forages obtenue lors de deux campagnes de prospection sur le site de Tominian.: Premier lot (38 forages): implantation villageoise, géoelectrique ou sur photo aérienne. Second lot (17 forages): implantation EMB seule. Les forages productifs (>1m3/h) sont indiqués en gras.

En résumé: sur le site du Maira, l'ensemble des forages implantés dans la formation calcaire du rauracien sur des anomalies négatives de résistivité et atteignant le toit des marnes de l'oxfordien se montrent aquifères et plusieurs d'entre eux sont proches de zones karstifiées drainantes (NEB7, FN1, MIL3, MIL2). Par opposition, les forages implantés sur des anomalies résistantes apparaissent soit peu perméable (p.ex. MIL9), soit perméable mais non productif (p.ex. FN2). La contiguïté de ces zones productives et non productives montre que la méthode RMT est particulièrement efficace sur ce type de milieu hétérogène. Lors de telles implantations, il est en effet observé qu'un déplacement métrique peut avoir des répercussion déterminantes sur la productivité d'un forage.

Le second exemple montre l'efficacité de la méthode EMB dans le cas d'une prospection

d'eau en milieu aride et peu contrasté électriquement.

6.4. RESUME

Ce chapitre consacré aux relations entre le champ des paramètres géophysiques et le champ des perméabilités permet de mieux cerner l'intérêt hydrogéologique des méthodes électromagnétiques utilisées.

Dans le cadre de campagnes d'implantations, la localisation des structures aquifères par méthode EM s'est avérée globalement positive.

En milieu calcaire, la détection des cavités karstiques par RMT apparaît dans notre cas (et probablement dans beaucoup d'autres) délicate si l'on compare la magnitude de l'anomalie théorique produite par une cavité-type à celle de l'ensemble des effets susceptibles de la masquer. L'un des effets majeurs est l'hétérogénéité locale du milieu et notamment l'association fréquente des cavités karstiques à des zones faillées produisant de fortes anomalies négatives de résistivité. Il apparaît **par contre** envisageable de localiser précisément des zones faillées (voire des sous-structures à l'intérieur de ces zones faillées) comportant une **plus forte probabilité de karstification**.

En milieu gréseux, dans des formations où le contraste électrique entre la matrice et les zones fracturées est faible, l'implantation de forages par cartographie EMB s'est avérée satisfaisante et montre clairement l'importance du choix de la méthode (ou des méthodes) de prospection en fonction du contexte hydrogéologique.

L'intérêt de la cartographie électromagnétique ne se limite pas à l'implantation de forages. Il est montré que l'utilisation du radiomagnétotellurisme permet de prévoir plus précisément la distribution spatiale des perméabilités.

Dans l'exemple traité, la variation locale des paramètres hydrauliques mesurés (hauteurs d'eau, taux d'infiltration, connection au réseau principal) est complexe et l'on peut considérer, a posteriori, que la cartographie RMT ne permet qu'une **évaluation globale** du champ probable des perméabilités. Cette évaluation apparaît néanmoins indispensable car elle permet une meilleure intercorrélation des données hydrauliques ponctuelles et parce qu'elle fournit un modèle du milieu sur la base duquel une infrastructure d'observation hydraulique peut être plus rigoureusement établie.

=====

SYNTHESE

La cartographie électromagnétique de surface (RMT et EMB) menée au cours de cette recherche fut effectuée à l'aide d'appareils prototypes développés spécifiquement pour la prospection hydrogéologique. Ce type de cartographie s'avère globalement satisfaisant et susceptible d'apporter une méthodologie de prospection hydrogéologique mieux adaptée aux milieux hétérogènes.

Plus précisément, l'apport d'une méthode de cartographie n'a de signification que si l'on définit préalablement les modalités d'utilisation de cette méthode, son domaine d'application, l'échelle des observations que l'on désire effectuer et le but de son utilisation.

Les modalités d'utilisation nous renseignent sur la "praticabilité" de la méthode, elle-même fonction de l'instrumentation, du mode de mesure, de la reproductibilité de la mesure et des diverses sources potentielles de parasitage.

La praticabilité est certainement l'un des apports majeurs du RMT. Sur la base des quelques milliers de mesures effectuées au cours de cette recherche, **les instruments prototypes** utilisés (RMT, VLF-R, VLF-EM) se sont révélés fiables et faciles d'emploi. L'acquisition des données est rapide et permet, en conditions normales, d'effectuer environ 150 sondages RMT unidirectionnels par jour (mesure de la résistivité et de la phase pour 3 à 4 fréquences). L'acquisition en continu et sans contact au sol de la composante d'outphase (VLF-EM) est plus rapide et permet la réalisation de plusieurs dizaines de kilomètres de profilage par jour.

Le mode de mesure varie selon le but poursuivi. En milieu très hétérogène, la combinaison d'une cartographie rapide par VLF-EM (p. ex. mesure de l'outphase) suivie de séries de sondages unidirectionnels et de mesures pluridirectionnelles est souhaitable. Il est en effet démontré à plusieurs reprises qu'une mauvaise distribution spatiale des

stations de mesures ainsi que la non prise en compte des effets EM directionnels amènent à des interprétations géophysiques incorrectes.

La reproductibilité de la mesure est satisfaisante et quasiment indépendante de l'opérateur. Pour la grande majorité des mesures effectuées, l'erreur expérimentale apparaît négligeable.

Enfin, le **parasitage EM** est un inconvénient parfois majeur lors de campagnes de mesure effectuées à proximité des zones urbanisées. Il est essentiellement dû, dans des proportions diverses, aux lignes électriques aériennes, aux éléments métalliques enterrés et aux diverses installations métalliques de surface.

La méthode **EMB** est utilisée différemment. Méthode plus lourde, plus volumineuse et plus sensible à l'erreur expérimentale que le **RMT**, elle s'avère difficilement applicable en milieu à relief accidenté ou sur des terrains à fort couvert végétal. Du fait de la mobilité relative de l'émetteur et du récepteur et de l'affranchissement de tout contact au sol, l'**EMB** est particulièrement adapté aux terrains dégagés, plats et indurés en surface. Le mode d'utilisation de cette méthode est variable en fonction du but poursuivi et du milieu. La mesure standard en trainé permet la réalisation de 40 à 60 stations de mesures par jour.

* * *

Le domaine d'application du **RMT** est en grande partie régi par la résistivité des couches de surface et par les contrastes de résistivité du milieu.

En présence d'une couche conductrice de surface (< 100 ohm.m) de plus de 15 m, la profondeur de pénétration est faible. Le contexte optimal pour le **RMT** étant une couche résistante affleurante ou subaffleurante. Dans ce contexte, la profondeur de pénétration est suffisante pour une grande partie des études hydrogéologiques courantes.

La méthode **RMT** dépend des contrastes de résistivité du sous-sol. Elle est sensible aux faibles contrastes de résistivité comme le montrent des cartographies effectuées en milieu à porosité d'interstices (De carvalho-Dill 1993, Turberg et al. 1994, Rossi et al., 1994). En milieu à porosité de fracture, la présence de zones fissurées, aquifères ou colmatées d'argiles se traduit par des diminutions de résistivité, d'autant plus localisables qu'elles sont proches de la surface. Sur l'ensemble des sites cartographiés, la méthode **RMT** s'est montrée relativement sensible à ces contrastes et a permis une localisation précise des zones fracturées.

Le domaine d'application de l'**EMB** est complémentaire de celui du **RMT** car cette première méthode permet de sonder le milieu en présence d'une formation conductrice de surface. Cette possibilité liée aux conditions pratiques décrites ci-dessus rendent la méthode particulièrement adaptée à la localisation de zones fracturées sous fort recouvrement. Le contexte géologique type est la détection de granites fracturés sous couverture d'altérites. L'exemple de la prospection de Tominian (§ 6.3.2) montre que cette méthode est sensible à de faibles contrastes de résistivité entre la matrice des formations gréseuses et les zones fracturées de celles-ci.

* * *

L'**échelle d'observation** est un élément important en géophysique car elle conditionne fortement le déroulement des campagnes de cartographie et l'interprétation des données. Il est montré que la variabilité locale du champ **RMT** peut être aussi élevée que la variabilité **RMT** régionale.

Si l'on cartographie par **RMT** une formation hétérogène (p.ex. calcaires fracturés), l'on obtient une distribution de fréquence dont la valeur modale représente la valeur de matrice et dont la dispersion représente l'hétérogénéité géophysique globale. Ce type d'observation est par exemple représenté pour le plateau de Bure à la figure 4.1. En fait, cette échelle d'observation "**régionale**" correspond à celle que l'on utilise en modélisation unidimensionnelle où l'on attribue à chaque formation une résistivité modale type ou résistivité de matrice.

Si l'échelle d'observation est celle des zones fracturées, des contacts discordants ou de toute autre discontinuité, la **variabilité RMT locale** du milieu et l'**anisotropie RMT** doivent être prises en compte. C'est dans ce secteur que le **RMT** s'avère le plus intéressant car sa rapidité et sa maniabilité rendent possible, en un temps raisonnable, la réalisation d'une cartographie locale détaillée. Cette cartographie locale peut requérir des stations de mesures rapprochées (cf. figure 4.9) et des mesures pluridirectionnelles (cf. figure 5.4) qui, dans notre cas, ont mis en évidence des variations géophysiques importantes mais plus cohérentes avec la variabilité structurale observée sur affleurement. Logiquement, la cartographie locale se justifie pour toute opération locale qu'il s'agisse par exemple de la détection de zones fracturées, de l'implantation d'un forage ou de celle d'un site d'injection lors d'un essai de traçage.

La méthode **EMB** peut être utilisée pour localiser les zones fracturées par trainé, pour déterminer le contexte stratigraphique par sondage ou pour évaluer l'anisotropie du milieu

par sondage pluridirectionnel. En milieu à forte hétérogénéité locale (p.ex. site de Bure, Hortus) elle ne permet pas une interprétation aussi détaillée des structures que le RMT.

* * *

L'objectif d'une étude devrait en principe conditionner en grande partie les méthodes à utiliser. En milieu fracturé, il est constaté que la conception du milieu est souvent trop simplifiée du fait du manque de connaissance de la structure locale. Cependant, malgré une cartographie détaillée de certains milieux fracturés par RMT, l'intégration d'observations indépendantes s'est toujours avéré primordiale pour l'interprétation des données électromagnétiques. L'apport du RMT s'évalue donc surtout par son apport à chacune des autres méthodes d'observation utilisées. Dans le cadre d'une étude hydrogéologique, nous situons la méthode RMT (ou toute autre méthode de cartographie géophysique) entre les observations de base (cartographie géologique et structurale, levé de linéaments) et les observations ponctuelles (levé de fissuration, forages et tests hydrauliques).

Lié à la cartographie géologique classique, le RMT permet de préciser les contacts entre différentes formations et de valider l'interpolation géologique entre les différents points d'affleurement relevés. Elle permet également d'établir la relation entre la formation géologique et la formation géophysique.

La correspondance entre les levés de linéaments sur photos aériennes ou satellites et les éléments structuraux cartographiés par RMT est un sujet complexe, surtout lorsque l'on veut appliquer ensuite cette correspondance aux écoulements souterrains. Sur la base de nos données il est néanmoins observé que cette correspondance peut être bonne sur certaines structures faillées et quasiment inexistante sur d'autres. Lorsque les terrains se prêtent à l'analyse de linéaments, les résultats de cette dernière sont avant tout utilisés pour détecter les zones plus fracturées et l'orientation préférentielle des fractures afin d'orienter au mieux le dispositif de mesure RMT. Sur des sites à couvert végétal, il est observé que l'analyse photographique même liée à une cartographie géologique détaillée est insuffisante pour l'étude **des structures locales**.

L'image du milieu fournie par les **relevés de fissuration** permet en principe de prévoir les directions préférentielles des écoulements souterrains. Sur les sites de Bure et de l'Hortus, les systèmes de fissuration les plus développés ne représentent pourtant pas nécessairement ces directions préférentielles. Celles ci sont influencées par d'autres facteurs tels la direction générale du gradient hydraulique, la perméabilité géométrique de

chaque groupe de fissure, la géométrie des strates, la paléo-karstification, l'histoire tectonique du lieu et l'état hydrologique de l'aquifère. En acceptant que les anisotropies RMT mesurées soient liées à la fissuration de la roche, on doit admettre que celle-ci varie localement et que les résultats obtenus sur un affleurement ne représentent, a priori, que l'état de fracturation de cet affleurement. D'après nos observations, les variations d'anisotropie RMT pourraient représenter les changements de fissuration préférentielle du milieu et permettraient alors d'évaluer la représentativité locale des relevés effectués sur des affleurements isolés.

L'implantation des forages en milieu fracturé reste une opération délicate si l'on cible des structures décimétriques à métriques. L'implantation sans cartographie géophysique est encore coutumière et basée sur des critères morpho-géologiques, donc sur une sous-estimation potentielle de l'hétérogénéité locale du milieu. Nos résultats montrent d'une part que certaines structures hydrogéologiques **principales** ne comportent pas d'indices de surface et que des déplacements d'implantation de quelques mètres peuvent aboutir à des milieux à productivité en eau très différente.

Les observations hydrauliques (piézométrie, essais d'infiltration, traçages) effectuées **en forage** peuvent être notamment conditionnées par les caractéristiques du forage et par la position structurale de celui-ci (son environnement). Si la cartographie RMT ne permet pas de déterminer les premières elle permet de caractériser l'environnement structural d'un forage et ainsi, d'en mieux comprendre les réponses hydrauliques.

Enfin, **les essais de traçage avec injection en surface** sont implantés soit sur la base d'indices morphologiques locaux, soit sur celle de considérations structurales régionales (failles régionales). Il est toutefois démontré sur le site expérimental de Bure que le transit du traceur vers les structures drainantes est significativement influencé par les structures locales. Cet effet rend complexe la délimitation de zones d'infiltration préférentielle à l'échelle d'un bassin versant et met en question l'information hydrogéologique que l'on peut extraire d'un essai de traçage négatif. L'influence de l'hétérogénéité locale sur le fonctionnement hydrodynamique du système karstique est actuellement étudiée sur le site expérimental de Bure (Jeannin, non publié).

En résumé, la cartographie radiomagnétotellurique ne constitue pas un objectif en soi et son intérêt réside surtout dans la confrontation du champ des paramètres RMT et des résultats des autres méthodes d'observation. Idéalement, la cartographie RMT doit être conditionnée par les cartographies géologiques et morpho-géologiques, puis doit elle-même conditionner l'implantation des observations hydrogéologiques ponctuelles en fonction de la structure et de l'hétérogénéité locale du milieu.

RÉSULTATS GÉNÉRAUX

L'ensemble des mesures radiomagnétotelluriques de cette recherche amènent à divers résultats sur la méthode et sur le milieu d'application:

- l'hétérogénéité RMT locale du milieu fracturé est généralement élevée. Elle est attribuée aux variations intrinsèques de la résistivité du milieu, mais aussi à la **sensibilité** de la méthode RMT aux contrastes de résistivité (effets EM directionnels). Ces effets directionnels doivent être pris en compte pour une interprétation correcte du champ radiomagnétotellurique.
- **la valeur de déphasage**, souvent considérée comme un paramètre accessoire, est un indicateur géologique (statigraphique et structural) **aussi déterminant** que la valeur de résistivité. Sa non mesure fait perdre à la méthode une partie importante de son intérêt.
- l'interprétation des coefficients d'anisotropie RMT (résistivité ou phase) en termes de fracturation n'est pas confirmée car l'on n'observe pas de relation directe entre l'anisotropie RMT et le degré de fracturation. On observe notamment que certaines zones très fracturées présentent de faibles coefficients d'anisotropie. Par contre, l'individualisation de volumes de roche présentant des directions identiques d'anisotropie RMT (zones isodirectionnelles) est démontrée et peut se révéler un nouveau critère pour décrire structuralement le milieu.
- la modélisation est soumise à des conditions de base, parfois difficilement appréciables en situation réelle (situation 1D, 2D, type de polarisation). Calée par des informations géologiques directes, elle permet toutefois de vérifier les hypothèses géologiques qualitatives effectuées à partir des profils de valeurs RMT brutes.

D'une manière générale, tout traitement des données RMT en milieu fracturé et à l'échelle locale est complexe car il doit tenir compte des variations lithologiques, des structures tectoniques, de la direction de la mesure RMT et des équivalences électriques. Pour cette raison, la quantification des données géophysiques permet surtout de vérifier la pertinence d'un modèle géologique établi sur la base de l'interprétation qualitative des réponses géophysiques. Cette démarche implique que plus approfondie sera la connaissance géologique et structurale du milieu et plus approprié sera le traitement géophysique des données.

* * *

APPORT GÉNÉRAL À L'HYDROGÉOLOGIE APPLIQUÉE

Trois termes peuvent caractériser l'apport du radiomagnétotellurisme à l'hydrogéologie: simplicité d'application, hétérogénéité locale et perspectives cartographiques.

La simplicité évoque l'aspect méthodologique et ses possibilités d'application. Il faut en effet qu'une méthode de cartographie appliquée à l'hydrogéologie des milieux fracturés puisse permettre la réalisation de réseaux de mesures parfois très denses. Il faut donc que la méthode utilisée soit aussi souple et efficace que possible. De fait, la réalisation d'un sondage géoélectrique permet une interprétation plus fine du contexte stratigraphique que celle d'un sondage RMT, mais l'expérience montre qu'en milieux hétérogènes, il est souvent préférable d'avoir d'abord une approche simplifiée en de nombreux points qu'une approche détaillée en peu de points.

La méthodologie VLF-RMT est probablement la manière actuellement la plus efficace pour cartographier les milieux fracturés de subsurface sous couverture conductrice inférieure à une quinzaine de mètres. Elle devrait être axée sur le couplage d'une cartographie extensive (en continu) de la structure du milieu (VLF-EM), puis d'un affinage local, par RMT, des zones d'intérêt.

L'hétérogénéité locale nous rappelle qu'il faut sans cesse impliquer l'échelle d'observation pour éviter les effets "d'homogénéisation du milieu". Dans cette acception, le RMT offre une possibilité convaincante de mettre en évidence la structure hétérogène du milieu fracturé, donc de mieux appréhender l'étude hydrogéologique du milieu local. La forte hétérogénéité locale du milieu montre que la cartographie géophysique en générale et le RMT en particulier ne permettent jamais la détermination du champ des perméabilités mais fournissent une image (une prévision) de la distribution probable des perméabilités.

Cependant, la cartographie RMT ajoute un élément de plus en faveur de la complexité locale des milieux fracturés étudiés, donc de l'attention à porter sur la corrélation et l'interprétation de données géologiques ou hydrogéologiques ponctuelles. Dans ce cadre, le terme particulier "hydrogéophysique" (géophysique appliquée à l'hydrogéologie) se justifie particulièrement dans la mesure où la méthode géophysique peut servir de lien (de "fonction d'interpolation") entre les observations hydrogéologiques.

Enfin, les **perspectives cartographiques** liées à la méthode RMT convergent vers l'objectif de pouvoir étudier chaque milieu fracturé en fonction de ce qu'il est spécifiquement. Dans cette optique, la cartographie RMT est un outil dont l'application pourrait apporter une plus grande rigueur méthodologique à l'étude hydrogéologique appliquée.

Son apport, ses avantages et surtout ses limites devront être définis sur d'autres milieux fracturés faisant l'objet d'études hydrogéologiques. Il serait notamment intéressant de cartographier des milieux sur lesquels les observations hydrogéologiques n'apparaissent pas particulièrement liées à la structure locale ou des milieux considérés a priori comme homogènes.

Enfin, la signification physique des zones "isodirectionnelles", de leur variation en fonction de la structure et de leur implication en termes hydrogéologiques sont des sujets dont l'étude devrait être poursuivie.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Archie, G. E. 1942. The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIME 146, 54-62.
- Balmer, F., Müller, I. 1988. La nappe alluviale du Kori Teloua, Agadez (Niger). Etude hydrogéologique et prospection géophysique électromagnétique. Bull. du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, N°8, 61-79.
- Barker, R.D. 1981. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. Geophysical prospecting 29, 128-143.
- Benderriter, Y., Robin, G. 1987. Approche singulière des discontinuités de perméabilité en milieu carbonaté. Hydrogéologie, N°3, pp 161-168, 5 figures.
- Benderriter, Y., Gervaise, C., Tabbagh, J. 1988. Anomalies de résistivité électrique et structures correspondantes en zone de calcaires fissurés. Quatrième coll.d'Hydrol. en Pays Calcaire, Besançon, 29.9 - 1.10 88.
- Bieler, G., Burri, M., Müller I. 1988. Rapport de la mission de prospection hydrogéologique intégrée dans la plaine du Gondo. Première phase 1987-1988.- Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel. Non publié.
- Bieler, G. 1992 Implantation de forages pour l'hydraulique villageoise à l'aide de la méthode Bipôle-Bipôle, dans la région de Tominian - Mandiakuy - Yorosso. Rapport de prospection. Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel. Non publié.
- Bonnet, M., Thiery, D., Bonin, H., Paloc, H. 1980. Etude par modèles mathématiques des écoulements karstiques en milieux karstiques, Application au karst de l'Hortus. BRGM 79 SGN 733 HYD. 107 p.
- Bonin, H., Bonnet, M., Thiery, D., Paloc, H. 1979. Etude des mécanismes d'alimentation d'un massif karstique à travers la zone non saturée. Application au massif de l'Hortus. -Rapport BRGM DGRST N°80 SGN 095 HYD - 66 p.
- Bonin, H. 1980. Contribution à la connaissance des réservoirs aquifères karstiques. Un exemple: le causse de l'Hortus. Un site: le site du Lamalou. Thèse Doct. Uni. Sci. de l'Eau, USTL, Montpellier- 112 p. + 1 carte H.T.
- Brion, M. 1976. L'étude du phénomène de l'anisotropie électrique appliquée au milieu

- carbonaté fracturé. Thèse. Université des sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.
- Chauve, P., Martin, J. et Bailly, C. 1985. Carte géologique de Delle au 1: 50'000 avec notice explicative. BRGM, carte géologique de la France à 1: 50'000.
- Chevallier, J. 1988. Hydrodynamique de la zone non saturée d'un aquifère karstique: étude expérimentale. Site du Lamalou. Languedoc. Thèse Doct. 3ème cycle hydrogéologie - 212 p.
- CIEH 1989. Contribution à la méthodologie de prospection des eaux souterraines sur le bouclier cristallin d'Afrique de l'Ouest. Etudes hydrogéologiques et géophysiques au Burkina Faso. Janvier - Avril 1987. Série Hydrogéologie.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H. 1988. Introduction to geophysical prospecting. Fourth edition. McGraw-Hill intern. editions.
- Durand, V. 1992. Structure d'un massif karstique. Relations entre déformations et facteurs hydro-météorologiques, Causse de l'Hortus - Site des sources du Lamalou (Hérault). Thèse. Université de Montpellier II.
- Fischer, G., Schnegg, P.-A., Peguiron, M., Le Quang, B.V. 1981a. An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 67, 257-278.
- Fischer, G., Le Quang, B.V. 1981b. Topography and minimization of the standard deviation in one dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 67, 279-292.
- Fischer, G., Le Quang, B.V., Müller, I. 1983. VLF ground survey, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structure. *Geophys. Prospecting* 31, 977-991.
- Fischer, G. 1985. Some remarks on the behaviour of the magnetotelluric phase. *Geophys. Prospecting* 33, 716-722.
- Fischer, G. 1989. A strong topographic valley effect in AMT and VLF-R measurements. *Geophys. J. Int.* 96, 469-475.
- Fischer, G, Szarka, L., Adam, A., Weaver, J.T. 1992. The magnetotelluric phase over 2-D structures. *Geophys. J. Int.* 108, 778-786.
- Grétilat, P.-A., Bouyer, Y., Müller, I. 1987. Un exemple d'utilisation de la géophysique électromagnétique (VLF et BIPOLE) pour l'étude de la fracturation au Nord de la source karstique de la Noiraigue (Jura Neuchâtelois). *Bull. du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, N°7, 335 - 345.

- Grétilat, P.-A. 1992. Carte hydrogéologique de l'Ajoie, Canton du Jura - Suisse. Eléments pour la gestion et la protection des eaux, 1: 25'000. Rép. et Canton du Jura, OEPN, St-Ursanne.
- Guillaume, A. 1977. Analyse des variables régionalisées. Traitement du signal en Sciences de la Terre. Doin Ed. Paris.
- Himmelsbach, T. 1992. Fractured Rock, Test Site Lindau, Southern Black forest (Germany). Steir. Beitr. z. Hydrogeologie. 43, 159-228.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M. 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press.
- Jeannin, P.-Y. 1993. Etude hydrogéologique du bassin versant Saivu-Milandrine (Ajoie, JU). Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Suisse. Non publié.
- Kearey, P. et Brooks, M. 1984. An Introduction to Geophysical Exploration. Geoscience Texts volume 4. Blackwell Scientific Publications.
- Keller, G.V, Frischknecht, F.C. 1979. Electrical methods in geophysical prospecting. Intern. series in Electromagn. waves, vol 10. Pergamon Press.520 p.
- Kiraly, L. 1969. Statistical analysis of fractures (orientation and densities). Geol. Rundschau 59 (2). p.125-151.
- Kiraly, L. 1970. L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u. -Ing., 37, 50 - 57
- Kiraly, L., Mathey, B. et Tripet, J.-P. 1971. Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). Bull. du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, pp. 99-114.
- Koll, J. et Müller, I. 1989. Elektromagnetische VLF-R Prospektion zur Erkundung von Grundwasserleitern im Paläozoischen Mittelgebirge am beispiel des Oberbarzes. - Steir. Beitr. z. Hydrogeol., Graz, vol. 40, 103-122.
- McNeill, J.D. 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited, Mississauga, Ontario. Technical note TN-6.
- McNeill, J.D. 1983. EM34-3 survey interpretation techniques. Geonics Limited, Mississauga, Ontario. Technical note TN-8.
- McNeill, J.D.1990. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater studies. In Geotechnical and Environmental Geophysics. Ed. by S.H. Ward. Soc. of Expl. Geophys. Investigation in Geophysics N°5, 191 - 218.

- Menry, P., Flury, F. et Rieben, C. 1991 Etude géologique et géophysique, reconnaissances indirectes de la route Nationale 16 entre la jonction de Boncourt et la jonction de porrentruy Ouest. Rapport géologique interne N°3. Non publié.
- Meyer de Stadelhofen, C. 1991. Applications de la géophysique aux recherches d'eau. Technique et Documentation - Lavoisier.
- Milson, J. 1989. Field Geophysics. Geological Society of London Handbook - Keith Cox.
- Müller, I. 1982. Rôle de la prospection électromagnétique VLF pour la mise en valeur et la protection des aquifères calcaires. Annales scientif. de l'Université de Besançon. Troisième coll.d'Hydrol. en Pays Calcaire, Besançon, 1, 219 - 226.
- Müller, I. 1983. Anisotropic properties of rocks detected with electromagnetic VLF. International Symposium on Field measurements in Geomechanics. Zürich, sept. 5-8, special public., 273 - 282.
- Müller, I., Schotterer, U. 1986. Electromagnetic VLF-Resistivity Prospection in the Region of Tripolis and the Coastal Area of Argos-Astros. 5th international symposium on underground water tracing. Institute of geology and mineral exploration.
- Nabighian, M.N. 1990. Electromagnetic methods in applied geophysics. Volumes 1 and 2. Soc. Expl. Geophys., edited by Misac Nabighian.
- Nakolendousse, S. 1991. Méthode d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso. Géologie - Géophysique - Télédétection. Thèse. Université J. Fourier - grenoble 1.
- Ogilvy, R.D., Cuadra, A., Jackson, P.D., Cuellar V. 1991. Delineation of a resistive drainage channel by EM conductivity survey. *Geoexploration*, 28, 139-152.
- Palacky, G.J, Ritsema, I.L., De Jong, S.J. 1981. Electromagnetic prospecting for groundwater in precambrien terrains in the Republic of Upper Volta. *Geophysical prospecting*, 29, 932-955.
- Pantillon, P. 1993. Etude hydrogéologique du site expérimental du Maira. Travail de diplôme. Centre d'Hydrogéologie. Université de Neuchâtel. Non publié.
- Parasnis, D.S. 1986. Principles of applied Geophysics, Fourth edition. Science Paperbacks, Chapman and Hall.
- Robin, G. 1984. Etude structurale par géophysique dans le bassin hydrogéologique du Nohain (Nièvre). Application de la méthode magnétotellurique à la détection

- d'écoulements souterrains en milieu carbonaté fissuré. Thèse. Université Pierre et Marie Curie. Paris.
- Rossi, P., De Carvalho-Dill, A., Müller, I., Aragno, M. 1994. Comparative tracing experiments in a porous aquifer using bacteriophages and fluorescent dye on a test field located at Wilerwald (Switzerland) and simultaneously surveyed in detail on a local scale by Radio-Magneto-Tellury (12-240 kHz). *Environmental Geology and Water Sciences*. In press.
- Sebti, M.K. 1988. Etude hydrogéologique en vue de l'amélioration du taux de réussite des forages agricoles. Application de la méthode électromagnétique (vlf) à la détection des écoulements souterrains en milieu carbonaté fissuré - Région Centre. Pré-mémoire de DEA. Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Siméoni, G. et Jamier, D. 1975. Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure (Jura tabulaire). *Bull. du Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel*, pp. 163-173.
- Steiner, T. 1993. Numerical electromagnetic magnetotelluric modelling and inversion. Thesis. Sopron. Hungary
- Tabbagh, A., Benderitter, Y., Andrieux, P., Decriaud, J.-P., Guerin, R. 1991. VLF resistivity mapping and verticalization of the electric field. *Geophysical Prospecting* 39, 1083-1097.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. 1974. *Applied Geophysics*. First edition. Cambridge University Press.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Second edition. Cambridge University Press.
- Théron, R. 1976. Carte de fracturation du Causse de l'Hortus au 1:15'000.- inédit -
- Thierrin, J., Müller, I. 1988. La méthode VLF-Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal Crétacé à la Brévine. Quatrième Coll. Hydrol. en Pays calcaire et en milieu fissuré, Besançon 29.9 - 1.10 1988, *Ann. sci. Univ. Besançon, Mem. H.S.* 6, 17-24.
- Turberg, P. 1991. Quelques observations sur la prospection électromagnétique VLF-R en milieu fissuré. *Bull. Centre d'Hydrogéol. Neuchâtel* N° 10, 11-26.
- Turberg, P. 1991. Modes d'utilisation de la prospection géophysique du milieu karstique par électromagnétisme VLF-R (12-240 KHz). *Bull. Centre d'Hydrogéol. Neuchâtel* N° 10, 27-33.

