Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 64 (1971)

Heft: 2

Artikel: Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue

Autor: Vernet, Jean-Pierre / Horn, Robert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163984

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 07.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 64/2	Pages 291–317	16 figures dans le texte et 1 planche (I)	Bâle, août 1971

Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue

Par JEAN-PIERRE VERNET[1]) er ROBERT HORN[2])

ABSTRACT

350 km of seismic profiles have been realized on the lake Geneva and have made possible the geological and structural study of the "Petit Lac". This prospection, performed with the help of a "boomer" disposal, 1,000 joules, has been made in order to admit the importance of glacial and post-glacial formations which cover the molass and to mark the limits of homogenous wholes of those moraines and lake deposits. Furthermore, this study supplies interesting informations on the structure, as well as of the origin, of the "Petit Lac". The continuation of the Ivoire anticline could be followed beneath the lake and informations on the thickness and distribution of various formations have been obtained.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction 292
2. Sismique continue, l'appareillage 294
   2.1 Remarques sur l'équipement utilisé 294
   2.2 Principe de la sismique à réflexion continue 294
   2.3 Remarques sur les réflexions parasites 297
      2.31 Les réflexions multiples 297
      2.32 L'effet bulle 297
3. Observations sur les enregistrements et interprétation des données 297
   3.1 Vitesses utilisées pour le tracé des isobathes et des isopaques 297
   3.2 Commentaires sur les coupes sismiques 298
   3.3 Remarques sur les coupe-temps 302
4. Le Petit Lac 302
   4.1 Généralités et morphologie 302
   4.2 Les sédiments du Petit Lac 306
   4.3 L'origine du Petit Lac 308
5. Données nouvelles sur les sédiments du Petit Lac 309
6. Données nouvelles sur la structure du Petit Lac 311
7. Conclusions 315
Remerciements 316

[1]) Laboratoire de sédimentologie et de limnologie, Institut de géologie et de paléontologie, Université de Genève (Suisse).

[2]) Département de géophysique B.R.G.M., Service géologique national, Orléans (France).

1. Introduction

Le groupe de travail franco-suisse GEOLEM («groupe d'études géologiques de l'environnement et de la pollution des sédiments du lac Léman») vient de réaliser une première campagne géophysique destinée à la cartographie du toit du substratum molassique, à l'étude de la structure du Petit Lac ainsi qu'à la reconnaissance des dépôts glaciaires, glacio-lacustres et lacustres.

Durant cette campagne, faite à une vitesse opérationnelle de 3 nœuds, nous avons utilisé un appareillage de sismique réflexion continue à haute définition. La source de bruit était un «boomer» de 1000 joules appartenant au groupement.

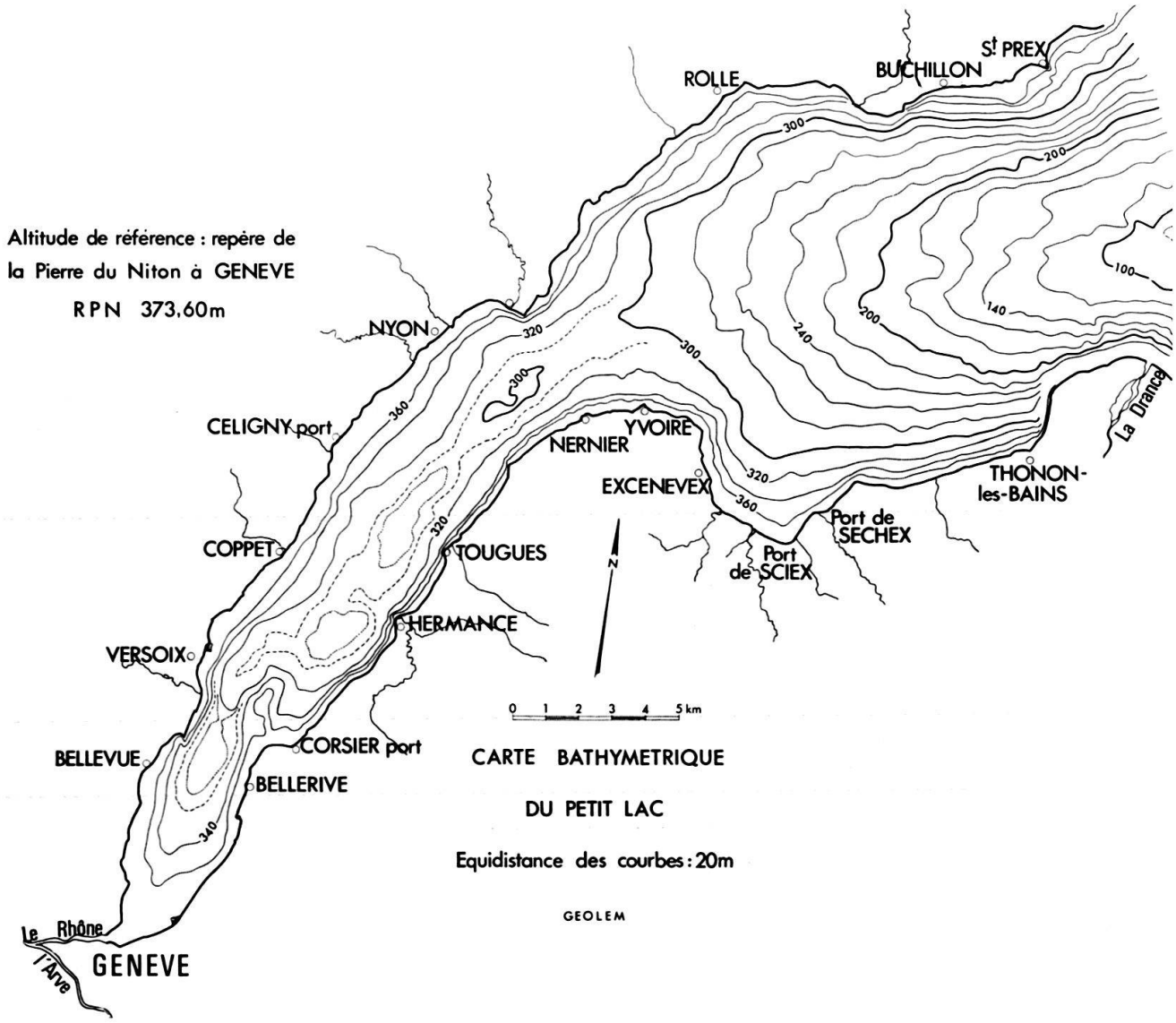


Fig. 1. Carte bathymétrique du Petit Lac.

350 km de profils sismiques ont été réalisés en 12 jours, ce qui a permis de couvrir une superficie de 150 km² environ.

Cette étude a permis de résoudre dans son ensemble les problèmes posés à la géophysique, c'est-à-dire d'évaluer quantitativement les dépôts glaciaires et post-glaciaires et de localiser le passage sous-lacustre de l'anticlinal d'Yvoire jusqu'à présent reconnu, mais non étudié en détail. Une synthèse structurale de l'ensemble de la zone prospectée a pu aussi être effectuée.

La localisation sur le lac a été réalisée grâce aux équipes topographiques suisses. Le bateau-laboratoire était en liaison radio permanente avec les topographes à terre qui relevaient sa position toutes les cinq minutes.

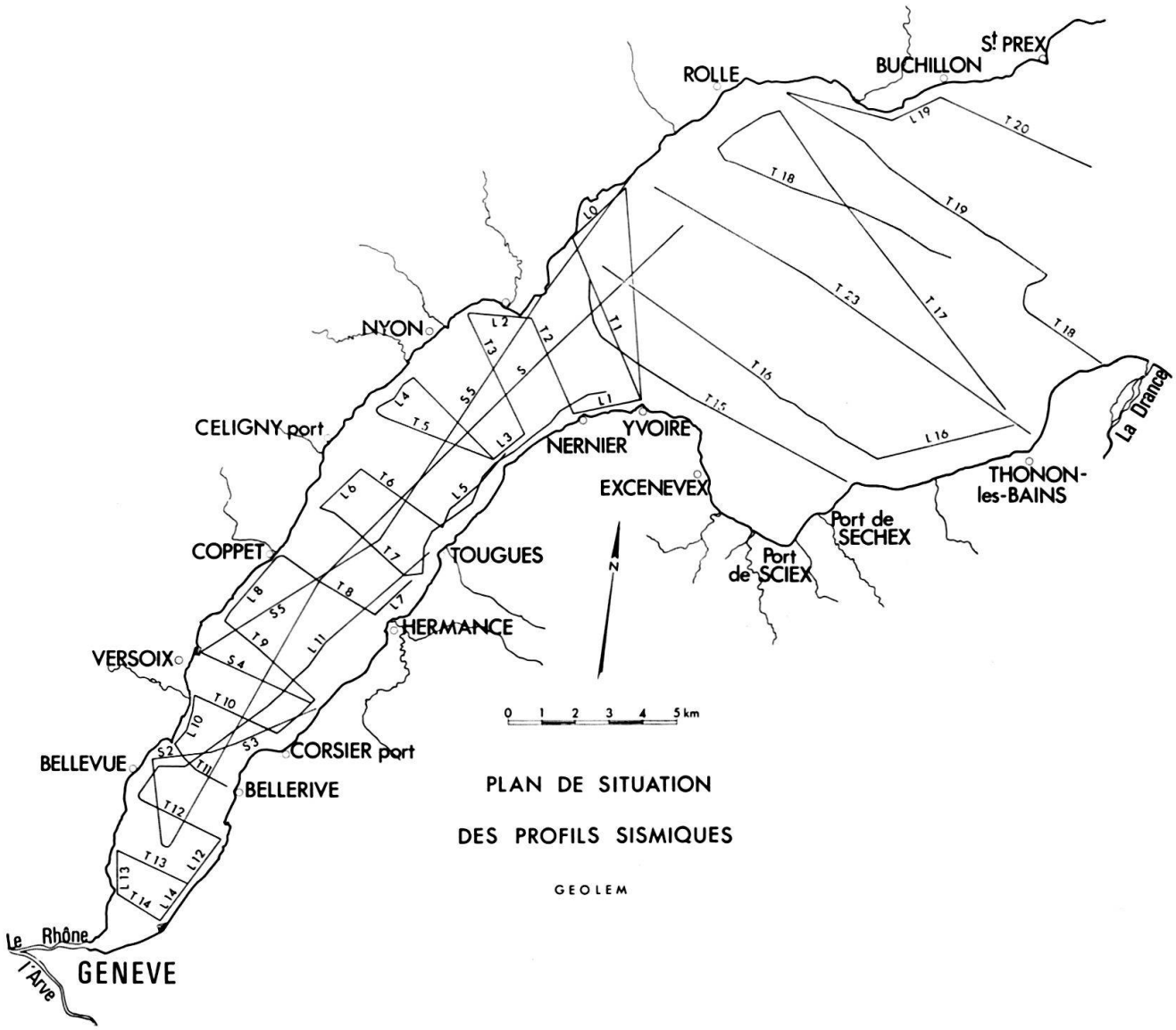


Fig. 2. Plan de situation des profils sismiques.

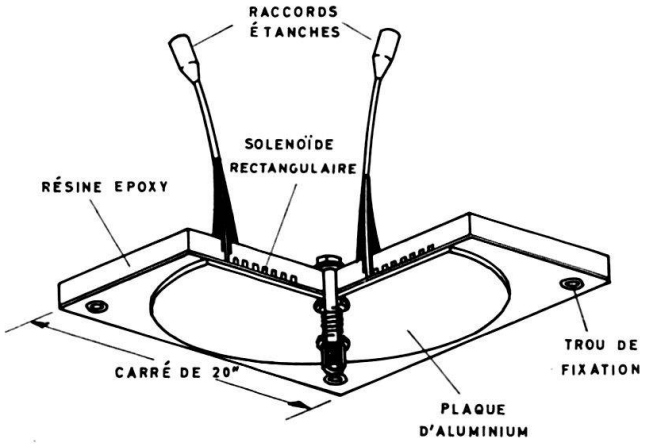
2. La sismique continue, l'appareillage

2.1 *Remarques sur l'équipement utilisé*

Pour résoudre les différents problèmes posés à la géophysique, nous avons utilisé un «boomer» 1000 joules dont la mise en œuvre est simple. Cet équipement a permis d'atteindre des profondeurs d'investigation de 350 à 400 millisecondes, ce qui correspond à une pénétration de l'ordre de 300 m environ.

Le principe du «boomer», basé sur l'effet Foucault dans des disques conducteurs, est le suivant:

- Un courant alternatif préalablement redressé, charge une série de condensateurs. L'énergie ainsi emmagasinée est envoyée dans une bobine plate, à spirale de cuivre, contre laquelle est fixé un disque. L'effet des forces électro-magnétiques est d'écarter le disque du solenoïde, pour créer une onde sismique.



