Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant pays alpin (Lac du Bourget) durant le quaternaire récent. (Alpes françaises)

Emmanuel Chapron

▶ **To cite this version:**

Emmanuel Chapron. Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant pays alpin (Lac du Bourget) durant le quaternaire récent. (Alpes françaises). Géomorphologie. Université de Lille 1, 1999. Français. NNT : . tel-00723721

HAL Id: tel-00723721

https://theses.hal.science/tel-00723721

Submitted on 13 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ISSN 0993-796X

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
SCIENCES TECHNOLOGIE MEDECINE

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MEMOIRE H.S. N° 30

CONTRÔLES CLIMATIQUE ET SISMO-TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION LACUSTRE DANS L'AVANT-PAYS ALPIN (LAC DU BOURGET) DURANT LE QUATERNAIRE RÉCENT

Emmanuel Chapron

1999

GÉOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

MÉMOIRE HS N° 30

14 SEP. 1999

CONTRÔLES CLIMATIQUE ET SISMO-TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION LACUSTRE DANS L'AVANT-PAYS ALPIN (LAC DU BOURGET, LÉMAN) DURANT LE QUATERNAIRE RÉCENT

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Emmanuel Chapron

1999

1020597

« CONTRÔLES CLIMATIQUE ET SISMO-TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION LACUSTRE DANS L'AVANT-PAYS ALPIN (LAC DU BOURGET, LÉMAN) DURANT LE QUATERNAIRE RÉCENT »

Emmanuel CHAPRON *

RÉSUMÉ.— L'histoire des remplissages sédimentaires du lac du Bourget et du Léman est abordée qualitativement et quantitativement par sismique réflexion à haute résolution, sonar à balayage latéral, carottages courts et analyses minéralogiques. La combinaison des données permet d'établir la part respective du contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre depuis la glaciation du Würm dans le NW des Alpes.

La corrélation des stratigraphies sismiques avec les données chronologiques existantes permet de reconnaitre deux pulsations des glaciers de l'Isère et du Rhône il y a 35000 et 20000 ans BP environ. La position périphérique du lac du Bourget par rapport au flux glaciaire isèrois a favorisé une déglaciation rapide et un remplissage sédimentaire dominé par les apports fluvio-glaciaires, puis fluviatiles durant le Tardiglaciaire (entre 15000 et 10000 ans BP environ). En revanche, la position plus proximale du Léman par rapport au flux glaciaire rhôdanien s'est traduite par un retrait glaciaire plus tardif et polyphasé jusqu'à la fin du Tardiglaciaire (14000 ans BP environ). Le remplissage sédimentaire résulte donc principalement de dépôts sous-glaciaires et d'un remplissage glacio-lacustre accumulé dans un lac pro-glaciaire de plus en plus vaste. La sédimentation holocène est ensuite dominée par des apports argileux et des carbonates authigènes dans le lac du Bourget et le Petit lac Léman, alors que l'essentiel des apports détritiques est piégé dans le Grand lac Léman au front des fan deltas du Rhône et de la Dranse.

Le prolongement d'accidents jurassiens NW-SE aux extrémités Nord et Sud du lac Bourget (accident de Culoz, faille du Col du Chat) a favorisé un surcreusement glaciaire et développé une déformation continue des remplissages tardiglaciaires, mais également le déclenchement séismique d'un remaniement gravitaire majeur à la transition Tardiglaciaire-Holocène.

Dans le lac du Bourget, la combinaison des données de sonar à balayage latéral, de prélèvements de surface et de carottages courts, autorise également d'établir le fonctionnement actuel du lac et l'enregistrement sédimentaire du dernier millénaire à partir de la composition et de la texture du premier mètre de sédiment carotté. La chronologie du remplissage est établie à partir de l'extrapolation du taux de sédimentation défini sur le siècle par le ^{210}Pb et ^{137}Cs et validée par la reconnaissance d'événements historiques majeurs (crues, séismes, aménagements). Le Petit Age Glaciaire se traduit par une forte augmentation des régimes de crues entre le 17ème et le 19ème siècle, qui coïncide principalement avec le minimum d'activité solaire de Maunder (1650-1720 AD). L'évolution décennale et centennale de la sédimentation profonde continue est précisée à partir de l'analyse spectrale du signal sédimentaire à très haute résolution (minéralogie des argiles, calcimétrie, lamination), après avoir éliminé les dépôts événementiels. Une cyclicité de 45 ans est reconnue en différentes parties de la plaine lacustre, ainsi qu'une cyclicité de 4 à 5 ans dans la lamination durant le minima solaire de Spörer (1450-1550 AD).

Les effets des principaux séismes historiques de la région du lac du Bourget sont présentés et leur extension régionale est discutée. L'instabilité sismo-tectonique tardiglaciaire-holocène s'enregistre essentiellement par des remaniements gravitaires et le développement d'homogénites (ou dépôts de seiches) lors des événements majeurs. La signature acoustique d'un dépôt de seiche préhistorique et la signature sédimentologique d'un dépôt de seiche historique correspondant au séisme survenu le 18 Février 1822, permettent de préciser l'influence de l'entrée en résonance de l'ensemble de la tranche d'eau, sur l'évolution des remaniements gravitaires lors d'un séisme.

MOTS CLÉS.— Avant-pays alpin, Sédimentation lacustre, Sismo-stratigraphie, Environnements sédimentaires actuels, Cyclicité du signal sédimentaire, Paléoclimatologie, Paléosismicité.

---

* Sédimentologie et Géodynamique, Université de Lille 1, Cité Scientifique, 59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Thèse préparée au sein du laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille 1 (UMR 8577 CNRS), et du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie (UMR 5025 CNRS), soutenue le 5 Février 1999 à Lille pour l'obtention du diplôme de Docteur de l'Université de Lille 1 en Géologie, Géochimie et Géophysique Sédimentaire, devant la commission d'examen :

M. De Batist	Chargé de Recherche, Université de Gand (Be.)	Rapporteur
F. Gasse	Directrice de Recherche, CEREGE	Rapporteur
P. Cochonat	Directeur de Recherche, IFREMER	Examinateur
C. Ravenne	Ingénieur, Institut Français du Pétrole	Examinateur
J-P. Bravard	Professeur, Université de Paris IV	Examinateur
H. Chamley	Professeur, Université de Lille 1,	Président du Jury
J-F. Deconinck	Professeur, Université de Lille 1,	Directeur de thèse
C. Beck	Professeur, Université de Savoie,	Directeur de thèse

CLIMATIC AND SEISMO-TECTONIC CONTROL ON LATE QUATERNARY LACUSTRINE SEDIMENTATION IN THE ALPINE FORELAND (LE BOURGET AND GENEVA LAKES)

Emmanuel CHAPRON

ABSTRACT.— An integrated study of lake Le Bourget sedimentary infill from high resolution seismic reflection data, side scan sonar data and short corings is presented and compared to lake Geneva seismic stratigraphy. These new data enable to define the climatic and seismo-tectonic influences on lacustrine sedimentation in the NW Alps since the Würmian glaciation.

