

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

GÉOPHYSIQUE

No 18

Publiés par la Commission Suisse de Géophysique
et la Commission Géotechnique Suisse,
Organes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles,
subventionnées par la Confédération

ETUDE GEOELECTRIQUE ET GRAVIMETRIQUE DU CHABLAIS ENTRE ANIERES ET EVIAN

par

HANS BUCHLI
ROLAND PAQUIN
ALAIN DONZE

En Commission
chez Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Berne

Blanc-Wittwer S.A., Genève
1976

PREFACE DE L'EDITEUR

La présente publication No 18 comprend trois thèses de géophysique appliquée ayant trait à la même région, le Chablais français, soit la rive sud du lac Léman. Ce sont celles de MM. Hans Büchli, Alain Donzé et Roland Paquin; ces travaux ont été exécutés à l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne sous la direction du professeur Camille Meyer de Stadelhofen.

Cette publication présente in extenso les parties expérimentales des trois études. Quant aux considérations théoriques faites par chaque auteur, elles ont été regroupées dans cette édition commune, pour éviter des répétitions et pour gagner une place précieuse.

L'exposé comporte deux parties: l'une concernant l'étude des propriétés géoélectriques des terres rencontrées, ce sont les thèses de MM. H. Büchli et R. Paquin, et la seconde l'étude des propriétés gravimétriques, réalisée par la thèse de M. A. Donzé.

Cette publication a été décidée en 1974, l'édition a été entièrement prise en charge par l'Institut de géophysique aussi bien pour l'exécution des parties résumées que pour les travaux graphiques. Cependant, le fond du texte et des figures est laissé à la seule responsabilité des auteurs. Notre gratitude va spécialement aux professeurs Camille Meyer de Stadelhofen et Raymond Olivier, ainsi qu'à M. Francis Perret, dessinateur de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne.

Nous remercions les auteurs pour leurs intéressantes contributions à la recherche géophysique et hydrologique de la région lémanique et également pour leur participation financière.

L'Etat de Vaud a bien voulu lui aussi contribuer aux frais d'impression, qu'il veuille accepter notre gratitude.

Zürich, avril 1976

*Au nom de la
Commission Suisse de Géophysique*

*Le président:
Prof. Stephan Müller*

AVANT-PROPOS

Le lac Léman fait l'objet, depuis quelques années, de nombreuses études géophysiques; parmi ces études, on peut mentionner des mesures géoélectriques sur l'eau, des campagnes de sismique lacustre, un levé magnétique... Ces recherches, tout utiles qu'elles soient, ne sont pas suffisantes, le phénomène lémanique ne saurait être étudié hors de son cadre, il est impossible de comprendre le Léman sans étudier ses rives, il serait absurde de vouloir sortir le lac de son bassin.

C'est fort de cette conviction que l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne a entrepris, après en avoir conféré à Thonon avec des chercheurs français, l'étude de certains aspects de la rive sud du lac.

De même, c'est fort de cette conviction que le Fonds national de la recherche scientifique, puis la Commission géophysique suisse ont bien voulu encourager ces travaux.

Remarque: Le texte intégral de ce travail, constitué par les thèses des trois auteurs, peut être consulté à la Bibliothèque Cantonale et Universitaire à Lausanne et à la Bibliothèque Nationale à Berne.

INTRODUCTION

L'exposé qui suit est le fruit de trois études géophysiques distinctes, bien que coordonnées, exécutées sur la rive sud du lac Léman. La carte ci-dessous indique la situation et l'extension du territoire étudié, d'une part, grâce à la méthode gravimétrique, par A. Donzé, et, d'autre part, grâce à la méthode géoélectrique, par H. Büchli et R. Paquin.

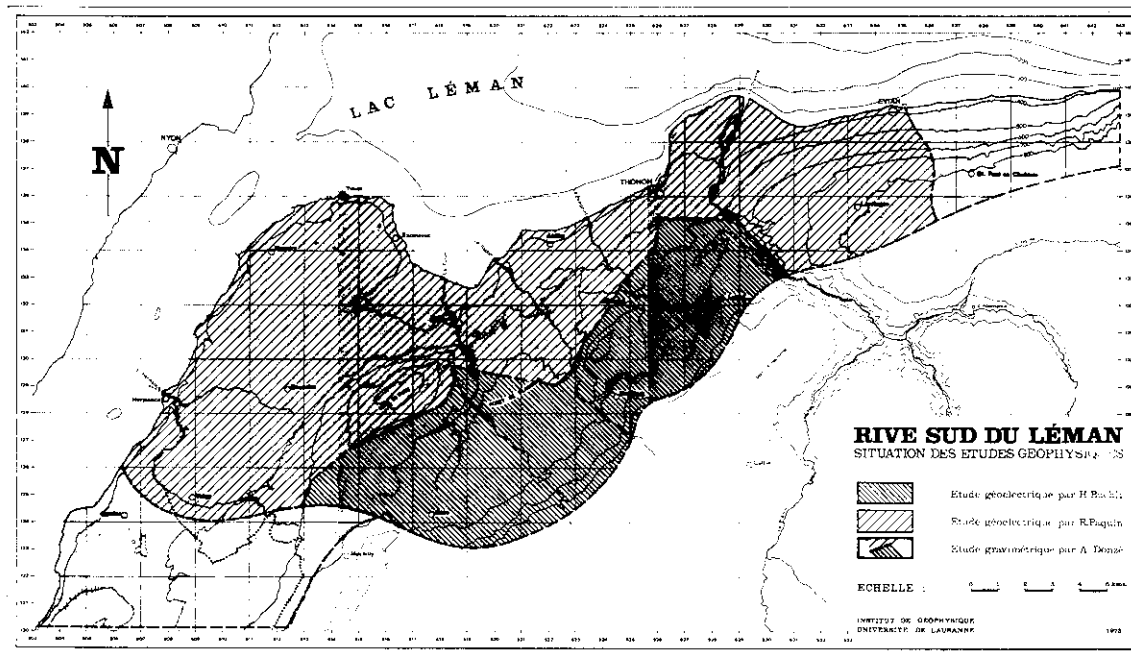


Fig. 1 Situation géographique des trois études géophysiques.

Chacune de ces trois études géophysiques comportait: une introduction théorique fondamentale, des développements théoriques détaillés sur tel ou tel point des méthodes employées, un exposé des résultats obtenus et enfin une interprétation géologique générale.

Pour faciliter la lecture de l'ensemble, nous avons considérablement allégé la partie théorique, pour n'en conserver ici que l'essentiel. Nous avons touché aussi peu que possible à l'exposé des résultats.

Il nous faut dire encore notre gratitude au Fonds national suisse de la recherche scientifique, dont l'aide matérielle a facilité ces études. Nos remerciements vont aussi au professeur C. Meyer de Stadelhofen qui a bien voulu nous conseiller tout au long de ce travail.

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE: ETUDE GEOELECTRIQUE (H. BÜCHLI ET R. PAQUIN)

A) THEORIE

	Page
CHAPITRE 1 <i>Principes fondamentaux</i>	11
CHAPITRE 2 <i>Méthode de mesure et d'interprétation</i>	
2.1 Emploi des abaques	13
2.2 Méthode de réduction	15
2.3 Interprétation des courbes où le substratum est infiniment résistant	20
2.4 Principes fondamentaux et application des courbes de Dar Zarrouk	22
2.5 Calcul des courbes théoriques de S.E. au moyen de l'ordinateur	27

B) RESULTATS OBTENUS DE LA ZONE SUD (H. BÜCHLI)

CHAPITRE 1 <i>Situation géographique et géologique</i>	35
CHAPITRE 2 <i>Méthodes d'investigation utilisées</i>	39
CHAPITRE 3 <i>Résultats obtenus par le trainé électrique</i>	
3.1 Régions où le substratum est subaffleurant	40
3.2 Dépôts quaternaires	41
CHAPITRE 4 <i>Résultats obtenus au moyen des sondages électriques</i>	
4.1 Molasse subaffleurante et Molasse sous le recouvrement quaternaire	45
4.2 Les trois formations du Flysch	45
4.3 Le substratum calcaire	46
4.4 Les terrasses supérieures de Thonon	47
CHAPITRE 5 <i>Conclusions</i>	53

C) RESULTATS OBTENUS DE LA ZONE NORD (R. PAQUIN)

CHAPITRE 1 <i>Situation géographique et géologique</i>	57
CHAPITRE 2 <i>Méthodes d'investigation utilisées</i>	60
CHAPITRE 3 <i>Résultats du trainé électrique</i>	62
CHAPITRE 4 <i>Le problème du Mont de Boisy</i>	
4.1 Coupe géologique no. 1 d'après l'auteur	66
4.2 Coupe géologique no. 2 d'après Lombard	69
4.3 Coupe géologique no. 3 d'après Jayet	69
4.4 Coupe géologique no. 4 d'après Rigassi	72
4.5 Coupe géologique no. 5, synthèse géologique et géophysique	74
4.6 Conclusion	75
CHAPITRE 5 <i>Résultats des sondages électriques</i>	
5.1 Carte des sondages électriques	77
5.2 Cartes des isohypses du toit du substratum	77
CHAPITRE 6 <i>Conclusions</i>	78

CHAPITRE 1 *Introduction*

CHAPITRE 2 *Description du système gravimétrique d'élaboration de l'anomalie de Bouguer*

2.1 L'anomalie de Bouguer	82
2.2 Construction du modèle de Bouguer	84
2.3 Acquisition du g mesuré	84
2.4 Le traitement numérique	85

CHAPITRE 3 *L'interprétation en gravimétrie*

3.1 Introduction à l'étude des anomalies gravifiques	86
3.2 Séparation des anomalies	88
3.3 Brève description, discussion, analyse en domaine fréquentiel des méthodes et comparaison avec l'analyse spectrale des données	89
3.4 Analyse spectrale des données de base: l'anomalie de Bouguer	90
3.5 Modèles mathématiques: modèles paramétriques linéaires	92
3.6 Méthodes de transformation de l'anomalie de Bouguer reposant sur la théorie du potentiel	95
3.7 Qu'est-ce qu'une anomalie résiduelle?	102

CHAPITRE 4 *La géologie régionale en termes de densités*

4.1 Importance du choix d'une densité pour le calcul de l'anomalie de Bouguer et introduction aux méthodes de détermination des densités	103
4.2 Détermination de la densité du remplissage quaternaire du Petit-Lac	108

CHAPITRE 5 *Interprétation des résultats*

5.1 Les données gravimétriques de base	111
5.2 Etude des anomalies résiduelles exprimant des effets peu profonds et obtenus à l'aide des modèles paramétriques linéaires et des méthodes de dérivation	125
5.3 Anomalies résiduelles exprimant des effets profonds et semi-profonds ou résiduelles à grand rayon de courbure (figures 45 et 46)	148

CHAPITRE 6 *Exemple d'analyse des résultats grâce aux moyennes modèles* 154

CHAPITRE 7 *Conclusions* 163

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES I	Carte géologique
PLANCHES II	Carte des résistivités électriques apparentes
PLANCHES III	Résultats principaux des sondages électriques en épaisseurs et résistivités
PLANCHES IV	Isohypses du toit du substratum

Ière PARTIE
ETUDE GEOELECTRIQUE

Hans BÜCHLI et Roland PAQUIN

A) THEORIE

CHAPITRE I

PRINCIPES FONDAMENTAUX

Une des méthodes les plus couramment utilisée en exploration géoélectrique est la méthode des résistivités.

La résistivité reste approximativement constante à l'intérieur d'une formation, alors qu'elle varie considérablement d'une formation à l'autre.

Le paramètre mesuré à la surface est la résistivité apparente qui est fonction des épaisseurs de chaque formation traversée par le courant électrique et de leur résistivité spécifique.

Toutes nos mesures sont effectuées au moyen du dispositif Schlumberger.

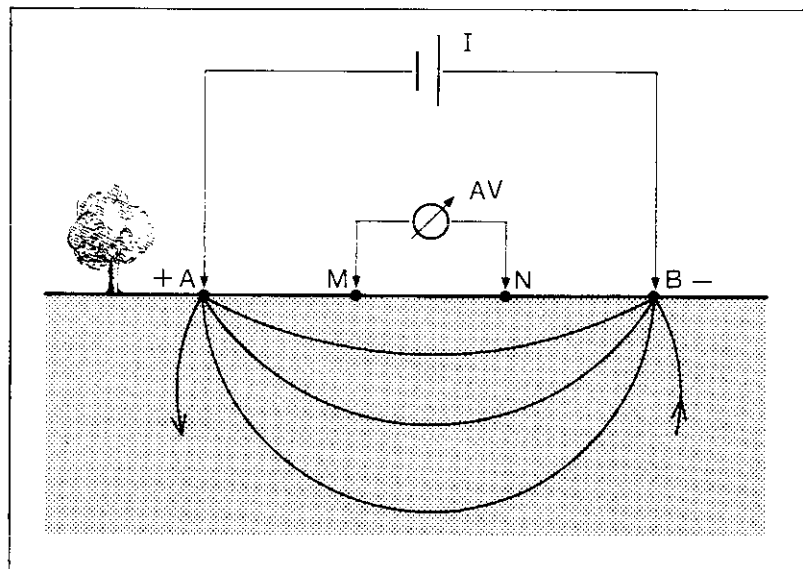


Fig. 2 Le dispositif de trainé SCHLUMBERGER.

Dans ce cas, quatre électrodes sont disposées sur une ligne droite telle que $OA = OB$ et $OM = ON$, le point O étant le centre de symétrie du dispositif. Les deux électrodes extérieures A et B sont utilisées pour l'envoi du courant dans le sol, tandis que la paire d'électrodes M et N mesurent la différence du potentiel, Δu , créée entre M et N. (fig. 2).

La différence de potentiel entre les électrodes M et N est donnée pour un terrain homogène et isotrope par :

$$\Delta u = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\}$$

En explicitant la résistivité ρ , on obtient :

$$\rho = K \frac{\Delta u}{I}$$

où K est le facteur géométrique dépendant de la disposition des électrodes A, M, N, B.

Le plus souvent, la résistivité d'une formation n'est pas déterminée par le type de matériau en présence, mais par sa porosité, son degré de saturation en eau et par la salinité et le mode de distribution de cette eau. Cette particularité fait de la prospection électrique une méthode bien adaptée à l'Hydrogéologie.

CHAPITRE II

METHODES DE MESURE ET D'INTERPRETATION

Le but des mesures de résistivité est de déterminer l'épaisseur et la résistivité spécifique des différentes couches géologiques.

Dans la pratique, deux méthodes complémentaires sont fréquemment utilisées pour l'étude du sous-sol:

- 1) Le trainé électrique qui donne une image des variations horizontales de la résistivité d'une tranche de terrain approximativement constante.
- 2) Le sondage électrique qui permet d'étudier les variations de la résistivité sur un axe vertical, ceci en un point précis de la surface du sol.

Dans les deux cas, la valeur globale mesurée s'appelle la résistivité apparente.

Toutes les méthodes d'interprétation utilisent les données résultant d'une prospection électrique, obtenus en valeurs de la résistivité apparente (ohms.m) en fonction de l'espacement des électrodes. Le but de l'interprétation est de déterminer la profondeur et l'extension d'un ou plusieurs horizons géologiques.

Plusieurs approches du problème ont été successivement utilisées: les plus anciennes, les méthodes empiriques, ne sont guère employées actuellement, car elles ne sont valables que pour des cas d'espèces. En 1955, la Compagnie Générale de Géophysique, en publiant une série de courbes calculées dans les années 1933-36, mit à disposition des géophysiciens un instrument de travail devenu vite indispensable. Actuellement, l'emploi d'ordinateur donne un nouvel essor à l'interprétation des sondages électriques. Le calcul automatique est accompli avec divers programmes. On peut d'ailleurs introduire, avant le calcul, des données géologiques connues ainsi que des contraintes.

Des méthodes plus simples d'interprétation (abaques, méthodes de réduction, courbes de Dar Zarrouk) rendent possible l'analyse immédiate de la courbe d'un sondage électrique.

Parmi toutes les méthodes d'interprétation existantes, deux ont retenu plus particulièrement notre attention. Ce sont les courbes de Dar Zarrouk et le calcul des courbes théoriques de sondages électriques au moyen de l'ordinateur.

2.1 EMPLOI DES ABAQUES

L'interprétation est basée sur la comparaison entre des courbes résultant de l'investigation sur le terrain et des courbes théoriques déjà calculées. Lorsque la coïncidence est parfaite, les valeurs terrain-théorie sont identiques. On détermine ainsi les différentes valeurs de h_i et ρ_i , respectivement la profondeur et la résistivité de chaque couche. Toutes les courbes théoriques ne sont pas réalisables car elles formeraient un ensemble difficilement utilisable.

La représentation des courbes de S.E. en échelle bilogarithmique est avantageuse car il est possible de multiplier les résistivités apparentes par un facteur quelconque et les distances $AB/2$ par un autre facteur sans changer l'allure de la courbe. Ces deux opérations ont pour effet de translater la courbe. On peut dès lors comparer deux courbes dont les valeurs h_i et ρ_i sont différentes mais qui ont un commun diviseur.

La précision est fonction de la qualité des mesures et de la ressemblance entre le modèle et la réalité.

Courbe à 2 terrains

C'est le cas le plus simple où une couche d'épaisseur infinie est recouverte par un seul type de terrain dont l'épaisseur nous est inconnue. Dans ce cas, une seule famille de courbes suffit. (fig. 3).

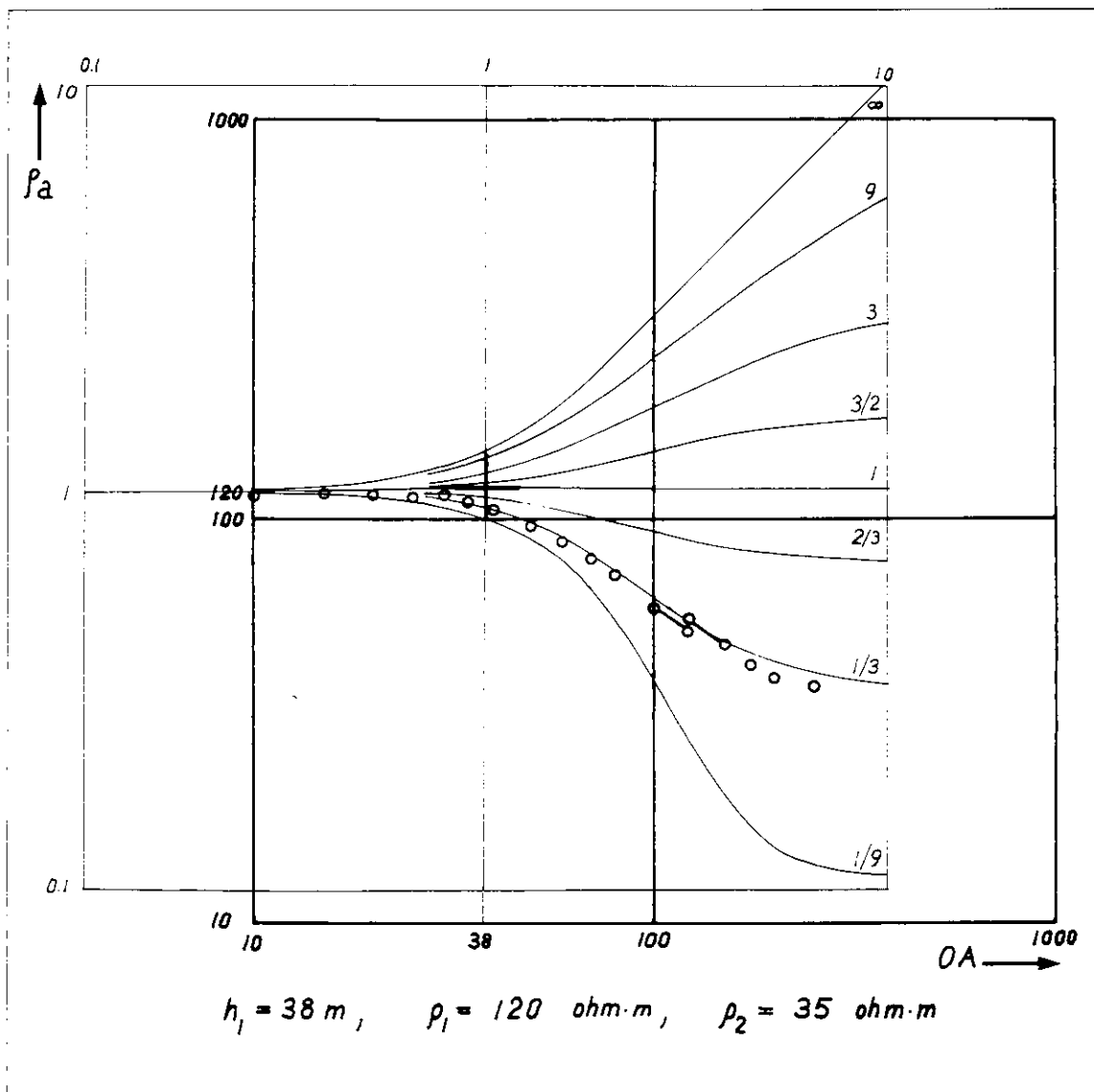


Fig. 3 L'emploi de l'abaque à 2 terrains.

Pour l'interprétation on procède comme suit: par translation et en laissant les axes parallèles à eux-mêmes, on déplace l'abaque 2 terrains en direction de la courbe à déterminer jusqu'à ce que la superposition soit la meilleure. On obtient alors la position de la "croix à gauche" qui nous indique l'épaisseur h_1 en abscisse et la résistivité du premier terrain en ordonnée. ρ_2 est défini par le module ρ_2/ρ_1 de la courbe théorique choisie.

Un choix incorrect de la couche d'abaque impliquera une erreur d'interprétation. L'erreur sur l'épaisseur du premier terrain sera d'autant plus grande que l'imprécision sur ρ_1 sera élevée. Toutes choses égales par ailleurs, un faible contraste de résistivité accroît sensiblement l'erreur si le deuxième terrain est résistant.

Courbes à 3 terrains

Pour définir une courbe de S.E. à 3 terrains, 3 paramètres sont nécessaires pour spécifier complètement les combinaisons d'épaisseurs et de résistivités possibles: ρ_2/ρ_1 , ρ_3/ρ_2 , h_2/h_1 . Les très nombreuses combinaisons possibles ont abouti à la réalisation de plusieurs catalogues de courbes théoriques. La Compagnie Générale de Géophysique a publié un catalogue de 480 courbes où les valeurs de ρ_3 sont les suivantes: $\rho_3 = 0$, $\rho_3 = \infty$, $\rho_3 = \rho_2^2/\rho_1$.

Les courbes 3 terrains publiées par Orellana et Mooney (1966) constituent un ensemble de 912 cas différents répartis sur 76 abaques. En 1969, grâce à l'emploi intensif d'un ordinateur, l'European Association of Exploration Geophysicists publia un catalogue de courbes 3 terrains dont les valeurs ρ_2 et ρ_3 ont été choisies de telle façon que la collection recouvre rarement les deux collections précédentes. Dans cette édition, 2268 courbes sont représentées.

L'interprétation par superposition débute toujours avec un abaque 2 terrains. On définit dans une première approche h_1 et ρ_2 en n'utilisant que le début de la courbe terrain qui approche asymptotiquement le module ρ_2/ρ_1 . ρ_3 est obtenu par l'asymptote terminale du sondage électrique. Connaissant ρ_2/ρ_1 et ρ_3 , il est possible de choisir dans l'ensemble des abaques une famille de courbes semblables au S.E. Le choix de la courbe s'ajustant au mieux avec le S.E. se fait par interpolation. On peut, dès lors, déterminer h_2 . Tous les paramètres du sondage électrique sont connus mais, en vertu des principes de suppression et d'équivalence, la solution n'est pas univoque.

Courbe à plus de 3 terrains

On procède de la même façon que pour l'interprétation de courbes à 3 terrains lorsque les abaques que l'on a à disposition s'approchent du cas étudié. Orellana et Mooney ont établi 480 courbes Schlumberger 4 terrains, Flathe (1963) 72 courbes à 5 terrains. Il est toutefois assez rare que la superposition de l'abaque sur la courbe de S.E. soit suffisante pour la précision demandée et il est nécessaire d'employer d'autres méthodes pour l'interprétation de courbes à plus de 3 terrains. De cas en cas, on peut soit calculer des courbes modèles, soit interpréter la courbe terrain par la méthode de réduction.

Méthodes d'interprétation graphique

Bien souvent, il est nécessaire d'interpréter rapidement un S.E. pour placer judicieusement le suivant. On peut évidemment utiliser les courbes théoriques, mais souvent on rencontre dans la nature des structures trop compliquées pour les abaques. On emploie alors des méthodes d'interprétation graphique qui nécessitent peu de matériel et qui sont de surcroît assez rapides. Plusieurs méthodes graphiques ont été proposées, nous aborderons seulement la méthode de réduction (Partial Curve Matching), ainsi que le cas particulier où le substratum est infiniment résistant.

2.2 METHODE DE REDUCTION

Soit un terrain à 3 couches: Nous pouvons déterminer, à l'aide de l'abaque 2 terrains: ρ_2/ρ_1 et h_1 . L'asymptote pour les grandes distances entre électrodes est parfois visible. Dans ce cas on obtient ρ_3 . Le problème revient donc à déterminer h_2 . Pour ce faire, on réduit les deux couches supérieures en une seule, d'épaisseur et de résistivité fictives. L'effet de cette couche unique doit être le même que l'effet des deux couches.

Des considérations théoriques et une large expérience ont abouti à la création de quatre catégories de courbes 3 terrains (fig. 4) dont les paramètres hf et ρ_f sont déterminés pour la plupart par des formules empiriques. Les catégories sont définies selon les rapports de ρ_1 , ρ_2 et ρ_3 .

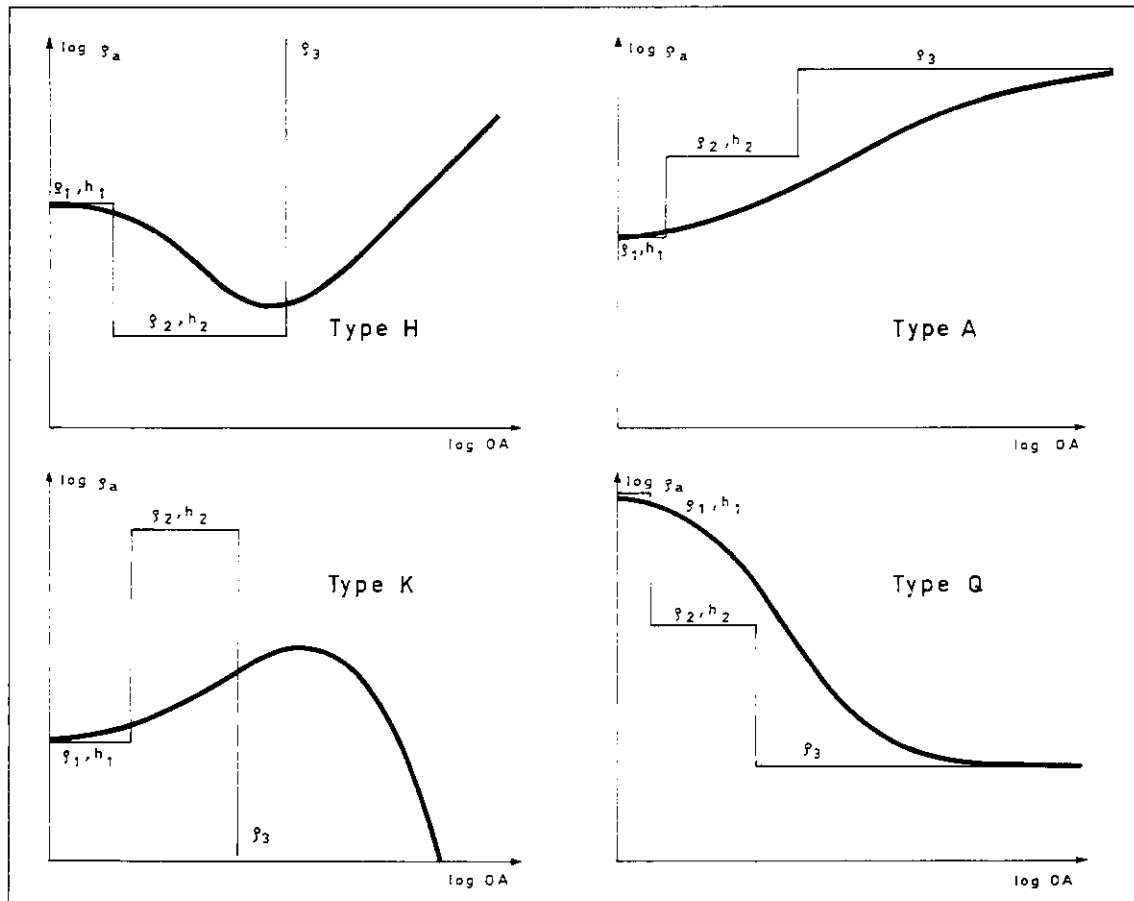


Fig. 4 Les quatre types de courbes intermédiaires à 3 terrains.

TYPE H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

La résistivité du deuxième terrain est plus faible que celle du terrain de surface et que celle du substratum. La courbe montre un minimum caractéristique de cette catégorie. On commet une erreur pratiquement négligeable en supposant dans tous les cas que $\rho_3 = \infty$ pour l'établissement de l'abaque de courbes auxiliaires. Dès lors, le courant circule essentiellement au-dessus du terrain ρ_3 et la conductance longitudinale est primordiale. En remplaçant les deux couches superficielles par une seule, les caractéristiques électriques de cette dernière devront satisfaire:

$$S_f = S_1 + S_2$$

$$h_f = h_1 + h_2$$

$$\rho_f = (h_1 + h_2) / (h_1 / \rho_1 + h_2 / \rho_2)$$

Les inconnues sont h_f , ρ_f et h_2 . Les équations ci-dessus sont utilisées pour la construction de l'abaque de courbes auxiliaires de type H. Pour dessiner l'abaque, on choisit des valeurs de ρ_2/ρ_1 en fonction de l'abaque 2 terrains ainsi que différentes valeurs de h_2/h_1 .

TYPE A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

La résistivité du deuxième terrain, supérieure à ρ_1 augmente l'effet de la résistance transverse T qui n'est plus négligeable. La couche fictive est exprimée par la somme des effets S et T.

$$T_f = T_1 + T_2$$

$$S_f = S_1 + S_2$$

En résolvant ce système d'équations on trouve $h = \lambda (h_1 + h_2)$ et $g_f = \sqrt{T_f/S_f}$. Ainsi l'épaisseur de la couche fictive est augmentée dans le rapport correspondant au coefficient d'anisotropie. L'abaque de courbes auxiliaires est défini par h_f et g_f .

TYPE K: $g_1 < g_2 > g_3$

Pour les courbes de type K la couche fictive est déterminée empiriquement. Son épaisseur est supérieure à $\lambda (h_1 + h_2)$. Le coefficient d'anisotropie est augmenté par un coefficient qui est fonction de l' λ (Kalenov, 1957).

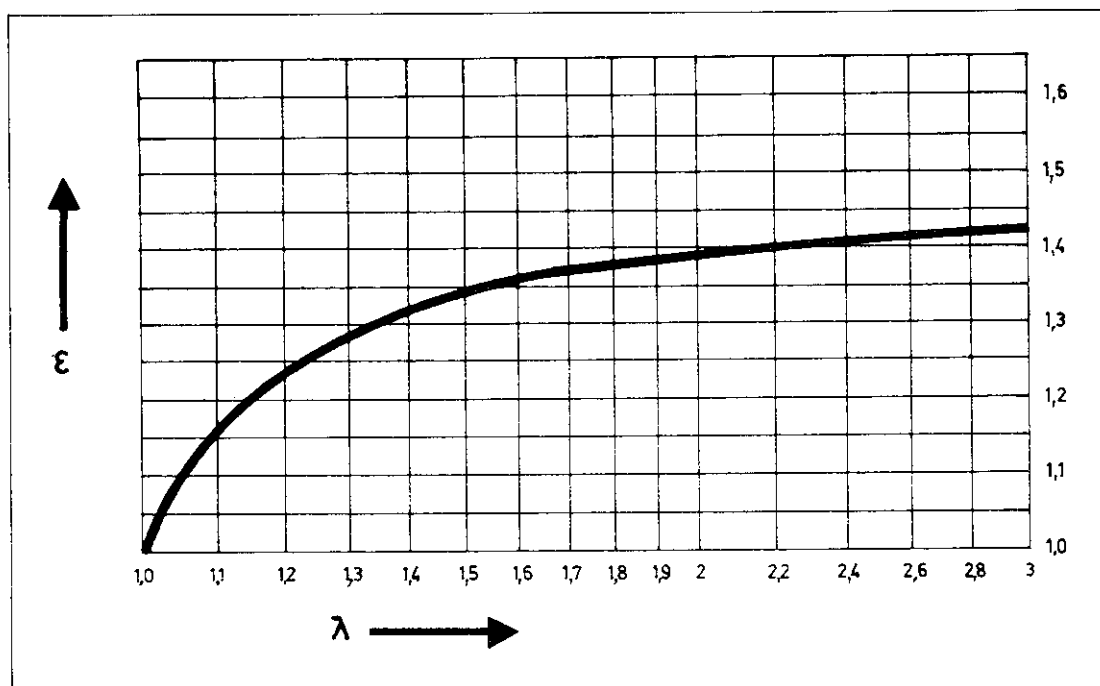


Fig. 5 Facteur de construction des courbes fictives de type K.

Les formules valables pour la construction de l'abaque dit d'anisotropie déplacé seront les suivantes:

$$h_f = \sqrt{S_f - T_f}$$

$$g_f = \sqrt{T_f/S_f}$$

TYPE Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Les résistivités décroissent avec la profondeur. Le début de la courbe est semblable au type H. On ne peut cependant utiliser le même abaque car la dernière couche très conductrice n'est plus négligeable. Empiriquement on a déterminé un facteur multiplicateur n qui diminue l'épaisseur totale $h_1 + h_2$. Ce coefficient varie en fonction de h_1/h_2 et ρ_2/ρ_1 comme l'indique la figure ci-dessous.

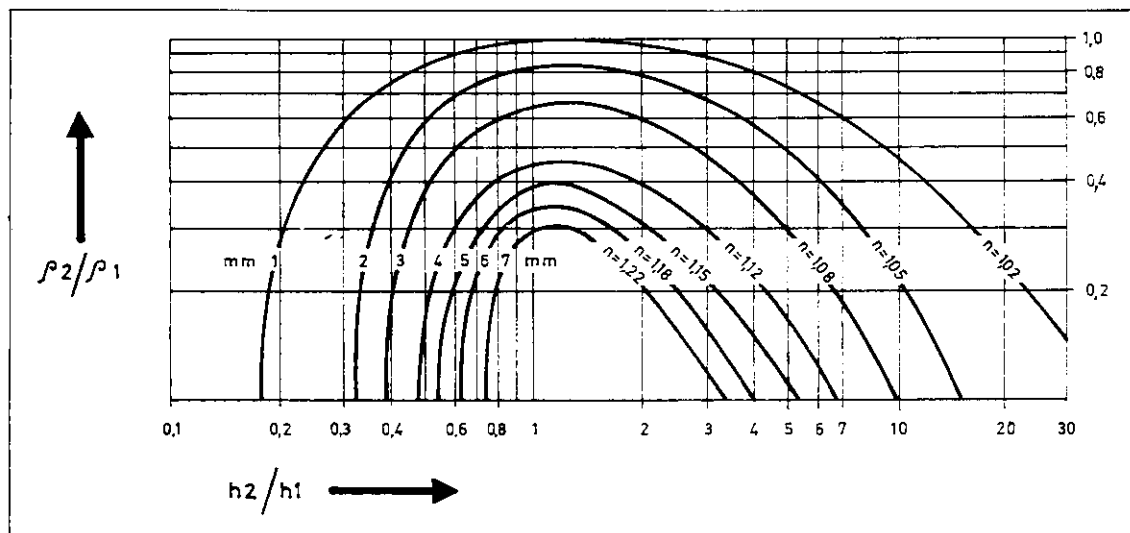


Fig. 6 Facteur de construction des courbes fictives de type Q.

Les coordonnées de l'abaque Q ou abaque de Hummel déplacé sont définies par:

$$h_f = \frac{1}{n} (h_1 + h_2)$$

$$h_f = \frac{1}{n} \cdot \frac{h_1 + h_2}{\rho_1 + \rho_2}$$

Lorsque les abaques sont calculés, la méthode de résolution est semblable pour tous les cas vus ci-dessus. Il nous apparaît donc suffisant d'illustrer cette méthode par un seul exemple du type K. (fig. 7)

Marche à suivre:

On compare dans un premier temps le début de la courbe à interpréter avec l'abaque 2 terrains. On obtient ainsi ρ_1 , h_1 et le module ρ_2/ρ_1 . A l'origine des axes de l'abaque on définit la «croix à gauche» que l'on reporte sur le dessin de la courbe. Puis on ajuste l'abaque des courbes auxiliaires (figure 5) sur cette croix à gauche. On trace la courbe correspondante au module ρ_2/ρ_1 trouvé précédemment. Cette courbe représente le lieu des points de l'origine de l'abaque 2 terrains que l'on déplace jusqu'à ce qu'il coïncide avec la partie terminale du S.E. Son origine représente alors la «croix à droite» et indique les valeurs h_f et ρ_f . La détermination de h_2 peut se faire de deux façons, soit par l'application de la formule définissant h_f , soit par interpolation avec l'abaque auxiliaire où figurent des courbes d'égale valeur du rapport h_2/h_1 . L'asymptote de l'abaque 2 terrains coïncide avec la valeur de ρ_3 .

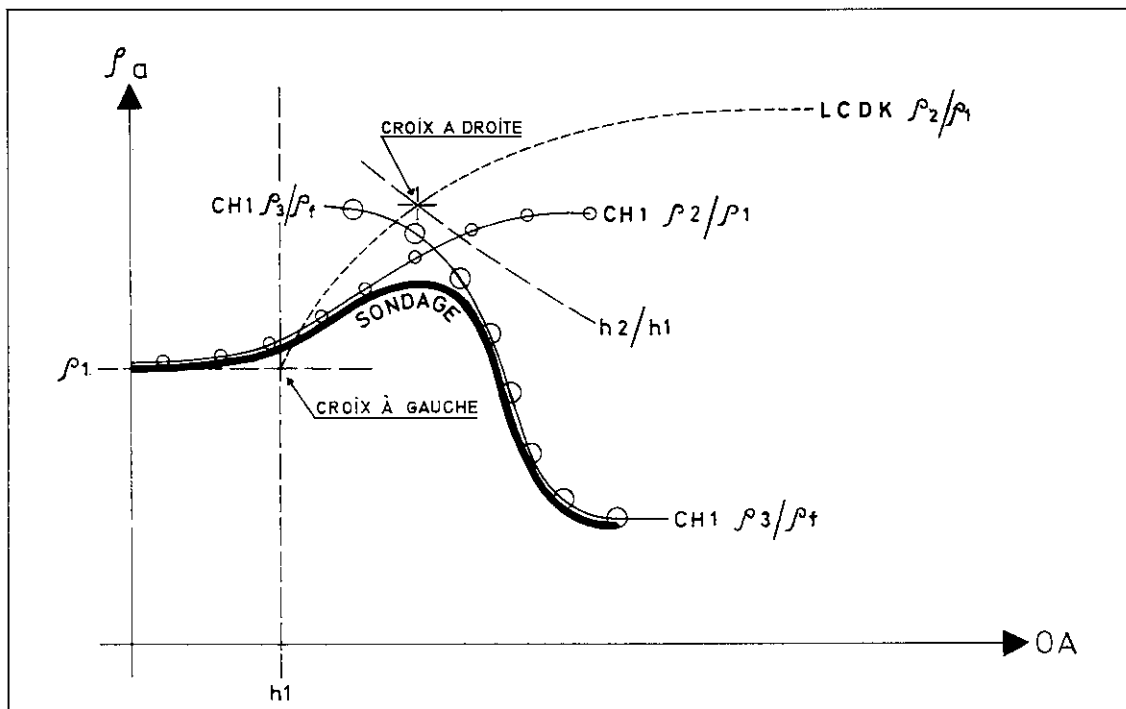


Fig. 7 Illustration de la méthode de réduction pour le cas d'une courbe de type K.

Précision de la méthode de réduction

Chaque type de courbes a un domaine où plusieurs courbes sont équivalentes. Le paramètre considéré pour chaque courbe est le suivant:

type H et A: S_2
type K et Q: T_2 .

Les courbes A et Q ont un domaine d'équivalence très grand qui a pour corollaire une interprétation ardue. Habituellement, on peut tourner la difficulté si l'on possède une indication concernant les propriétés de la couche équivalente. En résumé, la méthode est précise pour les S.E. de type H et K, moyenne pour A et médiocre pour le type Q. Lorsque l'interprétation est achevée, il est nécessaire de contrôler si les valeurs trouvées tombent dans le domaine d'équivalence. Si tel est le cas, il faut recourir à des indications complémentaires pour lever l'ambiguïté.

Courbe à plus de 3 terrains

La méthode de réduction reste valable si l'on est en présence de plus de 3 terrains. Pour les courbes à 4 terrains, on définit seulement 8 catégories de courbes par la combinaison des types H, K, A, Q. Celles-ci sont les suivantes: HK, HA, KH, KQ, AA, AK, QQ, QH. La marche à suivre est analogue à celle pour 3 terrains. L'interprétation du début de la courbe de résistivité apparente donne la valeur de la résistivité et de l'épaisseur de la couche fictive, h_f et ρ_f . La nouvelle courbe réduite est une courbe 3 terrains où le point h_f, ρ_f est considéré comme l'origine de l'abaque.

Exemple

La répartition des valeurs mesurées (voir fig. 8) nous indique que l'on se trouve en présence d'un S.E. à 4 terrains de type KA. On considère en premier lieu la partie à gauche en supposant qu'il n'y a que 3 couches. L'interprétation s'effectue alors de la même façon que pour 3 terrains.

On détermine h_1 , ρ_2/ρ_1 et h_2 dans cette première étape. Les valeurs obtenues sont les suivantes: $h_1 = 3,8$ m., $\rho_1 = 60\Omega\text{m.}$, $\rho_2 = 3$. $\rho_1 = 180\Omega\text{m.}$, on trouve par interpolation que $h_2/h_1 = 13$. Connaissant h_1 , on calcule h_2 qui vaut 47 m.

L'asymptote de l'abaque 2 terrains (module 2/3) nous indique que $\rho_3 = 110\Omega\text{m.}$

La courbe totale peut alors être réduite en une courbe à 3 couches avec les paramètres suivants: h_f, ρ_f ; h_3, ρ_3 ; ρ_4 . On a affaire dès lors à une courbe de type A dont la résistivité et l'épaisseur de la première couche fictive ont été définies précédemment par la croix «intermédiaire» h_f, ρ_f . On en déduit que $h_f = 56$ m. et $\rho_f = 160\Omega\text{m.}$ Les inconnues restantes sont h_3 et ρ_4 . ρ_4 est défini par l'asymptote terminale du S.E.

Dans cet exemple, la valeur de l'asymptote est de $27\Omega\text{m.}$ h_3 est trouvé par la méthode de réduction. La valeur obtenue est $h_3/h_f = 2,5$ donc $h_3 = 2,5 \cdot 5,56$ m. = 140 m.

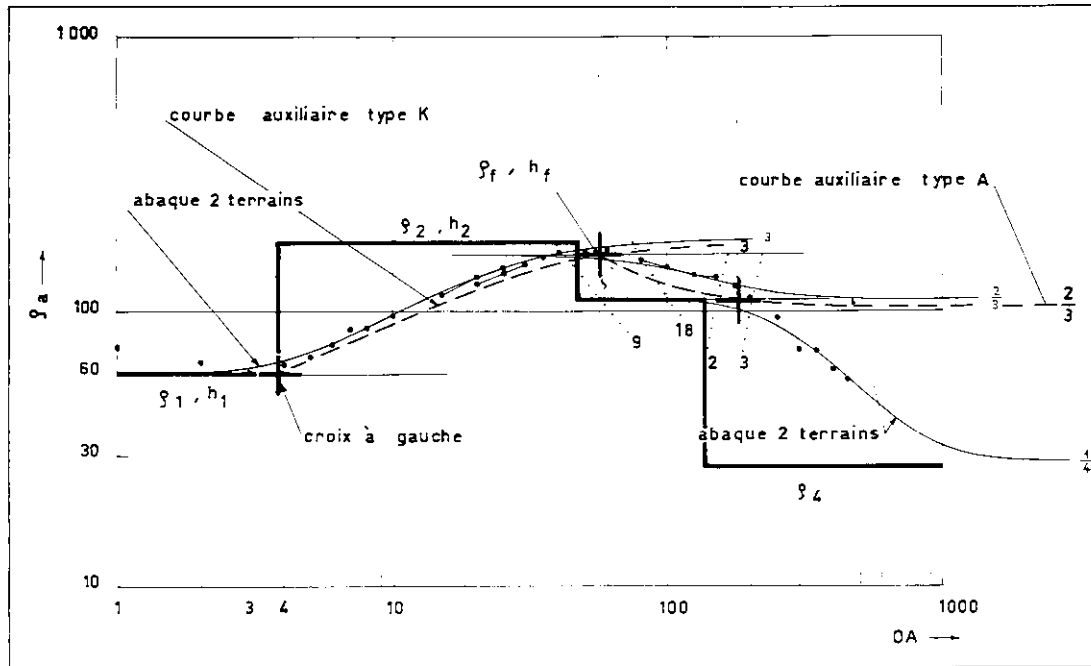


Fig. 8 Interprétation d'un sondage électrique (S.E.) à 4 terrains par la méthode de réduction.

2.3 INTERPRETATION DE COURBES OU LE SUBSTRATUM EST INFINIMENT RESISTANT

Lorsque $\rho_n = \infty$, tout le courant électrique circule dans les couches conductrices. Dans ce cas, l'asymptote pour les grandes longueurs de ligne OA atteint une pente de $\pm 45^\circ$. Chaque point de cette droite fournit, par division de OA/ρ_a la valeur de la conductance longitudinale. Cette méthode est valable quel que soit le nombre de couches considérées. Elle permet d'interpréter ce type de courbe si l'on connaît tous les paramètres h_i et ρ_i sauf un, par exemple l'épaisseur de la couche située sur le substratum électriquement résistant.

En appliquant la relation suivante:

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i}$$

on trouve l'inconnue h_{n-i} , pour autant que le reste du S.E. ait pu être interprété par d'autres méthodes. La figure 8 montre un exemple pour 4 terrains. La méthode de réduction, type K, a été employée pour déterminer les paramètres de la coupe géoélectrique.

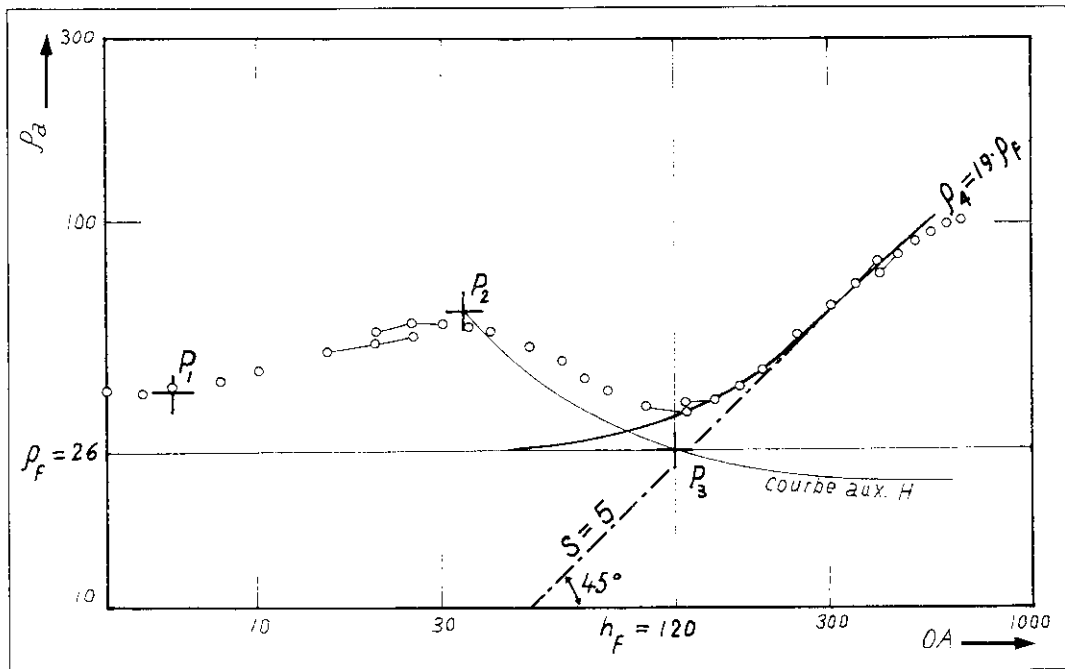


Fig. 9 Interprétation d'un sondage à substratum infiniment résistant.

Cette méthode peut aussi être appliquée lorsque les mesures ont dû être arrêtées pour une raison ou une autre avant que l'asymptote à 45° soit atteinte. En traçant une droite de pente + 1 passant par le dernier point mesuré, on détermine la dernière valeur de la conductance longitudinale compatible avec les valeurs mesurées. On obtient alors, en raisonnant de la même façon que ci-dessus, l'épaisseur minimale pour le dernier terrain visible sur le S.E. La valeur h obtenue ne correspond pas à l'épaisseur réelle, mais à l'épaisseur minimale possible, délimitable avec le nombre de mesures effectuées. (Voir Fig. 10).

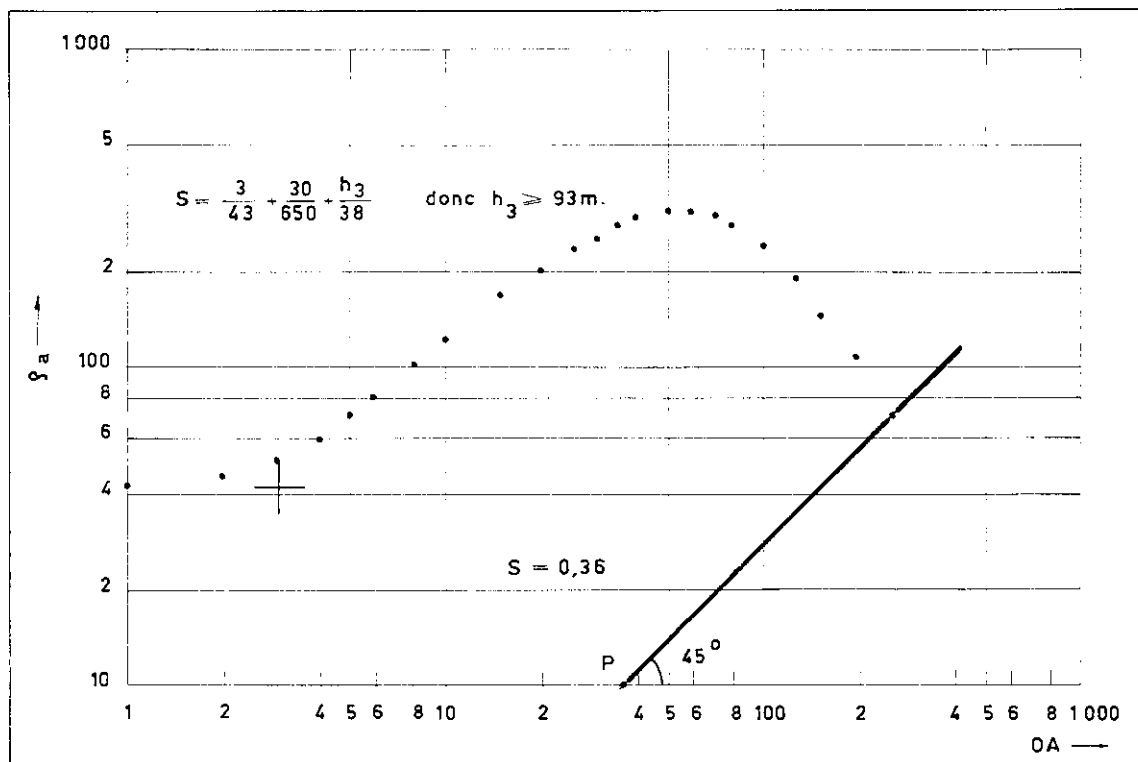


Fig. 10 Détermination de la profondeur minimale du substratum.

2.4 PRINCIPES FONDAMENTAUX ET APPLICATION DES COURBES DE DAR ZARROUK

La construction graphique et l'interprétation des courbes de résistivités apparentes nécessitent un travail long et fastidieux. Maillet (1947) est arrivé aux résultats suivants:

- 1) La courbe de résistivité apparente ne varie pas directement en fonction de la distribution de la résistivité, elle-même fonction de la profondeur.
- 2) Elle est une fonction de la courbe de Dar Zarrouk.

Compte tenu des deux principes énoncés ci-dessus et du fait que les courbes de Dar Zarrouk sont plus faciles à construire que la courbe de ρ_a , il est d'usage de raisonner sur la base de celles-ci. On utilise cette représentation lorsque l'on désire connaître à l'avance l'allure d'une courbe de S.E. La méthode est vraiment efficace lorsque l'on veut savoir si une couche mince est détectable ou non sur un S.E. (principe de suppression).

La fonction paramétrique de Dar Zarrouk

Nous avons vu précédemment que l'on peut exprimer le comportement électrique d'un prisme par la conductance longitudinale et la résistance transversale des terrains rencontrés. Ces valeurs sont définies pour des couches complètes, mais on peut aussi calculer des valeurs intermédiaires. A la profondeur P située dans le nième terrain nous avons:

$$T_P = T_{n-1} - (Z_n - Z_{n-1}) \cdot \rho_n$$

$$S_P = S_{n-1} + (Z_n + Z_{n-1}) \cdot \rho_n$$

Z = profondeur

Z_{n-1} = profondeur du mur du terrain
sus-jacent le point considéré.

Le prisme se comporte comme un milieu anisotrope. Aux couches isotropiques constituant le prisme on peut substituer une seule couche isotrope de résistivité "moyenne" ρ_m et d'épaisseur λ h équivalente. En généralisant et en vertu du principe énoncé ci-dessus, on peut écrire les deux relations suivantes:

$$\rho_m = \sqrt{T/S}$$

$$\lambda h = \sqrt{T \cdot S}$$

Ces deux fonctions représentent les équations paramétriques de la courbe de Dar Zarrouk.

$$\rho_m = \rho_m (\lambda \cdot Z)$$

Comparaison entre un S.E. et la courbe de Dar Zarrouk

On constate sur le graphique que les courbes sont similaires. La courbe de Dar Zarrouk marque pour chaque changement de couche une discontinuité angulaire. Pour les petites longueurs de ligne où $\rho_m = \rho_1$ et pour les grandes longueurs de ligne du S.E. où $\rho_m = \rho_n$, la courbe de Dar Zarrouk est asymptotique. Selon le cas considéré, l'asymptote correspond soit à la résistivité du premier terrain, soit à celle du substratum. Chaque segment de courbe de Dar Zarrouk ascendant ou descendant est respectivement concave ou convexe vers le bas. Lorsque $\rho_n = \infty$ ou $\rho_n = 0$, la courbe devient une droite de pente $+1$ ou -1 .

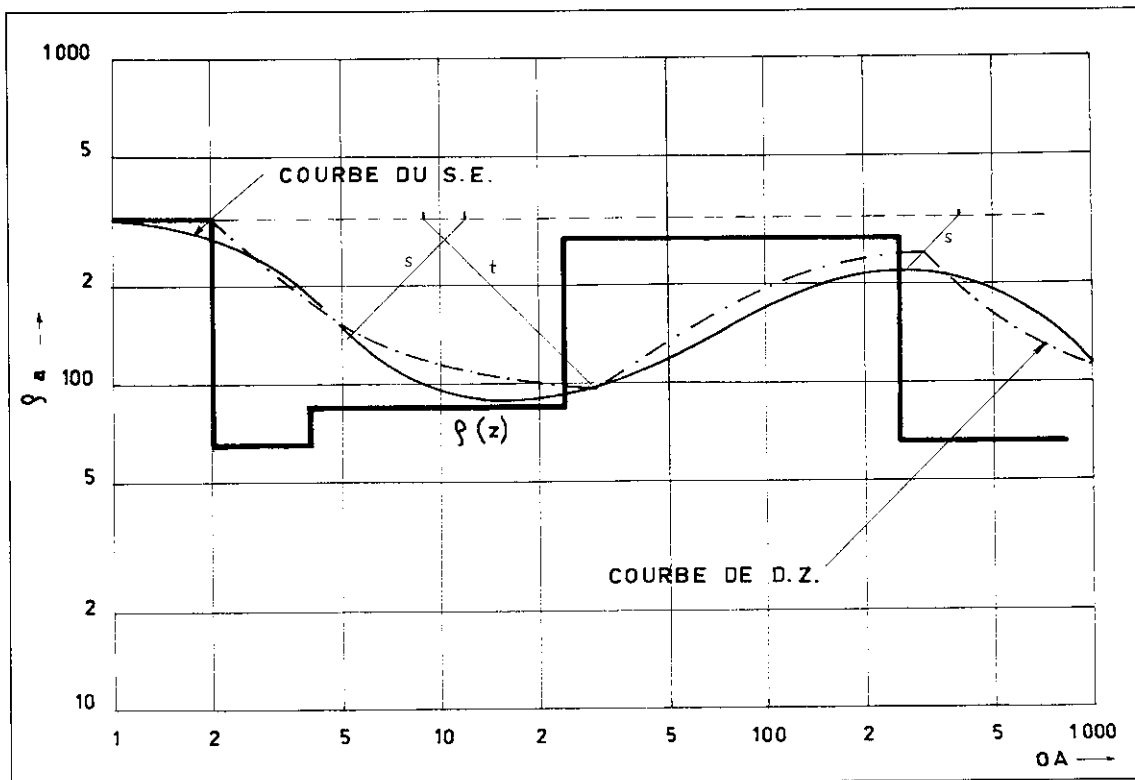


Fig. 11 Comparaison entre un sondage électrique et la courbe de Dar-Zarrouk.

Construction graphique des courbes de Dar Zarrouk

Il est toujours possible de calculer point par point la courbe de Dar Zarrouk en utilisant les équations précédentes et qui sont les équations paramétriques de la courbe $\rho_m - \rho_m (\lambda \cdot Z)$. Celle-ci représente les variations de la résistivité "moyenne" en fonction de l'épaisseur d'une formation. Orellana (1963) a montré que toutes les valeurs de ρ et k , coefficient de réflexion, peuvent être représentées par 2 courbes de Dar Zarrouk α , β correspondant chacune à k positif ou négatif. ρ est positif par définition. Ces courbes sont définies par l'équation générale des courbes de Dar Zarrouk.

$$K(\lambda \cdot Z) = \frac{\rho_m}{\rho_m^2 - \rho^2}$$

k = constante provenant de l'intégration.

Les 2 courbes α et β , calculées au moyen de la relation figurant sur l'abaque pour les courbes de Dar Zarrouk, fig. 12.

L'explication de la méthode de construction de courbes de Dar Zarrouk au moyen de l'abaque est plus compréhensible avec un exemple. Dans cet ordre d'idée, nous avons choisi un S.E. réalisé dans la région de Thonon. Une couverture conductrice dont la résistivité varie entre 50 et 18 Ω m., protège une zone gravo-sableuse située sur un substratum molassique conducteur. Le S.E. a été interprété de la façon suivante:

valeurs du S.E.				valeurs réduites			
$\rho_1 = 50$	Ω m	$h_1 = 2.4$	m	$\rho_1 = 1.00$	Ω m	$h_1 = 1.00$	m
$\rho_2 = 18$	Ω m	$h_2 = 3.8$	m	$\rho_2 = 0.36$	Ω m	$h_2 = 1.38$	m
$\rho_3 = 100$	Ω m	$h_3 = 62.0$	m	$\rho_3 = 2.00$	Ω m	$h_3 = 26.66$	m
$\rho_4 = 35$	Ω m	$h_4 = \infty$	m	$\rho_4 = 0.70$	Ω m	$h_4 = \infty$	m

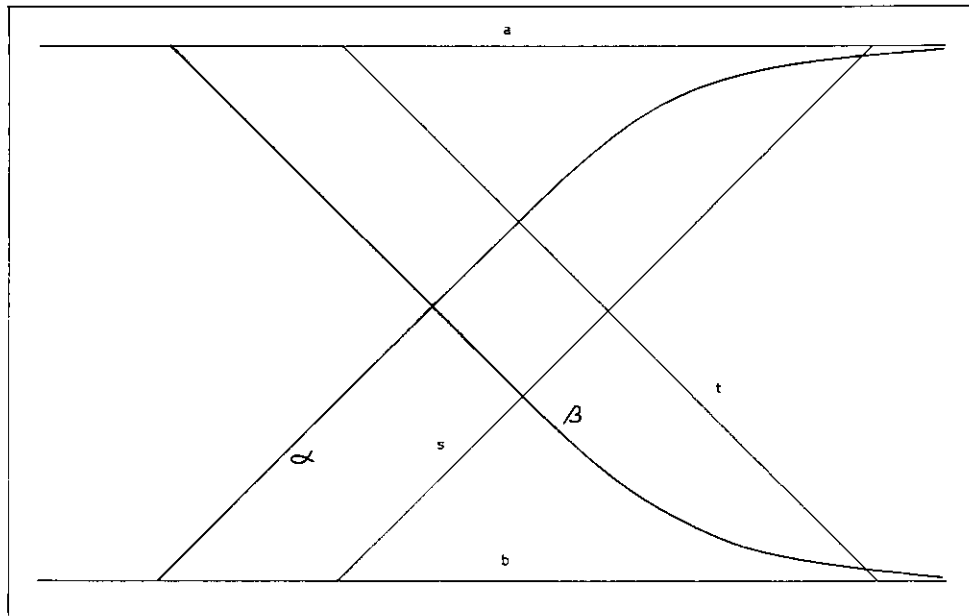


Fig. 12 Abaque de construction des courbes de Dar-Zarrouk.

Marche à suivre (voir fig. 13)

- 1) On trace les segments de droite représentant ϱ en fonction de la profondeur z . ϱ_1 est identique au premier tronçon de la courbe de Dar Zarrouk.
- 2) ϱ_2 est inférieur à ϱ_1 , k est donc négatif. On choisit la courbe β pour représenter le second segment de la courbe de Dar Zarrouk, on ajuste de telle façon que l'asymptote de β soit confondue avec la droite ϱ_2 . En glissant latéralement la courbe de S.E., on fait correspondre le premier point angulaire de ϱ_z avec un point quelconque de la courbe β . L'asymptote reste durant cette opération sur ϱ_2 . On trace alors le segment d'arc de Dar Zarrouk représentant le deuxième terrain. Si ϱ_2 est supérieur à ϱ'_1 , on utilise la courbe α . Quant au reste, le procédé est semblable.
- 3) On calcule $S = S_1 + S_2 = h_1\varrho_1 + h_2\varrho_2 = 1 + 1,583/0,36 = 1 + 4,41 = 5,41$ que l'on reporte sur l'axe ϱ_1 . On trace une droite (s) passant par S qui coupe la courbe au deuxième point de discontinuité angulaire. Remarquons que l'on peut calculer indifféremment $S_1 + S_2$ ou $T_1 + T_2$ et tracer une droite de pente -1 ou +1. Cependant, on obtient en général une meilleure précision en utilisant $S_1 + S_2$ lorsque $\varrho_n < \varrho_{n-1}$ et $T_1 + T_2$ lorsque $\varrho_n > \varrho_{n-1}$.
- 4) La troisième portion de la courbe de Dar Zarrouk est déterminée de la même façon que dans le cas 2. On choisit la courbe α car $\varrho_3 > \varrho_2$. ϱ_3 est alors confondu avec la droite a. L'abaque est placé correctement lorsque la courbe α passe par le second point angulaire de la courbe de Dar Zarrouk. Ainsi, de proche en proche, on construit la courbe de Dar Zarrouk jusqu'à l'asymptote finale.

Applications pratiques

Les courbes de Dar Zarrouk étant toujours plus faciles à calculer que les courbes de résistivités apparentes, on a tout avantage à les utiliser pour une première approximation. Les courbes de Dar Zarrouk sont utiles dans de nombreux problèmes en relation avec l'interprétation de S.E.

Exemple 1

Détection d'une couche mince située à faible profondeur (fig. 14)

On désire savoir quelle est la profondeur minimale que peut présenter une couche, par exemple une strate équifère, tout en restant détectable lorsqu'elle possède une résistivité comprise entre celle des deux ter-

rains voisins. Les valeurs réduites sont les suivantes: $\rho_1 = 1 \Omega \text{ m}$, $\rho_2 = 0,25 \Omega \text{ m}$, $\rho_3 = 0,06 \Omega \text{ m}$; $h_1 = 1 \text{ m}$, variable, $h_3 = \text{infini}$. La figure illustre cet exemple. On constate que la solution est valable quelle que soit l'épaisseur totale des couches $h_1 + h_2$, car on ne considère que le rapport des épaisseurs h_1/h_2 . Le choix de la puissance minimale du niveau aquifère est déterminé approximativement. On estime que la couche envisagée est visible sur le sondage électrique lorsque l'angle entre les deux segments de courbe de Dar Zarrouk est nettement distinguable. La limite de détectabilité, quoique difficile à préciser, se trouve en b, $h_2 = 0,67 \text{ m}$.