Boomer

Fig. 3. Schéma du boomer.

- Cette dernière, après réflexion, émerge suivant une direction pratiquement verticale, ce qui exige un dispositif hydrophone placé au voisinage immédiat de la source. Dans notre cas, la distance émetteur–récepteur était de 5 m environ.
- L'hydrophone comprend une série de quartz noyés dans de l'huile minérale. Celui-ci capte les ondes sismiques qui subissent un filtrage et une amplification correcte avant d'être enregistrées.
- La coupe-temps qui en résulte, retrace les différents miroirs sismiques retrouvés en profondeur et le temps inscrit sur les enregistrements correspond au trajet aller et retour de l'onde sonore.

2.2 *Principe de la sismique à réflexion continue*

Méthode rapide pour la reconnaissance du tréfonds lacustre ou sous-marin, elle est d'une application facile et permet d'obtenir un enregistrement continu des réflexions provoquées par les sédiments et la roche.

La technique est basée sur la durée de parcours d'une onde sonore, réfléchie sur toute surface séparant deux milieux à vitesses différentes. Son but est la localisation et la détermination de ces miroirs sismiques qui traduisent des propriétés élastiques différentes donc des différences de constitution pétrographique. Ceux-ci correspondent surtout à des contacts stratigraphiques, plus rarement à des contacts anormaux.

Les phénomènes les plus simples qui prennent naissance à la surface de séparation de deux milieux sont la réfraction et la réflexion. L'onde réfléchie émerge suivant une direction pratiquement verticale, ce qui exige un dispositif hydrophone placé au voisinage immédiat du point d'explosion qui en est l'origine. La profondeur de ces horizons réfléchissants, qui ne correspondent pas toujours à des limites de couches géologiques bien définies, peut-être déterminées, celle-ci étant fonction de la vitesse de propagation du son dans les différents milieux traversés et du temps de parcours que met l'onde réfléchie entre l'émetteur et le récepteur.

Nous nous limiterons ci-après à quelques considérations sur la réflexion, méthode géophysique la plus pénétrante qui ait été employée jusqu'à ce jour.

Prenons le cas simple d'un terrain dans lequel la vitesse de propagation du son est bien connue, recouvrant une surface de séparation entre deux horizons donnant lieu au phénomène de la réflexion. Nous supposerons que la surface supérieure du terrain homogène est horizontale, que le centre d'ébranlement se situe sur cette surface et que le miroir est plan et horizontal (fig. 4).

D'après la loi de la réflexion, le trajet parcouru par l'onde EBS est égal au trajet en partie virtuel $E'S = E'B + BS$ et le temps t mis par l'onde pour arriver en S après s'être réfléchie sur le miroir M, est égal à:

$$t = \frac{E'S}{V_1} . \tag{1}$$

En portant sur la normale en S au plan P, et vers le haut un segment σ (SA) proportionnel à t, on définit un point A par les coordonnées de S dans le plan horizontal et ayant comme troisième coordonnée une grandeur proportionnelle au temps de propagation de E en S.

Lorsque le point S se déplace dans le P, A décrit une surface appelée *surface indicatrice* des temps relative au point E et au miroir M. Cette surface peut être calculée si l'on se donne les éléments V_1 et M; mais on peut également la construire en déterminant en un nombre suffisant de points le temps de la réflexion.

Soient x, y les coordonnées de S, emplacement d'un géophone quelconque, et h la distance entre les deux plans P et M, on aura, en considérant le triangle $EE'S$, rectangle en E:

$$V_1^2 t^2 = \overline{E'S}^2 = \overline{EE'}^2 + \overline{ES}^2 = (x^2 + y^2) = 4h^2$$

et

$$t^2 = \frac{x^2 + y^2}{V_1^2} + \frac{4h^2}{V_1^2,} , \tag{2}$$

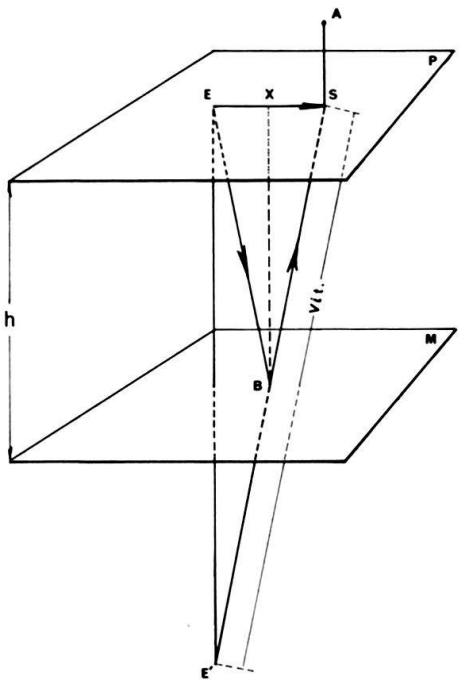


Fig. 4. Schéma du principe de la réflexion sismique.

Soit: E le point d'explosion
S l'emplacement du récepteur
P le plan horizontal sur lequel se trouvent E et S et qui limite supérieurement le milieu à vitesse V_1
M le «miroir» de réflexion séparant le premier milieu à vitesse V_1 de l'horizon sou-jacent à vitesse V_2
x la distance émetteur–récepteur
E' (hypocentre) le point symétrique de E par rapport au plan M
h l'épaisseur du premier terrain
B le point d'incidence

équation d'un hyperboloïde de révolution autour de l'axe des temps EE'. *L'indicatrice des temps*, courbe obtenue en portant en abcisse les distances des géophones, et en ordonnés les temps, en fasant y = const., est une hyperbole donnée par la formule:

$$t = \frac{1}{V^1}\sqrt{x^2 + 4h^2}. \tag{3}$$

En ne considérant que les sections méridiennes, on voit que les asymptotes donnent la vitesse V_1 et la cote du sommet fournit la profondeur h; dans ce cas, on aura:

$$t_{min} = \frac{2h}{V_1}. \tag{4}$$

Comme il est impossible d'observer des points à l'infini, on voit que la connaissance à priori de la profondeur, qui est donnée dans certains cas, indiquera la vitesse et que, lorsque la profondeur est inconnue, la vitesse sera d'autant mieux déterminée que les points de mesure se rapprocheront plus de l'asymptote.

2.3 *Remarques sur les réflexions parasites*

Lors du dépouillement des sismogrammes, il faut tenir compte des réflexions parasites qui peuvent amener des confusions. Il s'agit principalement des multiples et des anomalies provoquées par l'effet bulle.

2.31 *Les réflexions multiples* sont surtout intenses par faible épaisseur d'eau; ces multiples sont peu espacés (100 m d'eau donne une période de 133 ms), très énergiques et peuvent être en phase avec des horizons réels.

- Les réflexions du fond, dont l'écart avec la réflexion réelle correspond à l'épaisseur d'eau moins la profondeur d'immersion du dispositif. Ce multiple qui se répète sur l'enregistrement diminue d'intensité avec la profondeur.
- Les réflexions de la couche d'eau et ses multiples: les ondes émises par une source ponctuelle se propagent dans toutes les directions et sont en partie réfléchies par la surface de l'eau. Après réflexion sur le fond, celles-ci sont captées par l'hydrophone. On peu y remédier en partie, en immergeant faiblement la source sismique.

2.32 *L'effet bulle*, se produit peu après l'impulsion négative due à la réflexion de la couche d'eau. L'efficacité du signal est alors sensiblement réduite, la bulle étant soumise à des contractions et des expansions périodiques.

3. Observations sur les enregistrements et interprétation des données

Les réflexions dues au fond et au toit de la molasse peuvent être corrélées sans difficultés sur les enregistrements du lac Léman. On retrouve aussi certains réflecteurs, souvent difficiles à interpréter, dans les sédiments meubles et les dépôts morainiques.

Les enregistrements se présentent comme des «pseudo-coupes» géologiques car l'échelle verticale est distordue en raison de l'hétérogénéité des vitesses de transmission du son dans les différents milieux. On peut cependant y distinguer:

- les différents ensembles homogènes qui constituent les terrains quaternaires (glaciaires et postglaciaires) tout en fournissant une indication qualitative sur leur nature sédimentologique;
- l'ensemble homogène du substratum tertiaire avec des indications sur la tectonique.

3.1 *Vitesses utilisées pour le tracé des isobathes et des isopaques*

Les coupe-temps, qui représentent la durée du trajet aller et retour de l'onde qui se réfléchit sur un miroir, nécessitent une transformation en coupe-profondeur avant le tracé des isobathes ou des isopaques.

Une telle interprétation est subordonnée au rapport des vitesses dans les différents milieux en présence. La connaissance de ces vitesses constitue de ce fait, l'élément de base nécessaire à une évaluation quantitative des horizons sismiques.

Les vitesses utilisées pour nos interprétations résultent de travaux effectués dans d'autres circonstances. Les valeurs sont évidemment plus ou moins arbitraires et une certaine imprécision sur les épaisseurs ne peut-être évitée. Elles permettront cependant de connaître la topographie sous-lacustre de la molasse ainsi que l'épaisseur des formations quaternaires.

Les vitesses moyennes utilisées sont les suivantes:

- 1600 m/s pour les sédiments lacustres et glacio-lacustres; il s'agit essentiellement de vases, de sables-limoneux, de sables et de graviers;
- 2000 m/s pour la série morainique qui peut être constituée par des niveaux argileux plus ou moins importants;
- 2500 m/s pour la molasse (grès et marnes).

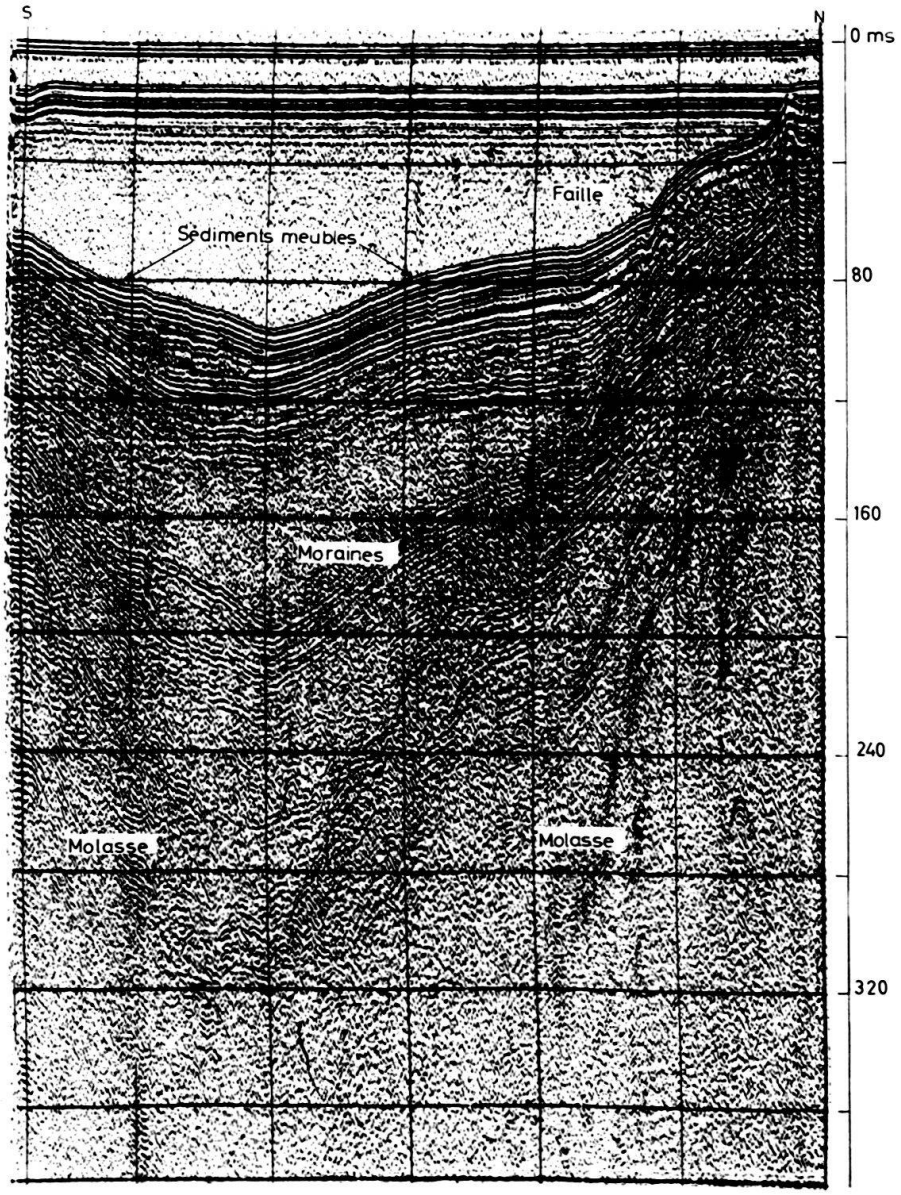


Fig. 5. Profil T6 (transverse) du Petit Lac.