Correlation between seismic stratigraphies and available chronological data releaved two fluctuations of the Isère and the Rhône glaciers at approximatily 35000 and 20000 y BP. In lake Le Bourget the last deglaciation of the Isère glacier was fast, and induced a Late Glacial infill (from 15000 to 10000 y BP) mainly dominated by glacial meltwater discharge through subglacial streams, subaerial streams and then alluvial streams once the glacier retreated out of the watershed. But lake Geneva being directly related to the Rhône glacier and located closer to the Inner Alps, its infill mainly resulted from subglacial streams and glacio-lacustrine sedimentation associated to several glacier fluctuations till the end of the Late Glacial period. The Holocene sedimentation is then dominated by an authigenic production in lake Le Bourget and in the « Petit lac » of Lake Geneva, whereas in the « Grand lac » most of the terrigeneous supply is trapped in the Rhône and Dranse fan delta.

NW-SE strike-slip jurassian faults (Culoz and Col du Chat faults) affecting the Northern and Southern parts of lake Le Bourget, favoured glacial erosion and developped continuous deformation within Late Glacial sediments, but also triggered a large earthquake-induced slide and *in situ* liquefaction that induced a basin collapse during the Late Glacial-Holocene transition.

The present sedimentation of lake Le Bourget and its evolution since the last millennium is established by means of side scan sonar mapping, surficial sediment samples calibration, as well as textural and mineralogical analyses realized on a set of short cores (1 m long). The chronolgy is based on the extrapolation of the sedimentation rate defined for the last century by Lead 210 and Cesium 137 dating, and calibrated by the main historical events (floods, earthquakes, human developments). The Little Ice Age induced a strong increase in floods events between the 17th and 19th centuries, mainly during the Maunder sun spot minimum (1650-1720 AD). A 45 years cyclicity is highlighted by spectral analysis of different deep sedimentation proxies, sampled every centimeter (clay mineral, carbonates) or millimeter (lamination). A 4 to 5 years cyclicity in the lamination is also clearly identified during the Spörer sun spot munimum (1450-1550 AD).

Earthquake-induced disturbances during the main historical events located close to lake Le Bourget are presented , and a regional extension is discussed. The Late Glacial-Holocene seismo-tectonic instability mainly triggered gravity reworking phenomena and the development of homogenites (or seiche deposits) during major events. The acoustic signature of a prehistorical seiche deposit and the sedimentological signatures of an historical seiche deposit produced by the 18/02/1822 earthquake, highlight the influence of the lake water body oscillation (seiche effect) on the downslope evolution of earthquake-triggered slides.

KEY WORDS.— Alpine foreland, Lacustrine sedimentation, Seismic stratigraphy, Present-day sedimentary environnments, Paleoclimatology, Paleoseismicity.

INTRODUCTION

Ce travail centré sur l'étude du remplissage des lacs alpins a été réalisé dans le cadre d'une collaboration étroite entre le Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille 1 (UMR 8577 CNRS), et le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie (UPRES A 5025 CNRS).

Les objectifs principaux ont consisté à reconstituer les environnements sédimentaires lacustres depuis la dernière glaciation dans le NW des Alpes et à préciser l'enregistrement sédimentaire du contexte géodynamique de l'Avant-Pays. Cette partie de l'arc alpin se caractérise aujourd'hui par la présence de vastes lacs d'origine glaciaire localisés au front des massifs sub-alpins et/ou au contact de la chaîne du Jura (fig. 1). Elle est marquée par une sismicité historique diffuse liée aux principaux accidents jurassiens et alpins. Deux échelles d'études seront présentées : les enregistrements post-glaciaires et historiques (dernier millénaire).

Le travail présenté ici est focalisé sur le remplissage sédimentaire du lac du Bourget, mais il aborde également l'influence de son contexte régional. Ce dernier a principalement été associé aux environnements glaciaires amont (le glacier de l'Isère au Sud et le glacier Rhôdanien au Nord), et à l'évolution des apports détritiques du Rhône depuis la période post-glaciaire. Le remplissage sédimentaire du Léman a donc également été étudié afin de préciser les modalités de la dernière déglaciation et le fonctionnement de ce vaste piège lacustre.

L'approche pluridisciplinaire des remplissages sédimentaires a été réalisée grâce à de nombreuses collaborations.

La géométrie et la stratigraphie sismique du remplissage sédimentaire du lac du Bourget ont pu être établie à partir de deux campagnes de sismique réflexion à haute résolution, dans le cadre d'une collaboration entre le Renard Center of Marine Geology (RCMG) de l'Université de Gand (Belgique), et le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de l'Université de Savoie.

La cartographie des environnements sédimentaires actuels du lac du Bourget est basée 1) sur la cartographie des fonds au sonar à balayage latéral couplée à un levé bathymétrique, dans le cadre d'une collaboration entre le centre IFREMER-GENAVIR de Brest et le LGCA, et 2) sur l'étalonnage des faciès acoustiques à partir de prélèvements de surface et leur analyse sédimentologique à l'Université de Lille 1 (microgranulométrie, minéralogie des argiles, calcimétrie).

La réalisation d'une campagne de carottages courts sur l'ensemble du lac du Bourget a permis d'établir l'évolution des environnements sédimentaires durant le dernier millénaire, dans le cadre d'une collaboration entre l'Institut F.A. Forel de l'Université de Genève, le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) de l'Université de Grenoble et les Universités de Lille 1 et de Savoie. L'analyse sédimentologique à haute résolution des carottes a porté sur une étude texturale (microgranulométrie, susceptibilité magnétique, anisotropie de susceptibilité magnétique, calcimétrie), sur la datation des sédiments récents par le ^{210}Pb et le ^{137}Cs, ainsi que sur l'analyse de la cyclicité du signal argileux et de la lamination.

La géométrie et la stratigraphie sismique du remplissage sédimentaire d'une partie du Léman, ont pu être établie à partir d'une campagne de sismique réflexion à haute résolution, dans le cadre d'une collaboration entre Le R.C.M.G, l'Institut F.A. Forel et le LGCA.

Le mémoire s'articule en 5 chapitres :

Le chapitre I fixe les cadres géologique et paléoclimatique de la zone d'étude. Il présente les lacs étudiés, leur contexte tectonique, les particularités des environnements lacustres et constitue une synthèse des données climatiques associées aux deux dernières glaciations quaternaires.

Le chapitre II porte sur la stratigraphie sismique des remplissages des lacs du Bourget et du Léman, et définit les principaux modes de dépôts associés à chaque unité.

Le chapitre III précise la chronologie des remplissages et leur corrélation, à partir de données bibliographiques et d'une reconstitution régionale des apports détritiques associés à la dernière déglaciation. Une approche quantitative du remplissage du lac du Bourget est également réalisée.

Le chapitre IV consiste en l'étude pluridisciplinaire de la sédimentation holocène et historique du lac du Bourget. L'analyse sédimentologique à très haute résolution du premier mètre de sédiment permet de préciser la signature sédimentaire du Petit Age Glaciaire et de discuter l'influence d'un forçage solaire.

Le chapitre V est consacré au contrôle sismo-tectonique du remplissage du lac du Bourget. Cette analyse s'appuie sur la reconnaissance des effets des principaux séismes historiques de la région et sur la description d'un vaste remaniement gravitaire ayant affecté l'ensemble du bassin à la transition Tardiglaciaire-Holocène. L'influence du contexte tectonique sur les remplissages sédimentaires des différents lacs étudiés est également abordée.