Turberg, P. et Müller, I. 1992. La méthode inductive VLF-EM pour la prospection en continu du milieu fissuré. Cinquième Coll. d'Hydrol. en Pays calcaire. Neuchâtel 16-18.10.92. Ann. Sci. Univ. Besançon, Géologie. Mémoire hors série No 11, 207-214.

Turberg, P., Müller, I., Flury, F. (1994) Hydrogeological investigation of porous environments by radiomagnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240 kHz). Journal of Applied Geophysics, 31. Elsevier, Amsterdam.

Wright, J.L. 1988. VLF interpretation manual. V4379. EDA.

=====

ANNEXES

ANNEXE 1A 1

THÉORIE ÉLÉMENTAIRE CONCERNANT LA MÉTHODE MAGNÉTO-
TELLURIQUE ET LA MÉTHODE EMB (SLINGRAM).

ANNEXE 2A 2

SPÉCIFICATIONS TECHNIQUES DES PROTOTYPES EM UTILISÉS.

ANNEXE 3A 3

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE BURE.

ANNEXE 4A 4

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE L'HORTUS.

ANNEXE 5A 5

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE LINDAU.

ANNEXE 6A 6

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE TOMINIAN.

ANNEXE 7A 7

FORAGES DU SECTEUR B17, SITE DE BURE.

ANNEXE 8A 8

CRITÈRES D'IMPLANTATION ET LEVÉS DES FORAGES DU SECTEUR
B19, PROFIL N°1, SITE DU MAIRA.

ANNEXE 9A 9

PARAMÈTRES DE MODELISATION 2D, SITE DU MAIRA.

ANNEXE 10A 10

DONNÉES DE TRAÇAGE, SITE DU MAIRA.

ANNEXE 1

| | |
|---|-------------|
| THÉORIE ÉLÉMENTAIRE CONCERNANT LA MÉTHODE MAGNÉTO-TELLURIQUE ET LA MÉTHODE EMB (SLINGRAM)..... | A1-1 |
| A.1.1. PROPRIETES PHYSIQUES..... | 3 |
| A.1.1.1. Les propriétés électriques du milieu | 3 |
| A.1.1.2. Les propriétés magnétiques du milieu..... | 6 |
| A.1.2. LOIS GENERALES | 6 |
| A.1.2.1.Principe général..... | 6 |
| A.1.2.2. Loi de Neumann | 7 |
| A.1.2.3. Loi de Biot-Savart..... | 7 |
| A.1.2.4. Equations de Maxwell..... | 8 |
| A.1.2.5. Atténuation du champ EM..... | 9 |
| A.1.2.6. Conditions aux limites..... | 10 |
| A.1.3. MAGNETOTELLURISME..... | 11 |
| A.1.3.1. Paramètres mesures | 11 |
| A.1.3.2. Milieu 1D..... | 11 |
| A.1.3.3. Interprétation en milieu 2D..... | 13 |
| A.1.3.4. Interprétation en milieu 3D..... | 16 |
| A.1.4. CHAMP EM PROCHES - METHODE EMB..... | 16 |
| A.1.4.1. Champs proches - cas d'un dipole magnetique oscillant..... | 16 |
| A.1.4.2. Champ EM d'une bobine circulaire..... | 18 |
| A.1.4.3. Combinaison de champs - déphasages | 19 |
| A.1.4.4. Profondeur de pénétration et d'investigation..... | 22 |
| A.1.4.5. Interprétation..... | 24 |

THÉORIE ÉLÉMENTAIRE CONCERNANT LA MÉTHODE MAGNÉTOTELLURIQUE ET LA MÉTHODE EMB (SLINGRAM).

Cette annexe est subdivisée en deux parties:

La première partie est consacrée aux propriétés physiques qui conditionnent les variations des champs électromagnétiques.

en seconde partie, nous rappelons les différentes lois physiques permettant l'approche théorique de la propagation et de l'atténuation des ondes électromagnétiques dans le milieu souterrain.

Les sources de cet aperçu théorique sont les ouvrages de géophysique appliquée de Keller & Frischknecht 1979 [1], de Parasnis 1986 [2] de Telford 1990 [3] et les publications plus spécifiquement liées au domaine du magnétotellurisme (Fischer 1983, 1985, discussions) ou à celui des méthodes à champs proches (Mc Neill, 1980).

A.1.1. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

Trois propriétés physiques gouvernent les comportements électromagnétiques du milieu: la résistivité électrique, la constante diélectrique et la perméabilité magnétique. De ces trois propriétés, la résistivité électrique ρ (ou son inverse la conductivité électrique σ) est la plus importante.

A.1.1.1. LES PROPRIÉTÉS ÉLECTRIQUES DU MILIEU

Le transport du courant dans un matériau est dû à l'association de trois modes de conduction: électronique, électrolytique et diélectrique.

La conduction électronique où le courant électrique est assuré par les électrons libres du matériau. Ce type de conduction est important dans le cas des substances possédant un fort pourcentage d'électrons libres. C'est le cas, par exemple, des métaux (argent, cuivre, fer, etc...) et des semiconducteurs (carbone, silicium, germanium, etc...).

Mesure de la résistivité en laboratoire

La résistivité d'un matériau est mesurée en appliquant une différence de potentiel aux deux extrémités d'un cylindre du matériau considéré et en calculant la résistance R par la loi d'Ohm ($R=V/I$).

La résistivité du matériau est :

$$\rho = \frac{RS}{L} \quad [\Omega m] \quad (1.1)$$

ρ : résistivité (ohm.m); R: résistance (ohm); S: surface de la section transversale (m^2); L: longueur du cylindre (m).

Son inverse, la conductivité σ , est:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{R.S} = \frac{(I/S)}{(V/L)} = \frac{J}{E} \quad (1.2)$$

σ : Conductivité électrique (S/m), I: Intensité électrique (A), V: Potentiel électrique (V), J: Densité de courant (A/m^2), E: Champ électrique (V/m).

La conductivité électrique exprime la proportionnalité entre l'intensité du champ électrique en un point et la densité de courant en ce même point.

Cette résistivité est donc une mesure effectuée sur des cylindres de roche cohérente et désaturée. Si cette valeur est utilisée comme résistivité vraie pour le calage d'un modèle géophysique, elle représente une valeur de matrice souvent trop élevée par rapport à l'ensemble de la formation géologique.

A l'état désaturé, la plupart des roches sont très peu conductrices car leur minéraux majeurs présentent des résistivités élevées.

La conduction ionique (ou électrolytique) où le courant est assuré par les ions. La conduction du courant est assurée par les électrolytes saturant tout ou partiellement les pores du matériau.

Il est admis que les différences de conductivité électrique entre les matériaux terrestres sont dues en grande partie à la conduction électrolytique. Cela implique que la porosité, la texture de la porosité (connexion et géométrie des vides) et la minéralisation de l'eau des pores influencent davantage la résistivité que la nature des minéraux constituant la roche. La variation de la conduction électrolytique en fonction de la porosité est exprimée par la relation expérimentale d'Archie (1942):

$$\rho = a\phi^{-m} s^{-n} \rho_w \quad [\Omega m] \quad (1.3)$$

f: porosité, s: fraction des pores remplie de fluides, ρ_w : résistivité de l'eau (ohm.m), $n \cong 2$, a et m étant des constantes propres au milieu $0.5 < a < 2.5$; $1.3 < m < 2.5$.

En pratique géophysique, cette loi est d'emploi très difficile. Elle est quasiment impossible à exploiter dans les milieux à porosité de fracture où ϕ , s et ρ_w sont par définition très variables et généralement inconnus.

La texture de la porosité est généralement considérée comme moins importante que sa valeur volumique. En milieu fissuré (et karstifié), il est pourtant possible que l'effet dû à l'organisation très structurée des vides ne soit pas négligeable et produise un effet d'anisotropie sur la résistivité.

La conduction diélectrique est une propriété considérée comme secondaire. Le courant est assuré par le déplacement très local de charges électriques qui restent liées au matériau et provoquent sa polarisation électrique. Ce phénomène peut être dominant dans le cas de substances normalement isolantes. L'eau, l'air, les argiles, la paraffine, le pétrole et les micas sont des diélectriques types.

La polarisation P (= moment électrique dipolaire par unité de volume) est proportionnelle au champ électrique E et la constante de proportionnalité est la susceptibilité électrique η :

$$P = \eta E \quad (1.4)$$

P : polarisation électrique (As/m²); E : champ électrique en (V/m); η : susceptibilité électrique en (As/Vm).

Le courant de déplacement D représente le flux électrique par unité de surface dû à la conduction diélectrique. Il est proportionnel au champ électrique par la constante diélectrique ϵ_r selon (en unités mks):

$$D = \epsilon_0 E + P = E (\epsilon_0 + \eta) = \epsilon E = \epsilon_r \epsilon_0 E \quad (1.5)$$

D : Déplacement électrique (As/m²), ϵ_0 : permittivité du vide (As/Vm), ϵ : permittivité du milieu (As/Vm), ϵ_r : permittivité relative ou constante diélectrique (s.d.).

La constante diélectrique relative d'une roche ϵ_r permet d'exprimer la capacité de celle-ci à stocker les charges électriques ou, autrement dit, d'exprimer sa "polarisabilité". Elle peut conditionner en partie la réponse d'une roche aux courants alternatifs de haute fréquence.

Ce courant de déplacement n'est pas significatif dans les matériaux conducteurs et aux basses fréquences et la constante diélectrique est généralement indépendante des fréquences inférieures à 100Hz. Le tableau de la figure 1.1 montre la variation de la constante diélectrique en fonction de la fréquence pour plusieurs formations rocheuses. On observe que dans le domaine de notre étude, les différences maximales à attendre (entre 10 Hz et 250 kHz) sont de l'ordre de 15 % pour les calcaires, 11 % pour les grès et 17 % pour les granites.

En géophysique, les courants de déplacement sont souvent considérés comme négligeables car les fréquences utilisées sont basses.

| Rock | Dielectric constant in pF/m at a frequency of: | | | | | |
|-----------------------|--|--------|---------|----------|--------|---------|
| | 100 c/s | 1 kc/s | 10 kc/s | 100 kc/s | 1 Mc/s | 10 Mc/s |
| Dolomite (rock) | 105 | 85.6 | 77.0 | 71.8 | 70.0 | 68.3 |
| Kaolinite (rock) | 67.7 | 56.0 | 48.0 | 43.0 | 40.3 | 39.8 |
| Limestone | 91.8 | 82.9 | 79.8 | 78.5 | 77.0 | 75.8 |
| Sandstone (arkose) | 52.5 | 51.5 | 49.5 | 47.7 | 47.2 | 47.0 |
| Sandstone (greywacke) | 103 | 77.8 | 65.3 | 58.4 | 54.2 | 52.0 |
| Sandstone (quartzite) | 50.0 | 47.2 | 45.9 | 44.4 | 43.2 | 41.8 |
| Diabase | 119 | 99.5 | 88.1 | 80.7 | 73.6 | 68.8 |
| Diorite | 63.9 | 58.5 | 55.5 | 53.5 | | |
| Dunite | 88.7 | 75.0 | 69.3 | 67.3 | 65.3 | 63.5 |
| Gabbro | 133 | 102 | 90.8 | 85.5 | 80.8 | 77.8 |
| Granite | 75.0 | 66.9 | 63.4 | 62.1 | 60.8 | 59.1 |
| Argillite | 105 | 92.0 | 81.7 | 76.6 | 73.5 | 70.6 |
| Sillimanite schist | 86.0 | 80.8 | 77.7 | 75.2 | 72.9 | 71.5 |
| Hornblend schist | 91.5 | 87.8 | 84.3 | 81.9 | 80.6 | 78.7 |
| Talc schist | 279 | 201 | 139 | 96.0 | 75.0 | 67.0 |
| Serpentine (rock) | 89.8 | 69.0 | 61.2 | 58.5 | 56.7 | 55.3 |

Fig. A.1.1. Constantes diélectriques de diverses roches sèches en fonction de la fréquence. Tiré de Keller and Frischknecht (1979).

A.1.1.2. LES PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DU MILIEU

L'équation de Maxwell (cf équation 1.8) montre que la tension induit dans un conducteur dépend de la variation de l'induction magnétique **B** donc aussi de la perméabilité magnétique μ du milieu puisque (en unités mks):

$$\mathbf{B} = \mu_r \cdot \mu_0 \mathbf{H} \quad (1.6)$$

B: induction magnétique (T); **H**: intensité du champ magnétique (A/m); μ_r : perméabilité magnétique relative du milieu (H/m). μ_0 : perméabilité magnétique du vide (H/m)

En l'absence de fortes concentrations de minéraux magnétiques, la perméabilité n'est pas significativement supérieure à l'unité (égale à la perméabilité du vide μ_0) et l'influence de sa variation peut en général être négligée.

A.1.2. LOIS GÉNÉRALES

La cartographie électromagnétique est conditionnée par les lois de l'induction électromagnétique développées notamment par Faraday, Neumann, Biot et Savart, Ampère et Maxwell.

A.1.2.1. PRINCIPE GÉNÉRAL

Si un champ électromagnétique, variable dans le temps, est produit à la surface du sol, des courants parcourront les conducteurs de subsurface en accord avec les lois

d'induction électromagnétique. Ces courants donnent lieu à des champs électromagnétiques secondaires qui modifient le champ total observé en surface. Ces champs résultants sont généralement différents des champs primaires par *leur intensité, leur déphasage et leur direction.*

Dans cette étude, le champ primaire est généré par des émetteurs artificiels soit fixes (VLF) soit mobiles (EMB). Les conducteurs sont les formations géologiques, globalement conductrices par rapport à l'air, mais plus précisément les formations à forte composante argileuse, saturées d'eau ou magnétiques. L'effet inductif permet de s'affranchir des problèmes de contact au sol (cas des roches affleurantes, des carapaces latéritique et des permafrost) ou d'injection de courant dans des formations géologique très résistantes (roches désaturées, roches compactes).

A.1.2.2. LOI DE NEUMANN

La loi de Neumann établit que si un flux magnétique normal à un circuit plan change avec le temps, une force électromotrice égale en magnitude à ce taux temporel de changement de flux est induite dans le circuit et que, si ce circuit est fermé, un courant électrique s'écoulera dans une direction telle que le champ magnétique associé tendra à s'opposer au changement de flux.

En prospection géophysique, le dispositif électromagnétique de mesure, et notamment la source du champ primaire, est toujours orienté spécifiquement par rapport à la structure recherchée pour obtenir une induction maximale. Cette condition implique donc que les structures ciblées sont a priori connues et qu'elles ont une orientation nettement préférentielle.

A.1.2.3. LOI DE BIOT-SAVART

Le champ primaire "P" d'une source électromagnétique peut être calculé par la loi de Biot-Savart. Cette loi montre notamment qu'un élément de fil conducteur de longueur dl transportant un courant I crée en un quelconque point M de l'espace libre une densité de flux magnétique valant:

$$dB = \frac{\mu_0 I dl}{4\pi r^2} \sin\theta \quad [\text{Wb m}^{-2}] \quad (1.7)$$

r : distance entre M et l'élément conducteur, θ : angle entre l'élément et la ligne joignant celui-ci à M , μ_0 : perméabilité du vide = $4\pi \cdot 10^{-7}$ H.m⁻¹.

Le champ est perpendiculaire au plan contenant dl et la ligne de liaison à M ; sa direction est donnée par la règle de l'observateur d'Ampère. La loi de Biot-Savart est applicable aux champs EM statiques mais peut être appliquée aux courants alternatifs de basse fréquence si $(\omega \epsilon_r \epsilon_0) / \sigma \ll 1$ (conditions quasi-statiques)

En prenant $\epsilon_r = 100$ et $\rho = 1000$ ohm.m, on devrait avoir $f \ll (1/(2\pi \epsilon_r \epsilon_0 \rho)) \cong 190$ kHz. Le domaine de fréquence du radio-magnétotellurisme étant compris entre 12 et 240 kHz, les conditions quasi-statiques ne sont donc pas toujours réalisées.

1.2.4. EQUATIONS DE MAXWELL

La propagation et l'atténuation des champs magnétotelluriques sont décrites à partir des équations de Maxwell.

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (1.9)$$

\mathbf{E} : intensité du champ électrique (V/m); \mathbf{B} : densité de flux magnétique (T); \mathbf{H} : intensité du champ magnétique (A/m); \mathbf{J} : densité de courant (A/m²); \mathbf{D} : Déplacement électrique (C/m²).

La loi (1.8) montre qu'en présence d'un champ magnétique variable il existe un champ électrique dont l'intensité est proportionnelle et opposée à la variation du flux magnétique. La loi (1.9) exprime le fait qu'un champ magnétique est généré par un courant électrique et que ce champ est proportionnel au courant total (courants de conduction + courants de déplacement).

La troisième loi de Maxwell exprime qu'il n'existe pas de charges magnétiques libres:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.10)$$

La dernière équation exprime que la source du déplacement électrique est à chercher dans la distribution des charges Q :

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = Q \quad (1.11)$$

Admettant que les équations constitutives (1.2), (1.5) et (1.6) sont valables, on peut transformer les équations de Maxwell (1.8) et (1.9) pour en déduire:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (1.12a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (1.12b)$$

Après combinaison, en postulant une variation temporelle harmonique $\exp(i\omega t)$, ces équations deviennent [Telford, 1990]:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = j\omega\mu\sigma\mathbf{E} - \omega^2\mu\varepsilon \mathbf{E} \quad (1.13a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = j\omega\mu\sigma\mathbf{H} - \omega^2\mu\varepsilon \mathbf{H} \quad (1.13b)$$

Avec ω : pulsation = $2\pi f$ (Hz)

Ces équations décrivent la propagation des vecteurs du champ électrique et magnétique dans un milieu isotrope, homogène, de conductivité σ , de perméabilité magnétique relative μ et de constante diélectrique ϵ_r . Les premiers termes de droite sont liés aux courants de conduction (partie imaginaire), les seconds (partie réelle) aux courants de déplacement.

A.1.2.5. ATTÉNUATION DU CHAMP EM

Dans l'air, $\sigma = 0$, $\epsilon = \epsilon_0 = (4\pi c^2)^{-1} * 10^7 = 8.854 \text{ E-12}$ et $\mu = \mu_0 = 4\pi \text{ E-7}$.

Dans le sous sol, nous avons vu que ϵ est généralement inférieur à 100 (cf. Fig. A.1.1) et que μ (souvent inférieur à 3) est généralement pris comme égal à 1. Par contre, la conductivité du milieu et la fréquence utilisée ($f = \omega/2\pi$) peuvent être très variables et conditionnent l'atténuation du champ EM.

Dans le cas d'un milieu très résistant on aura:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = -\omega^2 \mu \epsilon \mathbf{E} \qquad \nabla^2 \mathbf{H} = -\omega^2 \mu \epsilon \mathbf{H} \qquad (1.14)$$

et pour un milieu conducteur [Telford]:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \approx j\omega \mu \sigma \mathbf{E} \qquad (1.15a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \approx j\omega \mu \sigma \mathbf{H} \qquad (1.15b)$$

Cas d'une onde plane

Dans le cas d'une onde plane se propageant selon z et polarisée dans le plan xy (cas du magnétotellurisme), la solution de l'équation de diffusion 1.15b est [Telford]:

$$H_y = H_0 e^{-az} \cos(\omega t - az) \qquad (1.16)$$

avec: $a = (\omega \mu \sigma / 2)^{1/2}$; z : distance en profondeur (m).

la seconde partie du membre de droite de (1.16) représente une ondulation harmonique simple avec un déphasage. La première partie représente l'atténuation de l'onde avec la distance de propagation en fonction du paramètre "a"

Ce paramètre est l'inverse de la profondeur de pénétration (= inverse de la profondeur de peau).

Cette profondeur de peau s'exprime par:

$$\frac{1}{a} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega \mu_0}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (1.17)$$

La profondeur de peau δ (skin depth) est la distance à laquelle le signal est réduit de 1/e (soit 37%) par rapport à sa valeur initiale H_0 .

Dans le cas d'une onde plane polarisée on a pour le courant:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \nabla \times \mathbf{H} \quad (1.18)$$

d'où, en résolvant [Telford]:

$$J_x = \sqrt{(\omega \mu \sigma)} H_0 e^{-z\sqrt{(\omega \mu \sigma/2)}} \times \cos\left(\omega t - z\sqrt{(\omega \mu \sigma/2)} + \frac{\pi}{4}\right) \quad (1.19)$$

avec $\pi/4$: déphasage entre les composantes électrique et magnétique à la surface d'un milieu homogène.

L'équation (1.19) montre qu'à la surface l'amplitude du courant est $(\omega \mu \sigma)^{1/2}$ fois celle du champ magnétique et que le courant présente un effet de peau semblable à celui du champ magnétique.

En résumé:

En présence d'un milieu plutôt résistant, où $(\omega \mu \sigma/2)^{1/2}$ est faible, on voit que l'onde EM se propage avec une faible atténuation, qu'elle induit une faible densité de courant dans le milieu, mais que ce courant est réparti sur une grande épaisseur.

En présence d'un milieu plus conducteur, l'onde EM est plus fortement atténuée, elle produit une densité de courant plus grande dans le milieu mais réparti sur une profondeur beaucoup plus faible.

A.1.2.6. CONDITIONS AUX LIMITES

Ces conditions sont utilisées lorsque l'on traite de la propagation du champ EM en milieu non homogène. Comme le montre la figure A.1.2, à toute interface comportant un changement de conductivité σ , où l'on admet qu'il n'existe ni charge libre ni courant, les 4 conditions suivantes doivent être satisfaites pour tout champ électromagnétique:

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{E}_1 - \mathbf{E}_2) = 0$$

le champ électrique tangent à l'interface est continu.

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{H}_1 - \mathbf{H}_2) = 0$$

le champ magnétique tangent à l'interface est continu.

$$\mathbf{n} \cdot (\sigma_1 \mathbf{E}_1 - \sigma_2 \mathbf{E}_2) = 0 \quad \text{ou, plus généralement :} \quad \sigma_1 \mathbf{E}_1 - \sigma_2 \mathbf{E}_2 = 0$$

la densité de courant est toujours continue.

$$\mathbf{n} \cdot (\mu_1 \mathbf{H}_1 - \mu_2 \mathbf{H}_2) = 0$$

le flux magnétique normal à l'interface est continu.

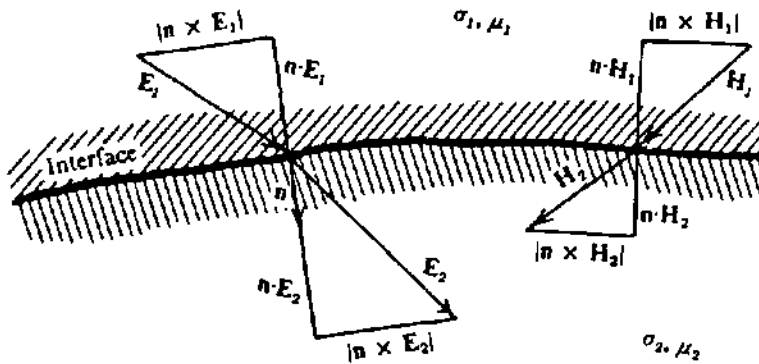


Fig. A.1.2. Conditions aux limites des champs électromagnétiques à une interface. Tiré de Telford et al. (1990).

A.1.3. MAGNETOTELLURISME

Cette partie correspond au premier type de méthode EM utilisé dans cette étude.

A.1.3.1. PARAMÈTRES MESURES

Les méthodes magnétotelluriques (MT) permettent de décrire la nature électrique du milieu et sa structure à partir de la mesure des composantes magnétique et électrique du champ électromagnétique. Pour ce faire, les simplifications suivantes sont effectuées:

- les fréquences utilisées sont suffisamment basses pour pouvoir négliger les courants de déplacement (seconds termes à droite des équations 1.12b);
- seules les variations périodiques temporelles des champs EM horizontaux sont considérées.

A.1.3.2. MILIEU 1D

En milieu 1D, les composantes du champ horizontal électrique et magnétique sont latéralement constantes ($\delta/\delta x = \delta/\delta y = 0$) et les composantes verticales E_z et H_z sont nulles.

En considérant l'onde plane polarisée dans le plan xy, la propagation selon z positif (vers le bas), le vecteur magnétique faisant un angle θ avec l'axe des x (d'où les grandeurs des composantes magnétiques sont: $H_{x0} = H_0 \cos\theta$ et $H_{y0} = H_0 \sin\theta$ on a [Telford]:

$$H_x = (H_0 \cos \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az) \quad (1.20a)$$

$$H_y = (H_0 \sin \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az) \quad (1.20b)$$

Des équations (1.18) et (1.20) on obtient pour E_x et E_y :

$$E_x = \sqrt{2} \frac{a}{\sigma} (H_0 \sin \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az + \frac{\pi}{4}) \quad (1.21a)$$

$$E_y = \sqrt{2} \frac{a}{\sigma} (H_0 \cos \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az + \frac{\pi}{4}) \quad (1.21b)$$

En surface $z = 0$, le rapport des champs électrique et magnétique est l'impédance Z qui pour un conducteur de résistivité ρ se réduit à:

$$\frac{E_{y0}}{H_{x0}} = \frac{E_{x0}}{H_{y0}} = Z_0 = \sqrt{\omega \mu_0 \rho} \exp(i\pi/4) \quad (1.22)$$

L'impédance $Z_{xy} = E_x/H_y$ est indépendante de la direction de mesure et est identique à $Z_{yx} = E_y/H_x$.

En assumant que σ est la conductivité correspondant à la profondeur P , il est possible de déterminer une valeur approximative de $P\rho$ et de ρ en remplaçant d/dz par $1/P$ et ω par $2\pi/T$. les équations 1.20, 1.21, 1.22 nous donnent:

$$P_P \approx \frac{1}{\sigma} \frac{|H_y|}{|E_x|} \approx \frac{\sqrt{(\omega \mu \rho)}}{\omega \mu} = \frac{T}{2\pi \mu} \frac{|E_x|}{|H_y|} \quad (1.23)$$

Et on définit une résistivité apparente ρ_a :

$$\rho_a = \frac{T}{2\pi \mu} \frac{|E_x|}{|H_y|}^2 \quad (1.24)$$

Cette relation entre le champ magnétotellurique et la résistivité est due à Cagniard (1953). Il est donc possible en mesurant l'amplitude des deux composantes horizontales et orthogonales des champs électrique et magnétique, pour différentes fréquences, de déterminer la variation de résistivité en fonction de la profondeur (sondages de fréquences). Il faut toutefois remarquer que le calcul de la résistivité est lié à la définition de l'épaisseur de peau (cf.1.2.2).

La possibilité d'effectuer des sondages en variant la fréquence mais pas la configuration du dispositif est probablement un avantage déterminant de l'électromagnétisme sur la géoélectrique, surtout en milieu hétérogène latéralement. Il faut pourtant noter que le fait de diminuer la fréquence provoque une augmentation de la distance de pénétration verticalement mais, bien entendu, aussi latéralement.

L'expression de la résistivité apparente ρ_a mesurée sur un terrain bicouche de résistivité vraie ρ_1, ρ_2 et d'épaisseurs respectives z et ∞ est [Telford]:

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \frac{\alpha^2 e^{2\gamma} + 2\alpha e^\gamma \cos\gamma + 1}{\alpha^2 e^{2\gamma} - 2\alpha e^\gamma \cos\gamma + 1} \quad (1.25)$$

avec: $\alpha = (\sqrt{\rho_2 + \rho_1}) / (\sqrt{\rho_2 - \rho_1})$ et $\gamma = 2z \left(\frac{\omega \mu_0}{2 \rho_1} \right)^{1/2} \approx 0.004z \left(\frac{f}{\rho_1} \right)^{1/2} = \frac{2z}{z_s}$

L'angle de déphasage de H par rapport à E est:

$$\tan \phi = \frac{\alpha^2 e^{2\gamma} - 2\alpha e^\gamma \sin\gamma - 1}{\alpha^2 e^{2\gamma} + 2\alpha e^\gamma \sin\gamma - 1} \quad (1.26)$$

En milieu 1D, le déphasage E_x/H_y est un bon indicateur du contexte stratigraphique des formations électriques. Qualitativement on utilise les 3 règles de base suivantes (Fischer, 1983, 1985):

- a. phase $\cong 45^\circ$: le volume sondé est électriquement homogène. La résistivité apparente mesurée correspond à la résistivité vraie du volume.
- b. phase $< 45^\circ$: le volume sondé est constitué de deux formations électriquement différentes et la formation supérieure est plus conductrice que la formation inférieure. La résistivité mesurée est une résistivité apparente.
- c. phase $> 45^\circ$: le volume sondé est constitué de deux formations électriquement différentes et la formation supérieure est plus résistante que la formation inférieure. La résistivité mesurée est une résistivité apparente.

Originellement les mesures en milieu 1D étaient interprétées par des abaques bi-couches de courbes [phase] vs [log (fréquence)] ou [log rhoa] vs [log (fréquence)] (Cagniard, 1953, Keller and Frischknecht, 1979). Actuellement différents exemples de traitement des milieux à n-couches par modélisation inverse ou directe existent (p.ex. Fischer, 1981a, 1981b).

A.1.3.3. INTERPRÉTATION EN MILIEU 2D

En milieu 2D, l'impédance Z n'est plus scalaire et dépend de la position du point de mesure par rapport à la structure et de l'orientation du dispositif de mesure. L'impédance

scalaire Z sur une structure 1D devient donc une impédance tensorielle sur une structure 2D avec la relation tensorielle [Telford]:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (1.27a)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (1.27b)$$

L'impédance simple du milieu 1D devient un tenseur dont les 4 composantes doivent être déterminées.