3.2 *Commentaires sur les coupes sismiques*

A titre d'exemple, nous publions quelques coupes sismiques du Petit Lac et de l'anticlinal sous-lacustre d'Yvoire. L'espacement entre les traits horizontaux interrompus tout les cinq minutes correspond à 40 ms (millisecondes).

Quatre niveaux sismiques ont été retrouvés en profondeur:

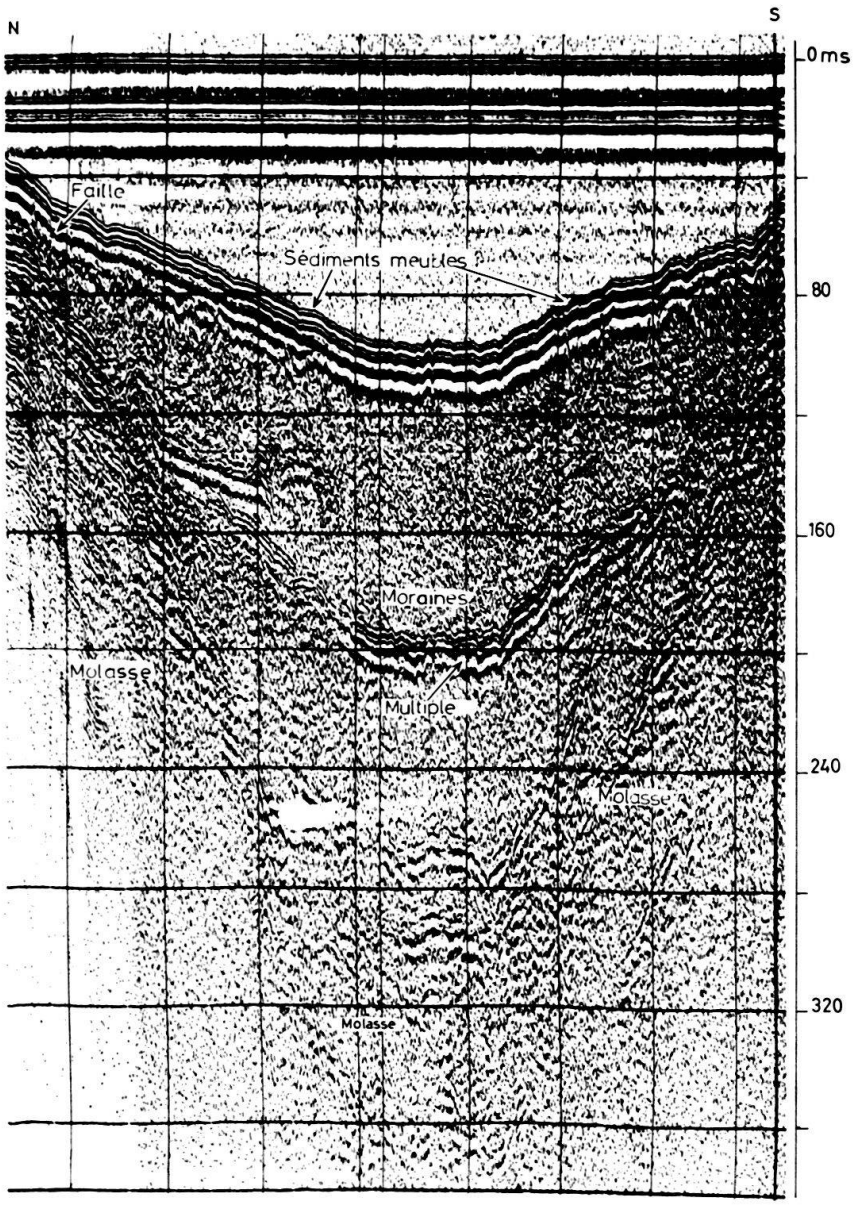


Fig. 6. Profil T1 (transverse) du Petit Lac.

- en surface les sédiments lacustres, silts et vases, reconnaissables à la succession dense de réflecteurs prononcés et parallèles;
- les sédiments glacio-lacustres caractérisés par une série de réflecteurs faibles et discontinus et dont le passage avec le lacustre doit être masqué par une discontinuité importante dans les propriétés physiques des sédiments;
- les formations morainiques (complexe de moraine argileuse et sablo-graveleuse, de limons sableux ou argileux et d'argile) sont facilement reconnaissables au gris diffus observé sur les enregistrements et correspondent à un milieu plus ou moins diffractant. Souvent, en profondeur, on observe un miroir plus ou moins net qui pourrait correspondre à la limite de deux formations morainiques distinctes,

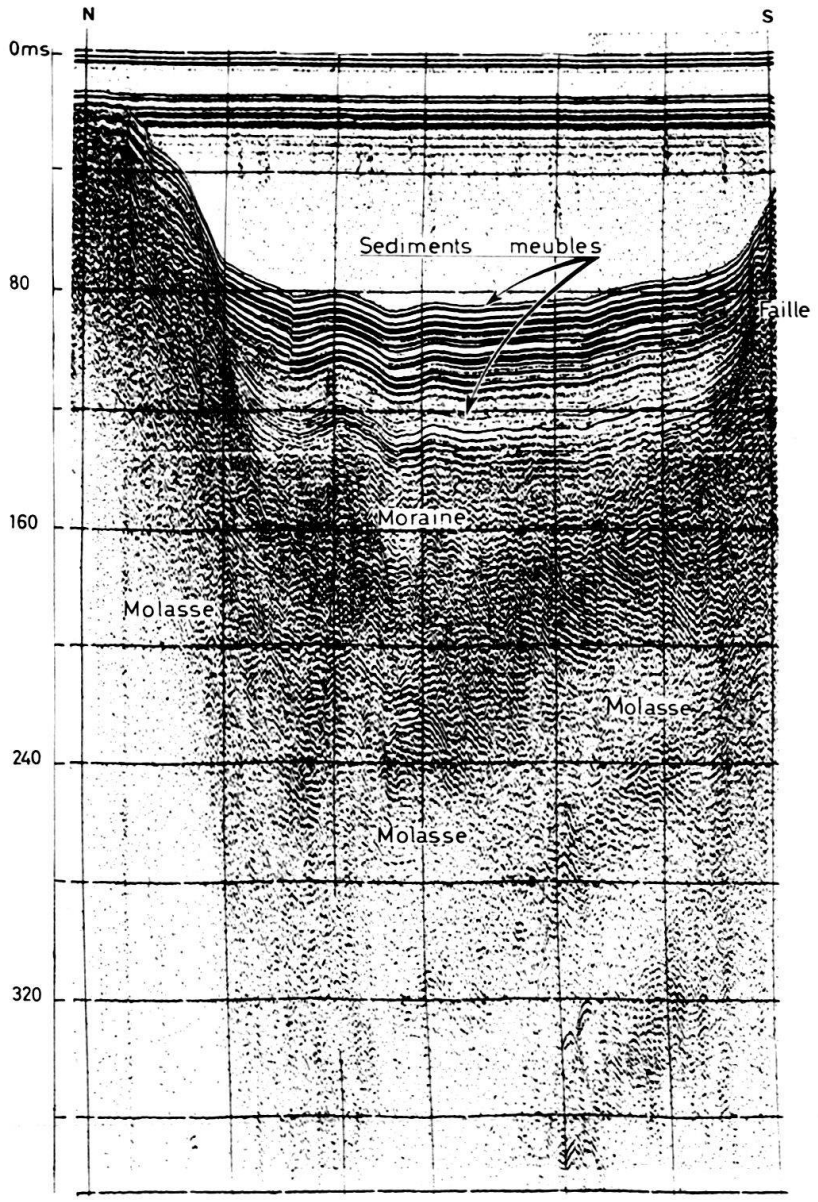


Fig. 7. Profil T9 (transverse) du Petit Lac.

- le substratum tertiaire, constitué par de la molasse, donne un réflecteur très net. Cet horizon a été retrouvé sur tous nos profils sismiques. Son identification s'est faite par raccordement à la rive suisse du Petit Lac, où la molasse affleure en de nombreux endroits.

Les profils des figures 5, 6 et 7 de direction sensiblement nord–sud, recoupent le Petit Lac et donnent une image assez précise d'une vallée dissymétrique avec une rive française plus inclinée. On peut facilement suivre le toit de la molasse qui est affectée par des failles longitudinales et transversales.

Sur la rive suisse, la molasse donne une impression de gradins. Les profils transversaux peuvent facilement être corrélés entre eux grâce à des profils longitudinaux (planche). Cette molasse du substratum est recouverte par une masse importante de sédiments quaternaires. Un examen détaillé de coupes montre des parties surcreusées

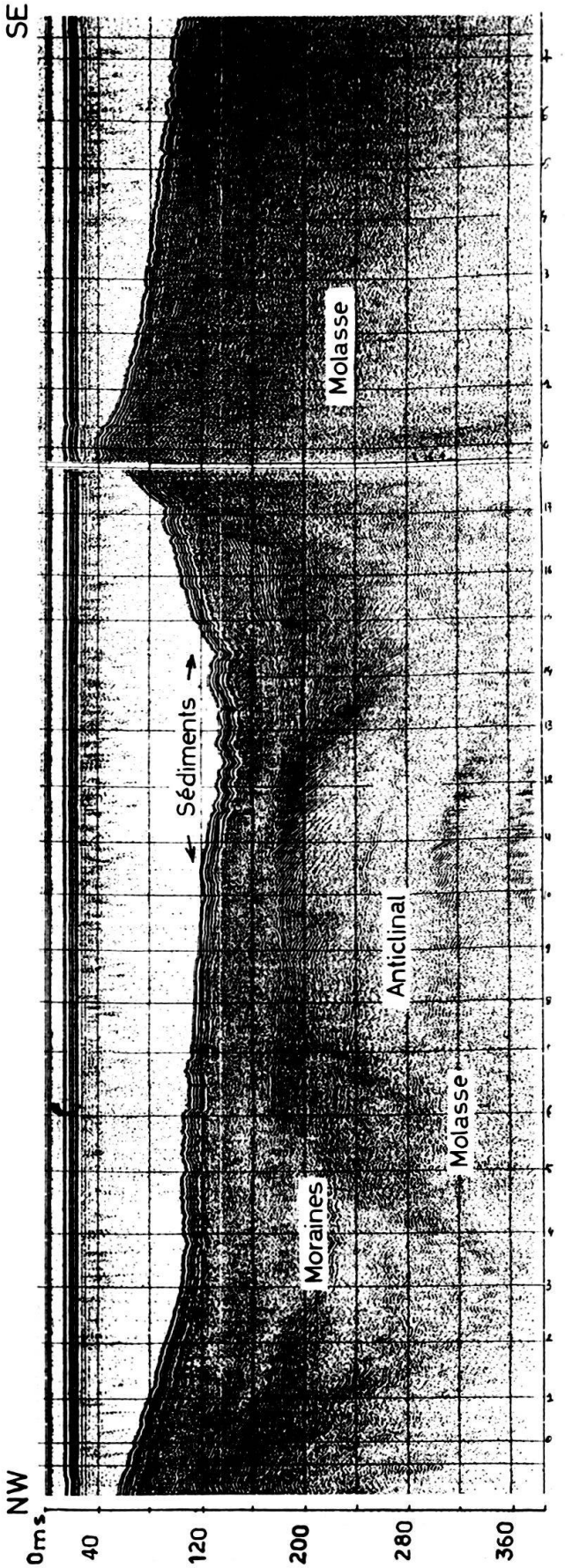


Fig. 8. Profil transverse de l'anticlinal d'Yvoire: T16.

qui ont certainement été comblées en premier, avant les remplissages successifs qui ont gagné en extension.

Les coupes des figures 8 et 9 montre une structure et une morphologie de la molasse différente de celle du Petit Lac. Il en est de même du recouvrement quaternaire qui est très réduit et presque inexistant en certains endroits. Ces enregistrements donnent une image nette de la morphologie du Tertiaire où l'anticlinal sous-lacustre d'Yvoire est particulièrement visible. Sur le profil T 16 (fig. 8) on se rend compte que celui-ci a été arasé par l'érosion.

3.3 *Remarques sur les coupe-temps* (fig. 10 et 11)

Les coupe-temps, résultant de l'interprétation des enregistrements sismiques, nous ont permis de retracer les limites entre les différentes unités en faisant ressortir les accidents, les réflecteurs sismiques et les anomalies affectant le substratum molassique.

Trois unités principales ont été mises en évidence:

1. les sédiments lacustres et glacio-lacustres,
2. les moraines,
3. le substratum tertiaire molassique.