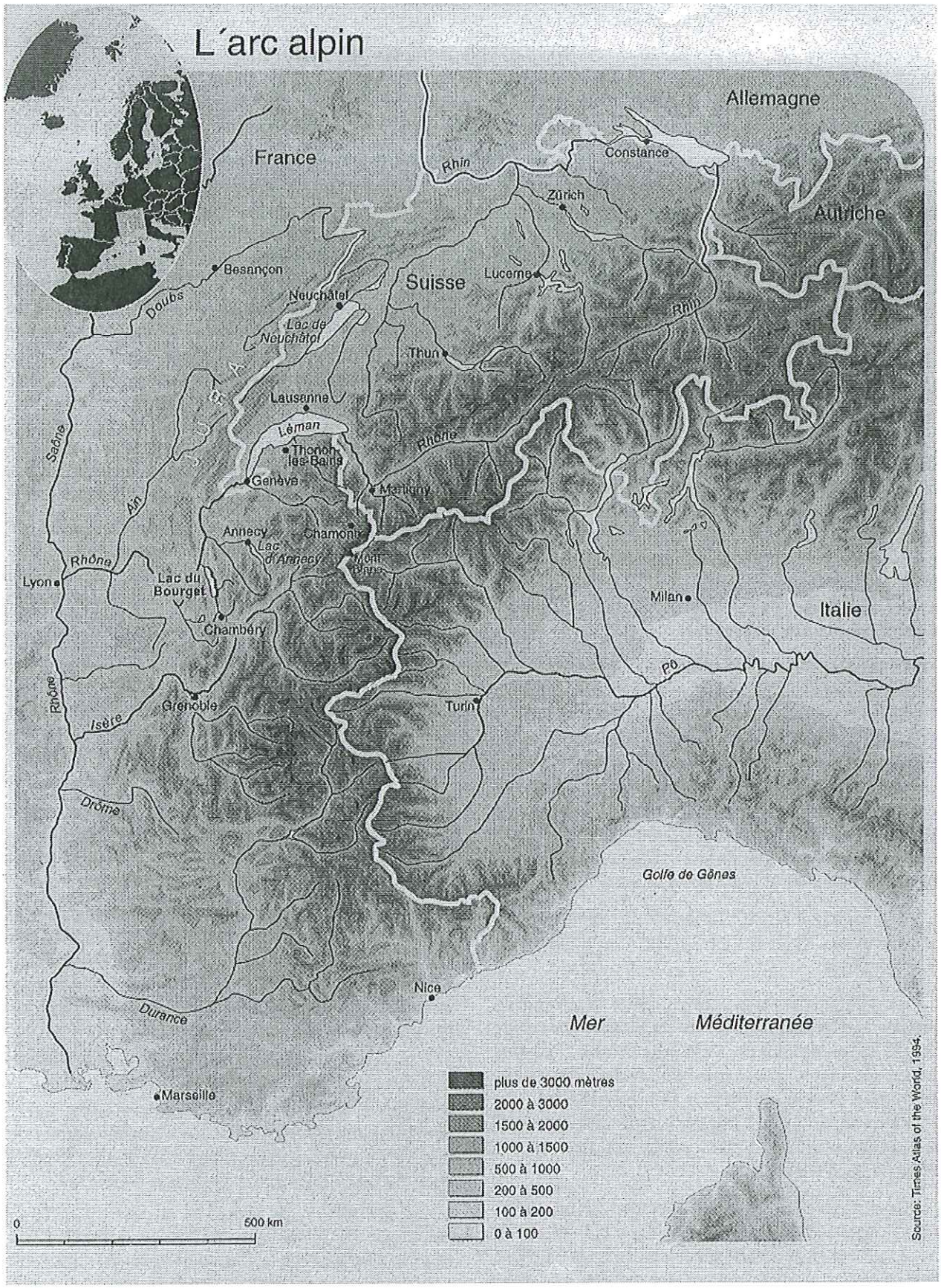


FIG. 1. — Localisation des lacs alpins

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE, PALEOCLIMATOLOGIE DU QUATERNAIRE ET ENVIRONNEMENT LACUSTRE

1.— Grands traits morphologiques de l'avant-pays alpin

Notre zone d'étude (45° à 47°N et 5° à 7°E) regroupe le Nord-Ouest des Alpes françaises, une partie des Alpes suisses occidentales et le Jura méridional (fig. 2). Cette région est caractérisée par un relief très contrasté où se sont développés d'importants réseaux hydrographiques.

Aux grands reliefs alpins supérieurs à 3000 m d'altitude (massifs de Belledonne, des Aiguilles Rouges, et du Mont-Blanc) succèdent à l'Ouest les massifs subalpins allant de 1500 à 2400 m (massifs du Vercors, de Chartreuse, des Bauges, des Bornes et du Chablais), puis le large bassin molassique qui oscille entre 400 et 1000 m, et enfin la chaîne du Jura culminant à 1700 m et limitant vers l'Ouest le graben de la Bresse allant de 200 à 500m d'altitude. De profondes vallées situées entre 200 et 400 m d'altitude incisent fortement les reliefs (vallées de la Romanche, de l'Arc, de l'Isère, de l'Arve, du Rhône et de l'Aar), et d'importantes cluses orientées NE-SW séparent les différents massifs subalpins (cluses de Grenoble, de Chambéry, d'Annecy, de Bonneville et du Valais).

Au front des reliefs subalpins ou jurassiens, et en bordure du bassin molassique, de grands et profonds lacs naturels se sont développés aux embouchures des grands fleuves alpins ou de leurs principaux affluents: le lac du Bourget à 231 m d'altitude, le lac d'Annecy à 446 m, le Léman à 373 m et le lac de Neuchatel à 429 m. Alors que les eaux du lac de Neuchâtel s'écoulent dans l'Aar puis le Rhin, le Rhône au débouché du Léman est alimenté par les eaux des lacs d'Annecy et du Bourget.

Le Doubs et l'Ain prennent leur source au NW de la haute chaîne du Jura, incisent fortement les plateaux jurassiens et rejoignent le Rhône aux alentours de Lyon. Plus au Sud, celui-ci est ensuite alimenté par l'Isère au niveau de Valence, à l'Ouest du Vercors.