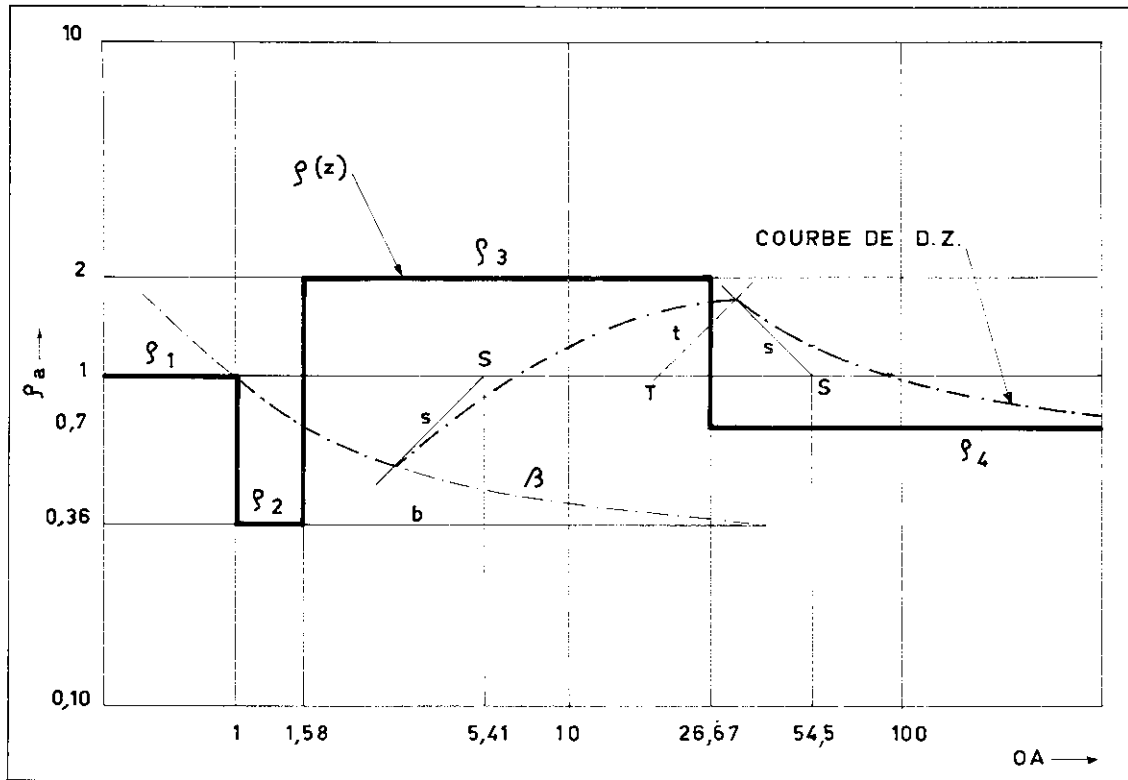


Fig. 13 Exemple de construction d'une courbe de Dar-Zarrouk.

Dans cet exemple, le gravier sec de surface oblitère fortement la couche sous-jacente. Il faut, si le gravier a 20 m. d'épaisseur totale, un minimum de 8 m. d'eau pour que la nappe phréatique puisse être décelée sans équivoque sur le S.E.

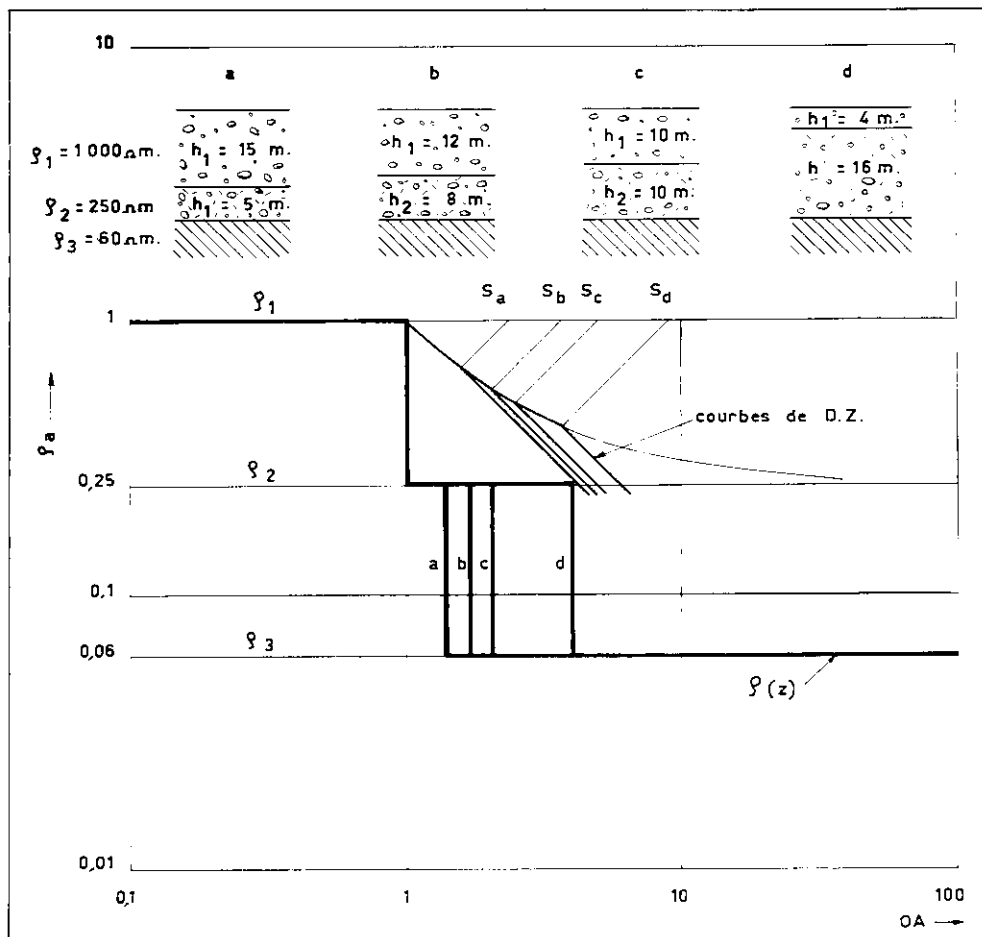


Fig. 14 Effet d'une couche mince sur les courbes de Dar-Zarrouk.

Exemple 2

Détection d'une couche mince profonde

Soit un forage ou une coupe naturelle de Quaternaire dont les épaisseurs des différentes formations nous sont connues. Pour compléter ces données, en accord avec les valeurs moyennes connues, nous avons choisi arbitrairement pour chaque couche une résistivité spécifique. La coupe se résume ainsi:

1	0 à 23 m.	gravier sec	900 Ω m.
2	23 à 33 m.	gravier aquifère	300 Ω m.
3	33 à 68 m.	moraine argileuse	80 Ω m.
4	68 à 107 m.	sédiments fluviatiles aquifères	300 Ω m.
5	107 à 170 m.	moraine argileuse	80 Ω m.
6	dès 170 m.	substratum	30 Ω m.

La figure 15 représente les courbes de Dar Zarrouk pour différentes épaisseurs de la couche no. 4. La profondeur du substratum étant fixé à 170 m., nous avons compensé les différences d'épaisseur de la couche no. 4 sur la couche no. 5. Notre choix s'est porté pour les valeurs de h_4 sur 20, 30, 50 m. Pour les différentes épaisseurs prises en considération, on constate que la courbe de Dar Zarrouk est peu affectée. Par conséquent, la courbe de résistivité apparente sera faiblement sensible à cette formation. Il semble toutefois, pour autant que les résistivités soient connues de l'interpréteur, que la couche soit décelable dès 30 m. d'épaisseur environ. Si les résistivités sont inconnues a priori, ce qui se produit fréquemment lors d'une prospection, la solution n'est plus, en vertu du principe d'équivalence, univoque.

Les courbes de Dar Zarrouk sont encore employées dans d'autres situations. Citons pour mémoire qu'elles permettent de définir avec précision les limites de validité du principe d'équivalence, ainsi que la distance AB nécessaire lors de l'exécution d'un S.E. pour que l'effet d'une certaine couche puisse affecter significativement la courbe de résistivité apparente.

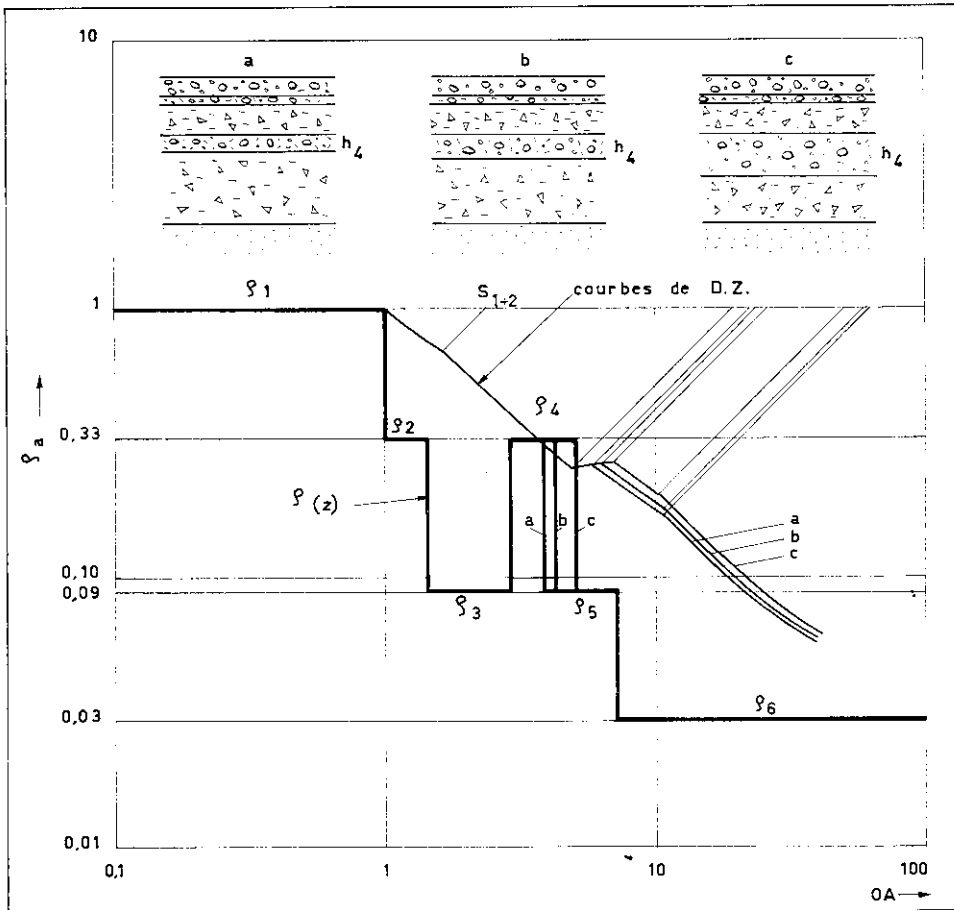


Fig. 15 Exemple de courbes de Dar-Zarrouk liées à une couche mince profonde.

2.5 CALCUL DES COURBES THEORIQUES DE S.E. AU MOYEN DE L'ORDINATEUR

Van Dam (1967), en exprimant la formule de l'intégrale du potentiel 6) en quelques équations simples, favorisa le calcul automatique des courbes de résistivités apparentes. Argelo (1967) publia, sur la base du travail de Van Dam, deux programmes en langage Algol, pour le calcul de courbes théoriques, valable pour n terrains horizontaux d'extension infinie. Cette nouvelle méthode offre à l'interpréteur qui dispose d'un ordinateur, des avantages certains. En effet, le calcul manuel laborieux est supprimé. De plus, la plupart des méthodes manuelles sont approximatives et ne sont en général valables que pour des cas particuliers: $\rho_n = 0$, $\rho_n = \infty$, les valeurs h_i doivent avoir des rapports fixes entre elles.

Nous avons utilisé une version modifiée par l'E.P.F.Z. du premier programme d'Argelo. Ce programme a été adapté pour le CDC 3800 de l'Etat de Genève. Le calcul se décompose en deux parties.

1) Détermination du noyau de Flathe (1955),

$$P_n(u) = \sum K(d) u^d \quad u = e^{-2\lambda}$$

2) Calcul de la série:

$$\frac{\rho_a(r)}{\rho_1} = 1 + \frac{1}{4} \sum_{d=1}^{\infty} \frac{K(d)}{\left(\frac{d^2}{r^2} + \frac{1}{4}\right)^{3/2}}$$

L'évaluation de la série convergente est interrompue lorsque la précision requise est atteinte.

La durée de calcul d'un S.E., sur l'ordinateur CDC 3800, varie d'une dizaine de secondes à 3 minutes environ, pour des valeurs fortement contrastées et non réductibles.

Les données sont fournies en nombres entiers avec une valeur par carte, on peut donc modifier une structure aisément, sans changer tout le paquet de cartes.

Exemple d'exécution (voir fig. 16 et 17)

Les valeurs calculées sont reportées exactement dans le sens des abscisses. L'erreur d'arrondi sur l'ordonnée est indiquée en dixième de l'espace existant entre 2 caractères consécutifs. On peut rapidement corriger manuellement cette erreur inhérente à la représentation graphique de l'imprimante.

Méthodes d'interprétation de S.E. liées à l'usage d'un ordinateur (fig. 17)

Rappelons premièrement que le procédé utilisé n'interprète pas directement un S.E. sur la base des données obtenues sur le terrain. Il est nécessaire préalablement soit d'avoir une idée préconçue du résultat, soit d'employer d'autres techniques, par exemple la méthode de réduction. Dans le premier cas, on peut calculer un ensemble de courbes se rapprochant le plus possible de celles des différents S.E. à interpréter. Par comparaison, on choisit alors la courbe ressemblant le plus au S.E. à analyser.

Si les S.E. ne sont plus élémentaires, soit à partir de 3 terrains, il n'est plus possible de déterminer arbitrairement des valeurs proches des valeurs réelles. Dès lors, la méthode précédente n'est plus valable. On interprète le S.E. par la méthode de réduction. Les résultats obtenus sont ensuite utilisés pour le calcul de la courbe théorique. Le graphe de la solution analytique est alors comparé aux résultats pratiques. Si la différence entre les deux courbes est supérieure à la précision des mesures, on refait une nouvelle interprétation par réduction qui aboutira à la correction de la courbe théorique. On compare à nouveau les valeurs. On répète l'opération plusieurs fois jusqu'à ce que la précision voulue soit atteinte. En règle générale, 2 à 6 essais au maximum suffisent. La figure 17 illustre un exemple d'application de cette méthode. Après 4 tentatives, nous avons abouti à la solution figurée. L'ajustement des deux courbes est considéré comme suffisant. Rappelons, à ce propos, que la réponse n'est pas univoque et qu'il est nécessaire de contrôler les valeurs obtenues avec des résultats de S.E. voisins. D'après la méthode de réduction nous avons la succession suivante:

$h_1 = 1. \text{ m}$	$g_1 = 60 \text{ } \Omega \text{ m}$
$h_2 = 16 \text{ m}$	$g_2 = 100 \text{ } \Omega \text{ m}$
$h_3 = 114 \text{ m}$	$g_3 = 67 \text{ } \Omega \text{ m}$
	$g_4 = 15 \text{ } \Omega \text{ m}$

2.3917-01 / 9.5067+01



29

Possibilités et limites dans l'emploi du calcul de courbes théoriques

Lorsque l'on doit effectuer une correction à la suite d'une interprétation provisoire d'une courbe de sondage électrique, il est avantageux de modifier, si l'écart est faible, un seul paramètre. En général, il est préférable de modifier l'épaisseur de la couche considérée que la résistivité, qui est souvent déterminée avec plus de précision.

Une couche est caractérisée par le quotient $S = h_1 / \rho_1$ si elle est conductrice, par contre si elle est résistante, elle est définie par le produit $C = h_1 \cdot \rho_1$. Il est donc possible, dans une certaine mesure, de prévoir quelle influence aura la correction proposée et d'agir en conséquence.

La précision du calcul des courbes théoriques dépasse largement celle des résultats pratiques. L'erreur relève donc essentiellement des mesures effectuées sur le terrain et de la divergence entre la réalité géologique et les hypothèses de base de calcul de la résistivité apparente. En définitive, nous estimons qu'à l'heure actuelle les résultats sont précis à plus ou moins 10%. L'emploi de l'ordinateur ne diminue guère cette valeur, néanmoins il demeure un moyen de contrôle des résultats.

A ce titre, relevons que le calcul des courbes théoriques à partir des résultats obtenus par la méthode de réduction ou de toute autre méthode manuelle permet de mettre en évidence des effets latéraux difficilement décelables directement sur le sondage électrique.

La figure 18 montre clairement l'influence sur la courbe des résistivités apparentes d'une faible correction d'épaisseur.

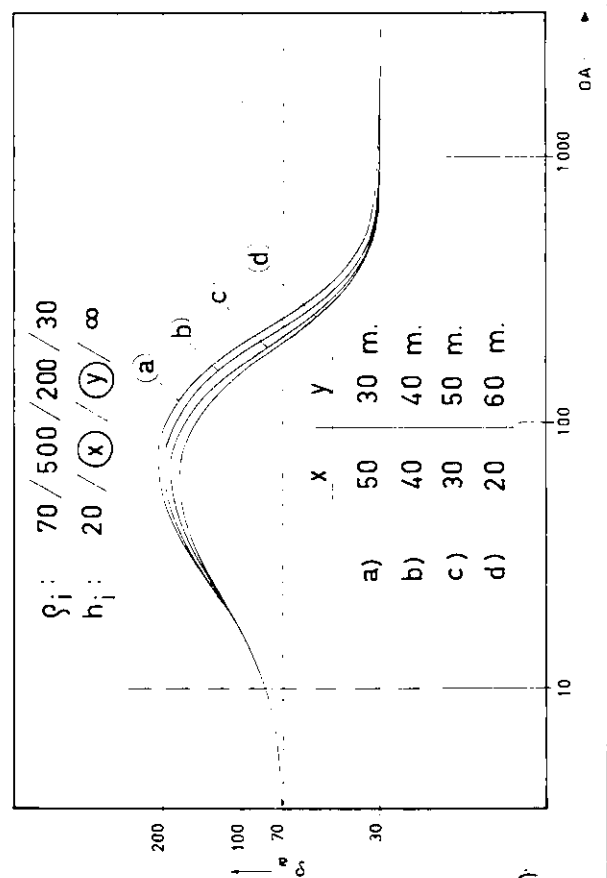
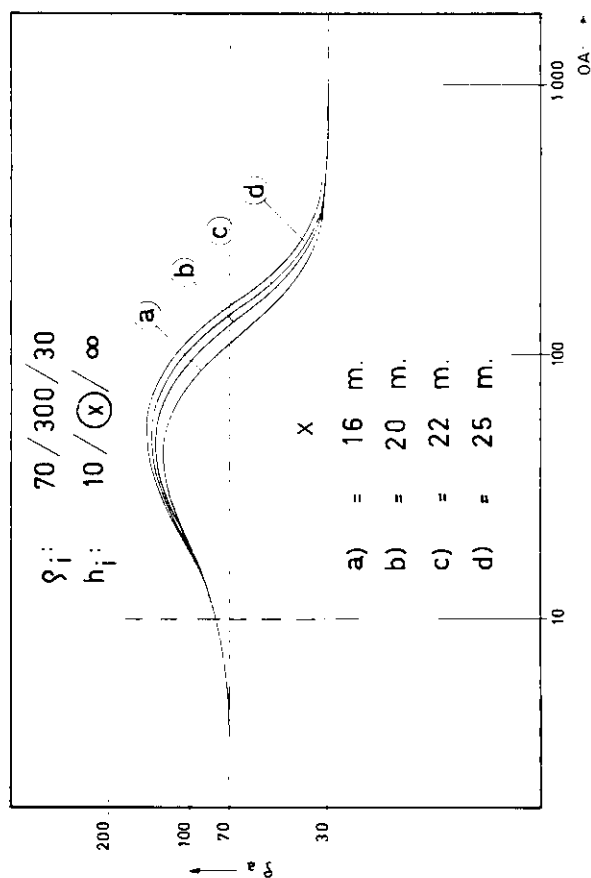
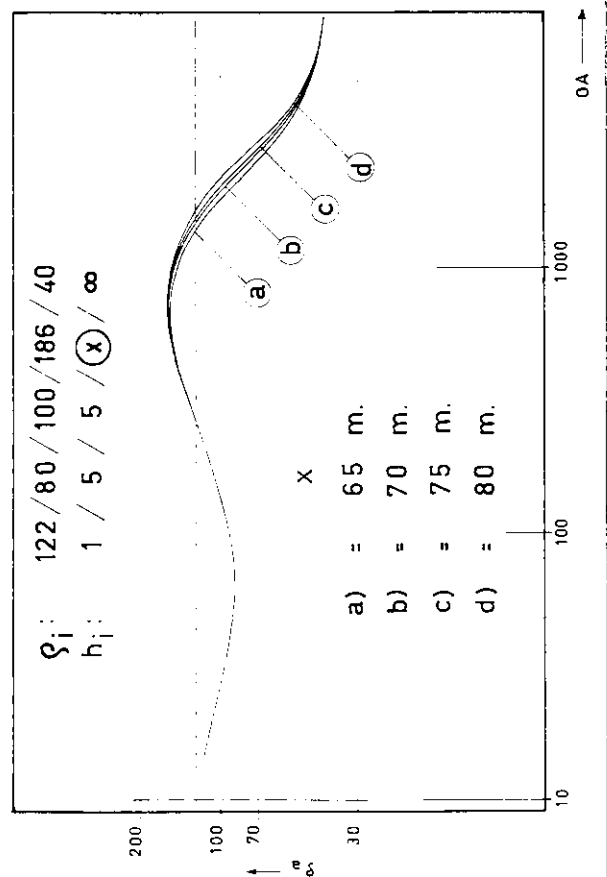
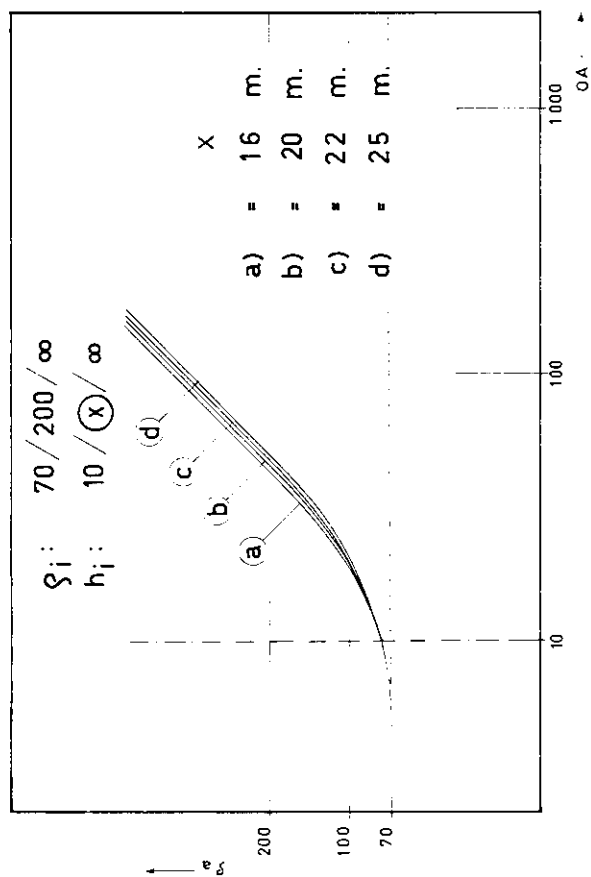


Fig. 18 Influence sur les courbes de sondages électriques de faibles variations dans les épaisseurs.

B) RESULTATS OBTENUS DE LA ZONE SUD

Hans BÜCHLI

CHAPITRE I

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Situation géographique

La région dont nous avons effectué l'étude géoélectrique se situe au front des Préalpes du Chablais, entre la vallée de la Drance et la frontière du canton de Genève. Au nord, la zone est limitée par les contreforts de l'écaille de Ballaison puis, devant les Allinges, par la route nationale reliant Bons à Thonon.

Cette zone, bien que recouverte de Quaternaire, montre en certains endroits un substratum variable. Les terrasses de Thonon s'étendent sur la partie nord-est, entre la vallée de la Drance et les Allinges. (fig. 1)

Les coordonnées géographiques des cartes présentées sont celles du Service Topographique Suisse (base: Berne 600 000 — 200 000).

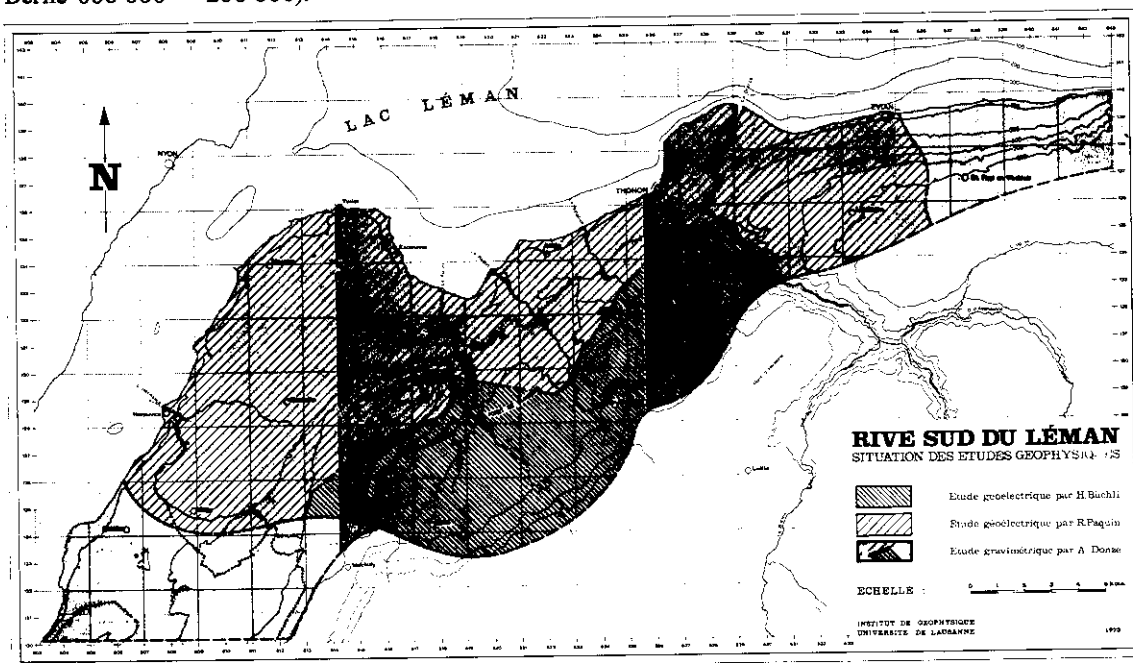


Fig. 19 Situation géographique.

Morphologie

Les traits morphologiques principaux sont dictés par le substratum rocheux et la nature du quaternaire. En effet, la zone étudiée est recouverte à plus de 90% par des dépôts quaternaires.

Ceux-ci montrent une morphologie parfois assez complexe résultant de la mise en place soit de moraines, ou de drumlins, ou de vallums morainiques, soit de dépôts graveleux, ou de terrasses, le tout étant plus ou moins déformé par l'érosion postglaciaire. En de nombreux points les dépôts graveleux sont visibles, car les habitants de la région ont ouvert des gravières qui, presque toutes, ont été rapidement abandonnées, car le gravier est cimenté, en surface tout au moins.

Dans l'arrière-pays de Thonon, il existe une série remarquable de terrasses qui confèrent à la topographie son caractère fait d'une succession alternée de replats et de talus bien visibles. Dans les dépressions où la moraine argileuse est subaffleurante se sont formés des marais. Ces dépôts argileux nous ont été fort utiles dans la zone des terrasses, car ils nous ont permis, grâce aux avantages qu'offre une faible résistivité de surface, d'étudier dans de bonnes conditions le quaternaire épais.

Aux endroits où la moraine argileuse est subaffleurante, les pentes sont faibles; on trouve ce faciès dans les marais et sous la grande forêt de Planbois.

Sur la base des indications fournies par les auteurs (Gagnebin, Badoux, Burri, Dray) qui ont étudié la géologie régionale, et sur les données fournies par quelques sondages forés dans le Quaternaire, nous avons établi une série stratigraphique virtuelle, devant servir de base à notre étude géoélectrique.

SERIE VIRTUELLE

A) Quaternaire

Holocène

- dépôts de tufs calcaires
- éboulis, glissements
- cônes de déjection
- marais

Pléistocène

- terrasses de Thonon
- drumlins, vallums morainiques
- moraine gravelo-sableuse
- moraine argilo-sableuse
- conglomérat de la Drance

B) Substratum rocheux

Molasse

- grès, marnes
 Chattien subalpin

Flysch ultrahelvétique

- grès, marnes, marno-calcaires, conglomérats
 Paléocène, Lutétien, Priabonien

Préalpes médianes plastiques

- gypse, calc. à Cancellophycus, calc. spathique
 Trias, Lias, Dogger

DESCRIPTION GEOLOGIQUE (voir planche 1)

A) Dépôts quaternaires

Holocène

Visible en quelques endroits, mais toujours de faible extension, ces dépôts, qui se poursuivent encore à l'époque actuelle, ont peu d'importance hydrogéologique.

1) Les dépôts de tufs calcaires

Ils sont présents à l'émergence des sources provenant des graviers des terrasses de Thonon, mais ne sont développés qu'en deux endroits, dans les zones d'alluvionnement du ruisseau des Blaves aux coordonnées suivantes: 526500-131850 et 525600-132250. Ce tuf calcaire a environ 2 m. d'épaisseur: il est recouvert dans les deux cas par de la tourbe.

2) Eboulis, glissements

Les éboulis et glissements sont peu importants. Ils sont localisés au nord-ouest de la colline des Allinges, ainsi qu'au front des Préalpes aux environs de Fessy.

3) Cônes de déjections

Ces dépôts de peu d'importance sont situés au débouché des vallées latérales.

4) Marais

Les marais situées sur la moraine argileuse occupent les dépressions. Les plus vastes ont jusqu'à 1 kilomètre d'extension. Ils sont alimentés en eau par le ruissellement et par la nappe phréatique supérieure qui peut être affleurante. Ceci juste à l'arrière de Thonon.

Pléistocène

Les formations glaciaires sont très abondantes dans la région. Sur les versants de la profonde gorge de la Drance, elles sont particulièrement bien visibles. Elles sont très variables, on peut voir de bas en haut la succession suivante: argile à blocs, sédiments interstadias composés de sable et de conglomérats, argile à blocs supérieure, puissante de plus de 50 m. en général; le tout est recouvert par une succession de terrasses.

1) Terrasses de Thonon

Elles sont au nombre de douze et sont continues de 420 m. à 710 m. d'altitude. Certaines de ces terrasses sont difficilement observables, car leur surface est oblitérée par des dolines de dimensions variables. La structure deltaïque peut être observée dans des exploitations. Chaque terrasse est recouverte par un dépôt de gros graviers et de blocs non stratifiés de 2 m. de puissance. L'origine des terrasses est probablement due à un lac de barrage latéral du glacier en retrait. Les dolines sont dues à des phénomènes de glace morte.

2) Drumlins, vallums morainiques

Bien représentée à Brenthonne et à Brécœrens où ils forment des collines imposantes. Ils sont composés de sable et de gravier irrégulièrement stratifiés et partiellement cimentés. Quelques vallums sont visibles dans la zone des terrasses d'où ils émergent.

3) Moraine gravo-sableuse

Ce terme désigne un ensemble de dépôts laissés par le glacier. La nature et la composition de cette moraine sont variables. Elle recouvre la région comprise entre Bons et Perrignier. La limite nord de ce dépôt, figuré sur la planche no. 1 a été définie au moyen de critères morphologiques. L'interprétation de photographies aériennes nous a été précieuse pour cette délimitation.

4) Moraine argilo-sableuse

Omniprésente, elle constitue de vastes plaines (forêt de Planbois). Cette moraine argileuse, visible dans la vallée de la Drance, rive gauche vers la Planaise, constitue une falaise de 40 m. de hauteur. Dans la région des terrasses, elle forme le mur de la nappe phréatique supérieure.

5) Conglomérat de la Drance

Il est situé dans la vallée de la Drance et forme probablement une partie du Plateau de Vinzier. C'est une alluvion composée essentiellement d'éléments locaux. La stratification fluviale dans le sud devient franchement deltaïque vers le nord, c'est-à-dire 5 km. en amont de Thonon. Visible sur les deux flancs de la vallée de la Drance, il n'est pas exclu que ce conglomérat s'étende aussi sous l'arrière-pays de Thonon. Cette hypothèse que nous envisageons ici sera développée ultérieurement.

B) Substratum rocheux

Nous rencontrons, en nous dirigeant vers les Préalpes, trois unités tectoniques. La plus externe est formée par la Molasse subalpine visible au Mont de Boisy. Chevauchant cette première unité, nous avons différentes formations du flysch ultrahelvétique. En position plus interne viennent les Préalpes médianes plastiques essentiellement calcaires.

1) Chattien subalpin

La proximité des Préalpes et une tectonique accentuée, visible dans le lit du Foron, nous incitent à considérer que la Molasse observée est d'origine subalpine. Elle est visible sur le flanc nord-ouest du Mont de Boisy où l'on voit des grès, parfois massifs, des marnes bigarrées et du calcaire d'eau douce. Elle affleure dans le Foron sur près de 3 km., ainsi que dans le lit du Redon vers le lieu dit la Mécanique (coord. 522100-131410). A cet endroit, la Molasse est marneuse.

2) Flysch ultrahelvétique

On distingue à l'intérieur de cette unité trois formations (A. Lombard), le flysch marneux ou flysch noir de base, la série des Voirons, la série du Vouan. Ces trois formations sont visibles sur notre terrain.

— Le flysch marneux affleure dans un coude de la Drance, sur la rive gauche, légèrement en amont du pont de la Douceur. C'est un flysch marneux avec des intercalations gréseuses. La coupe a été levée à des fins d'études palynologiques du flysch régional. Des lames étudiées par M. Chateauneuf du B.R.G.M. ont donné l'association suivante: planctons (Hystrichosphères), pollens (Ephedra, Sapotaceae), ainsi que des spores (beaucoup de Polypodiaceae). L'âge déterminé est priabonien.

— La série des Voirons est visible en trois endroits (Château de la Rochette, au Prés Viret et dans une carrière proche de Lully). Il s'agit d'un flysch gréseux dans la carrière et d'un flysch conglomératique pour les deux autres affleurements.

— La colline des Allinges, formée de grès et conglomérats, appartient à la série du Vouan. Le pendage de cette formation est de 20 à 40° vers le SW. L'ensemble de cette unité isoclinale est faillé longitudinalement vers "les Crêtes"

3) Préalpes médianes plastiques

C'est l'unité la plus interne que l'on rencontre. Un affleurement de gypse triasique est situé sous Armoy au niveau de la Drance. C'est le témoin le plus avancé de la nappe. Le Dogger est formé de calcaire à *Cancellophycus*; le Lias, plus fréquent, est un calcaire spathique.

CHAPITRE II

METHODES D'INVESTIGATIONS UTILISEES

Mise en oeuvre

La prospection électrique de la zone s'est déroulée en deux étapes. Dans la première, nous avons établi une carte des résistivités apparentes par la méthode du trainé électrique. L'étude par ce procédé couvre toute l'étendue du territoire. Au vu des résultats nous avons, dans une seconde phase, déterminé l'emplacement des différents sondages électriques que nous avons ensuite réalisés. Relevons ici que l'étude gravimétrique de la région, effectuée par A. Donzé, nous a permis de placer encore plus judicieusement quelques sondages électriques importants. Nous avons utilisé exclusivement le dispositif de Schlumberger, où la distance MN est toujours faible par rapport à AB.

Le trainé électrique

Pour l'établissement de la carte des résistivités électriques apparentes, nous avons employé un câble dont la longueur était de 100 m. Cette grandeur, que nous avons choisie à priori pour des raisons techniques et géologiques, s'est révélée adéquate. En étudiant soigneusement les zones où les couches affleurent — vallée de la Drance, Mont de Boisy, Allinges — nous avons pu déterminer les résistivités spécifiques de presque toutes les formations rencontrées dans la région.

Ultérieurement, pour compléter l'étude du substratum molassique, nous avons réalisé un profil électrique (AB = 100 m.) du ravin de la Chandouze, situé sur le versant nord-ouest des Voirons.

Les sondages électriques (S.E.)

Afin d'établir les variations verticales de la résistivité et de la lithologie, nous avons effectué une campagne de sondages électriques. Ils sont, à quelques exceptions près, distribués uniformément sur toute la zone étudiée (voir planche 3). Les fortes épaisseurs du Quaternaire sur la rive sud du Léman nécessitent, pour l'étude du substratum, des longueurs de ligne atteignant fréquemment 1.000 m. et plus. Dans la région des terrasses de Thonon, vu la longueur du dispositif de mesures, nous nous sommes souvent heurtés à des problèmes relatifs aux phénomènes des effets latéraux ou à des à-coups de prise. En effet, l'extension latérale des formations est très réduite dans cette zone.

RESULTATS OBTENUS PAR LE TRAINE ELECTRIQUE

La carte des résistivités électriques apparentes (voir planche 2)

Pour la réalisation de cette carte, dont les principes ont été énoncés précédemment, nous avons effectué systématiquement un grand nombre de mesures. La densité est proche de 31 valeurs au km². Il en résulte qu'un nombre limité de structures a pu échapper à nos investigations.

En ce qui nous concerne, nous ne traiterons par la suite que la zone située au sud de la ligne en tirets, séparant notre étude de celle effectuée par R. Paquin. En premier lieu, nous aborderons pour la description des résultats obtenus, les régions où les différents types de substratum (Molasse, flysch, calcaire des Préalpes médianes) sont subaffleurants. Puis, dans une seconde phase, les régions où les dépôts de quaternaire sont suffisamment épais pour que l'influence du substratum sur la résistivité apparente soit insignifiante.

3.1 REGIONS OU LE SUBSTRATUM EST SUBAFFLEURANT

Substratum molassique

Formant l'essentiel de la structure isoclinale du Mont de Boisy, la molasse supposée limitée exclusivement au coteau s'est révélée être beaucoup plus étendue que ne le laissait prévoir la géologie de surface. En effet, la majeure partie des rivières constituent le bassin du Foron coule pratiquement sur ce substratum molassique. Les faibles résistivités (25 à 35 Ω m.) de la Molasse, rencontrées aussi bien sur le versant nord que le versant sud, nous incitent à considérer que cette Molasse est chatienne. Cette détermination est, bien évidemment, basée non seulement sur les résultats obtenus lors de cette campagne, mais encore sur des travaux effectués sur les plateaux vaudois et genevois. La limite sud de ce "plateau molassique" est provoquée par l'enfoncement lent et progressif du toit du substratum sous la moraine argileuse déposée par le glacier du Rhône.

Flysch ultrahelvétique

Avant d'aborder l'examen des résultats obtenus avec le trainé électrique, il nous semble opportun de rappeler ici à propos des sédiments de type flysch, quelques notions importantes, en rapport avec la résistivité.

— Le terme flysch (Studer 1827) représente un ensemble de terrains à faciès particulier. C'est un faciès détritique ou terrigène formant des alternances régulières de grès, marnes, schistes avec, parfois, des intercalations de conglomérats ou de calcaire. Le flysch n'est donc pas une formation et n'a pas d'âge déterminé.

— "La possibilité de distinguer électriquement les unes des autres les formations du sous-sol résulte du fait que celles-ci possèdent souvent des conductibilités spécifiques restant approximativement constantes dans la masse de chaque formation, mais variant considérablement d'une formation à l'autre". (E. Poldini, 1947). Ces faits contradictoires nous ont poussé à étudier avec circonspection tous les affleurements de flysch de la région, afin d'établir les différentes résistivités spécifiques de ce type particulier de substratum. Pour les affleurements où nous avons soit un grès massif, soit un conglomérat, la résistivité électrique est élevée. Elle varie autour de 250 Ω m. Dans le lit de la Drance, légèrement en amont du pont de la Douceur, se trouve un témoin de la nappe ultrahelvétique. A cet endroit, le flysch est constitué par une alternance de bancs gréseux et de strates marneuses. Cette formation beaucoup plus poreuse que la précédente a une résistivité faible, voisine de 20 Ω m.

L'examen de la carte des résistivités, sur la base des données précédentes, nous indique que l'extension du flysch à 20 Ω m. est limitée à l'affleurement. Quant au flysch gréseux à 250 Ω m., la carte géoélectrique seule est insuffisante à le situer, car une résistivité de 250 Ω m. peut aussi bien représenter du flysch qu'une formation quaternaire graveleuse. Pour lever cette ambiguïté, nous avons implanté des sondages électriques qui nous ont permis de découvrir les emplacements respectifs de ces deux dépôts.

Calcaires des Préalpes médianes

Présent dans la partie sud de notre étude, entre la vallée de la Drance et le col de Cou, le calcaire des Préalpes médianes n'influence pratiquement pas les résultats du trainé électrique. Notons cependant qu'il s'agit d'une formation électriquement résistante.

3.2 DEPOTS QUATERNAIRES

Sillon de Brécorens

Situé sur le front de la nappe ultrahelvétique, ce sillon est creusé aussi bien dans la Molasse subalpine que dans le flysch. En observant la carte géoélectrique, nous constatons, vers Brécorens, la présence d'une zone à haute résistivité dont la limite nord-est dépasse largement la position réelle du sillon. De fait, on passe sans discontinuité des résistivités dues à des dépôts greveleux à des résistivités du flysch gréseux. La carte des résistivités ne nous indique pas, dans ce cas, la grandeur réelle du sillon. Plus au sud, les dépôts de graviers en surface disparaissent sous une couverture argileuse. Au lieu dit «Chez Viret», les galets cimentés d'une ancienne gravière témoignent de la présence en profondeur de graviers probablement aquifères.

L'arrière-pays de Thonon

Cette vaste région, couvrant l'ensemble des terrasses supérieures de Thonon et le bassin de Pamphiot, est constituée d'épaisses formations quaternaires. Pour s'en persuader, il suffit d'observer la coupe naturelle que la Drance a creusée à sa sortie des Préalpes. Si l'on compare la carte géologique et la carte des résistivités, on constate que les deux documents sont analogues. Cette heureuse ressemblance ne nous surprend pas car les formations quaternaires sont, dans l'arrière-pays de Thonon, d'une part épaisses et d'autre part de composition granulométrique très caractéristique.

A la suite d'une étude attentive des résultats du trainé électrique de cette zone, les deux faits importants suivants ont été relevés:

- Le substratum n'influence pas les résistivités apparentes pour la longueur de ligne choisie.
- Les résistivités apparentes obtenues sur les terrasses sont très élevées. Une seule exception à ce phénomène est observable dans la région de Chessy sur Lonnaz où, à la faveur d'un vallon creusé dans la terrasse de la Chavanne, nous ressentons les effets de la nappe phréatique supérieure de faible puissance et de la moraine argileuse.

Profil électrique du torrent de la Chandouze (voir fig. 20)

Cette étude est destinée à déterminer les résistivités électriques de la succession géologique suivante: Molasse autochtone-Molasse subalpine-flysch ultrahelvétique. Pour ce faire, nous avons choisi un affleurement géologiquement connu, qui est situé sur le versant nord-ouest des Voirons (voir plan de situation). Exception faite de deux valeurs situées à l'extrémité inférieure du profil, les valeurs figurées représentent assez fidèlement les résistivités spécifiques des formations, car le recouvrement, car le recouvrement quaternaire est pratiquement inexistant.

Interprétation du profil

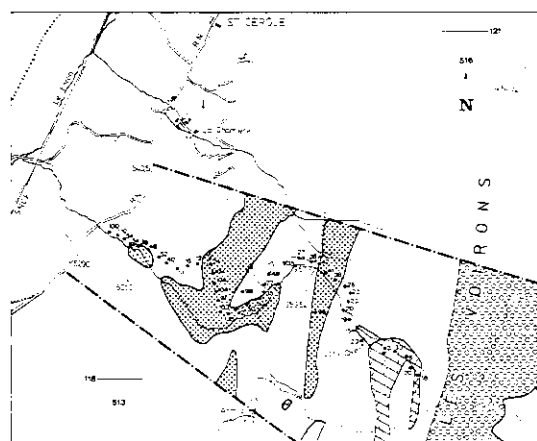
Le profil tracé à travers ces trois unités présente pratiquement l'évolution lithologique de la coupe. Il en résulte que la limite Molasse autochtone-Molasse subalpine est parfaitement définissable. Remarquons à ce propos que ce plan de chevauchement peut être établi par les méthodes électriques chaque fois que les formations situées de part et d'autre de la limite sont de nature différente. Dans le cas qui nous intéresse, nous avons des marnes à 30 Ω m. et des grès massifs de 100 Ω m. environ. Enfin, le flysch marneux se distingue de la Molasse subalpine par sa forte conductivité, 20 Ω m. Les valeurs plus fortes que l'on observe dans la série sont dues à des écailles de mésozoïque, laminées et prises dans la masse du flysch. En conclusion, nous pouvons faire les propositions suivantes:

- 1) Dans certains cas favorables, la limite Molasse autochtone-Molasse subalpine peut être définie clairement.
- 2) Le flysch marneux se distingue de la Molasse subalpine.

Il va sans dire que ces remarques ne sont valables que pour les régions voisines de notre étude et ne sauraient être appliquées sans un ajustement adéquat à d'autres zones semblables.

TORRENT DE LA CHANDOUZE

CARTE DES RESISTIVITES ELECTRIQUES (A-B = 100m.)
CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE (d'après A. LOMBARD 1940)



QUATERNAIRE

- Écoulements et dépôts récents
- Moraine - Dépôts glaciaires

AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE

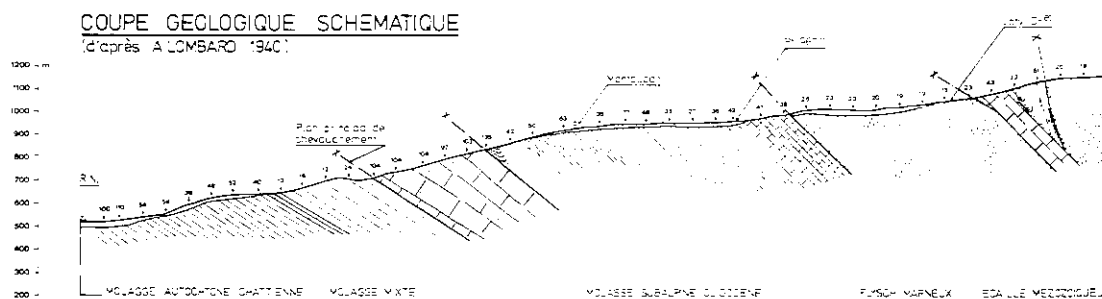
- Masse autochtone chatenaise
- Masse subalpine clusienne

NAPPE DES PREALPES EXTERNES

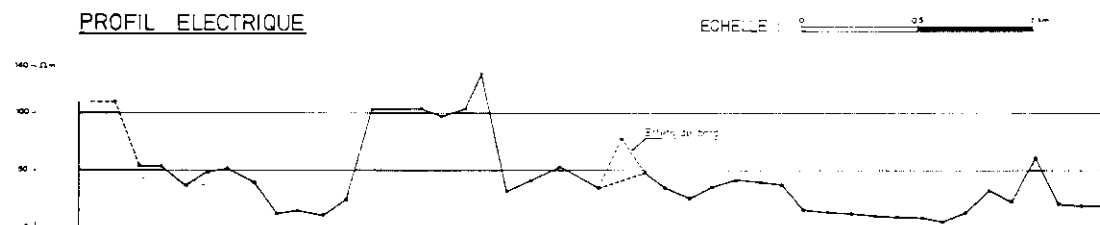
- Flysch marneux
- Flysch gréseux
- Eclat mésozoïque - Schistes ophiolites, gabbros

ECHELLE : 0 1 2 km

COUPE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE
(d'après A. LOMBARD 1940)



PROFIL ELECTRIQUE



ECHELLE : 0 0.5 1 km

Fig. 20 Profil du torrent de la Chandouze.

Tableau des résistivités spécifiques

Avant d'entreprendre des résultats des sondages électriques, il nous semble opportun de résumer, sous forme d'un tableau, les valeurs obtenues pour chaque formation. Ces valeurs sont indispensables pour l'interprétation correcte des sondages électriques; elles sont issues de l'analyse simultanée de la carte géologique et de la carte des résistivités électriques apparentes.

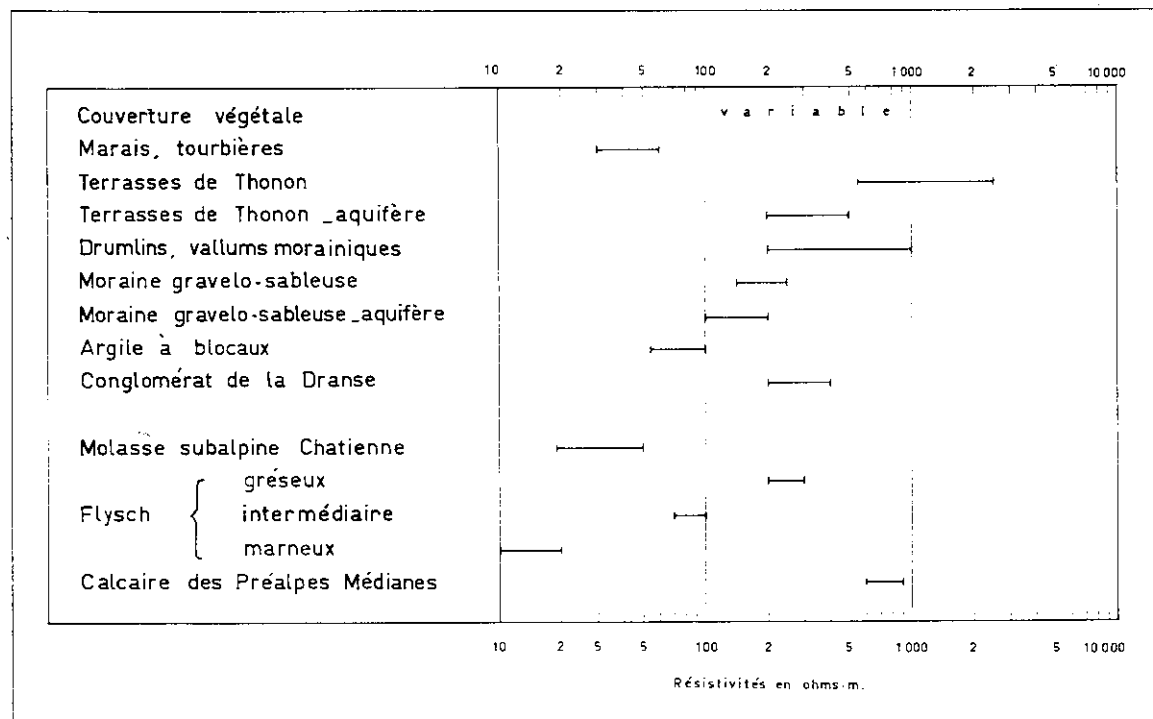


Fig. 21 Tableau des résistivités électriques spécifiques de notre étude.

RESULTATS OBTENUS AU MOYEN DES SONDAGES ELECTRIQUES

Emplacement des sondages électriques (voir planche 3)

Dans une première phase, nous avons effectué 44 sondages électriques répartis sur toute la région. Si, au début de la campagne, lorsque nous nous trouvions à proximité du Mont de Boisy, nous avons nettement senti l'effet du substratum sur les courbes de résistivités électriques apparentes, il n'en a plus été de même par la suite lorsque nous avons atteint la colline des Allinges. Cette disparition progressive est provoquée par deux causes indépendantes l'une et l'autre: Premièrement, le substratum — il s'agit en l'occurrence du flysch — n'est plus homogène, comme c'est souvent le cas. Il est constitué de trois formations, d'épaisseur variable, dont deux seulement sont visibles en affleurement. D'autre part, vu l'épaisseur considérable des dépôts quaternaires, nous n'avons pu, dans un certain nombre de cas, déterminer l'asymptote terminale de la courbe des résistivités apparentes.

Interprétation

Nous avons obtenu des courbes à 2, 3, 4 ou 5 terrains nets. Après avoir éliminé les courbes de sondages électriques déformées par des effets latéraux ou des conduites métalliques, nous avons interprété les courbes qui nous semblaient correspondre aux principes fondamentaux des sondages électriques. Pour ce faire, nous avons employé selon les cas:

- La superposition complète avec abaque à 2 ou 3 terrains.
- La méthode de réduction.
- Le calcul électronique des courbes, puis contrôle des résultats par superposition.

Devant la diversité des courbes de terrain, nous avons renoncé à calculer d'abaque.

Pour l'interprétation proprement dite, nous avons traité chaque sondage électrique indépendamment des autres, puis nous l'avons comparé avec des sondages électriques voisins. Très tôt, nous nous sommes aperçus que les abaques seuls ne pouvaient apporter toutes les indications nécessaires. Si bien que, mises à part quelques courbes simples, nous avons utilisé la méthode de réduction que nous avons traitée précédemment. Par la suite, comme vérification, nous avons calculé la courbe correspondant à chacune de nos interprétations. Nous avons ajusté par tâtonnement nos résultats, en comparant les résultats pratiques et la courbe calculée d'après l'interprétation. Remarquons qu'en général les résultats étaient précis et ne nécessitaient qu'un faible ajustement. Pour quelques courbes nous avons décelé, à ce niveau de l'étude, des effets latéraux jusqu'alors insoupçonnés.

Quelques exemples de courbes obtenues

Nous avons distingué quatre catégories de courbes: trois selon le type de substratum et une pour les sondages électriques effectués sur les terrasses supérieures de Thonon. Pour chaque substratum, nous avons réalisé à proximité d'un affleurement un ou plusieurs sondages paramétriques. Nous avons obtenu pour ces tests des courbes à deux terrains (substratum sous un mince recouvrement), sauf pour le flysch où nous sommes aperçus que le substratum comportait trois formations de résistivités décroissantes avec la profondeur.

4.1 MOLASSE SUBAFFLEURANTE ET MOLASSE SOUS UN RECOUVREMENT QUATERNAIRE

Lorsque la Molasse est subaffleurante (voir fig. 22, courbe n° 512), la couverture d'altération mince ne se distingue pas du substratum. Nous sommes en présence du cas le plus simple qui puisse exister, c'est-à-dire un sondage électrique à un terrain. En général, pour des longueurs de ligne relativement grandes, nous constatons une augmentation de la résistivité apparente. Deux hypothèses au moins, en écartant d'office les causes techniques, permettent d'expliquer de manière satisfaisante ce phénomène: il s'agissait soit d'une variation lithologique de la Molasse, un banc de grès épais par exemple, soit du passage des électrodes émettrices sur une zone plus résistante en surface, provoquant ainsi une augmentation sensible de la résistivité apparente mesurée.

Le graphe no. 576, représentant une courbe de type K, est fréquent lorsque la Molasse est recouverte par une épaisse couche de Quaternaire. La formation résistante, probablement graveleuse, est protégée en surface par une couche argileuse d'épaisseur variable. Les contrastes de résistivité sont faibles. Par conséquent, les résistivités des formations sont bien connues, mais il n'en est pas de même pour leurs épaisseurs. De ce fait, l'interprétation est délicate.

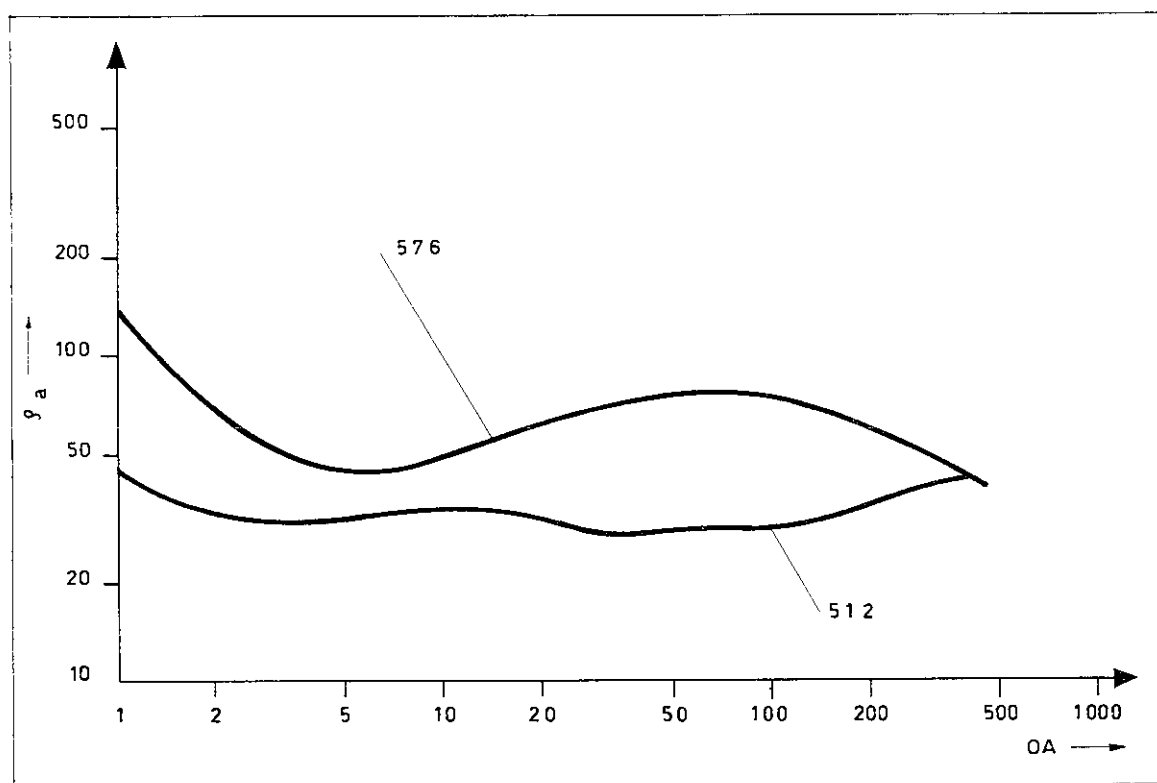


Fig. 22 Sondages électriques paramétriques no. 512 et 576.

4.2 LES TROIS FORMATIONS DU FLYSCH

Par souci de rigueur scientifique, nous ne présentons dans cette description que des sondages électriques effectués à proximité d'affleurements de flysch ultrahelvétique. Dans le sondage électrique no. 575 (voir fig. 22), nous avons rencontré sous 4 m. de Quaternaire le grès résistant visible à l'affleurement. En étendant le dispositif, nous avons poussé plus profondément l'investigation et avons ressenti alors sur la courbe l'influence d'une formation de résistivité intermédiaire. La descente finale de la courbe marque la présence d'une couche conductrice que nous attribuons, par analogie avec le flysch marneux.

Selon l'endroit où l'on se trouve, le flysch se présente différemment. On peut se trouver en présence de trois, deux ou une seule des formations; c'est le cas du sondage électrique no. 545, qui été effectué sur le versant NW des Allinges. Seul le flysch marneux est représenté sous la couverture quaternaire.

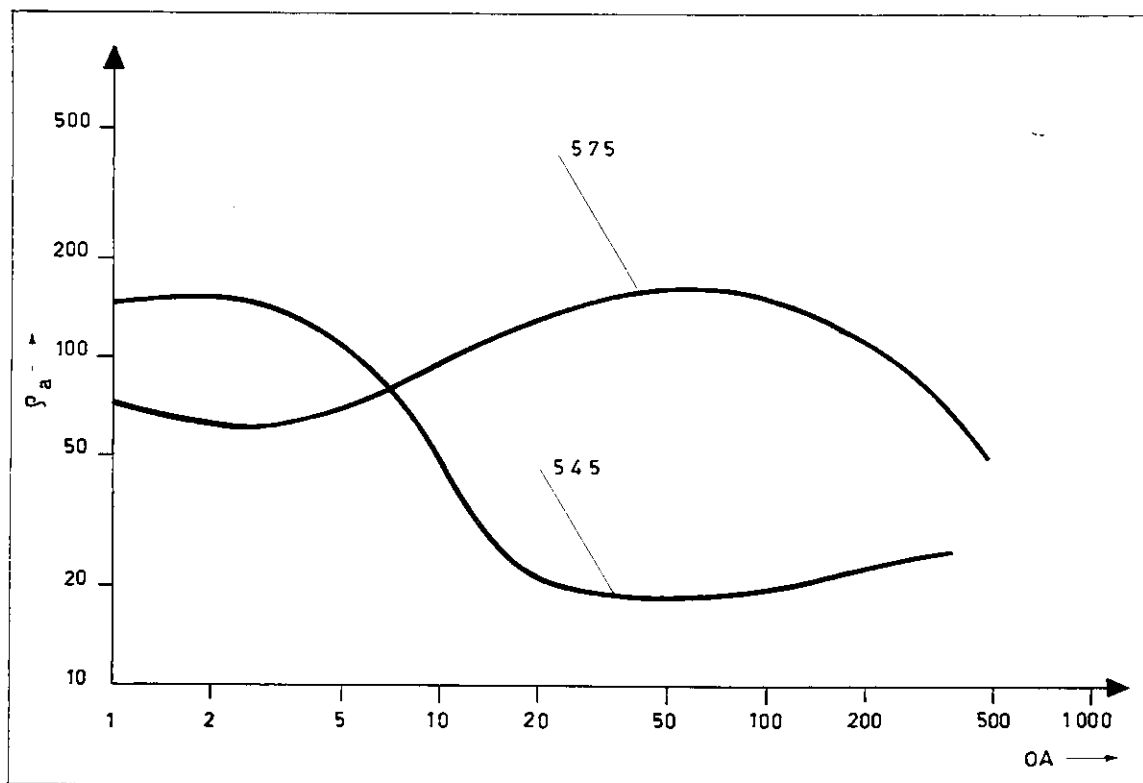
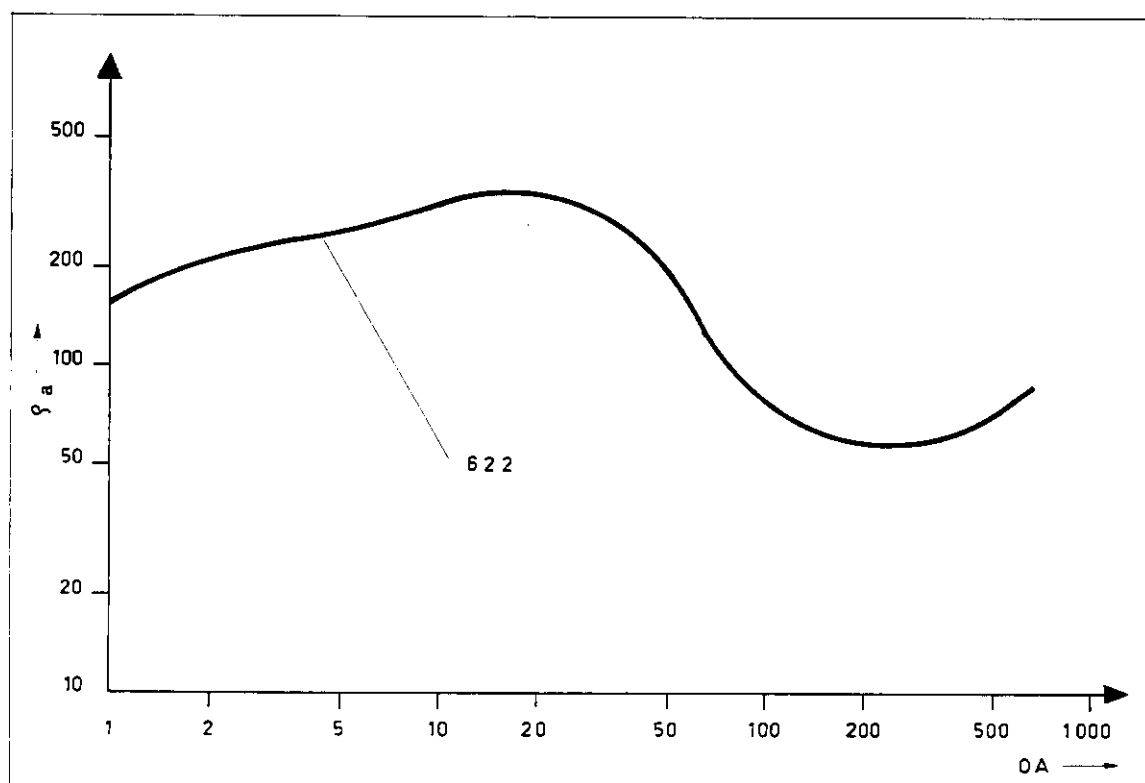


Fig. 23 Sondages électriques paramétriques no. 545 et 575.

4.3 LE SUBSTRATUM CALCAIRE

Dans l'arrière-pays de Thonon, le calcaire des Prealpes médianes n'a que très rarement affecté les sondages électriques, car ce substratum est situé à grande profondeur. Notons cependant que pour les valeurs élevées de OA (> 400 m), on observe parfois sur les graphiques une remontée finale due au calcaire résistant. Un exemple est dessiné sur la figure.

Fig. 24 Sondage électrique paramétrique no. 622.



4.4 LES TERRASSES SUPERIEURES DE THONON

Les dépôts deltaïques de ces terrasses sont constitués de blocs et de graviers stratifiés avec des intervalles sableux. Ils sont exempts d'eau sur une grande proportion de leur épaisseur. Leurs résistivités sont de ce fait très élevées. Si bien que, pour effectuer nos sondages électriques, nous avons choisi des emplacements où ce type de dépôts est peu important. Malgré cette précaution, les graviers oblitèrent fortement les résultats des sondages électriques. En effet, déjà avec 5 m. de puissance, leur influence ne diminue que pour de grandes longueurs de ligne. De ce fait, il est très difficile de constituer une image correcte du Quaternaire situé sous les terrasses. L'extension des dépôts est d'ailleurs très variable, ce qu'illustrent très nettement nos résultats. Deux courbes témoignent de cette situation sur la figure 25.

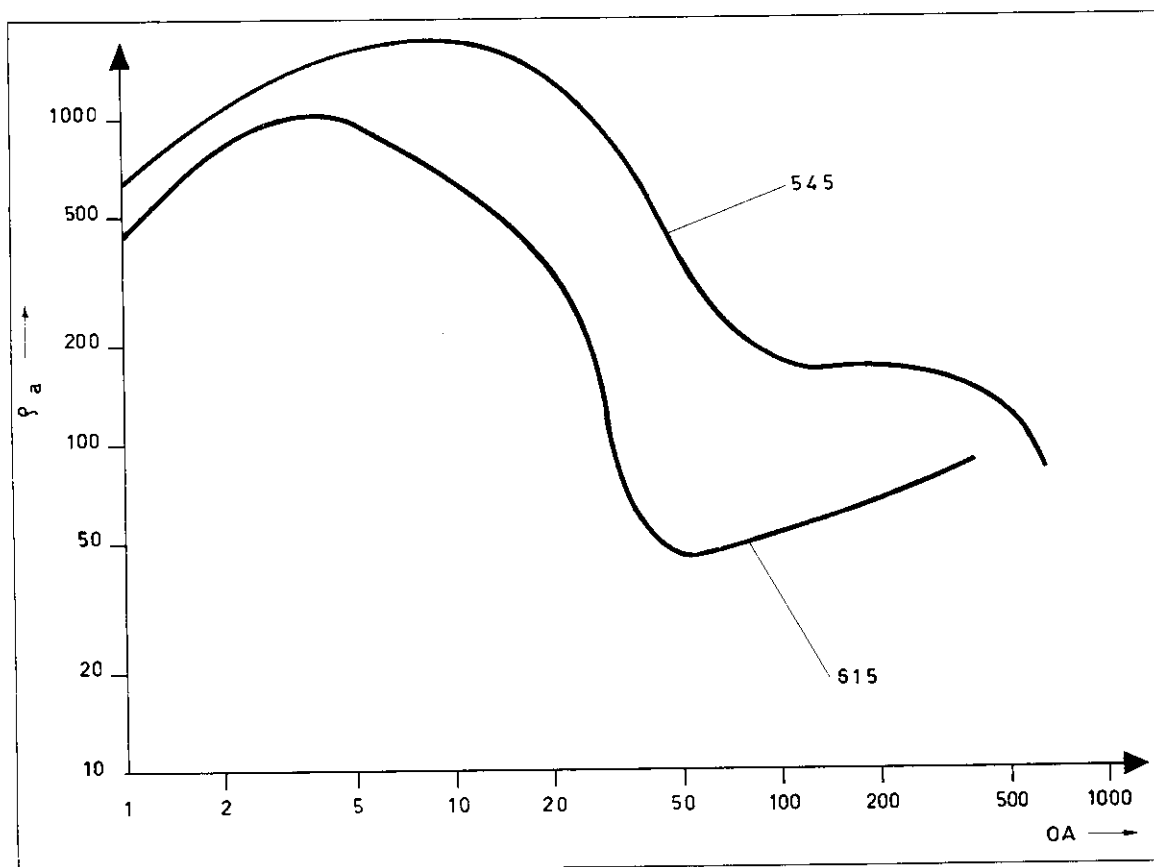


Fig. 25 Sondages électriques paramétriques no. 545 et 615.