Le comportement du champ radio-magnétotellurique very low frequency (VLF) est décrit par Fischer et al. (1983) sur une structure 2D idéale de type "filon conducteur" présentée à la figure A.1.3. La modélisation MT par éléments finis sur cette structure 2D montre qu'en polarisation électrique (pol E), c'est-à dire lorsque E est parallèle à la direction de la structure, la résistivité apparente ρ_{aE} diminue légèrement et la phase Ψ_{aE} diminue. En polarisation magnétique (pol H), c'est-à dire lorsque E est perpendiculaire à la direction de la structure, la résistivité apparente ρ_{aH} marque une chute importante et discontinue et la phase Ψ_{aH} augmente. La figure A.1.4 montre que l'on a effectivement dans ce cas:

$$\rho_{aE} \gg \rho_{aH} \quad (1.28a)$$

$$\Psi_E < \Psi_H \quad (1.28b)$$

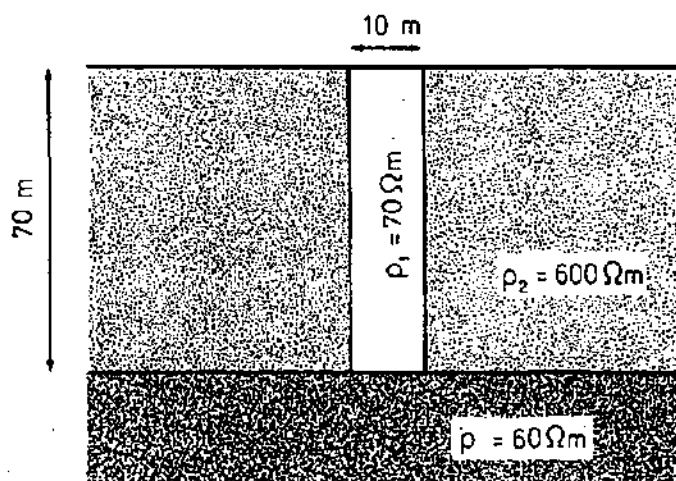


Fig. A.1.3. Structure bidimensionnelle avec filon conducteur englobé dans une matrice résistante et couche basale conductrice. Tiré de Fischer, LeQuang et Müller (1983).

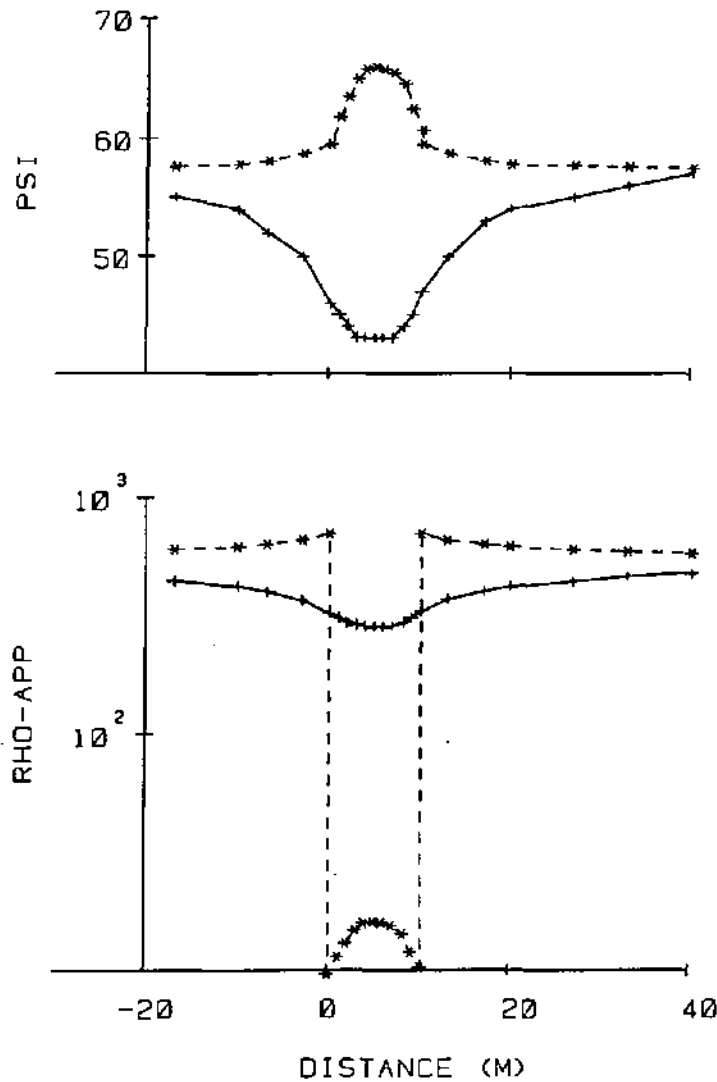


Fig. A.1.4. Résistivité apparente et phase calculées le long d'un profil recoupant le filon de la figure 1.3. Les croix représentent la polarisation E, les étoiles la polarisation H. Tiré de Fischer et al. (1983).

Si la résistivité apparente et la phase sont connues pour les principales directions, la résistivité et la phase peuvent être calculées pour toute autre direction faisant un angle α avec la direction de la structure selon:

$$\rho_a(\alpha) = \rho_{aE} \cos^4\alpha + \rho_{aH} \sin^4\alpha + \frac{1}{2} \sqrt{\rho_{aE} \rho_{aH}} \sin^2(2\alpha) \cos(\psi_E - \psi_H) \quad (1.29)$$

$$\tan\psi(\alpha) = \frac{\sqrt{\rho_{aE}} \cos^2\alpha \sin\psi_E + \sqrt{\rho_{aH}} \sin^2\alpha \sin\psi_H}{\sqrt{\rho_{aE}} \cos^2\alpha \cos\psi_E + \sqrt{\rho_{aH}} \sin^2\alpha \cos\psi_H} \quad (1.30)$$

La figure A.1.5 représente un diagramme polaire de la réponse vlf dans le cas du même filon conducteur et pour plusieurs distances à son interface de gauche. Ce diagramme

démontre d'une part l'anisotropie électromagnétique, maximale au mur du filon (interface filon-matrice) et la décroissance rapide de cette anisotropie avec l'éloignement à la structure.

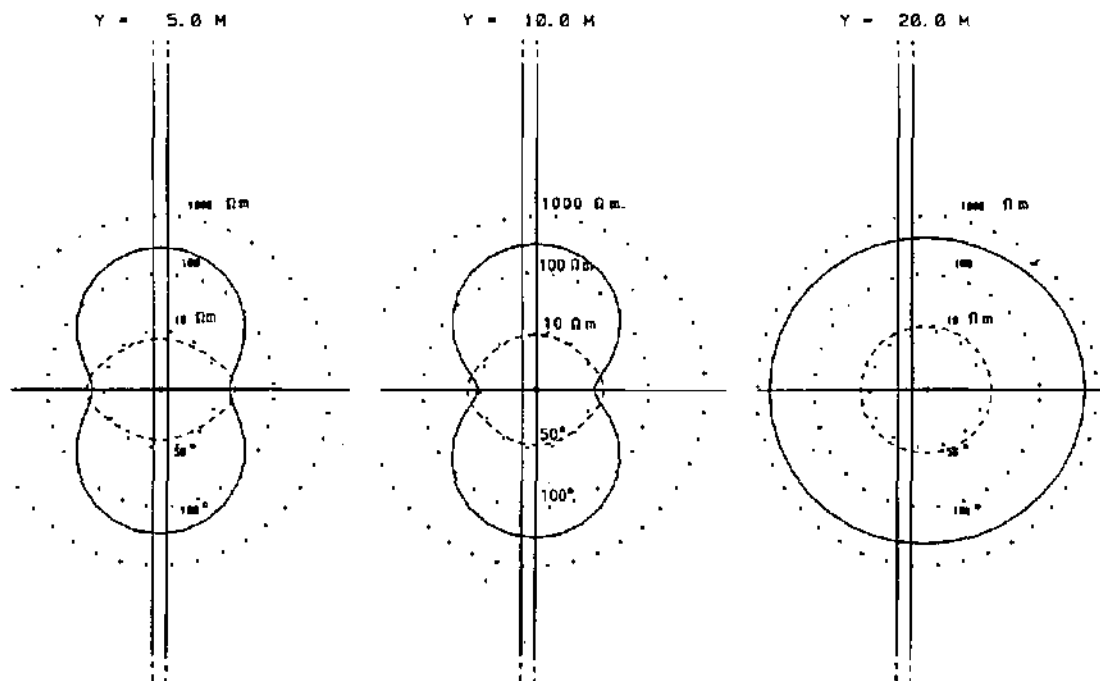


Fig. A.1.5. Diagrammes polaires de la réponse VLF sur le filon de la figure 1.3. La ligne continue représente le comportement de la résistivité apparente, la ligne discontinue représente la phase, toutes deux en fonction de l'angle polaire. L'échelle de résistivité est logarithmique (10, 100, 1000 ohm.m) et celle de la phase est linéaire (50, 100°). Tiré de Fischer, LeQuang et Müller (1983).

A.1.3.4. INTERPRÉTATION EN MILIEU 3D

A part dans le cas de structures simples (sphère, ellipsoïde), les procédures d'interprétation 3D ne sont pas encore suffisamment développées. Elles ne sont pas abordées dans cette étude.

A.1.4. CHAMP EM PROCHES - METHODE EMB

Cette deuxième partie correspond au second type de méthode EM utilisé dans cette étude. Il s'agit de la méthode EM-BIPOLE (EMB) ou SLINGRAM.

A.1.4.1. CHAMPS PROCHES - CAS D'UN DIPOLE MAGNETIQUE OSCILLANT

La notion de champs proches ou lointains permet de caractériser le champ magnétique et accessoirement de classer les méthodes électromagnétiques. Cette notion repose sur la valeur du produit $|k| r$ où k représente le milieu (constante diélectrique, résistivité,

perméabilité magnétique) et la fréquence, et où r exprime la distance de séparation à la source électromagnétique.

Cette définition est discutée par Parasnis (1986) dans le cas d'un dipôle magnétique oscillant, de moment magnétique: $m_0 (\cos \omega t - i \sin \omega t)$, en milieu homogène, isotrope, de résistivité ρ , de constante diélectrique ϵ et de perméabilité magnétique μ . Dans ce cas, la composante radiale " B_r " faisant un angle θ avec l'axe de la bobine et sa perpendiculaire " B_θ " (dans la direction d'accroissement de θ) peuvent être exprimées en tout point de l'espace par les équations de Maxwell :

$$B_r = \frac{\mu m_0}{2\pi r^3} (1 - ikr) e^{-i(\omega t - kr)} \cos \theta \quad (1.31a)$$

$$B_\theta = \frac{\mu m_0}{4\pi r^3} (1 - ikr - k^2 r^2) e^{-i(\omega t - kr)} \sin \theta \quad (1.31b)$$

ou

$$k = \left(\omega^2 \epsilon \mu + \frac{i\omega\mu}{\rho} \right)^{1/2} = a + ib$$

et après le calcul de a et b (Parasnis) on obtient:

$$|k| = (a^2 + b^2)^{1/2} = \left(\frac{\mu\omega}{\rho} \right)^{1/2} (\rho^2 \epsilon^2 \omega^2 + 1)^{1/4}$$

pour une distance r suffisamment petite, $|k|r$ tend vers 0 et on a :

$$B_r \approx \frac{\mu m_0}{2\pi r^3} e^{-i\omega t} \cos \theta \quad (1.32a)$$

$$B_\theta \approx \frac{\mu m_0}{4\pi r^3} e^{-i\omega t} \sin \theta \quad (1.32b)$$

Le champ magnétique peut être calculé par ces deux équations. Il s'agit d'un "champ proche" (région d'induction) dans laquelle l'amplitude du champ varie comme $1/r^3$ et où le champ est considéré en phase avec le dipôle.

si $|k|r$ tend au contraire vers l'infini, B_r décroît comme $1/r^2$ et B_θ comme $1/r$. Il s'agit dans ce cas de champs éloignés (régions de radiation). Pour des très grandes distances, le champ total se résume à B_θ .

la limite entre ces deux régions est floue et une limite pratique pour les champs proches

est fixée à $|k|r \leq 0.1$ et, selon certains auteurs, à ≤ 1 . Dans le cas des champs proches, les lois de Neumann et Biot-Savart peuvent être utilisées pour le calcul de B.

Dans notre cas, la méthode EMB est une méthode à champ proche et les méthodes VLF ou RMT sont des méthodes à champs lointains.

A.1.4.2. CHAMP EM D'UNE BOBINE CIRCULAIRE

Le champ électromagnétique créé en un point A par une bobine circulaire d'axe vertical (cf.fig.A.1.6) peut être déterminé en approximant la composante vectorielle A_ϕ du vecteur de potentiel magnétique A selon [Telford]:

$$A_\phi = \frac{\mu I a^2 p}{4(\rho^2 + z^2)^{3/2}} \quad (1.33)$$

I: intensité du courant (A); a: rayon de la bobine (m); z: composante verticale de la distance r du centre de la bobine au point A (m); p: composante horizontale de r (m).

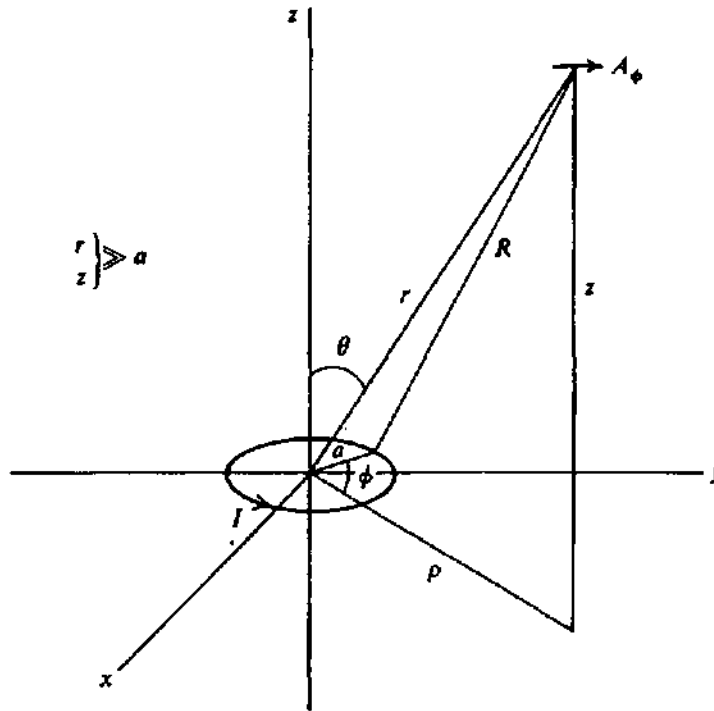


Fig. A.1.6. Champ créé par une petite bobine circulaire en un point A situé hors du plan de la bobine. Tiré de Telford et al. (1990).

puis en déduisant de A les composantes H_p et H_z (coordonnées cylindriques) du champ

magnétique et sa composante électrique E_ϕ [Telford]:

$$H_p = 3I \delta A \rho z / 4\pi (p^2 + z^2)^{5/2} \quad (1.34a)$$

$$H_z = I \delta A (2z^2 - p^2)\rho z / 4\pi (p^2 + z^2)^{5/2} \quad (1.34b)$$

$$E_\phi = j\omega\mu I \delta A \rho e^{-j\omega t} / 4\pi (p^2 + z^2)^{3/2} \quad (1.34c)$$

Avec: δA : surface de la bobine, $= \pi a^2$ (m²);

Ces relations sont des approximations car, dans l'équation 1.33, on assume que:

$$\rho^2 + z^2 \gg a^2$$

L'erreur sur ces calculs est inférieure à 3% si soit z ou r est supérieur à $7a$. Si le courant est alternatif, I doit être implicitement remplacé par le $-j\omega t$.

On voit que lorsque $z = 0$, $\theta = \pi/2$. La bobine et le champ sont coplanaires:

$$H_z = -H_\theta = I \delta A / 4\pi \rho^3 \quad (1.35)$$

Si la source n'est plus dans le vide mais sur un terrain homogène ces composantes deviennent pour $(k\rho) \approx 0$ avec la constante de propagation $k = (-j\omega\mu\sigma)^{1/2}$ [Telford]:

$$H_p \approx - (I \delta A k^2 / 16\pi \rho) \quad (1.36a)$$

$$H_z \approx - (I \delta A / 4\pi \rho^3) \quad (1.36b)$$

$$E_\phi \approx - (I \delta A k^2 / 4\pi \sigma \rho^2) \quad (1.36c)$$

A.1.4.3. COMBINAISON DE CHAMPS - DÉPHASAGES

Nous avons vu ci-dessus qu'un champ électromagnétique primaire P peut induire dans des matériaux conducteurs un champ secondaire. Ce champ secondaire S à la même fréquence que le champ P mais diffère généralement de celui-ci en phase, en amplitude et en direction.

L'effet de déphasage est illustré sur le diagramme vectoriel général de la figure A.1.7 où le vecteur P est horizontal et où S est en avance de phase sur P d'un angle ψ . Cet angle peut prendre n'importe quel valeur et peut se trouver dans n'importe lequel des quatre quadrants. La somme vectorielle de P et S est le vecteur résultant R .

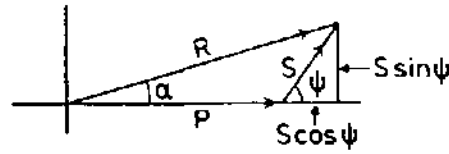


Fig. A.1.7. Diagramme de phase général. Tiré de Parasnis (1986).

La composante $S \cos \psi$ de S (en phase avec P) est la composante "réelle" ou composante "en phase" ou encore "inphase". La composante $S \sin \psi$ (en opposition de phase avec P) est la composante "imaginaire" ou composante "en quadrature" ou encore "outphase".

Les relations entre les différentes composantes sont:

- amplitude du champ résultant R :

$$R = (P^2 + S^2 + 2PS \cos \psi)^{1/2} \quad (1.37a)$$

- déphasage α du champ résultant:

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{S \sin \psi}{P + S \cos \psi} \quad (1.37b)$$

- amplitude du champ secondaire S :

$$S = (P^2 + R^2 - 2PR \cos \alpha)^{1/2} \quad (1.37c)$$

- déphasage ψ du champ secondaire:

$$\psi = \tan^{-1} \frac{R \sin \alpha}{R \cos \alpha - P} \quad (1.37d)$$

avec: $R \sin \alpha = S \sin \psi$

En application, il est possible de mesurer la grandeur de R et son déphasage " α " par rapport à P . La grandeur de P au point d'observation peut être calculée si l'on connaît la géométrie de la source. Par les équations 1.37c et 1.37d, on obtient alors S et ψ .

Cet effet inductif est décrit dans le cas d'une bobine à un enroulement (symbolisant par exemple un conducteur géologique vertical idéal) à la figure A.1.8. Le champ magnétique primaire est considéré comme horizontal et en couplage maximal avec le conducteur (perpendiculaire au plan de la bobine). Selon la loi de Neumann, le champ magnétique primaire produit à la surface du conducteur des boucles de courants (courants de

Foucault) qui elles mêmes produisent un champ magnétique secondaire tendant à s'opposer au champ magnétique primaire. La résultante de l'interaction des champs primaire et secondaire est mesurée en surface et permet, après soustraction du champ primaire d'obtenir le champ secondaire. Ce dernier est caractérisé à la figure A.1.8, par la variation de ses composantes horizontale et verticale.

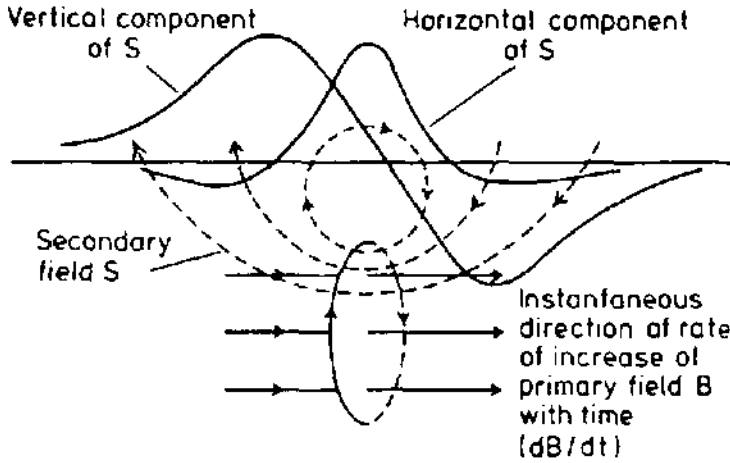


Fig. A.1.8. Bobine à un enroulement dans un champ magnétique alternatif. Tiré de Parasnis (1986).

Pour ce même cas simple, le diagramme vectoriel de la figure A.1.9 montre que l'angle α représente le déphasage mesuré entre les champs magnétiques primaire et résultant.

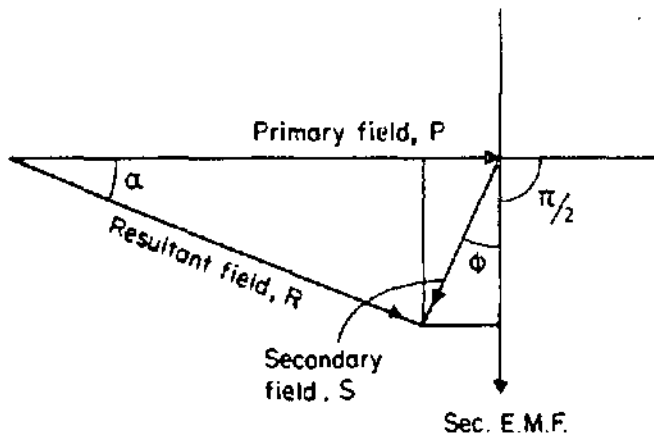


Fig. A.1.9. Relations de phase pour une bobine à un enroulement. Tiré de Parasnis (1986).

L'angle $\pi/2$ représente le déphasage entre le champ magnétique primaire et la force EM induite (loi d'induction). L'angle ϕ représente le déphasage du champ magnétique

secondaire. Ce déphasage ϕ est fonction de la fréquence ($\omega = 2\pi f$) de l'inductance L de la bobine et de sa résistance R selon:

$$\phi = \tan^{-1} (\omega L/R) \quad (1.38)$$

L : inductance de la bobine (en Henry).

ou, si l'on tient compte du couplage d'induction entre la source et le conducteur, on a pour le déphasage entre les champs primaire et secondaire:

$$\theta_p - \theta_s = (\pi/2 + \tan^{-1} (\omega L/R)) = (\pi/2 + \phi) \quad (1.39)$$

Dans ce cas (figure A.1.9), l'inphase est $-S \sin \phi$ et l'outphase est $-S \cos \phi$. Si la résistance diminue, le champ secondaire tend à s'opposer de plus en plus au champ primaire. Le même effet est obtenu par augmentation de la fréquence ou de l'inductance du conducteur. En fait, l'amplitude des composantes inphase et outphase est surtout dépendante du rapport R/ω (L assumé constant) comme le montre la figure A.1.10. La réponse conjuguée de ces deux composantes est importante car elle permet de décrire qualitativement la qualité d'un conducteur en fonction de la fréquence. Elle montre également l'importance d'acquies à la fois l'inphase et l'outphase pour juger de la qualité d'un conducteur.

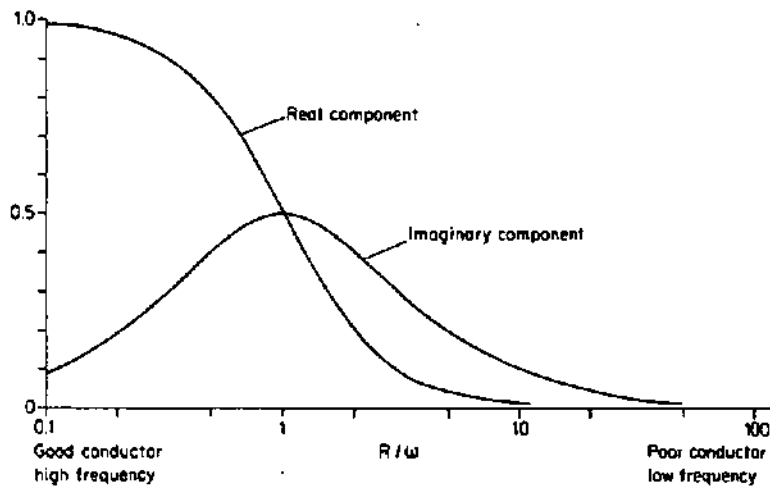


Fig. A.1.10. Réponse du champ secondaire d'une bobine (simple à 1 enroulement) à un champ sinusoïdal. Tiré de Parasnis (1986).

A.1.4.4. PROFONDEUR DE PÉNÉTRATION ET D'INVESTIGATION

Dans le cas de mesures avec une bobine émettrice et une réceptrice (EMB), la profondeur de pénétration n'est pas limitée par l'épaisseur de peau (skin depth limited) mais par la

géométrie du dispositif (geometry limited). Elle est fonction de la décroissance avec la distance du champ dipolaire de l'émetteur. Le paramètre essentiel pour déterminer la profondeur d'investigation est donc la séparation inter-bobines "s" (McNeill, 1980). D'après cet auteur, la profondeur d'investigation est de 1.5 s pour le dispositif horizontal coplanaire (axe vertical) et 0.75 s avec le dispositif vertical coplanaire (axe horizontal). Ces valeurs sont pourtant remises en cause et apparaissent plutôt comme des valeurs optimistes.

La contribution du champ magnétique secondaire d'un niveau conducteur horizontal à une profondeur z est discutée par McNeill (1980). Les deux graphes de la figure A.1.11 représentent les contributions respectives calculées pour différents z (normalisés à s) de ce niveau conducteur pour (1) la configuration coplanaire horizontale et (2) coplanaire verticale:

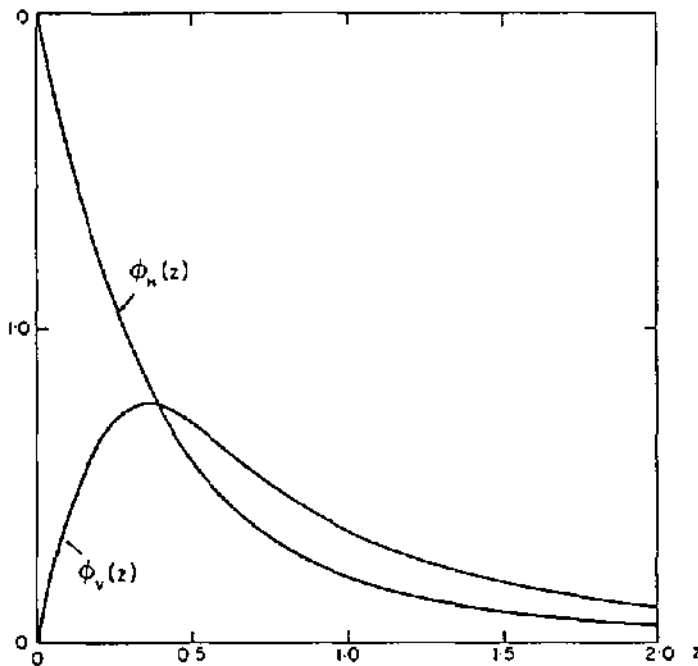


Fig. A.1.11. Comparaison des réponses relatives d'un dipôle horizontal (ϕ_H) et d'un dipôle vertical (ϕ_V) à un niveau conducteur en fonction de la profondeur de ce niveau (normalisé à la séparation "s" entre les deux bobines). Tiré de McNeill (1980).

- dans le cas 1, la contribution maximale se situe à une profondeur de 0.4 s et la contribution des terrains épidermiques est faible;
- dans le cas b, la contribution maximale est celle des terrains épidermiques et la contribution décroît exponentiellement avec l'augmentation de z.

A.1.4.5. INTERPRÉTATION

En milieu 2D (ou 3D), l'interprétation des données EMB est notamment discutée par Keller et Frischknecht (1989), Parasnis (1986) et Telford (1990). Elle est fondée sur des observations de structures simples (filon, sphère) effectuées sur des modèles analogiques (modèles réduits).

Les résultats obtenus sont généralement complexes car les réponses EM dépendent de la nature de l'anomalie, de sa géométrie (profondeur, allongement, épaisseur, obliquité), de son couplage avec le champ primaire, de la distance de séparation inter-bobines et de la configuration du dispositif de mesure.

Nous décrivons néanmoins les réponses types suivantes:

L'effet d'un conducteur mince et vertical est présenté à la figure A.1.12.

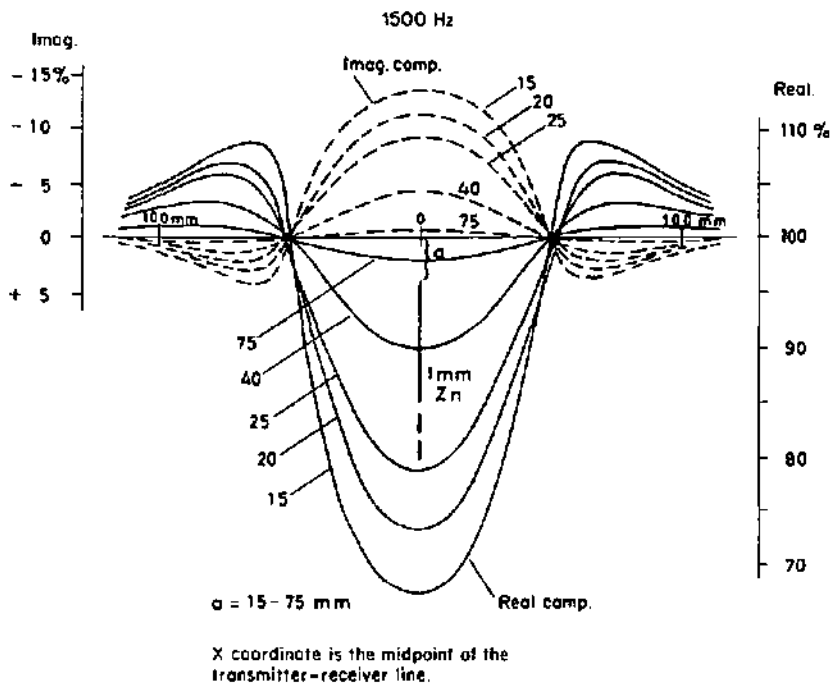


Fig. A.1.12. Modèle analogique de réponses électromagnétiques sur un conducteur de zinc. Effet de la profondeur d'enfouissement. Tiré de Parasnis. (1986).

Le maximum d'amortissement du champ (valeurs négatives) se produit au droit du

conducteur pour l'inphase et l'outphase. Ces deux composantes ont des valeurs nulles lorsque l'une des bobines est située au dessus du conducteur (effet de couplage nul). L'augmentation de la profondeur d'enfouissement provoque logiquement une diminution d'intensité de l'anomalie sur les deux composantes.