2.— Cadre géologique régional

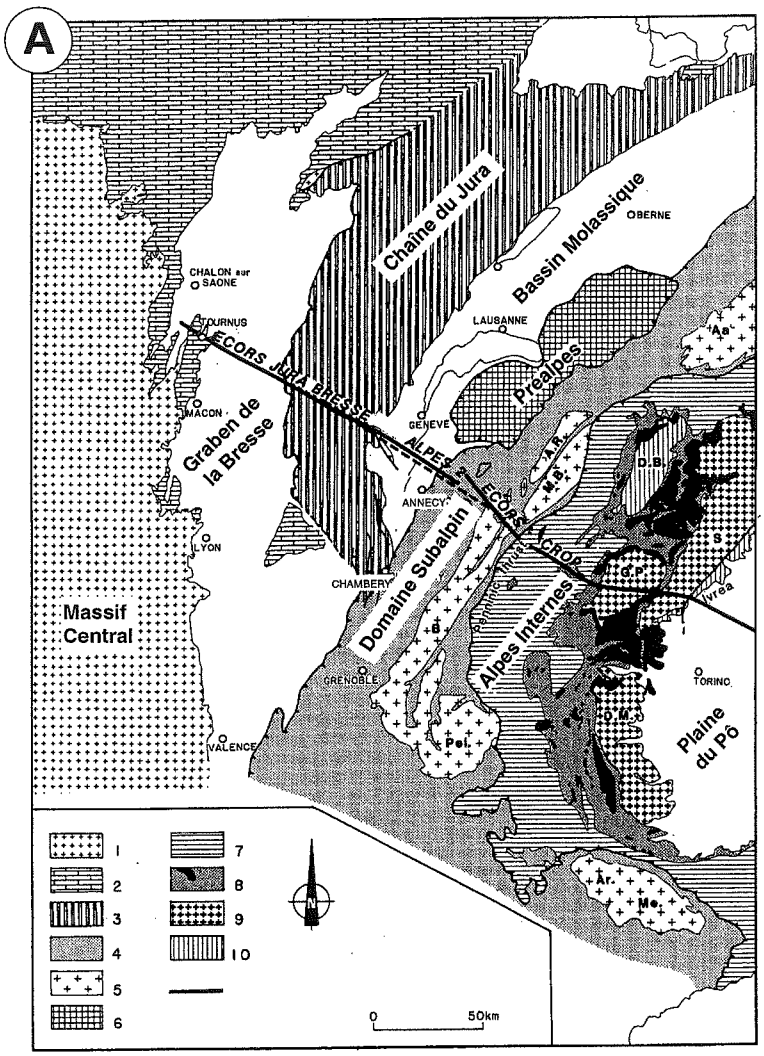
2.1- Le substratum anté-Quaternaire

De façon générale, les Alpes se divisent en trois parties distinctes (fig. 3) : l'avant-pays alpin (« bassin molassique » et chaîne du Jura), la zone externe limitée par le chevauchement du front subalpin (zone dauphinoise *s.l.* pour les Alpes françaises, zone helvétique pour la partie suisse) et la zone interne, séparée par le chevauchement pennique frontal. Il ne sera fait état ici que de la portion des unités internes situées dans notre secteur d'étude : les nappes des Préalpes.

Les nappes des Préalpes sont subdivisées en deux lobes par la vallée du Rhône en amont du Léman : les Préalpes Romandes à l'Est et les Préalpes du Chablais à l'Ouest. Elles forment un vaste recouvrement d'allure synclinale qui s'appuie au Sud-Est sur les nappes de la zone helvétique et au Nord-Ouest sur la molasse rouge chattienne de la bordure du bassin néogène périalpin (le bassin molassique). Ce recouvrement a perdu toute relation avec la zone interne pennique, au moins depuis la fin du soulèvement récent (fin miocène) des massifs des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc et de leur enveloppe helvétique [Dray, 1994]. Le bas Chablais est constitué par un empilement de nappes de charriage chevauchant du Sud vers le Nord la molasse miocène (autochtone). La nappe Ultrahelvétique est constituée par des dépôts de flysch d'âge Eocène. On distingue plusieurs axes synclinaux et anticlinaux dans la nappe des Préalpes Médianes, affectant le Trias, le Lias, et le Dogger (le Trias gypseux correspondant au niveau de décollement).

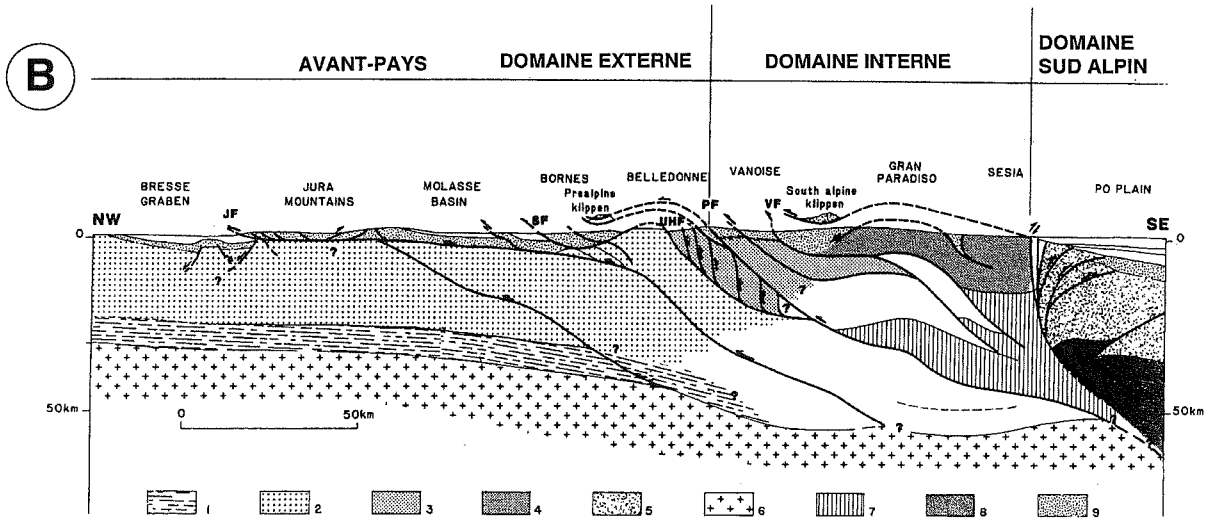
La zone externe est constituée de deux ensembles majeurs: la zone subalpine à l'Ouest et au Nord-Ouest et les massifs cristallins externes (fig. 3).

FIG. 2. — Cadre géographique de l'Avant-Pays Alpin étudié.
Ro : Rovon, Gr : Grenoble, Ch : Chambéry, Al :Albertville, Ai : Aix-Les-Bains, An : Annecy, Bo : Bonneville, Ge : Genève, Bg : Bourg-en-Bresse, Th : Thonon, La : Lausanne, Mo : Montreux, Ma : Martigny, B : Berne, Ne : Neuchâtel, Be : Besançon, LDN : Lac de Neuchâtel, L : Léman, LDA : Lac d'Annecy, LDB : Lac du Bourget, LA : Lac d'Aiguebelette, LP : Lac de Paladru.



1: Socle du Massif Central
2: Avant-Pays autochtone
3: Couverture décollée du Jura
4: Domaine Delphino-Helvétique
5: Massifs Cristallins Externes
6: klippe Pennique
7: Domaine Pennique
8: Schistes lustrés
9: Massifs Cristallins Internes
10: Domaine Sud-Alpin

D'après Guellec *et al.*, 1990



1: croûte inférieure Européenne, 2: croûte supérieure Européenne, 3 et 4: socle, 5: croûte sud-alpine, 6: manteau Européen, 7: écaille lithosphérique, 8: manteau sud-alpin, 9: couverture Mésozoique.
J.F.: Front Jurassien, S.F.: Front Subalpin, U.H.F.: Front Ultra-Helvétique, P.F.: Front Pennique, V.F.: Front de la Vanoise.