Que déduire de l'interprétation des sondages électriques?

Nous avons tracé sur la planche no. 3 des coupes synthétiques où figurent, en échelle bilogarithmique, les différentes épaisseurs des formations. Le toit du substratum est indiqué sur chaque coupe, pour autant qu'il soit décelable sur la courbe des résistivités apparentes. Notons ici que ce travail n'aurait probablement pas pu être réalisé avec autant de précision sans l'aide des données gravimétriques aimablement fournies par A. Donzé. Fréquemment, pour choisir entre deux solutions électriquement valables, mais fort différentes l'une de l'autre, nous nous sommes référés à son travail. C'est ainsi qu'il nous a été possible de réaliser une carte du toit du substratum, voir planche no. 4, et profils des figures no. 26 et 27.

Le bassin du Foron

Comme l'on pouvait s'y attendre, de par les résultats de la carte des résistivités apparentes, la Molasse occupant le centre du bassin est pratiquement affleurante. Les sondages électriques ont révélé deux exceptions: la première dépression débute vers les Crapons, puis se développe en direction du S-SW, où son ampleur devient considérable. Les dépôts qui la comblent semblent être formés d'argile à blocs. Quant à la seconde dépression, profonde de 250 m., elle est située devant les Allinges vers le ruisseau de la Gurnaz. Le Quaternaire de surface, dont l'épaisseur oscille entre 4 et 25 m., est essentiellement argileux. Il fait place en profondeur à des couches plus sableuses, voire graveleuses. Il n'est pas exclu de trouver une nappe aquifère

dans cet ensemble. Cependant, nous nous permettons de faire quelques réserves quant à l'exploitation industrielle de l'eau que l'on pourrait déceler par forage mécanique; la résistivité de ces couches demeure relativement faible pour des graviers suffisamment perméables.

Dans la partie sud du bassin, au pied des Préalpes, les sondages électriques ont bien mis en évidence les différentes formations du flysch. Au sud des trois affleurements limitant l'extension de la nappe en surface, le flysch forme un important replat et occupe, sous quelques mètres de Quaternaire, toute la région comprise entre la route nationale et les Préalpes. L'interprétation nous a montré que le grès de 250 Ω m. a préservé de l'érosion la région où il se trouve, formant une zone où le Quaternaire fait pratiquement défaut.

La colline des Allinges

Nous avons constaté, après avoir interprété les sondages électriques effectués sur la colline des Allinges, qu'il y avait plusieurs solutions possibles. Nous pouvions admettre provisoirement deux hypothèses sans pour ce la contredire les résultats de la prospection électrique:

1) La crête des Allinges est constituée, en majeure partie, d'un conglomérat qui plonge de 20 à 40° vers le SW; en supposant qu'il s'agisse de la formation la plus élevée topographiquement, cela laisse une place considérable sur l'arrière des Allinges, comme l'indique clairement le profil 3, fig. 26.

2) Le conglomérat est sous-jacent à une ou des formations de nature encore inconnue, qui constitueraient l'essentiel de la structure de la colline des Allinges. Le Quaternaire ne représenterait qu'une mince pellicule recouvrant le tout.

Devant ces deux possibilités, l'électricité n'ayant pu nous indiquer quelle solution convenait le mieux, nous avons orienté nos travaux vers d'autres méthodes géophysiques. Nous avons opté, en premier lieu, pour la sismique mais, malheureusement, nous avons dû y renoncer pour des raisons techniques. En définitive, en confrontant les résultats gravimétriques et électriques, nous avons choisi la seconde hypothèse, qui est en accord avec les deux types de résultats. Il ne faut cependant pas minimiser l'importance du Quaternaire, dont l'épaisseur croît régulièrement du haut vers le bas de la colline, pour atteindre 50 m. environ dans la région de Champagny. Cette valeur est très inférieure à celle que l'on aurait obtenue en considérant la première des deux solutions.

Le Quaternaire de l'arrière-pays de Thonon

Epais de 400 m. par endroits, le Quaternaire sous-jacent aux terrasses de Thonon est difficile à étudier. Nous avons déjà eu l'occasion, dans un paragraphe précédent, d'expliquer les causes de ces difficultés. Ici, l'inconvénient majeur est provoqué par la très grande épaisseur des dépôts.

Quelques sondages électriques réalisés dans les environs d'Armoy et de Le Lyaud nous indiquent que les graviers des terrasses de 900 à 2.500 Ω m. ont une épaisseur oscillant autour de 50 m. Au-dessous de ces graviers nous avons, selon les cas, des graviers aquifères ou de l'argile. Nous ignorons l'épaisseur de l'une et de l'autre de ces formations. Plus à l'ouest, vers les terrasses de la Chavanne et le marais d'Aviet, nous constatons que les graviers des terrasses deviennent moins épais. Les graviers aquifères sont alors subaffleurants dans les dépressions. Nous avons relevé des épaisseurs considérables dans cette nappe, 80 à 300 m. Mais ce serait une erreur de considérer que la tranche d'eau a cet ordre de grandeur, car, en vertu du principe de suppression, une couche intermédiaire imperméable, d'une épaisseur non négligeable estimée à 20 m., peut exister sans pour cela affecter la courbe des résistivités apparentes.

Plus à l'ouest encore, vers Bossenot et les Grands Marais, nous constatons que les formations graveleuses de surface disparaissent pour faire place aux moraines argileuses. Les différents sondages électriques effectués dans cette région font apparaître des dépôts de moraine argileuse de 60 Ω m. avec quelques intercalations probablement graveleuse de 135 Ω m.

En conclusion, nous pouvons dire que les corrélations entre sondages électriques sont pratiquement exclues. Chaque sondage électrique présente une évolution lithologique fort différente de son voisin, ce qui tendrait à prouver que les formations sont en réalité très complexes, d'extension latérale réduite, et probablement lenticulaires. Quelques grands sondages électriques nous ont permis d'esquisser l'allure du substratum profond dans l'arrière-pays de Thonon. En ce qui concerne le conglomérat des Drances, il s'est très probablement répandu dans la dépression. Mais nos résultats ne nous permettent pas de confirmer cette hypothèse.

LÉGENDE

QUATÉNAIRE

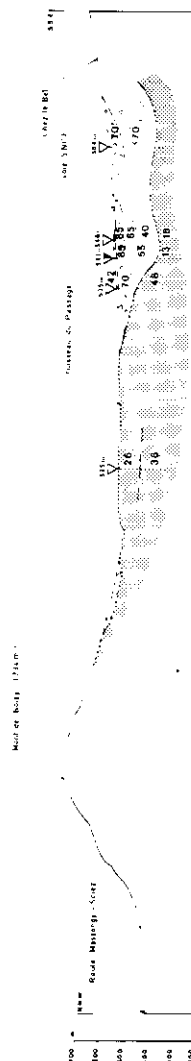
- [] Moraine argileuse
[] Dépôts gravo-sableux
[] indifférencié

SUBSTRATUM

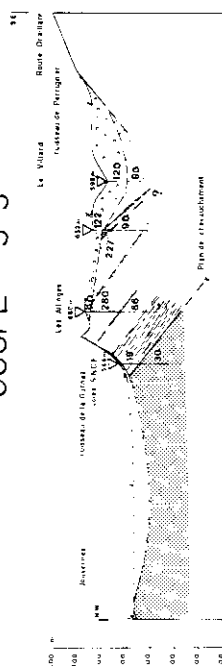
- [] Mélasse chaletaine subalpine
[] Flysch Ultrahelvétique gréseux
[] Flysch Ultrahelvétique intermédiaire
[] Flysch Ultrahelvétique marneux
[] Calcaire des Préalpes Médiannes

- W- Sondages électriques placés sur le profil
V- Sondages électriques proches du profil
74 Résistivités électriques des formations en ohms m

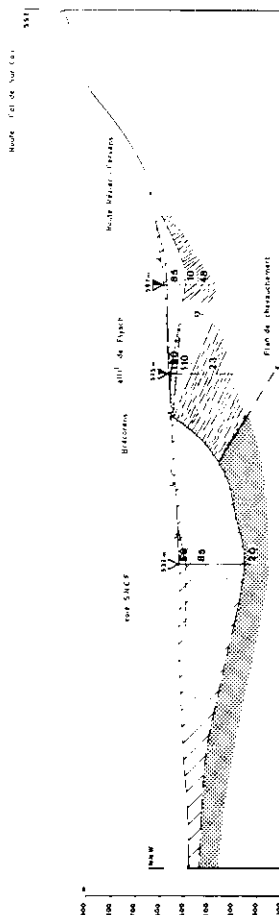
COUPE 1-1



COUPE 3-3



COUPE 2-2



COUPE 4-4

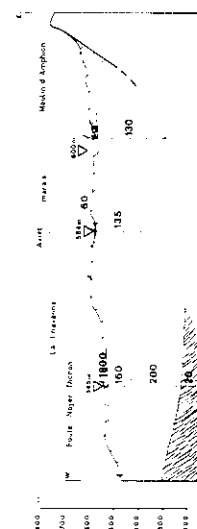


Fig. 27 Coupes géologiques interprétées à l'aide des sondages électriques
(situation géographique des coupes. voir Fig. 26)

Etude détaillée du sillon de Brécœrens

Interprétation du profil de sondages électriques réalisés à proximité de Fessy

Lors de l'étude régionale du Quaternaire et du substratum, nous avons vu qu'un sillon est situé sur le tracé principal du chevauchement du flysch ultra-helvétique sur la Molasse subalpine. Son extension latérale est limitée.

Nous avons effectué quelques sondages électriques complémentaires, afin d'établir la répartition des différentes formations, ainsi que la forme du toit du substratum. Nous avons tracé sur la figure 28 un profil interprété sur la base de 11 sondages électriques.

On aperçoit clairement le flysch chevauchant la Molasse subalpine. Faute de mieux, nous avons placé la trace du plan principal de chevauchement au point le plus bas du sillon. La succession lithologique du flysch ultrahelvétique est particulièrement bien visible dans ce profil, où nous avons rencontré les trois formations.

De part et d'autre de ce sillon, que rien ne révèle en surface, les formations imperméables sont subaffleurrantes. Relevons que la gravimétrie, comme l'électricité, nous indique que le flanc NW du sillon est plus raide que le flanc SE. Ce sillon, qu'aucune rivière postglaciaire ne semble avoir creusé (pas d'exutoire connu), pourrait avoir comme origine un surcreusement glaciaire, favorisé par une zone fortement tectonisée. Une origine tectonique du sillon n'est cependant pas exclue.

Quant au remplissage, l'interprétation nous donne une couverture conductrice qui fait place par endroits à des dépôts graveleux résistants. En profondeur, la résistivité des formations oscille entre 95 et 130 Ω m.

Les résultats géoélectriques ont pu être corroborés grâce à la méthode gravimétrique. Sur la base des densités spécifiques des formations déterminées pour la région par A. Donzé, nous avons calculé l'anomalie de pesanteur provoquée par la structure étudiée. On constate une grande similitude entre l'anomalie résiduelle ($d = 2,40$) obtenue par des mesures gravimétriques sur le terrain et l'anomalie calculée sur la base des résultats issus de l'interprétation des sondages électriques. Dans la partie médiane du profil, l'anomalie négative est de 1,2 milligals. Elle est provoquée par une épaisseur de 280 m. environ de remplissage quaternaire.

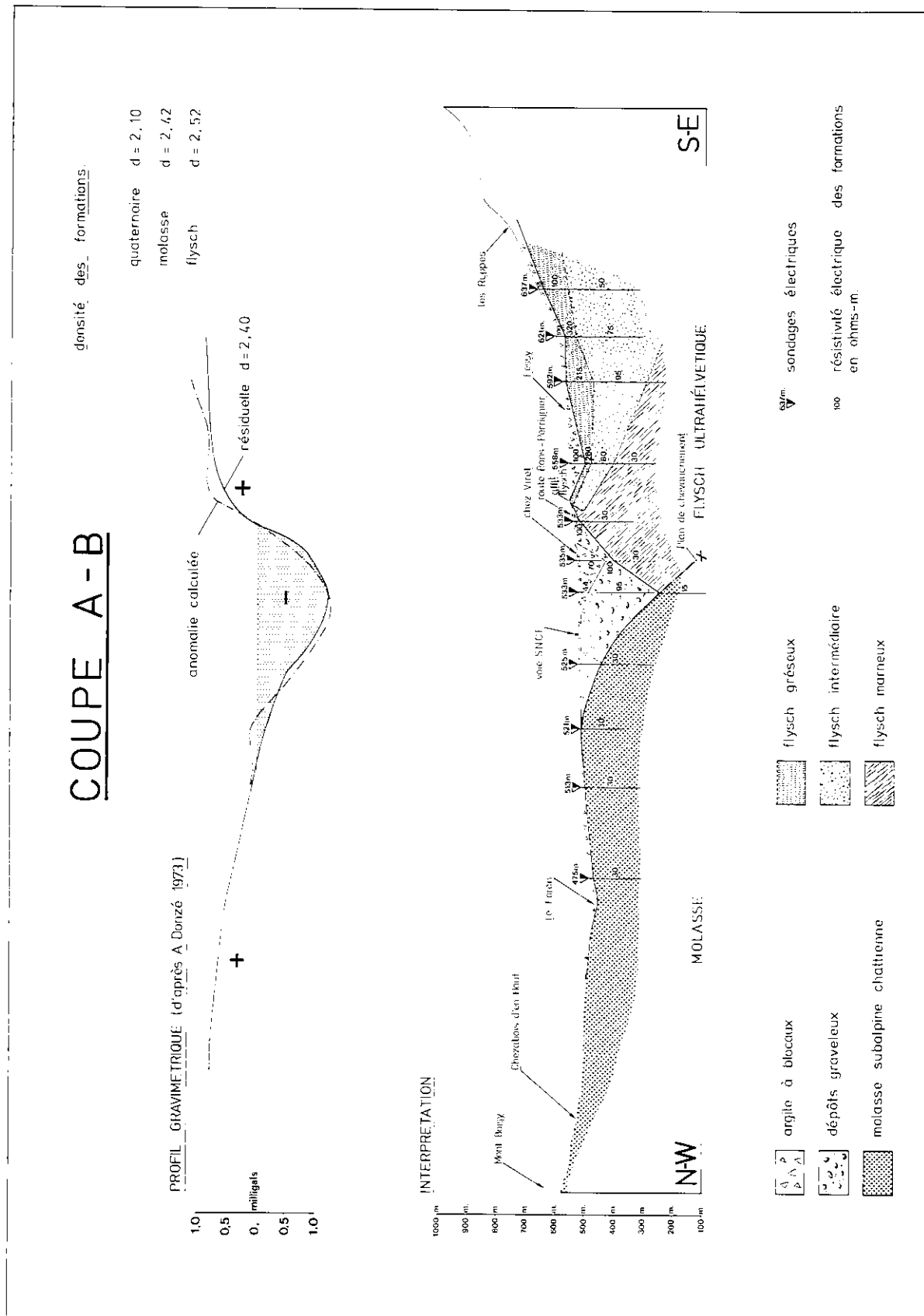


Fig. 28 Sillon de Brécœrens.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS

Le travail, auquel nous avons procédé, dans la zone sud, avait pour but de donner une description des dépôts quaternaires et, surtout, de la structure du substratum de la région comprise entre Langin et Thonon, Bas Chablais. Ces recherches, tant géophysiques, nous ont permis d'arriver aux conclusions suivantes:

Le Quaternaire

L'étude géoélectrique des dépôts du Bas Chablais a mis en évidence les variations lithologiques et l'extension de la plupart des formations quaternaires. En ce qui concerne la nature des couches profondes, l'interprétation géophysique, puis géologique de nos résultats nous incite à considérer, dans une synthèse très générale, qu'une fraction du Quaternaire est pour l'essentiel composée d'éléments graveleux-sableux mal classés, électriquement peu résistants. L'autre fraction est constituée par des moraines argileuses qui, selon les résultats obtenus par les sondages électriques, sont d'épaisseur très variable.

Dans la région des terrasses supérieures de Thonon, les tentatives de corrélation entre les divers sondages électriques se sont avérées vaines; et état de choses est dû aux difficultés d'interprétation des sondages électriques (terrain de surface électriquement très résistant) et aux fortes variations latérales des formations. Ailleurs, l'extension latérale des couches constituant le Quaternaire dépend en grande partie de la forme du toit du substratum.

La carte des résistivités apparentes nous a fourni la forme et la distribution des dépôts pléistocènes subafléurants.

— La moraine argileuse s'étendant sous la forêt de Planbois fait place en surface, plus à l'est, à des sédiments graveleux ou sableux d'épaisseur variable. En parcourant les environs de Brécorens, on distingue des vallums morainiques irrégulièrement répartis, mais d'orientation à peu près constante parallèle au front des Préalpes. Vers Bossenot, à la faveur d'une légère dépression, la moraine argileuse apparaît à nouveau. d'épaisseur variable, entre 15 et 60 m., elle compose l'essentiel du bassin des Blaves. Plus à l'est encore, la moraine disparaît sous les multiples terrasses de Thonon. Le Quaternaire devient très épais en trois endroits: le sillon de Brécorens (prof. 280 m.), la dépression située sous la forêt de Planbois (prof. 270 m.) et la grande dépression de l'arrière-pays de Thonon (prof. 400 m.). Ces trois emplacements constituent probablement d'intéressants réservoirs hydrogéologiques.

Le substratum

La structure du toit du substratum est caractérisée par la présence de trois unités différentes. L'étude des sondages électriques nous a permis de situer la trace des plans de chevauchement et de définir ainsi les domaines relatifs à chaque unité. Nos travaux font apparaître la limite septentrionale de la nappe des Préalpes médianes, ainsi que celle de la nappe ultrahelvétique, ils révèlent en outre la présence de la Molasse châtienne subalpine parautochtone.

La forme générale du toit du substratum est due à la présence de deux écaillés tectoniques formant chacune une colline: les Allinges pour le flysch ultrahelvétique et le Mont de Boisy pour la Molasse subalpine. Entre ces deux structures majeures et le front des Préalpes, nous avons un système complexe de dépressions et de zones presque tabulaires.

A l'intérieur de la nappe ultrahelvétique, composée essentiellement de flysch dans notre région, nous avons défini trois formations qui sont de résistivités décroissantes avec la profondeur. La première est composée de grès et de conglomérats, la seconde, qui n'affleure pas dans la zone étudiée, est attribuée à un ensemble grés-marneux. Quant à la formation inférieure, elle est composée de flysch marneux et d'intervalles gréseux.

C) RESULTATS OBTENUS DE LA ZONE NORD

Roland PAQUIN

CHAPITRE I

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Situation géographique

La région que nous allons étudier par méthodes géoélectriques comprend une grande partie du Bas-Chablais. Elle se limite au nord-ouest par la rive gauche du lac Léman, de Corsier à Evian. Sa limite sud dessine une ligne brisée qui passe par Corsier, le sud du Mont de Boisy jusqu'à Chavannex, puis rejoint la route nationale 203 qu'elle suit jusqu'à Thonon.

Sur la rive droite de la Drance, l'étude s'étend sur le Plateau de Vinzier, jusqu'à la longitude approximative d'Evian.

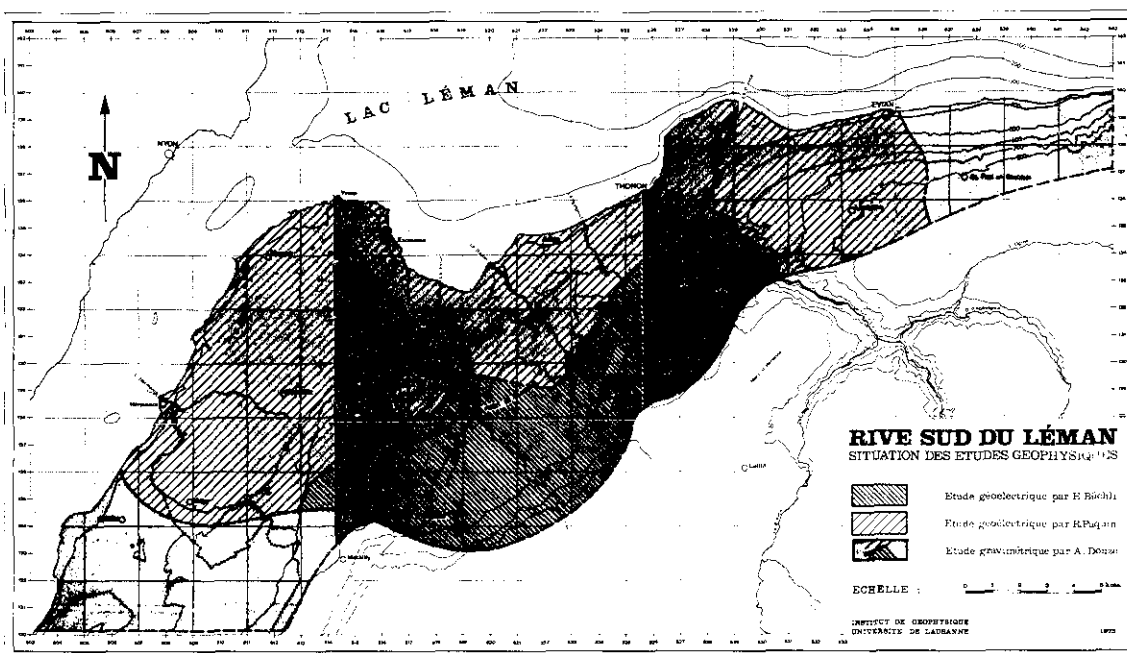
Nous voyons déjà que cette région allongée de direction sud-ouest — nord-est se divise en une zone ouest d'environ 116 km², qui sera l'objet essentiel de cette étude, et une zone est annexe d'une cinquantaine de km², comprenant le Plateau de Vinzier et le delta de la Drance.

Cette zone du Bas-Chablais apparaît comme un vaste plateau unissant le front des Préalpes aux rives du lac Léman.

Sur la partie ouest, seule l'échelle molassique du Mont de Boisy rompt la tranquillité du relief marqué essentiellement par les formations quaternaires.

Les rivières, à l'exception de la Drance, prennent souvent naissance à partir de zones marécageuses.

Nous pouvons noter également que les cours d'eau drainant les zones molassiques sont plus importants que ceux situés sur les formations quaternaires.



Situation géographique.

Morphologie

Les cartes géologiques couvrant la zone délimitée ne laissent apparaître que peu de renseignements quant à la structure et au style géologique de cette région. En effet, près de 95% de la surface étudiée est recouverte par des terrains quaternaires.

L'aspect du plateau du Bas-Chablais, faiblement incliné, parsemé de collines plus ou moins allongées et de dépressions grandes ou petites, est dû essentiellement à la mise en place des éléments glaciaires et fluvio-glaciaires würmiens. Il faut toutefois noter que le modelé avant les glaciations a probablement influencé la mise en place des dépôts quaternaires. Ceux-ci ont en effet comblé certaines structures ou encore épousé des reliefs préexistants. C'est pourquoi les épaisseurs du Quaternaire sont très variables. Les sondages électriques, dont nous parlerons lors de chapitres ultérieures, nous ont révélé en maints endroits des épaisseurs de Quaternaire dépassant largement 100 mètres.

Nous nous attacherons surtout à étudier la couverture quaternaire et à y distinguer les dépôts ayant un intérêt hydrologique et une influence sur la mesure des résistivités. Nous avons néanmoins dressé une carte géologique regroupant les éléments géologiques mis en évidence par E. Gagnebin (1940), H. Badoux (1961), A. Jayet (1964) et nos levés personnels. (Voir planche 1).

DESCRIPTION GEOLOGIQUE

Sur cette carte figurent les formations suivantes:

A – DEPOTS QUATERNAIRES

a) Eboulis et glissements de terrains

Les éboulis modifient légèrement la morphologie de la base du versant nord du Mont de Boisy.

Les glissements de terrains résultent, au sud de Fêternes (rive droite de la Drance), de la présence d'argiles glacio-lacustres sous la moraine. Sur la rive droite de l'Hermance, ils sont dus à la solifluxion de la moraine argileuse.

b) Alluvions récentes

Les seules alluvions récentes importantes sont celles de la Drance. Celle-ci, du pont de la Douceur jusqu'au lac, divague sur un lit d'alluvions grossières où elle se divise en plusieurs bras délimitant des îlots allongés.

c) Dunes de sable

Dans la baie de Sciez, nous trouvons des formations éoliennes dont une bonne partie du matériel doit provenir de la Molasse du Mont de Boisy, érodée et transportée jusqu'au lac par le Foron. Puis les variations annuelles du niveau du lac permettent au vent de reprendre ce matériel et de le déposer en dunes sur le rivage.

d) Marais et tourbières

Lors du retrait glaciaire, des marais se sont formés dans des dépressions plus ou moins fermées. Au voisinage de Corsier, des drainages les ont asséchés et nous y trouvons de la tourbe et de la craie lacustre riche en fossiles. Les marais et les tourbières ont également une importante extension dans les dépressions morainiques du Plateau de Vinzier.

e) Terrasses lacustres de 30, 10 et 3 mètres

On reconnaît, lors de l'abaissement du Léman, trois étapes principales qui se concrétisent par les terrasses de 30, 10 et 3 mètres. Il faut toutefois noter la présence de terrasses intermédiaires nous prouvant que le niveau du lac ne s'est pas abaissé strictement en trois étapes, mais par une succession de petites dénivellations suivies de périodes de stabilité plus ou moins longues.

f) Terrasses de Thonon

Les terrasses de Thonon sont des dépôts de la Drance dans un lac périglaciaire déterminé par le versant de la vallée et le glacier du Rhône en régression. La structure de ces dépôts est deltaïque et le retrait saccadé du glacier permet d'expliquer l'emboîtement de ces diverses terrasses.

g) Dépôts gravelo-sableux

Nous avons cartographié sous ce terme aussi bien des formations fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres que des moraines caillouteuses würmiennes. Ces dépôts, souvent masqués par une couverture argileuse, sont facilement mis en évidence par les méthodes électriques.

h) Moraine argileuse

Cette moraine contient des galets striés et des blocs et s'étale largement sur toute la plaine. Du point de vue topographique, cette moraine constitue les plateaux à faible inclinaison.

i) Drumlins, vallums morainiques

La moraine argileuse forme également des collines plus ou moins allongées, dont les éléments caillouteux tendent à dominer.

Sur la partie est de notre terrain (Plateau de Vinzier), les vallums ont été attribués au Würm III et reposent sur d'anciennes moraines.

j) Conglomérats de la Drance.

Il s'agit d'une formation conglomératique, assez bien cimentée et qui détermine les hautes parois dans la vallée de la Drance. De caractère fluvatile, cette formation prend une allure deltaïque vers l'aval (H. Badoux). Ces dépôts sont généralement considérés comme une alluvion de progression du glacier rhodanien du Würm I dans une vallée interglaciaire plus profonde que la vallée actuelle.

B — MOLASSE

La Molasse affleure essentiellement sur le flanc nord et est du Mont de Boisy et dans le Foron en amont de Sciez. On la retrouve également près de Loisin (512.500/127.000), dans le ruisseau du Dronset (520.250/131.600) et dans le Redon (522.100/131.400).

Deux sondages profonds destinés à la recherche destinés à la recherche pétrolière ont révélé des épaisseurs très importantes de la Molasse: 1773 m. au Mont de Boisy (515.425/128.600) et 565 m. près de Messery (512.200/133.700).

Nous verrons ultérieurement que les valeurs des résistivités obtenues nous permettent d'avancer que presque tous les affleurements décrits ci-dessus sont d'âge chattien.

C — NAPPE DES PREALPES MEDIUM

Seuls deux affleurements appartenant au Trias apparaissent à l'ouest de Vinzier. Ils sont constitués de calcaire dolomitique et de cargneule.

CHAPITRE II

LES METHODES D'INVESTIGATION UTILISEES

Nous avons, pour cette étude, utilisé deux techniques de mesures: le trainé électrique et le sondage électrique, dont les principes généraux ont été exposés au début de ce travail. Pour toutes ces mesures, nous avons employé le dispositif Schlumberger.

La campagne géophysique s'est déroulée en deux temps principaux: Nous avons d'abord couvert toute la surface à étudier par un trainé électrique ($A-B = 100$ m.), à raison d'une mesure tous les 100 mètres pour chaque profil. Les profils ont été orientés, chaque fois que cela était possible, perpendiculairement aux structures que laissait entrevoir l'étude géologique préliminaire.

En espaçant les profils d'environ 500 mètres, nous ne pouvions laisser échapper aucun contraste de résistivité important. Après avoir tracé la carte des résistivités apparentes, qui nous donne une excellente connaissance des variations horizontales de la résistivité, nous avons pu disposer rationnellement les sondages électriques pour définir cette fois les variations de la résistivité, avec la profondeur.

Echelle des résistivités spécifiques

Nous avons pu précédemment que la résistivité spécifique d'une formation reste relativement constante à l'intérieur de celle-ci, alors qu'elle varie considérablement d'une formation à l'autre. Il convient alors d'examiner les valeurs de résistivité que nous pouvons rencontrer dans notre région.

FORMATIONS	RESISTIVITES SPECIFIQUES (ohm.m)
A. Quaternaire	
Couche superficielle. Cette première couche a généralement présenté des résistivités plus élevées que celles des terrains sous-jacents, les mesures ayant été effectuées lors de périodes sèches.	variable (valeurs de 100 à 200 fréquentes)
Graviers aquifères — alluvions récentes de la Drance. Les graviers formant ces alluvions sont poreux et gorgés d'eau, raison de leur relativement faible résistivité.	100 — 250
Graviers «secs». Les graviers «secs» partiellement cimentés peuvent avoir des valeurs supérieures à 1000 ohm.m.	250 — 1000
Sables	100 — 150
Moraines argileuses	20 — 60
Moraines gravelo-sableuses. Les moraines sont d'autant plus conductrices qu'elles sont plus argileuses, alors que leur résistivité augmente avec la teneur en sables et graviers.	60 — 120
Sédiments fins — vases	15 — 40
Poudingues	> 150
B. Molasses	
Molasse chattiennne	20 — 40
Molasse aquitanienne	50 — 70
Molasse burdigalienne	80 — 150
C. Nappe des Préalpes médianes	
Roches carbonatées — gypse	>300

Ces résultats sont basés sur de nombreuses observations faites ces dernières années par l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne et des observations personnelles. Pour les résistivités spécifiques des molasses, nous renvoyons le lecteur aux études statistiques de G. Favini (1966-1970) et de C. Meyer de Stadelhofen (1965-1970).

Le tableau ci-dessus met en évidence certaines limitations de la méthode électrique. Par exemple, le toit de la Molasse chattienne sera facilement défini sous une accumulation graveleuse, alors que sous une moraine argileuse, la différenciation sera plus difficile ou même impossible.

Il faut noter que les indéterminations causées par un trop faible contraste de résistivité ont peu être levées, généralement par la méthode gravimétrique (A. Donzé 1973).

RESULTATS DU TRAINE ELECTRIQUE

Il est important de rappeler qu'une carte de résistivité est exprimée en résistivités apparentes pour une longueur de ligne donnée et non en résistivités vraies. La résistivité apparente ne peut se confondre avec la résistivité vraie que si une formation est subaffleurante, de grande extension horizontale et suffisamment épaisse par rapport à l'espacement du dispositif de mesure.

Lorsqu'on regarde la carte de résistivité dans son ensemble (voir planche 2), la première chose qui frappe est l'allongement des surfaces de même résistivité dans la direction sud-ouest — nord-est. Les résistivités voisines forment des bandes parallèles au front des Préalpes et au Petit-Lac, mais obliques par rapport à la direction des rives du Grand-Lac. En second lieu apparaissent des résistivités relativement faibles dans la partie ouest de l'étude, depuis la frontière suisse jusqu'à la Baie de Coudrée. A l'est de celle-ci, jusqu'à Thonon, les valeurs sont plus élevées, avec des variations latérales rapides. Enfin, à l'est de la Dranse, les résistivités sont fortes et uniformes.

Commençons par analyser la partie ouest de cette étude, marquée essentiellement par de faibles résistivités.

Sur les rives, d'Hermance à Yvoire, les plages de résistivité inférieure à 35 ohm.m correspondent à la Molasse chatienne, dont la résistivité spécifique, obtenue par sondages électriques, se situe entre 21 et 25 ohm.m. Cette Molasse, qui appartient au chapelet anticlinal de Messery, supporte une faible couverture argileuse de résistivité comprise entre 30 et 40 ohm.m.

Malgré une prospection systématique des cours d'eau de cette région, aucun indice géologique ne permet de déceler la présence de la molasse sous l'argile, ce qui met bien en évidence, dans ce cas, l'efficacité de la méthode électrique.

Le forage pétrolier de Messery (512200/133700) donne le toit de la Molasse Chatienne à 18 mètres de profondeur. Comme ce forage se trouve approximativement sur la courbe de résistivité de 35 ohm.m, on peut admettre que l'épaisseur de la couverture quaternaire est généralement inférieure à 20 mètres sur toute cette zone.

Plus au sud, s'étalant sur le versant nord et est du Mont de Boisy, de Veigy jusqu'au-delà de Sciez, les résistivités inférieures à 35 ohm.m couvrent une superficie importante de plus de 30 km². Ces valeurs correspondent-elles aussi à la Molasse chatienne?

Bien que les affleurements soient rares, les études statistiques sur les molasses (G. Favini, C. Meyer de Stadelhofen) permettent de répondre par l'affirmative, en ce qui concerne le Mont de Boisy et le bassin du Foron. Le problème de la Molasse du Mont de Boisy sera étudié ultérieurement, c'est pourquoi nous n'insisterons pas sur l'interprétation géologique de ce mont dès maintenant.

A l'ouest du Mont de Boisy, le seul trainé électrique était insuffisant pour affirmer qu'il s'agissait bien de Molasse chatienne. Mais, après quelques sondages électriques, ce doute a pu être éliminé, bien que le contraste de résistivité entre la molasse et la couverture quaternaire (moraine argileuse) soit assez faible.

Par conséquent, la courbe de 35 ohm.m. délimite bien l'extension maximum de la Molasse chatienne sous faible couverture quaternaire (< 20 m) et, ici, la carte de résistivité peut se lire pratiquement comme un écorché géologique.

Entre les deux zones molassiques décrites ci-dessus, les résistivités de 50 à 60 ohm.m sont très fréquentes. Les résultats comparés obtenus par gravimétrie et par sondages électriques montrent qu'il ne peut s'agir de Molasse aquitaniennne ($\rho = 50-70$ ohm.m). Ces valeurs correspondent à la moraine argileuse à galets striés et blocs. Dans cette moraine argileuse, un axe de plus forte résistivité prend naissance au nord de Douvaine et se termine dans le lac au sud-ouest d'Hermance. Cet axe est formé essentiellement de dépôts graveleux presque entièrement masqués par une faible couverture argileuse. Ces graviers comblent en partie la dépression molassique s'allongeant au nord de l'axe Douvaine — Hermance (carte des isohypses du toit du substratum, planche 4).

On peut observer ces formations graveleuses à la gravière de Chevreys (507500/127000) et au bord de l'Hermance (508400/127800).

Les formations ont été tour à tour attribuées à l'interglaciaire Riss – Würm (Gagnebin, 1937) et à la moraine caillouteuse profonde würmienne (Jayet, 1964). Nous n'excluons toutefois pas que ce remplissage graveleux soit d'origine fluvio-glaciaire. Cette hypothèse repose d'une part sur la répartition géographique de ces graviers, révélée par la méthode électrique. Leur extension se prolonge d'ailleurs dans le lac à l'ouest de Chevreys (Sigrist, 1972). Fait intéressant, cette bande graveleuse trouve son homologue sur la côte suisse, le lac jouant le rôle d'axe de symétrie. Il est facile d'imaginer qu'une langue de glace séparait ces deux drains, qui constituent probablement un chenal ou une série de dépressions périglaciaires. D'autre part, cette formation ne laisse jamais paraître d'accidents mécaniques tels que failles, flexures ou affaissements dus à la fonte de glace morte. La stratification est subhorizontale et la taille des galets, généralement bien lavés, est remarquablement uniforme. Les seuls gros blocs que l'on peut trouver dans la gravière de Chevreys, par exemple, appartiennent à la moraine argileuse superficielle.

Il est évident que si l'on admet une origine fluvio-glaciaire de cette formation graveleuse, il faut l'attribuer à un interstade de la glaciation du Würm.

De fortes résistivités se trouvent encore vers la Pointe d'Yvoire. Il s'agit ici de moraines graveleuses formant de petites collines qui s'élèvent jusqu'à 40 mètres au-dessus de la plaine avoisinante.

Au sommet du Mont de Boisy, notons la présence d'une plage relativement résistante. Elle est due à d'importants dépôts morainiques argileux qui recouvrent dans la partie sud une formation plus graveleuse, dont la puissance peut atteindre 200 mètres.

La partie de l'étude située entre le Foron de Thonon possède, quant aux résistivités, un aspect très tourmenté. Les variations latérales des valeurs de résistivité sont très fréquentes et offrent des contrastes importants.

Encore une fois, les résistivités inférieures à 35 ohm.m appartiennent à la Molasse chattienne, à l'exception d'une petite colline sise entre Dursilly et Lauzenette (523500/132800), dont les faibles valeurs sont dues à un dépôt de moraine argileuse.

En dehors du bassin du Foron, cette molasse apparaît à la Mécanique (522000/131500), près de Jouvernex et affleure même dans le Redon. On retrouve également la Molasse chattienne à l'est de la Pointe d'Anthy, sous une couverture graveleuse inférieure à 4 mètres.

Si les plages de fortes résistivités entre Sciez et Thonon sont toutes dues à des dépôts gravo-sableux, ceux-ci ont souvent des origines différentes.

Sur la rive gauche du Redon, nous trouvons près du lac des graviers superficiels appartenant aux terrasses de 10 et 30 mètres. Plus en amont, au-delà de la route nationale de Thonon, les formations graveleuses constituent soit des vallums morainiques, soit des drumlins.

Dans la forêt de Planbois, entre les kilomètres 130 et 131, le substratum molassique forme une dépression fermée, remplie de graviers dont l'épaisseur atteint 90 mètres.

Au sud d'Anthy, jusqu'au kilomètre 132,5, les graviers se dessinent dans le paysage par une succession de vallums morainiques.

La Pointe d'Anthy se marque, comme on pouvait s'y attendre, en valeurs élevées. La morphologie de cette pointe et l'épaisseur des graviers qui la forment nous obligent à l'attribuer à un ancien delta, bien qu'aucune rivière n'y aboutisse. La répartition des graviers n'est symétrique qu'en surface. Si nous avons utilisé une longueur de ligne d'émission plus grande que 100 mètres, les plages de fortes résistivités se seraient déplacées au sud-ouest où l'épaisseur des graviers atteint plus de 90 mètres. Les travaux de Sigrist (1972) montrent que le delta d'Anthy se fait sentir assez fortement encore à plusieurs centaines de mètres au large de la côte, avec un trainé électrique sous-lacustre A-B = 400 m.

Les plages de fortes résistivités qui s'étendent de Mésinges (523000/131000) à Corzent (524000/135000) sont d'origines complexes. Une grande partie de ces valeurs élevées s'explique par la présence de vallums morainiques gravo-sableux. Le village de Mésinges est construit sur un de ces vallums.

Juste au sud du Château de Lauzenette (132500), on rencontre une plage de résistivité supérieure à 400 ohm.m qui occupe cette fois une dépression. Les graviers qui s'y trouvent reposent dans un sillon molassique qui se prolonge jusqu'au delta d'Anthy. Sur la carte gravimétrique (A. Donzé, 73), un axe négatif confirme la présence de ce sillon.

Au nord-est de Lauzenette, on trouve encore un vallum morainique encadré par les cailloutis des terrasses de Thonon. Une gravière à Corzent montre bien la disposition deltaïque des sédiments gravo-sableux déposés dans ces terrasses.

Le delta de la Drance au nord-est de Thonon se marque, comme on pouvait s'y attendre, par de fortes résistivités. Sur la rive gauche, les valeurs sont très élevées (> 400 ohm.m.). Cette rive, entre St. Disdille, Vongy et le Château de Ripaille, est constituée par la terrasse lacustre de 10 m. En réalité, celle-ci est complexe, car elle comprend plusieurs paliers.

Sur la rive droite, la résistivité, plus faible, ne dépasse que rarement 300 ohm.m. Toute la région du delta, qui s'étend de l'usine de Vongy à Amphion, constitue la terrasse de 3 m.

En admettant que le niveau de la nappe phréatique soit contrôlé par celui du lac, il n'est pas difficile de comprendre les différences de résistivités qui affectent les deux rives de la Drance. Nous avons vu précédemment que la conductivité des roches est de type électrolytique. De part la différence d'altitude des deux terrasses, les graviers de la rive gauche sont "secs" sur une épaisseur plus importante que ceux de la rive droite. Par conséquent, la conduction électrolytique est davantage freinée sur la rive gauche et la résistivité est plus forte. Le même principe s'applique pour les alluvions récentes. Celles-ci se trouvant pratiquement au niveau de la nappe phréatique, leurs résistivités sont plutôt faibles. En effet, ces valeurs ne dépassent pas 200 ohm.m.

Il est intéressant de constater que la courbe 800 ohm.m, au nord-est de Thonon, correspond approximativement à la limite d'une terrasse de 50 mètres au-dessus du lac. Ici, la totalité des filets de courant traverse des graviers "secs", ce qui explique les très fortes résistivités rencontrées.

Pour voir couler la Drance sur son substratum, il faut remonter jusqu'à 600 mètres au-dessus du Pont de la Douceur. On peut y distinguer un affleurement de flysch ultrahelvétique marqué par une très faible résistivité (< 35 ohm.m.). Déjà au coude de la Drance (kilomètre 136), on voit les valeurs tomber au-dessus de 100 ohm.m. Cette chute des résistivités est probablement due à l'influence du substratum sous les alluvions récentes, mais il est impossible de définir si celui-ci est molassique ou de type flysch, puisque la résistivité spécifique de ces deux formations est semblable.

Le Plateau de Vinzier, nous l'avons dit, présente des résistivités fortes et peu contrastées. C'est une région où, il faut le dire, la méthode électrique ne donne que fort peu de résultats.

Pourquoi l'application de cette méthode est-elle limitée dans cette région.

A la suite des études de Gagnebin (1937), Burri (1963), puis par le travail de synthèse de Blavoux de Dray (1971), nous commençons à acquérir une bonne connaissance du Quaternaire régional. Il s'avère que ces dépôts quaternaires, plus ou moins graveleux, sont souvent très épais. Le sondage mécanique de Sionnex (534270/136940), profond de 214 m., n'a pas touché le substratum.

Dans la partie nord du Plateau de Vinzier, où l'épaisseur du Quaternaire est la plus importante, il faudrait exécuter des sondages électriques très étendus pour pouvoir déterminer la nature du substratum. Ceci n'est pas possible, car les routes ou chemins bordés de conduites métalliques sont de plus en plus nombreux dans cette région.

Beaucoup moins peuplées, la partie sud du plateau ne pose pas les mêmes problèmes. Les dépôts quaternaires, beaucoup plus minces, reposent sur le calcaire des Préalpes médianes qui, électriquement parlant, se distingue mal des moraines graveleuses sus-jacentes.

Les variations de résistivité qu'on peut observer concernent donc la nature des sédiments, mais ne reflètent pas les variations de la profondeur ou la nature du substratum, sauf au sud du plateau près des affleurements de Trias.

L'étude des sondages mécaniques et des datations de certains horizons par les méthodes radio-actives a permis d'établir la stratigraphie suivante du Quaternaire régional (Blavoux et Dray, 1971), de haut en bas:

— Unité 1:

Fluvio-glaciaire supérieur (terrasses de Thonon). Un seul affleurement sur la rive droite (530.5/134,5) qui se marque par une résistivité supérieure à 400 ohm.m. Formation tardi et postglaciaire.

— Unité 2:

Moraine supérieure divisée en deux masses distinctes par un interstade daté de 23.000 ans B.P. (Würm IVa IVb d'après la classification de F. Bourdier). Cette formation couvre tout le Plateau de Vinzier.

Au nord de la courbe 750 m., l'unité 2 étant très épaisse, les différentes résistivités définissent les variations lithologiques de cette formation (plus ou moins argileuse).

Au sud de la courbe 750 m., l'épaisseur du Quaternaire est beaucoup moins importante. La valeur des résistivités est alors influencée par l'unité 3 (fortes valeurs), puis l'unité 4 et le substratum triasique, dont les valeurs sont relativement faibles.

— **Unité 3:**

Fluvio-glaciaire inférieur correspondant à l'interstade du Würm III-IV ou de Paudorf. Cette formation gravelo-sableuse avec passées argileuses possède une résistivité élevée. L'eau d'Evian est tirée essentiellement de cette unité.

— **Unité 4:**

Moraine inférieure qui appartient de toute vraisemblance au Würm III. Elle est constituée principalement d'argiles à blocs. Cette unité se distinguera par de faibles valeurs de résistivité.

Il est probable que cette dernière unité repose par endroits sur le Conglomérat des Drances, considéré comme une alluvion de progression du glacier würmien. Le sondage de Chessy, sur la rive gauche de la Drance, a traversé 2 m. de conglomérat à galets préalpins. Ce conglomérat pourrait bien être un équivalent de celui des Drances.

Les différences de résistivité entre la rive gauche et la rive droite de la Drance mettent en évidence d'une manière remarquable l'absence de l'unité 1 sur le Plateau de Vinzier.

En conclusion, nous voyons que la carte de résistivité a permis d'apporter un nombre important de précisions quant à la nature des sédiments quaternaires et du substratum qui, à l'exception du Plateau de Vinzier, est surtout molassique.

Encore une fois, nous constatons l'importance d'une collaboration étroite entre les géologues et les géophysiciens. Il est indispensable que, d'une part, les méthodes géophysiques relayent utilement le marteau de géologue, lorsque les affleurements deviennent trop rares; d'autre part, il faut dire que l'explication d'une carte de résistivité est impossible sans une bonne connaissance géologique de la région.

CHAPITRE IV

LE PROBLEME DU MONT DE BOISY

Introduction

Le Mont de Boisy a d'abord été couvert par un trainé électrique de 100 mètres de longueur de ligne (cf. carte de résistivité). Les premiers résultats obtenus se trouvant en contradiction avec les plus récentes hypothèses géologiques, nous avons décidé d'étudier ce problème plus en détail.

Plus d'une vingtaine de sondages électriques furent alors exécutés dans cette région. Le Mont de Boisy fut également traversé par quatre profils de direction nord-ouest — sud-est et espacés d'environ un kilomètre. Trois trainés électriques de longueurs de ligne différentes: A-B = 400 m., A-B = 100 m. et A-B = 40 m., furent mesurés le long de ces profils. L'ensemble de ces observations permet de définir avec précision les variations horizontales de la résistivité, tout en repérant les variations verticales de celle-ci sur une épaisseur de plus de 100 mètres.

Pour rendre compte des résultats obtenus, nous avons procédé de la façon suivante:

— Dans un premier stade, nous avons établi, en nous basant sur l'ensemble de nos mesures, un profil électrique expérimental type, recoupant le Mont de Boisy selon une direction nord-ouest — sud-est.

— Puis nous avons calculé le profil électrique théorique que fournirait chacune des coupes hypothétiques dressées par les divers auteurs. La comparaison entre le profil théorique et le profil expérimental donne pour chaque cas une idée de la valeur de l'hypothèse géologique avancée.

— Enfin, nous avons à notre tour construit une coupe hypothétique, en tenant compte de toutes les données tant géologiques que géophysiques. Il va sans dire que dans ce dernier cas, les profils électriques, théorique et expérimental, doivent coïncider.

Avant de passer à la description des coupes, il est nécessaire de rappeler les résistivités spécifiques des différents terrains qu'il est possible de rencontrer au Mont de Boisy.

Quaternaire (moraine gravelo-sableuse): = 60 — 120 ohm.m.

Molasse burdigalienne: = 80 — 150 ohm.m

Molasse aquitanienne: = 50 — 70 ohm.m.

Molasse chatienne: = 20 — 40 ohm.m

Au Mont de Boisy, seule la Molasse du Chattien supérieur a pu être identifiée avec plus ou moins d'assurance par la présence de rongeurs. Les âges des autres formations n'ont été établis que par leur faciès ou leur situation spaciale, aucun fossile n'étant spécifiquement déterminable.

La pauvreté des renseignements fournis par les moyens classiques de la géologie et les excellents résultats obtenus par l'étude statistique des résistivités des molasses (G. Favini, 1966-1970 et C. Meyer de Stadelhofen, 1965-1970) justifient notre recours aux méthodes électriques pour différencier le Chattien de l'Aquitainien.

4.1 COUPE GEOLOGIQUE No. 1: (fig. 31)

Ce modèle a été construit à partir des premiers résultats obtenus par le trainé électrique A-B = 100 mètres et les sondages électriques. Quelques éléments fournis par A. Jayet et par le sondage pétrolier du Mont de Boisy ont également permis d'étayer les hypothèses introduites dans cette coupe.

A partir des premiers résultats électriques, excluant la présence d'Aquitainien au sommet du Mont de Boisy et sur son flanc sud-est, nous avons admis, comme hypothèse de travail, que la Molasse chatienne subalpine chevauche la Molasse du Chattien supérieur décrite par A. Jayet. Le plan de chevauchement doit passer par la limite Chattien-Aquitainien levée par A. Jayet, et par la même limite dans le sondage mécanique du Mont de Boisy. Le pendage moyen du plan ainsi défini est d'environ 30° en direction du sud-est.

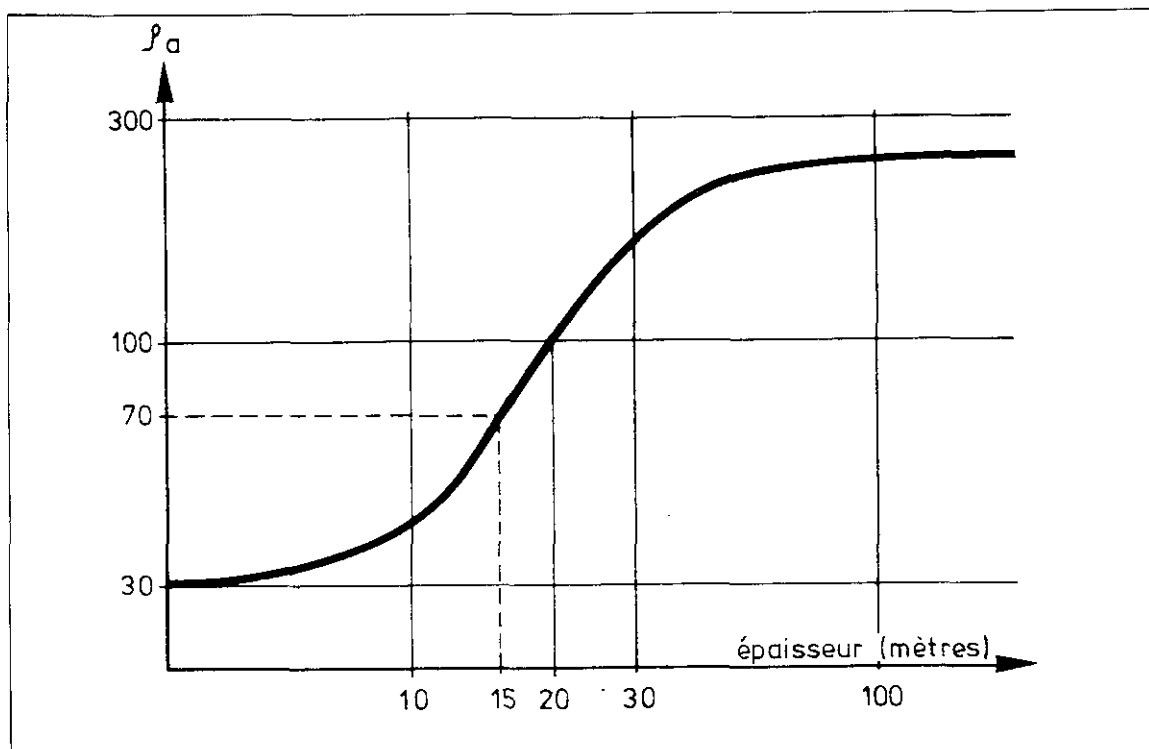


Fig. 30 Variation de l'épaisseur du Quaternaire en fonction de la résistivité apparente (ρ_a).

De l'extrémité nord-ouest du profil jusqu'à la première faille, les résistivités apparentes varient entre 70 et 80 ohm.m. Le sondage électrique D7 nous indique que ces valeurs sont une moyenne entre les résistivités des dépôts quaternaires ($\rho = 250$ ohm.m) et celles de la Molasse chattienne sous-jacente ($\rho = 30$ ohm.m).

En connaissant les résistivités spécifiques de ces deux formations, il est facile d'établir un graphique exprimant l'épaisseur du Quaternaire en fonction de la résistivité apparente. (fig. 30).

Nous voyons que tant que la résistivité apparente ne dépasse pas 100 ohm.m, l'épaisseur de la couverture n'excède pas 20 mètres.

Entre les deux failles et jusqu'au forage mécanique de Boisy I, la couverture végétale et quaternaire étant très faible, les résistivités apparentes devraient être proches de la résistivité spécifique de la Molasse chattienne. C'est bien le cas, à l'exception d'une anomalie deux mesures au voisinage immédiat de la faille sud-est. Cette anomalie ne se manifeste pas seulement sur ce profil. Elle forme une bande de 150 à 200 mètres de largeur qui s'étend sur le flanc nord, depuis le Château de Thénieres jusqu'à l'extrémité est du Mont de Boisy.

De la moraine plus ou moins graveleuse recouvre le flanc sud-est du mont, sur plus de trois kilomètres à partir du sommet. L'épaisseur de cette couverture dépassant parfois 60 mètres, les résistivités ne sont pas influencées par le substratum molassique. Elles traduiront essentiellement les variations lithologiques de la couverture quaternaire.

Depuis l'extrémité de ces dépôts et jusqu'à la terminaison sud-est du profil, les résistivités retombent sur les valeurs de la Molasse chattienne. Même si la molasse est peu visible sur le flanc sud-est, les valeurs électriques ne laissent planer aucun doute quant à sa présence et à sa nature.

Ainsi, à l'exception de l'anomalie positive située sur le flanc nord du mont, le profil théorique des résistivités, établi à partir de l'hypothèse géologique no. 1, correspond bien au diagramme expérimental. On pourrait penser que l'anomalie signalée marque à l'intérieur du Chattien un niveau de grès intensément cimenté ou du calcaire d'eau douce, signalé par Monsieur Rigassi. Nous reviendrons ultérieurement sur ce point.

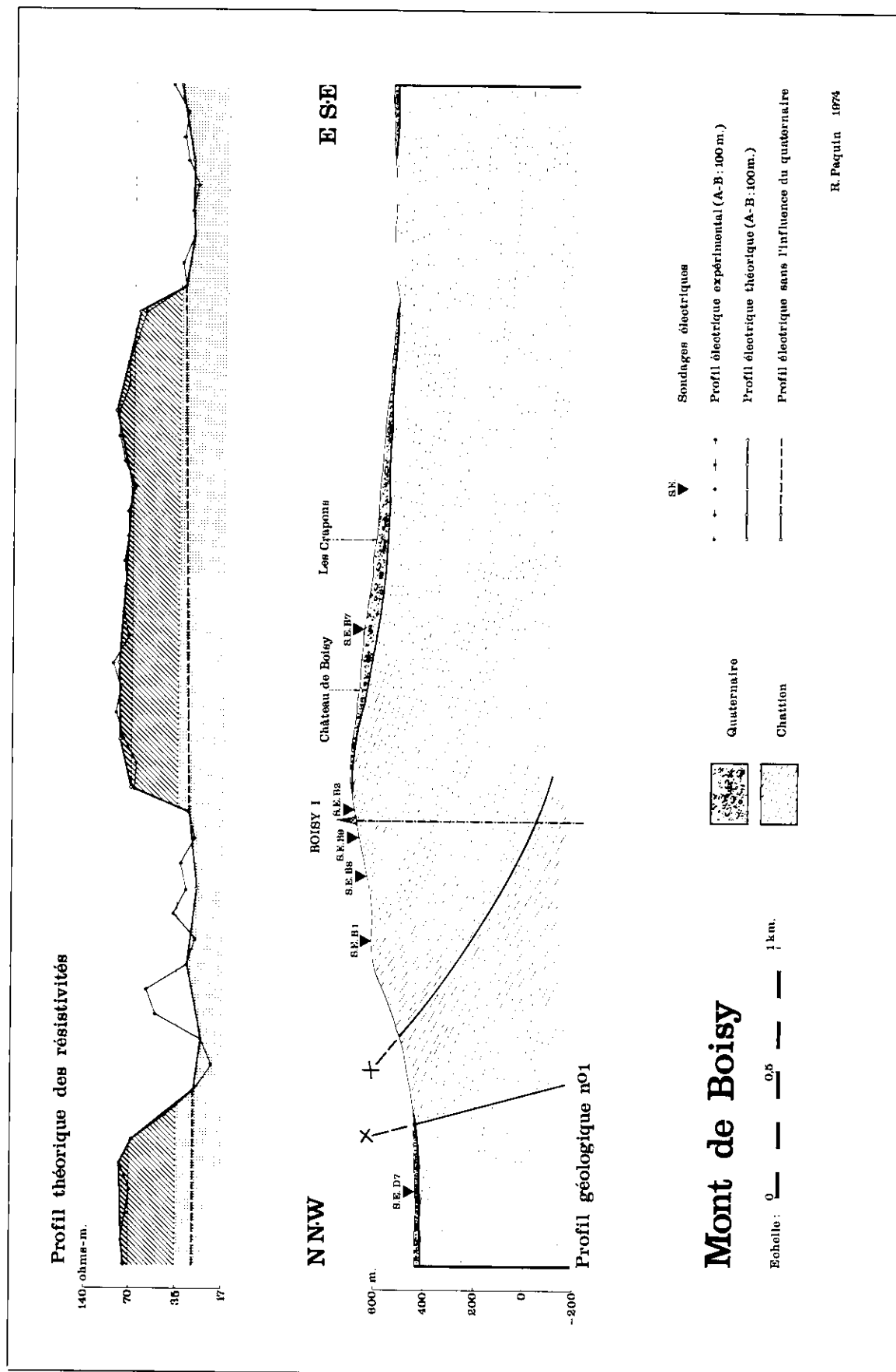


Fig. 31 Profil géologique no. 1 (d'après l'auteur).

4.2 COUPE GEOLOGIQUE No. 2 (d'après A. Lombard) fig. 32

Dans cette hypothèse, le Chattien n'apparaît pas du tout en surface. Il est remplacé par l'Aquitanien qui, fait intéressant, est traversé par un important plan de chevauchement. "Sur le front des Préalpes, la Molasse a subi de grandes dislocations, transversales et longitudinales. L'une d'elles surgit au-devant des Voiron et comprend l'écaïlle de Boisy,..." (A. Lombard, 1939). Sur la coupe géologique qui est la plus récente (1966), l'idée d'écaïlle reste présente.

Partout où la molasse est subaffleurante, le profil théorique des résistivités est différent du profil expérimental, car la Molasse est cette fois partout aquitanienne. Il existe toutefois une concordance limitée à l'extension de l'anomalie positive signalée sur le profil géologique no. 1, cette anomalie possédant en effet des valeurs caractéristiques de la Molasse aquitanienne.

Les valeurs de résistivités relativement élevées qui accompagnent sur le profil théorique les mesures gravo-sableuses ne coïncident pas avec les fortes valeurs du profil expérimental. Les dépôts quaternaires, contrairement à l'hypothèse de la coupe no. 2, sont tout à fait superficiels, sauf entre le Château de Boisy et les Crapons, où il convient de leur donner plus d'importance.

A l'extrémité sud-est du profil, le diagramme expérimental ne traduit pas la présence des nappes ultrahelvétiques, à moins qu'elles ne soient formées de flysch à résistivités très basses.

En résumé, cette hypothèse géologique satisfait assez mal les résultats électriques obtenus expérimentalement. Nous ne retiendrons toutefois la notion du chevauchement.

4.3 COUPE GEOLOGIQUE No. 3 (d'après A. Jayet) fig. 33

Il est important de rappeler que l'âge des différentes formations géologiques n'a été déterminé au Mont de Boisy que par analogie de faciès avec des formations d'âge connu ou par leur position stratigraphique.

La coupe géologique proposée par A. Jayet s'arrête au sommet du Mont de Boisy; c'est pourquoi il n'y a pas de figuré sur la moitié sud-est. Mais d'après le pendage des couches, on devrait partout retrouver la Molasse aquitanienne sur le flanc sud-est, que cette Molasse y soit subaffleurante ou sous des dépôts quaternaires.

A l'exception d'une augmentation des résistivités provoquée par l'affleurement supposé de Molasse burdigalienne, les profils électriques théorique et expérimental sont semblables jusqu'à 200 mètres au-dessus du contact Chattien-Aquitainien. La présence de l'Aquitainien au-dessus de l'altitude de 500 mètres semble donc très probable. Par contre, l'électricité montre combien la présence de la Molasse burdigalienne est peu vraisemblable au pied du Mont de Boisy. Un sondage électrique effectué sur l'affleurement décrit par A. Jayet ne laisse apparaître que des valeurs de Molasse chattienne.

Du sondage électrique B1 environ et jusqu'à l'extrémité sud-est du profil, la courbe des résistivités théoriques se distingue très nettement de la courbe expérimentale dont les résistivités reprennent des valeurs faibles, caractéristiques du Chattien. Il faut donc admettre qu'il n'y a plus d'Aquitainien à partir de l'altitude de 580 mètres.

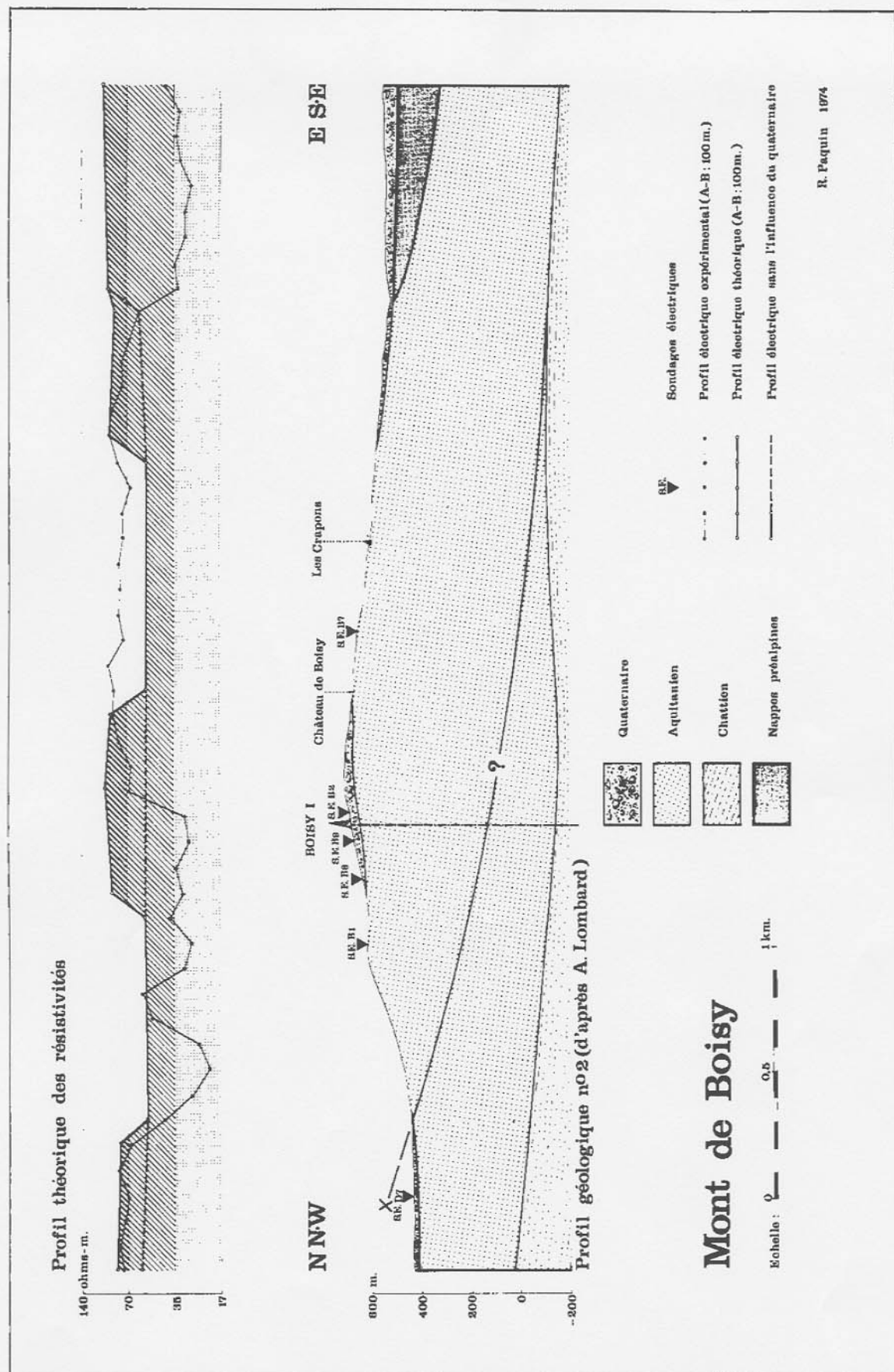


Fig. 32 Profil géologique no. 2 A. Lombard.

4.4 COUPE GEOLOGIQUE No. 4 (d'après D. Rigassi)

Alors que les coupes 2 et 3 ont été construites à partir d'observations de surface seulement, la coupe 4, proposée par D. Rigassi, est le fruit d'observations sismiques, lithologiques et paléontologiques.

L'étude sismique permet de suivre approximativement, du forage mécanique de Messery jusqu'au pied du Mont de Boisy, un horizon qui pourrait être, semble-t-il, le toit du Chattien supérieur à une profondeur assez importante; c'est ce qui permet de supposer, au nord-ouest du profil, la présence de la Molasse aquitaniennne.