L'effet conjugué de la profondeur d'enfouissement et du rapport $\rho/(f.d)$ tenant compte de la résistivité ρ du conducteur, de la fréquence f et de l'épaisseur d du conducteur est

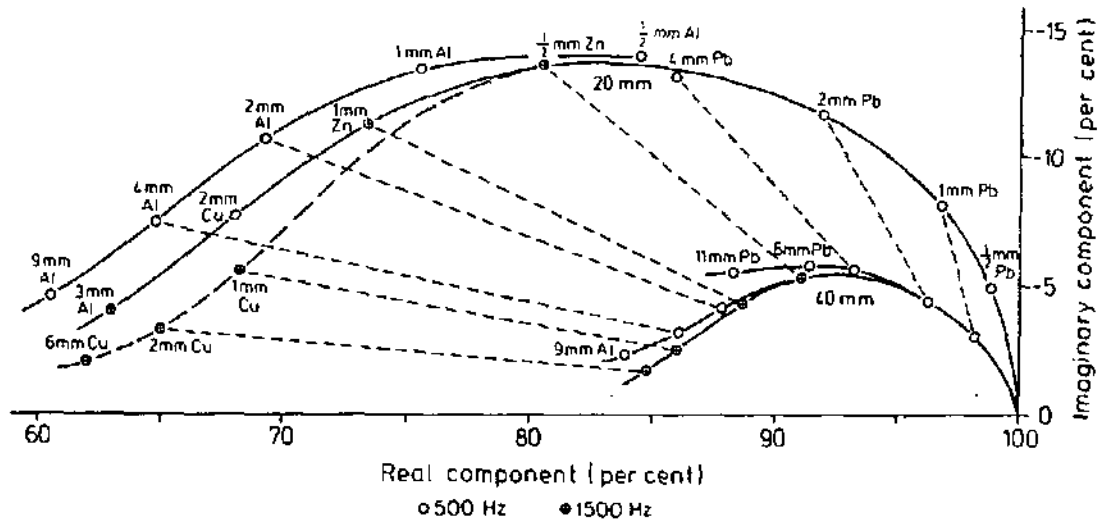


Fig. A.1.13. Diagramme vectoriel pour des plaques verticales conductrices, à deux profondeurs différentes. Effets dus à la variation d'épaisseur, de conductivité et de fréquence. Système type "HLEM" avec distance de séparation entre les bobines = 100 mm. Tiré de Parasnis (1986).

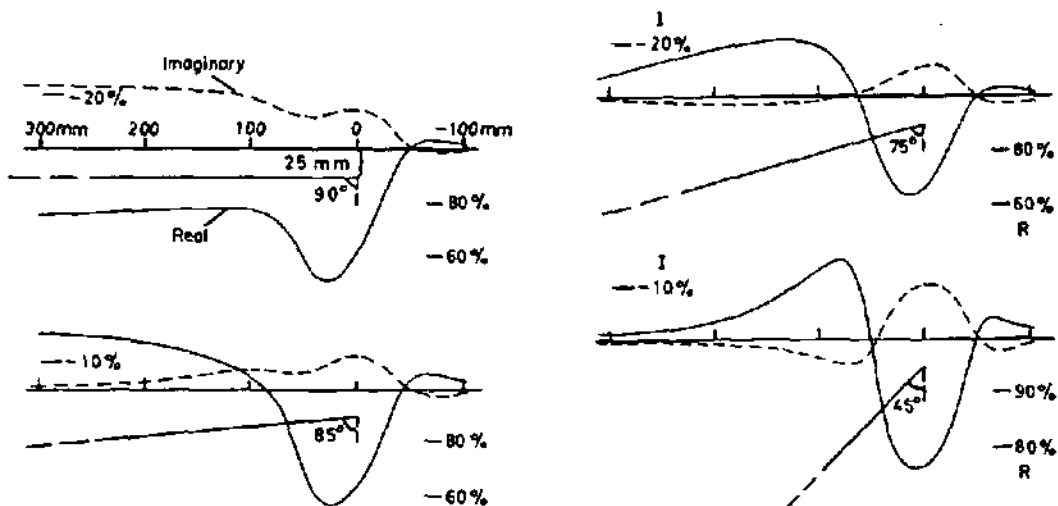


Fig. 1.15. Réponses électromagnétiques anormales d'inphase et d'outphase sur des plaques conductrices minces de grande extension. Effets de l'obliquité des structures. Tiré de Parasnis. (1986).

représenté par le modèle de la figure A.1.13. Les composantes d'inphase et d'outphase sont mesurées au maximum de l'anomalie. On voit que pour la même profondeur d'enfouissement, le champ des plaques de même $\rho/(f.d)$ est pratiquement identique.

L'effet de l'obliquité des structures est également important. La figure A.1.14 montre cet effet pour différentes pendages de la structures.

Ces réponses correspondent à des structures simples qui sont évidemment rarement obtenues en conditions réelles, surtout lorsque le milieu est particulièrement hétérogène. L'interprétation des structures réelles nécessite l'utilisation de modèles 2D ou 3D.

— — — — —

ANNEXE 2

| | |
|--|-----------|
| SPÉCIFICATIONS TECHNIQUES DES PROTOTYPES EM UTILISÉS..... | A2 |
| A.2.1. Système VLF-R 12-25 kHz..... | 3 |
| A.2.2. Système VLF-EM 15-29 kHz..... | 3 |
| A.2.3. Système RMT-R 12-240 kHz..... | 4 |
| A.2.4. Système EMB 28 - 7040 Hz..... | 4 |

SPÉCIFICATIONS TECHNIQUES DES PROTOTYPES EM UTILISÉS.

A.2.1. SYSTEME VLF-R 12-25 KHZ

Fréquences: 12 à 24.95 KHz par pas de 50 Hz.

Résistivité: 3 gammes de mesure: 200.0 Ω .m, 2000 Ω .m, 20'000 Ω .m, erreur de linéarité max.: 2% de la valeur affichée.

Déphasage: Affichage digital 10 - 80 °; résolution: 0.1 °; précision : = 0.3 °

Bande passante du récepteur: ~ 150 Hz.

Séparation des électrodes: 5 m. (avec préamplificateur).

Antenne: Cadre à air, diam.=40 cm., 26 sp.

Alimentation: 1 x 12 V.

Poids total: = 6 kg.

La mesure est valable après extinction du signal; la précision effective dépend de la force du signal et de l'importance du bruit de fond naturel ou artificiel.

A.2.2. SYSTEME VLF-EM 15-29 KHZ

Mesure: Détection du champ magnétique VLF vertical en % du champ horizontal.

Affichage: Affichage digital double du champ vertical en phase en en quadrature, résolution 0.1 %. Affichage digital relatif du champ horizontal pour le pré réglage de la sensibilité.

Fréquences: 2 présélections de fréquences entre 15 et 28.95 KHz par pas de 50 Hz.

Réception: 2 antennes ferrite orthogonales.

Contrôle: Haut parleur de contrôle de la qualité du signal.

Alimentation: 12 V extérieure.

Sorties: sortie analogique 200.0 et 2000 mV sur les deux voies.

Poids total: ≈ 5 kg.

A.2.3. SYSTEME RMT-R 12-240 KHZ

Fréquences: 12 à 240 KHz par pas de 100 Hz avec 4 stations programmables.

Résistivité: 3 gammes de mesure: 200.0 Ω.m, 2000 Ω.m, 20'000 Ω.m, erreur de linéarité max.: 3% de la valeur affichée

Déphasage: Affichage digital 10 - 80 °; résolution: 0.1 °; précision : ≈ 0.3 ° à 12 kHz diminuant à 0.5° à 240 kHz.

Bande passante du récepteur: ~ 150 Hz.

Séparation des électrodes: 5 m. (avec préamplificateur).

Antenne: Cadre à air, diam.=40 cm., 26 sp.

Alimentation: 2 x 12 V.

Poids total: ≈ 6 kg.

La mesure est valable après extinction du signal; la précision effective dépend de la force du signal et de l'importance du bruit de fond naturel ou artificiel.

A.2.4. SYSTEME EMB 28 - 7040 HZ

- *émetteur:*

- bobine de 1 m. de diamètre, 965 spires.
- puissance d'émission: 320 At et f/m² au maximum.
- sortie pour câble de référence: 50 Ω de 125 et 250 m. avec compensateur de phase sur récepteur.
- tension d'alimentation: 48 V (4 x batteries au plomb étanches 12 V, 6 Ah).
- fréquences: 27.5, 55, 110, 220, 440, 880, 1760, 3520, 7040 Herz; manuelles ou télécommandables du récepteur.

- *récepteur*:
 - bobine de 1 m. de diamètre.
 - résolution: 0.1% (gain 1) et 0.01% (gain 10) en inphase et outphase du champ secondaire par rapport au champ primaire.
 - Affichage en mS: 100 (0.1) et 10 (0.10).
 - affichage en résistivité: 200 et 2000 Ω m jusqu'à 160 m.
- *filtrage du signal*: 4 filtres à quartz. B.P. \approx 2.5 Hz + détection synchrone et intégration de 2 s.
- *séparations*: 10, 14.14, 20, 28.28, 40, 56.56, 80, 113, 160, 226 mètres.
- *fréquences*: identiques à celles de l'émetteur. La plus haute à utiliser avec la petite séparation pour un affichage correct en mS et ohm.m.
- *téléphone*: à double-voie intégré.
- *alimentation*: 2 x 12 V.
- *affichage*: de la composante en phase (inphase) et en quadrature (outphase) du champ secondaire en pourcentage de l'intensité du champ primaire transmis à la bobine réceptrice.

NB: la résistivité mesurable et les petites conductances diminuent avec l'augmentation de la séparation et du bruit de fond naturel ou artificiel.

ANNEXE 3

| | |
|--|-----------|
| SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE BURE..... | A3 |
| A.3.1. Zone globale d'étude..... | 2 |
| A.3.2. Relevés de fissuration et linéaments..... | 5 |
| A.3.3. Secteurs VLF-R pluridirectionnels..... | 7 |
| A.3.4. Situation des mesures VLF, RMT, EMB et Géoélectriques effectuées sur le site du Maira (secteurs B15, B19, B18, B17)..... | 16 |

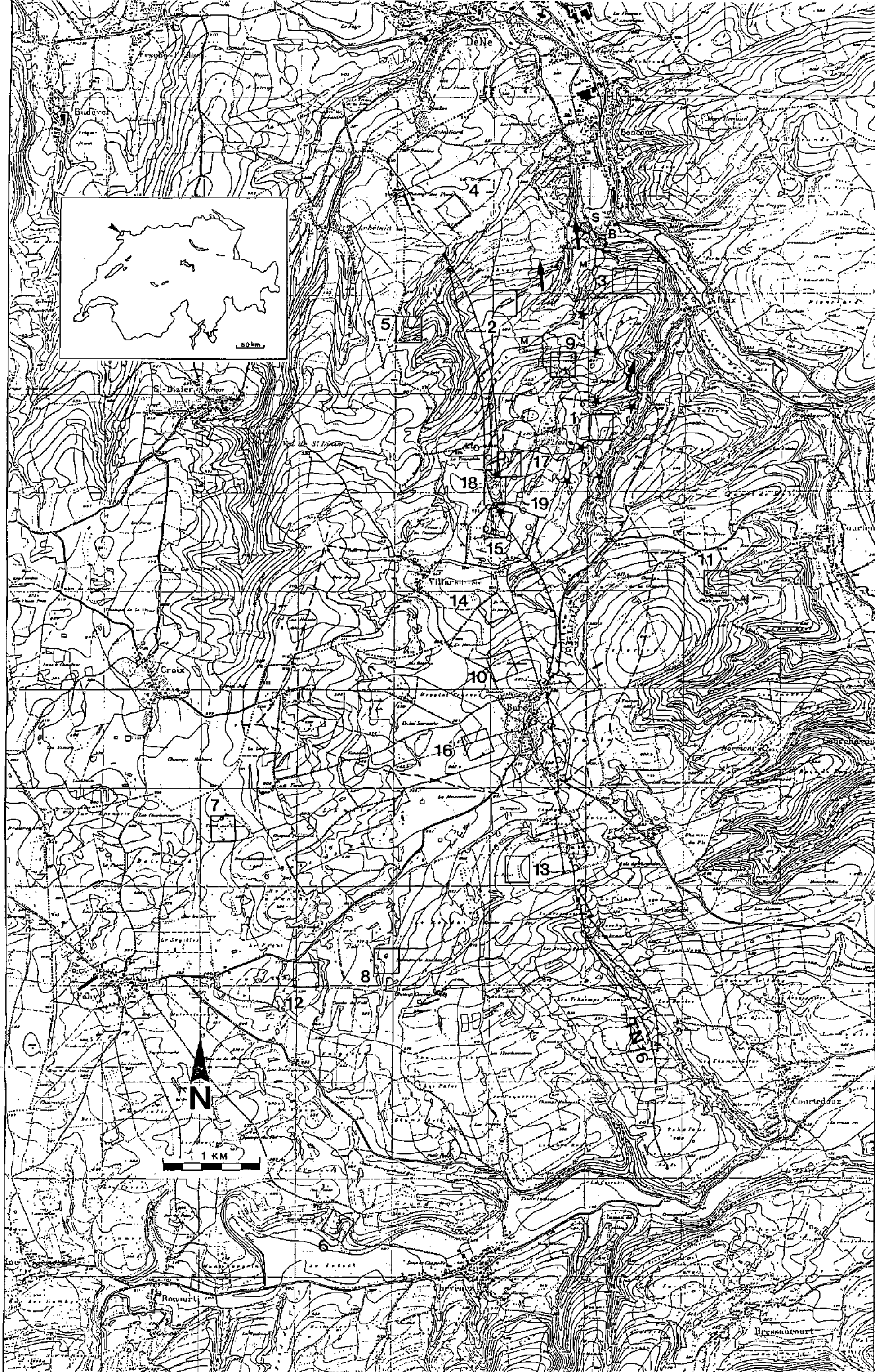
SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE BURE

A.3.1. ZONE GLOBALE D'ETUDE

Situation géographique du site de Bure. Emplacement des secteurs VLF pluridirectionnels B1 à B18, du secteur détaillé B19 et du transect VLF-R bi-directionnel TN16.

Emplacement des forages [cercles], des limites du bassin versant de la Milandrine/Saivu [trait discontinu], du réseau karstique de la Milandrine, des sources de la Bame [B] et du Saivu [S] et des relevés de fissuration [étoiles] étudiés par Kiraly et al. (1971).

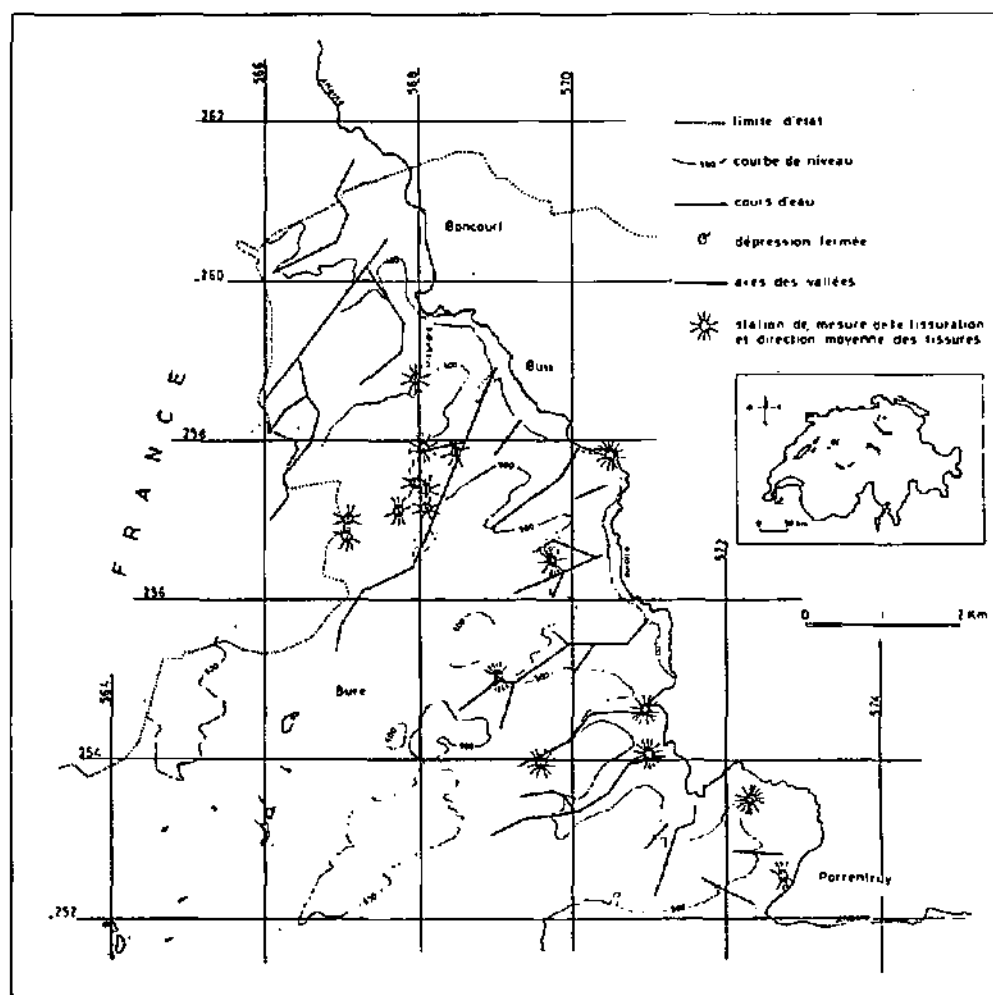




A.3.2.a. RELEVÉS DE FISSURATION ET LINEAMENTS

Direction des axes rectilignes des vallées latérales et situation des stations de mesure de la fissuration. Les 9 stations situées au Nord-Ouest de la carte font l'objet d'une étude antérieure et sont représentées à la page suivante.

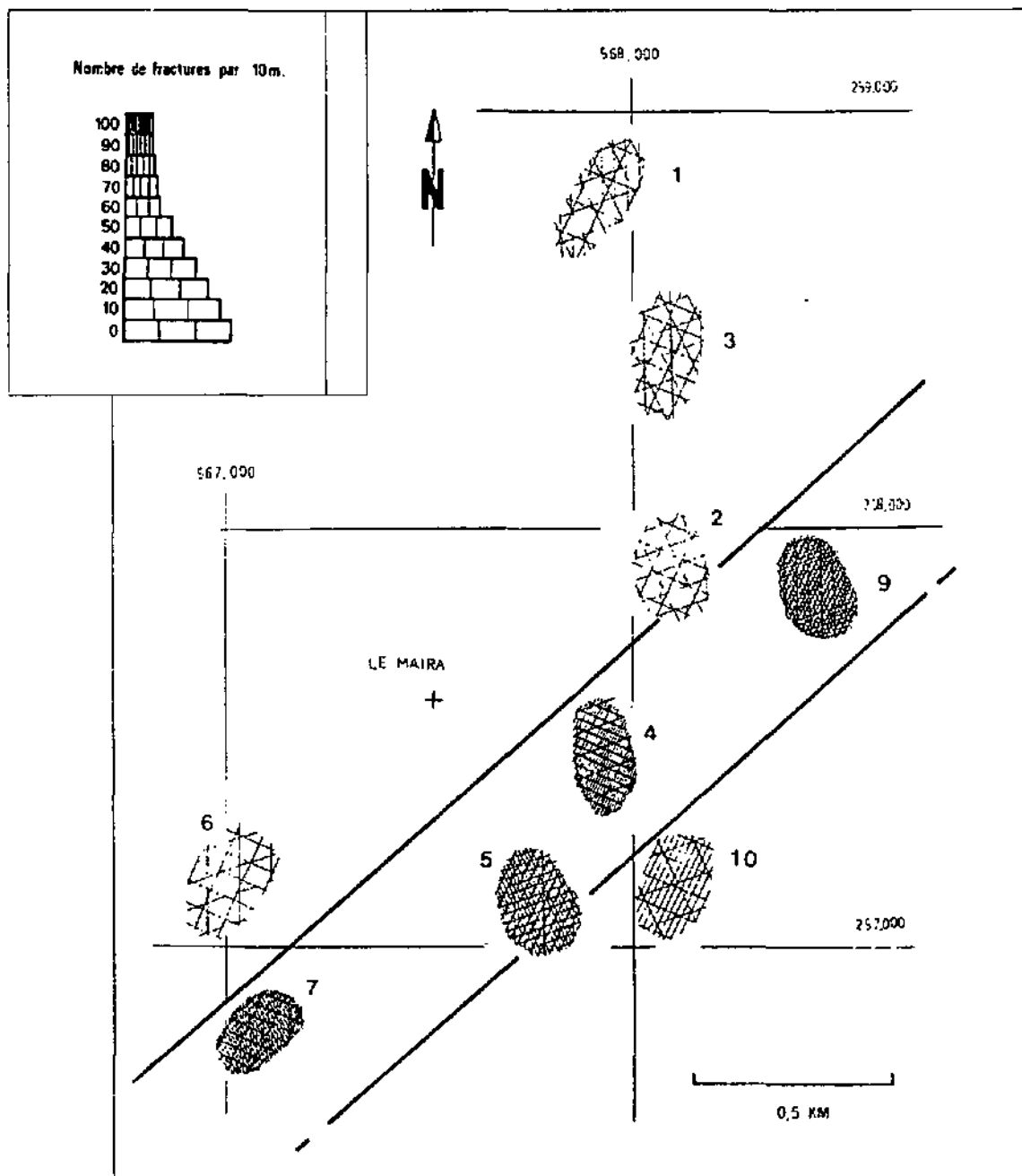
Figure extraite de Siméoni et Jamier, 1975.



A.3.2.b. RELEVÉS DE FISSURATION

Relevés de fissuration dans la région de la grotte de Milandre. Figure extraite de Kiraly et al. 1971.

Les relevés N°6 et 7 sont situés sur le site expérimental du Maira.



A.3.3.a. DESCRIPTION DES SECTEURS VLF-R PLURI-DIRECTIONNELS.

Secteur 1

Lieu dit: Les Charbonnières.
Altitude: 480 à 501 m.
Géologie: Calcaires du Séquanien inférieur et/ou du Rauracien. Couverture éventuelle de loess.
Karstification: Alignement N-S de dolines sur partie W du secteur.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu, vérifié par traçage dans l'une des dolines.
Morphologie: plateau à proximité immédiate de deux vallées sèches d'orientation N45° (vallée principale, falaises) et N75° (vallée latérale, pâturages).
Végétation: forêt et lisières.
Emetteurs vlf: 15.1, 24.0, 16.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 2

Lieu dit: Les Grands Bois
Altitude: 465 à 482 m.
Géologie: Calcaires du Kimméridgien inf. et/ou du Séquanien sup.
Karstification: Dolines.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu ou de La Font.
Morphologie: plateau. Surface en creux et bosses (dolines?) dans la partie NE du secteur.
Végétation: forêt et lisières.
Emetteurs vlf: 15.1, 24.0, 16.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 3

Lieu dit: Le Rond Bois.
Altitude: 452 à 496 m.
Géologie: Calcaires du Séquanien inf. et/ou du Rauracien. Couverture de loess.
Karstification: - - -
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu.
Morphologie: surface en pente douce vers le Nord.
Végétation: forêt et lisières.
Emetteurs vlf: 24.0, 16.9, 19.6 kHz.
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 4

Lieu dit: Le Champ du Noyer
Altitude: 402 à 421 m.
Géologie: Calcaires du Séqu. inf. (selon Chauve et al, 1985) ou du Rauracien (selon Grébillat, 1992). Couverture éventuelle de loess ou marnes à Astartes.
Karstification: Zone déprimée au NE du secteur avec ouverture de la roche calcaire (doline?)
Hydrogéologie: Bassin versant de la Baue.
Morphologie: surface en pente douce vers le Nord avec légère dépression allongée traversant le secteur en NNE-SSW.
Végétation: champs cultivés.
Emetteurs vlf: 12.1, 15.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 5

Lieu dit: Le Bois de Mont Michel
Altitude: 439 à 486 m.
Géologie: Calcaires du Rauracien. Faille supposée liée à la vallée sèche d'orientation N45°
Karstification: Zone karstifiées en surface dans la partie SW du secteur.
Hydrogéologie: Bassin versant de la Font.
Morphologie: vallée sèche d'orientation N45° avec pente du flanc NW plus accentuée.
Végétation: forêt.
Emetteurs vlf: 12.1, 15.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz.
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 6

Lieu dit: Lai Varoille
Altitude: 502 à 543 m.
Géologie: Calcaires du Kimméridgien inf. et/ou Séquanien sup. Faille régionale supposée liée à la vallée sèche d'orientation méridienne
Karstification: Doline à l'extrémité W du secteur liée à une dépression allongée, d'orientation méridienne.
Hydrogéologie: Bassin versant de la Beuchire.
Morphologie: Surface à pente vers le Sud, avec vallon d'orientation NS dans la partie Est du secteur.
Végétation: Pâturage et forêt.
Emetteurs vlf: 12.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz.
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 7

Lieu dit: La Terre au Chaud
Altitude: 570 à 582 m.

Géologie: Calcaires du Séquanien sup. et/ou du Séqu. inf. marneux (couches à Natica). Faille méridienne supposée en bordure Est du secteur.

Karstification: Alignement NS de dolines dans la partie centrale du secteur.

Hydrogéologie: Bassin versant de la Beuchire.

Morphologie: Surface à léger pendage vers le Sud-Ouest, avec une dépression allongée centrale d'orientation NS (à l'endroit des dolines) et une dépression allongée d'orientation EW.

Végétation: Prairie et forêt (terrain militaire).

Emetteurs vlf: 12.1, 15.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz.

Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 8

Lieu dit: Combe du Thion

Altitude: 563 à 574 m.

Géologie: Calcaires du Kimméridgien sup. Faille méridienne dans la partie Ouest du secteur.

Karstification: Alignement NS de dolines dans la partie Ouest du secteur.

Hydrogéologie: Bassin versant de la Beuchire.

Morphologie: Surface à léger pendage vers le NW, avec une dépression allongée centrale d'orientation NS (à l'endroit des dolines).

Végétation: Prairie et forêt (terrain militaire).

Emetteurs vlf: 12.1, 15.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz

Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 9

Lieu dit: Tchu le rang

Altitude: 518 à 542 m.

Géologie: Calcaires du Séqu. inf. et/ou du Rauracien.

Karstification: Réseau de Milandre au droit du secteur.

Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu.

Morphologie: Butte d'orientation EW avec de nombreux petits affaissements de terrain.

Végétation: Forêt.

Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 16.0 kHz

Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 10

Lieu dit: Lai Terrire

Altitude: 560 à 585 m.

Géologie: Marnes du Séquanien, calcaires du Séqu. inf. et/ou du Rauracien. Couverture de loess possible. Faille NS à l'W du secteur.

Karstification: - - - .

Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu.

Morphologie: Surface à léger pendage vers le NW. Accentuation de ce pendage vers le NW du secteur..

Végétation: Champs cultivés et pâturages.
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 19.6 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 11

Lieu dit: Le Creux
Altitude: 498 à 550 m.
Géologie: Calcaires du Séqu. sup., marnes du Séquanien moyen, calcaires du Séqu. inf. et/ou du Rauracien.
Karstification: vallée sèche d'orientation N60°
Hydrogéologie: Bassin versant de la Fontaine.
Morphologie: Surface à pendage vers le NE. Vallon d'orientation N60° dans la partie Nord du secteur.
Végétation: Forêt et pâturages.
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 19.6 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 12

Lieu dit: Lai Rotte
Altitude: 470 à 586 m.
Géologie: Calcaires du Kimméridgien. sup.
Karstification: Nombreuses dolines à proximité du secteur.
Hydrogéologie: Bassin versant de la Beuchire.
Morphologie: Surface à très léger pendage vers le Nord.
Végétation: Forêt et prairie (terrain militaire).
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 19.6 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 13

Lieu dit: A pilaie
Altitude: 605 à 627 m.
Géologie: Calcaires du Kimméridgien. sup et/ou du Kimm. inf.
Karstification: Doline importante au NE du secteur.
Hydrogéologie: Bassin versant de la Beuchire.
Morphologie: Surface à léger pendage vers l'Ouest.
Végétation: Prairie (terrain militaire).
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 19.6, 19.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 14

Lieu dit: Es Vies di Maira
Altitude: 522 à 535 m.
Géologie: Calcaires du Séquanien inf. et/ou du Rauracien. Faille méridienne dans la partie W

du secteur.
Karstification: vallée sèche d'orientation env. N45 à N60°.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu, la Font
Morphologie: Dans dépression d'orientation env. N40°, à flancs peu pentus.
Végétation: Pâturages.
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 24.0, 16.9, 19.6, 19.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 15

Lieu dit: Les Combalats
Altitude: 516 à 532 m.
Géologie: Calcaires du Séquanien inf. et/ou du Rauracien. Faille méridienne dans la partie centrale du secteur.
Karstification: doline allongée N-S, partie amont du réseau supposé de Milandre.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu, la Font
Morphologie: Dépression allongée d'orientation env. NS, avec pente du flanc Ouest plus accentuée.
Végétation: Champs cultivés et pâturages.
Emetteurs vlf: 16.4, 24.0, 16.9, 16.0, 19.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 16

Lieu dit: Dô les Oeutches
Altitude: 558 à 565 m.
Géologie: Calcaires du Kimméridgien inf. et/ou du Séqu. sup. Couverture éventuelle de loess. Faille méridienne dans la partie Est du secteur.
Karstification: - - -
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu, la Font
Morphologie: Surface à très léger pendage vers l'Ouest, avec légère dépression NS dans la partie W du secteur.
Végétation: Champs cultivés et pâturages.
Emetteurs vlf: 16.4, 15.1, 16.9, 16.0, 19.0 kHz
Mesures vlf: 36 stations, maillage de 50 x 50 m.

Secteur 17

Lieu dit: Les Grands Champs
Altitude: 512 à 532 m.
Géologie: Calcaires du Rauracien. Couverture éventuelle de loess. Failles ± méridiennes dans la partie W du secteur.
Karstification: Au droit du réseau de Milandre.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu.
Morphologie: Dépression allongée d'orientation N30° avec flanc SE à pendage moyen et flanc NE à pendage localement fort (petites falaises).
Végétation: Champs cultivés et forêt.