FIG. 3.— Cadre géologique régional, d'après Guellec *et al.* [1990]. A : Schéma structural des Alpes Occidentales et de son avant-pays, B : Coupe interprétative du profil ECORS-CROP.

2.1.1. Les massifs cristallins externes

Les massifs cristallins externes composés, du Nord au Sud, des Massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera, sont essentiellement constitués de roches magmatiques et métamorphiques. Leur mise en place définitive date des phases compressives tardives néogènes [Debelmas & Kerkhove, 1980]. Leur couverture sédimentaire d'âge westphalien à nummulitique repose directement sur le socle, mais peut également être pincée en écailles à valeur synclinale, ou décollée au niveau du Keuper ou du Lias [Debelmas & Kerkhove, 1980].

2.1.2. La zone subalpine

Les massifs subalpins comprennent les Chaînes Subalpines constituées du Nord au Sud par les massifs du Haut-Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Chartreuse et du Vercors (fig. 2 et 3). Les formations sédimentaires sont principalement marneuses et carbonatées, et dans une moindre mesure évaporitiques (Trias) et gréseuses (Albien, Oligocène). Les barres carbonatées tithoniques et urgoniennes forment l'ossature des principaux reliefs. La structure est celle d'un faisceau de plis, parallèles entre eux, chevauchant en direction du Nord-Ouest [Doudoux *et al.*, 1982], mais légèrement obliques à l'allongement des massifs cristallins externes. Ce chevauchement associé à un écaillage du socle sous-jacent (fig. 3), est généralisé au niveau des évaporites du Trias [Guellec *et al.*, 1990]. Une série de cluses transverses délimite ces massifs les uns des autres, et un profond sillon d'érosion (le « sillon alpin ») les sépare des massifs cristallins externes. Au niveau du front subalpin, les massifs subalpins sont chevauchants sur l'avant-pays alpin. Selon Guellec *et al.* [1989], ces chevauchements sont d'âge Oligocène supérieur-Aquitanien, avec un rejeu tardif possible au Miocène supérieur.

2.1.3. Le bassin molassique

Dans l'avant-pays alpin, le bassin molassique s'étend au front externe de l'arc alpin depuis Chambéry jusqu'à Vienne sur plus de 800 km, sa plus grande largeur étant d'environ 150 km en Bavière. Il se divise en plusieurs secteurs d'Est en Ouest: le bassin de Basse-Autriche, la Bavière, le moyen-pays suisse (région-type du faciès Molasse) et la Savoie. Il correspond à un bassin flexural né du chevauchement des séries alpines sur l'avant-pays et comblé par des sédiments tertiaires syntectoniques [Deville *et al.*, 1994, Beck *et al.*, 1997]. La sédimentation de la molasse est essentiellement détritique, progradant vers le NW et le Nord depuis les Alpes, avec toutefois des influences locales et temporaires provenant de l'ébauche des reliefs jurassiens. La sédimentation s'organise en une série de zones d'apports principaux axés aux débouchés des fleuves alpins, dont l'importance et la position n'ont cessé de varier au cours des 25 Ma de sa formation. La molasse est divisée en quatre groupes lithostratigraphiques dont les faciès prédominants sont alternativement marins et continentaux (distinctions assez grossières en raison des influences marines et saumâtres dans les termes continentaux et réciproquement). A l'Oligocène inférieur et moyen, le dépôt de la Molasse Marine Inférieure résultait de l'érosion des nappes préalpines supérieures. A l'Oligocène supérieur et au Miocène basal, l'apport principal de la Molasse d'Eau Douce Inférieure provenait des nappes préalpines supérieures et de l'austroalpin [Homewood *et al.*, 1986]. A la transgression marine du Burdigalien, la Molasse Marine Supérieure était redistribuée par les courants marins d'une mer étroite et peu profonde. Le Miocène moyen voit la mise en place d'une inversion du système de drainage axial en direction du SW. Le dépôt de la Molasse d'Eau Douce Supérieure comprenait dès lors du matériel d'origine helvétique et pennique en plus de l'austroalpin.

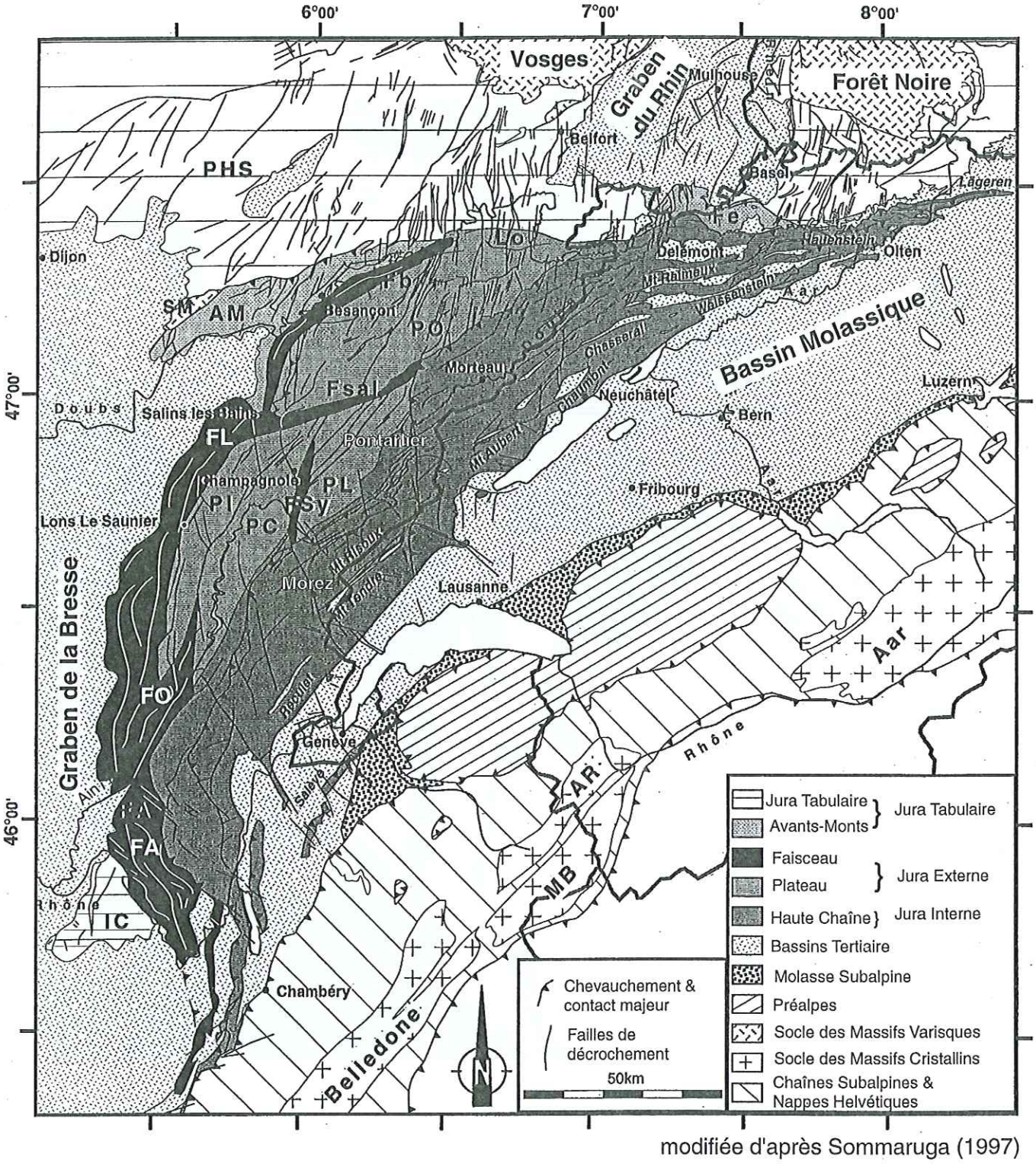
C'est principalement la tectonique plio-quaternaire alpine qui a imprimé au bassin molassique suisse sa subdivision actuelle (du SE au NW) en trois ensembles [Homewood *et al.*, 1986 ; fig. 4] :