Par ailleurs, les mammifères ont permis de dater les calcaires lacustres qui apparaissent à la base du flanc nord-ouest du Mont de Boisy. Ils appartiennent au Chattien supérieur.

La formation qui recouvre tout le mont n'a pas pu être datée par des fossiles. C'est l'étude de minéraux lourds qui pousse l'auteur à rattacher cette formation à l'Aquitanienn.

On voit que, dans son ensemble, l'hypothèse de D. Rigassi repose sur des critères qui, sans être inébranlables, semblent solides.

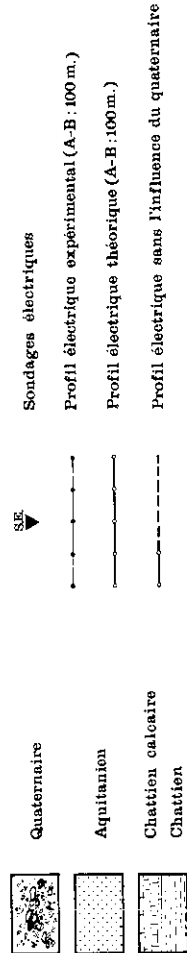
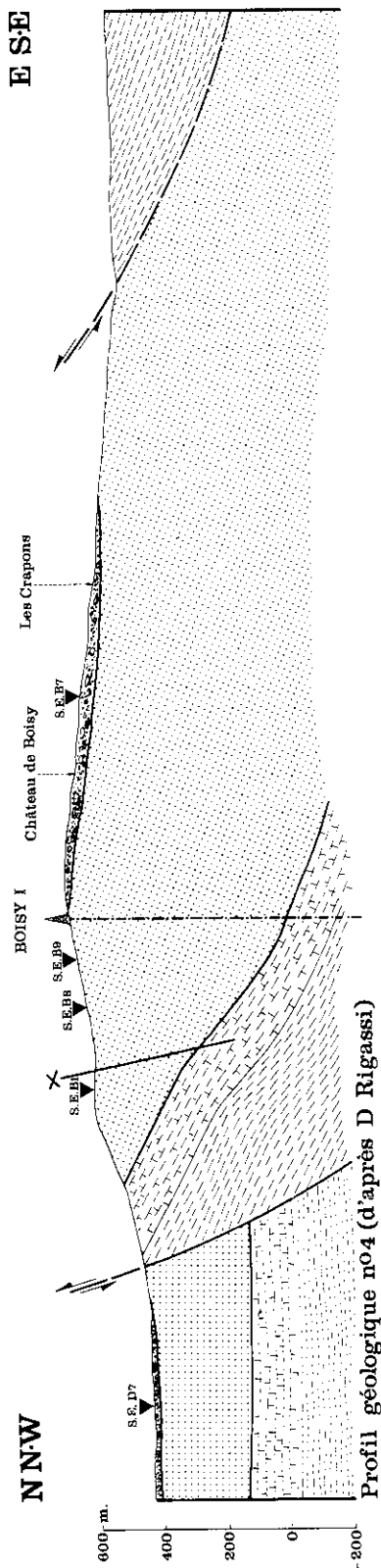
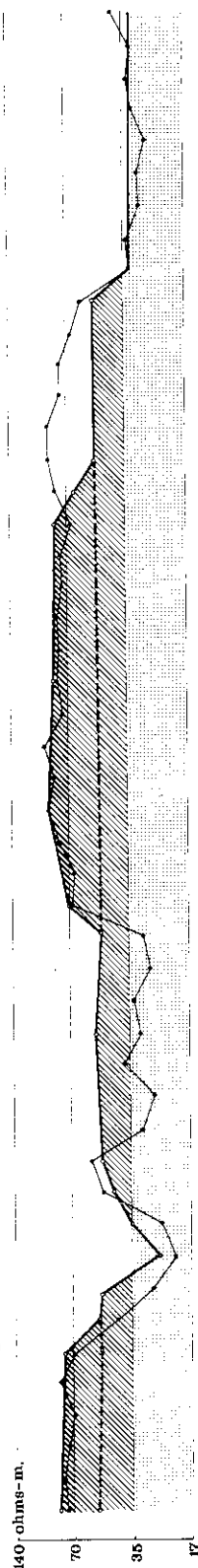
Pourtant, la comparaison entre le profil électrique expérimental et le profil théorique, que l'on peut obtenir à partir du modèle 4, fait apparaître de nombreux points de divergence.

Au sud-est des profils, il y a coïncidence entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques sur le Chattien subalpin; au nord-ouest, il y a à nouveau coïncidence dans la zone des calcaires lacustres. Par contre, les régions occupées dans la coupe par l'Aquitanienn se marquent, du point de vue électrique, comme du Chattien.

Cette brève comparaison fait donc apparaître entre les mesures électriques et le modèle proposé des contradictions flagrantes, qu'une étude ultérieure permettra peut-être de lever. On peut en effet avancer deux hypothèses qui réduiraient ces contradictions:

- 1) L'Aquitanienn du Mont de Boisy est électriquement différent de toutes les Molasses aquitaniennes testées jusqu'ici.
- 2) Les conclusions tirées de l'étude des minéraux lourds, dans le cas du Mont de Boisy, ne sont pas aussi solides qu'on pourrait le croire.

Profil théorique des résistivités



Mont de Boisy

Echelle : 0 0,5 1 km.

R. Paquin 1974

Fig. 34 Profil géologique no. 4 D. Rigassi.

4.5 COUPE GEOLOGIQUE No. 5 (synthèse géologique et géophysique) fig. 35

Nous l'avons vu, chaque coupe décrite ci-dessus comporte, selon les critères électriques que nous avons admis, une part plus ou moins grande de vraisemblance. La coupe géologique no. 5 est en fait une synthèse de ce qui nous semble être le meilleur dans chacune des hypothèses avancées.

Nous avons fait figurer avec cette coupe géologique deux profils de résistivités dont la longueur de ligne d'émission A—B vaut respectivement 100 mètres et 400 mètres.

A partir du nord-ouest et jusqu'à la première faille, la Molasse chattienne est recouverte de dépôts gravo-sableux. Alors que la courbe A—B = 100 mètres est une moyenne des résistivités de ces deux formations, la courbe A—B = 400 mètres, dont la profondeur d'investigation est plus importante, n'est presque plus influencée par les dépôts superficiels.

La première faille, traversant uniquement le Chattien, n'est pas décelable par la méthode électrique. Elle est déduite des résultats de la prospection gravimétrique (A. Donzé, 1973).

Entre les deux failles, les valeurs correspondent tout d'abord à la Molasse chattienne, puis deviennent caractéristiques de la Molasse aquitanienne, avant de retomber sur des valeurs chattiennes.

Chaque courbe des résistivités présente un maximum au passage sur l'Aquitainien. On observe pour les deux courbes un décalage des maxima qui s'explique assez facilement:

Avec le trainé A—B = 100 m., la profondeur d'investigation étant relativement faible, l'influence du Chattien ne se fait plus sentir de/s que l'on dépasse le contact. Puis, après le passage de la seconde faille, on retombe très rapidement sur des valeurs chattiennes pour les mêmes raisons.

Avec le trainé A—B = 400 m., la profondeur d'investigation est au contraire forte, si bien qu'après le passage du contact Chattien-Aquitainien, une grande partie des filets de courant circule encore dans le Chattien-Aquitainien, une grande partie des filets de courant circule encore dans le Chattien sous-jacent, empêchant la résistivité d'augmenter. Les valeurs ne sont maximales que lorsque la quasi-totalité des filets passe dans la Molasse aquitanienne. Il faut pour cela que la profondeur du contact soit assez grande et ce n'est le cas qu'au voisinage de la faille. Lorsqu'on dépasse celle-ci, la résistivité mesurée, encore influencée par l'Aquitainien, ne redescendra que lentement sur les valeurs chattiennes.

Le décalage des maxima des deux trainés électriques montre que le pendage de ce lambeau d'Aquitainien se fait en direction du sud-est.

En surface, la limite Chattien-Aquitainien est définie par l'augmentation des résistivités. Cette limite correspond d'ailleurs à celle de la coupe géologique no. 3.

La position du toit de la Molasse chattienne, reconnue à la profondeur de 748 m. dans le forage mécanique, a été conservée comme telle.

Le contact Chattien-Aquitainien passant par les deux points ainsi définis, en surface et en profondeur, plonge à environ 30° en direction du sud-est.

La position de la faille qui limite l'Aquitainien vers le haut est déterminée en surface par la chute des résistivités qui tendent vers des valeurs chattiennes. Dans le forage, aucun point ne définit la position de cette faille. Il n'est donc pas possible de fixer avec précision le pendage de celle-ci. On peut ainsi donner à la faille un pendage différent de celui que nous avons admis. S'il était plus faible, ceci impliquerait une épaisseur plus grande de la Molasse aquitanienne.

Entre la faille et le sommet de la coupe, les deux profils électriques se superposent avec des résistivités caractéristiques du Chattien. On est donc obligé d'admettre que celui-ci chevauche la Molasse aquitanienne. On observe aisément sur la coupe géologique que l'ampleur de ce chevauchement n'est pas à négliger.

Il faut noter cependant qu'en tenant compte des observations de D. Rigassi, on peut penser que les niveaux considérés comme de l'Aquitainien sont en fait des calcaires lacustres chattiens. Dans ce cas, c'est sur ces calcaires que s'est fait le chevauchement.

A partir du sommet du mont apparaissent d'importants dépôts morainiques s'étalant sur le flanc sud-est. Dans cette zone, la courbe A—B = 100 m. n'est pas du tout influencée par le substratum molassique. Elle traduit les variations horizontales de la résistivité dans la formation quaternaire. La courbe A—B = 400 m..

encore sous l'influence du substratum, possède des valeurs intermédiaires. Mais ces valeurs, souvent proches de la résistivité spécifique de la moraine gravo-sableuse, montrent combien celle-ci peut être épaisse.

Des sondages électriques situés sur ces dépôts définissent des variations verticales importantes de la résistivité dans cette moraine qui se subdivise en trois niveaux principaux:

Le niveau inférieur plus ou moins graveleux, le niveau intermédiaire beaucoup plus graveleux, où les résistivités spécifiques dépassent parfois 150 ohm.m, et enfin le niveau superficiel très argileux avec blocs.

On peut encore noter qu'en bordure de cette formation, le Quaternaire, plus mince, est à peine perceptible sur la courbe du trainé électrique A—B = 400 mètres.

Dès que l'on arrive à proximité des premiers ruisseaux, affluents du Foron, la couverture quaternaire devient insignifiante pour les longueurs de ligne utilisées, si bien que les deux courbes expérimentales se superposent avec des valeurs caractéristiques, encore une fois, de la Molasse chattienne.

Il est probable que la Molasse chattienne, qui occupe le haut de la coupe géologique et tout le flanc sud-est, soit écaillée, mais il n'est pas possible d'y détecter géophysiquement les failles éventuelles, puisque celles-ci se situent entièrement dans le Chattien.

Conclusions

Bien que le problème du Mont de Boisy reste posé, il n'y a pas de doute que l'étude électrique nous apporte des informations nouvelles, qui permettent d'écarter certaines hypothèses.

Quant à nous, dans l'état actuel de nos connaissances, nous considérons que du point de vue électrique, l'hypothèse 5 est la plus séduisante.

Le point le plus marquant de la coupe géologique no. 5 est le chevauchement très important de la Molasse chattienne, ce qui nous conduit à considérer avec attention l'analogie possible avec le chevauchement de la Molasse situé à l'est de Lausanne. Nous pensons effectivement que le chevauchement du Mont de Boisy n'est que la prolongation de celui de Lausanne. Un tel raccordement serait géométriquement plus élégant que ceux proposés jusqu'à ce jour.

Dans le canton de Vaud, les résultats de la prospection électrique mettent très bien en évidence le chevauchement de la Molasse subalpine (C. Meyer de Stadelhofen, 1974). Au Mont de Boisy, ce phénomène n'est pas apparent pour la prospection géologique classique, mais la méthode électrique démontre bien son existence et ne laisse plus qu'une place restreinte aux autres hypothèses, parfois séduisantes, fondées sur l'intuition de leurs auteurs.

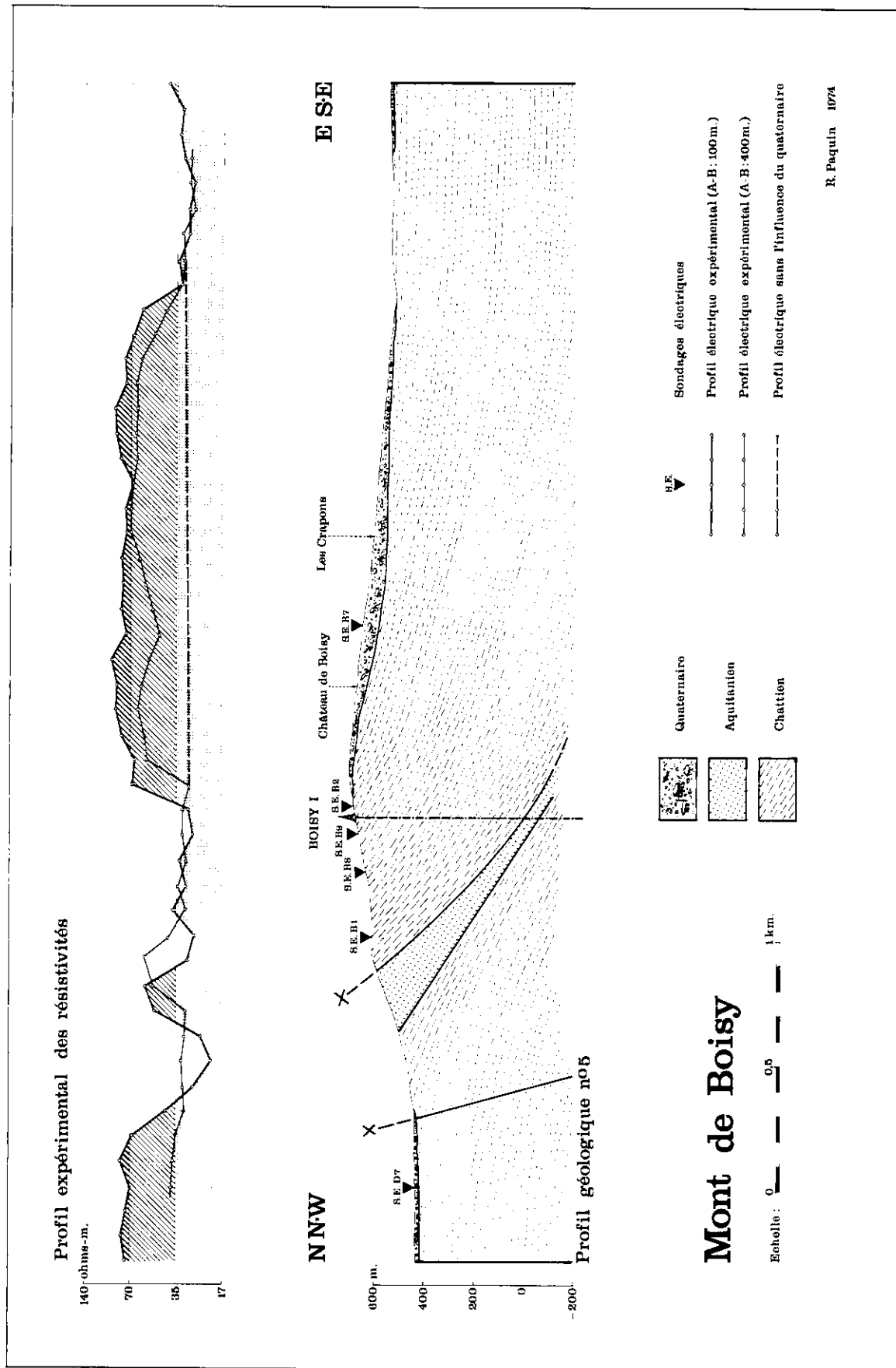


Fig. 35 Profil géologique no. 5 (synthèse géologique et géophysique).

CHAPITRE V

RESULTATS DES SONDAGES ELECTRIQUES

5.1 CARTE DES SONDAGES ELECTRIQUES (Voir planche 3)

Cette carte permet d'observer très rapidement les variations verticales de la résistivité sur toute la région étudiée. Pour cela, nous avons représenté graphiquement chaque sondage électrique, de même que sa position.

Les chiffres sans unité placés à côté des sondages représentant en mètres la profondeur des différentes limites de couches. Graphiquement, c'est le logarithme de la profondeur qui est exprimé.

Tous ces sondages électriques peuvent être consultés au laboratoire de l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne

La carte des sondages électriques permet, entre autres choses, de dresser la carte des isohypses du toit de substratum.

5.2 CARTE DES ISOHYPSES DU TOIT DU SUBSTRATUM (Voir planche 4)

Cette carte a été établie à partir des résultats des sondages électriques et des rares sondages mécaniques atteignant le substratum.

Si l'on désire résoudre des problèmes de nature hydrologique, cette carte, combinée avec les planches 2 et 3 sera d'une grande utilité, car le toit de la molasse peut être considéré comme un niveau imperméable. Ce niveau est loin d'être plat, les isohypses mettent bien en évidence les sillons et les points hauts qui l'affectent. Les cartes de résistivités et de sondages électriques permettent, elles, de définir si le remplissage des sillons est de nature à constituer de bons aquifères.

La carte du toit du substratum, comme celle des résistivités, souligne l'orientation générale des structures, orientation nord-est — sud-ouest. De plus, elle montre que les pentes du substratum orientées au nord-ouest sont les plus abruptes.

CONCLUSIONS

L'étude de la zone nord a permis de dégager et de résoudre un certain nombre de problèmes, mais il sou-
lève, comme tout travail scientifique, un nombre important de questions.

La synthèse des connaissances acquises au cours de ce travail permet cependant d'esquisser certains traits
généraux et, tant dans le domaine molassique que pour les formations quaternaires, d'éliminer certaines
hypothèses.

Les faibles plissements observés dans la molasse ont l'allure de structures monoclinales. La pente relative-
ment forte du flanc nord-ouest des anticlinaux est essentiellement déterminée par les failles qui les affectent.

Partout l'épaisseur de la molasse est considérable; de 565 m. à Messery, elle passe à 1773 m. au Mont de
Boisy. Ce très rapide épaissement a incité plusieurs géologues à admettre la présence d'Aquitaniens ou
même de Burdigaliens en plus du Chattien.

Nos mesures électriques montrent qu'une explication faisant intervenir un chevauchement est probable-
ment plus conforme à la réalité.

On remarque en outre, dans la quasi-totalité des observations, que la résistivité spécifique du substratum,
déterminé par les sondages électriques, est caractéristique de la Molasse chattiennne.

Contrairement à certaines hypothèses, l'Aquitaniens semble absent dans le synclinal molassique situé au
front du Mont de Boisy.

C. Serruya (1969) admet la présence d'une ancienne Arve, s'écoulant dans la baie de Sciez, qui représen-
terait le cours moyen ou supérieur d'une vallée prélemanique. Nulle part, ni dans la baie de Sciez elle-même, ni
dans la dépression de Planbois, les résultats électriques n'ont permis d'observer les restes de cette vallée
hypothétique.

Le relief préwürmien semble responsable en grande partie de la localisation des dépôts quaternaires. Il ne
faut toutefois pas négliger le pouvoir d'érosion du glacier sur certaines structures favorables à son action.
Quoi qu'il en soit, les plages de forte résistivité apparaissent essentiellement sur d'anciennes dépressions
topographiques comblées, et les plages de faible résistivité sur des collines ou des plateaux ayant résisté à l'é-
rosion.

Pour conclure, soulignons une fois encore combien une collaboration étroite entre les chercheurs de diverses
disciplines est importante et nécessaire pour que chaque jour grandisse avec connaissance et compréhen-
sion de la région lémanique.

Dans cette région recouverte à plus de 90% par des terrains quaternaires, souvent masqués eux-mêmes par
la couverture végétale, les méthodes électriques se sont révélées très efficaces, d'autant plus que l'ordinateur
que nous a affranchis de calculs longs et fastidieux.

IIème PARTIE
ETUDE GRAVIMETRIQUE

Alain DONZE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

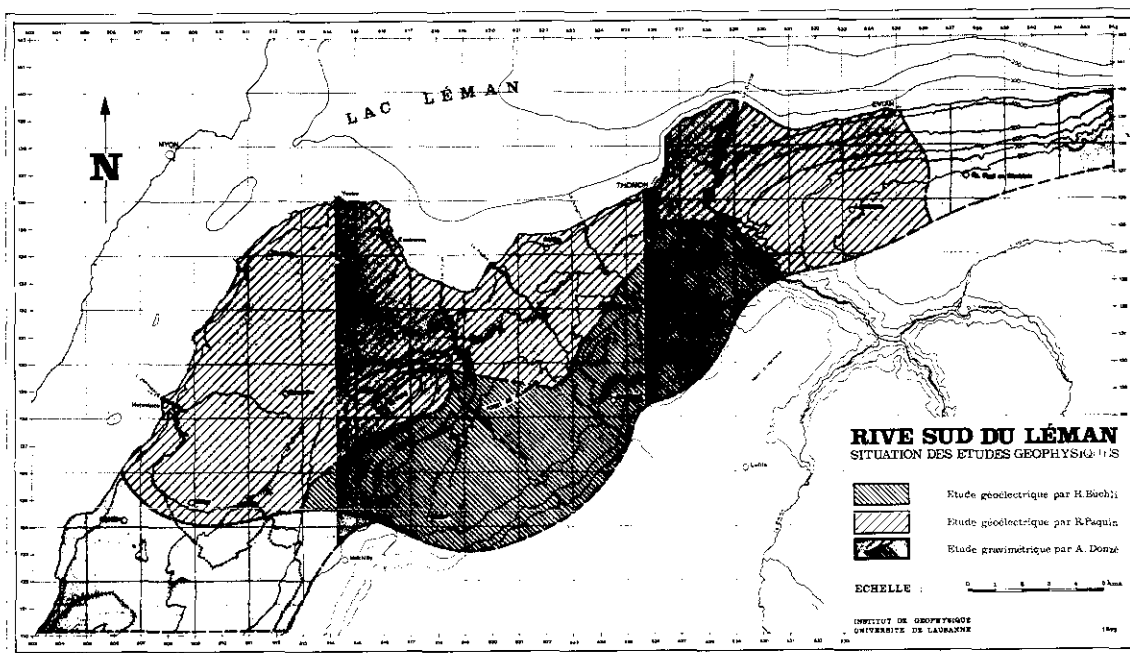
Le but de ce travail est de montrer les ressources et les exigences de la méthode gravimétrique dans le cas d'un levé de semi-détail, c'est-à-dire dans le cas d'un levé permettant la mise en évidence de structures relativement proches de la surface, structures particulièrement intéressantes pour l'hydrologue et le géologue du pétrole.

L'application de la méthode gravimétrique dans le cadre d'une étude de prospection de semi-détail est assujettie à un ensemble rigide d'opérations de corrections des mesures et de traitement numérique des données.

L'avènement de l'ordinateur représente un allègement considérable dans le travail du géophysicien, pour autant que le système d'acquisition et de traitement des données soit élaboré.

Le géophysicien peut alors consacrer la majeure partie de son temps à la phase essentielle dans le déroulement du système gravimétrique: l'interprétation.

C'est la mise en pratique de ces idées directrices à l'étude d'une région déterminée que nous allons tenter de décrire et d'illustrer. Géographiquement, notre étude s'insère dans le schéma général de la prospection gravimétrique de la Suisse romande, elle en est le prolongement naturel vers le sud et contribue à l'encadrement géophysique terrestre du Lac Léman. Sa délimitation topographique est illustrée sur la situation géographique le lac léman la borde au nord et au nord-ouest, la frontière franco-suisse au sud-ouest, la chaîne des Voirons, le Mont d'Hermone, les rivières Drance et Ugine et la montagne de Mémise au sud et au sud-est. (fig. 36).



Situation géographique.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DU SYSTEME GRAVIMETRIQUE D'ELABORATION DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

La gravimétrie, comme la plupart des méthodes géophysiques, a pour but de déterminer la nature géologique du sous-sol à l'aide de l'étude des variations d'une grandeur physique. Dans cette méthode, les perturbations du champ de la pesanteur terrestre mesuré en de nombreux points de la surface du sol permettent d'obtenir des indications utiles quant à la répartition probable des divers types de roches caractérisées par leur densité.

Le problème qui se pose à la gravimétrie est d'opérer une discrimination entre les diverses causes de variations de la pesanteur à la surface de la terre. Il existe un certain nombre de variations de la pesanteur qui nous sont connues et qui sont dues à la forme, la densité et la vitesse de rotation du globe terrestre, à la position du point de mesure par rapport à ce globe et par rapport à la lune et au soleil, et aux irrégularités de la surface topographique au voisinage du point de mesure. Mais ce sont les variations de la pesanteur ayant une origine géologique ou tectonique qui présentent un intérêt pour la géophysique appliquée. Afin que seules subsistent ces variations provoquées par les hétérogénéités du sous-sol, il s'agit d'éliminer celles qui nous sont connues en déterminant leurs effets gravifiques à l'aide d'opérations de corrections.

Mais en tout premier lieu, pour que les valeurs de pesanteur mesurées soient aussi proches que possible de la réalité et que des erreurs de mesures ne viennent pas entacher l'interprétation géologique, le levé gravimétrique doit être réalisé avec la plus grande précision possible.

L'objectif de la gravimétrie, qui est d'obtenir une image de la structure du sous-sol, peut alors être atteint si une grande précision est maintenue lors du calcul des corrections et lors de la réalisation des mesures.

L'appareil de mesure, le gravimètre, peut enregistrer des variations de l'ordre du centième de milligal, ce qui représente environ la cent millionième partie de la valeur de g (981 gals dans notre région).

L'écorce terrestre n'est pas homogène mais est composée de volumes rocheux de densités différentes qui provoquent des variations ou anomalies de gravité, se superposant au champ de pesanteur normal. Par exemple, les contrastes de densités des roches rencontrées dans notre régions nous permettent d'enregistrer dans des cas favorables (sillon graveleux dans soubassement calcaire) des variations anormales atteignant la 300.000ème partie du g total. C'est pour mettre en évidence de telles hétérogénéités du sous-sol que l'on construit un modèle sur une zone d'étendue limitée, le modèle de Bouguer.

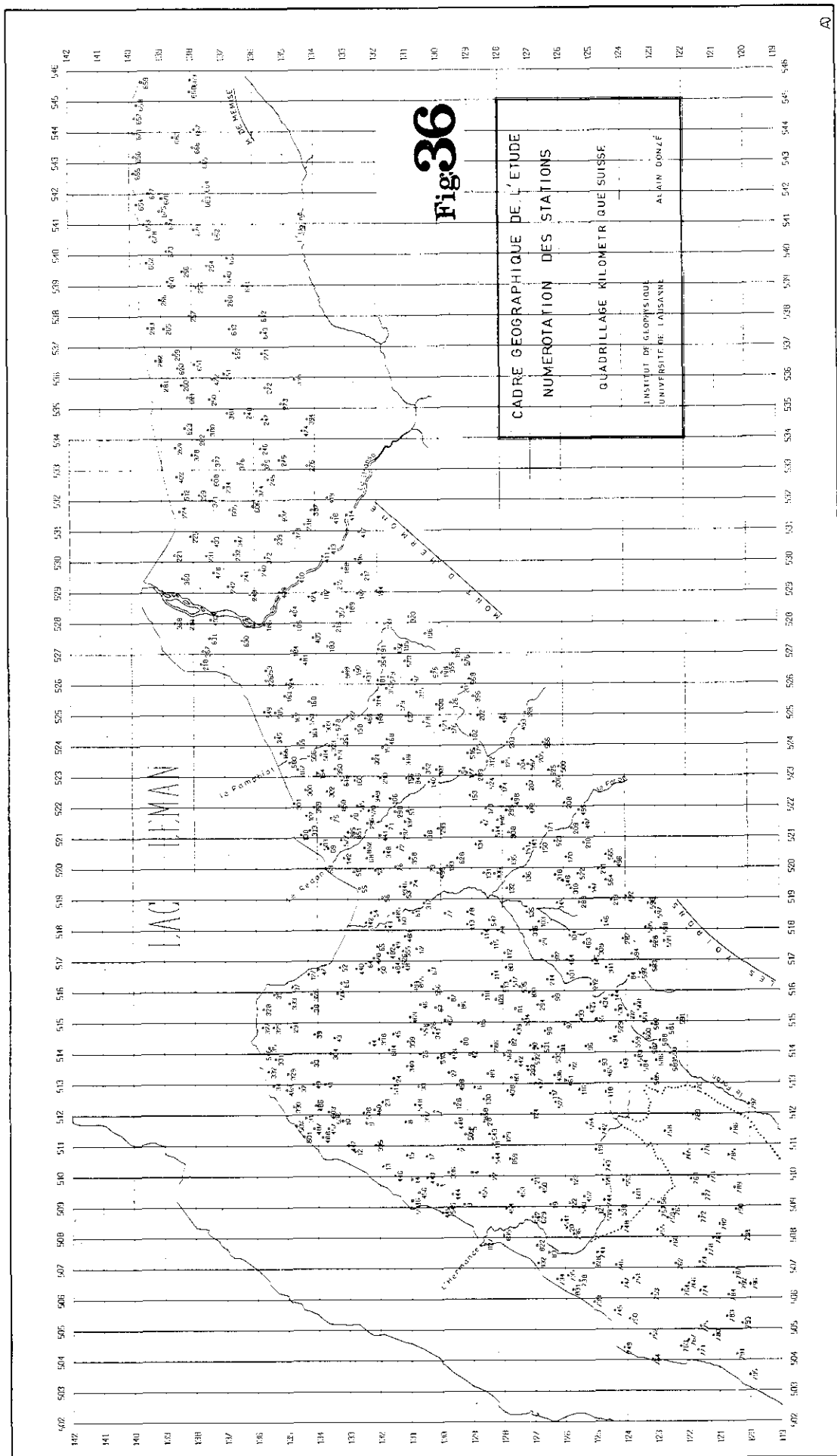
2.1 L'ANOMALIE DE BOUGUER

La valeur du champ normal de la pesanteur calculée sur le modèle de Bouguer est comparée en chaque station de mesure avec la valeur mesurée au gravimètre. L'écart normal qui en résulte est alors appelé «anomalie de Bouguer».

ANOMALIE DE BOUGUER = g mesuré - g modèle de Bouguer

Effet considéré	Air libre	Plateau de Bouguer	Relief
Représentations			
graphique			
	g_{al}	g_{pl}	g_t
vectorielle			
	g_{th}	g_{m1}	g_{m2}
Modèle			
	air libre :	de Bouguer simple :	de Bouguer avec effet relief :
	$g_{m1} = g_{th} - g_{al}$	$g_{m2} = g_{th} - g_{al} + g_{pl}$	$g_{m3} = g_{th} - g_{al} + g_{pl} - g_t$
Anomalie			
	$A_{al} = g_{mes} - g_{m1}$	$A_{bs} = g_{mes} - g_{m2}$	Anomalie de Bouguer $g_{mes} - g_{th} + g_{al} - g_{pl} + g_t$

Fig. 37 Construction du modèle de l'anomalie de BOUGUER.



2.2 CONSTRUCTION DU MODELE DE BOUGUER

Quatre étapes successives sont nécessaires à l'établissement du modèle complet (fig. 37).

1) La terre est assimilée, quant à sa forme, à une ellipsoïde de révolution homogène, qui a l'avantage d'être une forme mathématique simple et qui représente une approximation satisfaisante du géoïde. Celui-ci est assimilable à la forme d'équilibre du globe obtenue si la surface moyenne des océans se prolongeait sous les continents.

Un **champ théorique de la pesanteur g TH** est calculable sur n'importe quel point de la surface de cet ellipsoïde.

2) Nous devons maintenant connaître la valeur de la pesanteur théorique pour l'altitude à laquelle nous avons effectué la mesure. Il s'agit donc d'élever le point théorique de l'altitude zéro à l'altitude z de la station, en ne tenant pas compte des masses se situant entre ces deux niveaux: **effet air libre g AL**.

3) Introduisons maintenant une nouvelle hypothèse. Les couches superficielles comprises entre le niveau de référence zéro (ellipsoïde) et l'altitude z sont constituées de matière homogène (le modèle ne tient pas compte des variations de densité) dont il est aisé de calculer l'effet: **effet du plateau de Bouguer g PL** (ou effet de Bouguer simple).

4) Le dernier pas de notre démarche dans l'édification du modèle consiste en la reconstruction du relief topographique affecté d'une densité constante, au voisinage de chaque point de calcul, afin que soient éliminés les effets dus aux irrégularités de la surface terrestre: **effet du relief topographique g T**.

Finalement, nous pouvons définir de façon plus précise l'anomalie de Bouguer.

$$\mathbf{A.B.} = g \text{ mesuré} - g \text{ modèle} = g \text{ mesuré} - g \text{ théorique} - g \text{ air libre} - g \text{ plateau} - g \text{ topo}$$

Il est maintenant possible, de façon succincte, d'attacher une signification à l'anomalie que nous venons de définir. Le modèle que nous avons accepté repose sur l'hypothèse que les masses sous-jacentes à la surface ont une densité constante. D'où il résulte que l'anomalie de Bouguer sera principalement influencée par les hétérogénéités de densité des terrains superficiels par rapport à la densité moyenne admise (d'autres causes interviennent, mais on peut les négliger dans le cadre d'une étude locale). L'interprétation qui fait l'objet de la deuxième partie de notre travail, nous donne les moyens de mettre en évidence, d'analyser ces valeurs anormales et de les relier à des causes géologiques déterminées.

2.3 ACQUISITION DU G MESURE

Réseau des bases gravimétriques

L'acquisition du g mesuré s'effectue à l'aide du gravimètre qui est un appareil de mesure sensible aux variations de la pesanteur d'un point à un autre, il enregistre des valeurs relatives et non des valeurs absolues. Afin de pouvoir comparer les mesures entre elles, mais aussi avec celles d'études adjacentes, il est essentiel d'établir un réseau local de bases gravimétriques. Ce réseau local est lui-même rattaché au réseau fédéral suisse, dont la base de référence nationale se situe à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich, où la valeur de g est de 980.667,00 milligals.

Pour notre étude, nous avons repris le réseau de bases établi dans le Chablais par E. Klingelé. D'autres part, afin de pouvoir tirer parti des mesures effectuées par E. Poldini (Bibliographie no. 112) dans la partie est du canton de Genève, nous avons relié au réseau fédéral suisse la base de Moellesulaz qu'il avait établie.

Réseau des stations gravimétriques

Nous abordons ici le domaine de la prospection gravimétrique. Les mesures qui sont effectuées aux stations représentent le travail effectif d'acquisition des données fondamentales de la gravimétrie.

Pour être utilisable, une station doit être repérée selon ses trois coordonnées: latitude X, longitude Y et altitude Z, ce groupe de valeurs permet la localisation de la station. La fig. 36 indique l'implantation et la numérotation des 679 stations de notre étude, réparties sur une surface de 340 km², soit une densité de deux stations par km².

Un tableau complet des mesures et des calculs sera publié ultérieurement (carte gravimétrique du bassin lémanique).

2.4 TRAITEMENT NUMERIQUE

Le système de traitement gravimétrique géré PAR l'ordinateur est décrit de façon complète par R, Olivier (Bibliographie 105). Il s'agit d'un ensemble de procédés d'acquisition de données (altimétriques, géographiques et gravimétriques) et de traitement numérique (calculs des corrections). Un assemblage de programmes écrits en langage FORTRAN IV permet, à partir des données de base, d'aboutir à l'anomalie de Bouguer avec correction topographique.

L'INTERPRETATION EN GRAVIMETRIE

L'interprétation en gravimétrie est généralement envisagée sous deux aspects différents mais complémentaires: le qualitatif et le quantitatif.

L'interprétation qualitative est effectuée à l'aide de diverses cartes, telles les cartes d'anomalies résiduelles, celles de dérivées, celles de prolongement analytique ou encore de cartes des valeurs filtrées. Ce type d'interprétation se propose de déceler les anomalies et de préciser leur position et leur forme. Nous tenterons ci-après de tracer les diverses voies permettant d'atteindre cet objectif et qui, une fois parcourues, autorisant le passage à l'étape suivante.

L'interprétation quantitative a pour but d'essayer de déterminer les dimensions des structures géologiques provoquant les anomalies qualitativement intéressantes. Le chapitre suivant représente la traduction en termes géologiques et morphologiques des résultats gravimétriques qualitatifs et quantitatifs.

3.1 INTRODUCTION A L'ETUDE DES ANOMALIES GRAVIFIQUES

Source des anomalies de gravité

Du fait du modèle choisi pour calculer le g théorique, il est clair que si l'écorce terrestre était formée de couches de densité horizontalement uniforme, il n'y aurait aucune anomalie de gravité détectable, et ceci même si ces couches superposées présentaient des variations verticales de densité. Donc, toutes les anomalies de la pesanteur proviennent de variations latérales de densité, qui peuvent avoir diverses origines: structures anticlinales et synclinales, sillons, failles.

Nous pouvons en tirer les conclusions générales suivantes, importantes pour la suite, tant du point de vue de l'interprétation qualitative que quantitative:

L'amplitude et la forme d'une anomalie de pesanteur dépendent:

- De l'importance de l'excès ou du défaut de masse introduit dans le sous-sol par une hétérogénéité dans le sens horizontal. Cette importance est elle-même conditionnée par le volume du corps perturbateur et le contraste de densité entre ce corps et l'environnement «normal».
- De la forme du corps perturbateur.
- De la distance des diverses parties de ce corps à observateur, c'est-à-dire à la surface du sol. La profondeur du corps.

Séparation des anomalies, examen de la carte générale de l'anomalie de Bouguer de la région lémanique (densité = 2,50)

Cette carte (planche 9) a été établie sur la base de nos 676 stations de mesures de la rive sud du Léman et des 13 stations mesurées par E. Klingelé sur les Préalpes chablaisiennes. Nous avons repris à R. Olivier le tracé des isogals pour les rives ouest et nord du lac et à E. Poldini ses résultats pour le canton de Genève.

Séparation intuitive des effets

Le document ainsi obtenu constitue la carte d'anomalie de Bouguer et couvre 2.275 km², il servira de base à toutes les analyses ultérieures.

La première étape de ces analyses consiste à tenter de séparer grossièrement les effets suivant leur rayon de courbure, introduisant, par ce moyen, la notion essentielle de régionale et de résiduelle.

En observant les isogals, on peut noter trois comportements essentiels de leur tracé:

1) Une direction générale des courbes NE – SW; cette direction étant perturbée par exemple dans la zone centrée sur Lullin par:

2) Un «relief gravimétrique» qui impose aux courbes isogals un vaste détour et même pour certaines d'entre elles une fermeture sur elles-mêmes. Une telle incurvation s'observe encore sur le SW de la carte où, à l'approche du Salève, les courbes obliquent de la direction «normale» SW – NE à une direction N – S.

3) Enfin, de multiples accidents affectent l'allure générale des courbes. Les isogals présentent des incurvations à faible rayon de courbure selon des directions NW et SE, ou forment des boucles déterminant ainsi des dépressions ou des bosses si on les compare à des courbes à des courbes de niveau, ou encore s'écartent et se resserrent alternativement. Toutes ces déformations n'affectent que de petites surfaces marquant ainsi leur caractère superficiel.

On peut observer de plus de petites fluctuations assimilables à des parasites ou au «bruit gravimétrique».

Notion de bruit

L'étude expérimentale du champ de la pesanteur est gênée par l'influence du «bruit», phénomène fluctuant dont l'évolution dans l'espace et le temps ne peut être prévue exactement. Il intervient:

— d'une part dans le système physique étudié. Il est constitué par l'imperfection des corrections air libre, Bouguer, topographique et luni-solaire,

— d'autre part dans les mesures elles-mêmes. Ce sont les erreurs instrumentales, de nivellement et de digitalisation.

On se trouve dans la situation généralisée suivante:

$$M = S + B$$

M =	valeur mesurée et corrigée
S =	signal utile
B =	bruit affectant la mesure et les corrections

Décomposition du signal utile: problème REGIONALE – RESIDUELLE

Le champ que l'on mesure à la surface du sol contient des effets qui ne sont pas en relation avec les irrégularités géologiques et les structures que notre étude se propose de rechercher. Le problème est de séparer le champ en différentes composantes et d'attribuer à chacune de celles-ci une cause géologique.

Ce problème se pose en géophysique chaque fois que l'on mesure un champ potentiel.

La séparation des anomalies provenant de différentes sources peut se faire sur la base de la subdivision intuitive adoptée ci-dessus. On extrait alors de l'anomalie de Bouguer une partie formée par les isolignes à grand rayon de courbure (catégorie 1) dont la cause peut être attribuée à des masses profondes ou à des structures variant régulièrement dans l'espace: c'est l'anomalie régionale. La partie restante, formée de l'ensemble des catégories 2 et 3, représente alors l'effet des masses géologiquement significatives (faible et moyen rayons de courbure): ce sont les anomalies résiduelles.

On peut alors écrire:

$$\text{ANOMALIE DE BOUGUER} = \text{ANOMALIE REGIONALE} + \text{ANOMALIES RESIDUELLES}$$

La question qui se pose à nous maintenant est celle du choix des méthodes qui nous permettront de séparer ces effets d'origine diverses.

Les possibilités sont très nombreuses et le choix n'est pas simple, car aucune des méthodes ne résout parfaitement et universellement ce problème complexe qui consiste à analyser le signal utile (champ anormal). En effet, dans ce signal s'additionnent les messages des multiples hétérogénéités du sous-sol jusqu'à de très grandes profondeurs.

3.2. METHODES DE SEPARATION DES ANOMALIES

Introduction

Si nous admettons que dans le cadre de notre étude les anomalies intéressantes sont d'origine relativement superficielle, il nous faut éliminer toutes les anomalies se manifestant par des courbes à grand rayon de courbure. Ce problème peut être résolu.:

— soit par la détermination de l'effet régional, la soustraction de celui-ci d'avec l'anomalie de Bouguer résultant en l'obtention du terme résiduel;

— soit par le calcul direct de l'effet résiduel.

Trois grandes catégories de méthodes sont susceptibles de nous offrir une solution; à l'intérieur de ces grandes classes, de multiples méthodes peuvent être décrites.

1) L'effet régional est assimilé à un modèle mathématique (analytique): modèles paramétriques linéaires. Ces modèles sont calculés sur la base des points de mesures eux-mêmes, au contraire des deux classes suivantes qui, elles, nécessitent l'emploi d'une grille de valeurs régulièrement espacées.

2) Sur la base de la théorie du potentiel, le comportement du champ gravifique anormal peut être étudié pour des plans situés au-dessus ou au-dessous du plan de mesure, et des propriétés de dérivabilité peuvent être utilisées.

3) En comparant le champ gravifique à une superposition d'oscillations de longueurs d'ondes différentes, il devient possible de lui appliquer le processus de filtrage.

Nous verrons que ces deux derniers groupes de méthodes peuvent être reliés.

La classification des méthodes de mise en évidence des anomalies peut s'établir comme suit:

Modèles mathématiques

Deux types de modèles paramétriques linéaires ont été employés. Selon le type de fonctions auxiliaires utilisées, on distingue des modèles reposant sur

- des polynômes orthogonaux,
- ou des fonctions trigonométriques (séries de Fourier).

La méthode empirique des moyennes mobiles n'implique pas un modèle mathématique, mais se réduit à un schéma pratique de calcul assimilable à ceux que nous trouvons dans la catégorie suivante.

Méthodes de transformations de l'anomalie de Bouguer par l'application de la théorie du potentiel.

- Méthodes de dérivée de l'accélération de la pesanteur (gradient vertical), dérivée seconde).
- Systèmes de continuation (prolongement analytique vers le haut ou vers le bas).

Méthodes de filtrages linéaires.

- Filtre passe-haut (résiduel).
- Filtre passe-bande (semi-profond).
- Filtre passe-bas (régional).

3.3. BREVE DESCRIPTION, DISCUSSION, ANALYSE EN DOMAINE FREQUENTIEL DES METHODES ET COMPARAISON AVEC L'ANALYSE SPECTRALE DES DONNEES

La comparaison entre elles des principales méthodes de mise en évidence des anomalies est possible grâce à l'étude de leur comportement dans le domaine fréquentiel. C'est le but que nous nous proposons d'atteindre dans les pages suivantes, avec l'aide de résultats obtenus non seulement par l'analyse théorique des diverses formules, mais encore par l'analyse spectrale des multiples cartes gravimétriques calculées sur notre région d'étude. Une fois définie, l'analyse spectrale sera appliquée tout d'abord aux données de base représentées par la carte de l'anomalie de Bouguer, puis ensuite aux résultats obtenus par les méthodes de mise en évidence des anomalies: les modèles mathématiques et les méthodes de transformations de l'anomalie de Bouguer reposant sur la théorie du potentiel.

Introduction à l'analyse spectrale

Définition de la densité spectrale

Une carte gravimétrique donnée (anomalie de Bouguer, anomalie régionale ou résiduelle) peut être imaginée comme étant la superposition de perturbations de différents ordres de grandeur, ou encore d'un grand nombre (une série) d'ondes sinusoïdales. Chaque onde possède une longueur d'onde et une amplitude A qui la caractérisent.

Le spectre d'une carte soumise à l'analyse est une représentation de la «quantité» de chacune des ondes respectivement en fonction de leur fréquence (en cycles par unité de grille) ou de leur longueur d'onde (en unités de grille).

Les anomalies régionales qui ont leurs sources à plus grande profondeur sont plus étalées dans l'espace et seront donc représentées par des longueurs d'ondes plus grandes que les anomalies résiduelles d'origine superficielle. Les premières montreront un spectre dont la majeure partie de l'amplitude se situera dans les basses fréquences et les secondes auront leur amplitude maximum dans les hautes fréquences.

D'une façon plus générale, les anomalies d'origines géologiques représentent des signaux, c'est-à-dire des informations intéressantes. La notion de signal et de bruit est des plus souple, par exemple le signal provenant d'une source peu profonde pourra être distingué du bruit (ou parasite) représentant l'effet de toutes les autres structures. Ce même signal deviendra à son tour bruit si l'on désire mettre une structure régionale profonde.

Etant donné un signal général $g(x, y)$, on peut le décomposer en signaux sinusoïdaux par l'intermédiaire de la transformée de Fourier de $g(x, y)$, définie par l'intégrale

$$G(u, v) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g(x, y) e^{-2\pi i (ux + vy)} dx dy$$

que l'on peut écrire plus simplement

$$G(u, v) = A(u, v) e^{i\phi(u, v)}$$

ou encore

$$G(u, v) = A(u, v) [\cos \phi(u, v) + i \sin \phi(u, v)] \quad (2)$$

L'expression figurant dans le membre droit de cette relation est la forme trigonométrique du nombre complexe $R(u, v) + i I(u, v)$ où $R(u, v)$ est la partie réelle et $I(u, v)$ la partie imaginaire du nombre complexe. Le spectre d'amplitude de $g(x, y)$ se définit alors comme étant égal au module du nombre complexe, soit $A(u, v)$. Le spectre de phase de $g(x, y)$ est l'argument du même nombre complexe, soit $\phi(u, v)$. La densité spectrale $E(u, v)$ de $g(x, y)$ a pour valeur $E(u, v) = A^2(u, v)$. Elle définit une analyse spectrale du signal $g(x, y)$. En pratique, on calcule $E(u, v)$ par l'intermédiaire de l'auto-corrélation $C(\tau, \lambda)$ de $g(x, y)$.

$$E(u,v) = \int_{-L/2}^{+L/2} \int_{-L/2}^{+L/2} C(\tau, \lambda) e^{-i(u\tau + v\lambda)} d\tau d\lambda \quad (3)$$

Définition de l'autocorrélation

La fonction d'auto-corrélation est une mesure de la relation du champ total avec sa propre valeur quand l'origine est déplacée d'une grandeur définie appelée «délai» ou «lag».

Le spectre d'énergie et la fonction d'auto-corrélation d'un ensemble de données particulier ne sont pas indépendantes l'un de l'autre, nous l'avons vu, et celui-là peut être calculé à partir de celui-ci. Cependant, la signification physique des deux fonctions est différente et par-là leur représentation met en valeur différents aspects des données. La fonction d'auto-corrélation se définit ainsi:

$$C(\tau, \lambda) = \frac{1}{L^2} \int_{-L/2}^{+L/2} \int_{-L/2}^{+L/2} g(x,y) g(x+\tau, y+\lambda) dx dy \quad (4)$$

Cette double intégrale est valable pour une surface carrée de la carte de côté L. τ et λ sont appelés «délais» ou «lags».

Il s'agit de passer maintenant et de façon habituelle à une représentation discrète de la carte originale. Imaginons la même partie carrée de la carte, échantillonnée tous les Δx et Δy espaces, soit $N \times N$ valeurs. Alors (4) devient:

$$C(\tau, \lambda) = \frac{1}{(N-\tau)(N-\lambda)} \sum_{i=1}^{N-\tau} \sum_{j=1}^{N-\lambda} g(i,j) g(i+\tau, j+\lambda)$$

où

Notons que $C(-\tau, -\lambda) = C(\tau, \lambda)$ et que $C(\tau, -\lambda)$ peut être défini de la même façon.

3.4 ANALYSE SPECTRALE DES DONNEES DE BASE: L'ANOMALIE DE BOUGUER

Etude des cartes d'auto-corrélations à deux dimensions

Cet examen nous procure un nouvel instrument de diagnostic en révélant les tendances les plus prononcées qu'il faut attendre à voir apparaître dans les cartes résiduelles ou transformées.

L'analyse de tendance est un traitement numérique et statistique d'un grand nombre de valeurs discrètes d'une fonction mesurée, qui permet de définir les directions générales des anomalies gravifiques intéressantes et, par conséquent, des structures qui les provoquent.

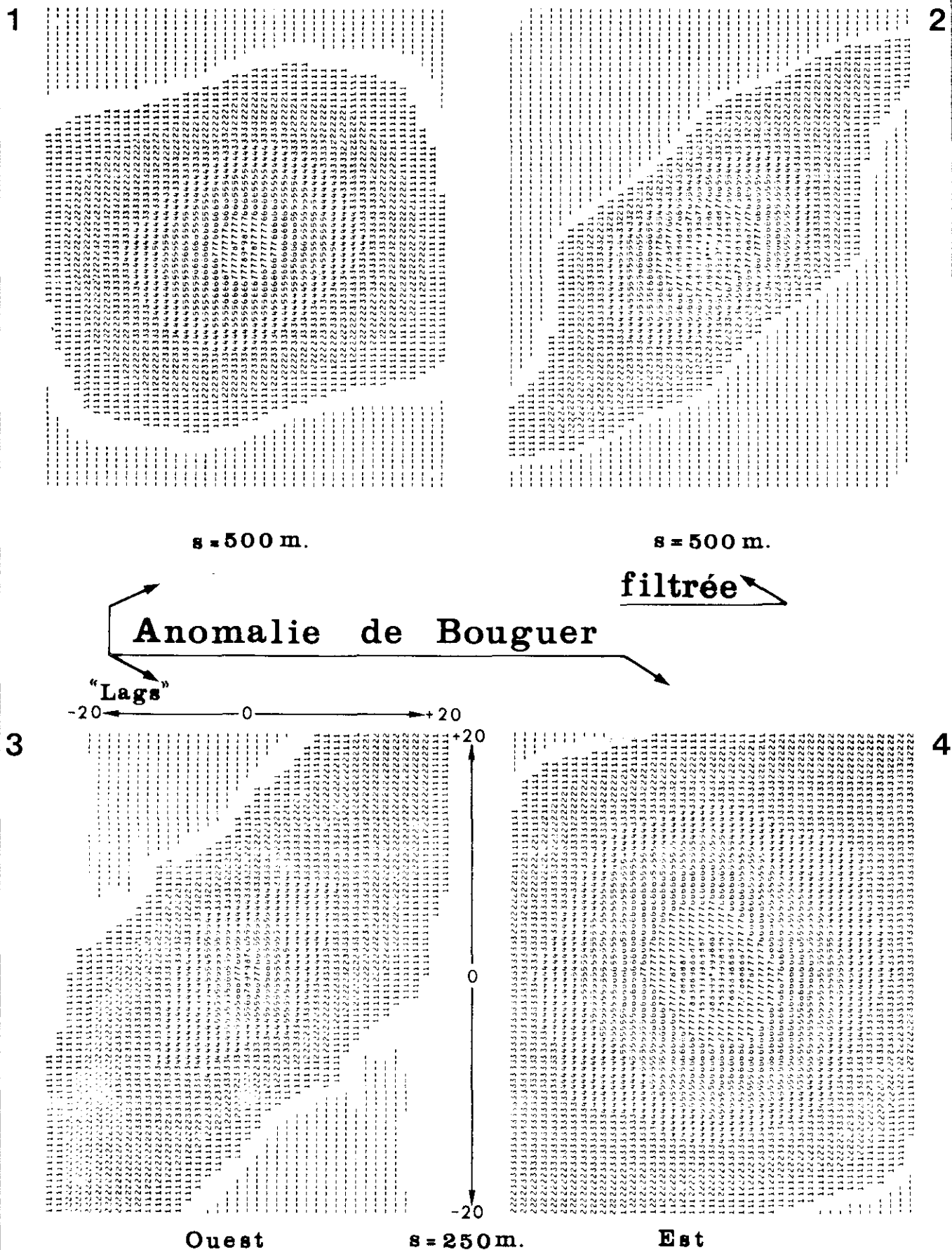


Fig. 38 Cartes d'auto-corrélation obtenues pour 4 documents différents.

La représentation graphique en deux dimensions de la fonction d'auto-corrélation, qui est l'une des méthodes utilisables d'analyse de tendance, nous livre des informations sur les directions à haute corrélation de $g(x, y)$ et $g(x + \tau, y + \lambda)$. Cette fonction d'auto-corrélation est donnée sous forme de carte (fig. 38) où chaque chiffre représente une valeur de la fonction normalisée par rapport à la valeur maximale centrale: par exemple, le chiffre 1 équivaut à 1/10ème de la valeur maximale. Les tirets, quant à eux, correspondent à des valeurs négatives de la fonction. Les lignes et les colonnes sont indicées selon les valeurs de «lags» de la fonction d'auto-corrélation. Il faut noter encore que, de par le mode de représentation graphique (sortie d'imprimante), les dessins sont légèrement déformés et présentent une dilatation selon l'axe des y (ici l'axe λ).

Quatre cartes illustrent les fonctions d'auto-corrélation de notre étude, valables pour des pas d'échantillonnages variables, interpolées à partir des valeurs de la carte d'anomalie de Bouguer de densité 2,50. (fig. 38).

1) La première grille de valeurs (à ne d'échantillonnages de 500 m.) nous révèle la tendance la plus générale des structures ou anomalies présentes. On y observe, surtout depuis le centre jusqu'à la limite externe des chiffres 1, une direction préférentielle SSW — NNE à SW — NE qui, nous le constaterons par la suite, marque de façon constante l'allure générale des résiduelles. La bande symbolisée par le chiffre 1 se manifeste par un certain élargissement multidirectionnel qu'il est difficile d'analyser.

2) Pour essayer de mettre en valeur cet élément particulier et en même temps pour dégager de façon plus évidente la direction de tendance générale des anomalies, il suffit d'appliquer sur les données un processus de filtrage. En choisissant un filtre numérique passe-bas 8U (voir spectre de l'anomalie de Bouguer fig. 39), on élimine l'élément résiduel ou de faible étendue. Les tendances régionales sont alors exaltées, comme le laisse apparaître la deuxième carte. Sur la direction préférentielle SW — NE, qui se découpe nettement, viennent se greffer deux autres directions de tendances marquées par de légères protubérances.

Le plus faible, orientée N — S, semble correspondre à l'allongement vertical des anomalies dans la partie sud-ouest de l'étude. De la même façon, la seconde, de direction E — W, correspond aux anomalies de même orientation de la partie est de l'étude.

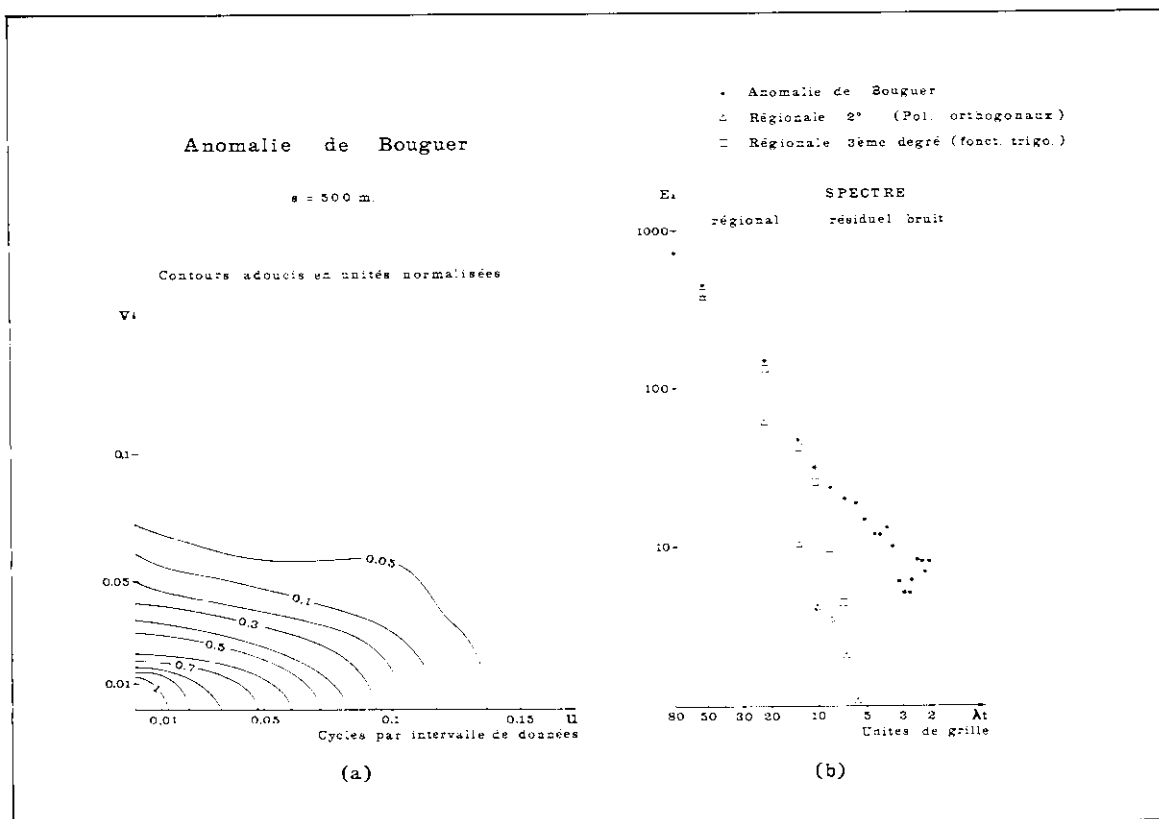


Fig. 39 Analyses spectrales:
 a) à 2 dimensions de l'anomalie de Bouguer
 b) à 1 dimension des cartes obtenues par les modèles mathématiques.

3) et 4) Afin de préciser les directions de tendances des structures de dimensions plus restreintes, deux cartes d'auto-corrélations pour des grilles à équidistance des données de 250 m. ont été calculées. La première est valable pour la partie de l'étude située à l'ouest de la ligne de coordonnées kilométriques 520, et la seconde pour la partie située à l'est de cette même ligne. Ces deux cartes d'auto-corrélations, tout en confirmant la direction préférentielle SSW – NNE à SW – NE des structures (qui se manifeste au-delà des chiffres 4), révèlent dans leur partie centrale (du centre jusqu'au chiffre 4) des traits caractéristiques des anomalies résiduelles les plus intéressantes.

Dans la partie ouest de l'étude, les anomalies résiduelles de faible étendue ou longueur d'onde, c'est-à-dire inférieure à 2 km., ont une forme plus arrondie qu'allongée, ainsi qu'en témoigne &fig. 57) l'axe de Boisy et ses multiples crêtes positives, limitées par les courbes d'isovaleurs – lmgal. En revanche, à l'est les anomalies résiduelles, bien que toujours orientées SW – NE, se manifestent par un étalement selon une direction perpendiculaire à la précédente. La largeur moyenne de ces anomalies est de 2 à 2,5 km., comme par exemple l'axe de Draillant – Les Blaves, ou celui de Marin – St. Paul.

Sur toute l'étendue de la région étudiée, on peut donc constater la présence d'importantes anomalies résiduelles allongées selon une direction préférentielle SSW – NNE à SW – NE, sur lesquelles viennent se superposer des anomalies plus localisées et s'étendant plus ou moins suivant le cas, transversalement par rapport aux précédentes.

Analyse spectrale proprement dite

La figure, 39 a) représente le résultat de l'analyse à deux dimensions de la carte d'anomalie de Bouguer de densité 2,50 correspondant à la planche 9. Elle nous révèle que les hautes fréquences ou petites longueurs d'ondes sont beaucoup plus marquées selon l'axe u d'allongement de l'étude (E – W).

Un graphique à double échelle logarithmique plus explicite illustre la densité spectrale circulaire moyenne de la longueur d'onde totale. Les valeurs figurées par des ronds représentent la densité spectrale de l'anomalie de Bouguer. Son spectre d'énergie peut être divisé en:

- 1) Une partie à forte pente dans le domaine des basses fréquences ou grandes longueurs d'ondes, qui est le reflet de sources profondes et (ou) étendues.
- 2) Une zone à pente plus modérée visible dans les hautes fréquences (ou petites longueurs d'ondes), image de sources comparativement plus proches de la surface et plus localisées.

La prédominance de l'élément régional est bien manifeste, l'énergie étant effectivement concentrée dans la bande des grandes longueurs d'ondes. L'abscisse du point de brisure qui indique la séparation entre les deux parties du spectre se situe dans la zone comprise entre 8 et 10 U, ce qui signifie que les anomalies résiduelles d'origine superficielle ont des longueurs d'ondes inférieures à 5 km.

3.5. MODELES MATHEMATIQUES: MODELES PARAMETRIQUES LINEAIRES

Définition du modèle paramétrique

On appelle modèle paramétrique, la description mathématique d'une relation supposée entre deux ou plusieurs variables.

Supposons le modèle de la forme:

$$g_k = g \text{ mod. } (x_k, y_k) + E_k = a_0 + a_1 f_1(x_k, y_k) + \dots + a_m f_m(x_k, y_k) + E_k$$

avec:

— g = valeur de la grandeur géophysique (ici l'anomalie de Bouguer) au point de coordonnées (x_k, y_k) de notre région d'étude.

— $g \text{ mod } (x_k, y_k)$ = fonction qui décrit la valeur g_k de la grandeur géophysique en tout point de la zone de prospection.

— $f_j(x_k, y_k)$ = fonctions linéaires, où $j = 1, 2, \dots, m$.

— a_j , où $j = 0, 1, \dots, m$ représentent les paramètres inconnus du modèle.

En considérant que $g \text{ mod } (x_k, y_k)$ est assimilable à l'anomalie régionale, $E_k = g_k - g \text{ mod } (x_k, y_k)$ s'identifie à la valeur résiduelle au point (x_k, y_k) .

Estimation des paramètres a (avec $j = 0, 1, 2, \dots, m$)

Les paramètres inconnus sont estimés à partir des mesures elles-mêmes. L'estimation se fait à l'aide de la méthode des moindres carrés qui consiste à minimiser une forme quadratique représentant l'écart (Q) entre la solution obtenue ($g \text{ mod } (x_k, y_k)$) et la solution idéale (g_k).

Classification des modèles

Trois critères la guident:

- 1) Nature des fonctions auxiliaires $f_j(x, y)$.
- 2) Orthogonalité des fonctions auxiliaires.
- 3) Méthode déterminant le choix du modèle optimum.

Modèle	Fonctions auxiliaires	Orthogonalité	Méthode déterminant le choix du modèle
1	Polynômes	Oui	Enumérations successives
2	Fonctions trigonométriques	Non	Algorithme d'Efroymsen

Ces modèles et les programmes permettant leur calcul par ordinateur, ont été décrits par F. Czegledy (bibliographie no. 27).

Analyse spectrale des cartes obtenues à l'aide des modèles paramétriques linéaires

Les valeurs du spectre d'énergie d'une régionale du 3ème degré par fonctions trigonométriques nous révèlent de par leur disposition que, dans la carte résiduelle obtenue grâce à cette régionale, les anomalies de longueurs d'ondes inférieures à 10 U, soit 5 km., forment l'essentiel des effets superficiels.

L'analyse spectrale de la régionale analytique de 2ème degré par polynômes orthogonaux montre qu'une partie du spectre régional n'est pas totalement éliminée.

3.6. METHODES DE TRANSFORMATIONS DE L'ANOMALIE DE BOUGUER REPOSANT SUR LA THEORIE DU POTENTIEL

Digitalisation de l'anomalie de Bouguer

Pour traiter le message gravimétrique, la méthode suivante peut être employée. Il faut échantillonner selon une grille de valeurs régulières la zone à étudier. On obtient ainsi une carte couverte par un réseau de valeurs régulièrement espacées et équidistantes. Ces valeurs peuvent alors être traitées à l'aide d'une méthode mathématique appropriée.

Le passage de la carte des valeurs dispersées à une carte sous forme de grille à maille carrée s'effectue à l'aide du processus d'interpolation. La méthode que nous avons utilisée a été décrite par A.J. Cole (Bibliographie no. 24): une surface polynomiale de degré variable est ajustée aux données originales dispersées, puis les valeurs ainsi obtenues selon une grille raffinée sur la base d'un quadrant se déplaçant régulièrement sur la totalité de la surface. Celle-ci possède une auto-corrélation élevée, c'est-à-dire que la valeur déterminée en un point est fortement influencée par les valeurs adjacentes.

Le problème de mise en valeur de structures géologiques définies, profondes ou superficielles, a provoqué la création d'un grand nombre de formules d'opérations favorisant la perception de celles-ci plutôt que de celles-là. Parmi ces opérations se situent les méthodes de dérivées premières ou secondes, et de prolongement analytique, décrites précédemment. Toutes ces opérations impliquent la convolution des données initiales (ou d'entrée) avec une fonction mathématique ou un ensemble de valeurs pondérales que l'on peut assimiler à un filtre numérique. Les formules et la numérotation des principaux opérateurs se réfèrent à l'article de Nettleton (bibliographie 49).

Implication dans le domaine fréquentiel

La carte expérimentale du champ potentiel traduite sous forme de grille présente une limitation en domaine fréquentiel; les données initiales sont tronquées par le fait même de travailler avec le pas d'échantillonnage fini de la carte. L'effet principal de la digitalisation des données est de limiter la réponse dans le domaine des hautes fréquences: la fréquence maximale (ou de Nyquist) possible dans un échantillonnage selon un pas s est égale à $1/2s$. Le spectre de fréquences est donc tronqué dans le domaine des hautes fréquences. Il s'ensuit une limitation dans la mise en valeur des anomalies d'une taille inférieure à une certaine longueur d'onde, aucune anomalie de longueur d'onde inférieure à $2s$ pas de la grille ne pourra être mise en évidence.