Emetteurs vlf: 12.1, 24.0, 16.9, 16.0, 19.0 kHz
Mesures vlf: 121 stations, maillage de 25 x 25 m.

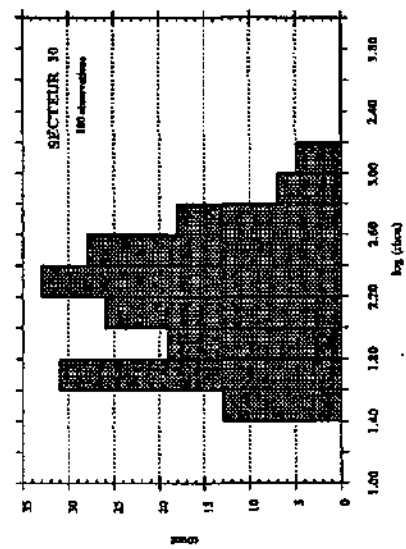
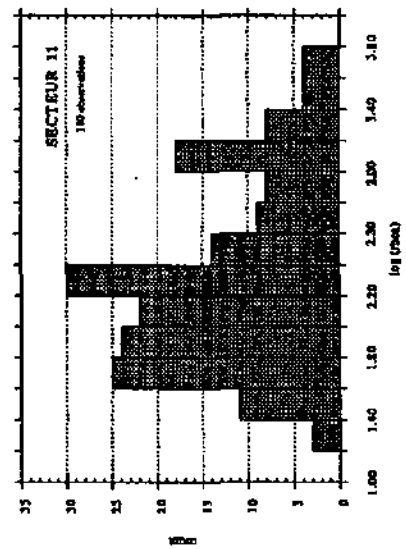
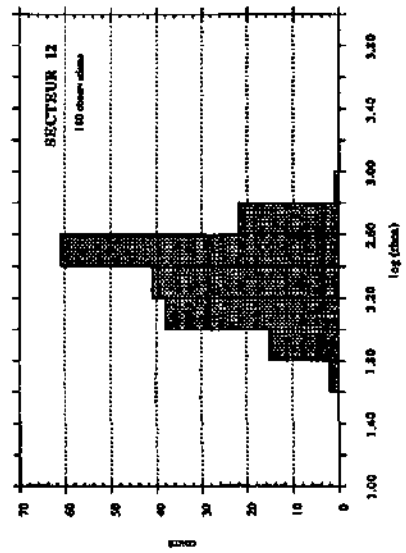
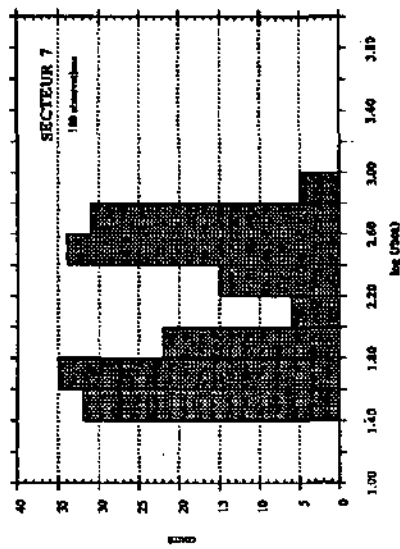
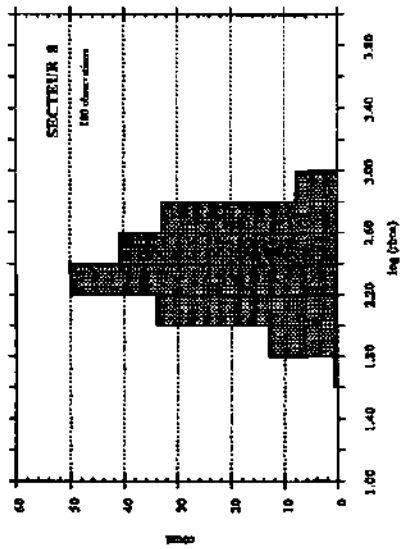
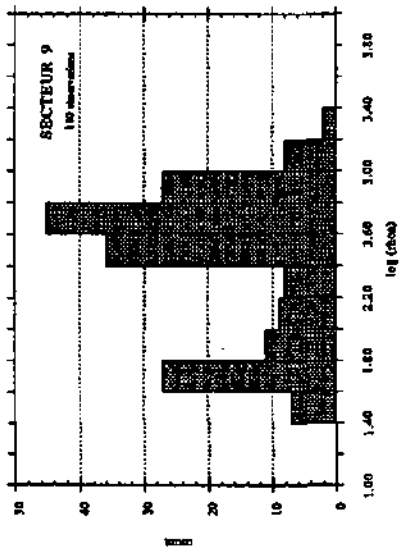
Secteur 18

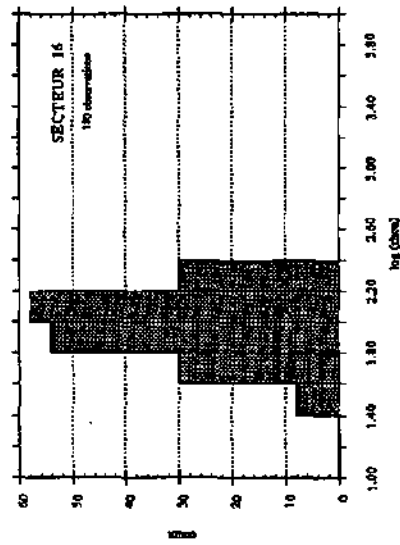
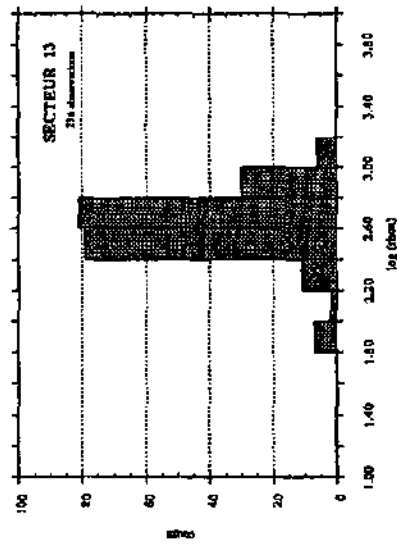
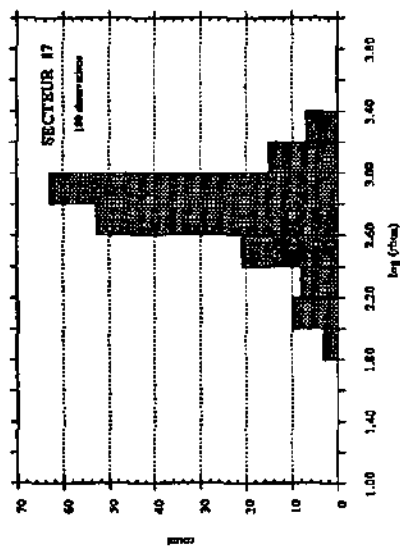
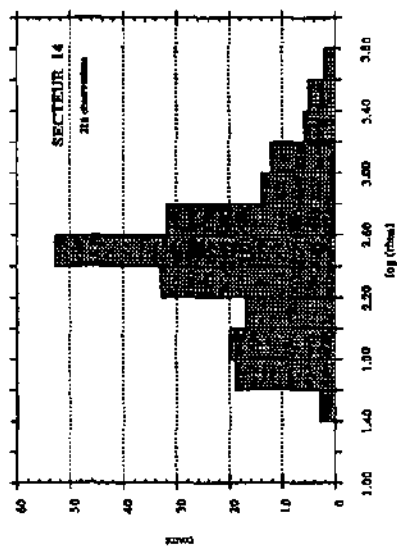
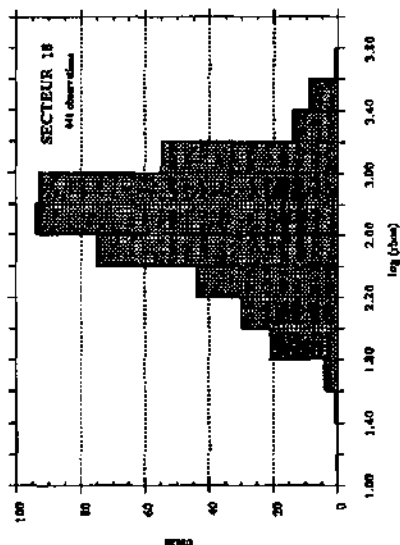
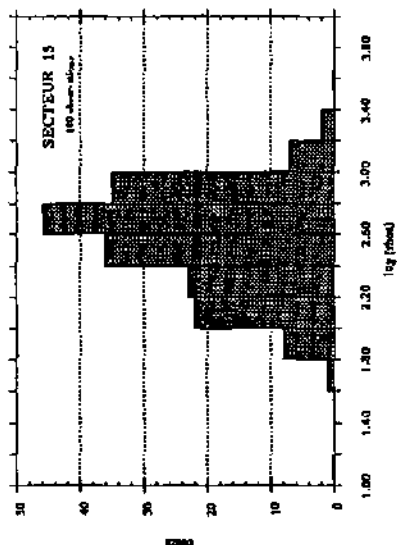
Lieu dit: Le Puits du Maira
Altitude: 503 à 533 m.
Géologie: Calcaires du Séquanien inf. et/ou du Rauracien. Faille méridienne dans la partie centrale du secteur. Faille N60° dans la partie SW du secteur.
Karstification: Au droit de la partie amont (cartographiée) du réseau de Milandre. Doline d'env. 150 m. de diamètre.
Hydrogéologie: Bassin versant du Saivu.
Morphologie: Dépression ovale de grand axe NS° avec flanc SE à pendage moyen et flanc NE à pendage localement fort (petites falaises).
Végétation: Pâturages et forêt.
Emetteurs vlf: 16.4, 16.9, 16.0 kHz
Mesures vlf: 147 stations, maillage de 10 x 10 m.

**A.3.3.b. DISTRIBUTION DE FREQUENCE DES RESISTIVITES
MESUREES SUR LES SECTEURS B1 A B18.**

Pour chaque histogramme, l'ensemble des valeurs mesurées est pris en compte, toutes directions des mesures confondues.







A.3.4. SITUATION DES MESURES VLF, RMT, EMB ET GEO-ELECTRIQUES EFFECTUEES SUR LE SITE DU MAIRA (SECTEURS B15, B19, B18 & B17)

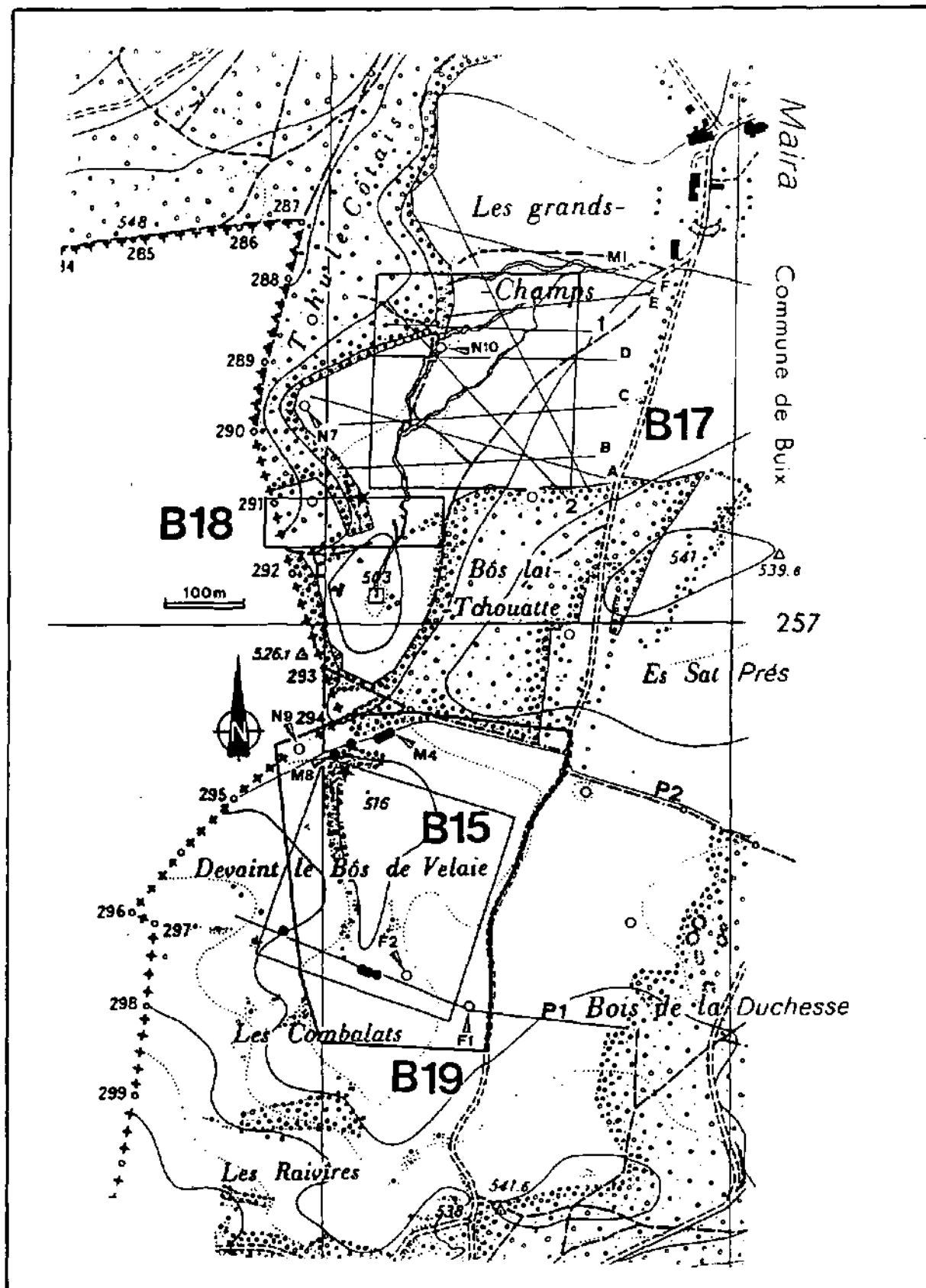
- B17: situation des 2 profils RMT-R : P1 et P2.
- B17: situation des 6 profils VLF-EM, outphase: profils A à F.
- B17: situation du secteur VLF-R pluridirectionnel, du réseau de Milandre (MI), des forages carottés (cercles) NEB6, NEB7, NEB10, NEB11.

- B19: situation du profil RMT-R, VLF-EM, EMB et Géoélectrique: P1
- B19: situation du profil RMT-R, VLF-EM: P2
- B19: situation des forages carottés FN1 et FN2 (cercle) et des forages destructifs (points noirs) MIL1 à MIL9.

- B18 et B19: situation des deux levés de fissuration (étoile) de Kiraly et al. (1971).
- Sur l'ensemble: situation des 7 sondages RMT-R détaillés (flèches).

La projection en surface du point d'acquisition des données (courbes de restitution) lors des essais de traçage au NaCl est indiqué, à l'amont du réseau karstique de Milandre (carré).



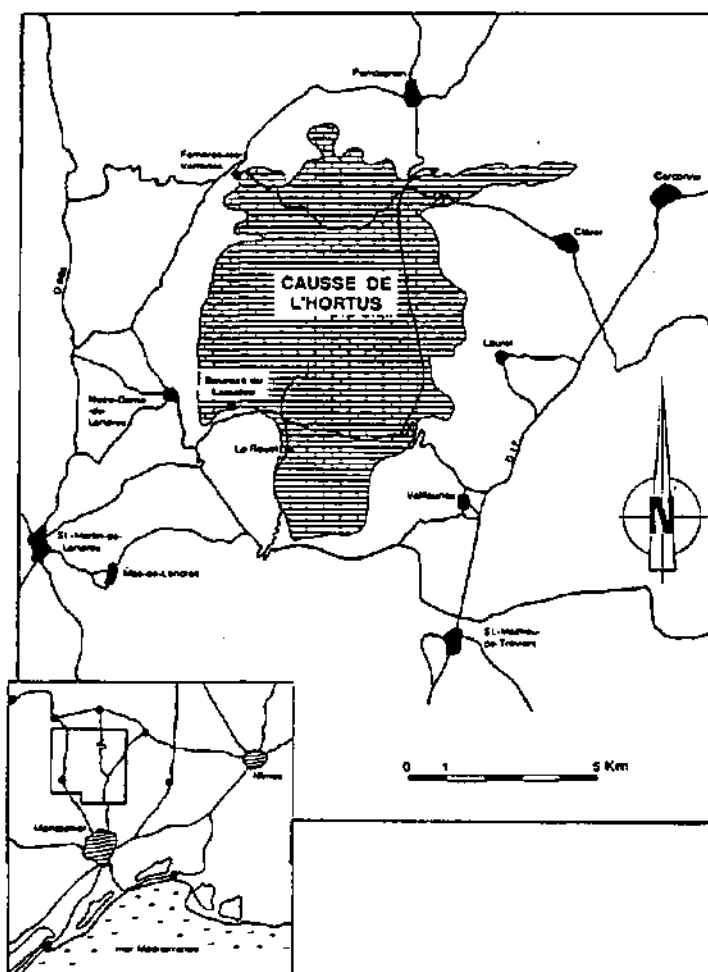


ANNEXE 4

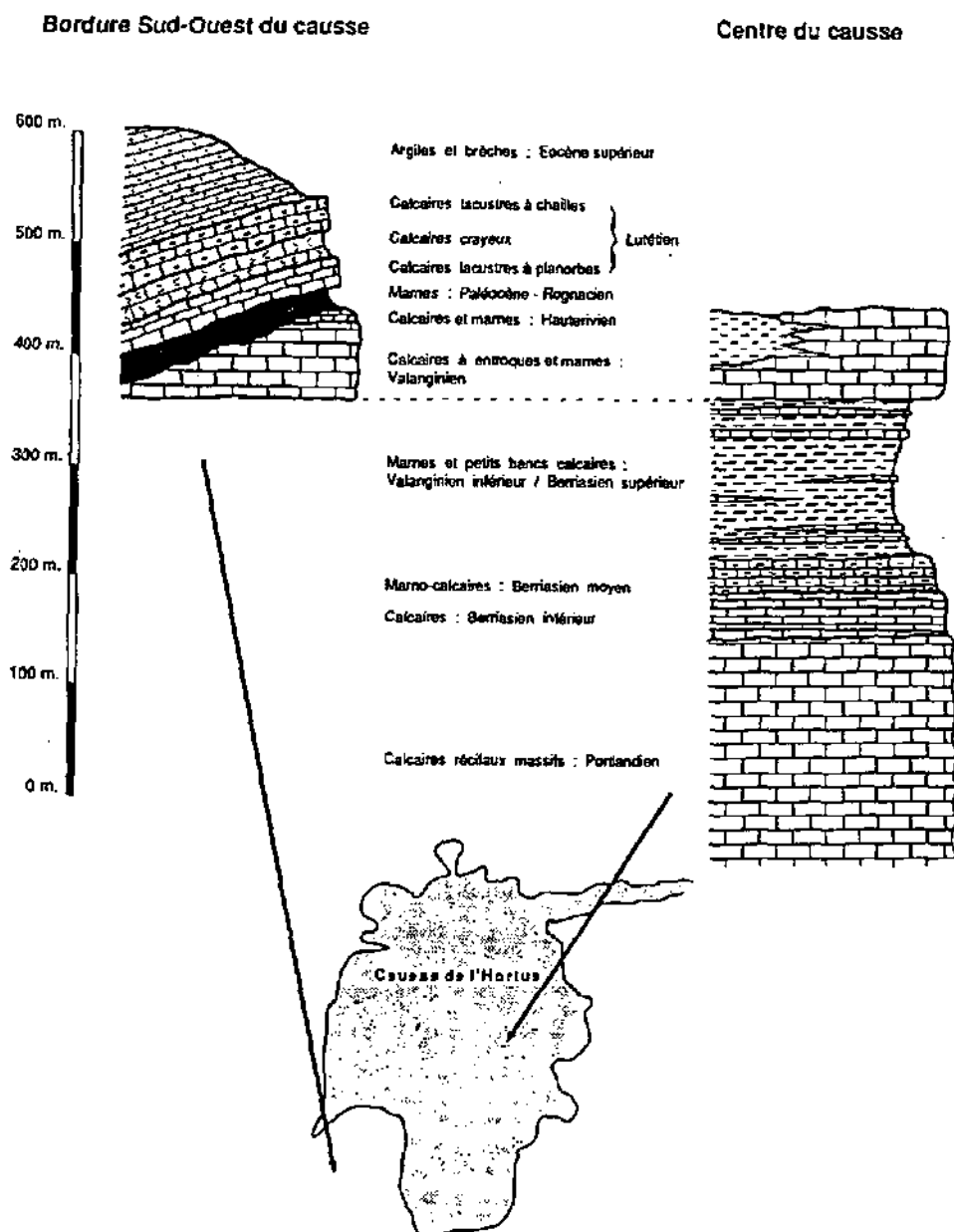
| | |
|--|-----------|
| SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE L'HORTUS | A4 |
| A.4.1. Situation et lithostratigraphie du Causse de l'Hortus (Durand, 1992)..... | 2 |
| A.4.2. Géologie et hydrogéologie du Causse de l'Hortus (Durand, 1992)..... | 4 |
| A.4.3. Analyse de fissuration et de linéaments sur le Causse de l'Hortus (Durand, 1992)..... | 6 |
| A.4.4. Situation du site expérimental du Lamalou et du secteur géophysique H1 (Durand, 1992, modifié)..... | 8 |
| A.4.5. Levés de fissuration sur le site du Lamalou (Durand, 1992)..... | 9 |
| A.4.6. Stations de mesure VLF sur le secteur H1 (site du Lamalou)..... | 10 |

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE L'HORTUS

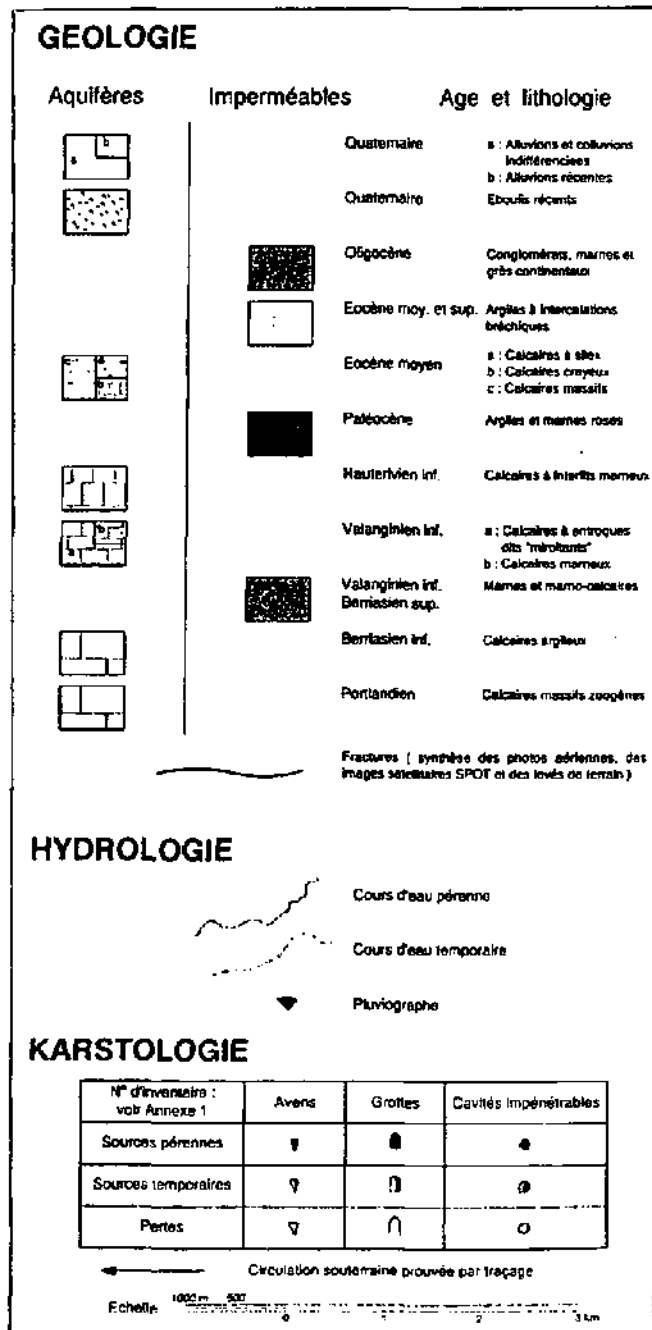
A.4.1.a. SITUATION GEOGRAPHIQUE DU CAUSSE DE L'HORTUS (D'APRES DURAND, 1992)

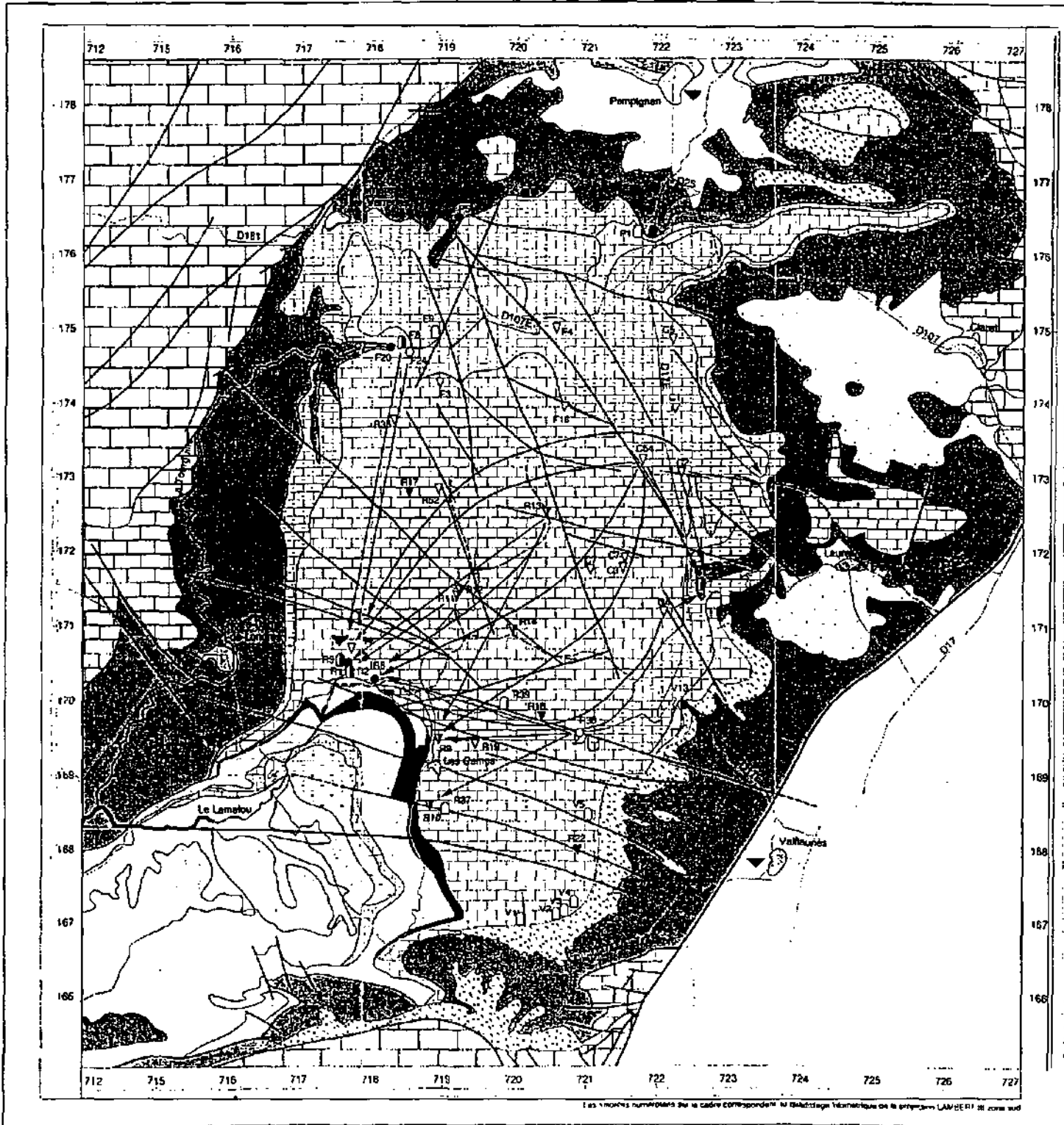


A.4.1.b. LITHOSTRATIGRAPHIE DU CAUSSE DE L'HORTUS (D'APRES DURAND, 1992)



A.4.2. CARTE HYDROGEOLOGIQUE DU CAUSSE DE L'HORTUS (D'APRES DURAND, 1992).