- la molasse subalpine limitée au NW par une importante faille inverse, consiste en une succession d'écailles en position normale, souvent replissées et parfois fortement tectonisées dans le détail ;

- la molasse du plateau, est affectée par des ondulations à grand rayon de courbure s'accentuant notablement vers le SE, et par de nombreux décrochements et failles verticales ;

- la molasse du Jura qui recouvrait en grande partie la haute chaîne, mais dont il ne reste que quelques lambeaux isolés au coeur de quelques synclinaux.

Le bassin molassique savoyard est placé dans le prolongement méridional du bassin molassique suisse, et s'étend de Genève jusqu'au bas Dauphiné. Il est bordé dans sa partie SE par les chaînes subalpines et dans sa partie NW par le Jura Interne (fig. 5). Cette région est caractérisée par l'imbrication et la juxtaposition de styles tectoniques et séries stratigraphiques différents [Allen & Bass, 1993]. Au cours du Paléogène elle est affectée par la tectonique distensive liée à l'ouverture du système Rhin-Bresse-Rhône, alors qu'au Néogène, elle est dominée par la flexure crustale dûe à l'avancement du bâti alpin en direction de l'WNW, sur le bassin d'avant-pays. Les déformations au cours du Miocène supérieur et du Pliocène conduisent à la genèse de plis serrés et de chevauchements pouvant reprendre, en inversion, les accidents distensifs du Paléogène inférieur ou même du Mésozoïque. Le domaine se trouve alors intégré dans la partie méridionale de la chaîne du Jura. Ainsi, cette région présente différents anticlinaux de rampe NS ou NE-SW constitués de formations du Jurassique et du Crétacé



modifiée d'après Sommaruga (1997)

FIG. 4.— Carte tectonique de l'arc jurassien et unités structurales majeures. PHS : Plateau de haute-Saône, IC : Ile Crémieu, AM : Avants-Monts, FA : Faisceau d'Ambérieu, Fb : Faisceau bisontin, Fl : Faisceau lédonien, FO : Faisceau d'Orgelet, Fsal : Faisceau salinois, FSy : Faisceau de Syam, Lo : Lomont, PC : Plateau de Champagnole, PL : Plateau de Levier, Pl : Plateau lédonien, PO : Plateau d'Ornans, AR : Aiguilles Rouges, MB : Mont-Blanc.

inférieur, émergeant de la molasse [Deville *et al.*, 1994]. Ces anticlinaux de rampe sont séparés par plusieurs failles transverses NW-SE (Faille de Cruseilles, Faille du Vuache, Faille de Droisy, Faille de Culoz), jouant en décrochement durant les phases de chevauchements, et influençant la sédimentation tertiaire (fig. 5). Beck *et al.* [1997] ont pu mettre en évidence des migrations vers l'Ouest des axes de dépôts, un redressement des dépôts au dos des rampes chevauchantes, ainsi qu'un rebroussement au front des chevauchements aveugles (fig. 6). Plusieurs épais niveaux perturbés par des séismes affectent ces dépôts, et confirment le caractère