De nombreux accidents affectent les deux rives du Petit Lac (fig. 10). Il s'agit de failles dont nous ne connaissons pas le pendage et le rejet. La rive Nord se caractérise par une série de failles longitudinales et parallèles déterminant une structure en gradins particulièrement bien visible sur les coupe-temps. Au voisinage des rives, la molasse affleure pratiquement au fond du lac et le recouvrement quaternaire est faible ou quasi inexistant.

D'après les coupe-temps de la figure 11, les formations post-glaciaires sont très peu épaisses dans le secteur est de la zone prospectée. Par contre, les moraines se composent de plusieurs niveaux sismiques qui pourraient correspondre à des apports successifs. L'anticlinal sous-lacustre de Messery, bien visible dans le secteur d'Yvoire, s'estompe progressivemtnt vers le nord.

4. Le Petit Lac

4.1 *Généralités et morphologie*

Le Petit Lac s'étend au nord de Genève quasi parallèlement aux plis de la chaîne du Jura tout proche. Vers le nord, sa limite géographique se situe au détroit de Promenthoux. Les dimensions de ce bassin sont modestes par rapport à celles de l'ensemble du Léman:

- *Sa superficie* est de 79 km^2, soit un peu plus du dixième de celle du Léman (582 km^2).
- *Son volume* est proportionnellement encore plus faible puisque seulement de 3 km^3 vis-à-vis des 83 km^3 du Léman.
- *Sa profondeur maximale* est de 76 m (310 m pour le Léman).
- *Sa profondeur moyenne* de 41 m est inférieure au tiers de celle du Léman qui est de 153 m.

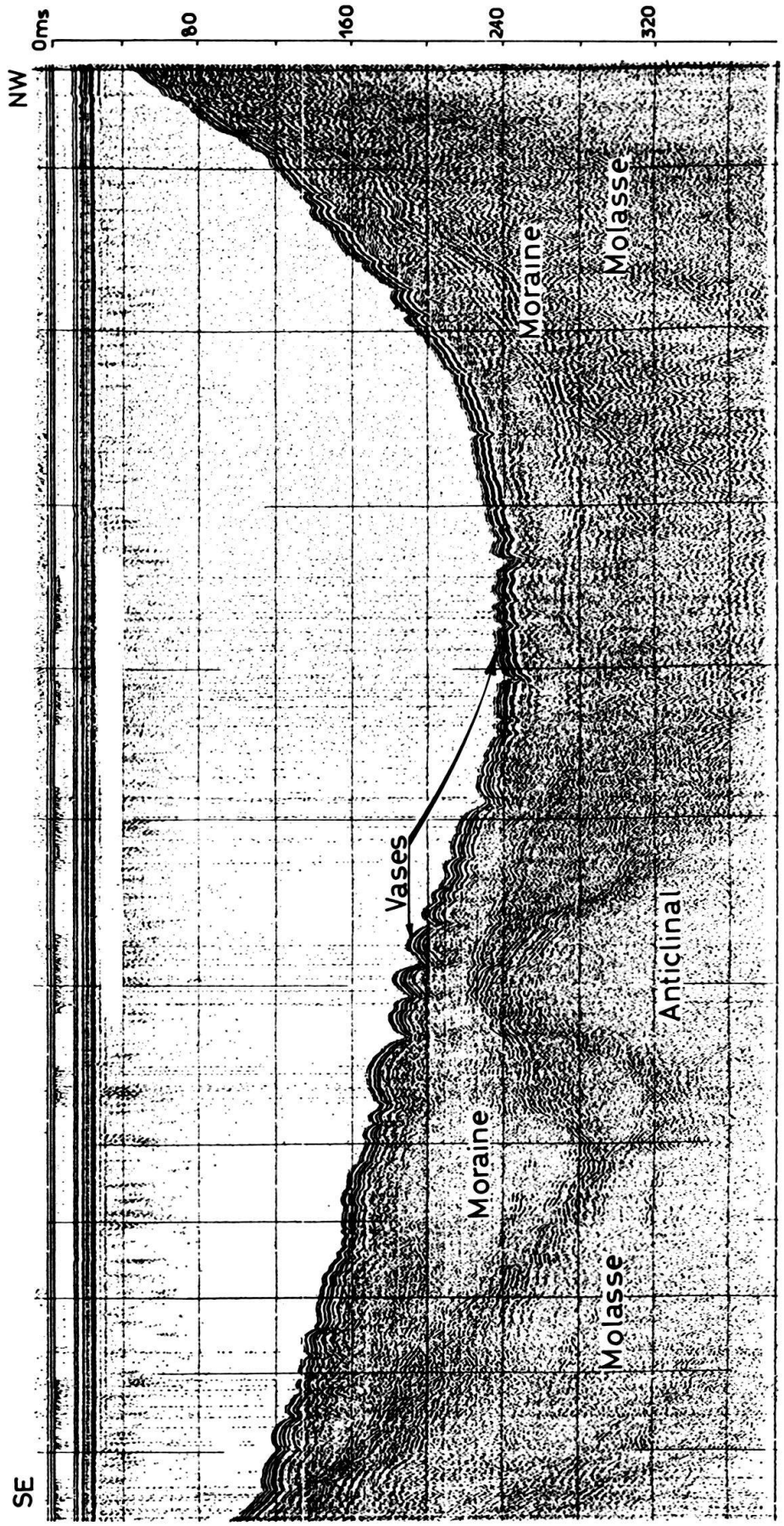


Fig. 9. Profil transverse de l'anticlinal d'Yvoire: T 23.

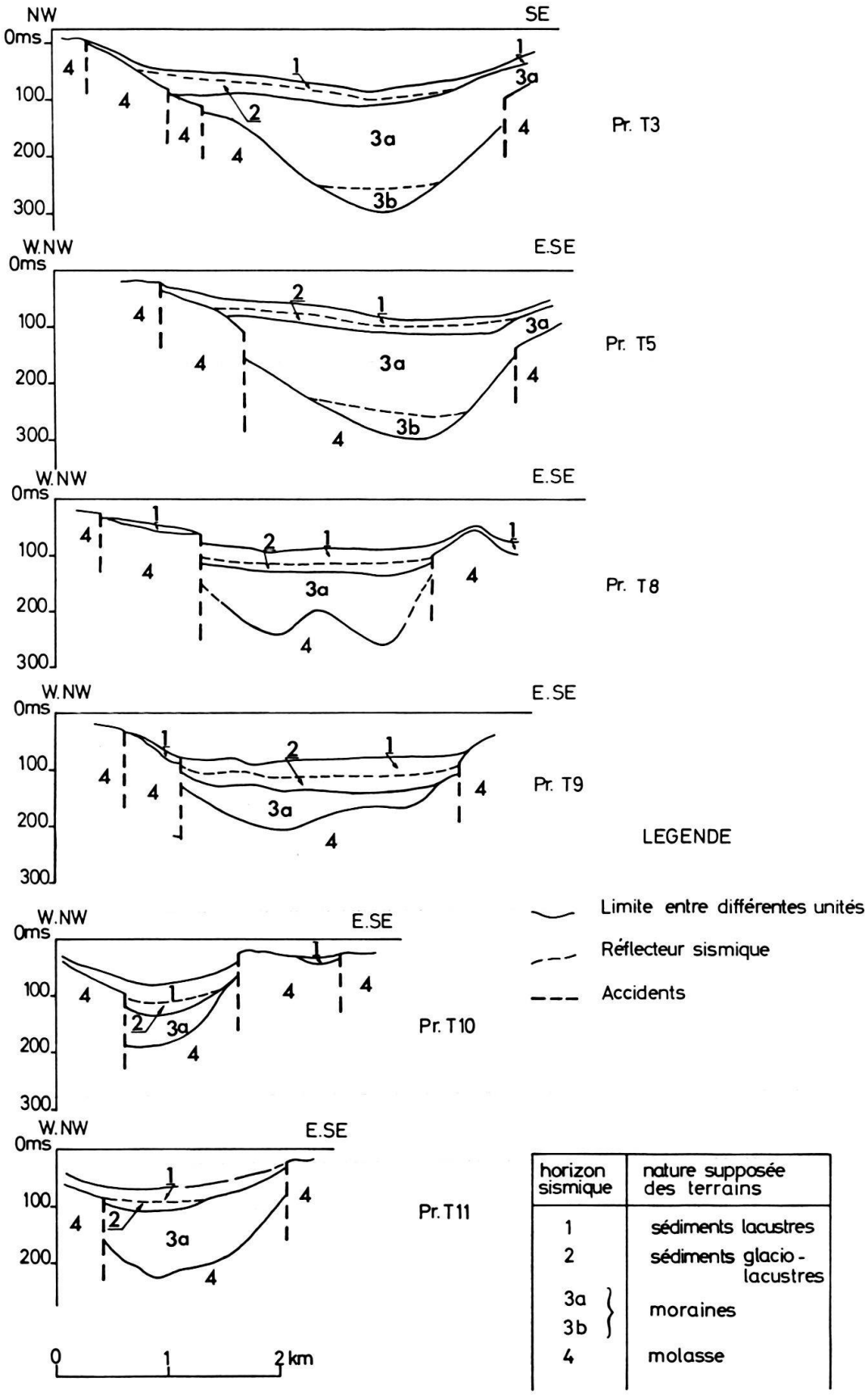


Fig. 10. Coupe-temps: profils transverses sismiques du Petit Lac.

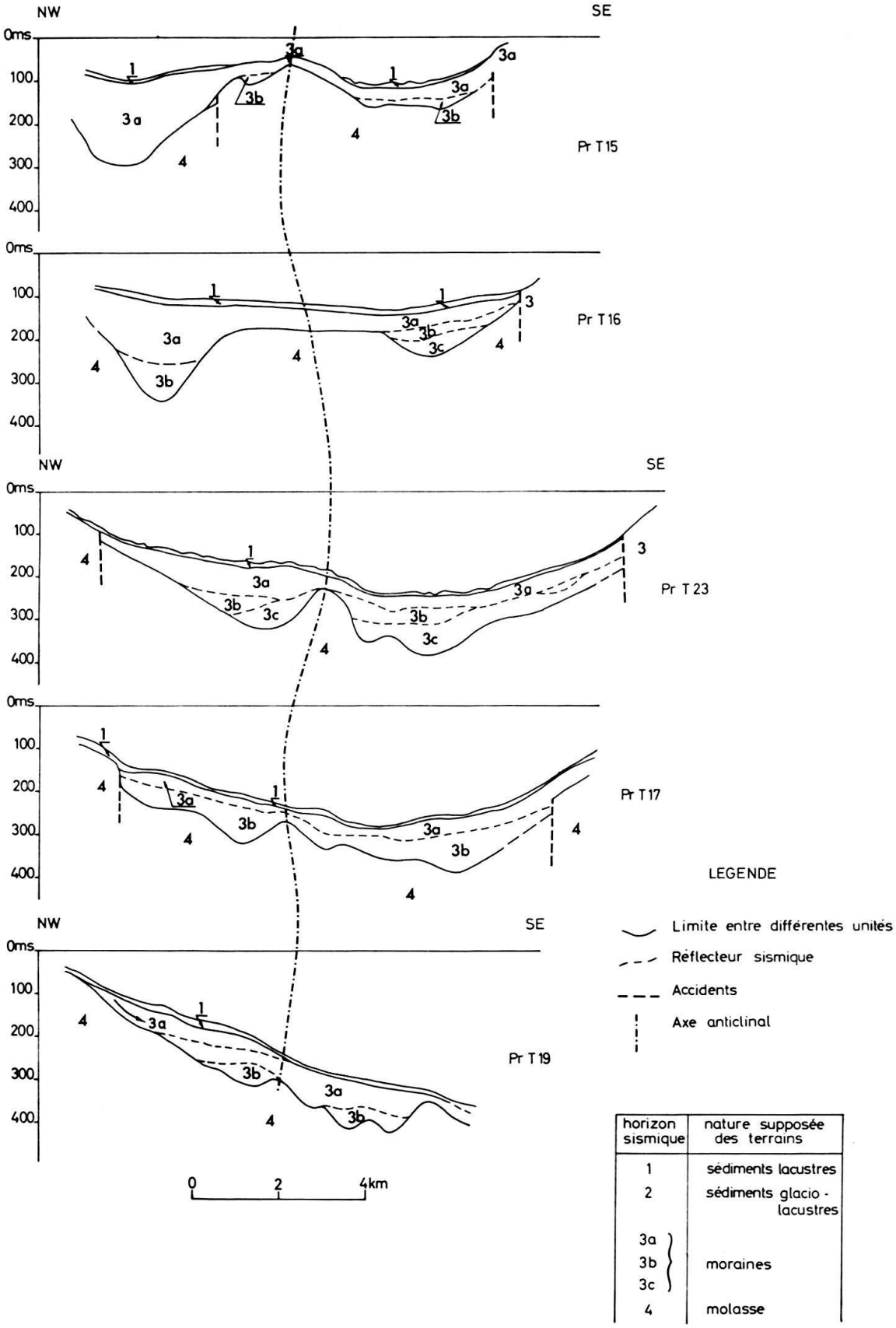


Fig. 11. Coupe-temps: profils sismiques recoupant l'anticlinal de Messery.