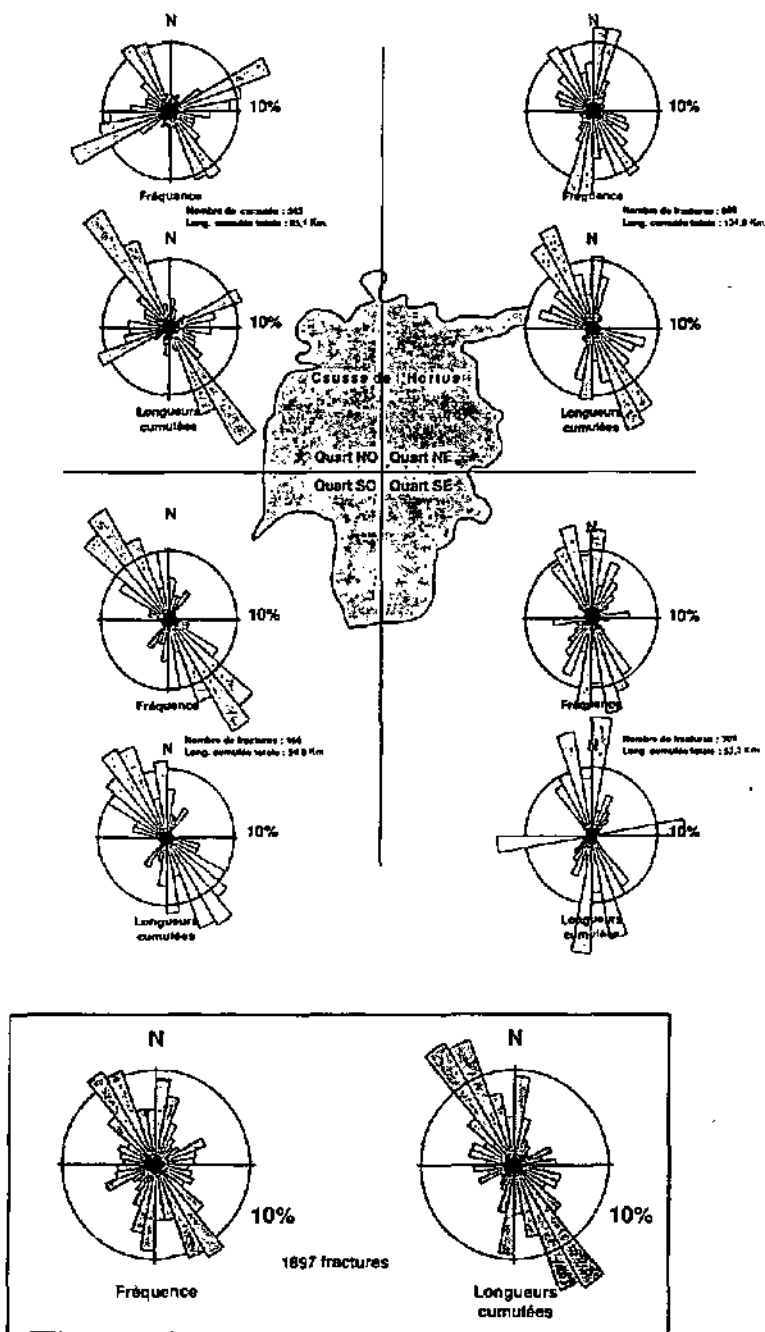


ANNEXE 4

A.4.3.a. ANALYSE DE FRACTURATION (LINEAMENTS) SUR LE CAUSSE DE L'HORTUS (D'APRES DURAND, 1992)

en haut: distribution directionnelle des linéaments levés sur photos aérienne (1897 linéaments) pour différents secteurs du Causse de l'Hortus.

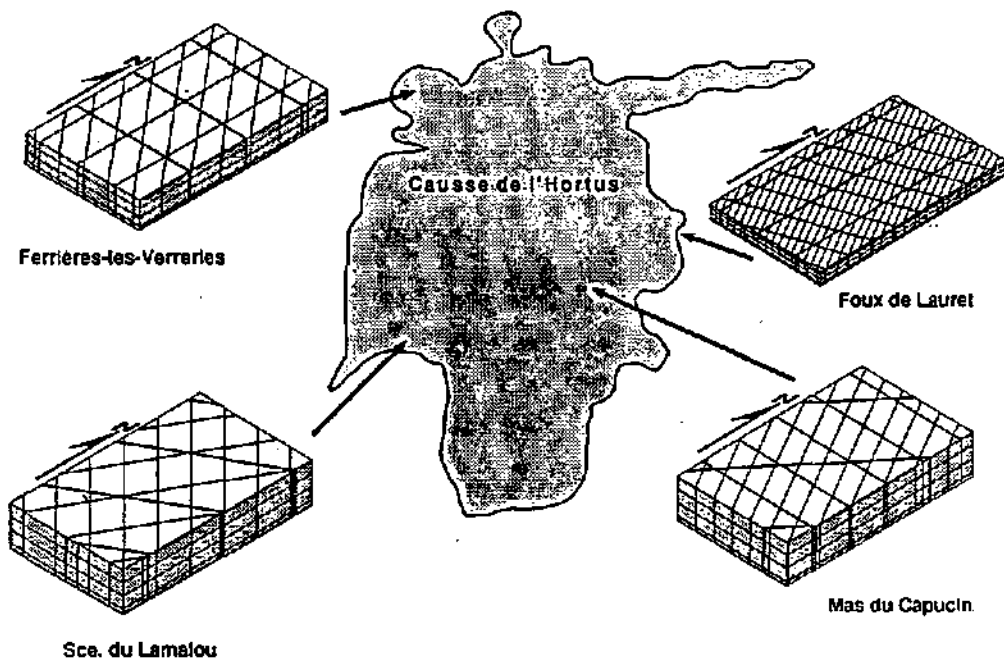
en bas: distribution directionnelle des linéaments levés sur photos aérienne (1897 linéaments) sur l'ensemble du Causse de l'Hortus.



A.4.3.b. ANALYSE DE FISSURATION SUR 4 SECTEURS DU CAUSSE DE L'HORTUS (D'APRES DURAND, 1992)

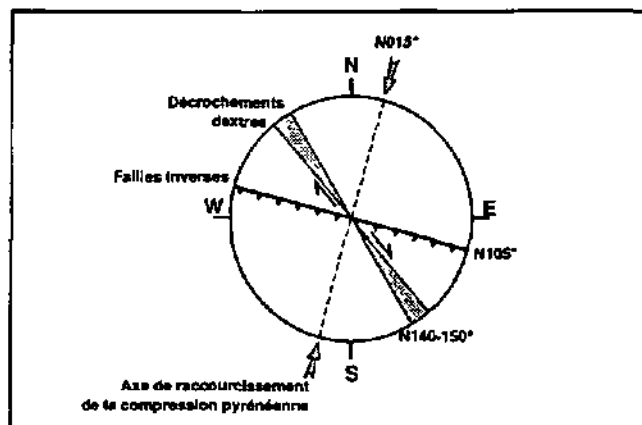
en haut: levés de fissuration (en surface, méthode selon Kiraly) en différents secteurs du Causse de l'Hortus

en bas: adéquation des failles du massif de l'Hortus avec la compression pyrénéenne.

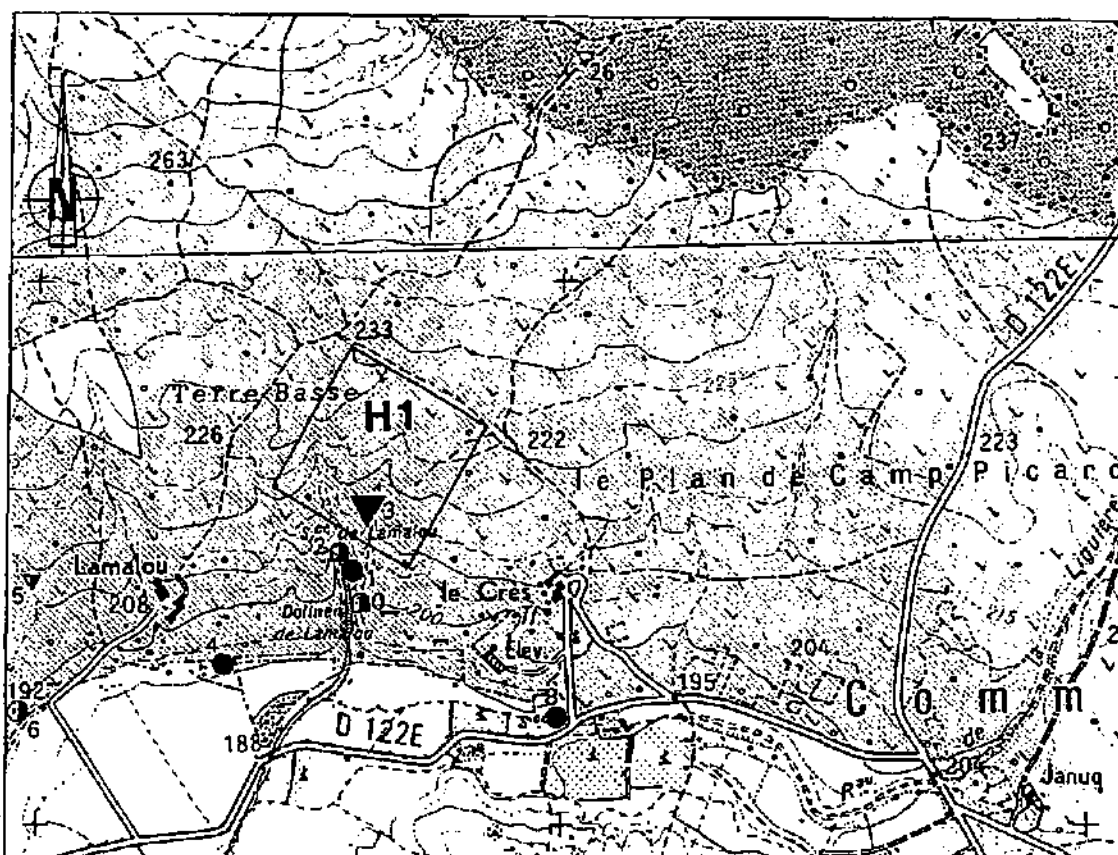


Echelle des mailles de fracturation

0 1 5 10 m.



A.4.4. SITUATION DU SITE EXPERIMENTAL DU LAMALOU ET DU SECTEUR GEOPHYSIQUE H1 (D'APRES DURAND, 1992, MODIFIE)



Extrait de la carte IGN N°2742 Est

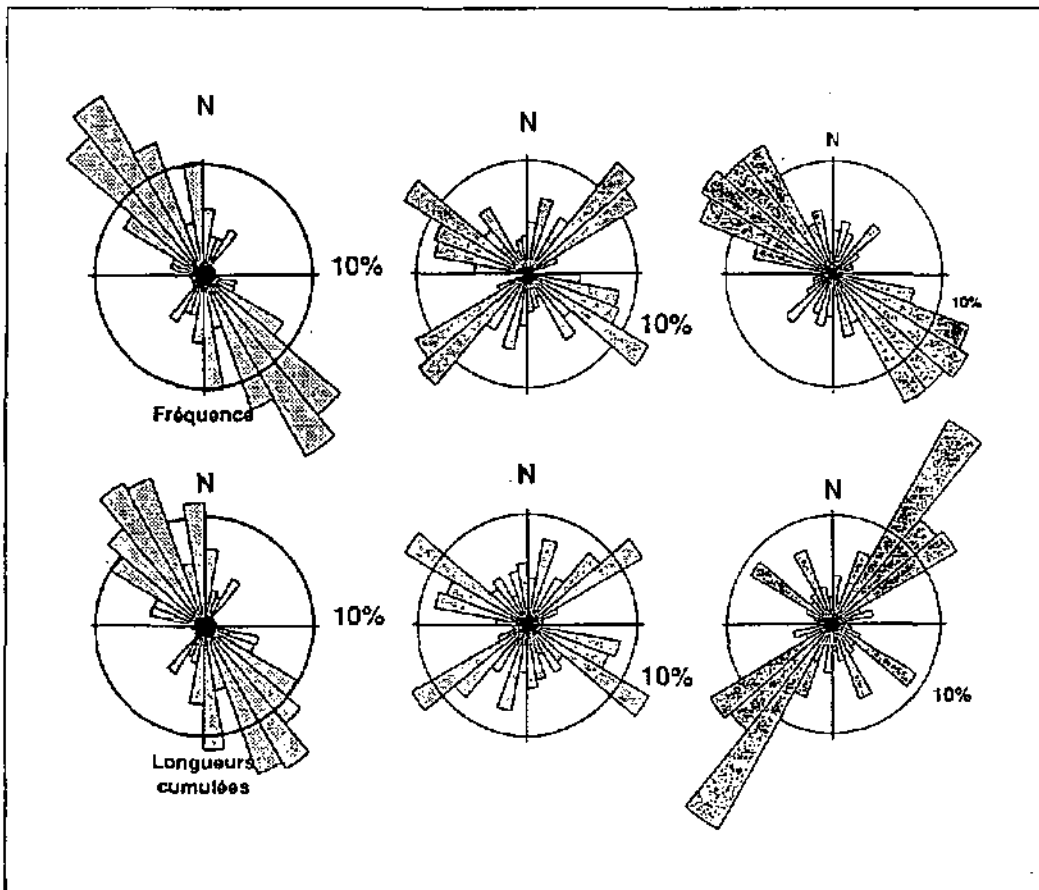
0 200 400 600 m

▽ □ ●₄ Cavités et émergences avec N° d'inventaire (voir Annexe)

▼ Aven d'accès au site expérimental

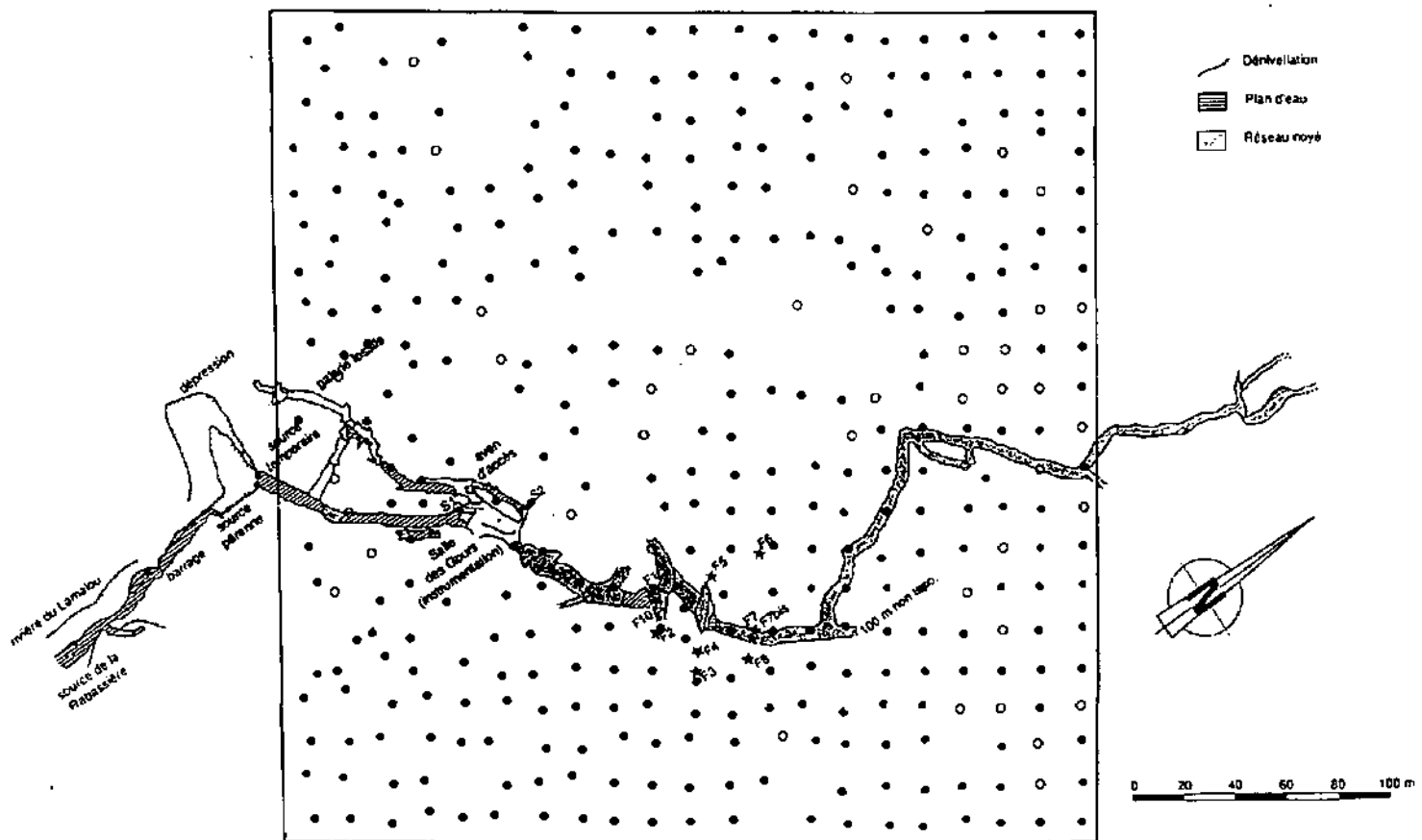
A.4.5. LEVES DE FISSURATION SUR LE SITE DU LAMALOU (D'APRES DURAND, 1992)

- gauche: rosace des linéaments relevés sur photo aérienne en fréquence (en haut) et en longueur cumulée (en bas).
- centre: rosace des fractures relevées en surface au droit du site, en fréquence (en haut) et en longueur cumulée (en bas).
- droite-haut: rosace des fractures relevées dans le réseau karstique du Lamalou, en fréquence.
- droite-bas: rosace des directions des galeries du réseau karstique du Lamalou, en longueur cumulée.



A.4.6. STATIONS DE MESURE VLF PLURIDIRECTIONNELLES SUR LE SECTEUR HI (SITE DU LAMALOU)

Emplacement des stations VLF tri-directionnelles (N010°, N120°, N150°) sur H1.
Stations VLF avec bon contact au sol (points noirs) et avec contact au sol difficile (cercles). Emplacement du réseau karstique projeté en surface (d'après Durand, 1992) et situation des forages [étoiles].



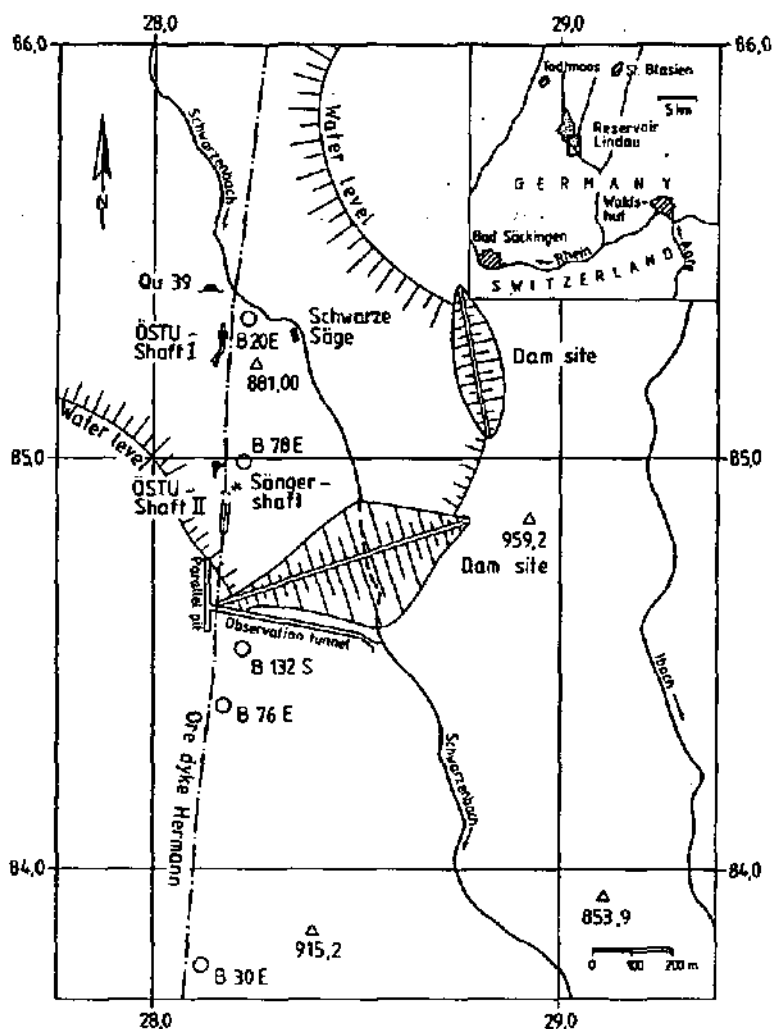
ANNEXE 5

| | |
|--|-----------|
| SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE LINDAU..... | A5 |
| A.5.1. <i>Situation du site de Lindau (Himmelsbach et al. 1992).</i> | 2 |
| A.5.2. <i>Géologie du site de Lindau et secteurs géophysiques (Himmelsbach et al. 1992, modifié)</i> | 4 |
| A.5.3. <i>Description des secteurs RMT-r pluridirectionnels, des profils EMB & Wenner. Cartes de situation détaillées de L1, L2, L3.</i> | 5 |

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE LINDAU

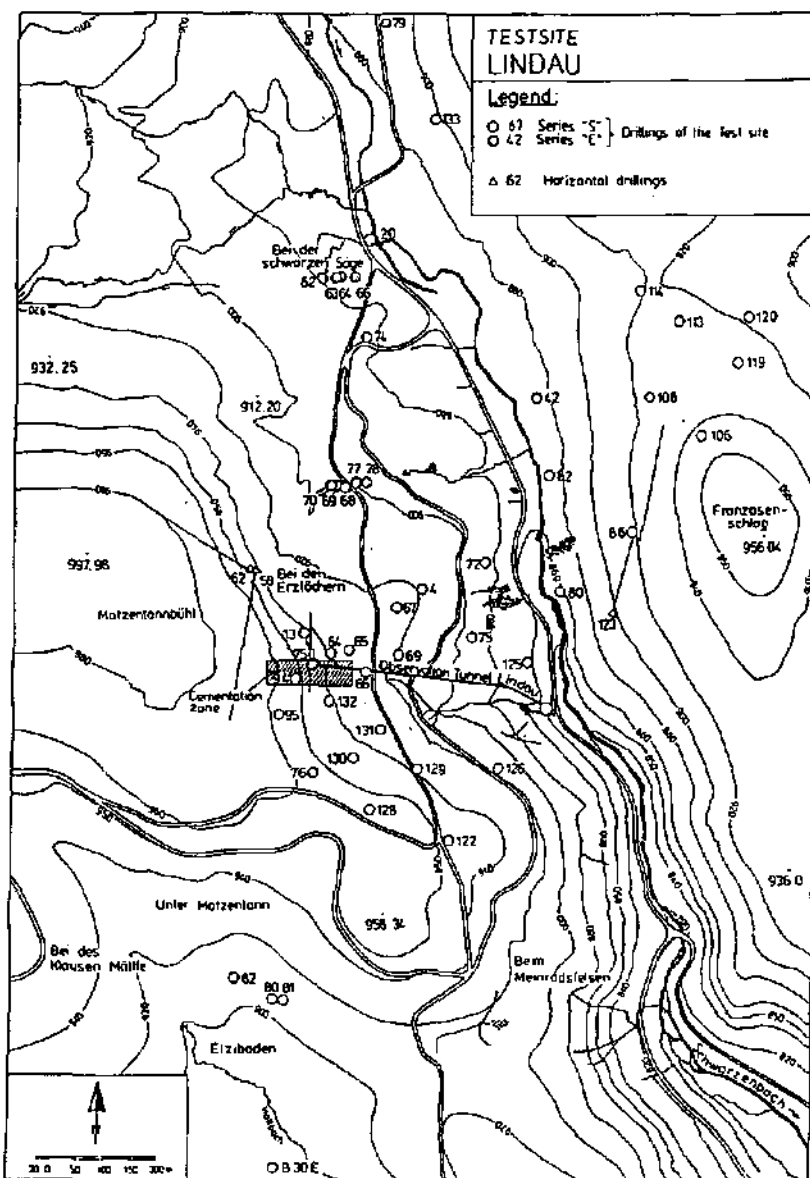
A.5.1.a. SITUATION GENERALE DU SITE DE LINDAU (D'APRES HIMMELSBACH ET AL. 1992).

Situation du site de Lindau avec emplacement du projet de barrage, du tunnel d'observation, des forages principaux et de la trace cartographiée du filon "Hermann".



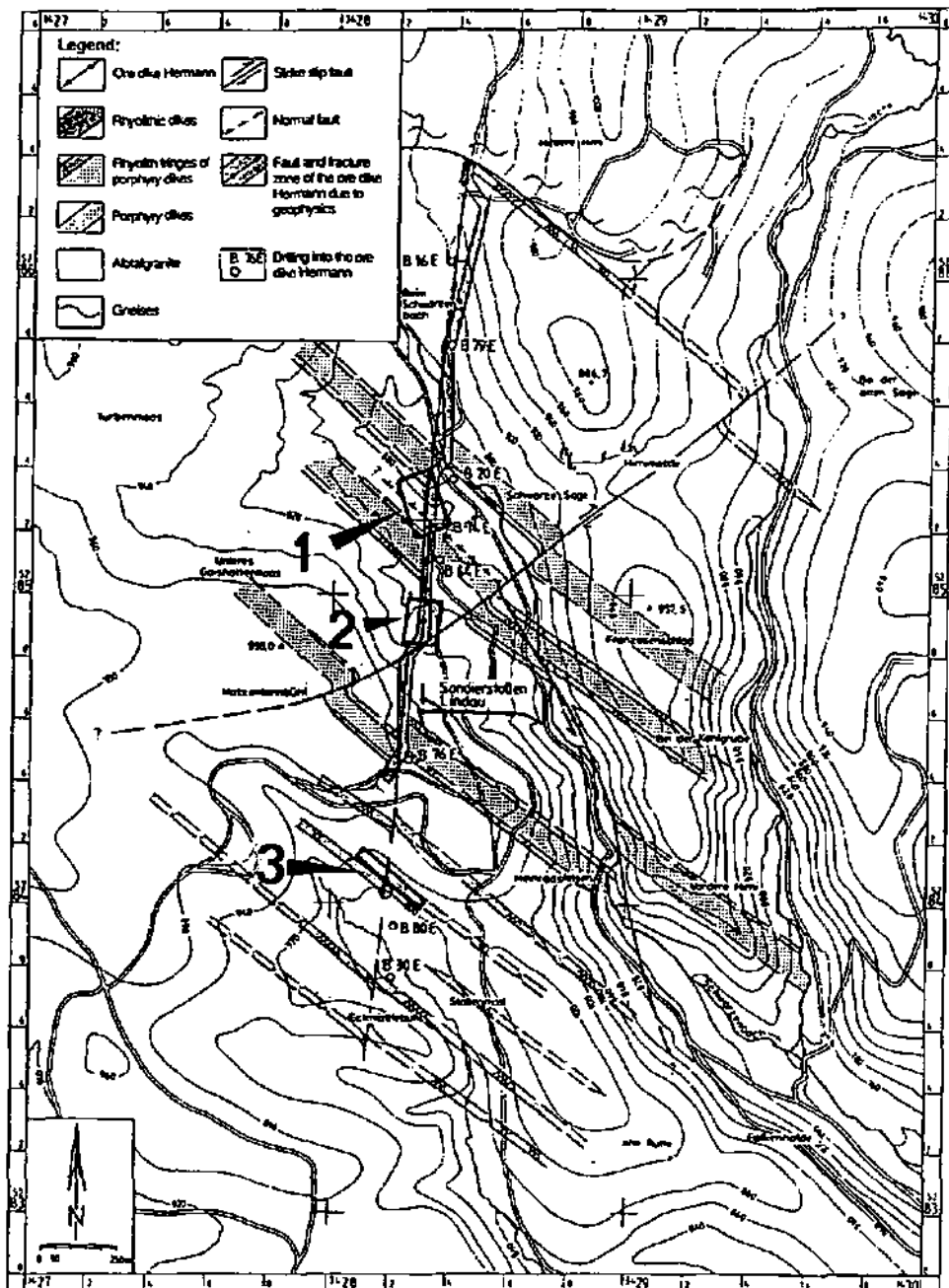
A.5.1.b. INFRASTRUCTURE DU SITE DE LINDAU (D'APRES HIMMELSBACH ET AL. 1992).

Infrastructure d'observation sur le site test de Lindau.



A.5.2. GEOLOGIE DU SITE DE LINDAU ET EMPLACEMENT DES TROIS SECTEURS GEOPHYSIQUES (D'APRES HIMMELSBACH ET AL. 1992, MODIFIE)

Carte géologique du site de Lindau représentant la trace du filon Hermann, les filons porphyriques et rhyolitiques, l'emplacement des forages (cercles) et les 3 secteurs RMT-R pluridirectionnels L1, L2 et L3.



A.5.3.a. DESCRIPTION DES SECTEURS RMT-R DIRECTIONNELS, DES PROFILS EMB & WENNER.

Secteur L1

| | |
|----------------|--|
| Lieu dit: | "Bei der schwarzen Säge" |
| Dimensions: | 200 x 140 m. |
| Altitude: | 873 à 887 m. |
| Géologie: | Granit d'Albtal, filon "Hermann", filons porphyrique et rhyolitique. |
| Hydrogéologie: | zone de resurgence. |
| Morphologie: | surface en pente très douce vers le Nord-Est. |
| Végétation: | forêt et lisières, champ et marais. |
| Emetteurs vlf: | 261.0 kHz (N10°), 16.4 kHz (N10°), 16.8 kHz (N95°), 19. kHz (N145°). |
| Mesures vlf: | 315 stations, maillage de 10 x 10 m. |

Profils EMB sur L1:

- Profil 1:* direction de profilage = N090°; situation au Sud du secteur; configuration avec bobines à axes verticaux (HLEM); séparation = 20 m; fréquences = 7040 Hz (inphase, outphase), 1760 Hz (inphase, outphase, résistivité) et 110 Hz (inphase, outphase); intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 190m.
- Profil 2:* direction de profilage = N091°; situation au centre du secteur; configuration avec bobines à axes verticaux (HLEM); séparation = 20 m; fréquences = 7040 Hz (inphase, outphase), 1760 Hz (inphase, outphase, résistivité); intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 150m.
- Profil 3:* direction de profilage = N090°; situation entre P1 et P2; configuration avec bobines à axes verticaux (HLEM); séparation = 20 m; fréquences = 7040 Hz (inphase, outphase), 1760 Hz (inphase, outphase, résistivité); intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 170m.

Secteur L2

| | |
|----------------|---|
| Lieu dit: | "Bei den Erzlöchern" |
| Dimensions: | 140 x 120 m. |
| Altitude: | 892 à 913 m. |
| Géologie: | Granit d'Albtal, filon "Hermann", filons porphyrique et rhyolitique. |
| Hydrogéologie: | zone de drainage par filon "Hermann" |
| Morphologie: | surface en pente vers le Nord. |
| Végétation: | forêt. |
| Emetteurs vlf: | 16.4 kHz (N10°), 16.8 kHz (N95°), 183.0 kHz (N145°), 19. kHz (N145°). |
| Mesures vlf: | 195 stations, maillage de 10 x 10 m. |

Un profil RMT-r détaillé de 245 m en N045° est effectué en 225 kHz (N050°).

Profil EMB sur L2:

Profil 1: direction de profilage = N045°; tracé identique au profil RMT-r détaillé; configuration avec bobines à axes verticaux (HLEM); séparation = 20 m; fréquences = 7040 Hz (inphase, outphase), 1760 Hz (inphase, outphase, résistivité); intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 200m.

Profil géoélectrique Wenner sur L2

Profil 1: direction de profilage = N045°; selon tracé du profil RMT-r détaillé; séparation = 60 m; configuration en alpha, beta, gamma; fréquences = 4 et 0.4 Hz; intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 181.5 m.