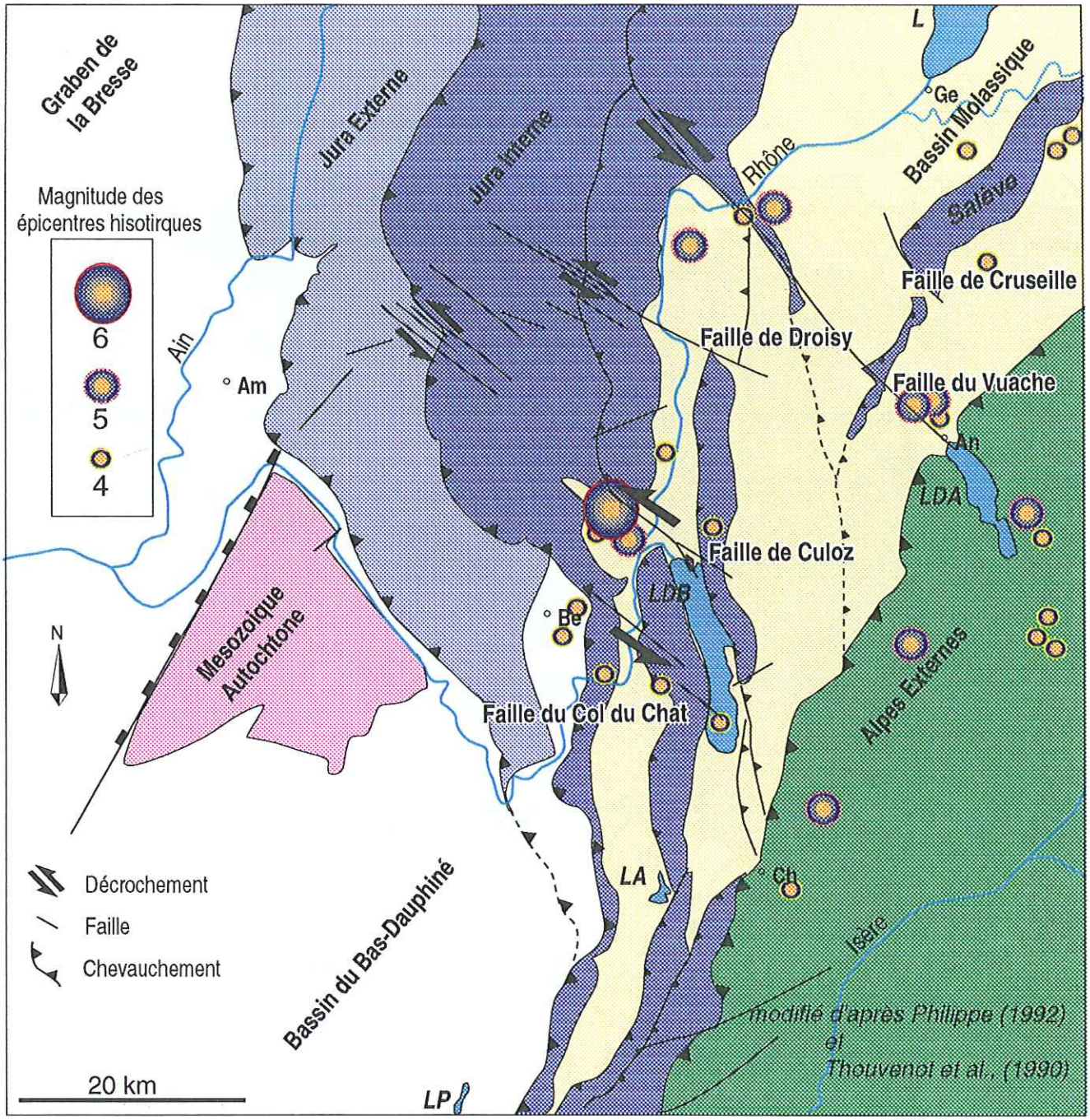


FIG. 5. — Schéma structural et séismicité historique du Jura méridional et du bassin molassique savoyard. Ch : Chambéry, Be : Belley, Am : Ambérieu-en-Bugey, An : Annecy, Ge : Genève, LP : Lac de Paladru, LA : Lac d'Aiguebelette, LDB : Lac du Bourget, LDA : Lac d'Annecy, L : Léman.

syntectonique de cette sédimentation.

2.1.4. *Le Jura*

La chaîne du Jura, (fig. 4 et 5) allongée en forme d'arc à convexité tournée vers le NW, est constituée d'une fine couverture plissée et chevauchante. Les chaînons jurassiens sont composés d'une alternance de calcaires massifs et de calcaires dolomitiques jurassiques, ainsi que de bancs calcaires du crétacés plus ou moins marneux. Le décollement de la couverture mésozoïque est contemporain de la phase alpine mio-pliocène. Cette ceinture est limitée, à l'Ouest et au Nord, par les grabens de la Bresse et du Rhin. La chaîne du Jura présente deux domaines : Le Jura interne (ou Haute Chaîne), et le Jura externe. Au SE, le Jura interne est caractérisé par de larges déformations correspondant généralement à des plis coffrés et quelques importants chevauchements. Au NW, le Jura externe se subdivise en deux domaines présentant

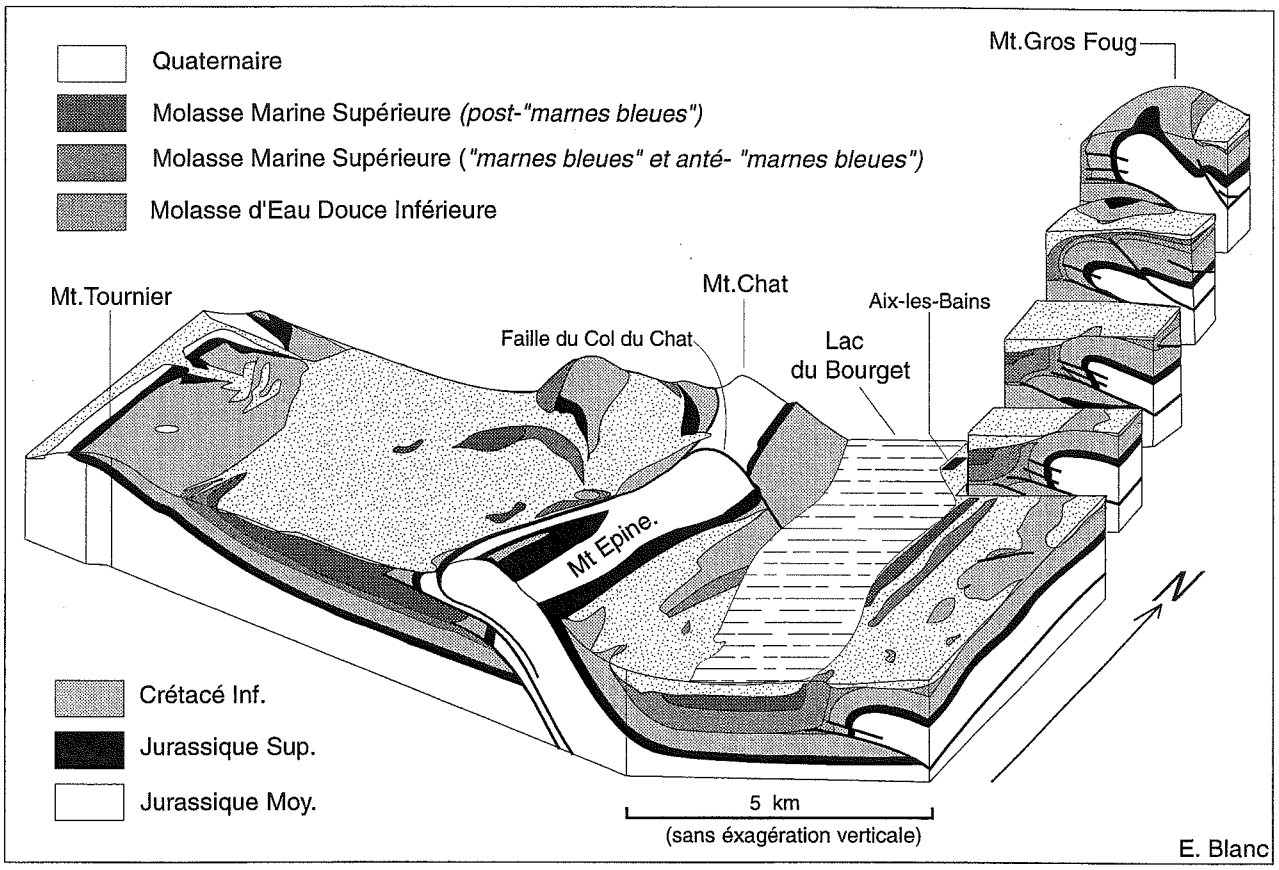


FIG. 6. — Vue tri-dimensionnelle de l'extrémité méridionale des structures jurassiennes et des unités molassiques associées, d'après Beck *et al.* (1997). La Molasse Marine Supérieure apparait soit plissée sans être cisaillée par des chevauchements de rampes (anticlinal du Gros Foug) ; soit recoupée par les prolongations subhorizontales des chevauchements de rampes (anticlinal du Mont du Chat).

des styles structuraux opposés: la zone des plateaux, peu déformée, et la zone des faisceaux jurassiens, affectée par de nombreux petits chevauchements et structures décrochantes [Philippe, 1994].

De nombreux accidents décrochants radiaux affectent cette chaîne. Le décrochement de Pontarlier, de direction subméridienne, s'étend sur plus de 50 km. Il a été considéré dans sa partie nord, comme la limite entre le Jura externe et le Jura interne [Hombreg, 1997]. Il se prolonge au Sud jusque dans le bassin molassique suisse où il se ramifie en plusieurs accidents. Le décrochement de Morez, orienté NW-SE, situé dans le Jura central interne, s'allonge sur une vingtaine de kilomètres. Il est généralement raccordé à l'accident décrochant (la Faille de Cruseille) affectant le Mont Salève dans le bassin molassique au Sud de Genève. Le décrochement du Vuache, de direction semblable, se poursuit sur une vingtaine de kilomètres dans le Jura interne, le lac d'Annecy se trouvant dans sa prolongation SE. Dans le Jura méridional, les failles de Droisy et Culoz s'étendent sur une trentaine de kilomètres, jusqu'au chaînon du Gros Foug en traversant le bassin molassique. Tous ces décrochements ont un mouvement senestre lors de la phase alpine, mais certains décrochements dextres, de moindre ampleur, existent dans les compartiments orientaux des décrochements de Pontarlier et de Morez. Ces derniers recoupent les structures environnantes en les décalant. Les grands décrochements du Jura semblent ainsi jouer un rôle de transfert entre des blocs animés par des dynamiques différentes [Hombreg, 1997 ; Wildi *et al.*, 1991].