Ce lac a une morphologie de vallée inondée, large de 2 à 5 km et longue d'une vingtaine de kilomètres. Il reçoit un certain nombre d'affluents de peu d'importance dont les principaux sont la Promenthouse, le Boiron, la Versoix et l'Hermance.

Les apports liquides et sédimentaires de ces affluents sont très faibles et seules les crues ont une relative importance. Plus du 95 % du flux liquide qui traverse le lac provient du Grand Lac et emprunte le détroit de Promenthoux.

Les apports sédimentaires sont quasi nuls. Seuls quelques courants côtiers sont susceptibles d'introduire dans le Petit Lac des sédiments en provenance du Grand Lac. Il est possible que certains courants turbides rhodaniens puissent exceptionnellement atteindre le détroit de Promenthoux et apporter aux sédiments du Petit Lac une partie de leurs minéraux argileux. Ceci reste à prouver. Aussi, nous pouvons dire que les sédiments détritiques du Petit Lac pour leur totalité (ou presque) proviennent: des affluents lors des crues, de l'érosion des rivages et du remaniement des formations tertiaires, des moraines et des sédiments glacio-lacustres et lacustres affleurant dans le Petit Lac lui-même. Une sédimentation chimique, biochimique ou biodétritique existe dans ce bassin, mais son importance relative doit encore être établie.

La bathymétrie du Petit Lac montre la présence de cinq «fosses» dont trois ont une certaine importance. Celle de Nyon–Nernier, à l'amont, est la plus profonde avec ses 76 m. Ces fosses sont séparées les unes des autres par des barres ou seuils. Celui de Promenthoux–Yvoire est le plus important.

A la hauteur de Versoix, le Petit Lac présente un léger étranglement et sur rive gauche, la pointe de Bellerive se prolonge sur plus d'un kilomètre par un haut-fond appelé les «Hauts Monts».

4.2 *Les sédiments du Petit Lac*

La période d'une vingtaine de millions d'années qui s'étend de la fin de la sédimentation molassique tertiaire jusqu'à l'apparition des premiers glaciers n'a laissé aucun dépôt connu. Par contre, un certain nombre de déformations tectoniques ont affecté ce bassin et un réseau hydrographique différent de l'actuel s'est établi. C'est donc essentiellement une période d'érosion et l'arrivée des glaciers quaternaires va coïncider avec un remblayage total ou partiel de cet ancien réseau hydrographique. Le Petit Lac occupe l'un de ces anciens sillons partiellement comblé, encadré par les dorsales de Pregny et de Cologny. A l'ouest de la dorsale de Pregny, s'étend le sillon de Montfleuri-Colovrex alors qu'à l'est de la dorsale de Cologny, le sillon de la Seymaz-Thônex est encore emprunté de nos jours par un affluent de l'Arve, la Seymaz.

Le comblement du sillon du Petit Lac est important et il a fallu attendre les sondages des profils de la rade de Genève pour avoir une coupe complète, car ce sont les seuls forages qui ont atteint et traversé la moraine. Le plus complet est le profil n° 1 qui va du Parc Mon-Repos, sur la rive droite, à la jetée de la Société nautique, sur la rive gauche. Au centre de la rade et à 400 m du Port Noir, on observe la coupe suivante (Lombard et Cuenod 1965):

372 m	altitude du plan d'eau lémanique	
4,50 m	can	lac
4,90 m	limon crayeux riche en organismes	lacustre

28,40 m	limon argileux azoïque à rares graviers et débris de grès molassiques	glacio-lacustre
7,70 m	moraine argileuse	moraine würmienne
9,00 m	limon argileux	interglaciaire Riss-Würm
35,5 m	moraine graveleuse à niveaux sableux et argileux	Riss
dès 282 m	molasse grise	Chattien

Sur les rives, entre la moraine würmienne et les marnes à lignite de l'interglaciaire, s'intercalent les graviers de l'«alluvion ancienne». Leur épaisseur atteint environ 25 m sur la rive droite.

En remontant vers l'amont, sur rive gauche, dans la région de la Belotte–Collonge, une série de sondages avaient été effectués par le Service des eaux de Genève entre 1929 et 1930. Etudiés par E. JOUKOWSKI et J. PH. BUFFLE (1938), J. FAVRE (1935) et W. LÜDI (1939), ils ont permis d'établir la statigraphie suivante:

Craie lacustre	6,60–14,75 m
Sédiments de transition crayeux-argileux	0,80– 2,85 m
Sédiments glacio-lacustres	

L'épaisseur de ces séries diminue en allant de la rive vers le large et le passage de l'une à l'autre est progressif. Les études de ces auteurs ont permis d'établir le schéma suivant la sédimentation du Petit Lac:

1. Le glacier du Rhône envahit le bassin lémanique et dépose ses moraines qui colmatent l'ancien réseau hydrographique.
2. Le glacier du Rhône en fusion recouvre encore complètement le Léman et flotte sur les eaux de la nappe lémanique. Il se dépose alors les *sédiments glacio-lacustres* dans lesquels on rencontre des cailloux anguleux d'origine alpine pouvant atteindre une taille de 10 cm (J. FAVRE 1935, p. 302). Ils sont distribués irrégulièrement dans un sédiment stratifié. J. FAVRE considère ce glacio-lacustre comme étant une moraine stratifiée et varvée, déposée sous l'eau. On y rencontre déjà des pollens de Pins et de Salix, des Coccolithes et des Discoastéridés. Vers le haut de cette formation, les cailloux d'origine alpine deviennent plus rares et de plus petite taille.
3. Le glacier du Rhône, dans sa dernière phase de retrait, ne recouvre que partiellement le Léman. De son front, des icebergs se détachent. C'est alors que se déposent les couches de transition qui renferment encore des graviers d'origine rhodanienne, mais beaucoup moins abondants que dans les sédiments glacio-lacustres. C'est alors aussi qu'apparaissent le plancton végétal et animal et les Diatomées et que la sédimentation carbonatée débute.
4. Le glacier du Rhône a totalement évacué la cuvette lémanique et les premiers Mollusques et Characées font leur apparition. Nous sommes maintenant à la période d'Alleröd et les auteurs anciens et actuels semblent d'accord sur ce point (LÜDI 1939 et FREYMOND 1970).

Une stratigraphie très précise basée sur la palynologie a été établie par J. SAUVAGE (1969) en collaboration avec C. SERRUYA (1969). Il ressort de ces travaux que la distinction des sédiments de transition crayeux-argileux n'a probablement qu'une valeur locale peut-être limitée au Petit Lac ou même à sa partie aval. On peut donc admettre que les sédiments glacio-lacustres et les sédiments de transition représentent le tardiglaciaire alors que les craies lacustres datent du postglaciaire.

Relevons cependant la précarité de l'appellation «craie lacustre» (VERNET et PARENT 1970). Ce faciès crayeux ne s'étend pas sur l'ensemble du Léman mais est limité à certaines zones côtières et à une grande partie du Petit Lac. Le travail de J. ROMIEUX (1930) est significatif à cet égard.

Sur la base de ce qui vient d'être exposé, nous avons, lors du dépouillement des sismogrammes, distingué les trois types de sédiments suivants:

1. glaciaires et interglaciaires, préwürmiens et würmiens,
2. glacio-lacustres ou tardiglaciaires,
3. lacustres ou postglaciaires et holocènes.

4.3 *L'origine du Petit Lac*

Les géologues et les géographes se sont préoccupés de ce problème dès le début du XIXe siècle, et dès cette période, les nombreuses théories émises font appel à trois causes principales:

1. l'érosion glaciaire,
2. l'érosion fluviale,
3. l'influence tectonique.

Les ultraglacialistes tel que A. RAMSY (1862), T. TYNDALL (1962), et A. PENCK et E. BRÜCKNER (1909) voient dans le Léman et particulièrement dans le Petit Lac un lac de surcreusement glaciaire.

De nombreux auteurs à la suite de M. LUGEON (1897) proposent une origine mixte due aux érosions fluviales et glaciaires. Cela implique un certain nombre de captures et un écoulement rhénan par la dépression de la Venoge.

Dans ce cadre général, E. JOUKOWSKI (1927) admet que le Petit Lac est un «appendice de capture» occupé par un tributaire préglaciaire de l'Arve et que la capture du Grand Lac par le Petit Lac aurait eu lieu durant l'interglaciaire Mindel-Riss.

Un troisième groupe d'auteurs admet une origine tectonique comme cause principale du lac. Le premier, à notre connaissance, que le problème de l'origine du Léman aie préoccupé est M.L.A. NECKER (1841). Cet auteur admet la présence «d'affaissements considérables» liés au voisinage des Alpes.

Plus tard, C. LYELL (1864) pense que le soulèvement des Alpes a été suivi d'un affaissement par rapport au plateau; il sera suivi par A. HEIM (1894) et M. SCHARDT (1898).

F.A. FOREL (1892, p. 201–331) discute longuement les diverses théories proposées et pour le Léman admet un affaissement de la partie alpine de la vallée d'érosion. Cet affaissement serait généralisé à l'ensemble du massif alpin. Dans cette hypothèse, il y a donc aussi une combinaison entre l'érosion fluviale et un fossé tectonique avec pour terminer un comblement progressif du bassin par les sédiments.

Plus récemment, Aug. LOMBARD (1939) dit que la structure du bassin du Léman est fonction du plissement alpin et qu'en particulier il existe une relation étroite entre la tectonique du Petit Lac et les Préalpes ultrahelvétiques. Le seuil du Petit Lac à Genève correspondrait à la «transversale de Genève» décrite par A. PAREJAS (1938) alors que la cuvette elle-même s'étend au droit de la nappe ultrahelvétique et de la molasse subalpine charriée au front des Voirons. Le Léman est donc limité au sud

par la transversale de Genève et au nord par celle du Jorat; si le Grand Lac correspond à une zone affaissée, le Petit Lac est le seul sillon immergé d'une région surélevée, limitée à l'est par la transversale de Boisy et à l'ouest par celle de Genève.

C. SERRUYA (1967, 1969) admet l'existence, dès la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène, d'une vallée prélémanique circumalpine et la présence d'une ancienne Arve s'écoulant par la baie de Sciez. L'axe anticlinal d'Yvoire limitant vers le nord-ouest cette vallée. La dépression synclinale du Petit Lac n'aurait été submergée que beaucoup plus tard lors du retrait des glaciers.

5. Données nouvelles sur les sédiments du Petit Lac

La carte des isobathes du toit de la molasse montre l'existence d'un certain nombre de verrous ou d'étranglements (fig. 15). Il est intéressant de constater que malgré le remplissage sédimentaire important les barres de Promenthoux, de Messery et d'Hermance (voir FOREL 1892, p. 58) correspondent aux verrous que nous avons découverts (fig. 1). La morphologie du toit de la molasse apparaît donc, quoique très atténuée et malgré une couverture sédimentaire dont l'épaisseur maximum est de 180 m dans la fosse Nyon–Nernier, de 140 m dans la fosse de Tougues et de 70 m dans celle de Bellevue. Les sédiments du Petit Lac déterminent donc un biseau dont l'extrémité est orientée vers l'aval. Leur accumulation est limitée au sillon du Petit Lac alors que les rives sont constituées de molasse affleurante à l'aval d'une ligne Céligny–Corsier ou recouverte d'une faible épaisseur de sédiments de 10 à 20 m en moyenne. Nous nous devons de préciser que la méthode et le bateau utilisés ne permettent pas une étude détaillée des rives.

Les profils sismiques transverses du Petit Lac montrent localement l'existence d'un horizon sismique dans les moraines. Nous avons désigné par 3b la moraine «inférieure» et par 3a la moraine «supérieure». En se basant sur l'étude des sondages de la rade de Genève (LOMBARD et coll. 1965) et nos connaissances de la stratigraphie des formations quaternaires de la région, nous pouvons attribuer le 3b à un interstade du Würm, à l'interglaciaire Riss-Würm ou à la moraine rissienne. Par contre, le 3a correspond au Würm (fig. 10). Dans le Grand Lac, nous avons rencontré localement de part et d'autre de la dorsale anticlinale de Messery, un horizon 3c inférieur à 3b (fig. 11). Les dépôts glaciaires sont limités, ou presque, au sillon du Petit Lac et à celui du creux de Sciez. La couverture morainique et mince ou absente sur la rive suisse du Grand Lac.