Secteur L3

Lieu dit: "Etziboden"
 Dimensions: 240 x 30 m.
 Altitude: 915 à 930 m.
 Géologie: Granit d'Albtal, filon "Hermann", filon rhyolitique.
 Hydrogéologie: zone de drainage par filon "Hermann"
 Morphologie: surface en pente douce vers le Nord-Ouest.
 Végétation: forêt.
 Emetteurs vlf: 216.0 kHz (N10°)16.4 kHz (N10°), 16.8 kHz (N95°), 19. kHz (N145°).
 Mesures vlf: 195 stations, maillage de 10 x 15 m.

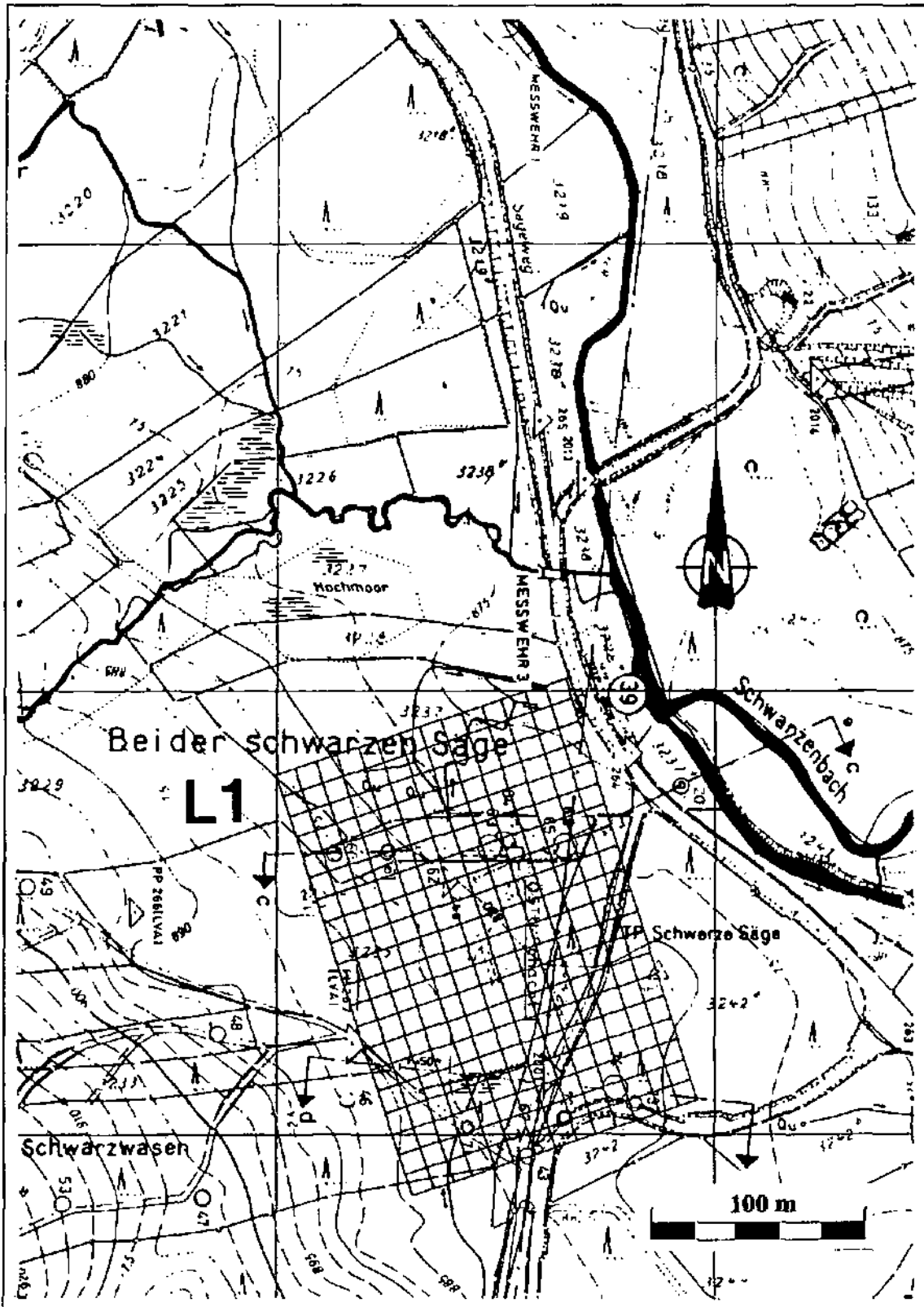
Profil EMB sur L3:

Profil 1: direction de profilage = N129°; tracé identique au profil RMT-r sud; configuration avec bobines à axes verticaux (HLEM); séparation = 20 m; fréquences = 7040 Hz (inphase, outphase), 1760 Hz (inphase, outphase, résistivité); intervalle de mesure = 10 m; longueur du profil = 240m.

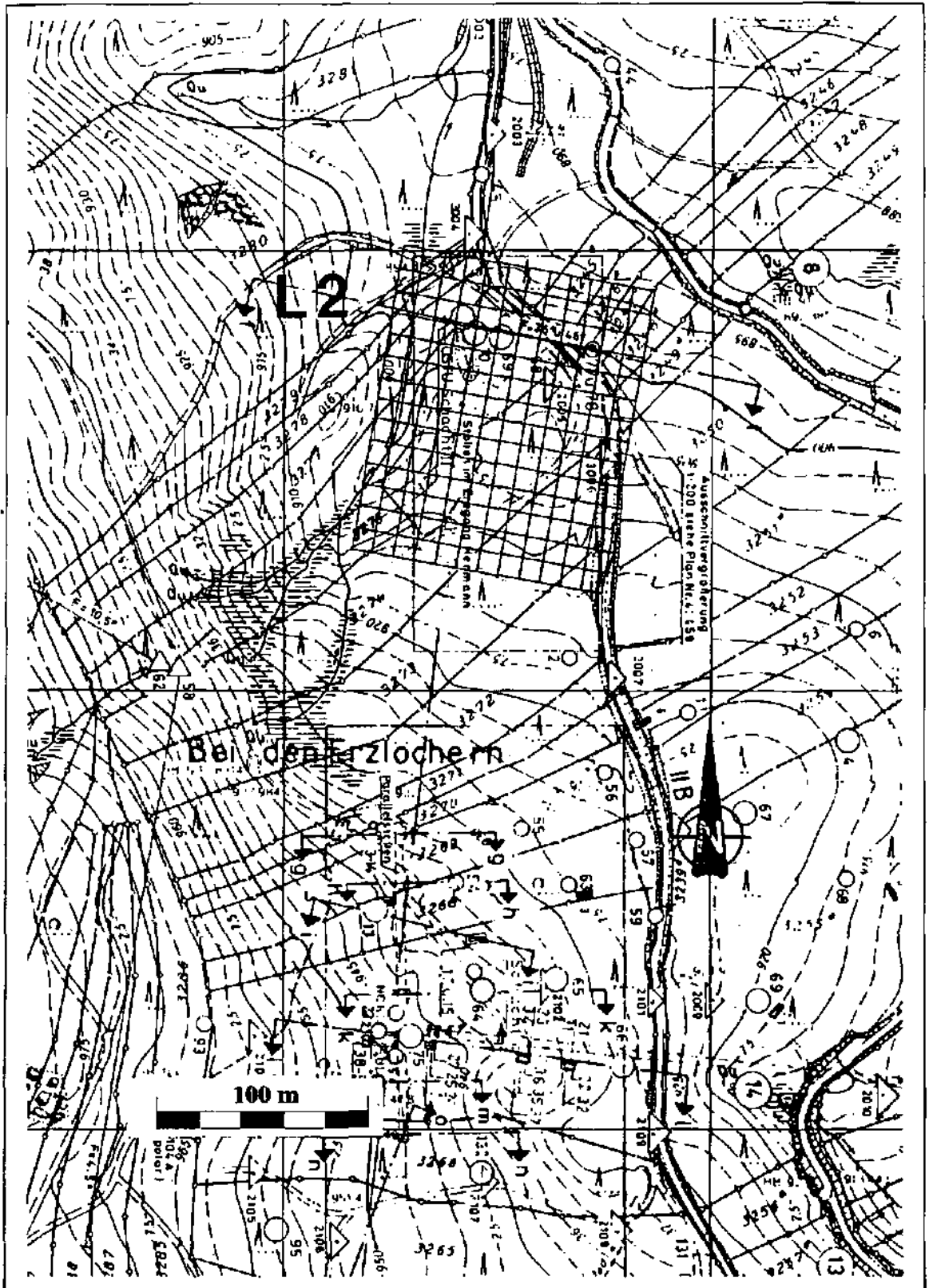
Profil géoélectrique Wenner sur L3

Profil 1: direction de profilage = N128°; selon tracé du profil RMT-r Sud; séparation = 60 m; configuration en alpha, beta, gamma; fréquences = 4 et 0.4 Hz; intervalle de mesure = 20 m; longueur du profil = 260 m.

A.5.3.b. SITUATION PRECISE DES SECTEURS RMT L1, L2, L3.



ANNEXE 5

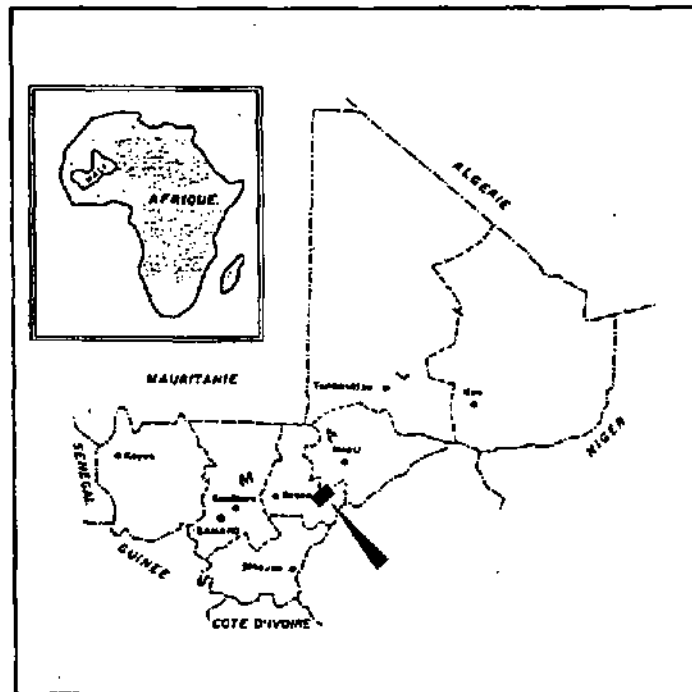


ANNEXE 6

| | |
|--|-----------|
| SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE TOMINIAN..... | A6 |
| A.6.1. Situation géographique du site de Tominian..... | 3 |
| A.6.2. Description des secteurs EMB | 4 |

SITUATION ET BASE DE DONNÉES DU SITE DE TOMINIAN

A.6.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SITE DE TOMINIAN



A.6.2. DESCRIPTION DES SECTEURS EMB

| | <i>Profil IOR</i> <i>nbr / long. totale</i> | <i>SFR</i> <i>40/80/56/113/160m</i> | <i>SG</i> | <i>SPD</i> <i>nbr directions</i> |
|----------------|--|--|--------------|-------------------------------------|
| Bambara | 4/1200 m | 0/1/1/0/0 | 1 | - |
| Bomboro | 6/1280 m | 0/1/1/0/0 | 1 | - |
| Dinke | 5/1520 m | 0/2/9/2/2 | 1 | 3d, 4d ?? |
| Dobwo | 2/370 m | 0/1/1/0/0 | 1 | - |
| Enne | - | 0/4/0/0/0 | 4 | - |
| Feguesso | 5/1720 m | 0/4/4/0/0 | - | 2d, 2d |
| Kankoulou | 4/1290 m | 1/4/1/0/0 | - | 2d, 2d |
| Kaye | 5/1480 m | 0/6/6/0/0 | 1 | 3d, 2d |
| Konilo-Koura | 8/3030 m | 0/3/2/0/0 | - | 3d |
| Madoulo | 4/1160 m | 0/4/4/0/0 | - | 4d |
| Makuy-Koula | 6/2100 m | 0/6/6/0/0 | 4 | 2d |
| Mandiakuy | 8/1590 m | 0/4/4/0/0 | 2 | 6d |
| Marekuy | 2/730 m | 1/1/1/0/0 | - | 3d |
| Marena-Parakuy | 4/1200 m | 0/4/4/0/0 | - | 4d |
| Sokoura | 4/510 m | 0/2/1/0/0 | 2 | - |
| Tiou-Tiou | 6/2310 m | 0/4/4/0/0 | - | 4d |
| Tominian | 3/1060 m | 0/2/2/0/0 | 2 | - |
| Zokwe | 4/1730 m | 0/1/1/0/0 | 4 | 2d, 3d |
| Zoufian | 6/1620 m | 0/7/7/0/0 | 2 | 3d, 2d ?? |
| total: | 25'900 m | 126 SFR | 25 SG | 19 SPD |

IOR: mesure de l'inphase, outphase et résistivité. SFR: sondage de fréquence. SG: sondage géométrique. SPD: sondage pluridirectionnel.

ANNEXE 7

| | |
|--|-----------|
| FORAGES DU SECTEUR B17, SITE DE BURE..... | A7 |
| A.7.1. Description schématique des forages de B17..... | 2 |
| A.7.2. Levé détaillé des forages NEB7, NEB10, NEB11 et NEB6..... | 3 |

FORAGES DU SECTEUR B17, SITE DE BURE

A.7.1. DESCRIPTION SCHEMATIQUE DES FORAGES DE B17.

Le NEB7 (566975/257258/517.28) atteint, à 458.3 m, l'horizon repère du toit des couches calcaire-marneuses de Liesberg, représentant la base de la série calcaire du Rauracien.

Le modèle géologique de ce forage est: 6 m de couverture limono-argileuse quaternaire; un épikarst de 2 mètres, 51 m de calcaires récifaux hétérogènes localement fracturés et karstifiés (vide karstique de - 27.82 à - 28.95 m) et env. 8 à 10 m de calcaires marneux (couches de Liesberg) surmontant les marnes de l'Oxfordien (non atteintes par NEB7).

Le NEB10 (567141/257332/514.68) effleure, à 463.9 m (- 50.78 m depuis le sol), la paroi Sud de la branche fossile du réseau karstique principal. L'horizon repère du toit des couches de Liesberg est coté à 452.73 m, donc 5.8 m plus bas qu'au NEB7.

Le modèle géologique de ce forage est: 1.5 m de couverture limono-argileuse quaternaire; un mètre d'épikarst (évaluation); 61 m de calcaires récifaux hétérogènes localement fracturés et karstifiés (vides centimétriques) et env. 2.5 m de calcaires marneux (couches de Liesberg) surmontant les marnes de l'Oxfordien dont le toit est coté à 449.88 m.

Le NEB6 (566984/ 257366/534.84) n'atteint pas l'horizon repère du toit des couches de Liesberg, à la base de la série calcaire du Rauracien mais la base du Rauracien sup. crayeux est cotée à 510.64 m. En admettant une épaisseur jusqu'au toit des couches de Liesberg de 58 m (cf NEB10), cet horizon repère se situerait à la cote 452.64 m (identique à NEB10)

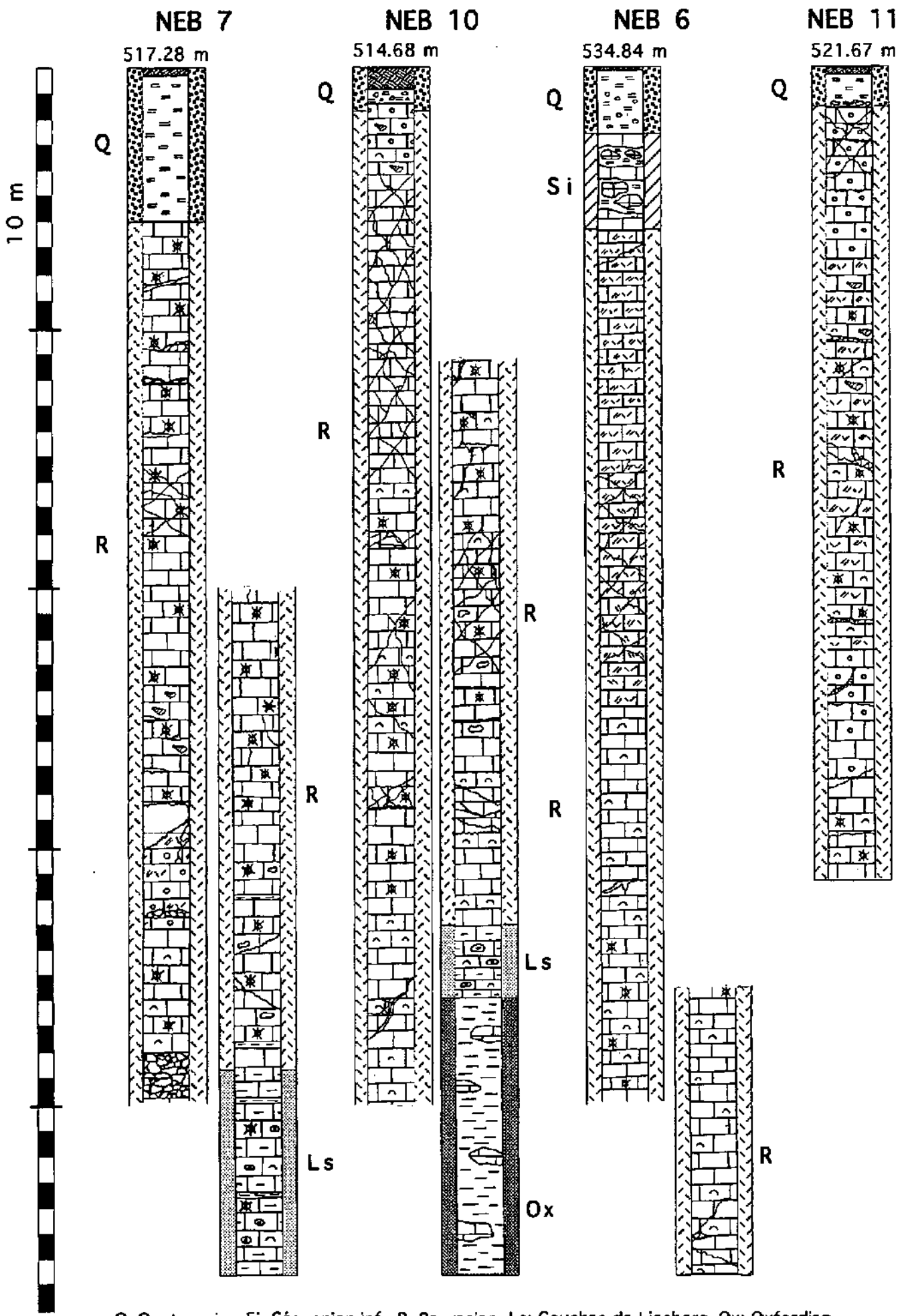
Le modèle géologique de ce forage est: 2.5 m de couverture limono-argileuse quaternaire; 4 mètres d'épikarst et plus de 44.50 m de calcaires hétérogènes localement fracturés mais relativement peu karstifiés.

Le NEB11 (567.251/257151/521.67) avec une profondeur de 31.30 m n'atteint pas le toit des couches de Liesberg. En admettant une épaisseur jusqu'au toit des couches de Liesberg de 58 m (cf NEB10) et une cote de la base de la formation crayeuse rauracienne à -7.25 m, ce toit des couches de Liesberg serait coté à 456.42 m. Soit env. 4 m. au dessus de celui du NEB 10 et NEB6 et env. 2 m. au dessous de la cote du NEB7.

Le modèle géologique de ce forage est: 1.5 m de couverture limono-argileuse quaternaire; 2 mètres d'épikarst (évaluation) et plus de 27 m de calcaires rauraciens.

A.7.2. LEVE DETAILLE DES FORAGES NEB7, NEB10, NEB11 ET NEB6 (D'APRES MEURY, FLURY & RIEBEN 1991, MODIFIE).





Q: Quaternaire, Si: Séquanien inf., R: Rauracien, Ls: Couches de Liesberg, Ox: Oxfordien

ANNEXE 8

| | |
|--|------------|
| CRITÈRES D'IMPLANTATION ET LEVÉS DES FORAGES DU SECTEUR B19, SITE DU MAIRA | A 8 |
| A.8.1. Valeurs RMT brutes sur le profil 1 et indication des critères géophysiques choisis pour l'emplacement des forages FN1, FN2, MIL3, MIL2, MIL1 et MIL9 (flèches). | 2 |
| A.8.2. Levé détaillé des forages carottés FN1, FN2, NEB9 et des forages destructifs MIL3, MIL2, MIL1, MIL9 et MIL4..... | 4 |

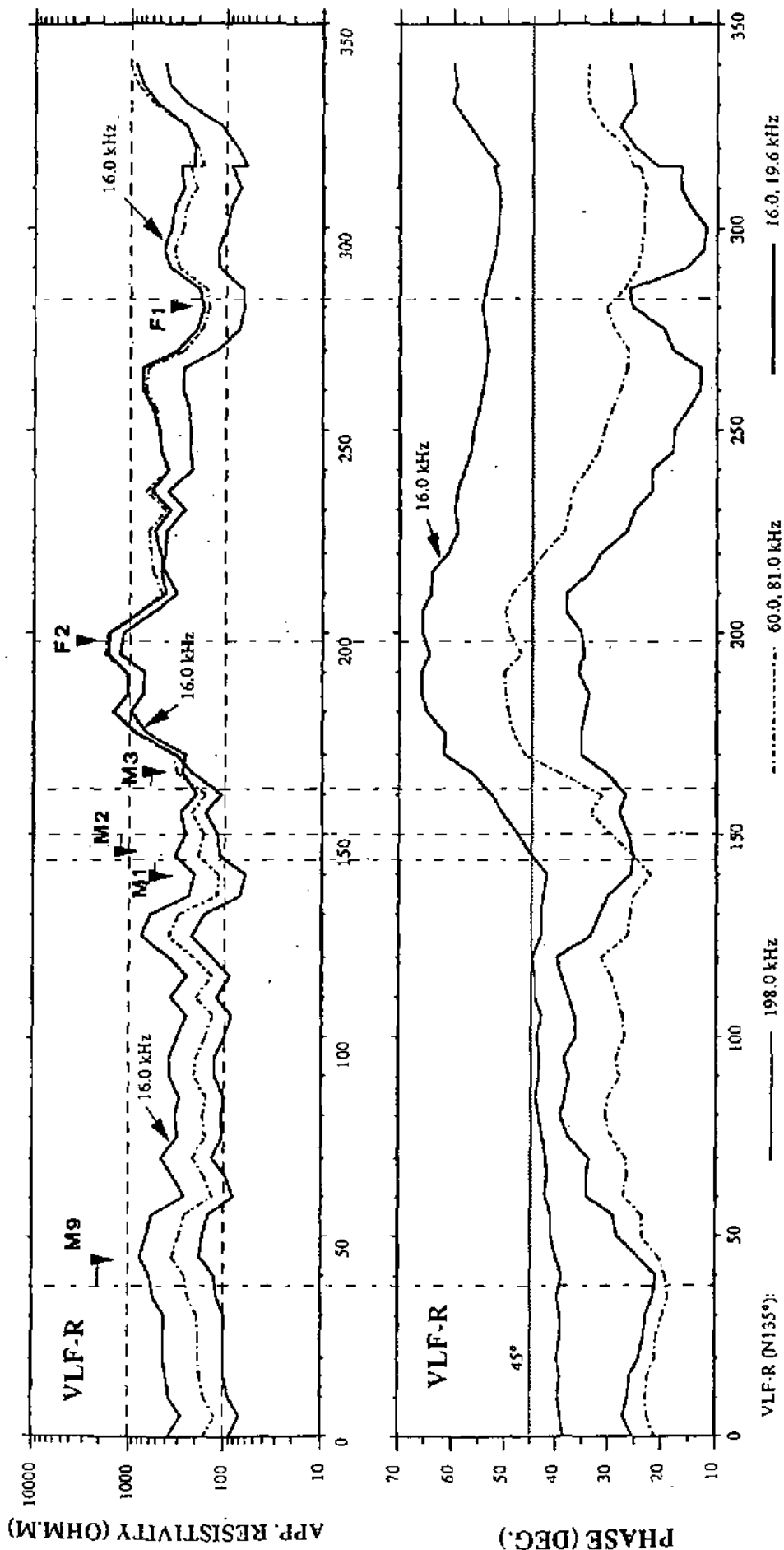
CRITÈRES D'IMPLANTATION ET LEVÉS DES FORAGES DU SECTEUR B19, SITE DU MAIRA

A.8.1. MESURES RMT-R SUR LE PROFIL I ET INDICATION DES CRITERES GEOPHYSIQUES D'IMPLANTATION POUR LES FORAGES FN1, FN2, MIL3, MIL2, MIL1 ET MIL9 (FLECHES).

- MIL9:** hors faille. Implantation sur un maximum local de résistivité.
- MIL1:** zone de faille. Implantation sur un minimum de résistivité (16 kHz).
- MIL2:** zone de faille. Implantation au centre de l'anomalie, sur maximum local de résistivité.
- MIL3:** zone de faille. Implantation dans la zone de transition des résistivités.
- FN2:** marge de faille. Implantation sur un maximum de résistivité (16 kHz).
- FN1:** zone de faille. Implantation sur un minimum de résistivité (16 kHz).

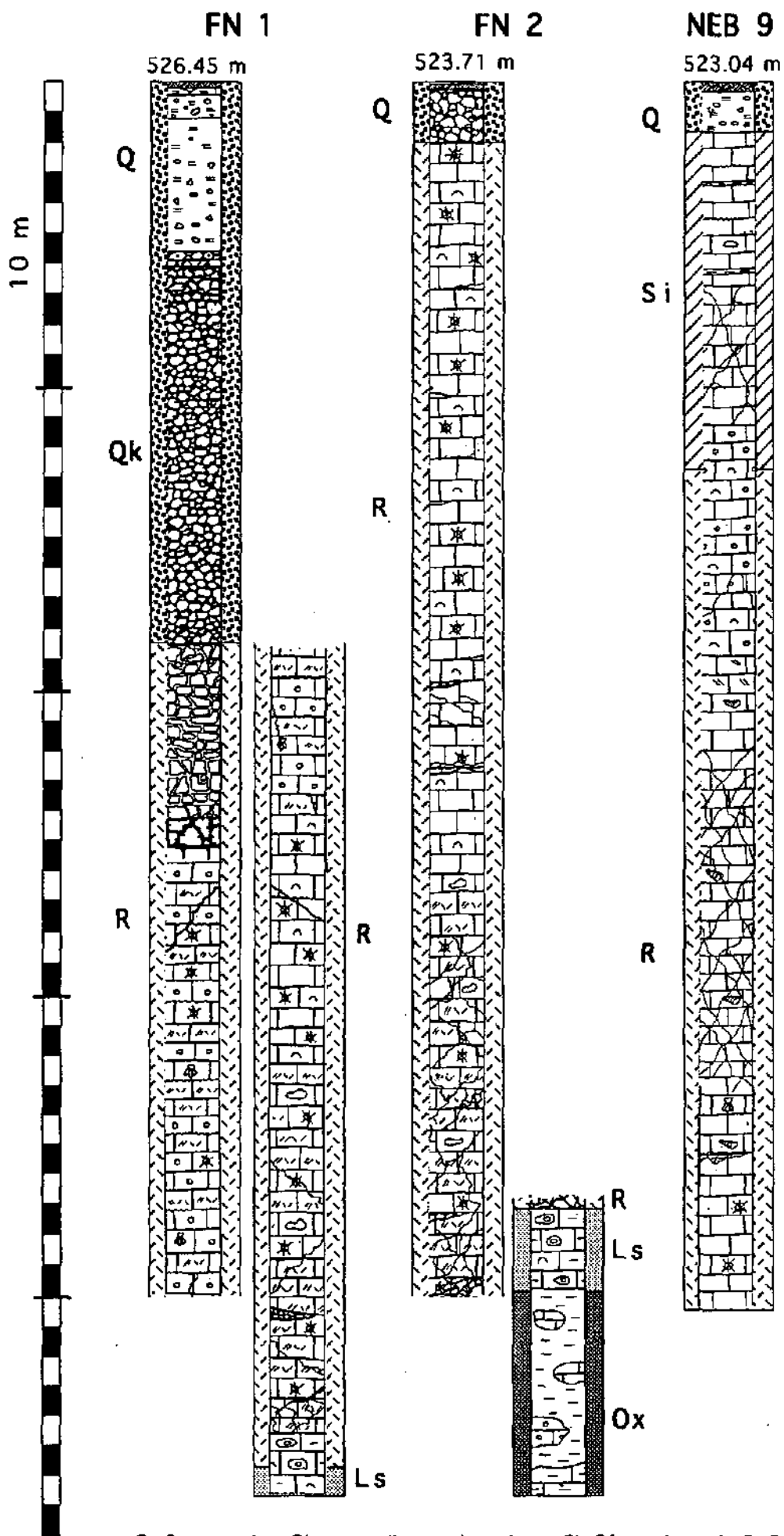


B19 - P1



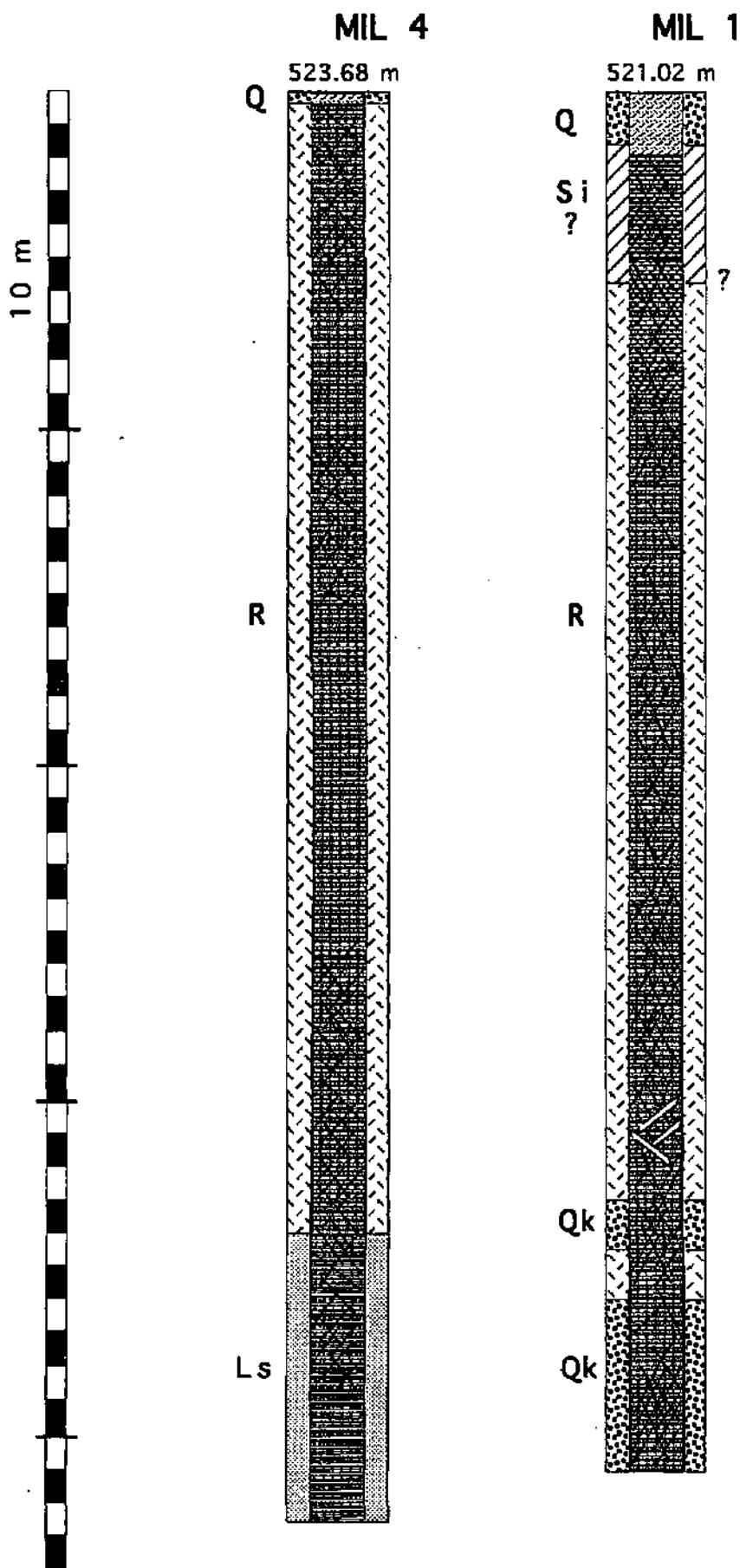
A.8.2.a. LEVE DETAILLE DES FORAGES CAROTTES FNI, FN2 ET NEB9 (D'APRES MEURY, FLURY & RIEBEN 1991, MODIFIE).