En pratique, le bruit contenu dans le champ potentiel (bruit d'origine instrumentale, ou encore provoqué par le processus de construction de la grille de valeurs par interpolation) est de haute fréquence et peut être qualifié de permanent par rapport à la notion de la limite signal / bruit, précédemment indiquée. Le pas d'échantillonnage (pas de la maille) doit donc être choisi en fonction du niveau de bruit, de telle sorte que celui-ci soit éliminé naturellement par le processus d'interpolation de la grille.

Convolution

Le processus de convolution de données à deux dimensions, avec un opérateur ou filtre à deux dimensions, est décrit dans le domaine spatial par l'expression générale suivante:

$$g_s(x, y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g(x - \alpha, y - \beta) f(\alpha, \beta) d\alpha d\beta \quad (5)$$

$g(x, y)$ = fonction des données originales (ou entrée),

$f(x, y) = c(g) = c(m, n)$ = opérateur linéaire ou filtre,

$g_s(x, y)$ = fonction transformée ou filtrée (ou de sortie).

Or, pratiquement, un opérateur linéaire ou filtre est une matrice de coefficients d'extension finie. Les limites d'intégration deviennent alors les limites d'action du filtre et sont: $-X < x < +X$ et $-Y < y < +Y$ pour la fonction $f(x, y)$. Autrement dit $f(x, y) = 0$ pour $|x| \geq X$ et $|y| \geq Y$.

D'autre part, la fonction filtrante $f(x, y)$ n'est pas continue, mais est représentée par un ensemble de valeurs discrètes, selon des intervalles réguliers en x et y , respectivement Δx et Δy . Ces intervalles correspondent à ceux qui ont été choisis pour les pas d'échantillonnage de la grille des valeurs originales $g(x, y)$. Pour la clarté de l'exposé, il est préférable de choisir $\Delta x = \Delta y = 1$ unité de grille. Les limites d'opération du filtre, $-Y/\Delta y < y < +Y/\Delta y$ et $-X/\Delta x < x < +X/\Delta x$ deviennent respectivement $-Y < y < +Y$ et $-X < x < +X$.

L'intégrale de convolution (5) s'écrit alors pratiquement:

$$g_s(x, y) = \sum_{m=-y}^{+y} \sum_{n=-x}^{+x} g(x-n, y-m) f(n, m) \quad (6)$$

La transformation de Fourier de l'intégrale de convolution (5) produit une équation simplifiée en fonction des fréquences u et v ,

$$G_s(u, v) = G(u, v) \cdot F(u, v) \quad (7)$$

où $u/2\pi$ et $v/2\pi$ sont les fréquences en cycles par unité de longueur selon x et y et les fonctions $G_s(u, v)$ et $F(u, v)$ sont les transformées de Fourier de $g_s(x, y)$, $g(x, y)$ et $f(x, y)$ respectivement.

Le fait que cette équation entrée-sortie soit si simple lorsqu'elle est exprimée en termes de fréquences, indique clairement l'utilité de l'analyse fréquentielle.

Dérivées et prolongement analytique considérées comme opérateurs linéaires ou filtres

Les schémas de calculs des opérateurs linéaires ou filtres sont formulés par leurs auteurs sous forme d'un ensemble de coefficients radiaux $C(\varrho_i)$, applicables à des valeurs moyennes $\bar{g}(\varrho_i)$ prises sur des cercles de rayons ϱ_i centrés sur le point où la valeur transformée doit être calculée. D'une façon générale, on dit que la fonction originale $g(x, y)$ a été filtrée par une fonction $C(\varrho_i)$. On l'exprime ainsi:

où $N+1$ est le nombre de cercles (et de coefficients) employés.

$$g_s(x, y) = \sum_{i=0}^N C(\varrho_i) \bar{g}(\varrho_i) \quad (8)$$

Le cercle de rayon ϱ_0 est le point (x, y) où la fonction filtrée $g_s(x, y)$ est obtenue.

En général, les filtres (ou opérateurs) sont présentés sous forme d'un ensemble de valeurs disposées selon une grille de coordonnées cartésiennes. Le passage des coefficients à coordonnées cartésiennes se fait par la répartition des premiers, selon les points du cercle qui entrent dans le calcul de la valeur moyenne. A chaque point de la grille de coordonnées (n, m) s'applique alors le coefficient spécifique C (n, m) que l'on calcule ainsi:

$$C(n, m) = (1/p) \cdot C(\vartheta_i) \quad \text{où } \vartheta_i = \sqrt{n^2 + m^2} \quad (9)$$

P est le nombre de points ayant servi au calcul de la valeur moyenne $\bar{g}(\vartheta_i)$.

L'équation (8) s'écrit alors sous la forme

$$g_s(x, y) = \sum_{m=-y}^{+y} \sum_{n=-x}^{+x} g(x-n, y-m) \cdot C(n, m) \quad (10)$$

qui est identique à celle de la formule (6), et où $-Y < m \leq Y$ et $-X < n \leq X$ représentant les limites spatiales d'application du filtre.

Si $M \approx Y - (-Y) + 1 = X - (-X) + 1$ représente le nombre de coefficients pour chaque côté du filtre, et que la grille originale des données d'entrée est de $M_0 \times N_0$ valeurs, alors la perte d'information en bordure de la carte sera égale à la demi-longueur de l'opérateur ($M - 1/2$ ou $N - 1/2$) et la grille de sortie (filtrée) aura pour dimensions $(M_0 - (M - 1)) \times (N_0 - (N - 1))$.

Analyse fréquentielle théorique des opérateurs et comparaison avec l'analyse spectrale des cartes obtenues à l'aide de ces opérateurs

La transformée de Fourier de $f(x, y)$, que l'on appelle aussi réponse fréquentielle, est donnée par:

$$F(u, v) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) \cdot e^{-2\pi i (ux + vy)} dx dy \quad (11)$$

Le rôle de la transformée de Fourier est ici évident, elle permet de passer du domaine spatial au domaine fréquentiel. u et v sont les nombres d'ondes par unité de longueur suivant x et y , ou encore $u/2\pi$ et $v/2\pi$ sont les fréquences respectives en cycles par unité de distance selon x et y .

La relation (11) s'écrit aussi:

$$F(u, v) = A(u, v) \cdot e^{i\phi(u, v)} \quad (12)$$

où $A(u, v)$ est le spectre d'amplitude et $\phi(u, v)$ le spectre de phase de $f(x, y)$. Cette relation prévoie le rôle de l'opérateur dans le phénomène de convolution (équation (7)). L'amplitude du signal d'entrée est multipliée par le module de $F(u, v)$ et la phase du signal d'entrée est augmentée de l'argument de $F(u, v)$.

En pratique, cependant, nous avons remarqué que la fonction $f(x, y)$, qui représente le filtre ou l'opérateur (par exemple) l'ensemble des coefficients des formules de dérivées ou de prolongement analytique $C(n, m)$, n'est pas continue mais est représentée par un ensemble de valeurs discrètes, selon des intervalles régulièrement espacés en x et y , soient Δx et Δy . Nous avons posé $\Delta x = \Delta y = 1$ unité de grille. De plus, l'opérateur possédant une symétrie par rapport aux axes x et y ($f(x, y) = f(-x, -y) = f(-x, y) = f(x, -y) = f(x, y)$), il suffit d'étudier son comportement sur un seul quadrant. Les limites d'intégration de l'opérateur varient alors pour x de 0 à Y , avec toujours $f(x, y) = 0$ pour $|x| \geq X$ et $|y| \geq Y$. L'équation (11) se présente dans ce cas sous la forme d'une double sommation:

$$F(u, v) \cong 4 \sum_{m=0}^Y \sum_{n=0}^X C(n, m) \cos 2\pi m \cdot v \cdot \cos 2\pi n u \quad (13)$$

Pratiquement, $C(n, m)$ représente l'ensemble des coefficients de l'opérateur appliqué aux points de coordonnées (n, m) relativement au point où la valeur transformée de g est désirée, soit le point d'application de coordonnées $(0, 0)$. L'opérateur se déplace ainsi sur toute la grille des valeurs.

Afin de comparer utilement les analyses dans le domaine fréquentiel des opérateurs, il est intéressant de connaître leur réponse fréquentielle idéale respective.

Réponse fréquentielle idéale des opérateurs

Un exemple concernant le problème de la seconde dérivée permet de comprendre le processus. La dérivée seconde d'un champ potentiel $g(x, y)$ s'obtient à l'aide de l'équation de Laplace,

$$\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) g(x, y)$$

En considérant la transformée de Fourier pour chacun des termes de l'équation, on obtient:

$$G_{zz}(u, v) = 4\pi^2 (u^2 + v^2) G(u, v) \quad (14)$$

Par analogie avec l'équation (7), $F(u, v) = 4\pi^2 \cdot (u^2 + v^2)$ est la réponse idéale de l'opérateur dans le domaine (u, v) s'appelle indifféremment réponse fréquentielle ou réponse en amplitude du filtre. Les données étant réparties sur une grille à maille carrée avec espacement $s = \Delta x = \Delta y$, il est pratique d'exprimer F en fonction de $1/s$. La représentation graphique des réponses en amplitude ou fréquence est donnée pour un seul quadrant du fait de la symétrie des opérateurs.

Introduction

La première partie de ce paragraphe (A) se rapporte aux études théoriques faites par divers auteurs, alors que la seconde partie (B) se réfère à nos résultats.

De nombreux auteurs ont étudié le comportement, dans le domaine fréquentiel, des principaux opérateurs existants; ce comportement ou réponse est généralement figuré sous une forme directe. Cependant, un autre mode de représentation peut être obtenu, où $F(u, v)$ est alors reporté en décibels: $F(u, v)$ en db = $20 \log_{10} |F(u, v)|$. Dans ce cas, les valeurs négatives correspondent à une atténuation et les valeurs positives à une amplification des fréquences correspondantes. Dans le mode de figuration normal, les valeurs sont toutes positives et doivent être comparées les unes aux autres.

Il est alors possible de corrélér qualitativement les réponses fréquentielles idéale et réelle de chacune des formules de mise en évidence des anomalies.

Méthode de dérivation

Rôle

Les méthodes de dérivation complètent les moyens permettant la séparation régionale/résiduelle.

Le principe de l'emploi de ces méthodes repose sur le fait que les sources superficielles ont une influence plus marquée sur le gradient vertical ou la dérivée seconde de la pesanteur que sur la pesanteur elle-même. Par exemple, si l'on suppose deux masses ponctuelles à des profondeurs respectivement Z_1 et Z_2 (avec $Z_1 < Z_2$), leurs anomalies de Bouguer seront dans la proportion Z_2^2 / Z_1^2 .

tandis que leurs gradients verticaux $\partial g / \partial Z$ seront dans le rapport Z_2^3 / Z_1^3 et $\partial^2 g / \partial Z^2$ selon le rapport Z_2^4 / Z_1^4 .

D'une façon générale, on peut dire que la nième dérivée verticale de la pesanteur est proportionnelle à la nième puissance de la courbure k de la surface équipotentielle de gravité.

$$\partial^n g / \partial Z^n = 2^n g k^n$$

L'effet des masses proches de la surface sera exalté par rapport à celui des masses plus profondes, d'où le pouvoir séparateur élevé de ces méthodes.

A) Analyses préliminaires théoriques

Gradient vertical

La réponse fréquentielle idéale de la méthode précise clairement le rôle de ce genre d'opérateur: les hautes fréquences sont favorisées au détriment des fréquences plus basses. On obtient donc par l'application de telle formule une amplification des anomalies superficielles, au dépend de celles à tendance plus régionale.

Agarwal et Lal (biblio.) présentent les réponses réelles en amplitude, dans le domaine fréquentiel, des coefficients de Baranov (biblio.) et Henderson (biblio.). Puis, comme la plupart des auteurs ayant récemment publié sur ce sujet, ils construisent un opérateur répondant de façon plus précise aux spécifications idéales de leur catégorie. De tels jeux de coefficients sont construits en utilisant la transformée inverse de Fourier de l'équation (11).

où U_{0x} et V_{0y} sont les fréquences de coupure au-delà desquelles la valeur de la transformée de Fourier $F(u, v)$ vaut zéro. Il est commode de choisir la fréquence de Nyquist (1/2 cycle par intervalle de données) comme valeur pour ces limites d'intégrations. Il suffit de spécifier la réponse en fréquence désirée sous forme digitale $F(u, v)$ et, à l'aide d'une approximation de la transformée inverse de Fourier (15), on obtient à la sortie $f(x, y)$ c'est-à-dire un jeu de coefficients $C(n, m)$. Généralement, l'opérateur résultant est trop étendu et doit alors être tronqué à l'aide d'une fonction adéquate.

La formule de Baranov que nous avons choisie ne montre pas une symétrie circulaire parfaite, mais la valeur maximale d'amplitude est respectée par rapport à la valeur idéale. Sa réponse dans le domaine de fréquence des anomalies superficielles est très satisfaisante. Elle possède de plus sur les coefficients d'Henderson l'avantage de présenter en bordure de la carte une perte d'information beaucoup moins importante, égale à la demi-longueur de l'opérateur (11 s au lieu de 25 s).

Dérivée seconde

La réponse de ce genre d'opérateur indique une amplification des hautes fréquences trois fois plus importante que pour le gradient vertical. Son pouvoir séparateur est donc théoriquement beaucoup plus grand.

Fuller (biblio.) Darby et Davis (biblio.) ont étudié le comportement dans le domaine fréquentiel des diverses formules de dérivées secondes existantes. De ces études, il ressort que la formule de Rosenbach (1953, équation 16) est celle qui présente le plus de ressemblance avec la réponse idéale et possède en outre l'avantage de ne pas trop accentuer les très hautes fréquences (souvent parasites). Les formules de Elkins, et notamment la formule 15, se révèlent être plutôt des opérateurs de type passe-bande (bande passante comprise entre 0,10 et 0,40 cycle par intervalle de données), n'accentuant pas les très hautes fréquences. Ce qui explique, au vu de l'analyse spectrale de notre région, l'excellence des résultats obtenus par l'application de la formule 15 de Elkins (Biblio.), voir fig. 62.

Il est intéressant de noter que souvent les formules dont la réponse caractéristique ressemble le moins à la réponse idéale donnent, lors de leur application à des données réelles, de meilleurs résultats que les autres. Elles produisent en effet des anomalies ayant la corrélation la plus simple et la plus claire avec les structures connues. Ainsi, les formules de dérivée seconde de Elkins ne sont-elles qu'une pauvre approximation de la dérivée réelle du champ de gravité, mais elles donnent en revanche une excellente image des anomalies résiduelles.

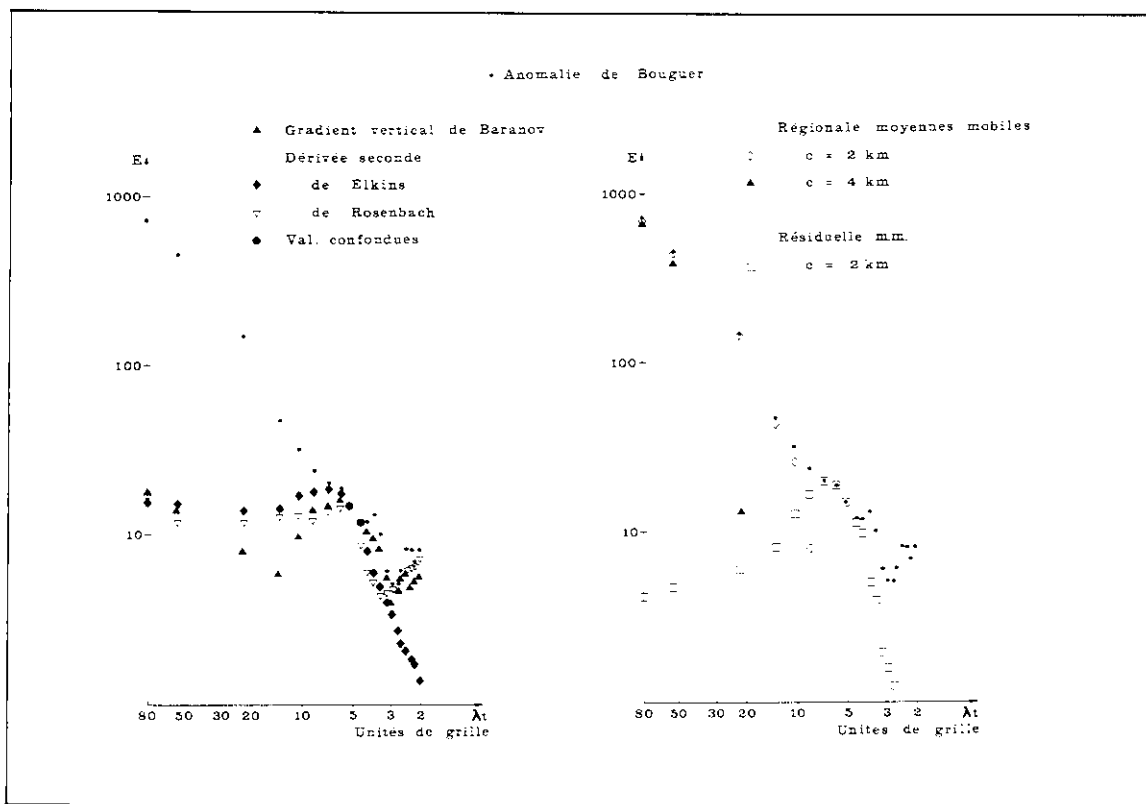


Fig. 40 Analyse spectrale de cartes d'anomalie de Bouguer.

B) Analyse spectrale des cartes sélectionnées lors de l'étape préliminaire

L'analyse spectrale de la carte du **gradient vertical de Baranov** (fig. 61) montre, par comparaison avec le spectre de l'anomalie de Bouguer, les caractéristiques suivantes:

- Une élimination presque totale de l'élément régional.
- Un «pic» de mise en valeur situé au centre du spectre résiduel (environ 6U).
- Une tendance assez marquée à «coller» au spectre du bruit. Ce dernier trait représente le seul argument défavorable à l'utilisation de la formule de Baranov.

Le spectre de la carte de la **dérivée seconde de Rosenbach** (fig. 63) présente les mêmes avantages que le précédent et aussi les mêmes défauts, mais à un niveau encore plus marqué. On peut noter en particulier une exaltation du bruit.

Seule l'analyse spectrale de la carte de **dérivée seconde de Elkins** (fig. 62) se révèle totalement satisfaisante. En effet, en plus de la quasi-inexistence de grandes longueurs d'ondes, on peut remarquer la mise en valeur correcte de l'élément résiduel, suivie d'une rapide descente du spectre à la limite de la zone de bruit.

Créations d'anomalies fictives

Fajkiewicz (biblio.) indique les conditions d'apparition d'anomalies artificielles. Celles-ci naissent le plus souvent lorsque l'anomalie de tendance régionale ne présente pas un rayon de courbure suffisamment grand. Le nombre d'anomalies artificielles créées est donc fonction de la forme du champ régional: plus celui-ci est simple, et en particulier moins il possède d'extrêma, moins il y aura apparition d'anomalies non corrélables dans la carte dérivée.

Il est à noter que dans tout processus où il est fait appel à des valeurs moyennes (lissage manuel, moyennes mobiles...), apparaissent des anomalies artificielles d'une origine différente de la précédente. Par exemple, la présence d'une anomalie positive augmentera localement le champ régional moyen de telle sorte que les flancs de l'anomalie apparaîtront comme négatifs.

Prolongement analytique vers le haut ou vers le bas

La méthode a pour but de calculer la distribution de la pesanteur sur une surface Z_1 (avec $Z_1 \geq 0$), en faisant la supposition qu'il n'existe pas de masse anormale entre la surface de mesures $Z = 0$ et le niveau Z_1 .

On emploie en particulier les méthodes d'extension vers le bas pour obtenir des renseignements plus exacts relatifs à la profondeur d'enfouissement, aux dimensions, à la forme et la localisation d'une masse anormale. En effet, si l'on mesurait les anomalies gravimétriques «à la source», elles prendraient la forme de la source elle-même.

De nombreux opérateurs ont été construits et étudiés: Peters (biblio.), Baranov (biblio.), Henderson (biblio.), Fuller (biblio.), Mufti (biblio.), qui sont valables pour des niveaux h de prolongements variables et égaux à des multiples du pas de la grille d'échantillonnage ($h = \pm 1/2 s, \pm 1 s, \pm 2 s$, etc.).

Remarques sur les filtres linéaires

Nous avons vu que la réponse idéale dans le domaine fréquentiel était bien définie pour les opérateurs de transformations. Dans le cas du filtrage et de la création de filtres linéaires (passe-haut, passe-bas, passe-bande), la réponse désirée $F(u, v)$ est spécifiée au moment de la construction du filtre. La différence essentielle d'avec les méthodes précédentes est qu'un filtre linéaire spécifique est construit pour un problème spécifique, c'est-à-dire en fonction des diverses sources d'anomalies déterminées par une analyse spectrale des données. La séparation des anomalies est donc basée sur l'étude de leur spectre de Fourier.

3.7. QU'EST-CE QU'UNE ANOMALIE RESIDUELLE?

Il peut sembler étrange de se poser maintenant cette question. Cependant, il est temps de faire le point, par une récapitulation, sur le problème de la mise en évidence des anomalies.

Au vu des chapitres précédents, on peut donner deux définitions de l'anomalie résiduelle.

— Au sens premier (originel) du terme, le résidu est ce qui reste de l'anomalie de Bouguer après qu'on lui ait soustrait un effet régional

— Une définition plus récente: le résidu est le résultat du processus de convolution de la carte de Bouguer avec une fonction pondérale que l'on peut assimiler à un filtre numérique à deux dimensions.

Les cartes de dérivées ont une valeur indéniable quant à la localisation de petites anomalies et la résolution d'anomalies pouvant s'oblitérer l'une à l'autre. En revanche, elles ne constituent pas un instrument favorable lors de l'interprétation quantitative ou lors de corrélations précises avec des causes géologiques possibles.

Une classification simple de ces cartes de convolution peut se présenter comme suit:

- Cartes de dérivées où la formule a une base analytique.
- Résiduelles de grilles où la formule est empirique, moyennes mobiles par exemple.
- Cartes de filtrages.

En définitive, aucune méthode numérique ne peut produire un effet régional unique et satisfaisant. Dans la détermination d'une régionale entre un facteur personnel important, il est fonction de la culture géologique générale et locale de l'interprète, mais aussi de sa connaissance mathématique et physique des méthodes qu'il adopte.

CHAPITRE IV

LA GEOLOGIE REGIONALE EN TERMES DE DENSITES

Subdivision géologique adoptée.

Les terrains différenciés le sont, d'une part, du fait de leur composition lithologique et, d'autre part, du fait de leur appartenance à de grandes unités tectoniques ou sédimentologiques. On distingue:

- 1) LE QUATERNAIRE.
- 2) LE BASSIN MOLASSIQUE
- 3) LES NAPPES ULTRAHELVETIQUES (essentiellement FLYSCH)
- 4) LA NAPPE DES PREALPES MEDIANES

4.1 IMPORTANCE DU CHOIX D'UNE DENSITE POUR LE CALCUL DE L'ANOMALIE DE BOUGUER ET INTRODUCTION AUX METHODES DE DETERMINATION DES DENSITES

Nous avons vu précédemment que la densité intervenait en tant que paramètre dans le calcul de l'anomalie de Bouguer. La formule essentielle peut s'écrire:

Anomalie de Bouguer = g mesuré — g théorique + g air libre — g plateau + g topo

Les deux derniers termes de l'expression sont ceux qui font intervenir la densité δ .

$$g \text{ plateau} = 2 \pi \delta z$$

$$g \text{ topo.} = \gamma \delta \sum_{i=1}^N \left[R_{i+1} - R_i + (R_i^2 + h^2)^{1/2} - (R_{i+1}^2 + h^2)^{1/2} \right]$$

La combinaison de ces deux effets nous donne l'effet total des masses situées au-dessus du plan de référence (ellipsoïde). Appelons-le E.

$$E \cdot \delta = g \text{ plateau} - g \text{ topo.}$$

Le choix d'une densité correcte dans le calcul de l'anomalie de Bouguer est donc essentiel. Si la densité élue est la bonne, la carte résultante ne devra marquer aucune corrélation systématique avec la topographie, ce qui veut dire que seules subsisteront les anomalies de gravité réelles et significatives du point de vue géologique et tectonique. Dans le cas contraire, le degré de corrélation permettra le choix d'une nouvelle densité.

Méthode de détermination des densités

La densité d'une formation géologique est contrôlée par trois facteurs principaux:

- 1) La densité des minéraux la composant δ_m .
- 2) Sa porosité ϕ .
- 3) Son degré de saturation par les fluides d'imbibitions des espaces poreux S_w .

La profondeur d'enfouissement contrôle pour une bonne part le degré de compaction, donc la porosité de la roche.

Ces paramètres indiquent clairement la complexité d'une approche pratique pour une connaissance précise des densités en présence. On peut classer en deux catégories principales les méthodes de détermination de densité.

Méthode directe

Les mesures sur échantillons représentent la seule forme possible de connaissance directe de la densité des roches. Bien que très utiles d'un point de vue indicatif, elles ont le désavantage de ne représenter qu'une fraction minime d'une formation géologique. D'autre part, les prélèvements sur affleurements font appel à des roches ayant déjà subi une certaine sélection naturelle et qui, de ce fait, ne sont pas nécessairement représentatives de l'ensemble.

En nous basant sur un grand nombre de mesures sur échantillons publiées, nous avons réalisé une étude statistique des résultats portant:

— sur des valeurs mesurées:

- 1) Densité des minéraux constitutifs de la roche δ_m .
- 2) Densité de la roche δ_b (roche séchée).
- 3) Porosité apparente ϕ_a .

— ou sur des valeurs déduites:

$$4) \text{ Porosité totale } \phi = ((\delta_m - \delta_b) / \delta_m) \cdot 100$$

Il apparaît que les valeurs de δ_b soient plus susceptibles que les autres d'être entachées d'erreurs (Mc Culloch, biblio.). En revanche, la grandeur δ_m ne présente qu'une faible dispersion de l'ensemble de ses valeurs.

La densité naturelle de la roche s'obtient par la formule:

$$\delta_r = \delta_b + \phi \delta_w \cdot S_w$$

Pour chaque type de roche les valeurs moyennes données sont respectivement δ_m , ϕ , ϕ_a , δ_b .

	δ_m	ϕ	ϕ_a	δ_b
Grès:	2,66	10,89%	7,85%	2,40
Flysch:	2,70	4,07%	1,55%	2,50
Calcaires gréseux:	2,70	3,96%	2,54%	2,57
Calcaire fin:	2,72	2,51%	0,82%	2,64
Calcaire oolithique:	2,72	3,98%	1,95%	2,60
Calcaire zoogène:	2,73	2,82%	0,99%	2,61
Calcaires (moyenne):	2,72	2,97%	1,16%	2,63
Calcaire dolomitique:	2,75	2,54%	0,55%	2,68

Nous avons tenu compte de données plus récentes, lors du choix final des densités.

Méthodes indirectes

Détermination de la densité à partir de la connaissance d'un ou plusieurs paramètres connexes essentiels

La détermination de la densité d'une roche ou d'une formation sédimentaire peut se faire à l'aide de la connaissance de deux paramètres essentiels indiqués précédemment:

- La densité des minéraux constitutifs δ_m ,
- et la porosité de la roche ϕ .

Un troisième paramètre intervient dans un sens beaucoup moins fort, le degré de saturation S_w .

La formule liant ces paramètres entre eux est la suivante:

$$\delta_r = \delta_m (1 - \phi) + \phi \cdot \delta_w S_w$$

La détermination de δ_r est naturellement fonction de la précision avec laquelle on connaît δ_m , ϕ et S_w .
(δ_w = densité de l'eau de formation = 1)

1) Densité des minéraux δ_m

La densité des minéraux constitutifs essentiels (quartz, feldspaths, calcite, minéraux des argiles, micas, dolomite) des sédiments de nos régions (grès, marnes, calcaires) varie en définitive assez faiblement.

Grès. Les limites de variation de δ_m se situent entre 2,59 et 2,69. C'est la raison pour laquelle nous présentons 3 courbes sur le graphique de la fig. 41. La valeur $\delta_m = 2,65$ représente une bonne valeur moyenne pour la matrice des grès, puisqu'elle correspond à la densité moyenne des principaux constituants: quartz, feldspath et ciment calcaire.

Calcaire. Une valeur de δ_m avoisinant 2,70 doit être envisagée.

La dolomie, par la présence d'un minéral plus dense (2,85 – 2,95), peut atteindre une densité de minéraux δ_m proche de 2,75.

2) Le second paramètre contrôlant de façon essentielle la densité des formations sédimentaires est la porosité.

Sa détermination peut se faire de différentes façon,

- soit par mesures sur échantillons, alors $\phi = V \text{ pores ou vides} / V \text{ total}$,
- soit à l'aide de la méthode géoélectrique.

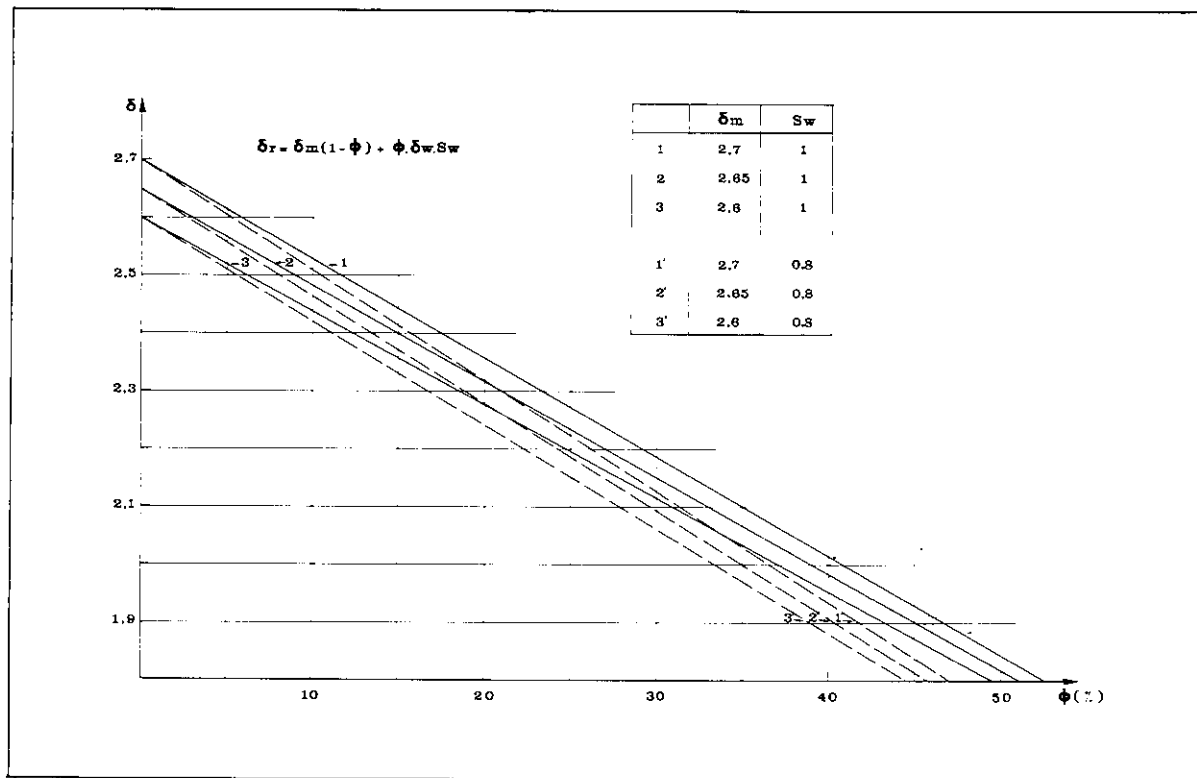


Fig. 41 Relation entre la densité et la porosité.

La géométrie de l'assemblage des pores n'étant pas simple, la relation liant la résistivité électrique ρ_r et le volume des pores est empirique. La célèbre relation d'Archie est d'une aide précieuse pour le cas qui nous occupe:

$$\rho_r = \rho_w / (\phi^m \cdot S_w^2)$$

ρ_r = résistivité électrique spécifique de la formation en ohm. mètres

ρ_w = résistivité de l'eau interstitielle (Ohm)

ϕ = porosité totale

m = facteur de cimentation

S_w = degré de saturation

Expérimentalement, on connaît la valeur du facteur de cimentation m ; on sait qu'il varie entre des limites de 1,3 pour des sables sans cohésion et 2,6 pour des roches très cimentées (calcaires, dolomies).

En pratique, le choix de ρ_w est plus délicat et incertain.

Applications

Pour les graviers des terrasses de Thonon, H. Büchli nous a fourni les valeurs suivantes: $\rho_w = 28$ ohms. mètre et $\rho_r = 230$ ohms. mètre.

Pour des valeurs de m variant entre 1,5 et 2,0 et un degré de saturation égal à 1 (c'est-à-dire que l'on suppose que tous les pores de la formation sont occupés par de l'eau), la relation $\phi^m = \rho_w / \rho_r$ implique $27\% < \phi < 35\%$.

Pour δm variant entre 2,65 et 2,70, δr , lui, varie entre les limites (fig. 41) : $2,05 < \delta r < 2,15$.

Grès de la molasse: Pour la Molasse chattienne, la méthode géoélectrique attribue à ϕ une valeur oscillant entre 10% et 15%. Si $\delta m = 2,65$, il en résulte pour δr une variation : $2,40 < \delta r < 2,48$.

Nous avons d'autre part relevé dans la littérature un ensemble de valeurs de porosités confirmant les chiffres précédents. Certaines de ces valeurs proviennent de mesures effectuées dans les sondages par «density log».

3) Dépendance du degré de saturation S_w

Pour les cas que nous avons exposés, le degré de saturation a été considéré comme étant égal à 1. Pour la plupart des roches se situant en dessous de la nappe phréatique, il est en effet correct de supposer que l'espace poreux est complètement rempli d'eau. Un graphique (fig. 41) illustre la variation relative engendrée par une désaturation partielle de la roche ($S_w = 0,8$).

Utilisation des mesures de pesanteur elles-mêmes

1) La méthode de Nettleton repose sur l'examen des profils gravimétriques recoupant des structures topographiques simples, non compliquées d'effets géologiques ou tectoniques locaux et régionaux. Si la densité choisie pour la correction est la bonne, les anomalies liées à la topographie doivent disparaître. Quelques essais permettent d'obtenir la solution correcte.

2) Une forme généralisée de la méthode de Nettleton a été présentée par Linsser (biblio.).

La détermination de la densité repose sur une interrogation statistique de toute une surface et non plus d'un ou plusieurs profils. Par l'application d'un certain nombre d'opérateurs linéaires de plus en plus complexes sur la formule de l'anomalie de Bouguer, l'auteur en tire des formules de plus en plus élaborées.

L'application pratique de ces formules sur notre zone d'étude a donné des résultats plus ou moins satisfaisants. L'application de la 3ème formule de Linsser confirme les limites de densité précédemment acquises, sans les préciser cependant. Lors de l'interprétation qualitative, cette méthode de Linsser s'avère de quelque utilité, notamment pour localiser les couches subaffleurantes (molasse par ex.) et situer les contacts entre contrastes de densité, par exemple pour esquisser les limites molasse — flysch et flysch — calcaire. Les zones où il existe une forte corrélation entre $L(B)$ et la topographie ne donnent pas de résultats satisfaisants.

3) Une forme encore plus généralisée, mais moins mathématique, de l'utilisation des mesures de pesanteur pour la détermination de la densité est l'examen visuel des cartes d'anomalies de Bouguer. L'examen de plusieurs cartes obtenues avec des densités différentes lors des corrections permet de choisir la valeur de la densité réduisant au minimum la corrélation entre les anomalies et les irrégularités de la surface topographique.

Nous présentons (planches 10, 11, 9, 12, 13) les cartes d'anomalies de Bouguer pour des densités de 2,20, 2,40, 2,50, 2,60 et 2,67. Cet éventail permet à l'interprète de se faire une idée assez précise des variations de densité à l'intérieur d'une certaine région.

Déduction des densités de l'examen des cartes de Bouguer

Nous nous attachons dans ce paragraphe à certains accidents topographiques affectant des formations géologiques précédemment discutées. Cet examen suppose que le soubassement des structures et de leur voisinage ne montre pas de trop fortes variations de densité.

— Mont de Boisy (molasse)

Sur cette structure, les courbes isogals (= courbes d'égales valeurs de l'anomalie) indiquent une anomalie trop positive pour une densité de 2,20. A partir de la densité 2,50, les courbes se resserrent, indiquant par là que l'anomalie devient négative. La densité correcte se situe entre 2,40 et 2,50.

— Crête des Allinges (flysch)

Dans ce cas, la densité acceptable semble se situer entre 2,5 et 2,6. Les cartes de Bouguer présentent le

même style d'anomalie, pour des densités inférieures ou supérieures à ces valeurs, que pour la structure précédente.

– Vallée de la Drance

C'est entre les densités 2,40 et 2,50 que l'anomalie de Bouguer semble montrer un degré minimum de corrélation avec la topographie. Il peut s'agir d'une densité moyenne entre les dépôts quaternaires ($2,10 < \delta < 2,20$) et les calcaires des Préalpes ($2,63 < \delta < 2,65$).

Cas particulier

Une détermination précise de la densité d'une formation géologique peut être effectuée, si l'on connaît

- d'une part la répartition spatiale de cet ensemble,
- et d'autre part son effet gravifique en surface.

Nous avons tenté, dans les cas bien précis du remplissage quaternaire du Petit-Lac et du sillon de Brécœrens, une estimation des densités en présence.

4.2 DETERMINATION DE LA DENSITE DU REMPLISSAGE QUATERNAIRE DU PETIT-LAC

Structure générale

Les sédiments du Petit-Lac forment un biseau, dont l'angle aigu est orienté vers l'aval. Leur accumulation à un sillon, les rives sont constituées de molasse affleurante ou subaffleurante. Le toit de cette formation est donné par le fond topographique du Lac et son mur par des résultats sismiques récents (bibliographie 135). La figure 42 est un profil moyen valable sur les 15 km. de Versoix-Corsier à Prangins-Nernier.

Effet gravifique

L'application d'une régionale par modèle linéaire (fonctions trigonométriques) sur une carte d'anomalie de Bouguer, couvrant les deux rives du Petit-Lac (les points de la rive ouest sont issus de la thèse de R. Olivier, biblio 105), a permis de mettre en évidence l'effet attribuable aux seuls dépôts quaternaires. Il va sans dire que des mesures faites dans le lac lui-même permettraient de préciser encore ces résultats.

L'examen des valeurs calculées de l'effet gravifique théorique de la structure (fig.42b) permet d'attribuer à $\Delta \delta$ (contraste de densité) une valeur oscillant entre 0,30 et 0,35. Pour une densité de la molasse comprise entre 2,40 et 2,45, on obtient pour l'ensemble des sédiments quaternaires, $2,05 < \delta < 2,15$. A l'intérieur de cet ensemble de dépôts quaternaires, on distingue:

- des sédiments lacustres: sables, graviers et limons;
- des sédiments glacio-lacustres: argile stratifié, limon et sable;
- des sédiments morainiques: complexe de moraines argileuses et sablo-graveleuses, de limons sableux ou argileux et d'argile.

Les sédiments lacustres et glacio-lacustres formant environ 25% du volume total, la densité des sédiments morainiques, plus forte, doit donc varier entre 2,10 et 2,15.

Sillon de Brécœrens

Un profil par sondages électriques recoupant le sillon de Brécœrens a permis d'établir une coupe de la structure. En faisant varier les densités des formations en présence, les écarts entre les valeurs calculées de l'effet gravifique théorique de la structure et les valeurs mesurées ont été réduits au minimum. Les écarts subsistants peuvent être attribués à l'effet topographique de la masse des Voirons au sud et de la colline de Boisy au nord.

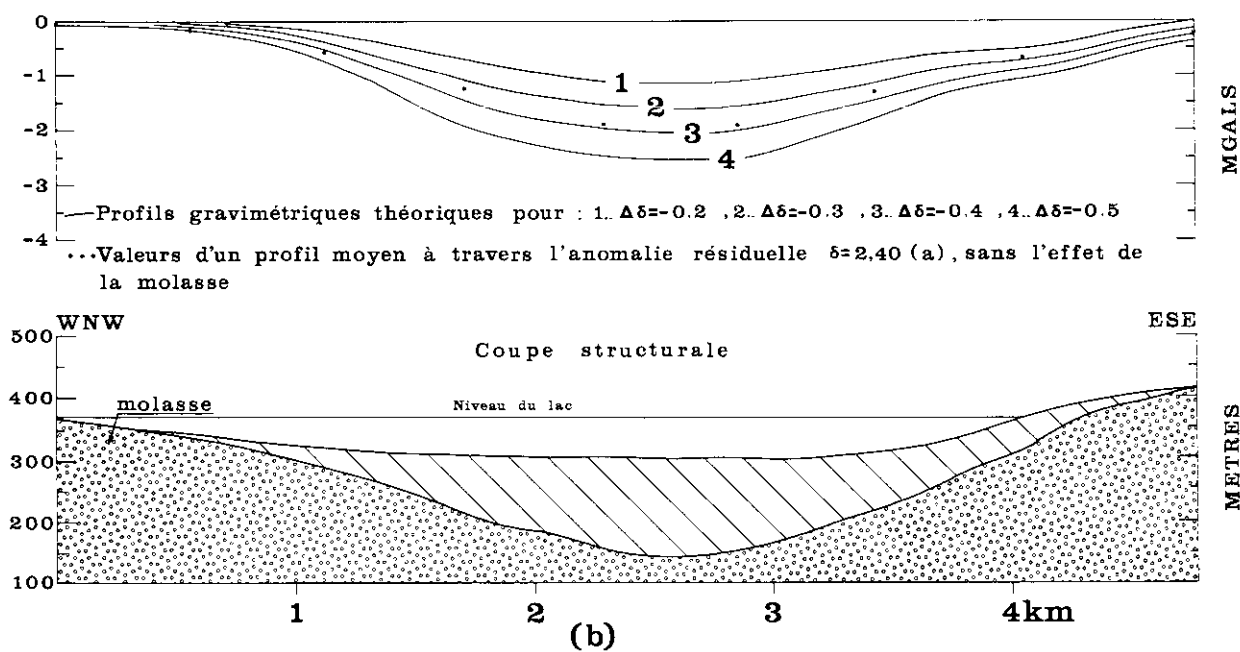
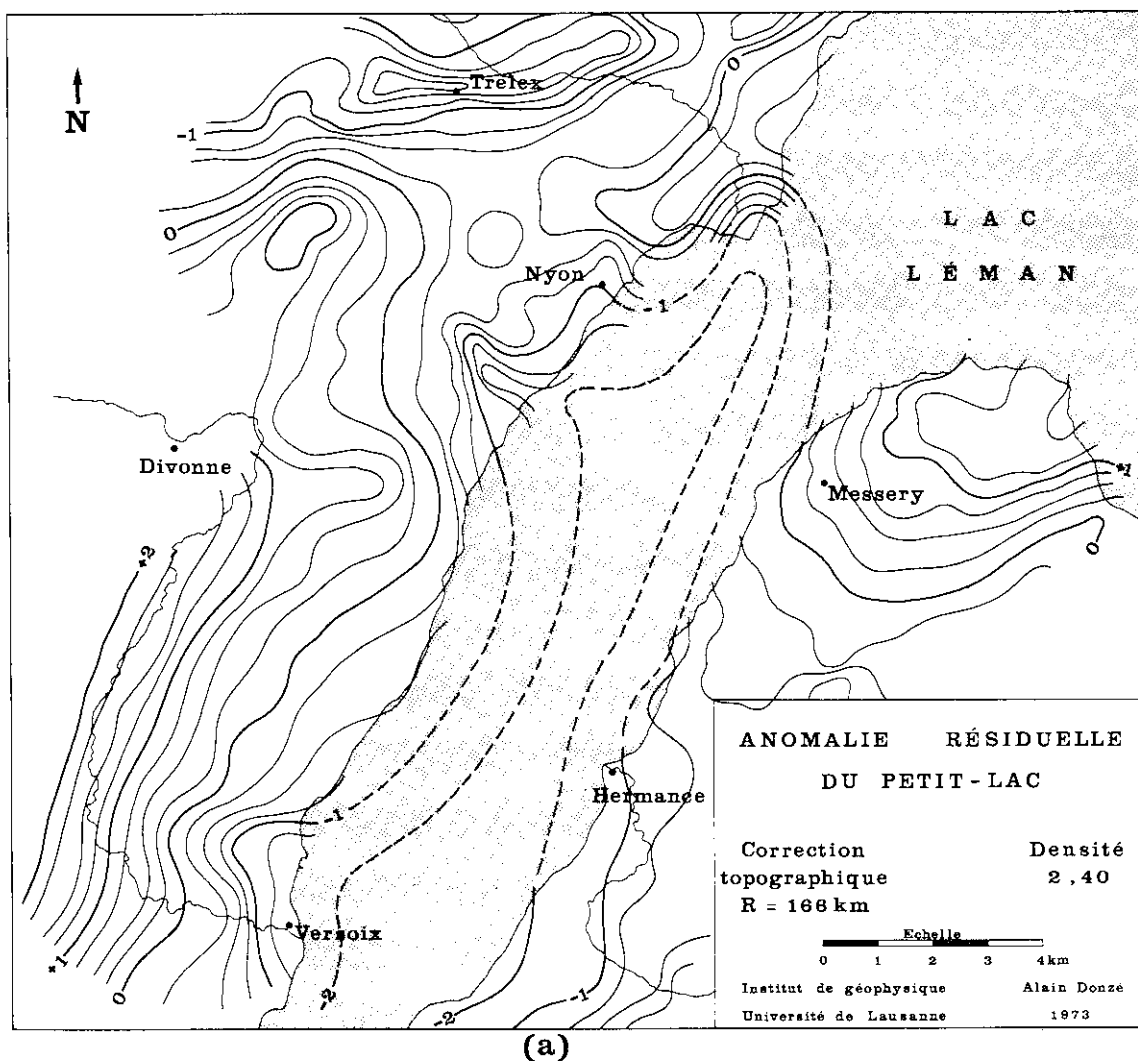


Fig. 42 a) Carte de l'anomalie résiduelle du Petit-Lac
b) Effet gravifique d'une structure possible du Petit-Lac.

Les résultats donnent des valeurs de densités de 2,42 pour la molasse superficielle, de 2,58 pour le flysch ultrahelvétique de Lully et de 2,10 pour le remplissage quaternaire du sillon.

Densités admises lors de l'interprétation

A la lumière de ce qui précède, il s'agit maintenant d'établir une correspondance aussi précise que possible entre les formations géologiques définies et les densités.

– **Complexe quaternaire:** $2.10 < \delta < 2.20$

Nous tenons compte, pour la limite supérieure, de l'effet de compaction pouvant intervenir en profondeur (Armoy, Noyer, Evian).

– **Ensemble molassique** : $2.40 < \delta < 2.48$

– **Flysch** : $2.55 < \delta < 2.60$

– **Roches carbonatées** : $2.62 < \delta < 2.65$

Conclusion

En dépit des multiples voies qui s'ouvrent à nous pour tenter de déterminer des densités et, par là, les contrastes de densités responsables des anomalies de gravité, des valeurs exactes sont rarement disponibles.

Ceci nous pousse à utiliser de préférence des gammes de valeurs, en faisant varier le paramètre densité jusqu'à ce que l'on obtienne des résultats concluants, ceci notamment lors de l'interprétation quantitative.

Les essais de détermination que nous venons d'effectuer permettent toutefois de réduire considérablement les limites extrêmes acceptables, restreignant ainsi le nombre de tests nécessaires lors de l'interprétation quantitative.

INTERPRETATION DES RESULTATS

Introduction à l'interprétation qualitative et quantitative

Il existe, lors de l'interprétation qualitative d'une étude gravimétrique, deux grandes catégories de problèmes qui peuvent se résumer ainsi:

1) Le premier pas consiste à séparer les effets que l'interprète a des raisons de considérer comme étant corrélés avec des structures géologiques d'intérêt (l'intérêt pouvant d'ailleurs varier avec les buts que l'on se fixe au départ), de ceux que l'on désire négliger. Dans la plupart des cas, nous avons constaté que cela se concrétisait par la séparation d'anomalies étroites ou à petit rayon de courbure, d'anomalies plus vastes à grand rayon de courbure. Ce qui signifie un tri entre les structures superficielles et les structures d'origine plus profonde. Le problème de la plurivocité de l'interprétation doit être présent à l'esprit lorsque l'on effectue cette distinction.

Pour nous, cette première étape se traduit par la délimitation et le tracé d'axes gravifiques, positifs et négatifs (c'est-à-dire reflétant une excès ou un déficit de masse sous-jacente).

2) La seconde étape est celle de l'analyse de ces anomalies intéressantes. Cela signifie pour l'interprète le choix, parmi un nombre de causes géologiques variables, de celle qui rend le mieux des anomalies sélectionnées, compte tenu des informations à sa disposition. Ces informations sont constituées par ses connaissances géologique générales et locales, par son intelligence des processus mis en oeuvre pour obtenir les anomalies et enfin par la conscience qu'il possède de la subjectivité du choix de ces processus et de son interprétation.

Finalement, l'étude gravimétrique doit pouvoir proposer un ou plusieurs modèles physiques du sous-sol, dont un au moins doit, une fois traduit en termes géologiques, être conciliable avec ce que l'on connaît, par ailleurs, de la région.

Si l'étude gravimétrique qualitative seule permet de présenter un grand nombre de modèles physiques acceptables, l'analyse quantitative vient heureusement réduire ce nombre et facilite le choix; bien qu'en toute rigueur on ne puisse, par la gravimétrie seule, écarter certaines ambiguïtés.

En dernier ressort, pour résoudre les dernières ambiguïtés, il faut faire appel à l'aide d'autres méthodes géophysiques, ou à des forages mécaniques, ou plus simplement au bon sens géologique.

Toute interprétation quantitative détaillée d'une anomalie gravimétrique est indirecte en ce sens qu'elle consiste en la création d'un modèle dont on compare l'effet gravifique théorique avec l'effet réel observé. La coïncidence est obtenue par des modifications successives des formes et des contrastes de densité du modèle. Nous avons utilisé un processus de calcul qui permet de calculer l'effet gravimétrique d'un ensemble de strates de formes quelconques à génératrices horizontales limitées ou infinies, suivant la direction de l'allongement (E. Klingelé, biblio. 70).

5.1 LES DONNEES GRAVIMETRIQUES DE BASE

Les données gravimétriques de base sont synthétisées sur la carte d'anomalie de Bouguer que l'on obtient par l'intermédiaire de deux documents: l'anomalie air libre et l'anomalie sans le g théorique.

L'anomalie air libre (fig. 43)

$$\text{ANOMALIE AIR LIBRE} = g \text{ mesuré} - g \text{ théorique} + g \text{ air libre}$$

Le modèle air libre ne tenant aucunement compte de l'effet de terrain, la carte de l'anomalie air libre va donc refléter fortement l'image de la surface topographique. Plus exactement, cette carte essentiellement fonction des deux termes n'entrant pas dans son établissement,

$$\text{ANOMALIE AIR LIBRE} = f(\delta, z, \text{topographie}).$$

Cette relation n'est pas sans intérêt car, pour peu que la composante bruit, due à z et à l'effet topographique, ne varie que faiblement (région plane et relief peu marqué dans son voisinage), l'anomalie n'est plus alors fonction que de la densité.

De ce point de vue la partie ouest de notre étude, qui correspond assez bien à ces critères, se prête à des études sur les variations de densité et sur les structures qui les provoquent.

Anomalie sans le g théorique, densité = 2,40 (fig. 45)

La présentation d'une carte obtenue en faisant abstraction du g théorique calculé sur l'ellipsoïde international peut sembler paradoxale, en ce sens que l'on ôte au modèle de Bouguer sa surface de base. Cependant, les valeurs du g théorique, pour une étendue restreinte, forment une surface inclinée proche du plan (fig. 44); une telle surface peut fort bien être comprise dans l'une ou l'autre des régionales calculées. Dès lors, l'anomalie résiduelle peut s'obtenir directement par soustraction de la régionale aux valeurs mesurées corrigées, sans qu'il soit nécessaire de calculer le g théorique.

Lorsque l'on examine la carte ainsi obtenue, un fait frappe immédiatement la vue: dans le centre et l'ouest, les courbes isogals ont une inclinaison E — W beaucoup plus prononcée que celles de l'anomalie de Bouguer pour la densité correspondante (fig. 48). La différence est encore plus marquée dans la zone est de l'étude, les courbes étant de direction N — S, le gradient du g théorique est plus fort, d'où l'écart plus important entre les deux cartes. Cet élément directionnel est intéressant en ce sens que les anomalies résiduelles correspondantes seront différentes. Certaines structures ressortiront mieux sur l'une que sur l'autre carte, car ces structures sont recoupées plus ou moins perpendiculairement par les courbes d'égales valeurs des cartes originales.

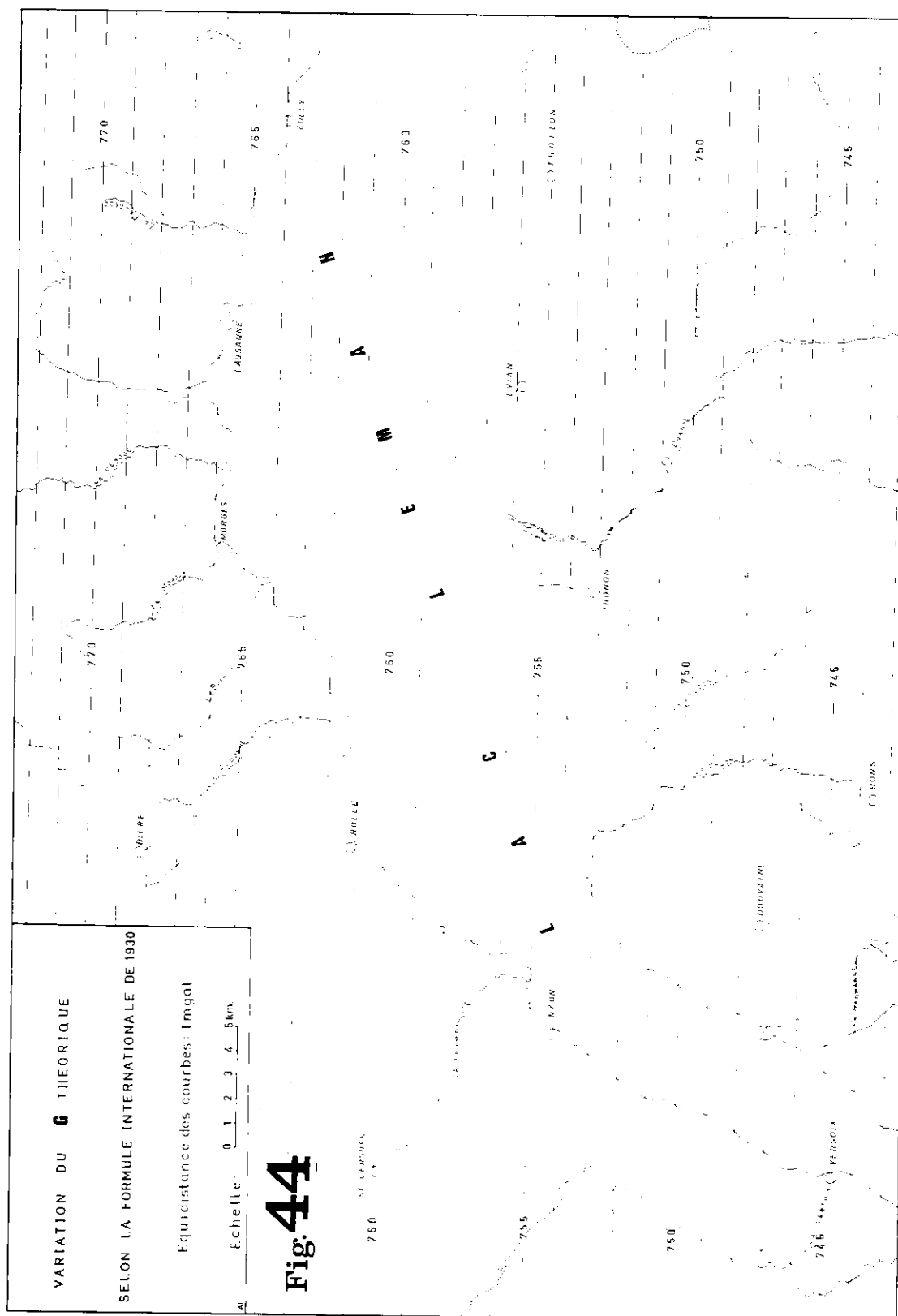
A noter encore le gradient gravifique NNW — SSE beaucoup plus fort sur la carte de l'anomalie sans le g théorique que sur la carte de l'anomalie de Bouguer. La soustraction des valeurs du g théorique (fig. 45) d'avec celles de la première carte (fig. 44) produit une atténuation de ce gradient et un changement d'orientation des courbes, comme en témoigne la seconde carte (fig. 48).

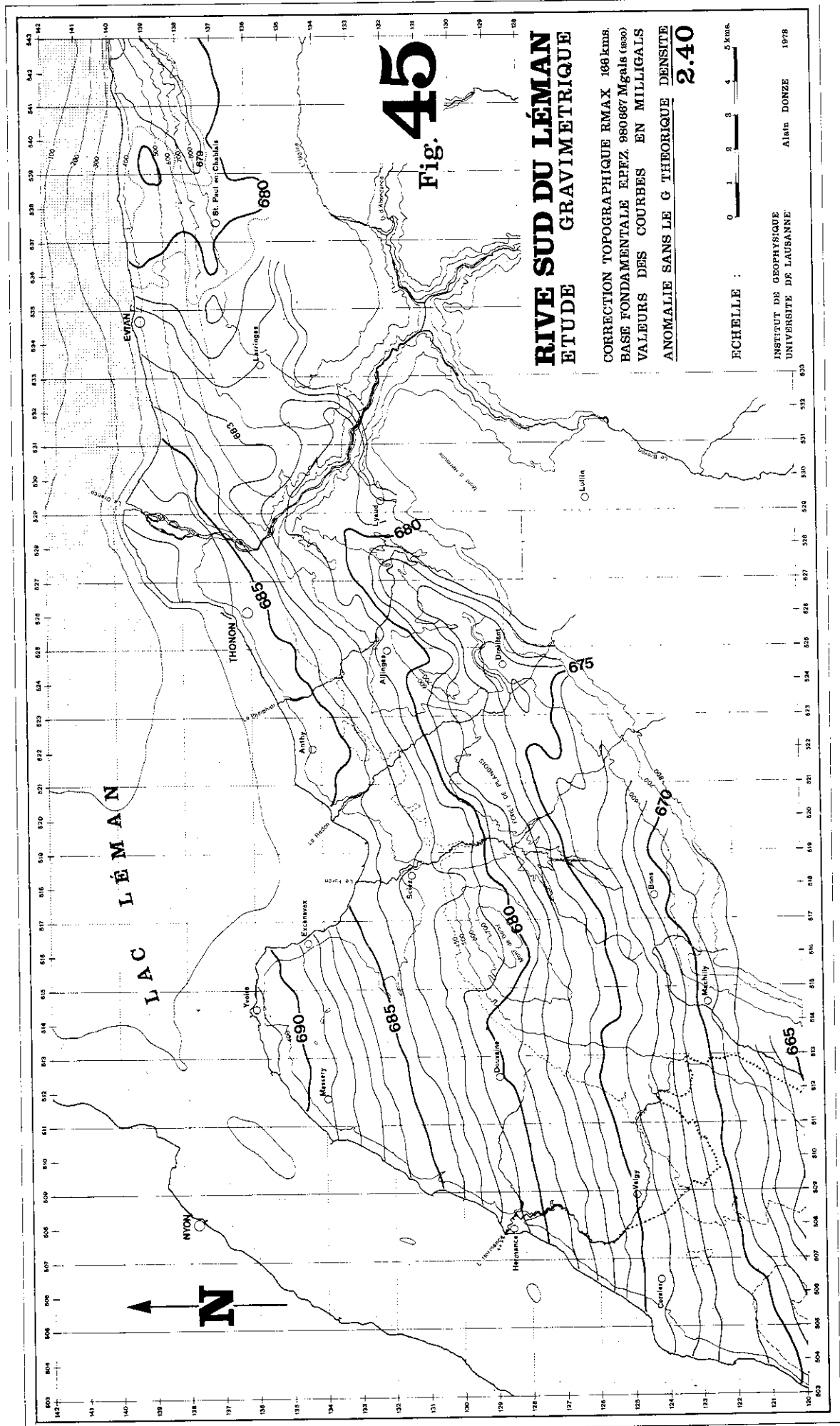
Les cartes d'anomalie de Bouguer (fig. 46 à 50)

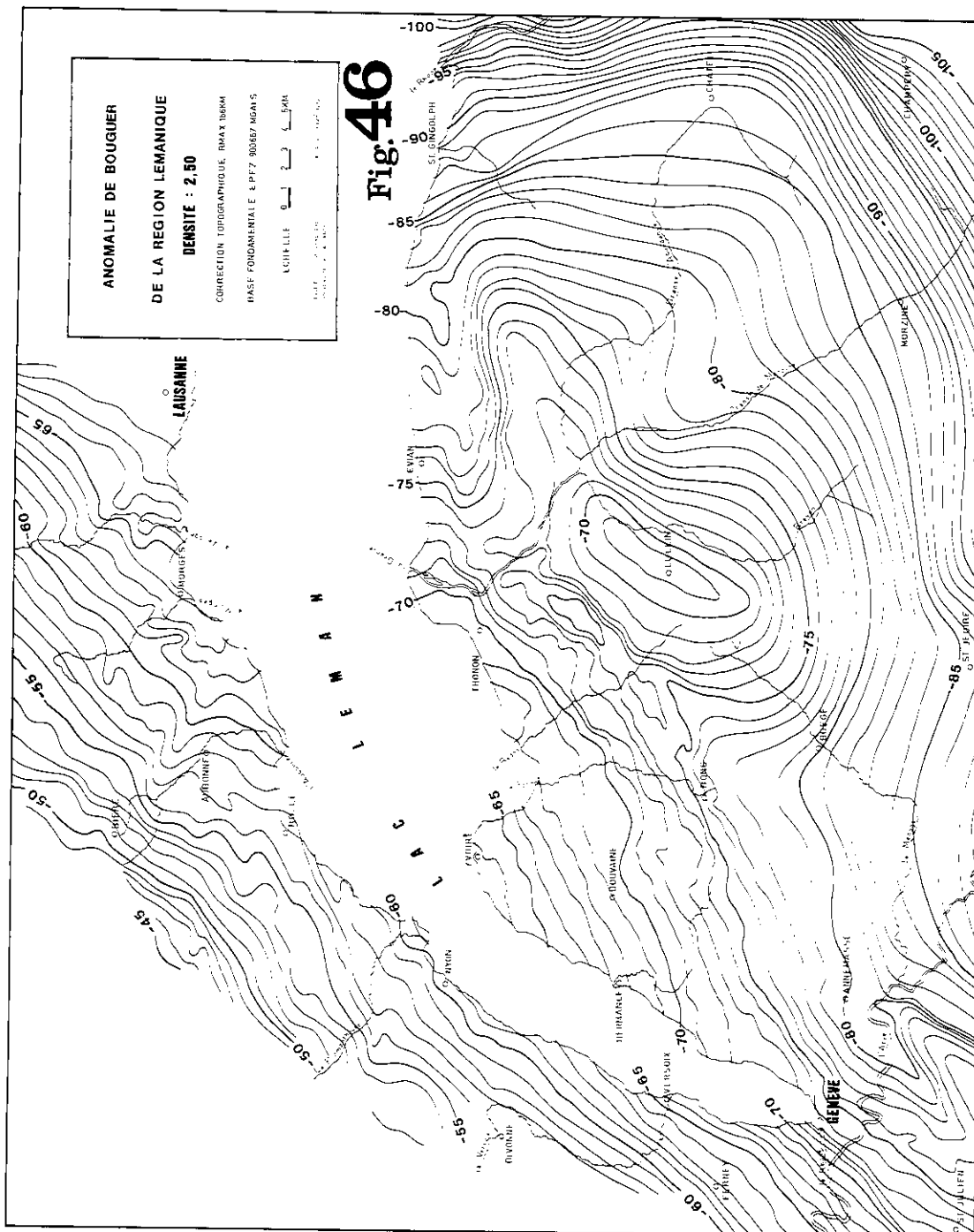
Les cartes de Bouguer permettent de mettre en évidence de façon qualitative les traits gravimétriques saillants que l'on représente graphiquement par des axes.

Un document débordant largement le cadre de l'étude (fig. 46) permet de situer la recherche locale dans son contexte régional et peut aider à la compréhension de certaines anomalies placées en bord d'étude.

Cependant, nous avons vu précédemment qu'il est nécessaire, pour pousser plus avant l'analyse, de passer par les régionales et les résiduelles.