Les dépôts glaciaires ont comblé et nivelé l'ancienne morphologie du toit de la molasse. Ils ont été à leur tour recouverts par les sédiments glacio-lacustres et lacustres. La carte des isopaques des sédiments glacio-lacustres (fig. 13) montrent que ceux-ci se sont accumulés dans l'axe du sillon et que leur épaisseur varie de 0 à 25 m environ. Il est probable que le glacier reposait alors sur les bords de la cuvette du Petit Lac et n'était flottant que dans la zone centrale du sillon (fig. 10).

Les sédiments lacustres ou postglaciaires et holocènes se sont sédimentés sur l'ensemble du bassin en une couche régulière de 0 à 10 m d'épaisseur au voisinage des rives et de 10 à 20 m au centre du bassin.

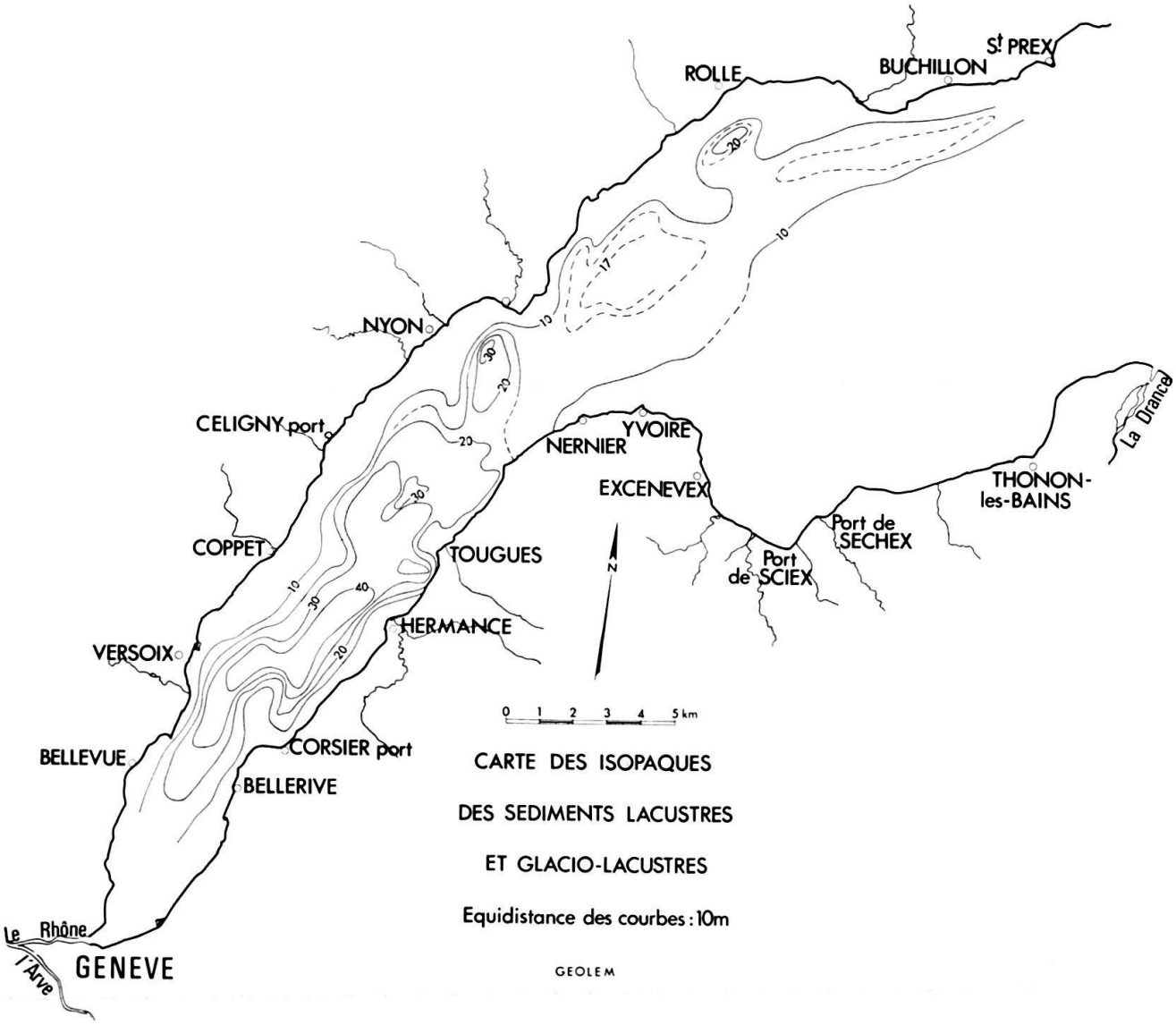


Fig. 12. Carte des isopaques des sédiments lacustres et glacio-lacustres.

La plus grande épaisseur de sédiments glacio-lacustres et lacustres se rencontre au pied des Hauts Monts et dans la fosse de Chevrens. Dans le Grand Lac entre Thonon et Rolle, les dépôts les plus puissants sont situés dans la prolongation du sillon du Petit Lac où ils varient de 10 à 20 m. Sur le flanc SE de l'anticlinal de Messery, les épaisseurs sont de l'ordre de 10 m.

Les chiffres que nous venons de citer pour le Petit Lac et le Grand Lac sont du même ordre de grandeur que ceux relevés par JOUKOWSKI à Ruth et à la Pointe à la Bise, par A. LOMBARD dans la rade de Genève et par C. SERRUYA dans la fosse de Nernier et la région de Rolle–Thonon.

Cependant, c'est la première fois que des cartes d'isopaques des sédiments récents sont établies. Les passages des dèpôts morainiques aux sédiments glacio-lacustres et de ceux-ci aux sédiments lacustres étant graduels, l'estimation des épaisseurs peut,

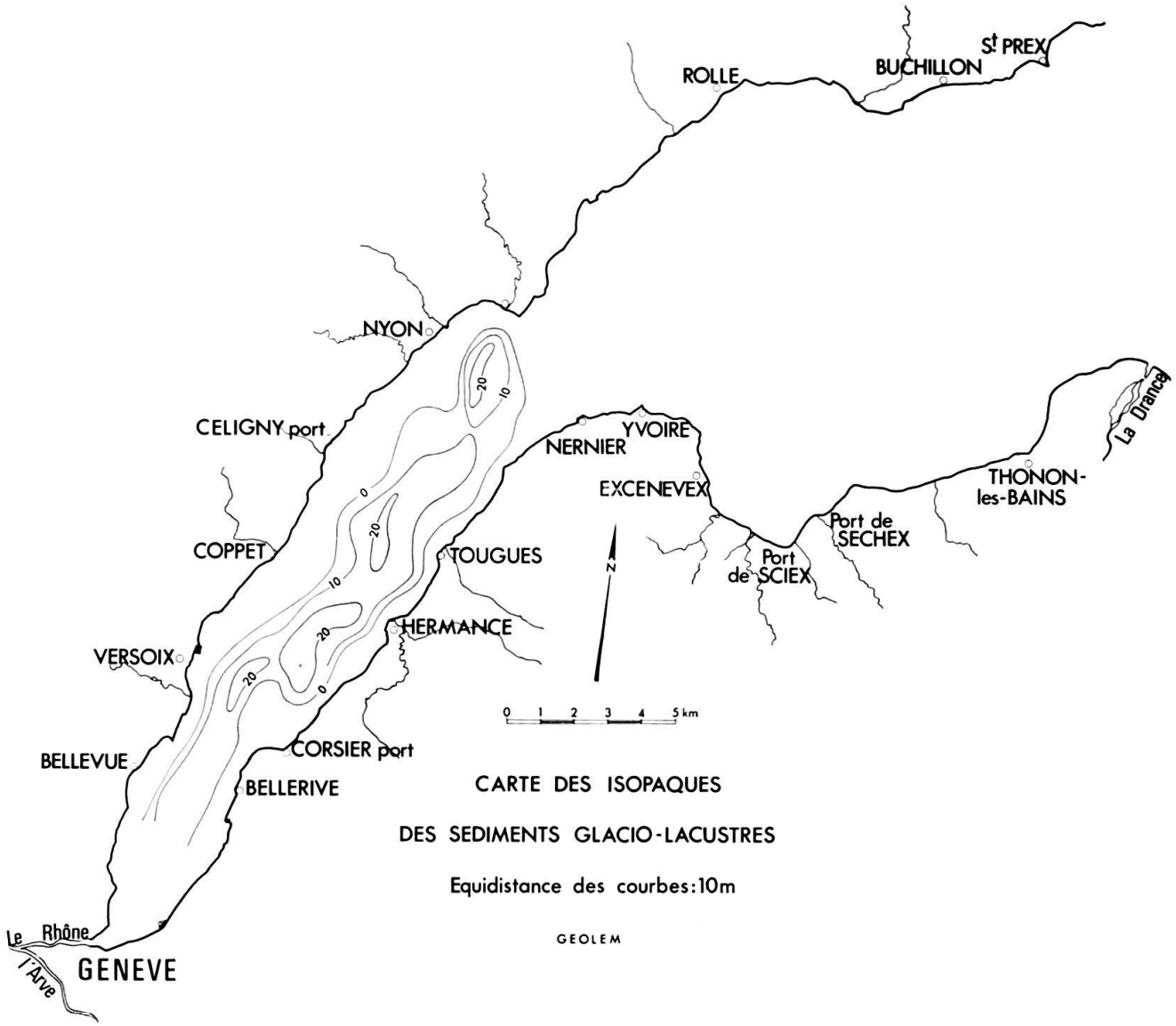


Fig. 13. Carte des isopaques des sédiments glacio-lacustres.

dans certains cas, être entachée d'erreur, mais les grandes lignes de la sédimentation ont pu être mise en évidence.

6. Données nouvelles sur la structure du Petit Lac

Les vitesses moyennes utilisées pour déterminer les épaisseurs des horizons sismiques n'étant qu'approximatives, il nous a paru important de tracer la carte des isochrones de la molasse (fig. 14).

On y retrouve l'axe synclinal du Petit Lac que l'on peut suivre aisément ainsi que le passage de l'anticlinal d'Yvoire qui va en s'estompant. D'autre part, les isochrones accusent localement un resserrement dû à l'existence de barres molassiques.

La carte des isobathes du toit de la molasse est beaucoup plus parlante (fig.15). Une longue vallée d'érosion a été taillée dans la gouttière synclinale du Petit Lac.

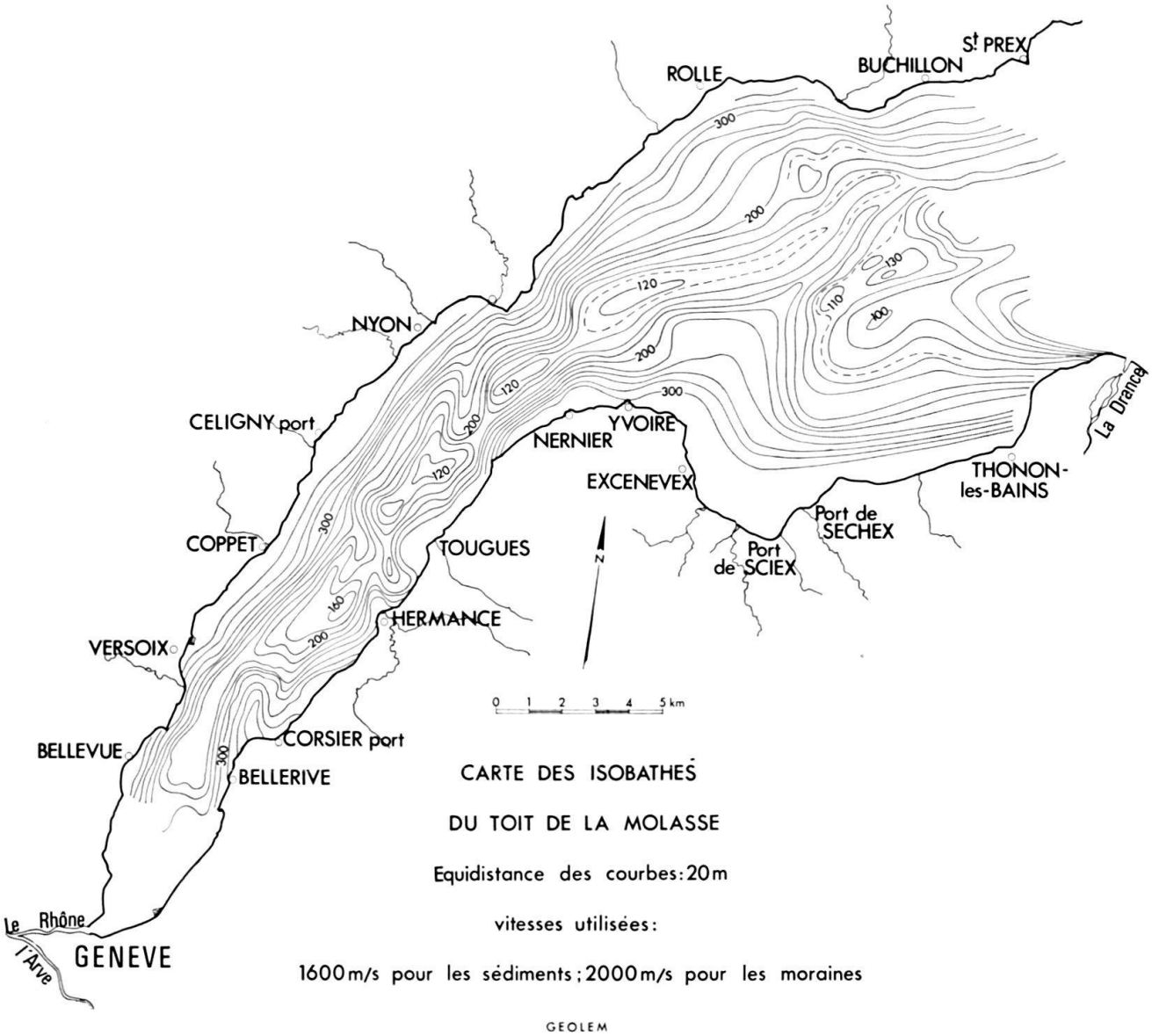


Fig. 14. Carte des isochrones du toit de la molasse.