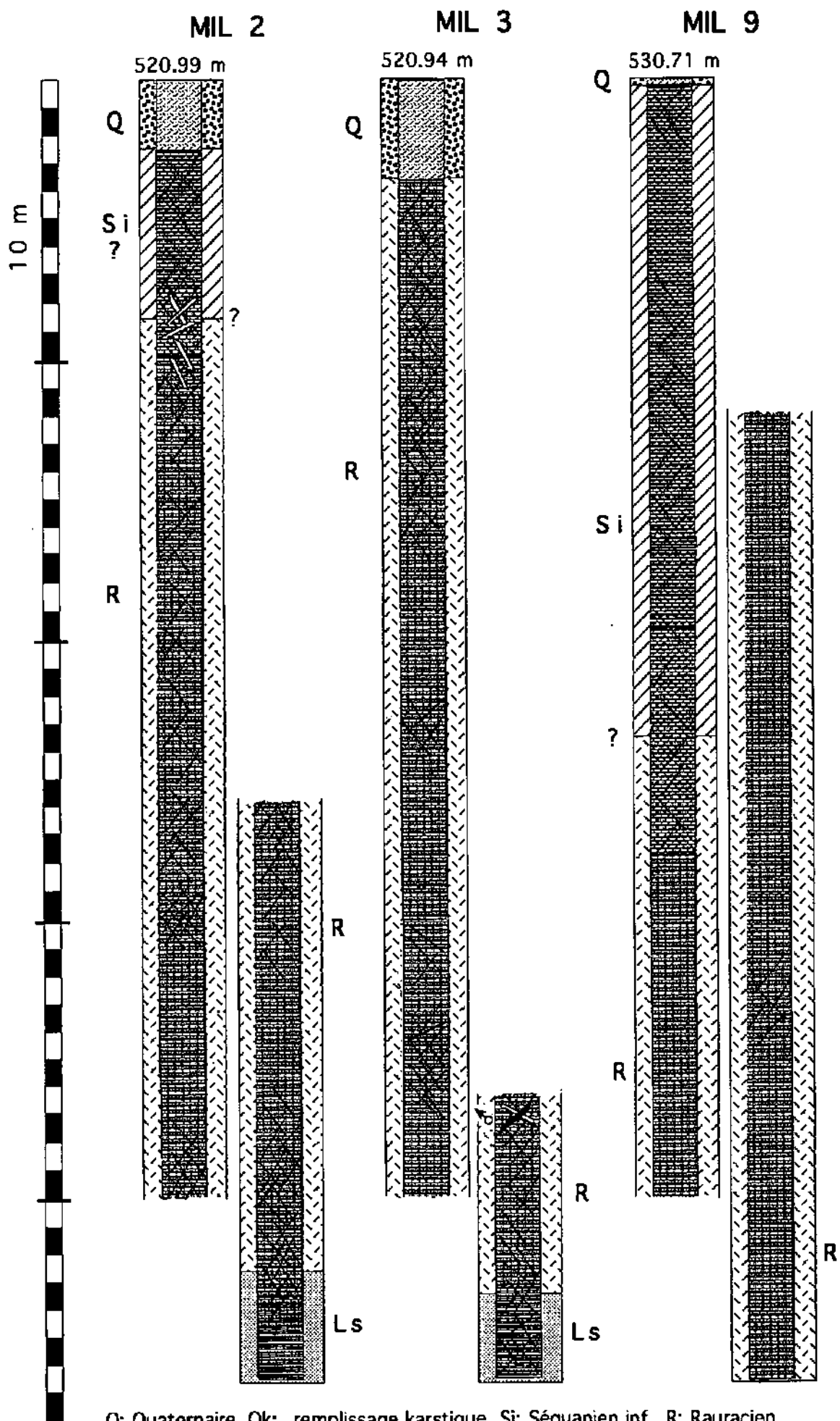




Q: Quaternaire, Qk: remplissage karstique, Si: Séquanien inf., R: Rauracien, Ls: Couches de Liesberg, Ox: Oxfordien.

A.8.2.b. LEVE DETAILLE DES FORAGES DESTRUCTIFS MIL4, MIL1, MIL2, MIL3 ET MIL9.





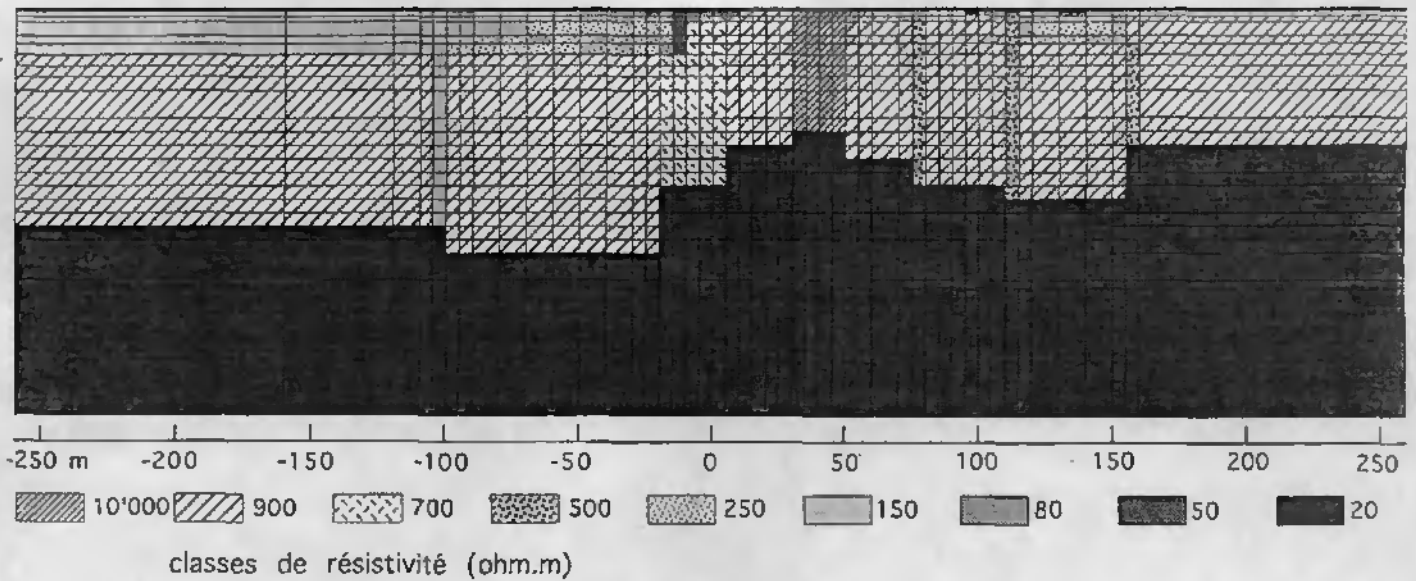
Q: Quaternaire, Qk: remplissage karstique, Si: Séquanien inf., R: Rauracien, Ls: Couches de Liesberg.

ANNEXE 9

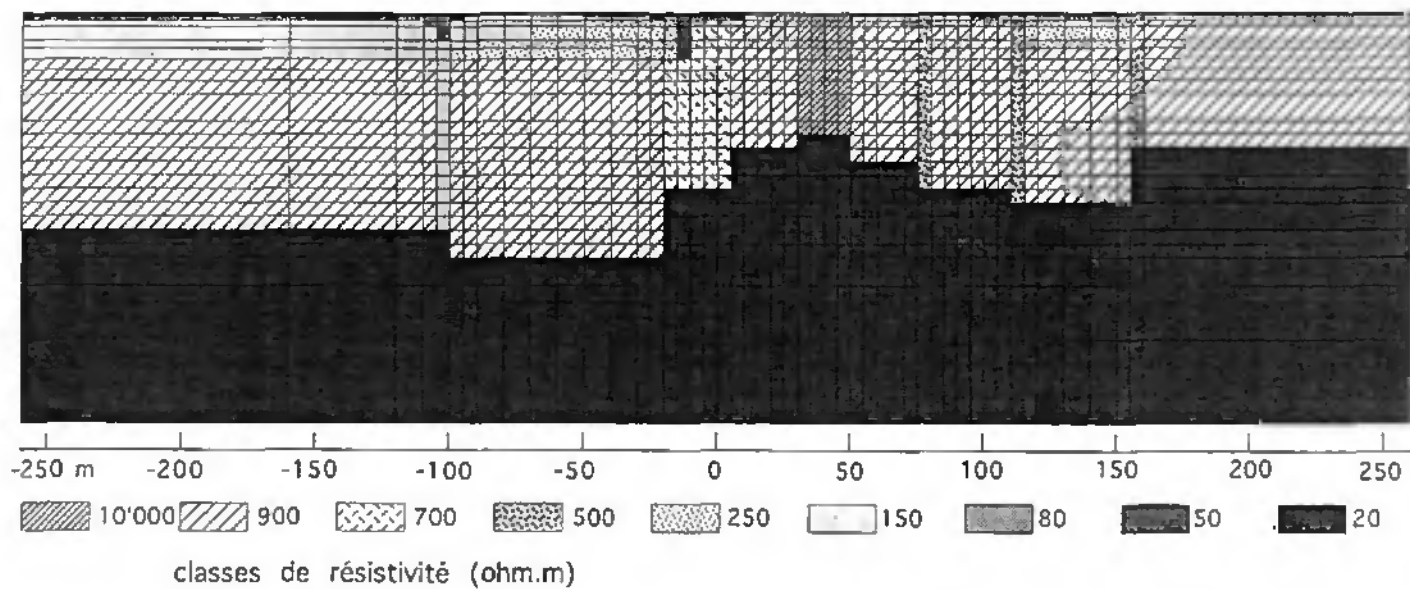
| | |
|---|-----------|
| PARAMÈTRES DE MODELISATION 2D, SITE DU MAIRA, B19-P1 | A9 |
| A.9.1. Structure des résistivités pour le modèle 2D de P1 à 16.0 kHz..... | 3 |
| A.9.2. Structure des résistivités pour le modèle 2D de P1 à 60.0 kHz..... | 4 |
| A.9.3. Courbe mesurée et calculée pour la phase en pol E à 60 kHz (PHE) et courbe calculée correspondante pour la phase en pol H..... | 5 |
| A.9.4. Structure des résistivités pour le modèle 2D de P1 à 198.0 kHz..... | 6 |
| A.9.5. Courbe mesurée et calculée pour la phase en pol E à 198 kHz (PHE) et courbe calculée correspondante pour la phase en pol H..... | 7 |

PARAMÈTRES DE MODELISATION 2D. PROFIL 1

A.9.1. STRUCTURE DE RESISTIVITE POUR LE MODELE 2D À 16.0 KHZ. PROFIL 1



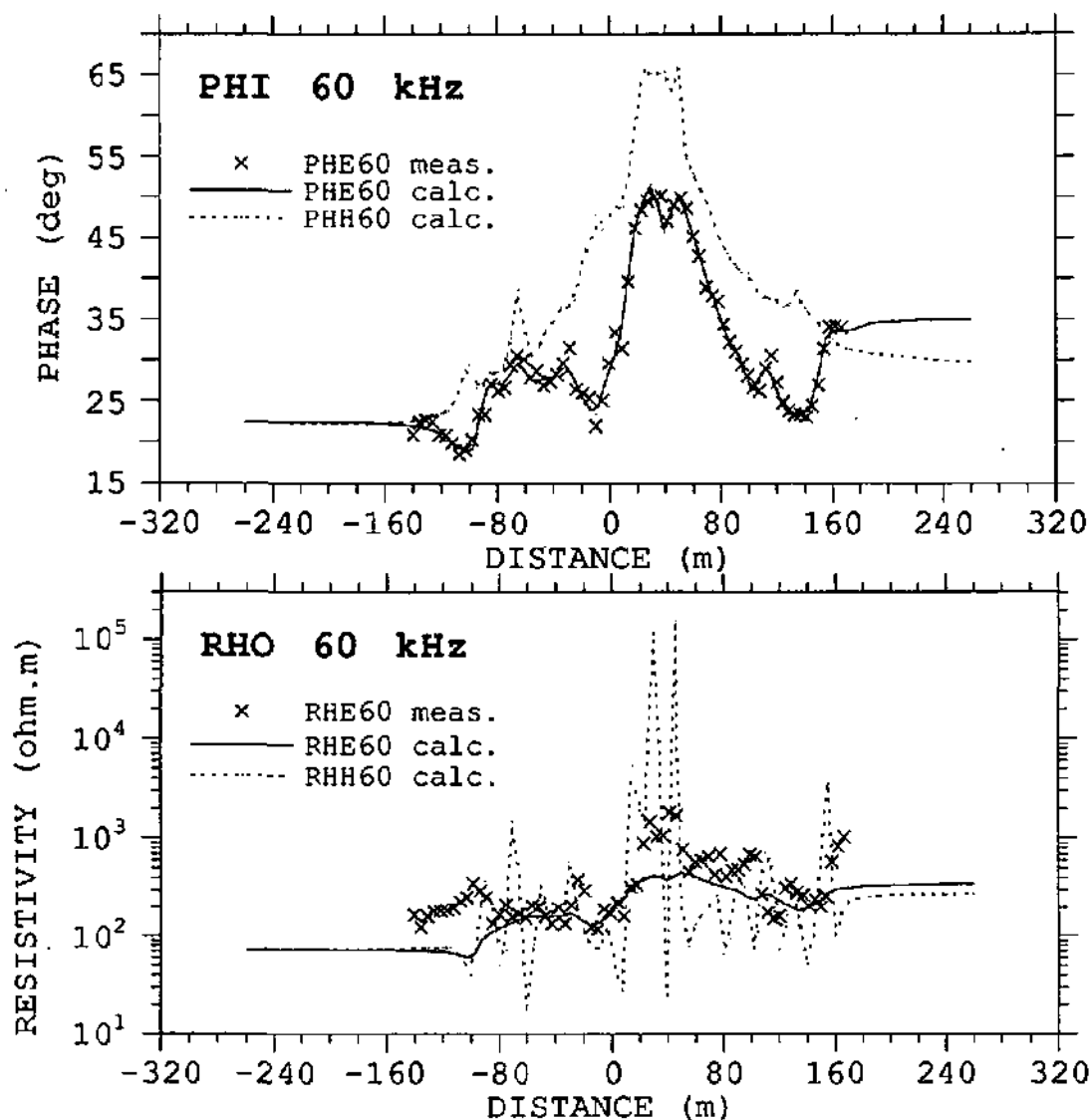
A.9.2. STRUCTURE DE RESISTIVITE POUR LE MODELE 2D À
60.0 KHZ. PROFIL 1



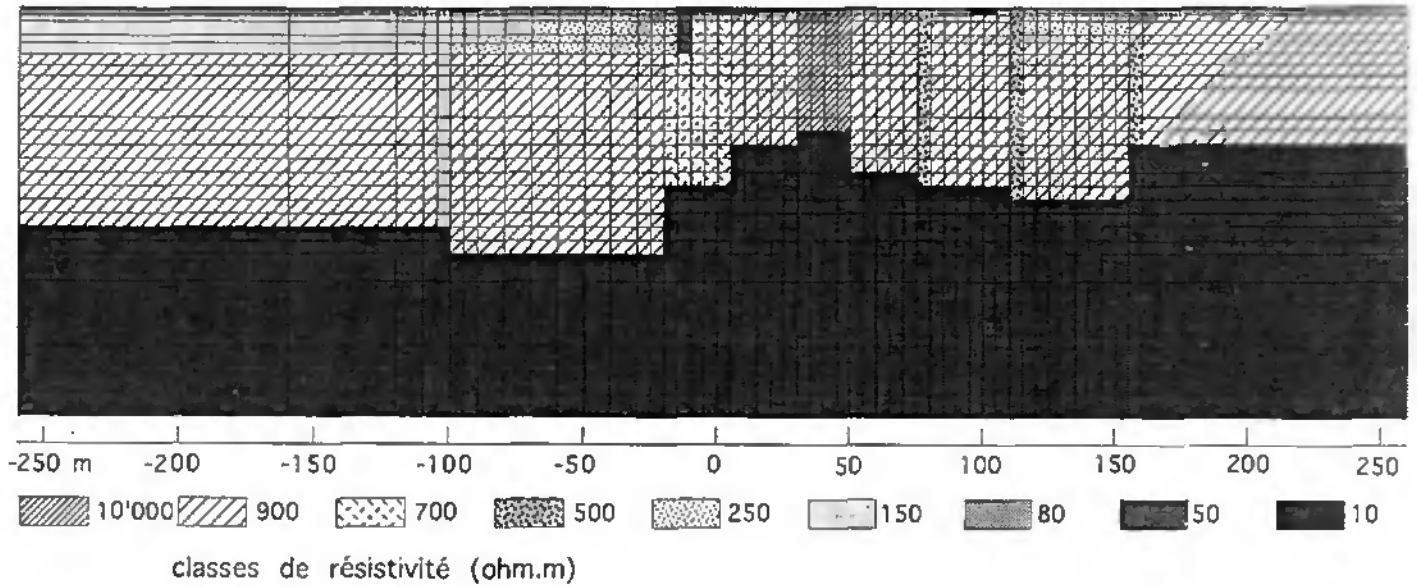
A.9.3. COURBE MESUREE ET SOLUTIONS À 60 KHZ. PROFIL 1

Courbes mesurée et calculée pour la phase en pol E (PHE) et courbe calculée correspondante pour la phase en pol H (PHH), 60 kHz.

Courbe mesurée et calculée pour la résistivité apparente en pol E (RHE) et courbe calculée correspondante pour la résistivité en pol H (RHH), 60 kHz.



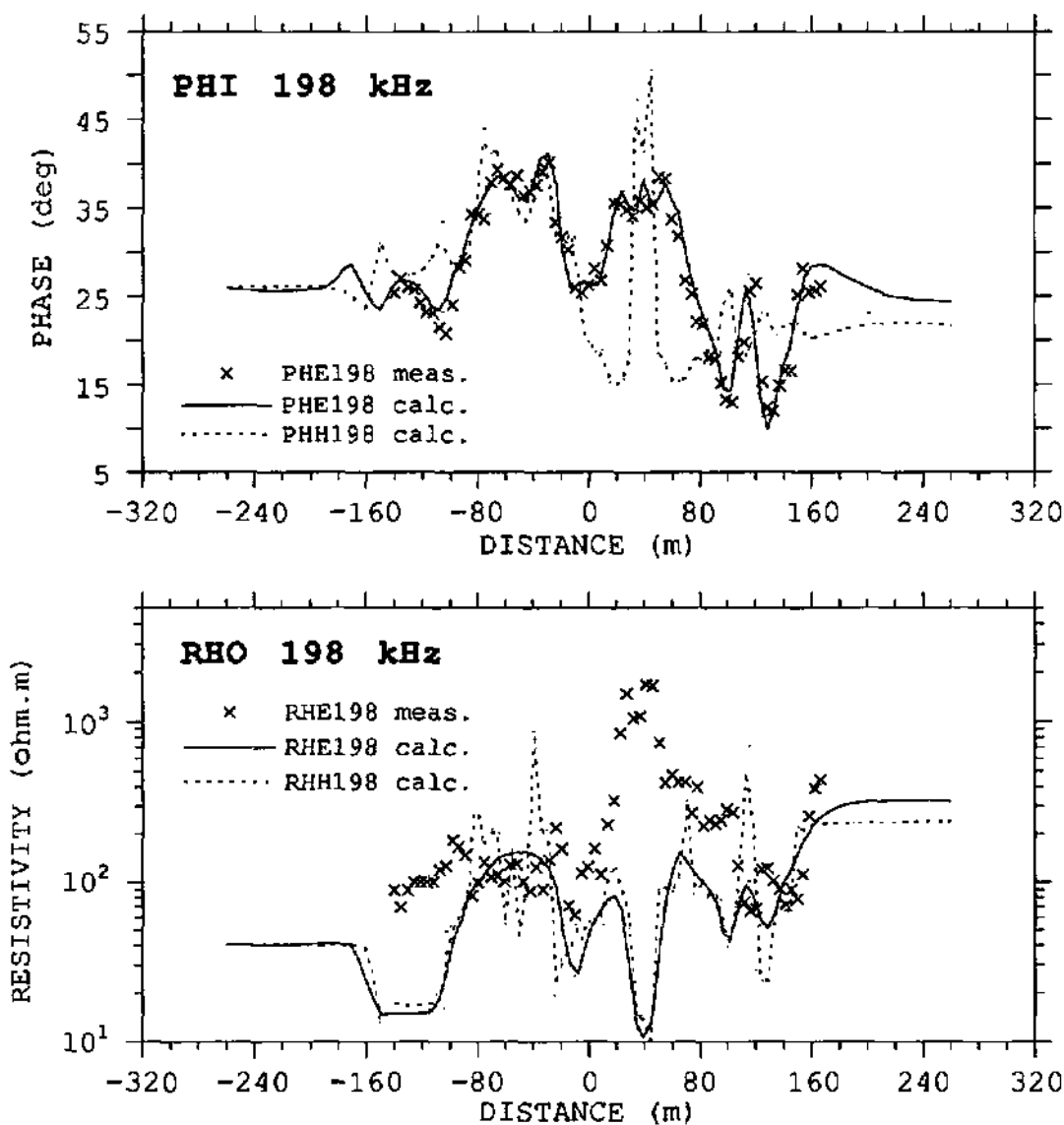
A.9.4. STRUCTURE DE RESISTIVITE POUR LE MODELE 2D À
198.0 KHZ. PROFIL 1



A.9.5. COURBE MESUREE ET SOLUTIONS À 198 KHZ. PROFIL 1.

Courbes mesurée et calculée pour la phase en pol E (PHE) et courbe calculée correspondante pour la phase en pol H (PHH). 198 kHz

Courbe mesurée et calculée pour la résistivité apparente en pol E (RHE) et courbe calculée correspondante pour la résistivité en pol H (RHH). 198 kHz



ANNEXE 10

DONNÉES DE TRAÇAGE, SITE DU MAIRA.....A10

A.10. Description des essais de traçage au NaCl effectués sur le site du Maira (d'après Jeannin, non publié).....2

DONNÉES DE TRAÇAGE, SITE DU MAIRA

- A.10. DESCRIPTION DES ESSAIS DE TRAÇAGE AU NACL EFFECTUES SUR LE SITE DU MAIRA (D'APRES JEANNIN, NON PUBLIE).**



| Nom | Site | NaCl | Eau de dilution | Eau de poussage | Débit inj. | Débit riv. | Restitution | Vitesse | 1er réaction | Date | Début injection | Fin injection | Début poussage | Fin injection |
|-------|---------------|--------|-----------------|-----------------|------------|------------|-------------|---------|--------------|----------|-----------------|---------------|----------------|---------------|
| M-T1 | fosse | 200 kg | 3000 l | 3000 l | faible | 15 l/s | 31% | 26m/h | =11h | 12.8.91 | 12:10 | 13:45 | 14:20 | 13:45 |
| M-T2 | fosse | 200 kg | 1000 l | 3000 l | faible | 14 l/s | 32% | 33m/h | =9h | 20.8.91 | 11:50 | 12:35 | 12:35 | 17:45 |
| M-T3 | dans rivière | 50 kg | | | | | | | | 24.8.91 | 11:08 | 11:28 | | |
| M-T4 | forage MIL 1 | 100 kg | | 4000 l | fort | =22 l/s | =5% | | | 14.11.91 | 12:28 | 12:30 | 12:30 | 12:38 |
| M-T5 | forage MIL 5 | 50 kg | 3000 l | 2 3000 l | faible | 25 l/s | 57% | 70m/h | =2h | 5.12.91 | 12:05 | 12:20 | 12:10 | 13:30 |
| M-T6 | forage NEB 9 | 50 kg | 2500 l | | fort | 23 l/s | 80% | 49m/h | =4h | 6.12.91 | 12:41 | 13:50 | | |
| M-T7 | forage MIL 6 | 100 kg | 3000 l | | 5 l/s | 22 l/s | 14% | 38m/h | =5h | 9.12.91 | 20:24 | 20:36 | | |
| M-T8 | forage MIL 7 | 100 kg | 3000 l | | fort | 22 l/s | 28% | 64m/h | =3h | 10.12.91 | 17:41 | 17:53 | | |
| M-T9 | forage MIL 7 | 15 kg | 2 x 60 l | | faible | =35 l/s | 100% | 50m/h | =6h | 18.12.91 | 15:01 | 15:16 | | |
| M-T10 | forage MIL 8 | 100 kg | 3000 l | | 5 l/s | 32 l/s | 21% | 18m/h | =11h | 19.5.92 | 21:19 | 21:31 | | |
| M-T12 | forage MIL 4 | 100 kg | 3000 l | | 5 l/s | 30 l/s | 10% | 34m/h | =6h | 21.5.92 | 10:15 | 10:27 | | |
| M-T13 | forage FN 2 | 100 kg | 3000 l | | 5 l/s | 29 l/s | =5% | | | 26.5.92 | 16:40 | 16:50 | | |
| M-T14 | forage MIL 3 | 150 kg | 3000 l | 3000 l | 5 l/s | 21 l/s | 83% | 63m/h | =7h | 9.9.92 | 13:53 | 14:03 | 14:03 | 14:13 |
| M-T15 | forage MIL 5 | 50 kg | 1000 l | 2000 l | 5 l/s | =19 l/s | 78% | 70m/h | =2h | 15.9.92 | 13:52 | 13:56 | 13:56 | 14:03 |
| M-T16 | forage FN 2 | 150 kg | 3800 l | 2200 l | 5 l/s | =17 l/s | | | | 29.9.92 | 14:30 | 14:42 | 14:42 | 14:51 |
| M-T17 | forage MIL 7 | 50 kg | 1000 l | 2800 l | 5 l/s | =15 l/s | | 58m/h | =2h | 7.10.92 | 11:43 | 11:46 | 11:46 | 12:00 |
| M-T18 | forage FN 1 | 250 kg | 3000 l | 4000 l | 2.5 l/s | =150 l/s | 100% | 81m/h | =6.5h | 2.12.92 | 11:50 | 12:13 | 12:16 | 13:00 |
| M-T19 | forage MIL 2 | 200 kg | 3000 l | 3500 l | 5 l/s | 48 l/s | 32% | 133m/h | =3.5h | 23.12.92 | 11:24 | 11:36 | 11:41 | 11:51 |
| M-T20 | forage MIL 1 | 250 kg | 3000 l | 3000 l | 5 l/s | = 30 l/s | 90% | 103m/h | =4.5h | 7.1.93 | 14:58 | 15:10 | 15:10 | 15:20 |
| M-T21 | forage NEB 13 | 150 kg | 3500 l | 4000 l | 5 l/s | | 0% | | | 19.1.93 | 11:21 | 11:34 | 11:35 | 11:51 |
| M-T22 | forage MIL 9 | 200 kg | 3000 l | 3000 l | 30 l/min | 29 l/s | | | | 10.2.93 | 10:55 | 13:45 | 14:18 | 16:45 |
| M-T23 | Forage MIL 7 | 50 kg | 3500 l | 4000 l | 5 l/s | 29 l/s | 15% | 136 m/h | 1h20mn | 27.4.93 | 14:55 | 15:06 | 15:06 | 15:17 |
| M-T24 | Forage MIL 7 | 50 kg | 3000 l | 2700 l | 5 l/s | 24 l/s | 79% | 113 m/h | 1h35mn | 6.5.93 | 12:37 | 12:48 | 12:48 | 12:57 |
| M-T25 | Forage FN 2 | 500 kg | 10000 l | 4000 l | 5 l/s | 23 l/s | 10% | 56 m/h | 8h20mn | 9.6.93 | 1.1.04 | 13:58 | 14:05 | 14:19 |