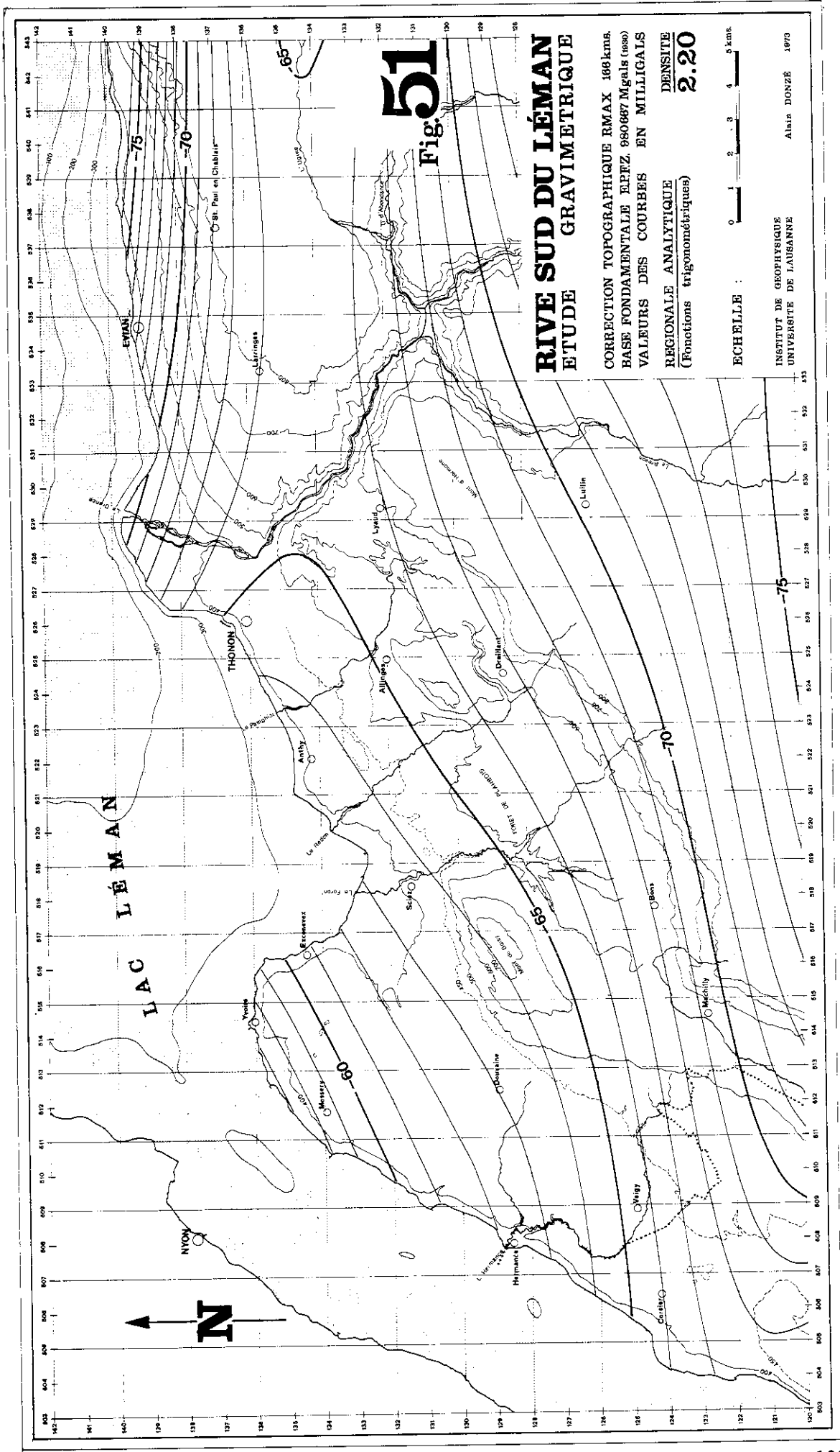


Fig. 51

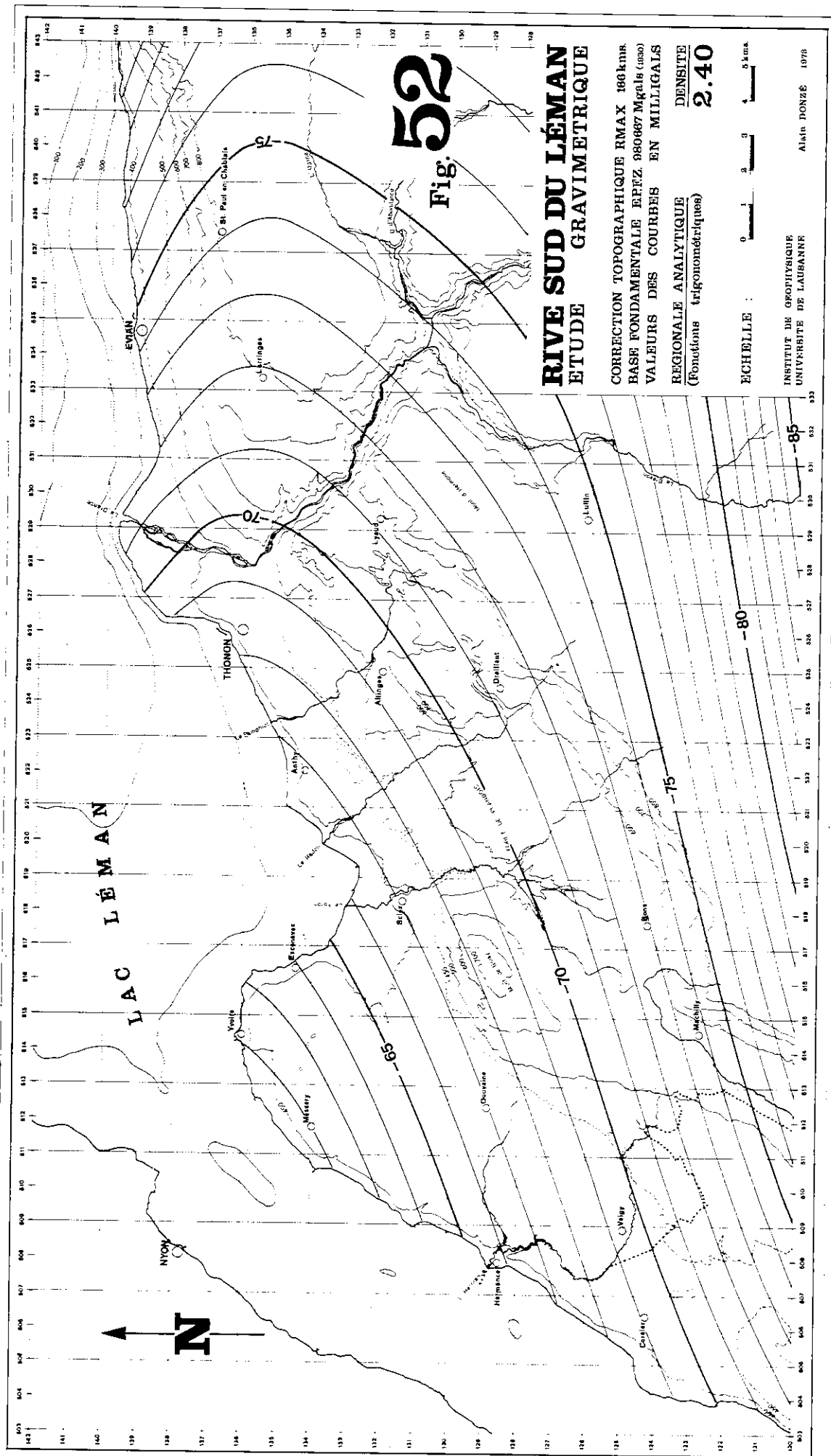
RIVE SUD DU LÉMAN **ETUDE GRAVIMETRIQUE**

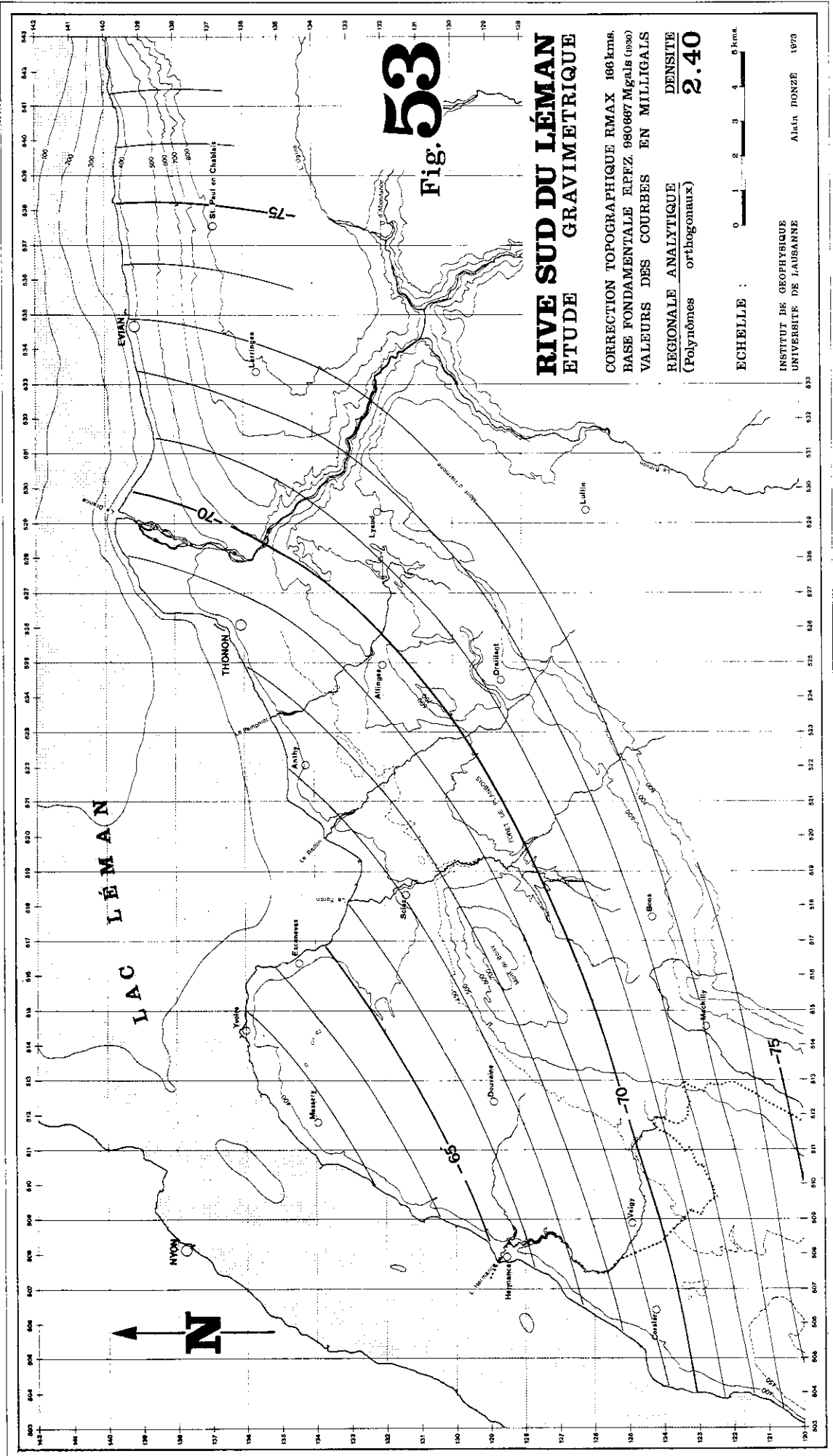
CORRECTION TOPOGRAPHIQUE RMAX 186km.
BASE FONDAMENTALE EPEZ 980687 Mgals (1890)
VALEURS DES COURBES EN MILLIGALS
REGIONALE ANALYTIQUE
(Fonctions trigonométriques)

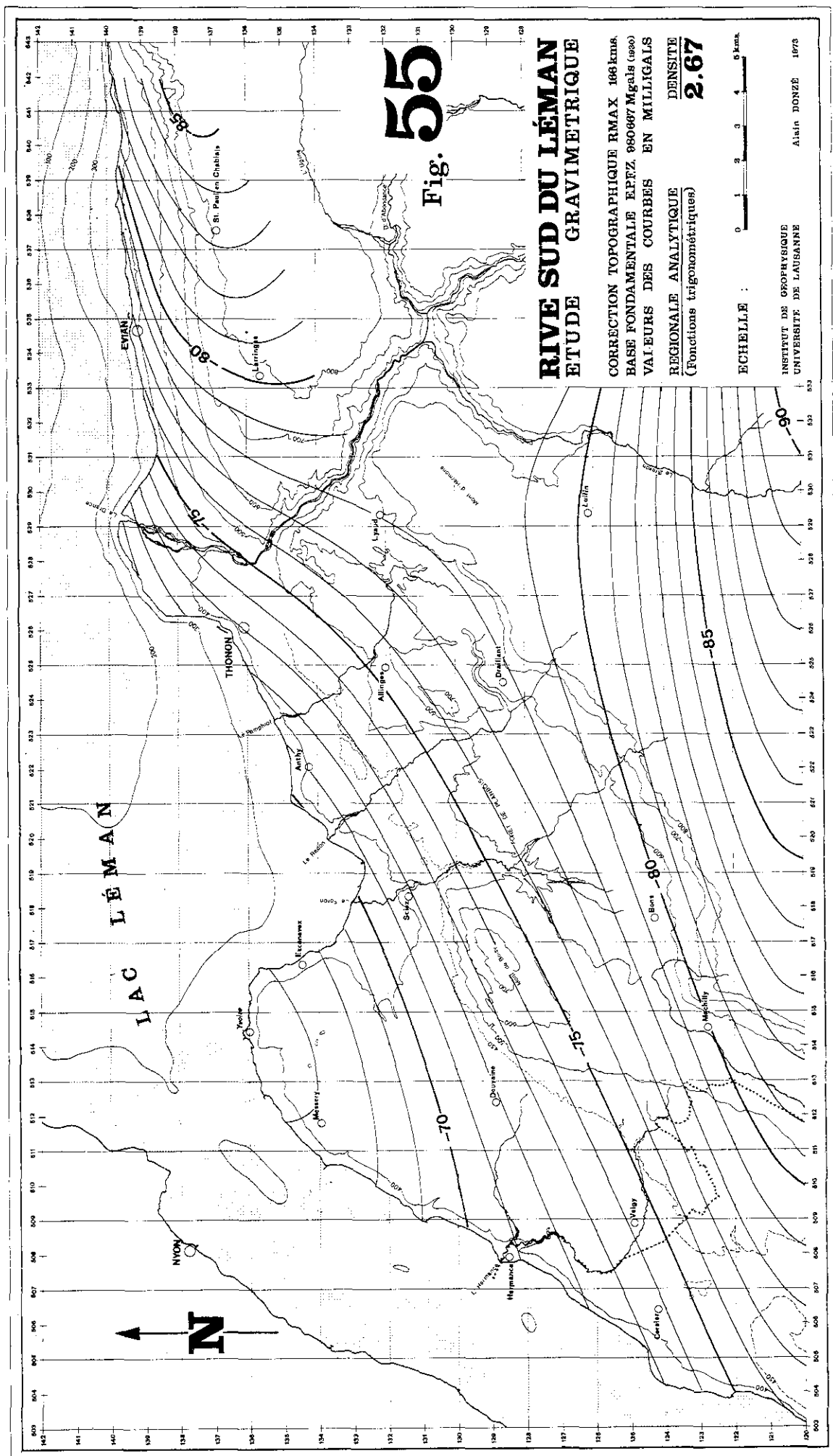
DENSITE
2.20

ECHELLE : 0 1 2 3 4 5 kms

INSTITUT DE GEOPHYSIQUES
UNIVERSITE DE LAUSANNE
Alain DONZÉ 1973







5.2. ETUDE DES ANOMALIES RESIDUELLES EXPRIMANT DES EFFETS PEU PROFONDS, ET OBTENUES A L'AIDE DES MODELES PARAMETRIQUES LINEAIRES ET DES METHODES DE DERIVATION

Présentation des cartes d'anomalies régionales (modèles paramétriques linéaires, figures 51 à 55).

Nous avons décrit précédemment diverses méthodes permettant d'obtenir des cartes régionales, l'emploi de ces méthodes nous a permis d'obtenir les cartes constituant les figures 51 à 55. Selon le but que l'on se propose, ces diverses cartes ont des mérites divers. A titre d'exemple, on peut mentionner la régionale obtenue grâce au modèle paramétrique linéaire à base de fonctions trigonométriques et celle obtenue à l'aide d'un modèle à base de polynômes orthogonaux (fig. 52 et 53). Ces deux régionales, calculées pour une même densité 2,4 diffèrent en ce que les fonctions trigonométriques donnent un tracé plus souple, permettant une meilleure mise en évidence des anomalies superficielles.

Examen des résiduelle et interprétation géologique (modèle paramétriques linéaires: figures 56 à 60, et cartes de dérivées: figures 61 à 63).

L'ensemble des anomalies gravifiques mises en évidence lors de l'interprétation se résume sous la forme d'un tracé d'axes positifs et négatifs (figure 81).

Nous sommes maintenant en mesure d'examiner et d'analyser ces axes.

1) L'axe négatif du Petit-Lac

Un profil nous avait donné l'allure moyenne de cet axe (abstraction faite des failles le compartimentant) et une carte son effet gravifique approximatif.

Des mesures électriques (W. Sigrist, biblio. 127) n'ont pas décelé la présence de sillon graveleux dans le Petit-Lac; la nature du remplissage est, pour l'essentiel, de la moraine argileuse, ce que confirme les valeurs de densité adoptées pour les dépôts du Petit-Lac: 2,10.

On peut remarquer en outre que l'axe n'est pas médian: son tracé se situe plus près de la rive gauche, caractéristique que nous allons expliquer à propos de l'axe qui forme son rebord oriental.

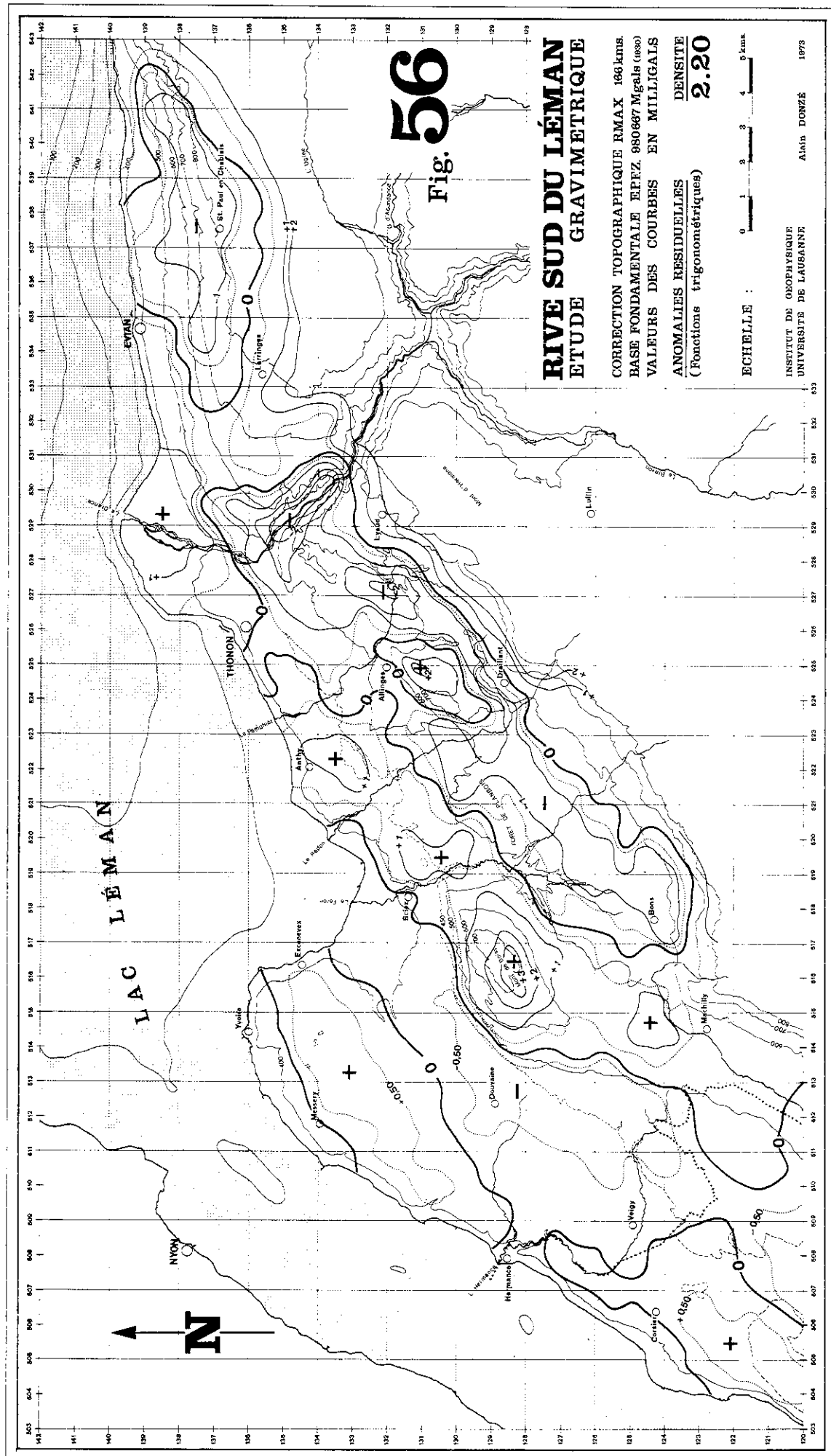
2) L'axe positif de Cologny-Messery

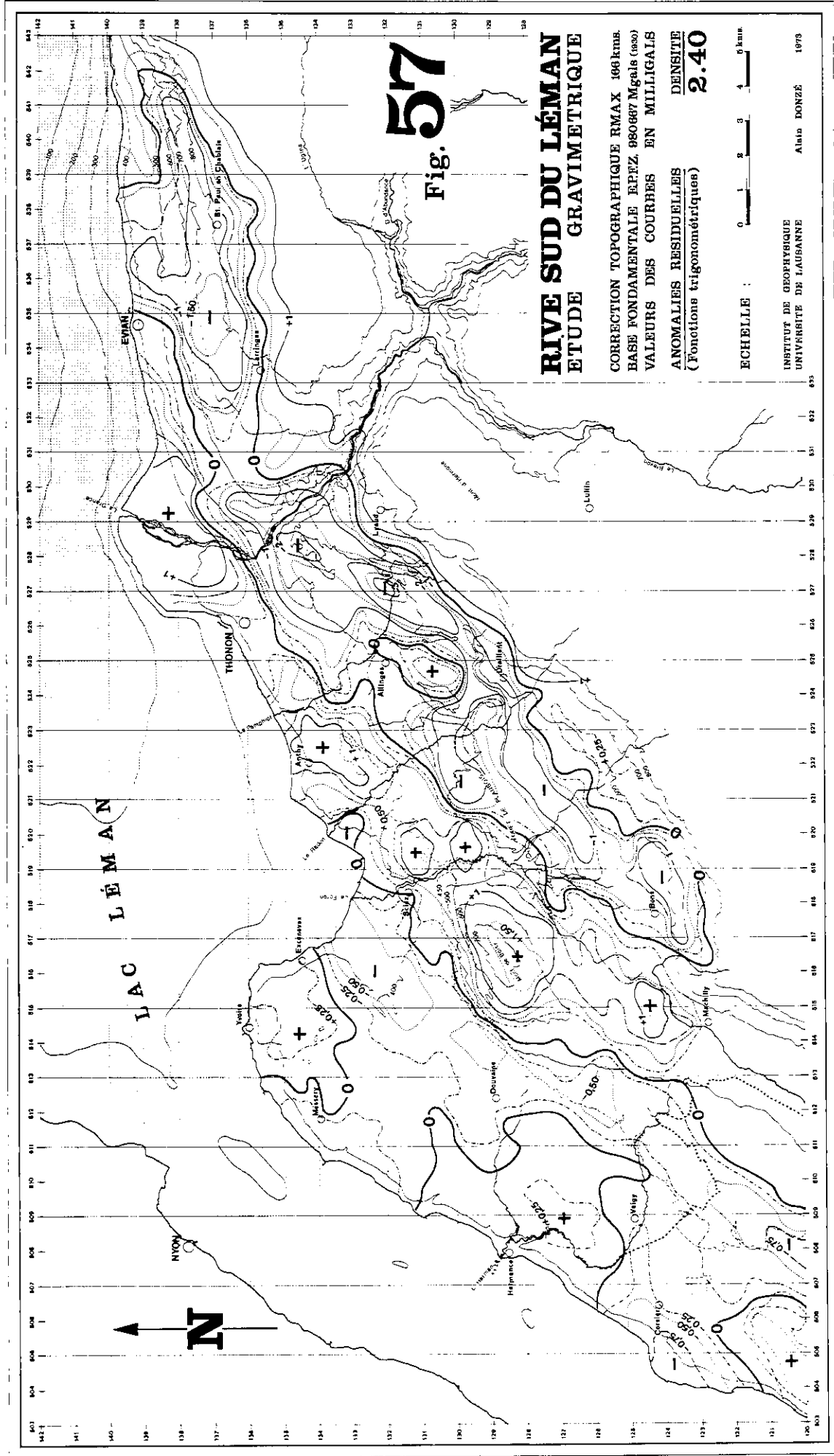
L'axe positif de Cologny a été mis en évidence autrefois par E. Poldini. Faute de mesures, le tracé de l'axe s'arrêtait à la hauteur de Collonge-Bellerive. Cet axe se prolonge en réalité selon une direction NNE jusqu'à Messery, puis NE et pénètre sous le lac à la pointe située entre Yvoire et Excenevex. L'anomalie positive, cependant, ne se dessine pas d'une façon continue; elle est interrompue en plusieurs endroits:

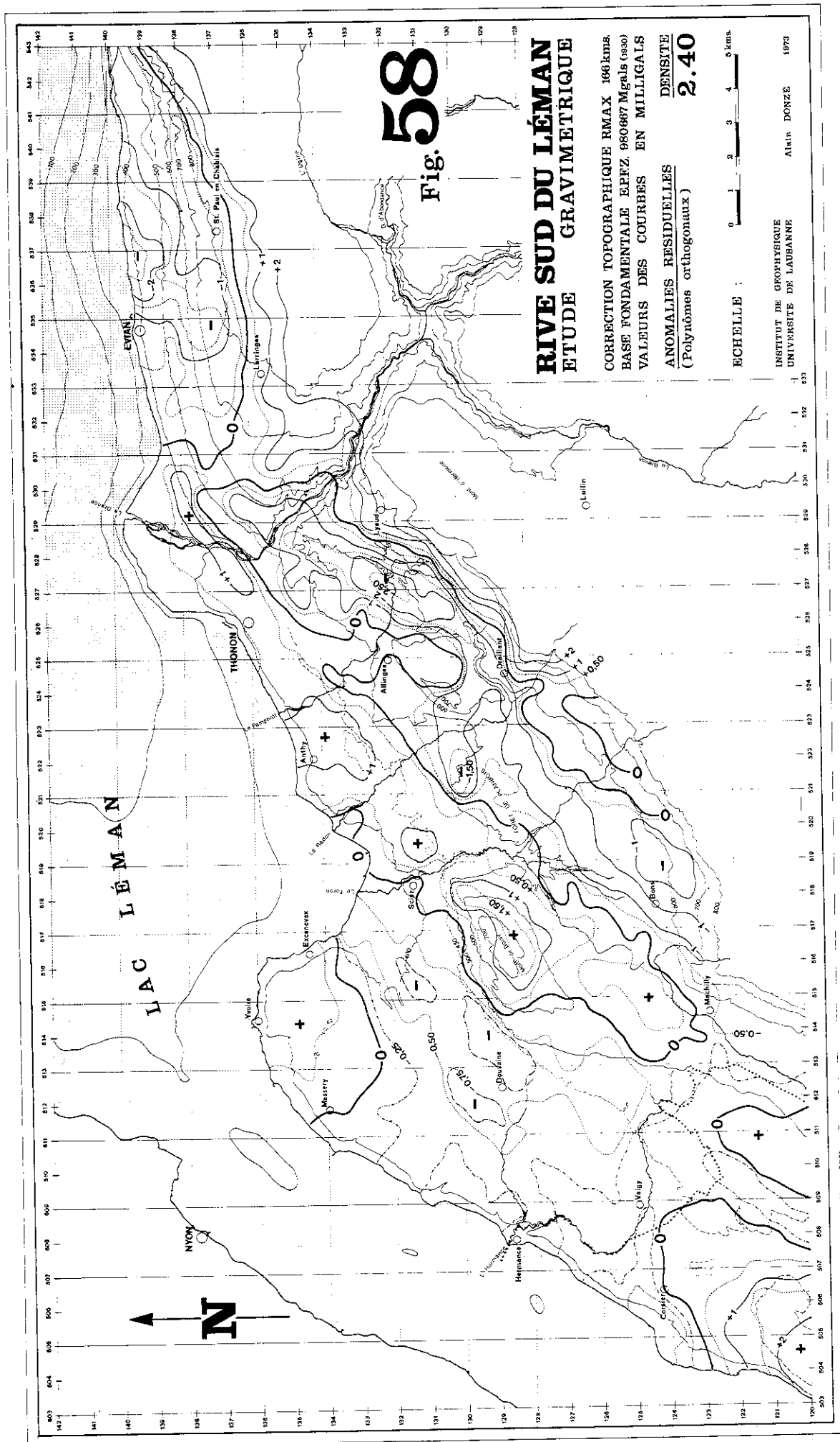
- par l'axe négatif de Collonge-Corsier à la hauteur de l'Hermance;
- par l'axe négatif se dessinant entre Hermance et Sous-Estraz, l'axe de la Collongette.

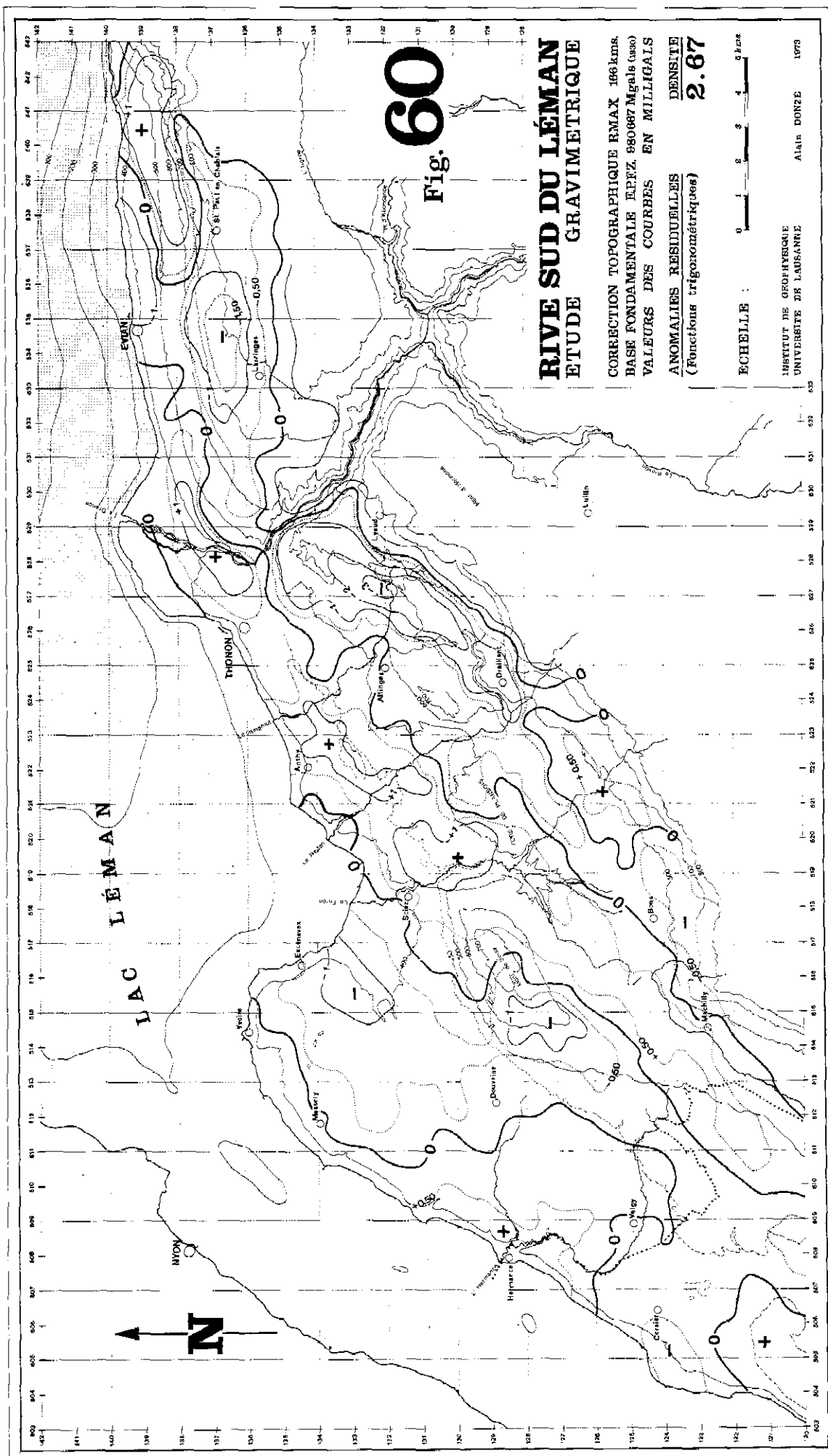
L'anomalie gravimétrique apparaît dissymétrique, que ce soit sur les cartes de dérivées exprimant des effets très superficiels ou sur des résiduelles analytiques au pouvoir d'investigation peu profond.

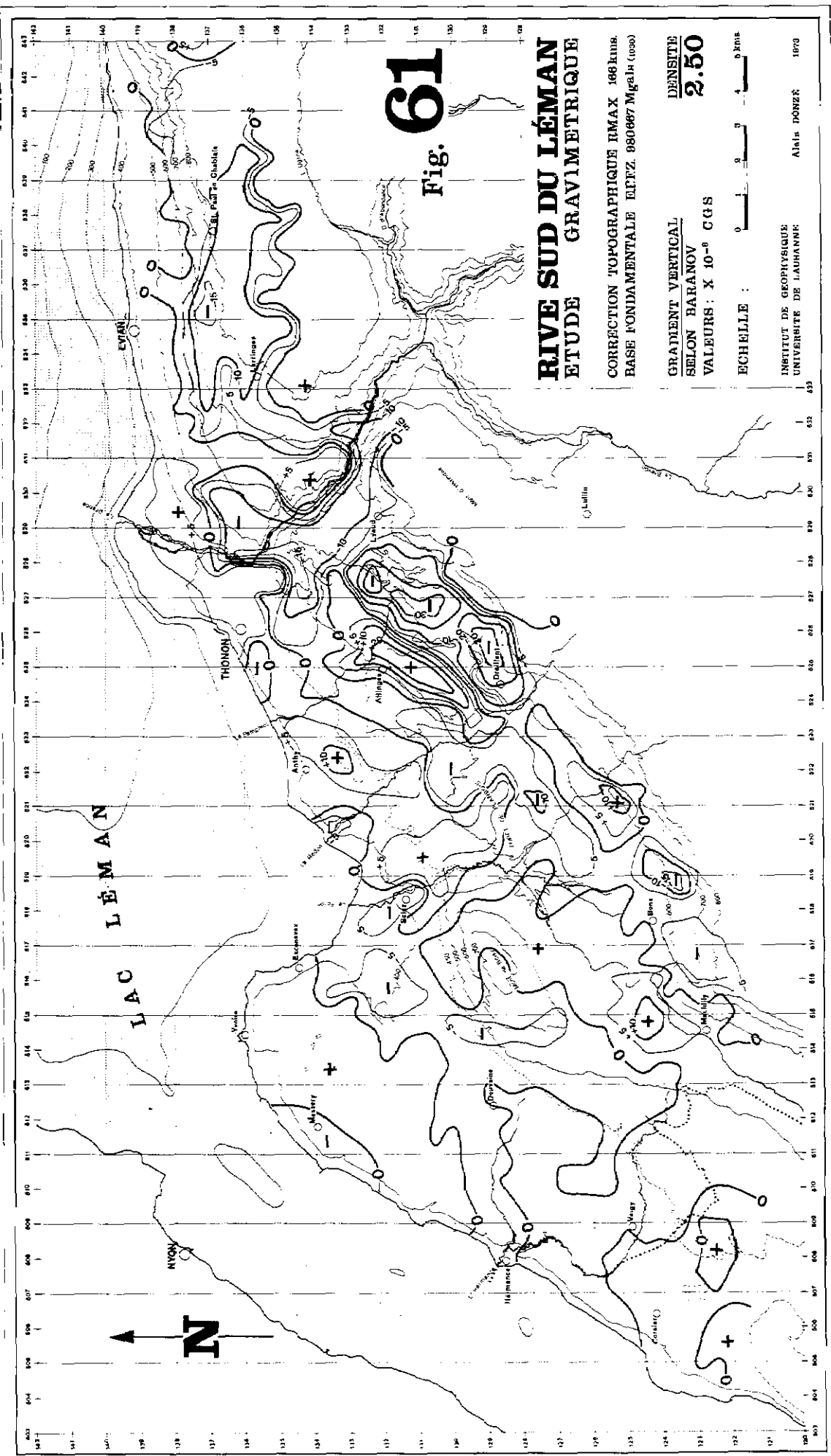
Des études sismiques (bibliographie 135) ont révélé que le Petit-Lac est faillé longitudinalement: une faille affecte sa rive gauche, ce qui explique la structure particulière de l'axe de Messery, limité au N et au NW par une faille longitudinale. Il faut noter que ces failles ne sont pas d'origine superficielle. Nos mesures montrent qu'elles affectent en tout cas la surface S2 marquant la limite molasse - mesozoïque (voir profil no. 7, fig. 64, axe positif de Boisy).

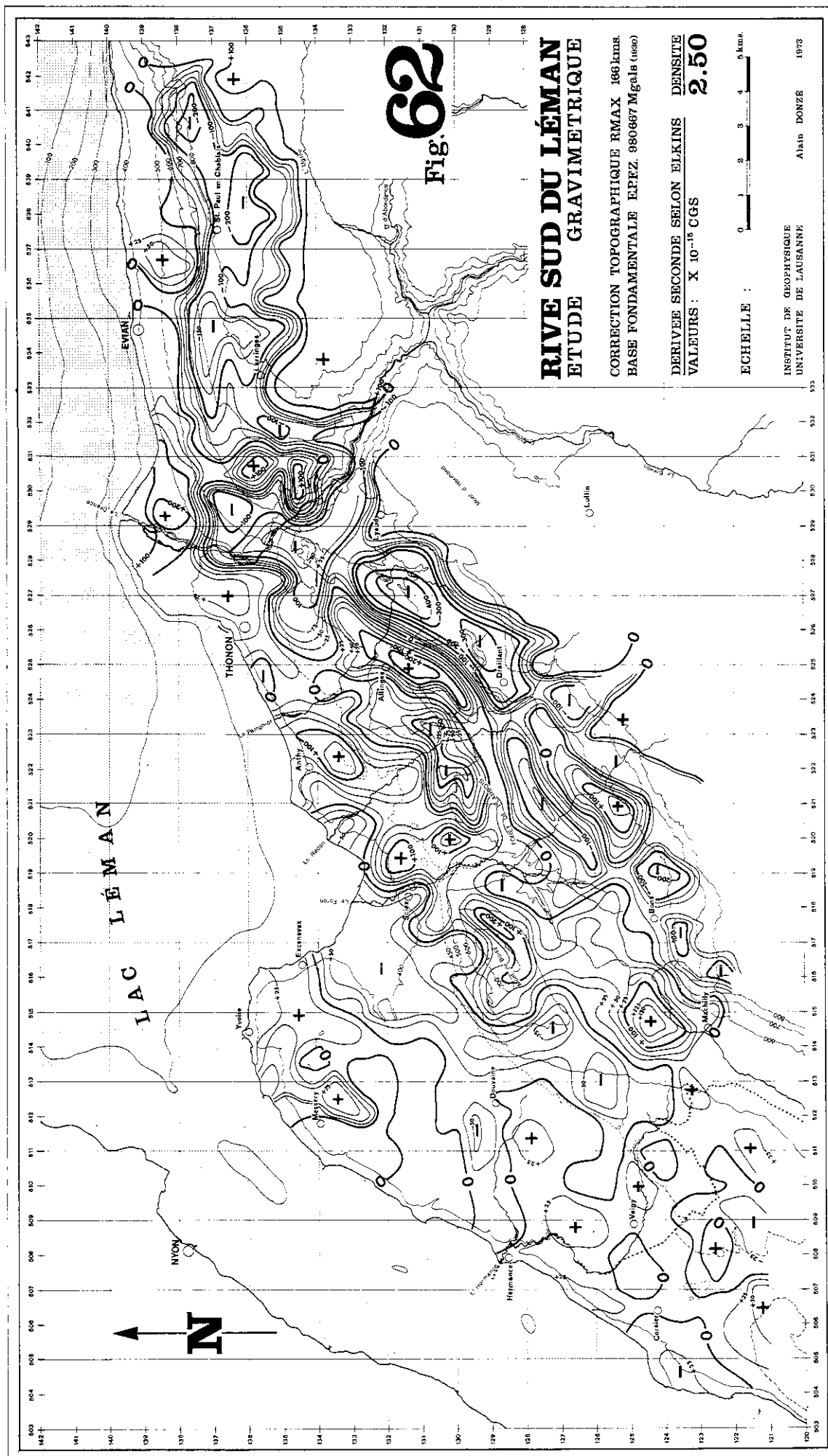


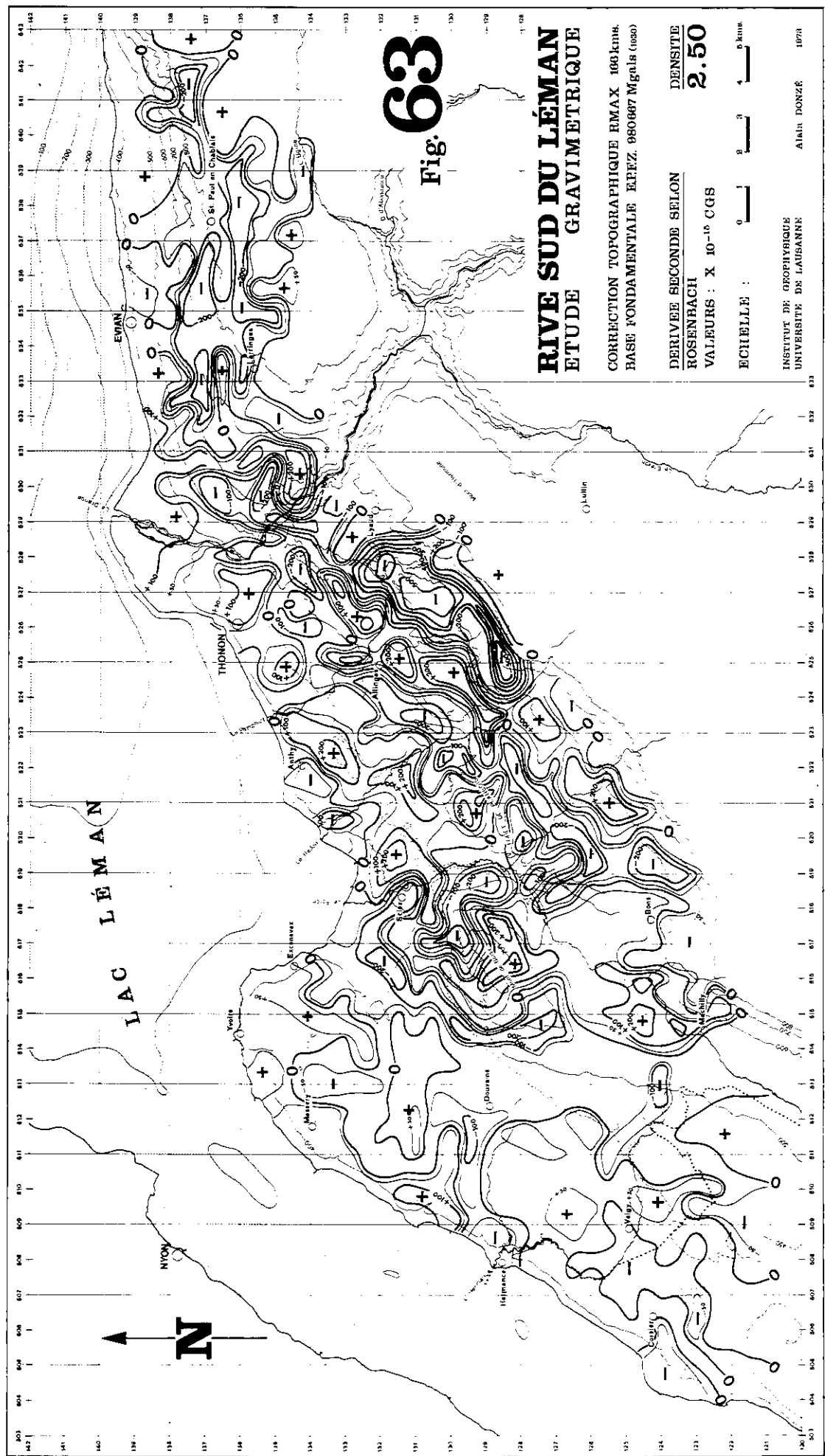












3) L'axe négatif de Collonges

Cet axe aussi a déjà été décrit par E. Poldini, il se dessine de façon tout à fait différente sur nos cartes, de N-S il prend une direction SW-NE, affectant ainsi l'allure d'une cluse entaillant le prolongement à terre de la barre molassique des Hauts-Monts et comblée glaciaires ou fluviales.

A ce propos, remarquons que les résultats du trainé électrique lacustre de surface $AB = 500$ m. (W. Sigrist biblio.) font ressortir des dépôts côtiers graveleux dans la zone où l'axe gravimétrique négatif entre dans le lac; ces résultats confirment aussi la nature molassique (Chattien) des Hauts-Monts.

4) L'axe négatif de Gaillard — Sionnet

Ici encore, nous avons pu préciser les limites de l'axe vers le N. Il se prolonge dans cette direction pour s'interrompre à la hauteur de Gy.

L'amplitude de la réaction gravifique ($< 0,75$ mgal) implique ici une épaisseur de quaternaire inférieure à 80 mètres.

La molasse affleure à 1 km. à l'ouest de l'axe négatif. Cette dissymétrie, ainsi que la pente du toit de la molasse, telle qu'elle nous est donnée par les sondages entre les Ruines de Rouelbeau et Sionnet 1 50', soit 51 m. de dénivellation sur 1700 m.), font penser à un compartiment synclinal faillé.

Il faut noter toutefois l'étroitesse de la réaction gravifique bordée par deux axes positifs; les effets immédiatement superficiels semblent oblitérer les influences plus profondes (surface S2). Dans ce cas particulier, à elles seules les épaisseurs de sédiments justifient l'amplitude des réactions gravifiques enregistrées; si bien que seules les structures adjacentes peuvent suggérer l'existence d'un synclinal.

Notons encore qu'il ne semble pas y avoir de liaison entre l'axe négatif d'Excenevex et celui de Sionnet. Nos cartes indiquent une molasse peu profonde entre Veigy et Douvaine.

5) L'axe positif de Jussy

Il flanque au SE l'axe négatif de Gaillard-Sionnet. Son extension vers le S n'est pas connue. On peut penser qu'il se poursuit au moins jusqu'à la hauteur des deux affleurements de molasse de Présinge et de Crêt. En revanche, vers le N, cet axe s'arrête environ à la même latitude que l'axe négatif de Sionnet. Tous deux semblent s'estomper vers le N. En fait, l'anomalie positive de Jussy ne fait que s'estomper, pour reprendre, légèrement décalée au N de Machilly.

Une question se pose au sujet de cet axe: quelles sont ses relations avec l'axe positif du Salève au S et l'axe positif de Boisy au N?

Il est intéressant de remarquer que l'axe de Jussy s'aligne avec l'axe du Salève; des mesures plus serrées devraient permettre de lever l'hiatus qui subsiste dans la région d'Annemasse — Ville-la-Grand.

Vers le N, on note un décalage entre les axes de Jussy et Boisy. Ce décalage de l'ordre de 1 à 1,5 km. a-t-il été provoqué par un décrochement, ou avons-nous affaire à une faille dont le compartiment SW serait surélevé par rapport à celui se situant au NE?

Pour essayer de trancher cette alternative, il faut faire appel aux informations que peut fournir la géologie régionale. Celle-ci signale au S de notre région les trois importants décrochements du Coin, de Cruseilles et de Sillingy, orientés parallèlement entre eux et selon une direction SSE — NNW. Or, il s'agit là précisément de la direction selon laquelle des réactions gravifiques intéressantes peuvent être observées, qui toutes nous incitent à expliquer le décalage des axes gravimétriques par l'hypothèse de faille à rejet vertical de faible amplitude. Peut-être même ne s'agit-il que d'une flexure? Gravimétriquement, la solution est possible, nous l'avons vu, et expliquerait, outre la fin de l'axe négatif de Sionnet, l'atténuation de l'axe positif de Jussy et sa reprise plus marquée au NE.

Signalons encore que A. Lombard (1940, 1965) a révélé l'existence d'un accident affectant la molasse charriée des Voirons: le décrochement de la Chandouze ou de Montauban. Le compartiment S y est décalé de 300 m. environ en avant du compartiment N et légèrement enfoncé par rapport à celui-ci. Les deux accidents sont peut-être en corrélation, la coïncidence des directions est intéressante.

6) L'axe négatif d'Excenevex

Cet axe se situe géographiquement entre les deux réactions positives des structures molassiques de Messery et de Boisy.

Le remplissage quaternaire de cette dépression n'atteint pas des épaisseurs exceptionnelles, en moyenne moins de 100 m. dans une zone comprise entre Sous-Estraz, Filly, Cérézy et le lac. Sur la rive du lac même, on note cependant des réactions plus importantes: l'épaisseur doit dépasser largement les 100 m. Il nous est impossible de préciser davantage du fait que l'on se trouve dans une zone bordière de l'étude. Les sables de la baie d'Excenevex reposent probablement sur une moraine argileuse relativement compacte de densité assez élevée.

L'axe négatif de la Collongette semble faire suite à l'axe d'Excenevex, bien que les deux axes ne soient pas raccordables de façon certaine. La réaction négative de la Collongette est moins prononcée que la précédente et n'apparaît même nettement que sur les cartes de dérivées, son prolongement vers le lac pose un problème dû au manque de mesures sur le lac même, l'axe paraît néanmoins de poursuivre jusqu'au N d'Hermandance.

L'épaisseur des dépôts semble en certains endroits dépasser 100 m.

7) L'axe positif de Boisy-Vongy

Cet axe illustre bien un trait dominant de nos cartes gravimétriques, il est en effet orienté du SW au NE, parallèlement au bord alpin. Il se présente comme une succession de crêtes positives, coupées de très légers «creux» ou enlèvements dont le plus marqué se situe entre le Pamphiot et Thonon. Dans sa partie S, l'axe est dévié vers l'E par le négatif de Marcorens. Par endroits, il peut être entaillé par de petites réactions négatives: Prailles, Sciez, l'axe du Redon, l'axe d'Anthy sur son flanc nord, et par des axes négatifs, plus difficiles à discerner, sur son flanc sud: Fleyset, Ste Hélène, le Moulin (SW de Thonon). La terminaison orientale de cet axe positif se situe à Amphion et s'aligne avec la rive du lac.

Certaines réactions positives le long de l'axe peuvent être provoquées par la présence de molasse peu profonde, on rencontre de telles réactions (voir fig. 81):

- au SE d'Excuvilly,
- dans le bois du Devant,
- au bord du lac, depuis la Chanterelle (rive gauche de Pamphiot) jusqu'à Jouvernax, en passant par Verniaz au N de Morgencel,
- dans la zone comprise entre Chezaboix, Ballandes, les Communaux et la Tuilière,
- au SE de Messery,
- plus au S vers Brens,
- et finalement au S d'Aubonne.

Pour voir les choses plus en détail, il convient d'analyser cet axe important en deux parties:

A) L'axe de Boisy proprement dit

Il se distingue naturellement de la continuation orientale de l'axe Boisy-Vongy par ses caractéristiques topographiques: le Mont de Boisy forme une colline s'élevant au-dessus de la plaine de Douvaine. Le versant NW relativement abrupt, contrastant avec le versant SE, en pente douce. À l'est, la colline s'achève au Foron et, à l'ouest, son versant abrupt présente une curieuse inflexion vers le S, alors que les pentes W s'adoucisent progressivement.

Une anomalie gravifique intéressante se remarque sur le flanc W de la colline de Boisy; en effet, une plage négative s'étend à cet endroit, là où la molasse est affleurante à subaffleurante (Loisin - Ballavais). On ne peut donc invoquer une origine superficielle à cette anomalie. Parallèlement à l'ensemble négatif se marque l'axe positif proprement dit. Ces observations suggèrent l'existence d'une faille.

Cet accident semble «tourner» autour du Mont de Boisy, aux alentours de la cote 480 - 500 à l'ouest et 430 - 450 au nord, comme l'indique la courbe zéro des cartes de dérivées et de résiduelles. Si, comme nous tentons de le démontrer, le compartiment S - SE est effectivement surélevé par rapport au compartiment N - NW, alors les observations gravimétriques s'expliquent. Le tracé de la faille supposée est représenté sur la planche.

Le profil no. 7 (fig. 64) est un essai d'explication des valeurs gravifiques anormales enregistrées en surface. La représentation du profil adopté est surmontée de celle de l'anomalie gravifique théorique associée. Un écart maximum de + 5/100ème de milligal a été admis entre cette courbe des valeurs calculées et celle des valeurs observées, qui ne figure pas sur le dessin. Ce profil débute sur la rive du lac, «s'accroche» aux deux sondages profonds effectués dans la région:

— Messery: $x = 157,523$, $y = 904,732$, $z = 425,30$ m.

— Mont de Boisy 1: $x = 152,670$, $y = 908,360$, $z = 678,6$ m,

et se termine à Bons — St. Didier.

La courbe dessinée en trait discontinu représente ce que serait l'effet gravifique d'un contract molasse sur calcaire en pente douce. Cette courbe constitue une régionale locale, la surface qu'elle traduit doit être remodelée en fonction des anomalies positives ou négatives qui s'y superposent.

La courbe tracée en trait continu représente l'addition de l'influence gravifique de la faille à celle de l'effet précédent. Ainsi, l'hypothèse d'une faille inclinée à fort rejet vertical n'est pas à négliger: le rejet à l'emplacement du profil serait de l'ordre de 350 à 400 mètres. Cette faille, que nous localisons au contact molasse — calcaires secondaires, peut trouver son origine en profondeur, peut-être dans le socle. Son rejet semble moins important vers le S - SW (Loisin - Tholomaz) que vers le N (Chilly - Massongy). On peut aussi envisager que le contact molasses — calcaire soit plus profond au nord, ce qui expliquerait l'atténuation de la réaction négative sur le bord septentrional de la faille.

Peut-on rattacher cette faille à celles qui découpèrent notre pays avant l'Eocène (à l'exemple des failles longitudinales du Salève)? Cela est possible, la faille ayant pu rejouer lors du paroxysme orogénique mio-pliocène, mais de façon limitée, surchargés qu'étaient les terrains secondaires par les puissants dépôts molassiques. Une telle réactivation de cette faille aurait pu donner naissance à une structure en arc qui, ultérieurement, aurait servi de butoir à une écaille molassique repoussée par la mise en place des Préalpes.

L'allure topographique du Mont de Boisy ne contredit en rien l'idée d'une écaille constituée de molasse subalpine, prolongement naturel des affleurements des Voirons et du promontoire de Langins.

Des renseignements d'un autre ordre (étude géoélectrique de la région effectuée par H. Büchli et R. Paquin, partie I) apporteront des arguments plus décisifs sur cette hypothèse. La gravimétrie ne peut trancher, car la densité de la molasse subalpine est du même ordre de grandeur que celle de la molasse autochtone.

B) Terminaison orientale de l'axe positif de Boisy - Vongy

Les pendages que l'on observe dans le Foron, un peu à l'amont de Sciez, suggèrent à première vue une structure anticlinale; ils pourraient s'expliquer aussi par les effets superficiels de rejeu de la faille que nous venons de décrire. Il faut noter que cette zone se trouve entre la partie faillée de l'axe à l'ouest et sa partie plissée à l'est.

Nous avons déjà mentionné que cet axe positif présentait entre le Pamphiot et Thonon un léger ensemlement ou cluse provoquée par érosion: l'épaisseur des dépôts quaternaires y est plus importante qu'ailleurs. De prime abord, on pourrait penser qu'il est possible de relier cette dépression aux réactions négatives assez diffuses qui lui font face directement au SE: région de Genevray — La Versoie — "Ste Hélène — Les Morillons, mais ces réactions sont plus probablement le fait des terrasses de Thonon, créant une surépaisseur de sédiments quaternaires.

Ce fait semble confirmé par la résiduelle pour la densité 2,2 (fig. 56), encore que l'on puisse noter qu'un axe négatif subsiste, partant de la Chavanne, passant légèrement au nord de Chignens et s'estompant à Genevray, où il vient se heurter à l'axe positif de Boisy - Vongy: c'est l'axe négatif de Fleyset.

Revenons-en à la réaction positive en elle-même sur le profil no. 2 (fig. 65), vers la terminaison orientale de

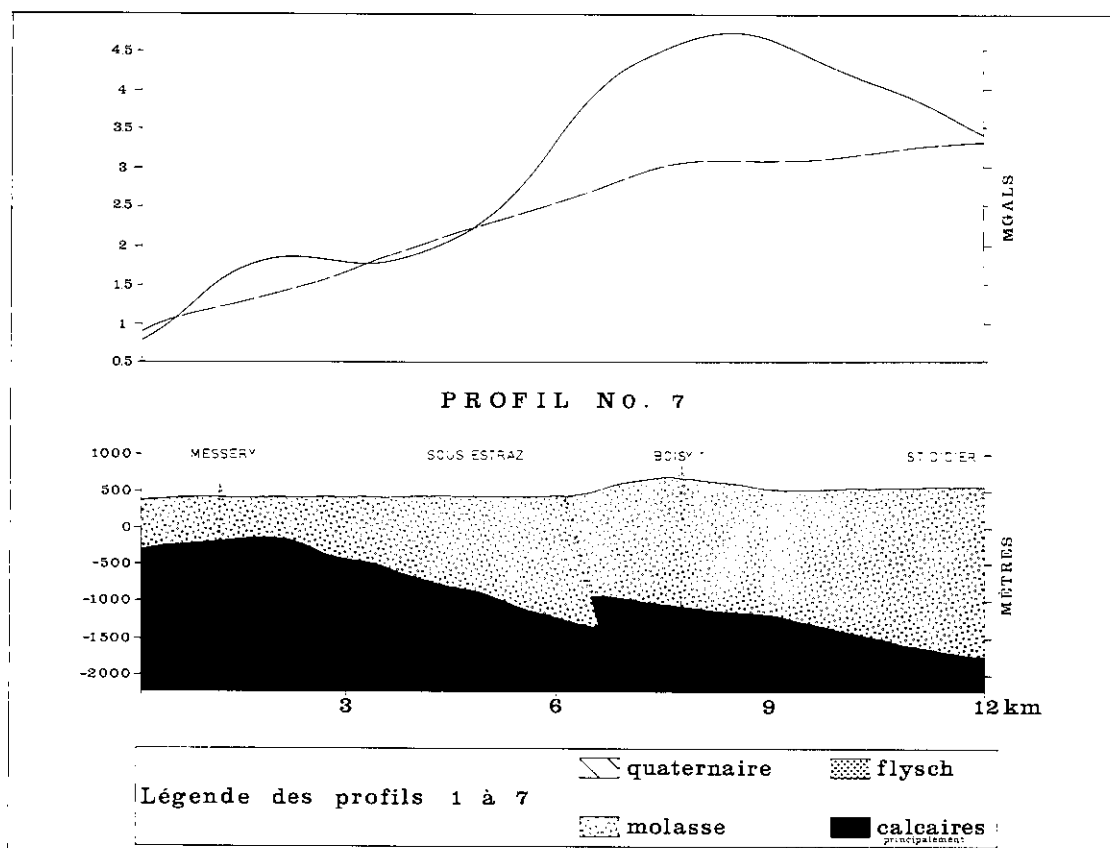


Fig. 64 Profil gravimétrique no. 7, Axe positif de Boisy.

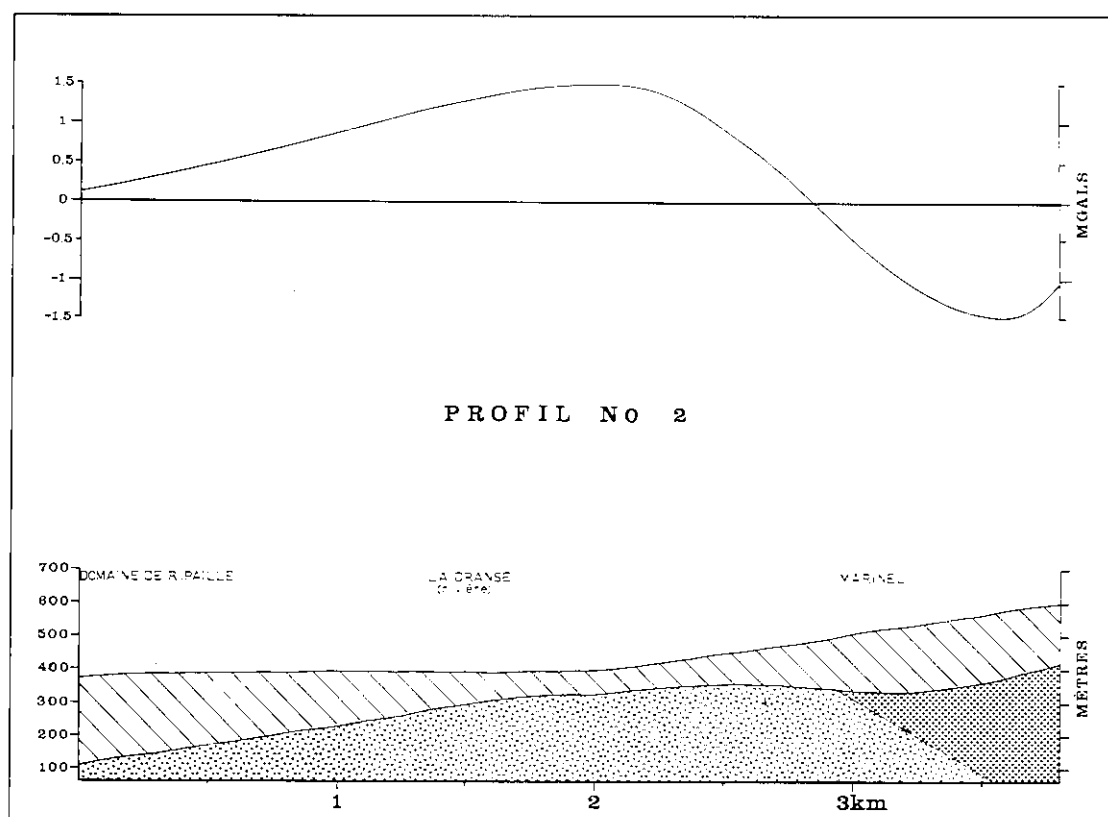


Fig. 65 Profil gravimétrique no. 2, Delta de la Dranse.

l'axe au sud du delta de la Drance. Elle peut s'expliquer par un bombement dont la pente est exagérée par les échelles adoptées pour le tracé de notre profil.

Les dépôts quaternaires de la Drance provoquent sur notre profil l'axe négatif du delta de la Drance. Cet axe n'est pas aussi marqué qu'on aurait pu le prévoir, du fait de l'importance des formations deltaïques. On peut s'expliquer cette contradiction apparente par divers faits:

- L'axe se trouve dans un bord de la carte.
- L'axe est partiellement oblitéré par la réaction positive de Vongy.

Les dépôts graveleux qui constituent le delta sont presque totalement saturés; leur densité ne doit donc pas être très différente de 2,3.

- L'épaisseur des dépôts du delta augmente régulièrement du S au N pour atteindre plus de 250 m. sur la rive du lac.

B) L'axe négatif de Marcorens

Sur les résiduelles, cet axe ne se révèle que faiblement, voire pas du tout. Les cartes de dérivées le mettent mieux en évidence et le distinguent du négatif créé par la faille de Boisy (de direction SW) que nous avons précédemment décrite. L'axe de Marcorens ne ressort malgré tout que de façon imparfaite: cela est probablement dû à l'environnement positif créé par celui de Boisy. Peut-être a-t-on affaire à des dépôts quaternaires bien compactés, relativement denses?

Signalons que cet axe négatif nous aurait probablement échappé si la prospection électrique ne l'avait pas nettement décelé.

9) Les axes négatifs du Redon et d'Anthy

Topographiquement, la terminaison N de ces deux axes se présente d'une façon identique: sous forme d'une pointe s'avancant vers le lac. Sur l'axe du Redon coule actuellement un ruisseau, alors qu'aucun cours d'eau ne vient se jeter à la pointe d'Anthy — Les Balises.

Du Point de vue des amplitudes gravifiques, il faut noter que l'axe du Redon se marque plus nettement que celui d'Anthy. Ce qui peut sembler curieux si l'on s'en réfère aux résultats du traîné électrique lacustre et sous-lacustre. Ceux-ci indiquent en effet un véritable delta d'Anthy, se prolongeant loin sous la surface du lac. D'autre part, l'épaisseur des graviers va en augmentant de Coudrée aux Balises, où elle atteint 60 à 80 m. Comment peut-on expliquer cela?

Il apparaît que l'axe d'Anthy empiète de façon plus importante sur le lac que celui du Redon. Celui-ci semble en effet remonter sur la rive vers l'intérieur des terres. Le premier échappe partiellement à nos recherches, de par sa localisation plus essentiellement sous-lacustre. A cela s'ajoute probablement à Anthy une densité des graviers plus élevée que la moyenne. Peut-être faut-il l'origine des graviers d'Anthy à l'axe de Les Gouilles? C'est en tout cas ce que peut faire croire la figure 49.

10) L'axe positif de Lully

Partant de Avully, cet axe passe par Fessy, Lully (sud) et aboutit au sud de Perrignier. Il est jalonné sur son flanc N par trois affleurements de flysch ultrahelvétique. Le tracé de l'axe ne se confond donc pas avec l'alignement créé par ces affleurements.

Si l'on assimile cette réaction positive à un bombement du flysch, on constate que le versant septentrional de celui-ci doit être abrupt que le méridional. En effet, un axe négatif important se dessine parallèlement au flanc nord, tandis que vers le sud la tache gravimétrique positive s'étale lentement, créant ainsi une structure gravimétriquement dissymétrique.

Ce bombement est-il un repli anticlinal ultime de la nappe ultrahelvétique, ou plutôt représente-t-il le résultat d'une érosion plus intense sur le rebord N de cette nappe? Ce rebord semble en tout cas marquer le contact en profondeur entre la molasse et le flysch ultrahelvétique. Molasse qui est subaffleurante sur toute la pente S — SE du Mont de Boisy (fig. 81), jusqu'à une limite S que matérialise assez bien la ligne de chemin de fer d'Annemasse à Thonon-les-Bains.

11) L'axe négatif de Brécorens - Perrignier - Les Blaves

Sur les cartes qui nous servent de base pour l'interprétation, cet axe semble ininterrompu depuis Brenthonne au SW jusqu'à Armoy au NE, et même peut-on être tenté de le poursuivre d'un côté jusqu'au-delà de Bons et de lui faire traverser la DRance de l'autre côté, pour le joindre à l'axe négatif de Marin-St-Paul.

Nous sommes là en présence d'une grande anomalie négative localisée au front des Préalpes médianes et peut-être déterminée par la terminaison N de cette nappe. Elle se confond avec la direction générale de tendance que nous avons évoquée précédemment au sujet des cartes d'auto-corrélations.

Cet axe peut être subdivisé en deux parties:

- l'axe de Brécorens (et l'axe de Bons),
- l'axe de Draillant - Les Blaves.

Ces deux parties se distinguent naturellement par la différence de leurs amplitudes gravifiques respectives, d'une part, et par le resserrement qui atténue l'axe à hauteur de Perrignier, d'autre part.