Cette vallée est compartimentée par des barres entaillées de cluses. Citons le promontoire des Hauts Monts, la barre d'Hermance–Céligny, celle de Messery–Nyon et celle de Promenthoux–Yvoire. Nous avons vu précédemment que cette morphologie se reflétait, très atténuée, sur la bathymétrie actuelle du Petit Lac. Cette vallée avait une pente générale SW–NE de 3 à 4% sur les 30 km qui séparent Bellevue de l'Aubonne. Cette pente n'est pas régulière car un certain nombre de cuvettes jalonnent cette vallée. Les zones les plus basses de cette vallée molassique ont une altitude d'environ + 120 m.

La carte structurale du Petit Lac (fig. 16) et les coupe-temps (fig. 10) résument nos découvertes sur la tectonique du synclinal du Petit Lac.

Le synclinal du Petit Lac est faillé longitudinalement et le compartiment abaissé est toujours celui qui regarde vers l'axe du synclinal. Sur la rive droite, 2 failles

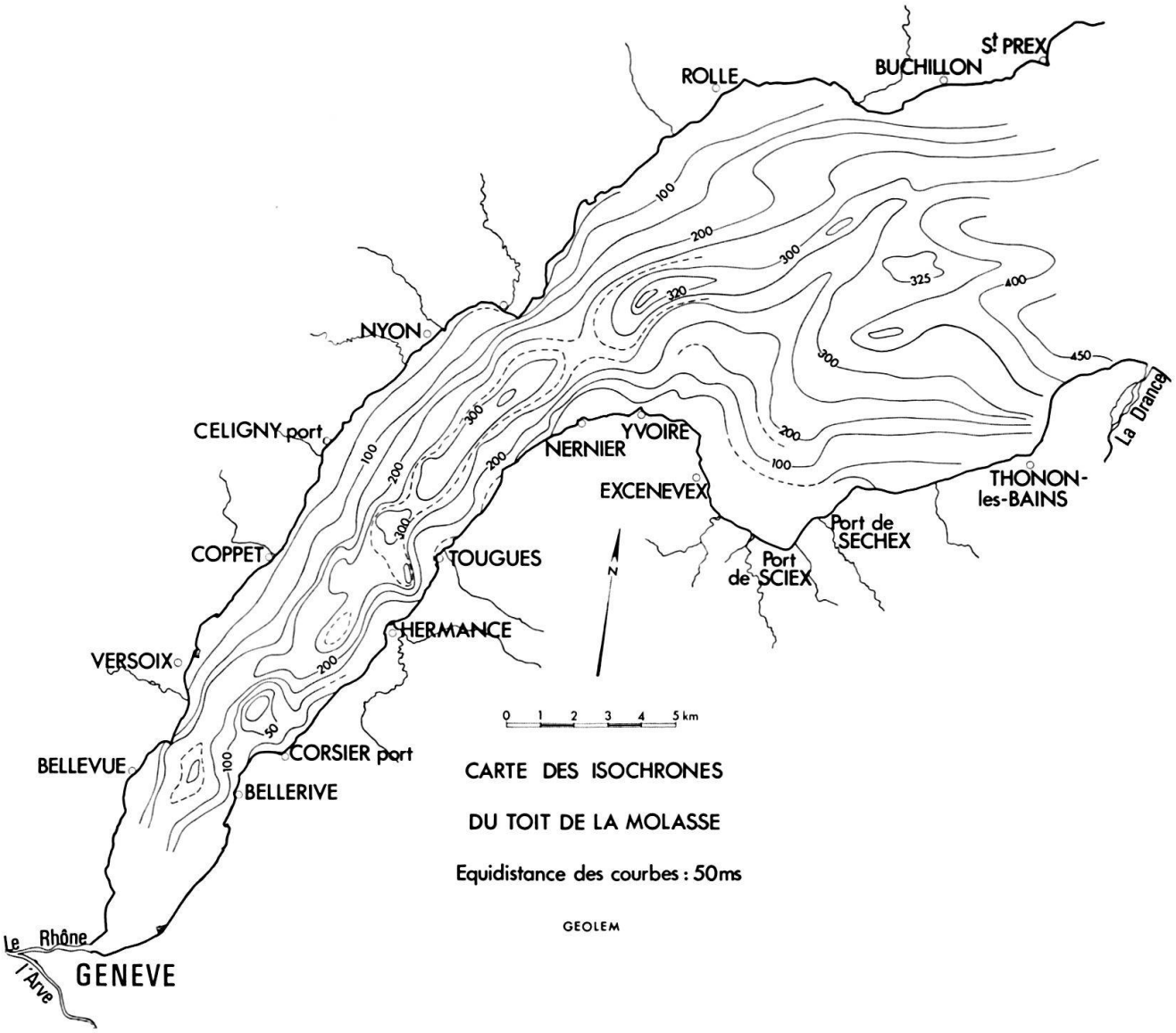


Fig. 15. Carte des isobathes du toit de la molasse.

parallèles déterminent de ce fait un gradin alors que sur la rive gauche, il n'y a qu'une faille. C'est peut-être la raison de l'apparente asymétrie du synclinal du Petit Lac dont le flanc SE est plus redressé que le flanc NW. Il n'a pas été possible de mesurer l'inclinaison de ces failles qui ont donc été dessinées comme étant verticales sur les coupe-temps (fig. 10). Il en résulte que nous avons probablement une sorte de fossé tectonique très atténué.

Cette structure, relativement simple, est compliquée par la présence de décrochements transversaux d'importance variable. On distingue un premier groupe de fractures aval dans la région de Versoix que l'on doit mettre en relation avec le décrochement du col de la Faucille. Dans ce réseau de failles et de décrochement, les Hauts Monts apparaissent comme un horst. G. Amberger (1971) a relevé la présence de horsts sur rive droite dans cette même région de Versoix.

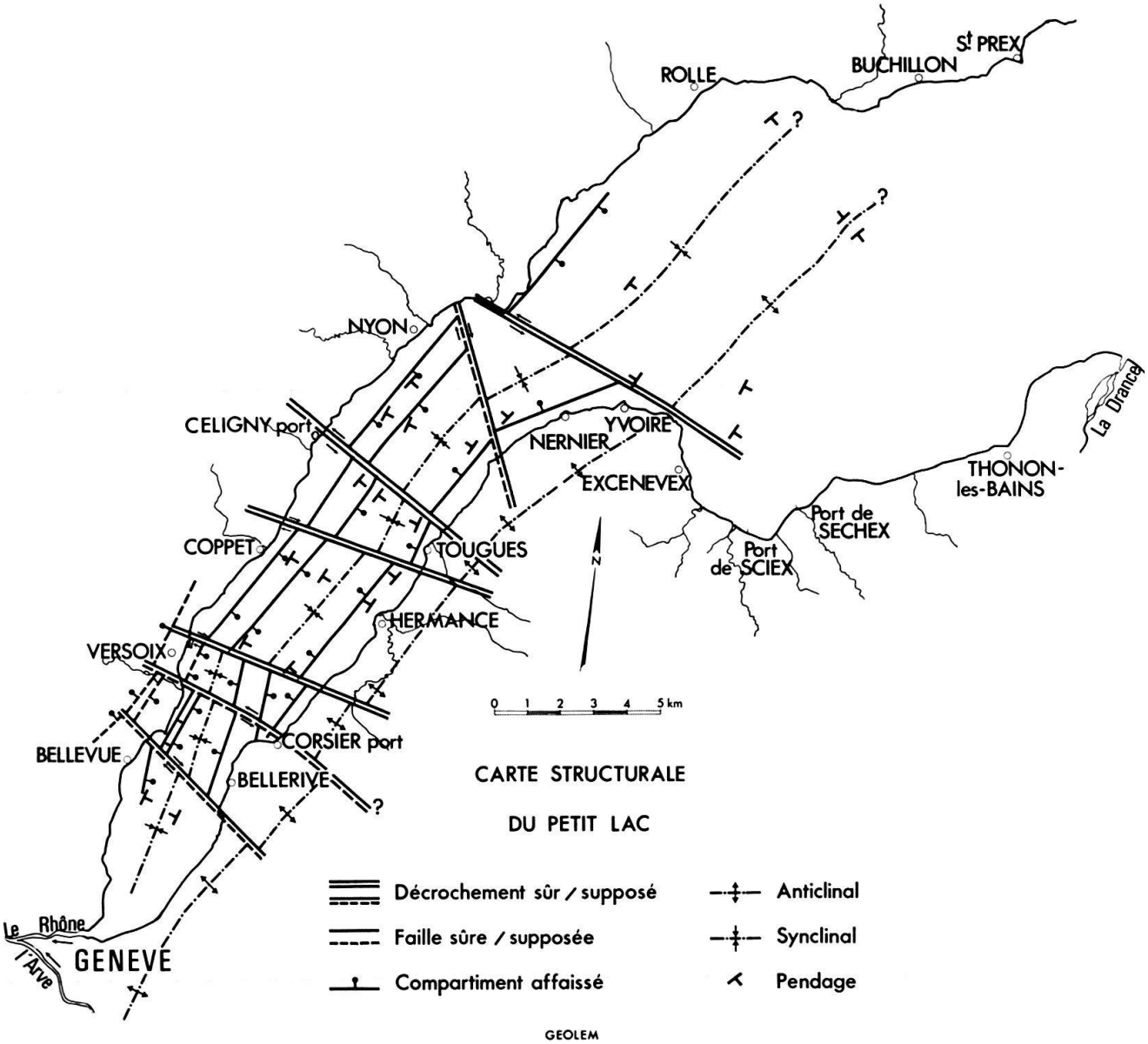


Fig. 16. Carte structurale du Petit Lac.

Un deuxième groupe de failles se situe dans la région de Tougues–Céligny–Coppet et doit se prolonger en direction du Mont Mussy–Divonne.

Un dernier accident dans la région d'Yvoire–Promenthoux correspondrait au décrochement de St-Cergue.

Ces accidents avaient déjà été signalés sur terre par D. Rigassi (1957) dans une esquisse tectonique d'un grand intérêt. Ce type d'accident est bien connu à l'aval de Genève.

La terminaison orientale du synclinal du Petit Lac et de l'anticlinal de Messery se ferait au large de l'embouchure de l'Aubonne. Il est probable qu'un décrochement passant par la vallée de l'Aubonne et se prolongeant par l'accident du Pont–Montricher ramène sur la rive l'anticlinal de Messery. Dans cette hypothèse, l'anticlinal de

Morges serait la continuation de l'anticlinal de Messery. Des levées complémentaires devraient nous permettre d'être plus affirmatif sur ce point. Il est aussi possible que l'anticlinal de Messery disparaît simplement au large de l'Aubonne. C'est l'impression que donnent les coupe-temps (fig. 11).

7. Conclusions

La campagne sismique 1971 nous permettra probablement de préciser certains points, mais nous pouvons cependant résumer sommairement nos connaissances actuelles:

1. Le Petit Lac est une auge synclinale molassique affectée de 2 failles longitudinales qui déterminent un gradin sur rive droite et d'une faille longitudinale sur rive gauche. Le flanc SE, relativement incliné, est longé par l'anticlinal Cologny–Messery. Synclinal et anticlinal disparaissent au large de l'Aubonne.
   L'entité structurale du Petit Lac s'étend donc jusqu'au large de l'Aubonne et la limite SE du Petit Lac est bien la dorsale de l'anticlinal de Messery qui prolonge la pointe d'Yvoire.