A) L'axe de Brécorens (et l'axe de Bons)

Nous l'avons déjà évoqué précédemment à propos du flysch qui le limite immédiatement au S, alors que c'est la molasse que l'on retrouve sur son versant N, subaffectant à moins de 1 km, (Ballandes, Les Communiaux). Il semble que l'on soit en présence, comme pour la plupart des anomalies négatives, d'une ancienne dépression d'érosion préglaciaire ou interglaciaire, comblée par des sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires: argile à blocs alternant avec des graviers, des sables et des galets fluvio-glaciaires.

Dans cette dépression, l'épaisseur des dépôts est très probablement supérieure à 150 m. (Chez Viret, Chez Jacquier, Brécorens).

Remarques générales sur la localisation des axes négatifs et positifs

Le relief antéquaternaire ou, en tout cas, antéwürmien semble responsable en partie de la localisation des dépôts quaternaires remplissant ces dépressions ou sillons (le pouvoir d'érosion du glacier n'étant pas à négliger sur certaines structures favorables à son action). Ce relief, qui a conditionné les dépôts glaciaires et périglaciaires, conditionne aussi l'allure générale de nos anomalies. Les taches négatives correspondent souvent à d'anciennes dépressions topographiques comblées, les taches positives à des collines ayant résisté à l'érosion.

Il faut noter cependant un facteur qui introduit certaines complications à l'est d'une ligne Bons - Sciez. En effet, à l'ouest de cette ligne, les collines étaient essentiellement molassiques et des dépressions creusées dans la molasse.

A l'est, au contraire, le substratum est pétrographiquement varié, les dépressions se logent souvent au contact des diverses unités tectoniques en présence: nappes ultrahelvétiques, Préalpes médianes, ensemble molassique.

Une érosion d'origine glaciaire, nous l'avons dit, a pu jouer un rôle important lors de l'approfondissement et de l'élargissement de certaines dépressions préexistantes, sillon des Blaves et de Marin-St-Paul par exemple.

Axe négatif de Bons

Il se manifeste vers Brenthonne - Bons par un léger décalage vers le S par rapport à l'axe de Brécorens.

L'épaisseur du matériel glaciaire est probablement supérieure à 100 m. au S de Bons. Ce matériel jalonne ici le pied des Voirons et vient se heurter au SW à l'obstacle formé par le promontoire de Langins.

B) L'axe négatif de Draillant - Les Blaves

Nous sommes ici en présence de la dépression gravifique négative la plus marquée apparaissant sur nos cartes résiduelles et dérivées.

L'origine de cette anomalie est un sillon limité vers le S par les calcaires du Mont d'Hermone et vers le N. en partie, par la colline de flysch des Allinges.

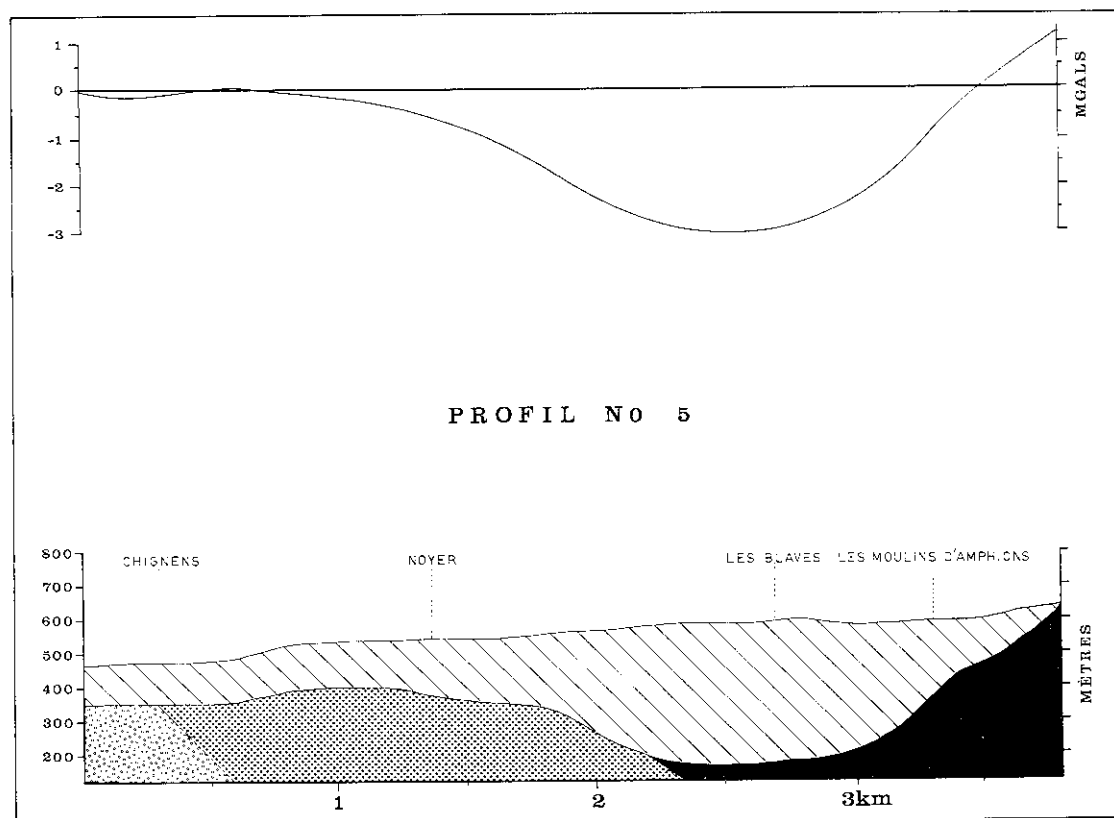


Fig. 66 Profil gravimétrique no. 5, L'Axe négatif de Drailant-Les Blaves.

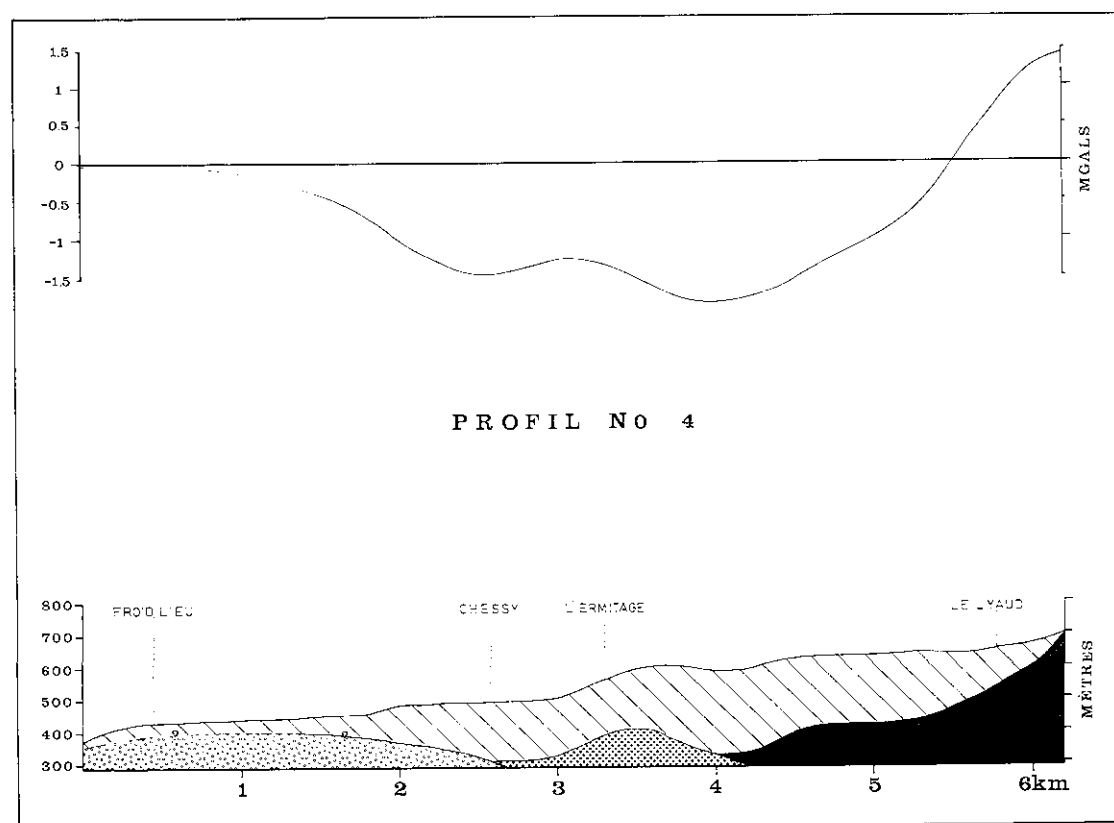


Fig. 67 Profil gravimétrique no. 4.

Pour mener à bien l'étude quantitative de cette importante anomalie gravifique, nous avons tracé plusieurs profils la recoupant et élaboré divers modèles structuraux. La situation des profils est représentée sur la figure 70. Examinons tout d'abord le profil no. 5 qui recoupe la structure perpendiculairement, en passant par son point d'amplitude gravifique maximum.

Notons en passant un aspect caractéristique des anomalies d'origine géologique: l'amplitude maximum de l'anomalie et sa forme ne varient que très faiblement sur toutes les résiduelles calculées avec des densités différentes (fonctions trigonométriques par exemple: figures 56, 57, 59, 60). Le contraste de densité entre le remplissage quaternaire et le substratum étant une constante, le fait s'explique ainsi aisément.

Le profil no. 5 illustre l'importance du remplissage de cette région. Le substratum flysch - calcaire forme une auge dont le versant S remonte jusqu'à la surface (à la cote 640) et le versant N, moins abrupt, est surmonté de dépôts dont l'épaisseur diminue jusqu'à Noyer, puis se stabilise entre 100 et 150 m.

Le profil no. 4 se situe au NE du précédent et montre une épaisseur moindre de sédiments glaciaire et fluvioglaciers. Il s'appuie sur le sondage mécanique de Chessy, où le flysch a été atteint à -166 m sous la surface. Ce renseignement nous a permis de nous rendre compte de l'efficacité de la méthode de calcul quantitatif utilisée. On remarque sur ce profil une diminution très nette de l'épaisseur du recouvrement en direction du bord du lac. Soulignons entre ici l'incertitude intervenant dans les zones limitrophes d'une étude; des mesures lacustres ou sous-lacustres permettraient une interprétation moins ambiguë. Cette remarque s'applique également au profil no. 1.

Note sur la localisation des contacts anormaux ou plans de chevauchement (planche 81)

Un des résultats de notre étude a été de localiser certains contacts anormaux et certains chevauchements: les informations qui ont permis cette localisation sont de diverses sources, qu'il nous semble utile d'énumérer ici:

— Certaines anomalies de gravité ne sont explicables que par un contraste de densité situé en profondeur, contraste qui est l'indice d'un changement pétrographique brutal.

— Nos interprétations nous fournissent une image sommaire de la morphologie antéquaternaire, cette morphologie est évidemment influencée par les contacts anormaux.

— Les mesures des résistivités électriques profondes effectuées sur terre par H. Büchli et R. Paquin, ou dans le lac par W. Sigriet, révèlent de brusques changements significatifs.

— Quelques forages mécaniques nous fournissent des informations sur le substratum, informations précises mais malheureusement rares.

— Enfin, les affleurements géologiques cartographiés par H. Badoux (feuille Thonon - Chatel 1/50.000ème) et E. Gagnebin (Thonon 1/80.000ème) sont des indications précieuses.

Remarque sur le prolongement des plans de chevauchement à l'est de la Drance

L'étroitesse de la bande de mesures entre Amphion et Evian ne permet pas de tracer les plans de chevauchement avec précision. Nous avançons cependant une hypothèse basée plus sur le plan qualitatif (tracé des axes gravifiques) que quantitatif (étude de profils).

12) L'axe positif des Allinges (— La Chavanne)

Le tracé de cet axe ne se confond pas avec la crête topographique de la colline, il se dessine légèrement en retrait sur son flanc SE. Son alignement avec l'axe de Lully est un fait intéressant. Il semble être dû à un relief entaillé dans la région de Perrignier par une sorte de cluse. De l'autre côté, au NE, l'axe se poursuit de façon remarquable par le positif de La Chavanne. Ressortant assez faiblement sur les cartes résiduelles, en raison du recouvrement quaternaire et quelque peu oblitéré par l'amplitude de l'axe des Blaves, il est mis en évidence plus clairement sur les deux profils précédents: no. 5 et 4.

Sur le profil no. 5, le positif marque le prolongement souterrain de la colline des Allinges par un bombement large et arrondi. Sur ce profil, le contact molasse - flysch devrait se situer au SE de Chignens, sinon à la verticale de Chignens même.

Sur le profil no. 4, un net rétrécissement de ce repli se produit. Notons qu'en surface, celui-ci se manifeste par le versant des Chavannes, se marquant dans la topographie des terrasses de Thonon.

Le rebord NW de la structure des Allinges est probablement affecté d'une feuille.

13) L'axe négatif de Chessy — Marinel

Illustré lui aussi de façon plus évidente par les profils quantitatifs, il va s'atténuant vers le NE. Ainsi que le révèlent les profils 4 et 2, cette dépression n'atteint jamais une ampleur considérable, c'est ce qu'indique la faiblesse de son effet gravifique.

14) Deux réactions gravifiques légères: les axes négatifs de Les Chappes — Les Gouilles

La séparation en deux axes de la plage gravimétrique négative qui apparaît sur les résiduelles nous a été suggérée par l'examen des cartes de dérivées (il peut s'agir cependant d'une distinction tout à fait artificielle, ces deux axes pouvant être confondus en un seul). La réaction est plus marquée sur l'axe occidental, où l'épaisseur des dépôts quaternaires doit dépasser 150 m.

Ces (ou cette) dépression sont-elles d'origines tectonique, c'est-à-dire en relation avec le front de la nappe ultrahelvétique, qui semble effectivement constituer le rebord E de cette structure? On peut penser qu'il en est ainsi, la colline des Allinges, formée de grès et de conglomérats ultrahelvétiques appartenant au terme supérieur de la série, étant probablement une écaille reposant sur le terme inférieur.

Il n'est pas impossible de relier la réaction des Gouilles avec l'axe de Chessy que la réaction gravifique entre Mésinges et Chessy soit assez nettement atténuée.

15) L'axe négatif de Marin-St Paul

Cet axe s'étend sur toute la longueur de la rive sud du Léman, entre la Drance à l'ouest et Thollon à l'est.

L'interprétation y révèle des dépôts glaciaires qui atteignent en certains endroits une épaisseur considérable, notamment dans la partie centrale de l'axe où elle avoisine une valeur de 300 m, ainsi que l'illustre le profil no. 1. L'accumulation des dépôts quaternaires a déterminé la formation du plateau de Vinzier. Le soubassement mésozoïque donne ici l'impression d'avoir subi une érosion assez importante.

Sur ce plateau, les épaisseurs de quaternaire sont moins importantes que dans la région des Blaves, sur la rive gauche de la Drance. D'autre part, depuis les Blaves à l'ouest et St Thomas à l'est, l'épaisseur des dépôts diminue en s'approchant de la Drance, où ils atteignent environ 160 m. Quant aux variations latérales d'épaisseur à l'intérieur de l'axe de St Paul lui-même, on peut noter une diminution régulière du centre vers les extrémités, Marin d'un côté, Thollon de l'autre. A Marin, l'épaisseur du recouvrement demeure importante, puisqu'elle avoisine 200 m.

Un fait intéressant est à relever à l'examen des cartes résiduelles et dérivées: la réaction négative de Marin — St Paul subit dans son extrémité W un resserrement, elle semble être prise comme dans un étau par l'axe positif de Vongy au nord et un renflement positif au sud dans la région de Thièze, La Fin — Chaffard, Fond des Prés: c'est l'axe positif de Thièze.

On remarque que cet axe positif se trouve dans le prolongement de l'important escarpement qui limite au nord le replat de Jouvinesinaz — Les Favrats, et qui jalonne les villages de Orcier, Charmois, Trossy et Le Lyaud. Formé de Dogger à Cancellophycus et de Lias moyen silicieux, il s'agit d'un repli ultime des Préalpes médianes. Peut-être la réaction lourde de Thièze marque-t-elle son prolongement atténué vers le NE.

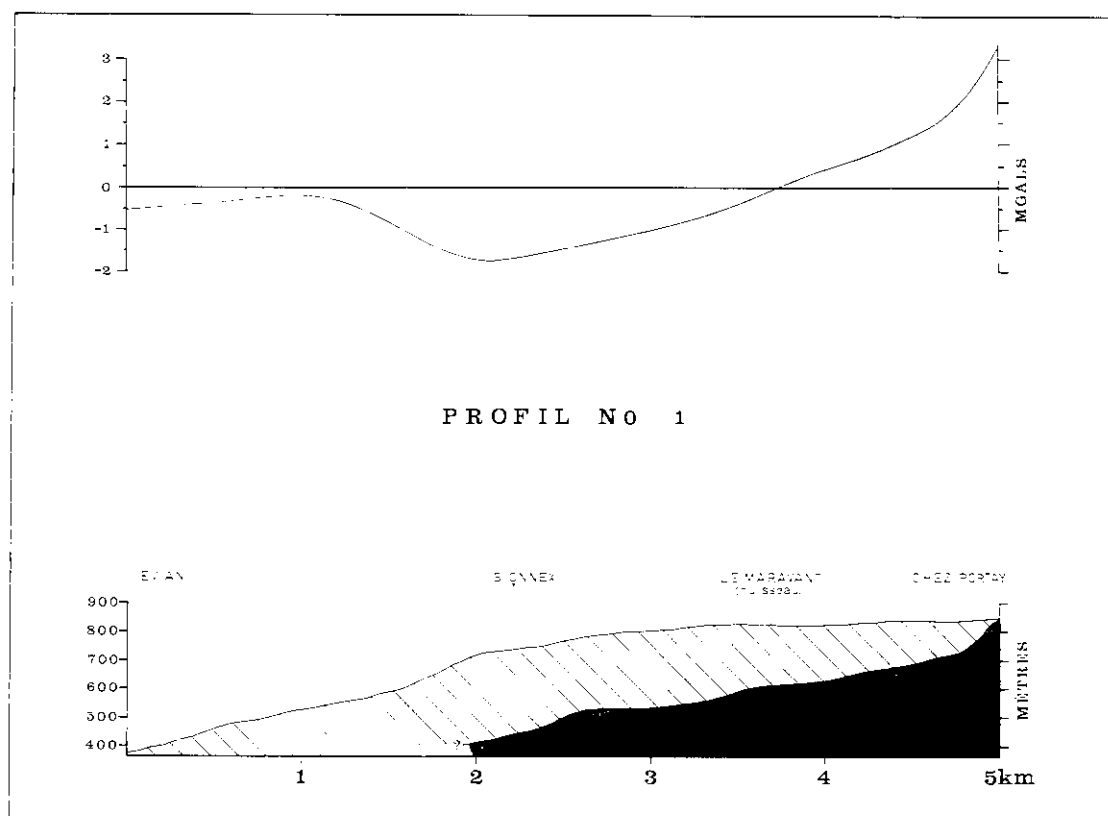


Fig. 68 Profil gravimétrique no. 1.

16) L'axe positif de Méserier et l'axe négatif de Rive

Il est possible d'associer l'axe positif de Méserier à une remontée du substratum depuis le creux de l'axe de Rive jusqu'au sommet de l'axe positif de Vongy. Cette structure implique une diminution nette et générale dans l'épaisseur des dépôts sur le bord immédiat du lac par rapport à la zone plus interne.

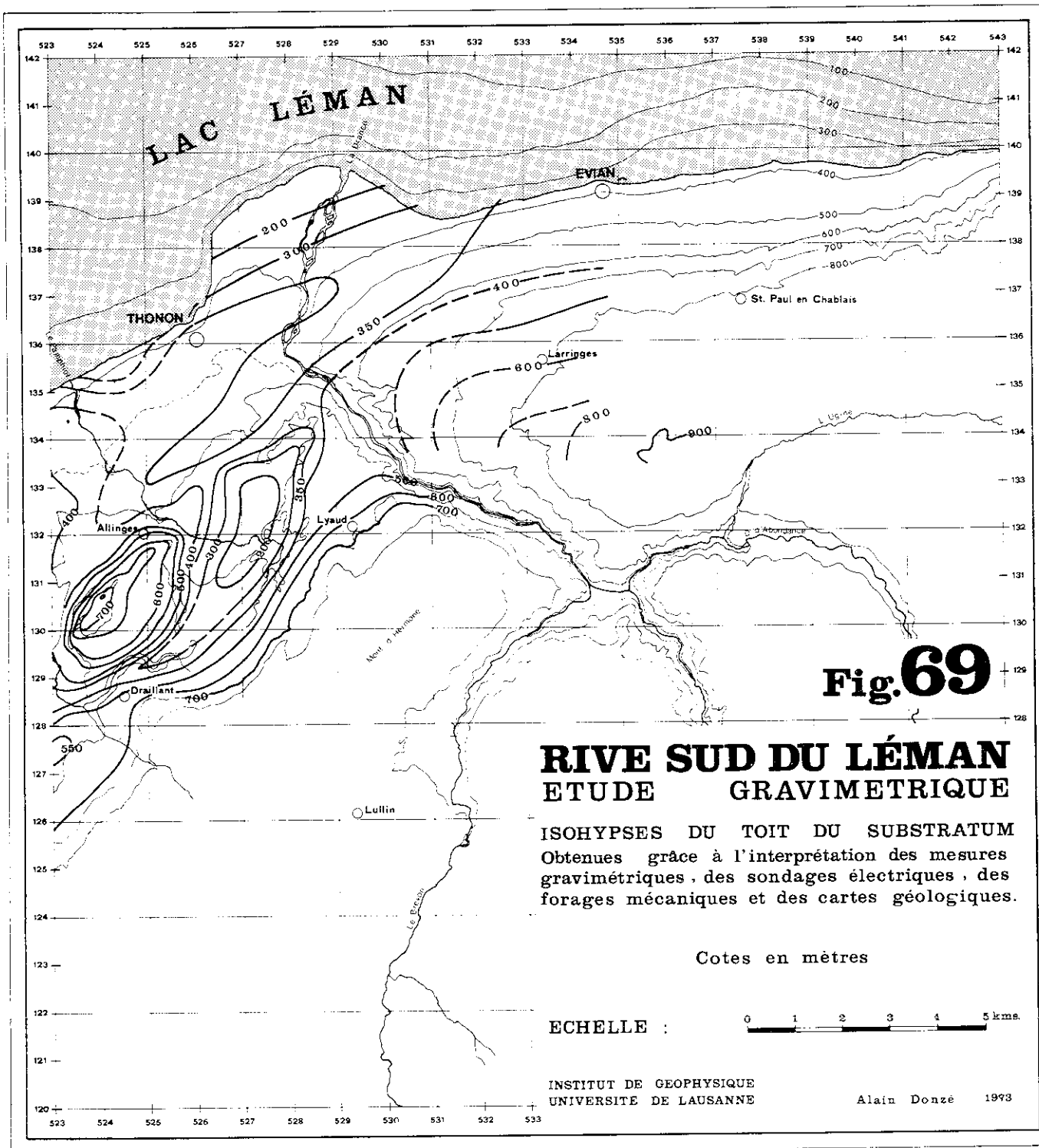
Une exception à cette règle se manifeste toutefois entre Evian et Torrent — Tourronde, où une réaction légère marquée révèle l'existence d'une accumulation importante de matériel glaciaire et fluvio-glaciaire (on note un affleurement de poudingue des Drances à Torrent): c'est l'axe négatif de Rive.

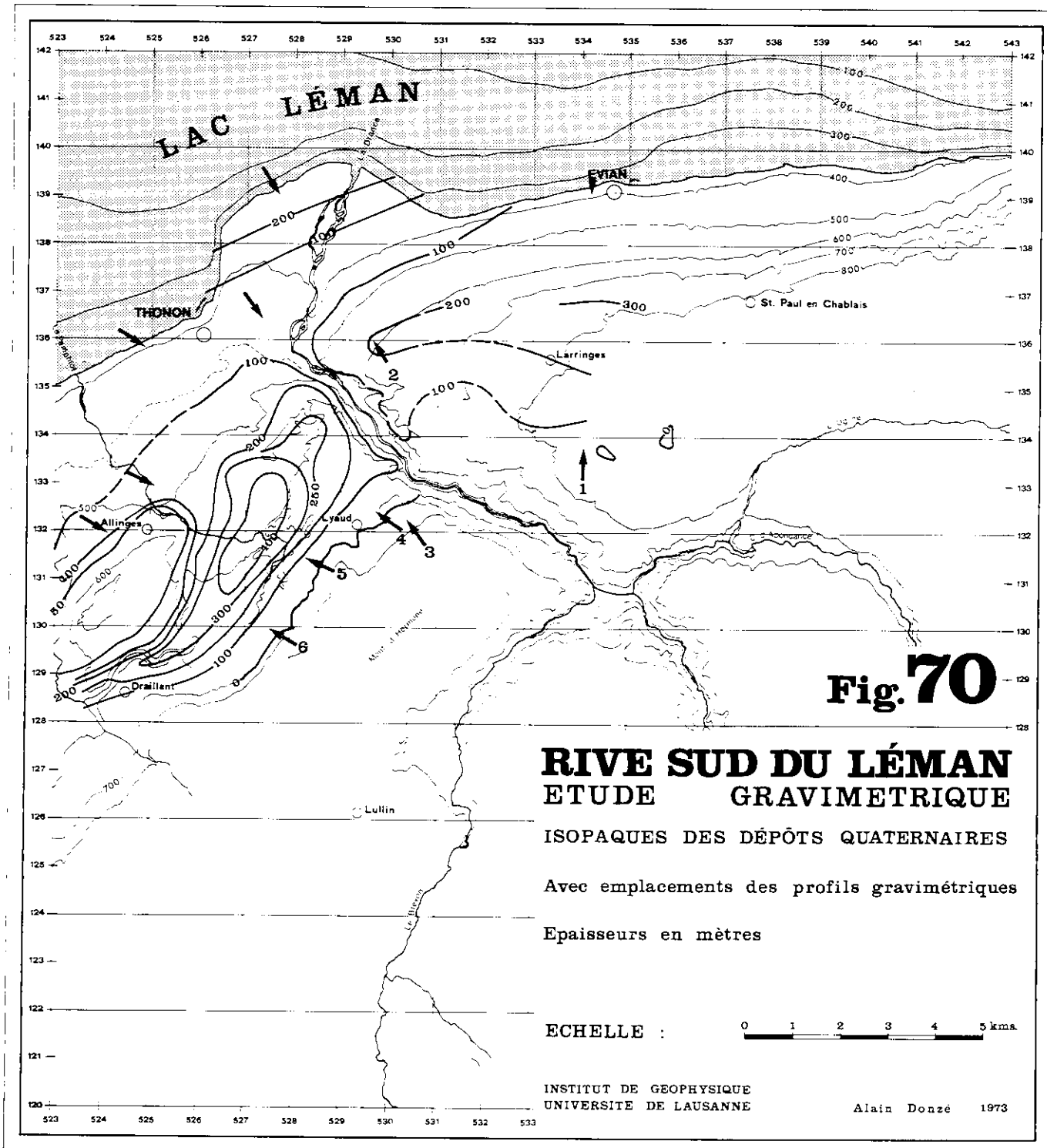
Cette réaction ne se délimite qu'avec peine et de façon imprécise. Sa présence sur le bord lacustre de l'étude en est la cause. La forte anomalie négative visible sur la figure 69, et dont on peut localiser l'axe à mi-pente entre Evian et le carrefour de l'X, permet de se faire une idée plus précise de l'importance du quaternaire à cet endroit. L'intensité de la réaction laisse entrevoir des épaisseurs pouvant dépasser 300 m (400?).

Carte des isohypses du mur du quaternaire et carte des isopaques des sédiments quaternaires (fig. 69, 70)

La carte des isohypses du mur du quaternaire est basée sur:

- Les profils que nous avons antérieurement présentés (leurs situations sont indiquées sur la figure 70; deux autres profils ont été calculés: no. 3 et 6).
- Les résultats des sondages électriques.
- La carte géologique de Thonon — Châtel au 1/50'000ème (H. Badoux).
- Les forages mécaniques publiés.





Cette carte résume l'essentiel des résultats pour la zone bordant les deux rives de la Drance.

Rappelons que le substratum des dépôts quaternaires varie dans cette région et que l'on trouve successivement du N au S: la molasse, le flysch ultrahelvétique et les calcaires de la nappe des Préalpes médianes. Leurs contacts respectifs sont figurés sur la figure 81: **carte des axes gravifiques et esquisses tectonique**.

La **carte des isopaques des sédiments quaternaires** (fig. 70) est issue de la précédente et illustre les variations d'épaisseur du matériel quaternaire. Celles-ci sont importantes tant sur la rive gauche que sur la rive droite de la Drance et ont été discutées précédemment.

Une analyse gravimétrique quantitative à trois dimensions a permis de confirmer la validité du modèle établi dans la région de Draillant — Les Blkaves — Le Lyaud. La figure récapitule les caractéristiques attribuées au modèle tridimensionnel et son effet gravifique théorique. Les divergences entre les valeurs théoriques et expérimentales peuvent ainsi être mises en lumière.

Remarques sur la régionale et la résiduelle sans le g théorique (Fig. 72 et 73)

Présentées à part dans le but de souligner leurs caractères particuliers, ces cartes ont été constamment consultées lors de l'interprétation. Nous avons vu qu'en négligeant le g théorique, nous introduisons un changement de direction dans l'orientation des courbes de la carte de l'anomalie de Bouguer, ce changement peut permettre de préciser, de localiser ou de révéler certaines structures.

C'est ainsi que les cartes sans le g théorique ont permis la mise en évidence:

- de la réaction négative d'Anthy,
- de l'axe positif de Thièze,
- du gradient positif du front N des Préalpes, qui ici se dessine parfaitement bien,
- des axes de Coligny, Sionnet, Jussy, axes qui ici se distinguent aisément,
- et de l'ensellement de l'axe de Boisy — Vongy entre le Pamphiot et Thonon,

5.3. ANOMALIES RESIDUELLES EXPRIMANT DES EFFETS PROFONDS ET SEMI-PROFONDS OU RESIDUELLES A GRAND RAYON DE COURBURE (figures 46 et 69)

Pour mettre en évidence plus clairement et plus quantitativement ces anomalies, il faut «jouer» de façon plus complexe avec les méthodes de séparation des anomalies.

1) Il faut éliminer les anomalies superficielles; la régionale par fonctions trigonométriques (fig. 54) nous fournit la limite supérieure, c'est-à-dire la surface supérieure des anomalies à isoler.

2) La régionale marquant la limite inférieure doit englober les effets régionaux traduisibles par une surface plane valable pour toute l'étendue de l'étude (fig. 74). Cette régionale a été obtenue à l'aide des polynômes orthogonaux et représente une surface du 1^{er} degré.

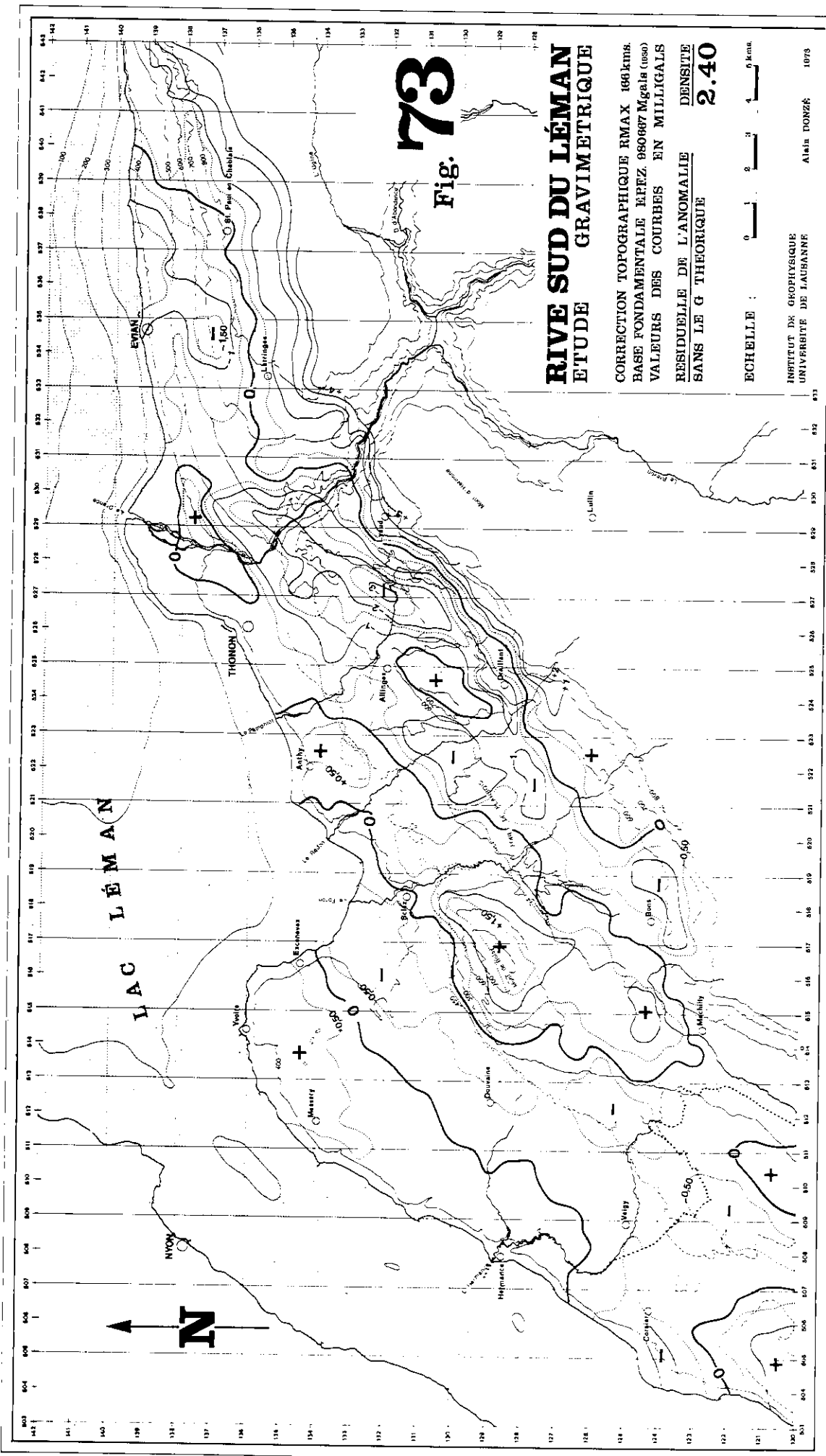
3) La soustraction de ces deux régionales doit nous permettre d'obtenir les effets de structures d'origines profonde et semi-profonde. Signalons qu'un résultat identique a été obtenu en calculant une régionale à partir de la figure 46, puis en appliquant sur la résiduelle correspondante le filtre passe-bas 8U de Zurflueh. Le résultat figure sur la figure 75 (densité = 2.50), que nous allons tenter d'interpréter maintenant axe par axe.

Interprétation

1) L'axe positif du front N des Préalpes

Cet axe se marque par un maximum gravifique de 6 mgals. La densité admise lors de l'interprétation (2.50) est inférieure à celle des matériaux constituant l'ensemble des Préalpes médianes: 2.65. Cet axe s'explique par la surépaisseur des sédiments denses (le mur de la nappe se situe bien en dessous du niveau de la mer en divers endroits) à laquelle s'ajoute l'influence parasite mal corrigée de la topographie.

Une étude quantitative basée sur un calcul de l'effet gravifique de la masse des Préalpes serait révélatrice à cet égard.



2) L'accident Bière — Abondance

Si l'on observe sur la figure 46 le tracé des courbes isogals de part et d'autre du Léman, on distingue une anomalie gravifique importante. On relève en effet un décalage important entre les courbes isogals de part et d'autre d'une ligne joignant Bière, sur la rive N du lac, à Abondance (ou le Biot), sur la rive S, et passant par Aubonne, Amphion Et Vinzier.

Tout se passe comme si deux grands blocs avaient été déplacés horizontalement l'un par rapport à l'autre, ou encore comme si l'un des compartiments était abaissé par rapport à l'autre.

Sur la figure 75, cet accident coupe en deux l'axe positif du front N des Préalpes et se marque vers le SE par un «creux» gravimétrique délimité par la courbe + 1 mgal.

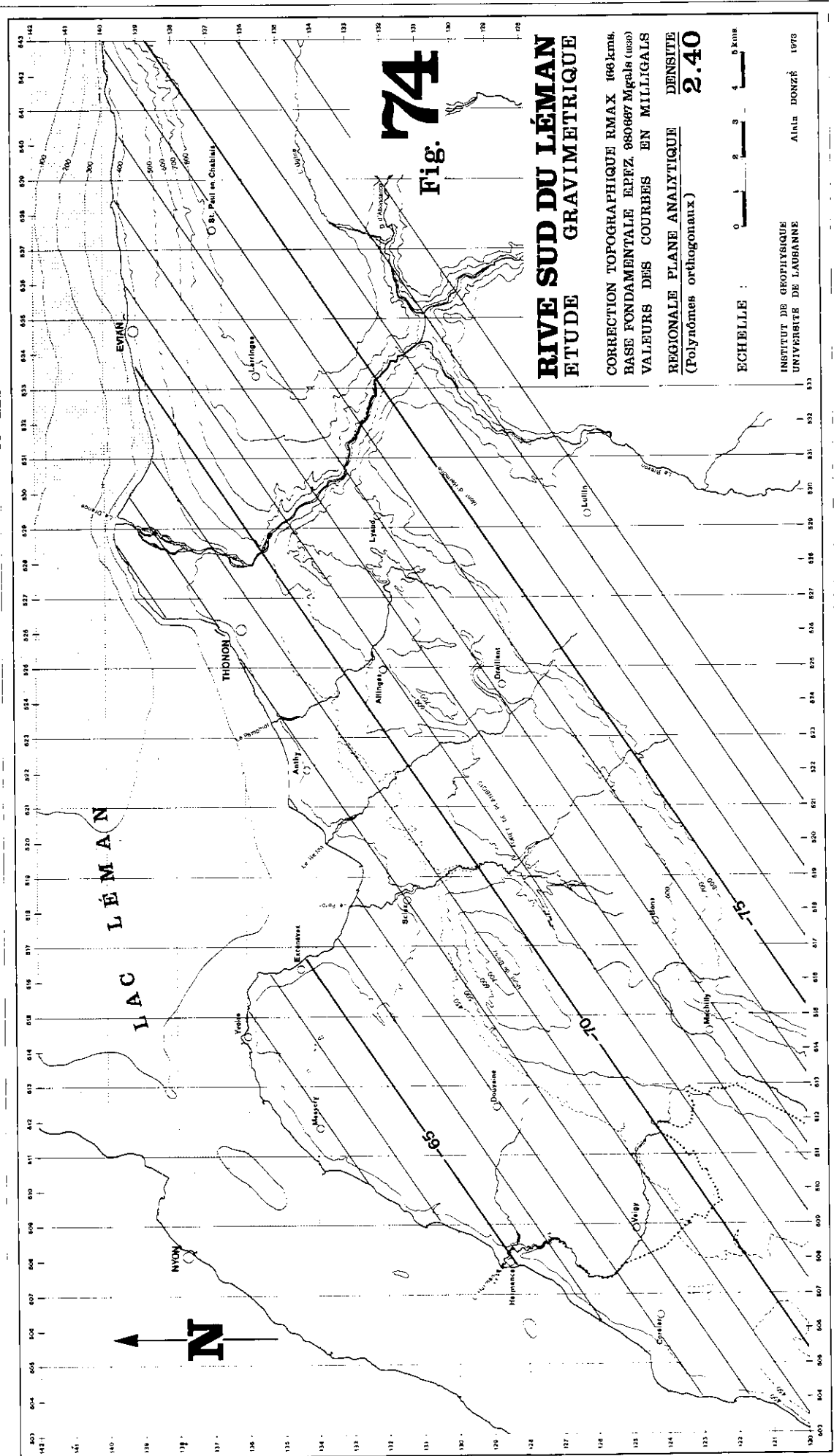
3) L'axe négatif des Voirons se situe à la verticale d'une montagne dont l'assise visible est formée de molasse subalpine, de densité légèrement inférieure à 2,50, dont l'épaisseur semble être assez importante.

L'amplitude gravifique de cet axe peut être légèrement accentuée par un effet du bord du relief positif des Préalpes.

4) L'effet de bord des Préalpes peut probablement expliquer une partie de l'importante dépression négative qui semble s'amorcer sur la rive du lac, d'Amphion vers l'est. Cette dépression est cependant trop importante pour être entièrement artificielle. Peut-être trouve-t-elle une part de son origine dans une surépaisseur de sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires le long du rivage S du lac Léman (voir axe négatif de Rive). Cette anomalie d'origine relativement superficielle pourrait se superposer à une anomalie ayant une source plus profonde.

5) La réaction positive se situant sur la pointe d'Yvoire est le reflet d'une structure anticlinale profonde, dont l'origine est peut-être à localiser plus bas que la surface S.

Le léger bombement vers le N des isogals, au-dessus du Petit-Lac, indique une réaction négative qui n'a pas d'origine profonde, mais qui est conservée ici du fait de la largeur de la structure qui en est la cause. Ceci nous incite à une grande prudence lors de l'interprétation qualitative: des structures de grande étendue et peu profondes peuvent provoquer des anomalies à rayon de courbure relativement important et, par conséquent, trompeuses au premier abord.



ANOMALIES RÉSIDUELLES

À GRAND RAYON DE COURBURE

+++ Anomalies positives
--- Anomalies négatives

Rmax
166 km

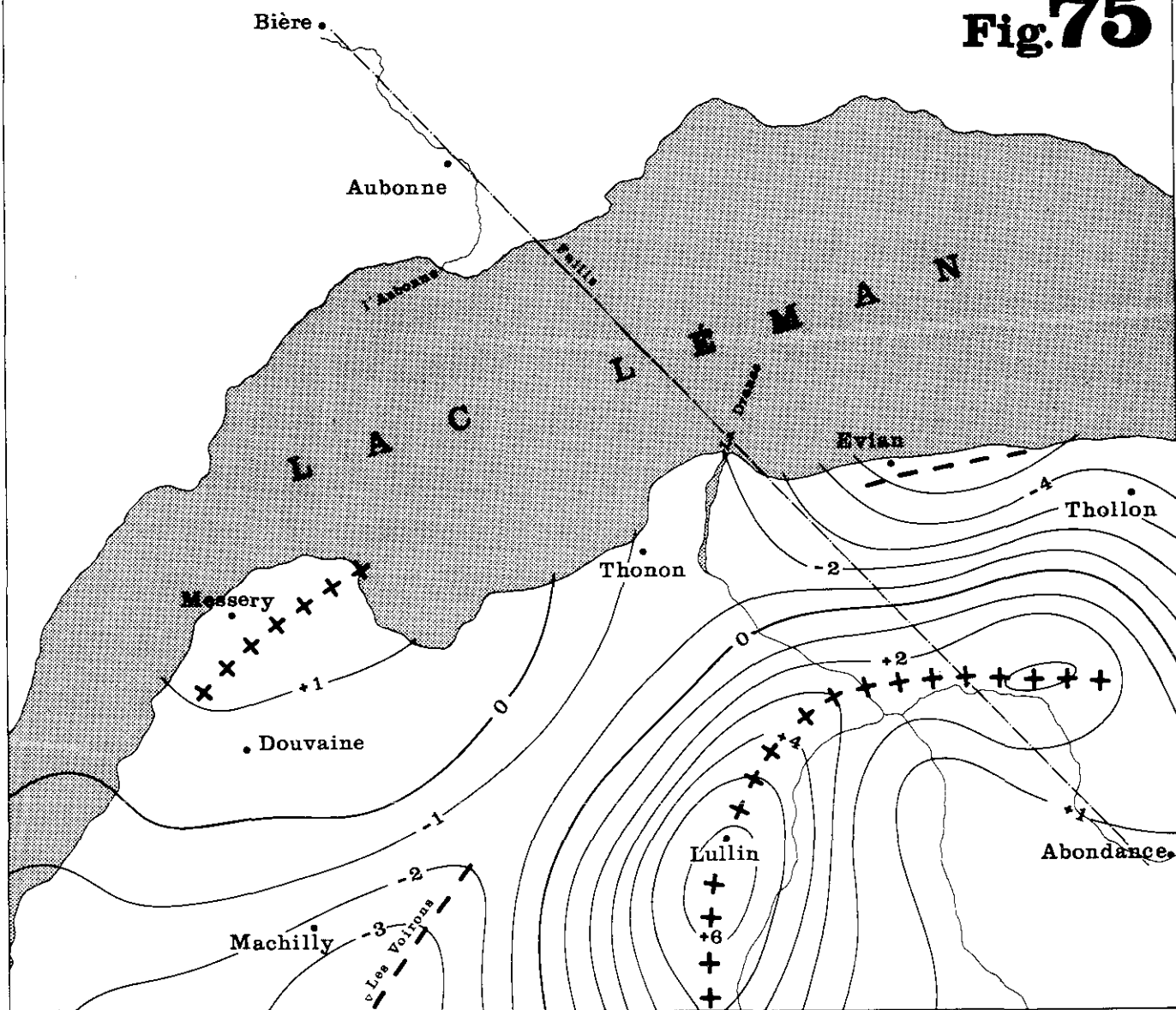
Densité
2.50

Institut de géophysique
Université de Lausanne

A. DONZÉ
1973

Echelle: 0 1 2 3 4 5 kms

Fig. 75



EXEMPLE D'ANALYSE DES RESULTATS GRACE AUX MOYENNES MOBILES

Introduction

Nous avons pu constater combien la notion de régionale et de résiduelle est souple. Le choix de la régionale et, par conséquent, celui de la résiduelle laisse une place importante au jugement et à la subjectivité du géophysicien.

A l'aide de la méthode des moyennes mobiles, nous allons essayer d'illustrer ce propos. Dans ce cas, on peut formuler la résiduelle de la façon suivante:

$$\text{RESIDUELLE} = C_0 \ g(o) - C_1 \ \bar{g}(r)$$

où $g(o)$ est la valeur de g au point P où l'on cherche à déterminer la valeur résiduelle et $\bar{g}(r)$ est la valeur moyenne de la gravité sur le cercle de rayon r et de centre P .

Une formule de moyennes mobiles est caractérisée par le côté de la maille donné en nombre de pas s , ou encore par le rayon du cercle r sur lequel on calcule la valeur moyenne, r est alors un multiple de $\sqrt{2}$.

Côté de la maille	Rayon r (x s)
2 s	$\sqrt{2}$
4 s	$2 \sqrt{2}$
8 s	$4 \sqrt{2}$

La régionale moyenne mobile peut s'écrire par exemple:

$$\text{REGMM} = (1/3) \ g(o) + (2/3) \ \bar{g}(\sqrt{2})$$

et la résiduelle:

$$\text{RESMM} = (2/3) \ g(o) - (1/3) \ \bar{g}(\sqrt{2})$$

Nous avons fait un premier choix en décidant d'utiliser la méthode des moyennes mobiles, nous en ferons un deuxième en adoptant un schéma convenable de calcul de la valeur moyenne $\bar{g}(r)$, puis un troisième plus délicat en fixant le rayon r lui-même.

Griffin (biblio.) a montré le rôle très secondaire joué par le deuxième facteur. Les variations engendrées pour le choix d'une figure de calcul (carré, hexagone, octogone, décagone inscrite dans le cercle de rayon r) sont quasiment négligeables. En revanche, la dimension de la figure (le rayon r du cercle) représente l'élément capital intervenant lors du choix d'un schéma résiduel de calcul.

Application à la méthode des moyennes mobiles (figures 76 à 80)

Examen des cartes obtenues par la méthode des moyennes mobiles

Il nous a semblé intéressant de comparer les résultats de cette méthode de calcul empirique avec ceux obtenus par les méthodes plus élaborées présentées précédemment.

Une carte calculée par la méthode des moyennes mobiles est caractérisée par le côté de la maille employée C ou encore par le rayon r du cercle utilisé pour le calcul de la valeur régionale moyenne. Nous avons fait varier ce paramètre sur la base d'une grille de valeurs calculées pour des pas d'échantillonnages de la maille variables. Les cartes qui illustrent ce chapitre ont été obtenues à partir d'une grille de valeurs espacées de 500 m.

Signalons, à ce propos, que le pas de la maille utilisée doit être pris en considération lors de l'examen d'une résiduelle. Si l'on désire mettre en évidence des anomalies très superficielles, il faudra choisir un pas suffisamment petit, pour que celles-ci n'échappent pas à notre recherche. Le processus d'interpolation d'une grille joue le rôle de filtre coupant les plus hautes fréquences. Si seules les anomalies à très large rayon de courbure nous intéressent, une maille lâche peut être utilisée avec succès. Le choix de l'espacement des valeurs de la grille doit donc être fait avec soin.

L'examen des cartes d'anomalies régionales (figures 76 à 78) obtenues avec les côtés croissants de la maille $= 1'000, 2'000$ et $4'000$ mètres, révèle qu'elles sont naturellement de moins en moins fidèles au document original qu'est l'anomalie de Bouguer. Les cartes d'anomalies résiduelles qui en résultent mettront donc en valeur des structures de plus en plus étendues ou de plus en plus profondes.

Les résultats fournis par l'ensemble des cartes résiduelles et dérivées et par les analyses spectrales nous permettent de juger la valeur de ces résiduelles moyennes mobiles.

La résiduelle issue de la figure 76 (côté de la maille 1 km) ne sera pas présentée, la définition même de la formule exalte une multitude de plages positives et négatives. Celles-ci masquent par leur multiplicité les anomalies réelles et rendent difficile l'interprétation d'une telle carte.

Deux autres résiduelles nous arrêteront plus longement.

La carte résiduelle (figure 80) obtenue avec une maille assez large ($c = 4$ km) reflète en conséquence l'influence des structures les plus importantes. Ce sont les anomalies qui correspondent à la direction générale de tendance exprimée par les cartes d'auto-corrélations et au tracé des axes gravifiques majeurs définis et interprétés auparavant.

La carte des anomalies résiduelles (figure 79), calculée avec $c = 2$ km, fait ressortir l'ensemble des axes gravifiques déterminés lors de l'interprétation. On constate en effet la présence de toutes les anomalies résiduelles intéressantes, bien que les amplitudes des réactions gravifiques ne soient pas du même ordre de grandeur que celles observées sur les résiduelles obtenues par modèles paramétriques linéaires.

La méthode et les paramètres employés manifestent une tendance à adoucir l'ensemble des valeurs résiduelles. Une interprétation quantitative ne saurait être effectuée sur la base de ces résultats, mais une interprétation qualitative sérieuse peut être fondée sur la consultation d'un tel document.

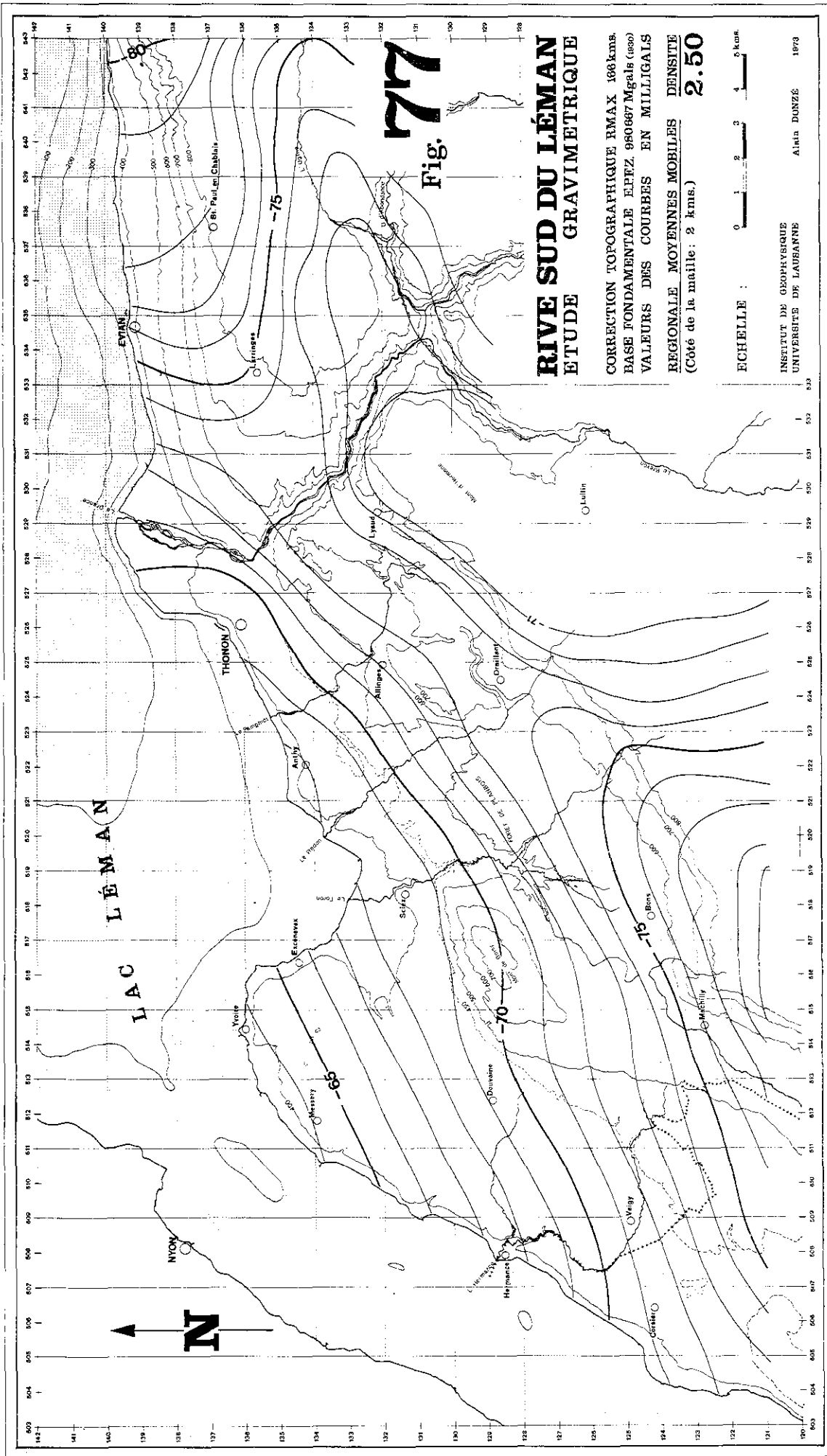
Analyse spectrale des cartes gravimétriques obtenues par la méthode des moyennes mobiles

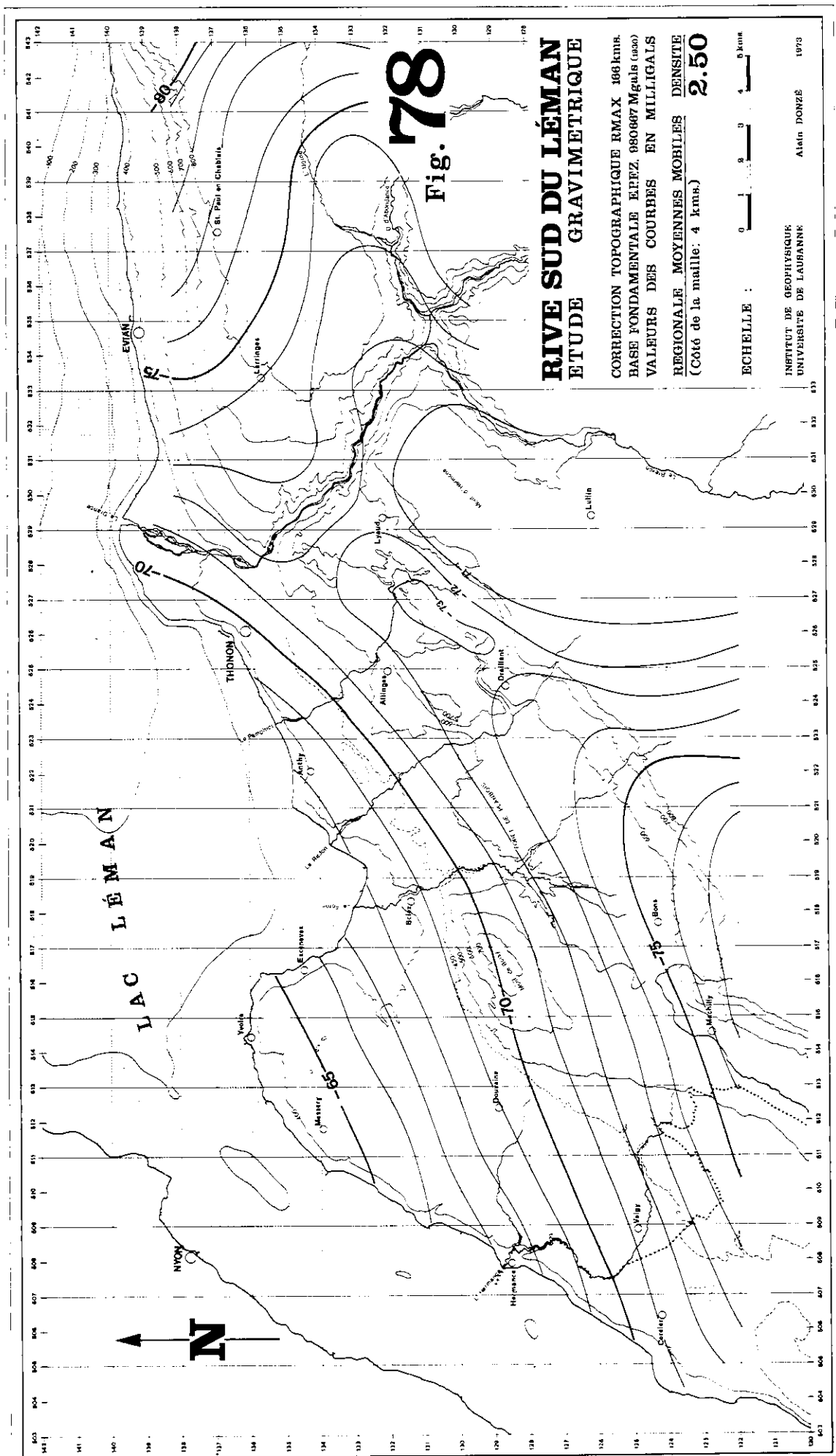
En ce qui concerne les analyses spectrales des cartes d'anomalies régionales, on constate immédiatement la supériorité du résultat obtenu avec le côté de la maille c de 2 km par rapport à celui calculé pour une valeur de $c = 4$ km.

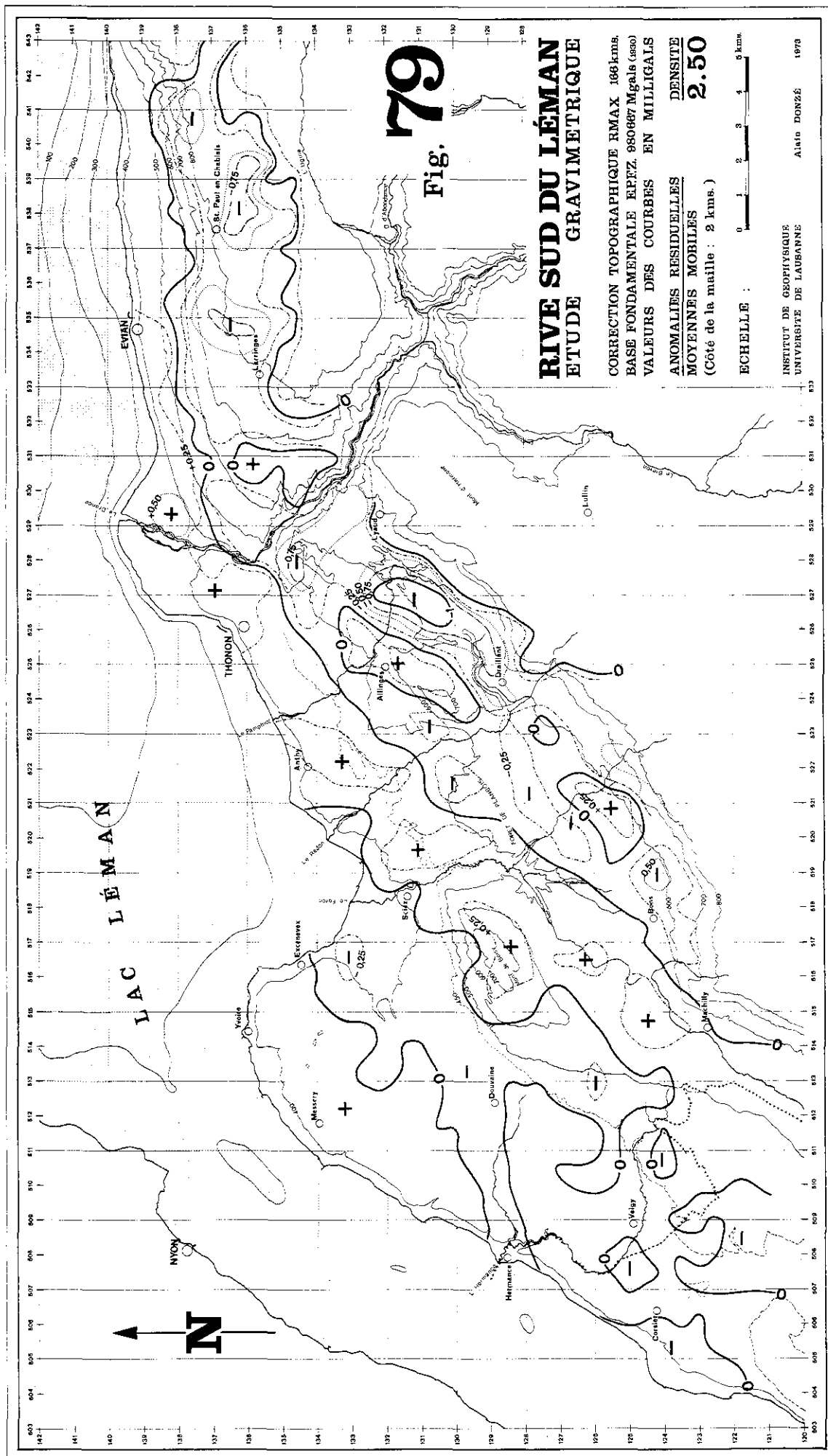
Quant au spectre de l'anomalie résiduelle pour $c = 2$ km, il confirme les résultats précédents et présente des qualités comparables au spectre de la carte de dérivée seconde de Elkins.

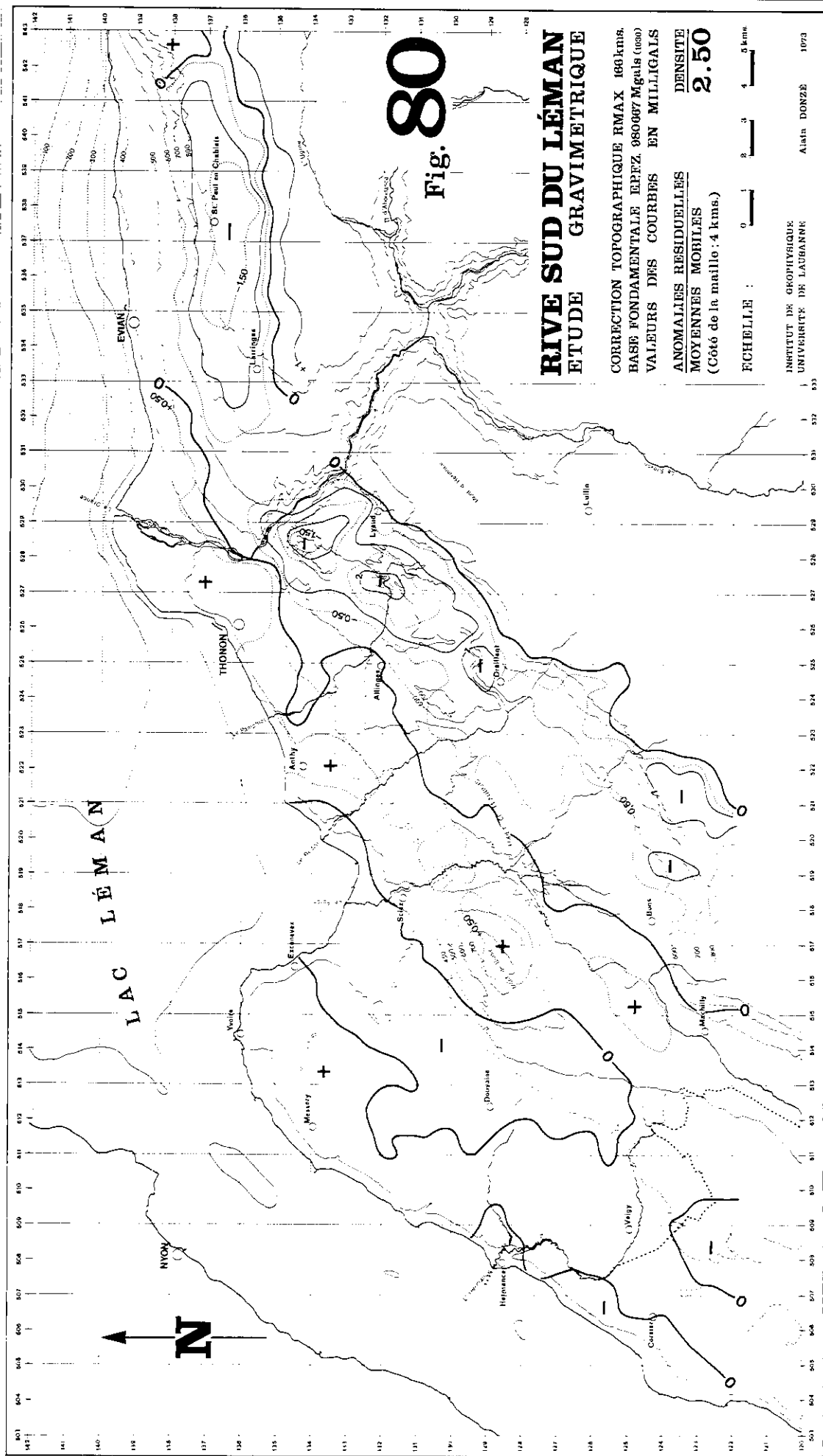
Choix des paramètres pour le calcul de résiduelles moyennes mobiles

Les cartes précédentes sont issues d'un choix effectué sur un ensemble de documents obtenus par la méthode des moyennes mobiles, en faisant varier les paramètres. Nous pouvons donc en tirer certaines conclusions quant au choix des paramètres essentiels déterminant la valeur d'une résiduelle; rappelons que ces paramètres sont:









1) Le pas de la grille d'échantillonnage (obtenue par interpolation des valeurs originales dispersées).

2) Le côté c de la maille utilisé pour le calcul de la valeur moyenne.