   Des décrochements transversaux en relation avec les accidents majeurs du Jura voisin: Faucille, Mont Mussy, St-Cergue et le Pont-Montricher compliquent la structure synclinale du Petit Lac et lui confère un style tectonique nettement jurassien.

   L'érosion fluviale a buriné cette vallée molassique du Petit Lac. L'écoulement de ce réseau hydrographique préglaciaire se faisait en direction du nord-est. Il faut donc abandonner l'idée d'une capture par un affluent de l'Arve du réseau rhénan du Grand Lac. L'érosion glaciaire ne nous semble pas avoir joué un rôle si déterminant dans le Léman. Signalons cependant le profil T 16 (fig. 8 et 11) qui montre une certaine abrasion de la tête de l'anticlinal de Messery. De même les surcreusements des cuvettes du Petit Lac (fig. 15) pourraient être attribués aussi à l'érosion glaciaire. Nos collègues travaillant sur le lac de Zurich (HSÜ et coll. 1970) attribuent le rôle principal à l'érosion glaciaire ce qui ne semble pas le cas dans le Petit Lac.

2. Les dépôts sédimentaires atteignent une épaisseur maximum de 180 m dans certaines zones du Petit Lac. Les formations glaciaires ont quasiment comblé les dépressions molassiques. On distingue par endroit la présence d'un ou deux horizons sismiques dans ces moraines qui pourraient être attribués à la superposition de dépôts glaciaires ou interglaciaires appartenant vraisemblablement aux glaciations du Riss et du Würm.

   Dans la région de Rolle des glissements sous-lacustres ont affecté la moraine des talus côtiers qui est venue recouvrir localement d'autres dépôts morainiques (fig. 11, T 19).

   Sur ces moraines se sont déposés au tardiglaciaire les sédiments glacio-lacustres qui sont limités aux abords de l'axe du sillon du Petit Lac où ils peuvent atteindre une épaisseur maximale d'environ 20 m. Puis la sédimentation lacustre a débuté au postglaciaire sur l'ensemble du bassin. L'épaisseur courante

de ces sédiments est de l'ordre de 10 m. Ils atteignent cependant localement 20 m de puissance, mais de nombreux glissements sous-lacustres semblent responsables dans la plupart des cas de ces grandes épaisseurs.

Souvent nous avons eu l'impression que certaines failles affectaient les dépôts quaternaires notamment le glacio-lacustre.

REMERCIEMENTS

Les auteurs de cet article expriment leur profonde gratitude au Fonds Edouard Claparède de la Société Académique de Genève pour son généreux appui financier, au Fonds national suisse pour la recherche scientifique, à la Société Autophon pour la mise à disposition à titre gracieux des postes de liaison radio, à leurs collègues du Centre de recherche géodynamique de Thonon pour leur amicale collaboration dans le cadre du groupe GEOLEM, au laboratoire de géotechnique de l'EPF, Lausanne, au Technicum vaudois pour le prêt d'un théodolite et à MM. M. Cheveaux, P. Mercier, L. Pusztaszeri, J.-M. Ferrari et P. Martin qui ont tous collaborés aux problèmes topographiques.

BIBLIOGRAPHIE

AMBERGER, G. (1971): *Carte des isohypses du contact molasse-quaternaire.* Document non publié du Cadastre géologique du Département de l'Intérieur et de l'Agriculture du Canton de Genève.

FAVRE, J. (1935): *Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève II: histoire malacologique du lac de Genève.* Mém. Soc. phys. hist. nat., Genève *41*/3, 295–414..

FREYMOND, P. (1971): *Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre St-Maurice et le Léman, d'après les résultats des sondages d'étude de l'autoroute et de l'aménagement hydroélectrique du Bas-Rhône.* Bull. Soc. Vand. Sc. nat., Lausanne, à paraître.

HEIM, A (1894): *Die Entstehung der alpinen Randseen.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *39*, 66.

HINZ, K., RICHTER, I., et SIEBER, N. (1970): *Reflexionsseismische Untersuchungen im Zürichsee, Teil I: Geophysik.* Eclogae geol. Helv. *63*/2, 511–524.

HSÜ, K.J., et KELTS, K.R. (1970) *Seismic Investigation of Lake Zurich: Part II: Geology.* Eclogae geol. Helv. *63*/2, 525–528.

JOUKOWSKI, E. (1927): *The Formation of Lake Geneva.* Geol. Mag. *64*, 97–101.

JOUKOWSKI, E., et BUFFLE, J.-Ph. (1938): *Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève III: Constitution physique et chimique des sédiments du lac de Genève.* Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève *41*/4, 415–466.

LOMBARD, Aug. (1939): *Influences tectoniques sur le modelé du Bassin du Léman.* Bull. Ass. Géogr. fr. *123*, 128–137.

LOMBARD, Aug., et CUENOD, Y. (1965): *Sondages et profils dans la rade de Genève.* Arch. Sci. Soc. phys. hist. nat., Genève *18*/2, 305–320.

LÜDI, W. (1939): *Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève IV: Analyse pollinique des sédiments du lac de Genève.* Mém. Soc. phys. hist. nat., Genève *41*/5, 467–497.

LUGEON, M. (1897): *Le Rhône suisse, tributaire du Rhin.* C.r. Acad. Sci. Paris *124* 106–109.

MEYBECK, M., HUBERT, P., OLIVE, P., SIWERTZ, E. et GLANGEAUD, L. (1969): *Nouvelles données obtenues par sismique continue, sur la structure de la cuvette lémanique* C. r. Acad. Sci. Paris, *269*, 2503–2508.

NECKER, M.L.A. (1841): *Etudes géologiques dans les Alpes.* Pitois Ed., Paris.

PARÉJAS, E. (1938): *Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève.* Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul *3*/2 1–50.

PENCK, A., et BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* Leipzig, 3 vol. 1199 p.

RAMSAY, A.C. (1862): *On the Glacial Origin of Certain Lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, Sweden, North America and Elsewhere.* Q. J. geol. Soc., p. 185.

RIGASSI, D. (1957): *Le Tertiaire de la Région genevoise et savoisienne.* Bull.Verein. schweiz.Petrol.-Geol. u. -Ing. *24*/66, 19–34.

ROMIEUX, J. (1930): *Les carbonates dans les sédiments du lac de Genève.* Arch. Sci. Soc. phys. hist. nat., Genève *12*/3, 4, 202–216, 244–254.

SAUVAGE, J. (1969): *Etude sporo-pollinique des sédiments récents du Léman.* Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon *31*, 11–27.

SCHARDT, H. (1898): *Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse.* Arch. Sci. Soc. phys. hist. nat., Genève *5*, 1–8.

SCHROEDER, J.W. (1957): *Géologie du pétrole des régions lémaniques genevoise et savoyarde (bassin molassique périalpin.* Bull. Verein schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *23*/65, 17–31.

SERRUYA, C. (1969): *Les dépôts du lac Léman en relation avec l'évolution du besoin sédimentaire et les caractires du milieu lacustre.* Arch. Sci. Soc. phys. hist. nat., Genève, *22*/1, 115–254.

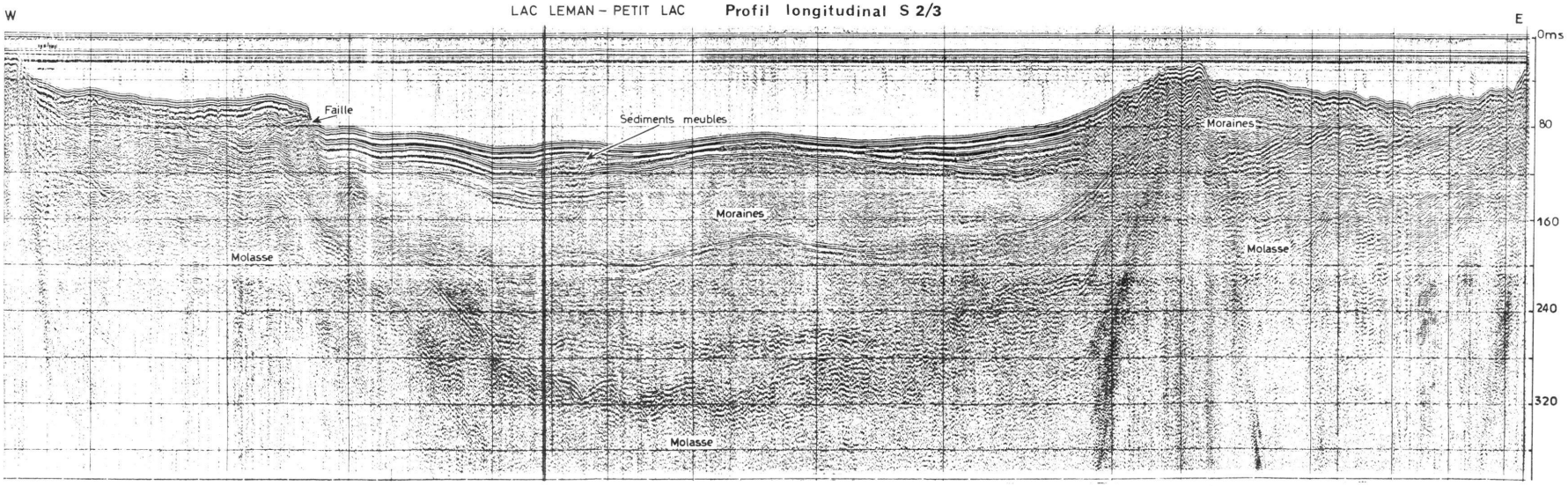
SERRUYA, C., LEENHARDT, O., et LOMBARD, A. (1967): *Etudes géophysiques dans le lac Léman.* Interprétation géologique. Arch. Sci. Soc. phys. hist. nat., Genève *19*/2, 179–196.

TYNDALL, T. (1862): *On the Conformation of the Alps.* Phil. Mag. London *24*, 169–173

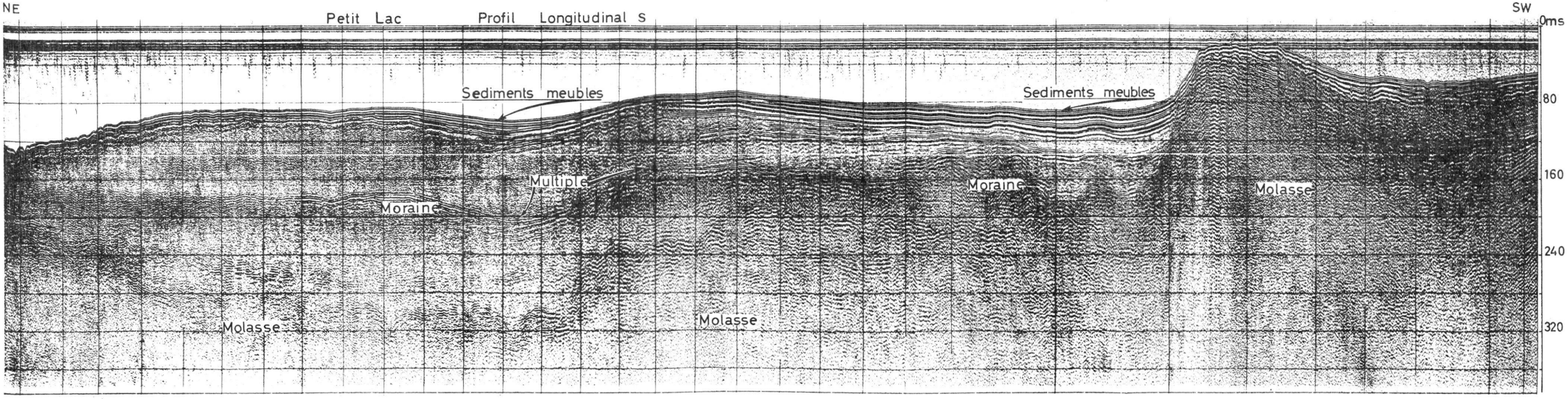
VERNET, J.P. (1959): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques des Formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du Plateau Suisse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3, 1115–1152.

VERNET, J.-P., et PARENT, Ch. (1970): *Limnologie physique du Léman 1: Etude des sédiments de la fosse de Nernier»* C.r. Séanc. Soc., phys. hist. nat., Genève *5*/2 205–215.

WINNOCK, E. (1965): *Sismique sur le Léman. Résultats obtenus avec le Sparker.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol-Geol. u. -Ing., *32*/82, 39–48.


W
LAC LEMAN – PETIT LAC
Profil longitudinal S 2/3
E
0ms
80
160
240
320
Faille
Sédiments meubles
Moraines
Moraines
Molasse
Molasse
Molasse

LAC LEMAN


NE
Petit Lac
Profil Longitudinal S
SW
0ms
80
160
240
320
Sediments meubles
Sediments meubles
Multiple
Moraine
Moraine
Molasse
Molasse
Molasse