1) Pas de la grille d'échantillonnage s

s peut être de deux façon différentes:

— On choisit généralement s égal au quart environ de la profondeur du mur des structures à étudier, c'est-à-dire au quart de la profondeur jusqu'à la surface où se situe le contraste de densité considéré comme important dans une étude donnée. Pour nous, il s'agit de la surface S 2 du contact molasse sur calcaires mésozoïques, dont la profondeur est inférieure à 2'000 m.

— On Peut aussi choisir s du point de vue des longueurs d'ondes, s doit être alors égal au quart de la demi-longueur d'onde maximum des anomalies à mettre en évidence.

2) Côté de la maille c

En suivant les mêmes principes, on peut dire que:

— c doit être choisi de façon qu'il soit approximativement égal à la profondeur maximum de la surface où naissent les anomalies à éliminer par la régionale.

— D'autre part, en fonction des longueurs d'ondes, c sera défini de telle sorte qu'il s'approche le plus possible de la demi-longueur d'onde maximale des anomalies à mettre en évidence; ou encore, c peut être égal à la demi-largeur des anomalies, ce qui correspond au diamètre des contours isogals valant $1/2$ fois la valeur de l'amplitude maximum.

Paramètre	Demi-longueur d'onde des anomalies peu profondes	Profondeur maximale des structures peu profondes
s	$1/4$	$1/4$
c	1	1

CHAPITRE VII

CONCLUSION

L'implantation de sondages mécaniques ou l'utilisation de méthodes géophysiques complémentaires permettront peut-être, dans notre région, de préciser la description de certaines structures, tant superficielles que profondes. Une réinterprétation des mesures existantes pourra alors être effectuée sur des bases nouvelles.

D'autre part, la puissance de traitement des données par ordinateur est considérable et s'accroîtra encore. De nouvelles méthodes de mise en évidence, de séparation et d'interprétation quantitative plus raffinées seront élaborées.

Les mesures que nous avons effectuées pourront ainsi être réinterprétées à la lumière de méthodes ou de renseignements nouveaux.

BIBLIOGRAPHIE

1. Abaques de sondages électriques, Compagnie Générale de Géophysique (1955): *Geophys. Prospect.* 3/3.
2. AGARWAL, B.N.P. et LAL, T. (1972): A generalized method of computing second derivative of gravity field: *Geophys. Prospect.* 20/2, 385-394.
3. AGARWAL, B.N.P. et LAL, T. (1972): Calculation of the vertical gradient of the gravity field using the Fourier transform: *Geophys. Prospect.* 20/2, 448-458.
4. ALFANO, L. (1959): Introduction to the interpretation of resistivity measurements for complicated conditions: *Geophys. Prospect.* 7/3, 311-366.
5. ALFANO, L. (1960): The influence of surface formations on the apparent resistivity values in electrical prospecting: *Geophys. Prospect.* 8/3, 576-606, (1).
6. ALFANO, L. (1961): The influence of surface formations on the apparent resistivity values in electrical prospecting: *Prospect.* 9/2, 213-241, (2).
7. ARGELO, S.M. (1967): Two computers programs for the calculation of standard graphs for resistivity prospecting: *Geophys. prospecting: Geophys. Prospect.* 15/1, 71-91.
8. ASTIER, J.L. (1971): *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*. Masson.
9. BAARS B. (1953): Gravity effect of earth tides: *Geophys. Prospect.* 1/2, 82-110.
10. BADOUX, H. (1965): Notice explicative de la carte géologique détaillée de la France au 1/50'000, feuille XXXV-XXXVI-28, Thonon-Châtel.
11. BARANOV, V. (1953): Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol: *Geophys. Prospect.* 1/3, 171-191.
12. BARANOV, V. (1954): Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale: *Geophys. Prospect.* 2/3, 203-226.
13. BARANOV, V. et KUNETZ? G. (1958): Distribution potentielle dans un milieu stratifié: *C. R. Acad. Sci.* (vol. 247). France.
14. BHATTACHARYA, P.K. (1972): Design of spatial filters and their application to high-resolution aeromagnetic data: *Geophysics* 37/1, 68-91.
15. BHATTACHARYA, P.K. et PATRA, H.P. (1968): *Direct current geoelectric sounding*. Elsevier Publishing Company.
16. BLAVOUX, B. (1965): Les sources minérales d'Evian. Thèse de doctorat 3ème cycle. Fac. Sci. Uni. Paris.
17. BLAVOUX, B. et BRUN, A. (1966): Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique: *C. R. Acad. Sci. France* 262/25, 2569-2572.
18. BLAVOUX, B. et DRAY, M. (1971): Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques. Leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionales: *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 13/1, 17-34.
19. BOTT, M.H.P. et SMITH, R.A. (1958): The estimation of the limiting depth of gravitating bodies: *Geophys. Prospect.* 6/1, 1-10.
20. BOURDIER, F. (1962): Le bassin du Rhône au quaternaire: Edit. du C.N.R.S. 2 vol.
21. BURRI, M. (1962): Le quaternaire des Dranses: *Bull. Labor. Géol. Min. Géophys. Uni. Lausanne* 142.
22. CAMBEFORT, H. (1955): Mesure de la porosité des roches par des méthodes électriques: *Rev. Inst. franç. Pétrole* 10, 1205-1208.

23. CHEREAU, J.Y. (1962): Conditions d'emploi de la gravimétrie en exploration pétrolière: *Geophys. Prospect.* 10/3, 271-289.
24. COLE, A.J. (1969): An iterative approach to the fitting of trend surfaces: *Computer Contr.* (37), *Geol. Surv. Univ. Kansas, Lawrence.*
25. COLE, A.J., JORDAN, C. et MERRIAM, D.F. (1967): FORTRAN II program for progressive linear fit of surfaces on a quadratic base using an IBM 1620 computer: *Computer Contr.* (15), *Geol. Surv. Univ. Kansas, Lawrence.*
26. CORNICHE, P. (1972): Application des méthodes géophysiques à la recherche hydrogéologique: *Matér. Carte Géol. Suisse, Sér. Géophys.* 13.
27. CZEGLEDY, P.F. (1970): Quelques possibilités des méthodes objectives pour l'établissement des cartes en géophysique. Thèse de doctorat. Genève.
28. DAM, J.C. van (1965): A simple method for the calculation of standard graphs to be used in geoelectrical prospecting: *Geophys. Prospect.* 13/1, 37-65.
29. DAM, J.C. van (1967): Mathematical denotation of standard graphs for resistivity prospecting in view of their calculation by means of a digital computer: *Geophys. Prospect.* 15/1, 57-70.
30. DAMPNEY, C.N.G. (1966): Three criteria for the judgement of vertical continuation and derivative methods of geophysical interpretation: *Geoexplor.* 4/1, 3-24.
31. DARBY, E.K. et DAVIES, E.B. (1967): The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data: *Geophys. Prospect.* 15/4, 383-406.
32. DEAN, W.C. (1958): Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics* 23/1, 97-127.
33. DRAY, M. (1970): Etude hydrogéologique du quaternaire de la région de Thonon. Thèse de doctorat 3ème cycle. Fac. Sci. Uni. Paris.
34. DUSSART, B., JUGET, J. et SITARTZ, J. (1959): Les sables des dunes lémaniques, condition de transport, nature: *Arch. Sci. Suisse* 12/1, 1-8.
35. ELKINS, T.A. (1951): The second derivative method of gravity interpretation: *Geophysics* 16/1, 29-50.
36. ELSER, J.E. et PRESTON, F.W. (1967): FORTRAN IV program for the GE 625 to compute the power spectrum of geological surfaces: *Computer Contr.* (16), *Geol. Surv. Uni. Kansas, Lawrence.*
37. FAJKLEWICZ, Z.J. (1965): Fictitious anomalies of higher vertical derivatives of gravity: *Geophysics* 30/6, 1094-1107.
38. FAVINI, G.C. (1966): La résistivité électrique des molasses: *Bull. Labor. Géol. Min. Géophys. Uni. Lausanne* 162.
39. FAVINI, G.C. (1970): Résistivité électrique et vitesse sismique des molasses de Suisse romande et de Haute Savoie. Etudes statistiques par ordinateur CDC 3800: *Bull. Ver. Schweizer Petroleum-Geol. u. -Ing.* 36.
40. FLATHE, H. (1955): A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media: *geophys. Prospect.* 3/2, 268-294.
41. FLATHE, H. (1963): Five layer master curves for the hydrogeological resistivity measurements above a two story aquifer: *Geophys. Prospect.* 11/4, 471-508.
42. FULLER, B.D. (1967): Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators: *Min. Geophys.* 2, Theory, SEG, 658-708.
43. GAGNEBIN, E. (1937): Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman: *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 58, 29-62.
44. GAGNEBIN, E. (1937): Le delta de la Dranse près de Thonon: *Bull. Labor. Géol. Min. Uni. Lausanne* 60, 17-25.
45. GAGNEBIN, E. (1939): La géologie du Chablais. Notice explicative. Feuille Thonon au 1/80'000, 2ème édition.
46. GASSMAN, W. (1960): Einführung in die angewandte Geophysik. Hallwag. Bern.
47. GELDART, L.P., GILL, D.E. et SHARMA, B. (1966): Gravity anomalies of two-dimensional faults: *Geophysics* 31/2, 372-397.

48. GILLIAND, P.A. (1970): Etude géoélectrique du Klettgau (Suisse), Canton de Schaffhouse: Matér. Carte Géol. Suisse 12.
49. GRANT, F.S. (1972): Review of data processing and interpretation methods in gravity and magnetics, 1964-71: *Geophysics* 37/4, 647-661.
50. GRIFFIN, W.R. (1949): Residual gravity in theory and practice: *Geophysics* 14/1, 39-56.
51. GRIFFITHS, K. (1965): *Applied Geophysics for Engineers and Geologists*. Pergamon Press.
52. HAMMER, S. (1939): Terrains corrections for gravimeter stations: *Geophysics* 4/3, 184-194.
53. HAMMER, S. (1943): Note on the variation from equator to pole of the earth's gravity: *Geophysics* 8/1, 57-60.
54. HAMMER, S. (1945): Estimating ore masses in gravity prospecting: *Geophysics* 19/1, 50-62.
55. HAMMER, S. (1970): The anomalous vertical gradient of gravity: *Geophysics* 35/1, 153-157.
56. HARBAUGH, J.W. et MERRIAM, D.F. (1968): *Computer applications in stratigraphic analysis*. Wiley & Sons, Inc.
57. HEILAND, C.A. (1946): *Geophysical exploration* Prentice. Hall, New York.
58. HENDERSON, R.G. (1960): A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation: *Geophysics* 25/3, 569-585.
59. HENKEL, H. (1968): Trend analysis of geophysical data: *Geoexplor.* 6/2, 69-99.
60. HORTON, C.W., HEMP KINS, W.B. et HOFFMAN, A.A.J. (1964): A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern canadian shield: *Geophysics* 29/4, 582-601.
61. HUGHES, D.S. (1942): An analytic basis for gravity interpretation: *Geophysics* 7, 169-178.
62. JACOBY, W.B. (1970): Gravity diagrams for thickness determination of exposed rock bodies: *Geophysics* 35/3, 471-475.
63. JAGANNADHA, S. et BHASKARA, R. (1962): Variation of electrical resistivity of river sands, calcite, and quartz powders with water content: *Geoexplor.* 27/4, 470-479.
64. JAYET, A. (1964): Notice explicative de la feuille Coppet 1281 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1/25'000.
65. JAYET, A. (1966): *Résumé de Géologie glaciaire régionale* (Genève). G. Chapuis.
66. JOUKOWSKY, E. et LAGOTALA (1922): Quelques observations sur la topographie préwürmienne du bassin du Petit-Lac: *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 39/1, 40-44.
67. JOUKOWSKY, E. et GAGNEBIN, E. (1945): L'altitude moyenne des vallées et le retrait des glaciers des Drances de Savoie.
68. JUNG, K. (1961): *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*: Akad. Verl., Geest Portig, Leipzig.
69. KELLER, G.V. et FRISCHWNECHT, F.C. (1970): *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press.
70. KLINGELE, E. (1972): Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse romande et des régions avoisinantes: »matér. Carte Géol. Suisse, Sér. Géophys. 15.
71. KOEFOED, O. (1960): A generalized Cagniard graph for the interpretation of geoelectrical sounding data: *Geophys. Prospect.* 8/3, 459-469.
72. KOEFOED, O. (1965): Direct methods of interpreting resistivity observation: *Geophys. Prospect.* 13/4, 568-591.
73. KOEFOED, O. (1968): The application of the kernel function in interpreting geoelectrical resistivity measurements. Gebrüder Bornträger, Berlin.
74. KOEFOED, O. (1971): Some meditations on the state of geophysics: *Geophys. Prospect.* 19/3, 285-289.
75. KONTIS, A.L. (1971): Aeromagnetic field test of total intensity upward continuation: *Geophysics* 36/2, 418-425.
76. KUNETZ? G. (1966): *Principles of direct current resistivity prospecting*. Gebrüder Bornträger, Berlin.

77. LANTERNO, E. (1958): Physiographie du pays de Genève: Globe, Suisse 97, 37-50.
78. LASFARGUES, P. (1957): Prospection électrique par courants continus. Masson. Paris.
79. LINSSER, H. (1965): A generalized form of Nettleton's density determination: Geophys. Prospect. 13/2, 247-258.
80. LLIBOUTY, L. (1964-1965): Traité de glaciologie I et VII. Masson. Paris.
81. LOMBARD, A. (1939): Influence tectoniques sur le modelé du bassin du Léman: Bull. Assoc. Géogr. Franç. 123, 128-137.
82. LOMBARD, A. (1940): Géologie des Voirons: Mém. Soc. helv. Sci. nat. 74/1.
83. LOMBARD, A. (1947): Le chevauchement de la molasse subalpine sur la molasse autochtone aux Voirons: C. R. Soc. Phys. 64/3, 89-91.
84. LOMBARD, A. et PAREJAS, Ed. (1965): Notice explicative de la feuille 1301 Genève de l'Atlas géologique de la Suisse au 1/25'000.
85. MAILLET, R. (1947): The fundamental equations of electrical prospecting: Geoexplor. 12/4, 529-556.
86. McCULLOH, T.H. (1965): A confirmation by gravity measurements of an underground density profiles based on core densities: Geophysics 30/6, 1108-1132.
87. MESKO, C.A. (1966): Two-dimensional filtering and the second derivative method: Geophysics 31/3, 606-618.
88. MEYER DE STADELHOFEN, C. (1965): Résistivités des molasses du plateau vaudois: Arch. Sci. Genève 18/2.
89. MEYER DE STADELHOFEN, C. (1966): Carte des résistivités de la plaine du Rhône: Matér. Carte Géol. Suisse 7.
90. MEYER DE STADELHOFEN, C. (1974): Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-Pays vaudois: Cah. aménagement régional (Vaud) 15.
91. MEYER DE STADELHOFEN, L. GAGNEBIN, E. et JAYET, A. (1937): Les terrains quaternaires des environs d'Hermance, près de Genève: Eclogae Géol. Helv. 30/1, 35-44.
92. MOONEY, H.M. (1954): Depth determination by electrical resistivity: Min. Eng. (sept.) 915-918.
93. MORGAN, N.A. et FAESSLER, C.W. (1972): A two- and three-dimensional gravity dot chart: Geophys. Prospect. 20/2, 363-374.
94. MORNOD, L. (1949): Géologie de la région de Bulle: Matér. Carte Géol. Suisse.
95. MUFTI, I.R. (1972): Design of small operators for the continuation of potential field data: Geophysics 37/3, 488-506.
96. MUSKAT, EVIGER (1941): Current penetration in direct current prospecting: Geoexplor. 6/4, 397-427.
97. NAUDY, H. (1962): Contribution des abaques bilogarithmiques à l'interprétation gravimétrique: Geophys. Prospect. 10/2, 171-176.
98. NAUDY, H. et NEUMANN, R. (1965): Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques: Geophys. Prospect. 13/1, 1-11.
99. NETTLETON, L.L. (1939): Determination of density for reduction of gravimeters observations: Geophysics 4/3, 170-183.
100. NETTLETON, L.L. (1940): Geophysical prospecting for oil, McGraw Hill, New York.
101. NETTLETON, L.L. (1954): Regionals residuals, and structure: Geophysics 19/1, 1-22.
102. NETTLETON, L.L. (1971): Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists: Monogr. Series, SEG.
102. NEUMANN, R. (1954): Rôle joué* par la correction luni-solaire en prospection gravimétrique: Geophys. Prospect. 2/4, 290-305.
104. NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. et MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz: Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser. 5.
105. OLIVIER, R. (1974): Elaboration d'un système de traitement gravimétrique géré par l'ordinateur: Matér. Carte Géol. Suisse. Sér. Géophys. 17.

106. ORELLANA, E. (1963): Properties and drawing of the so-called Dat Zarrouk curves: *Geoexplor.* 28/1, 99-110.
107. PARKHOMENKO, E.I. (1967): Electrical properties of rocks: *Instituts of Physics of the Earth, Academy of Sciences of the USSR, Moscow, Plenum Press, New York.*
108. PETCH, M. (1970): Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe: *Matér. Carte Géol. Suisse, Sér. Géophys.* 11.
109. PETERSM L.J. (1949): The direct approach to magnetic interpretation and its practical application: *Geophysics* 14/3, 290-320.
110. POLDINI, E. (1947): La prospection électrique du sous-sol. *Librairie Rouge, Lausanne.*
111. POLDINI, E. (1957): Etude géophysique électrique de la région de Montfleury (canton de Genève): *Arch. Sci. Genève* 10, 429-441.
112. POLDINI, E. (1963): Les anomalies gravifiques du canton de Genève: *Matér. Carte Géol. Suisse, Sér. Géophys.* 4.
113. PRESTON, F.W. (1966): Two-dimensional power spectra for classification of land forms: *Computer Contr. (7), Geol. Surv. Uni. Kansas, Lawrence.*
114. RADIX? J.C. (1970): Introduction au filtrage numérique. *Eyrolles, Paris.*
115. RIGASSI, D. (1957): Le tertiaire de la région genevoise et savoissienne: *Bull. Ver. Schweizer Petroleum-Geol. u. -Ing.* 24/66, 19-34.
116. ROSENBACH, O. (1953): A contribution to the computation of the second derivative from gravity data: *Geophysics* 18/4, 894-912.
117. ROSENBACH, O. (1954): Quantitative studies concerning the vertical gradient and second derivative methods of gravity interpretation: *Geophys. Prospect.* 2/2, 128-138.
118. SCHOELLER, H. (1962): Les eaux souterraines. *Masson, Paris.*
119. SCHLUMBERGER, C. et M. (1930): La méthode de la carte des résistivités et ses applications pratiques: *Extrait Ann. Mines, Paris.*
120. SCHOPPER, J.R. (1966): A theoretical investigation on the formation factor/permeability/porosity relationship using network model: *Geophys. Prospect.* 14/3, 301-341.
121. SCHROEDER, J.W. (1957). Géologie du pétrole des régions lémanique, genevoise et savoyarde (bassin molassique périalpin): *Bull. Ver. Schweizer Petroleum- Geol. u. -Ing.* 23/65, 17-33.
122. SCHROEDER, J.W. (1958): Géologie du Pays de Genève. *Le Globe, vol. XCVII.*
123. SEGUIN, M.K. (1971): La géophysique et les propriétés physiques des roches: *Uni. Laval, Québec.*
124. SERRUYA, C. (1969): Les dépôts du lac Léman en relation avec l'évolution du bassin sédimentaire et les caractères du milieu lacustre: *Arch. Sci. Genève* 22/1, 125-254.
125. SERRUYA, C., LEENHARDT, O. et GLANGEAUD, L. (1966): Structure et évolution postoligocène de la région du lac Léman (France et Suisse): *C. R. Acad. Sci. Paris* 259, 1752-1755.
126. SERRUYA, C., LEENHARDT, O. et LOMBARD, A. (1967): Etudes géophysiques dans le lac Léman. *Interprétation géologique: Arch. Sci. Genève* 19/2, 179-196.
127. SIGRIST, W. (1974): Contribution à l'étude géophysique des fonds du lac Léman: *Matér. Carte Géol. Sér. Géophys.* 16.
128. SKEELS, D.C. (1963): An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation: *Geophysics* 28/5, 724-735.
129. SKEELS, D.C. (1967): What is residual gravity: *Geophysics* 32/5, 872-876.
130. SMITH, R.A. (1960): Some formules for interpreting local gravity anomalies: *Geophys. Prospect.* 8/4, 607-613.
131. Standard Graphs for resistivity prospecting. *European Association of Exploration Geophysicists (1966 et 1969).*
132. STEFANESCO, S., SCHLUMBERGER, C. et M. (1932): Etudes théoriques sur la prospection électrique du sous-sol: *Institutul Geologic al României* 14/2.
133. SZARANIEC, E. (1972): Les courbes de Dar Zarrouk et les sondages différentiels de résistivité: *Geophys. Prospect.* 20/1, 212-236.

134. VERNET, J.P. (1971): Le léman, une synthèse bibliographique: Bull. Bur. Rech. géol. min. (2ème sér.) Sect. IV/2, 47-84.
135. VERNET, J.P. et HORN, R. (1971): Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue: Eclogae Geol. Helv. 64/2, 291-317.
136. WAGNER, J.J. (1970): Elaboration d'une carte d'anomalie de Bouguer et étude de la vallée du Rhône de St-Maurice à Saxon (Suisse): Matér. Carte Géol. Suisse, Sér. Géophys. 9.
137. WINNOCK, E. (1965): Sismique sur le léman; résultats obtenus avec le sparker: Bull. Ver. Schweizer Petroleum-Geol. u. -Ing. 32/82, 39-48.
138. ZOHDY, A.A.R. (1965): The auxiliary point method of electrical sounding interpretation and its relationship to the Dar Zarrouk parameters: Geoexpl. 30/1, 644-660.
139. ZURFLUEH, E.G. (1967): Applications of two-dimensional linear wavelength filtering: Geophysics 32/6, 1015-1035.

PUBLICATION N°18

ETUDE GEOELECTRIQUE ET GRAVIMETRIQUE
DU CHABLAIS ENTRE ANIERES ET EVIAN

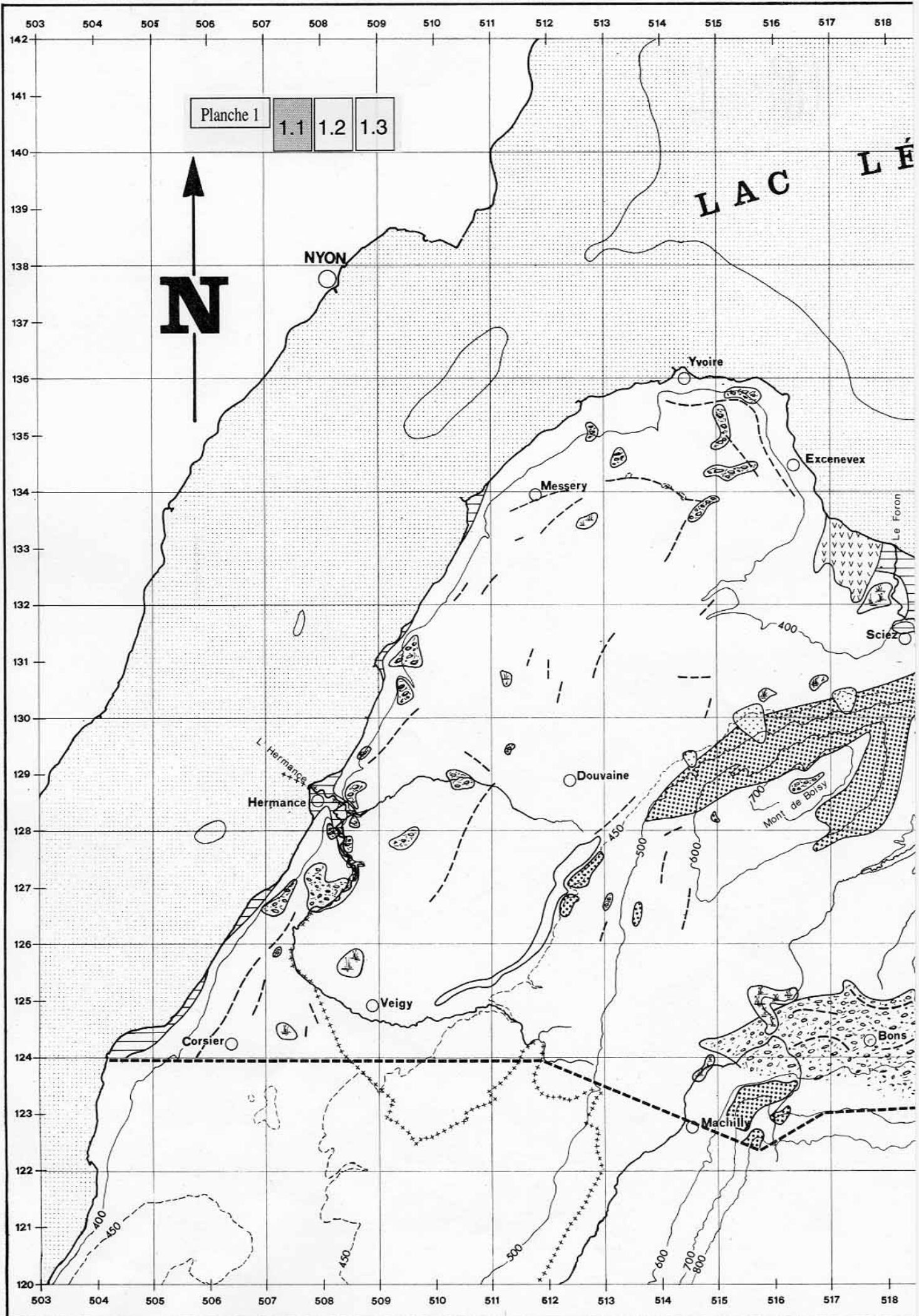
Par

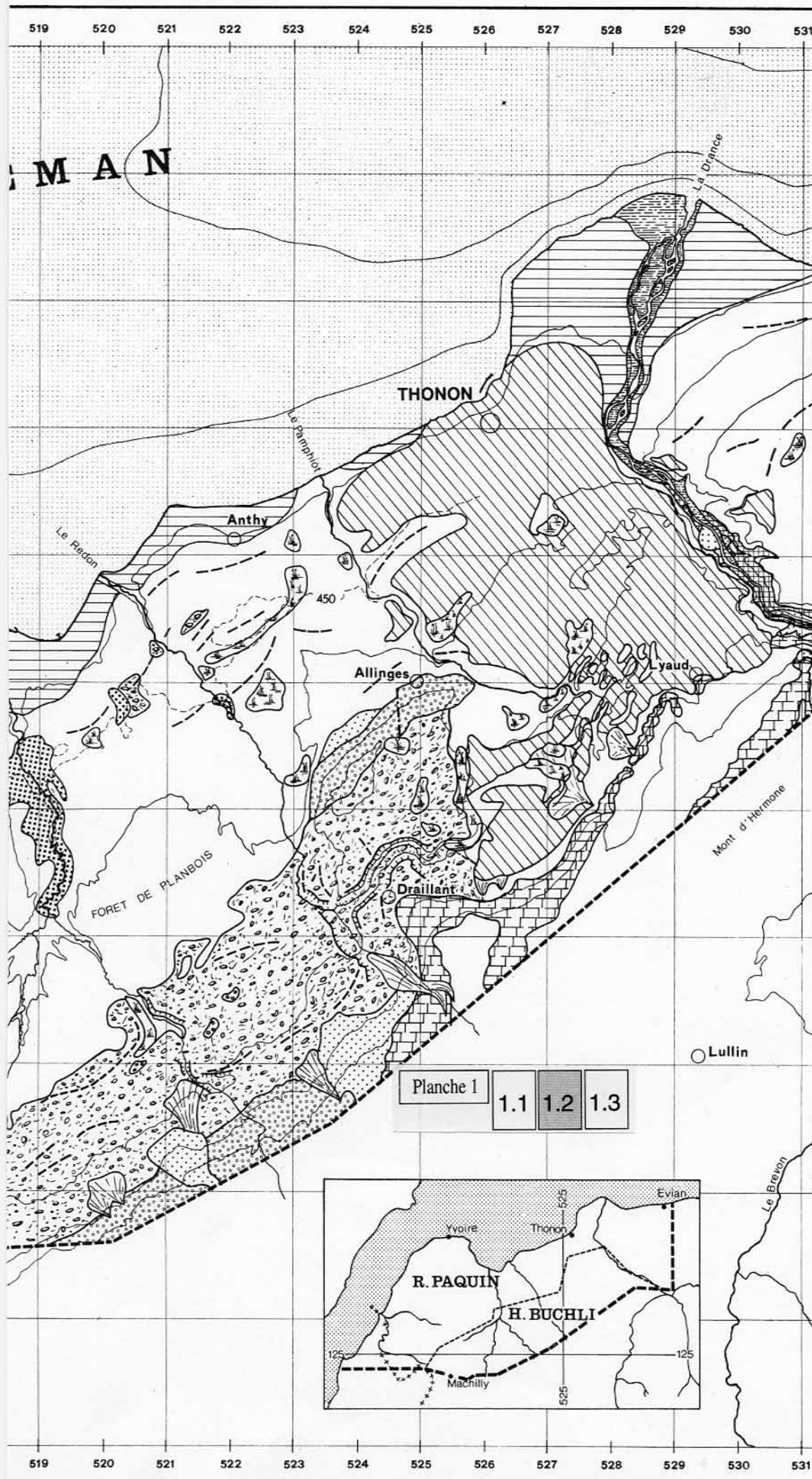
Hans Buchli
Roland Paquin
Alain Donze

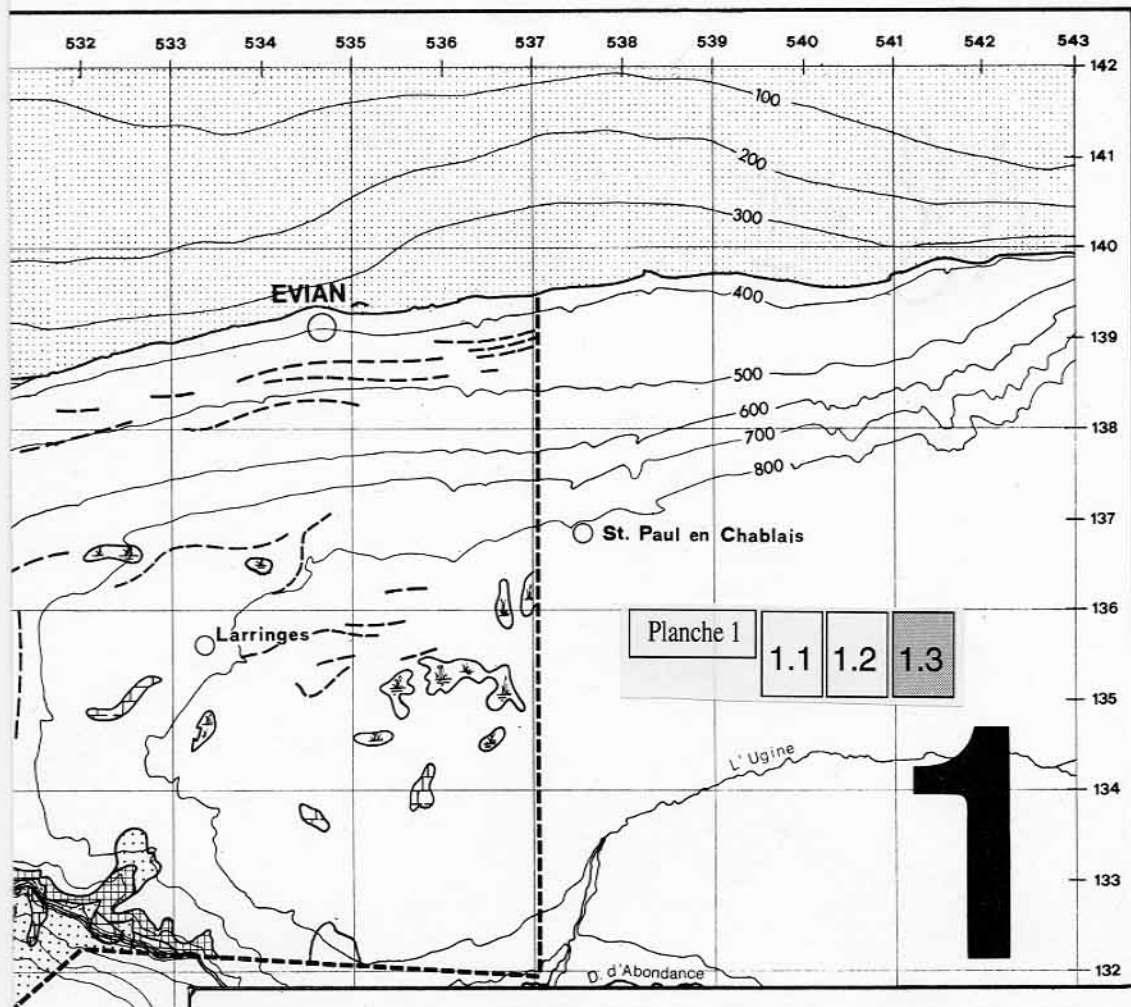
PLANCHES

4 PLANCHES :

PLANCHE 1 :	3 FEUILLES
PLANCHE 2 :	3 FEUILLES
PLANCHE 3 :	3 FEUILLES
PLANCHE 4 :	3 FEUILLES







RIVE SUD DU LÉMAN

CARTE GÉOLOGIQUE

D'après E. GAGNEBIN 1940 · H. BADOUX 1961
et levés personnels de H. BUCHLI · R. PAQUIN 1970 - 1973

QUATERNAIRE

- Eboulis · glissements de terrains
- Cônes de déjection
- Marais · tourbières
- Alluvions récentes
- Dunes de sable
- Terrasses lacustres (3 m. 10 m. 30 m.)
- Terrasses de Thonon
- Dépôts gravello-sableux
- Moraine argileuse
- Conglomérats de la Drance
- Drumlins · vallums morainiques

MOLASSE

- Chattien autochtone et subalpin

NAPPE ULTRAHELNETIQUE

- Flysch : grès · marnes
- Priabonien · Lutétien

NAPPE DES PREALPES MEdIANES

- Calcaire · dolomie · gypse
- Trias · Lias · Dogger

— Failles

— Talus d'érosion

ECHELLE :



Planche 2

1.1

1.2

1.3



HERMANCE

L. Hermance

MESSERY

DOUVAINE

VEIGY

Mont de

MACHILLY

BONS

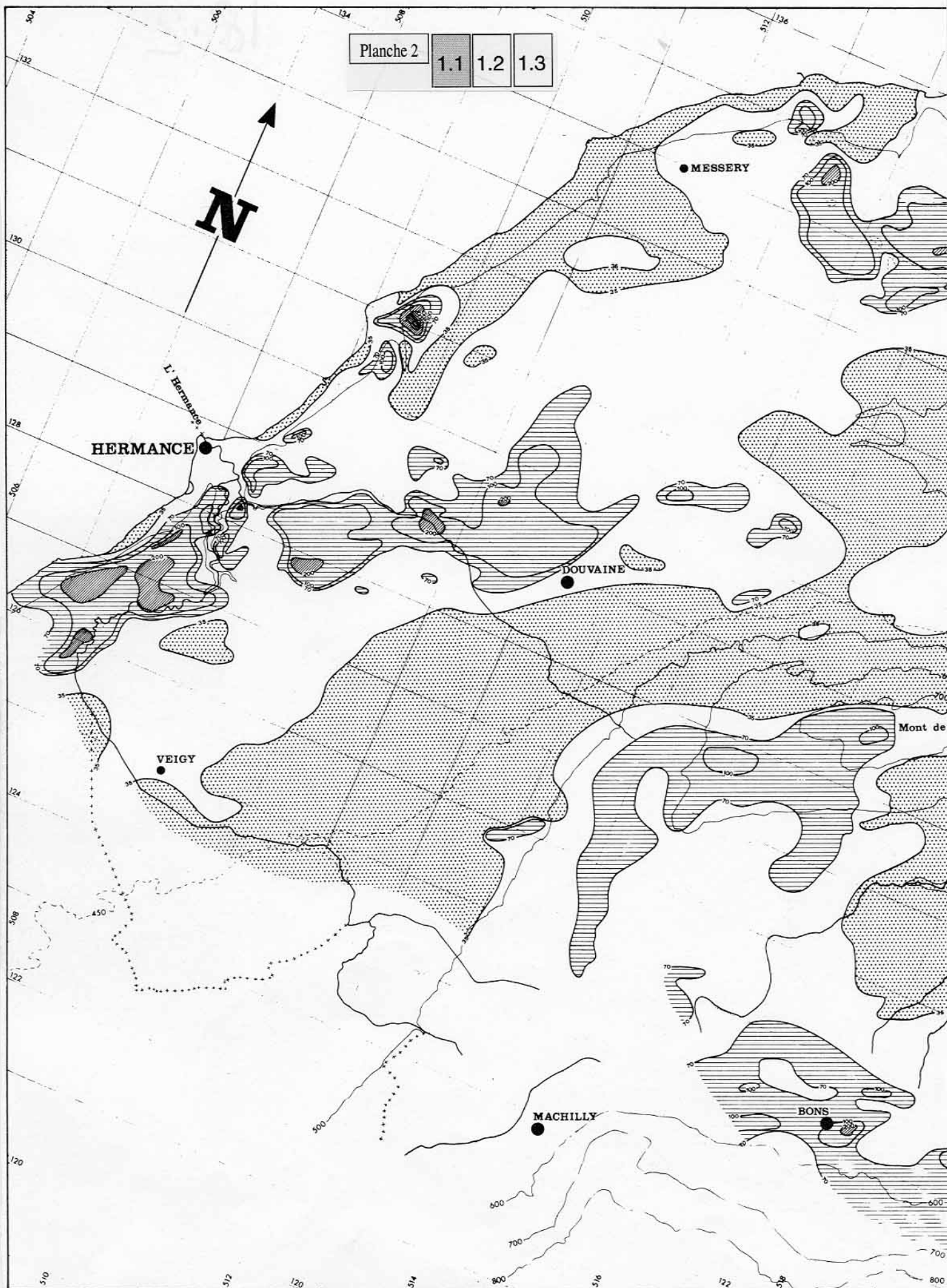


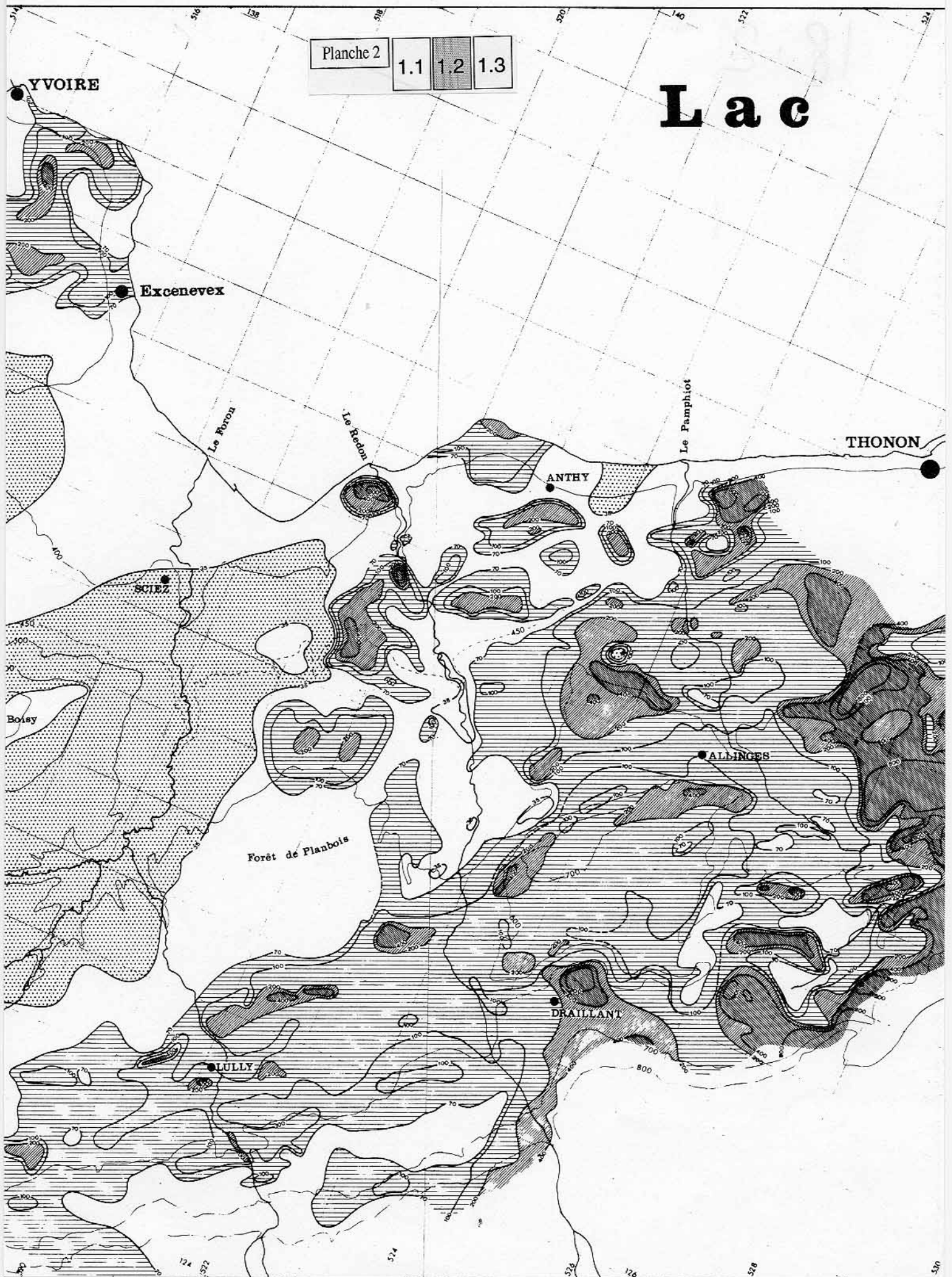
Planche 2

1.1

1.2

1.3

Lac



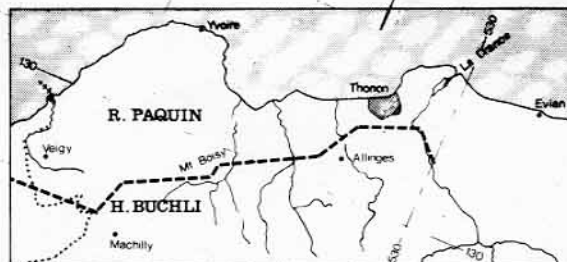
L é m a n

Planche 2

1.1

1.2

1.3



N

La Drance

EVIAN

LARRINGES

LE LYAUD

2

RIVE SUD DU LÉMAN ÉTUDE GÉOÉLECTRIQUE

CARTE DES RÉSISTIVITÉS
ÉLECTRIQUES APPARENTES

A-B : 100 m

- LÉGENDE :
- Moins de 35 ohms-m.
 - De 35 à 70 ohms-m.
 - De 70 à 200 ohms-m.
 - De 200 à 400 ohms-m.
 - Plus de 400 ohms-m.

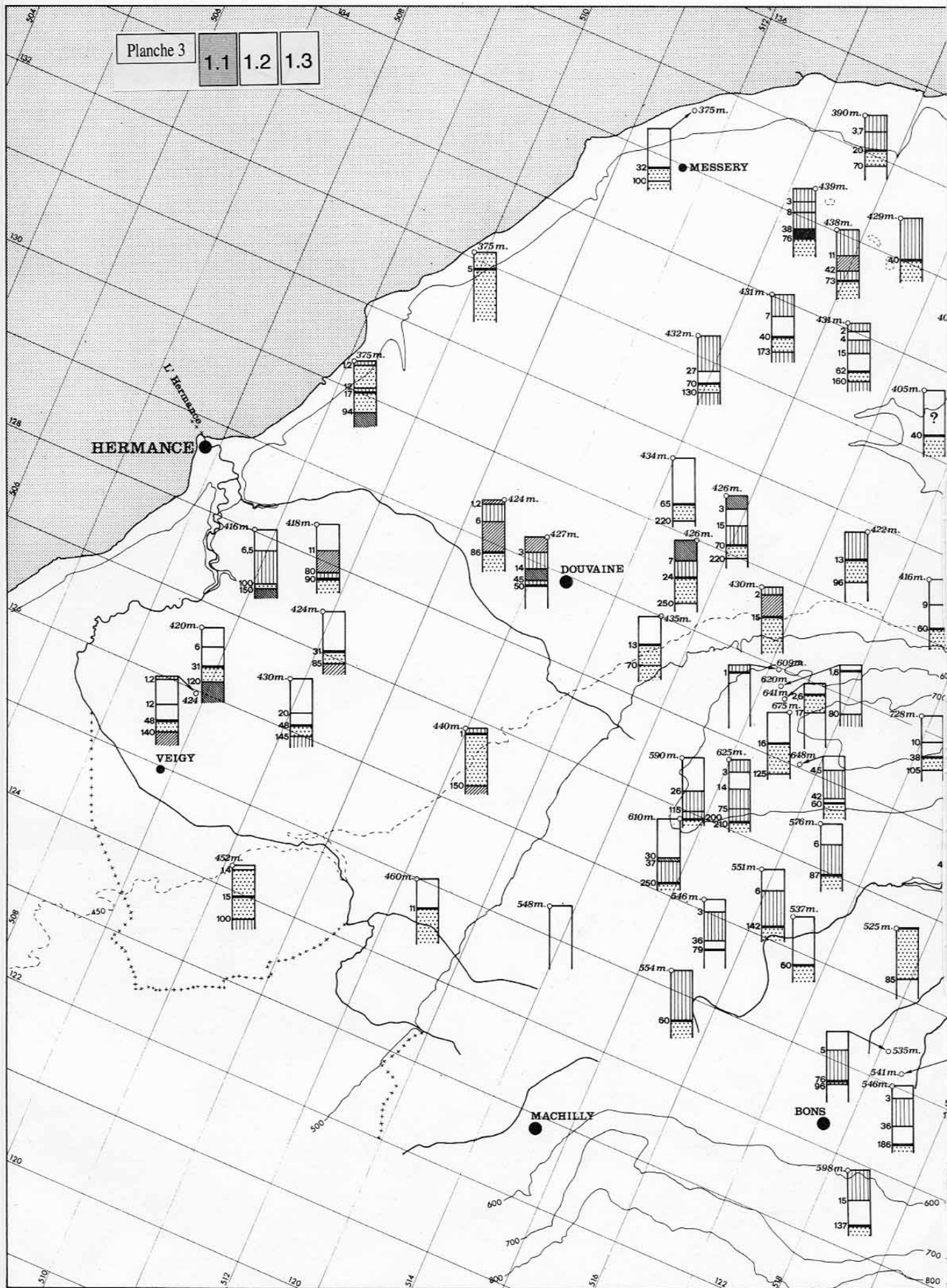
ÉCHELLE : 0 1 2 km

INSTITUT DE GEOPHYSIQUE
UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

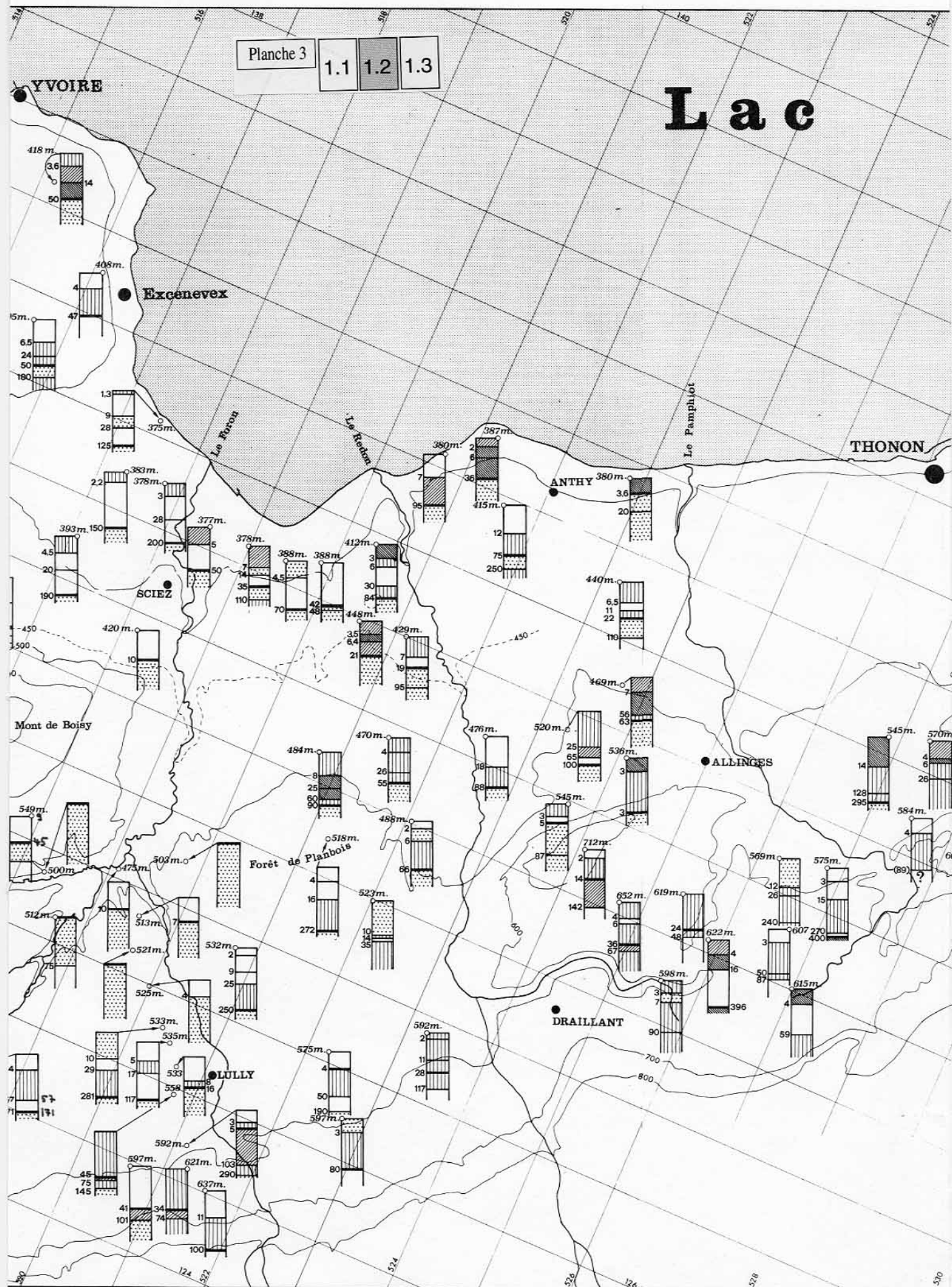
H. BUCHLI
R. PAQUIN

1973

Mont d'Hermone



Lac



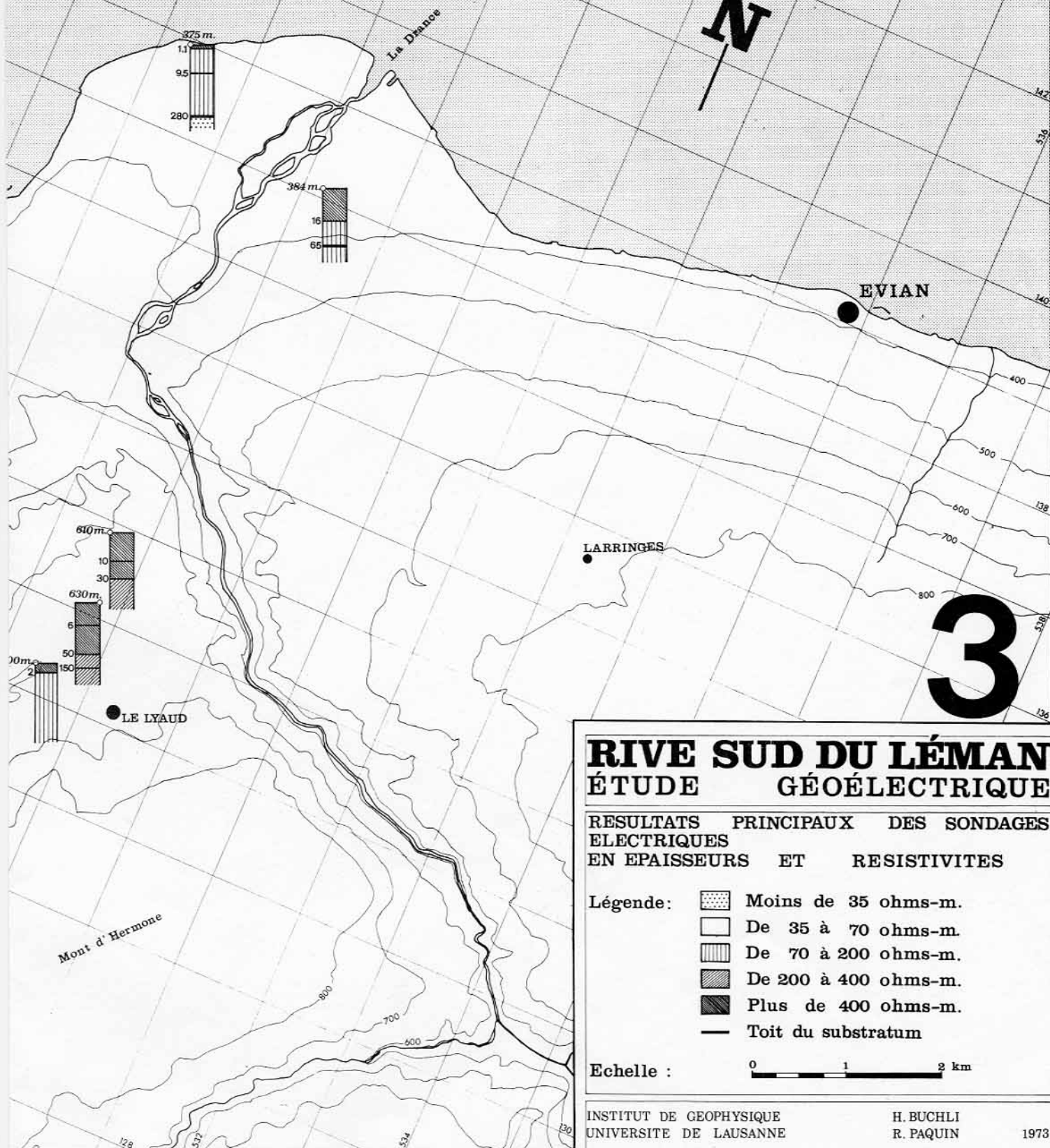
L é m a n

Planche 3

1.1

1.2

1.3



RIVE SUD DU LÉMAN ÉTUDE GÉOÉLECTRIQUE

RESULTATS PRINCIPAUX DES SONDAGES
ELECTRIQUES
EN EPAISSEURS ET RESISTIVITES

Légende:

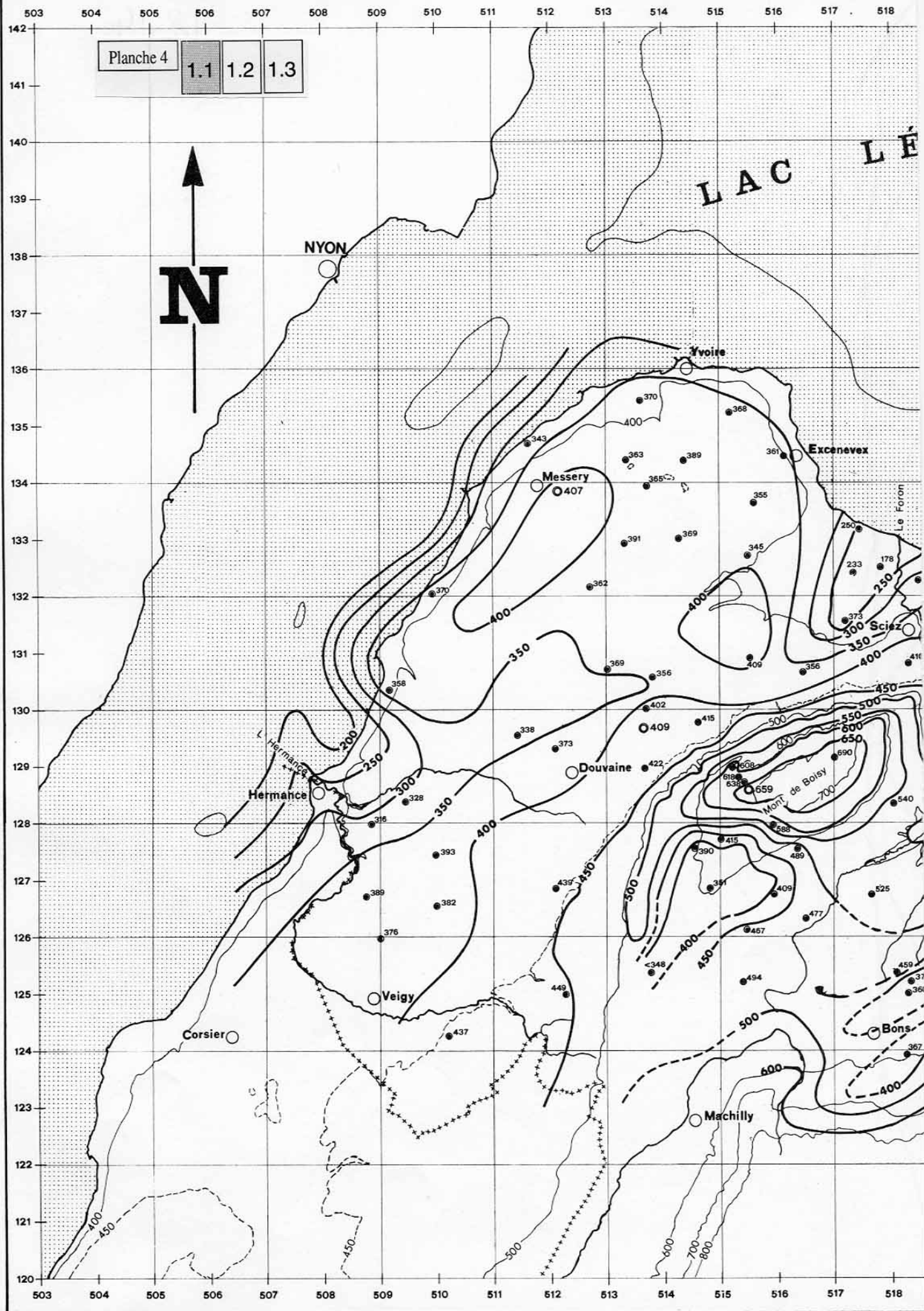
- Moins de 35 ohms-m.
- De 35 à 70 ohms-m.
- De 70 à 200 ohms-m.
- De 200 à 400 ohms-m.
- Plus de 400 ohms-m.
- Toit du substratum

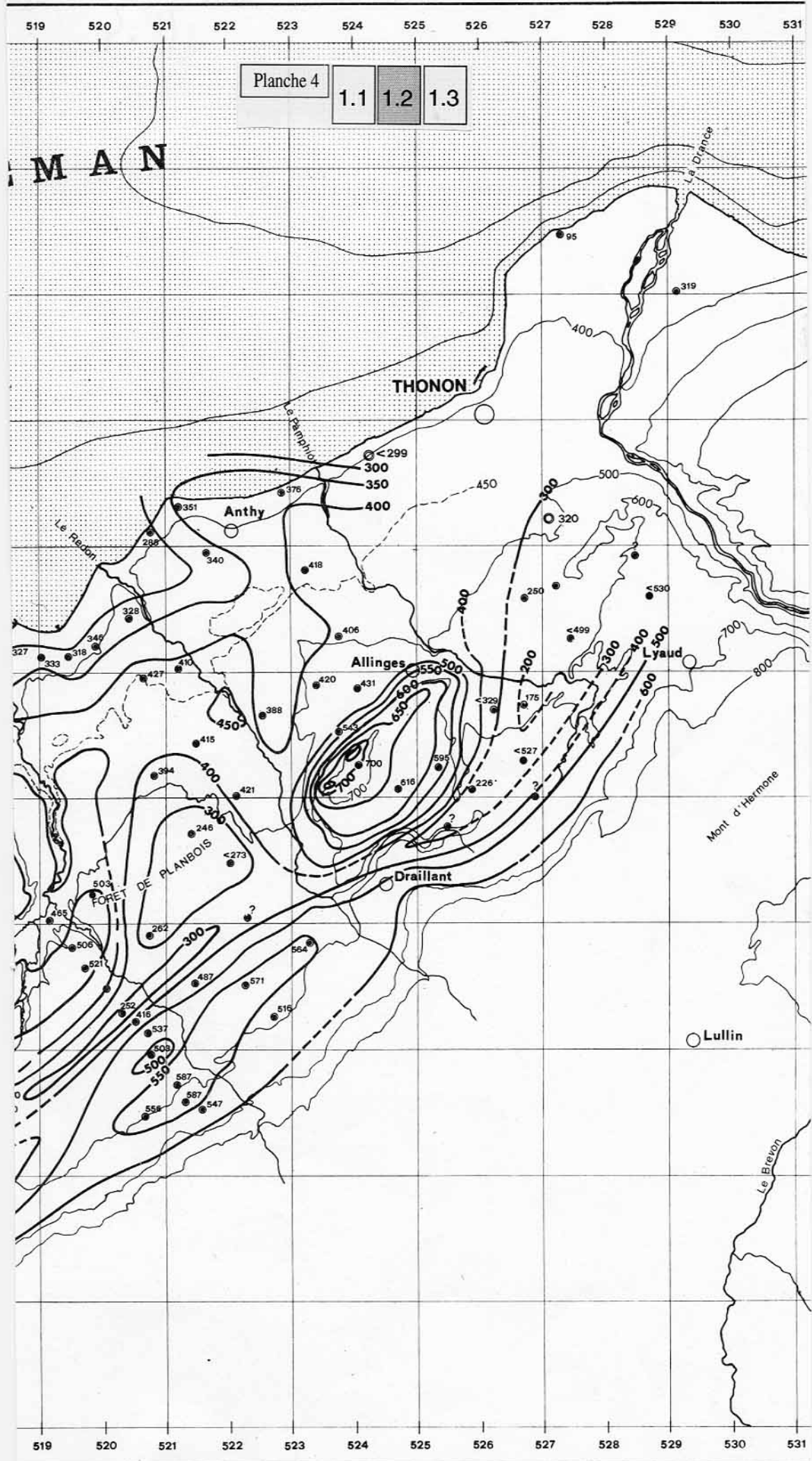
Echelle : 0 1 2 km

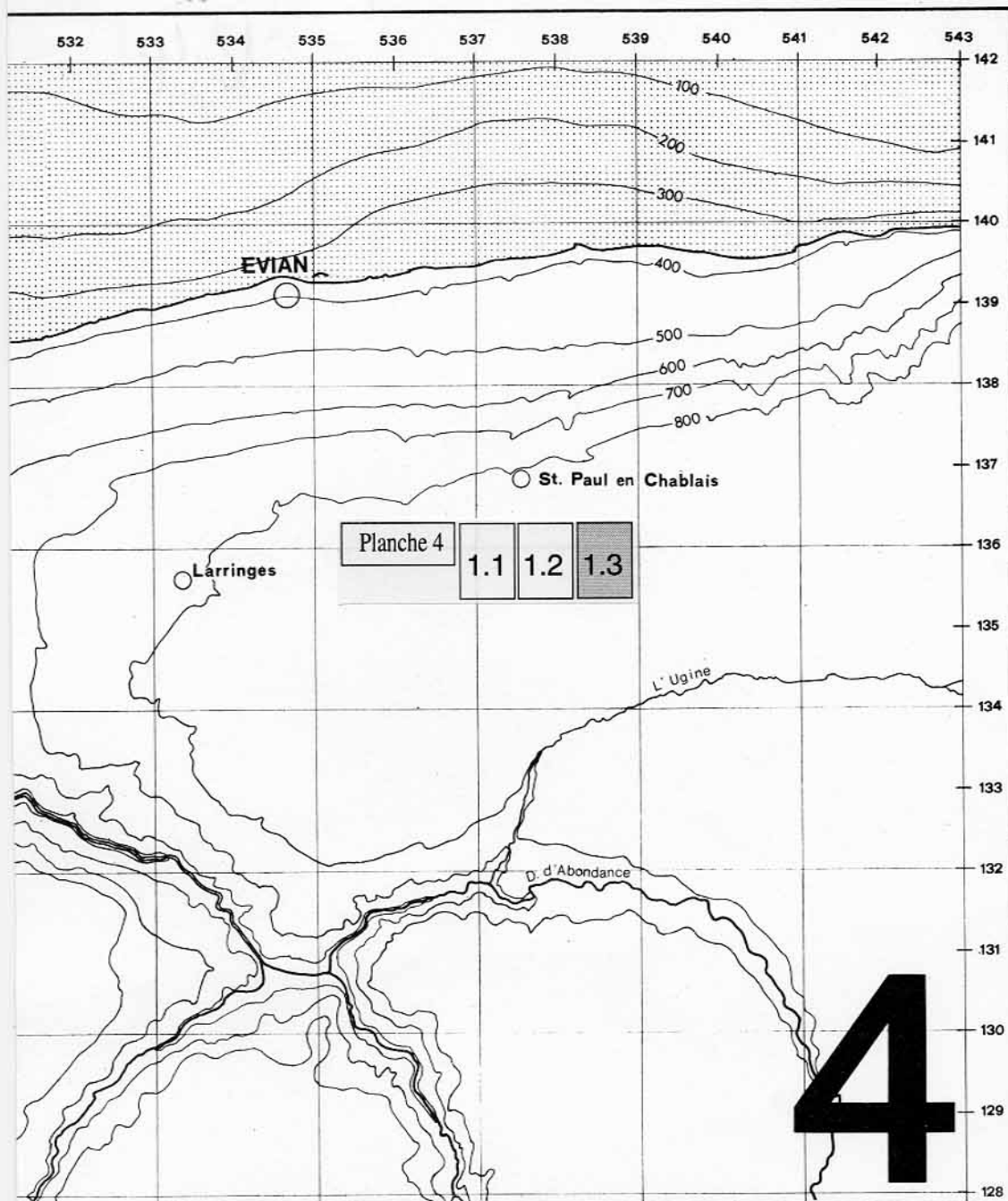
INSTITUT DE GEOPHYSIQUE
UNIVERSITE DE LAUSANNE

H. BUCHLI
R. PAQUIN

1973







RIVE SUD DU LÉMAN

ISOHYPSES DU TOIT DU SUBSTRATUM

Obtenues grâce à l'interprétation des sondages électriques, des mesures gravimétriques (A. Donzé) et des forages mécaniques.

●¹⁷⁸

Sondages électriques

○⁶⁵⁹

Forages mécaniques ayant atteints le substratum

ECHELLE :



INSTITUT DE GEOPHYSIQUE
UNIVERSITE DE LAUSANNE

H. BUCHLI
R. PAQUIN

1973