Dans la partie méridionale de la ceinture chevauchante du Jura, *une importante zone de transfert*, à été mise en évidence par Philippe [1994], grâce à des mesures de terrain, ainsi qu'à une modélisation analogique et numérique. Dans cette partie, la ceinture de chevauchement du Jura est latéralement liée au front de chevauchement du massif de Chartreuse par un décalage de 50 km environ (fig. 5). Cette zone est interprétée comme une zone de transfert complexe, accomodant la terminaison méridionale de la ceinture jurassienne, qui vient buter contre le plateau de l'Ile Crémieu. Ce dernier, constitué d'une série mésozoïque autochtone, repose sur un point haut du socle, au sein des séries tertiaires de la Bresse. Cette particularité géométrique résulterait d'un raccourcissement local N 50-60°, très oblique par rapport au raccourcissement régional du Jura méridional (N 100°) et par rapport à celui du massif de Chartreuse (N 110°). Cet arrangement structural résulterait des effets conjugués de la disparition latérale du niveau de décollement, des

variations d'épaisseur de couverture entre les parties interne et externe de la ceinture, et d'un contrôle tectonique local d'anciennes failles normales du socle [Philippe, 1994].

On notera que cette zone de transfert affecte les accidents NE-SW de Culoz et du Col du Chat, encadrant le Lac du Bourget.

2.1.5. Karstification

La karstification des massifs calcaires présents dans notre zone d'étude est importante. De récents travaux soulignent le rôle majeur de la fracturation héritée des grandes phases tectoniques dans ces massifs, sur le développement des karsts [Delannoy, 1997 ; Bodin & Hobléa, 1998 ; Carbon *et al.*, 1998 ; Drogue, 1998 ; Hauselmann *et al.*, 1998 ; Mania *et al.*, 1998].

2.2. La néotectonique régionale

La néotectonique est mise en évidence par des déplacements principalement verticaux, des données de terrains, des études géodésiques, ainsi que par une sismicité historique localisée à l'aplomb des grands accidents décrochants et des principaux chevauchements. Malgré l'influence de l'érosion glaciaire et l'importance du comblement sédimentaire lié à la déglaciation, les grands accidents décrochants de notre zone d'étude sont toujours bien visibles dans la morphologie (fig. 2 ; 4 et 5) : accidents jurassiens de Pontarlier et de Morez jusqu'au contact du bassin molassique, accidents du Vuache, de Culoz et du Col du Chat, de part et d'autre du bassin molassique savoyard.

2.2.1. Les mouvements horizontaux et verticaux actuels

L'activité tectonique actuelle est confirmée par des mouvements essentiellement verticaux et de faibles mouvements horizontaux [Schaer & Jeanrichard, 1974; Reilly & Gubler, 1990; Jouanne, 1994; Jouanne *et al.*, 1994]. Le long d'un transect perpendiculaire aux structures des Alpes suisses (Lac de Come-Lac de Lucerne), Schaer & Jeanrichard [1974] ont mis en évidence un bombement dont le palier central s'élèverait d'1 mm/an par rapport aux zones molassiques. Cette zone culminante se trouverait située nettement au sud de la ligne de partage des eaux.

Les comparaisons de nivellement des Alpes occidentales [Jouanne *et al.*, 1995 ; fig. 7] semblent indiquer que le massif de Belledonne présente une surrection (de l'ordre du milimètre par an) par rapport aux massifs des Bauges et des Bornes, eux-mêmes en surrection par rapport au bassin molassique (le point de référence étant pris dans celui-ci). Suivant un axe NW-SE, la surrection actuelle augmenterait donc lorsqu'on se rapproche des zones internes. Mais on notera également l'importante surrection du Jura interne vis-à-vis du bassin molassique méridional. Dans la partie Sud du Jura, les données suffisamment nombreuses permettent de caractériser les mouvements actuels: on note une très importante élévation relative dans le Jura interne (2 mm/an), une élévation importante dans le Jura externe oriental, une élévation de 1,4 mm/an dans le Jura méridional et une subsidence de la Bresse et de la partie Ouest du Jura externe [Jouanne *et al.*, 1995].

L'étude de tenseurs de déformations, de comparaisons de nivellements, de déformations des terrains quaternaires, d'anomalies de profils de rivières, ainsi que de certains mécanismes au foyer (G. Ménard, com. pers.) soulignerait le jeu actuel décrochant de la faille du Vuache, qui se prolonge par un jeu en faille normale au NW dans la cluse de Nantua, et au SE dans la cluse d'Annecy. Par ailleurs, il existerait une extension transverse à la chaîne entre la Haute chaîne du Jura et l'ensemble Bornes-Chablais, ainsi qu'une déformation de la Haute chaîne du Jura, où se développerait une alternance de compression et d'extension de mêmes norme et direction.

2.2.2. La séismicité historique

La région étudiée présente une séismicité diffuse (fig. 8) ; cependant, de petites régions peuvent être individualisées, à l'intérieur desquelles plusieurs événements historiques sont regroupés [Thouvenot *et al.*, 1990 ; Baer *et al.*, 1997] : la région de Bâle, la région d'Yverdon au Sud du lac de Neuchâtel, la vallée du Rhône en amont du Léman (Martigny pour le Bas-valais; Aigle pour le haut Valais), le sud du bassin molassique au voisinage de la faille du Vuache, au Nord et à l'Ouest du lac du Bourget, ainsi que le massif subalpin du Vercors.

Une activité sismique existe localement dans le Jura, mais les séismes restent faibles avec des magnitudes généralement inférieures à 4. Pour beaucoup de séismes historiques, il est impossible d'en situer précisément le foyer, et parfois plusieurs solutions focales existent pour un même séisme [Hombreg, 1997]. Toutefois, il semblerait que le Jura soit actuellement soumis en profondeur à une compression NW-SE, accomodée par des jeux décrochants, ou par des jeux inverses [Deichmann, 1992]. L'activité sismique ne semble pas homogène dans l'ensemble de la chaîne, mais induite par une réactivation préférentielle de certains accidents, comme celui du Vuache [Charollais *et al.*, 1983 ; Blondel *et al.*, 1988 ; Thouvenot *et al.*, 1997]. La localisation profonde de certains foyers semble indiquer la présence de fortes pressions de fluides, autorisant une déformation cassante à des profondeurs anormalement grandes [Deichmann, 1992]. Le séisme de Bâle (1356 AD) a ainsi été attribué au rejeu d'une faille profonde de direction WSW-ENE sous la couverture du Jura, située dans la région du chevauchement frontal du Jura [Meyer *et al.*,

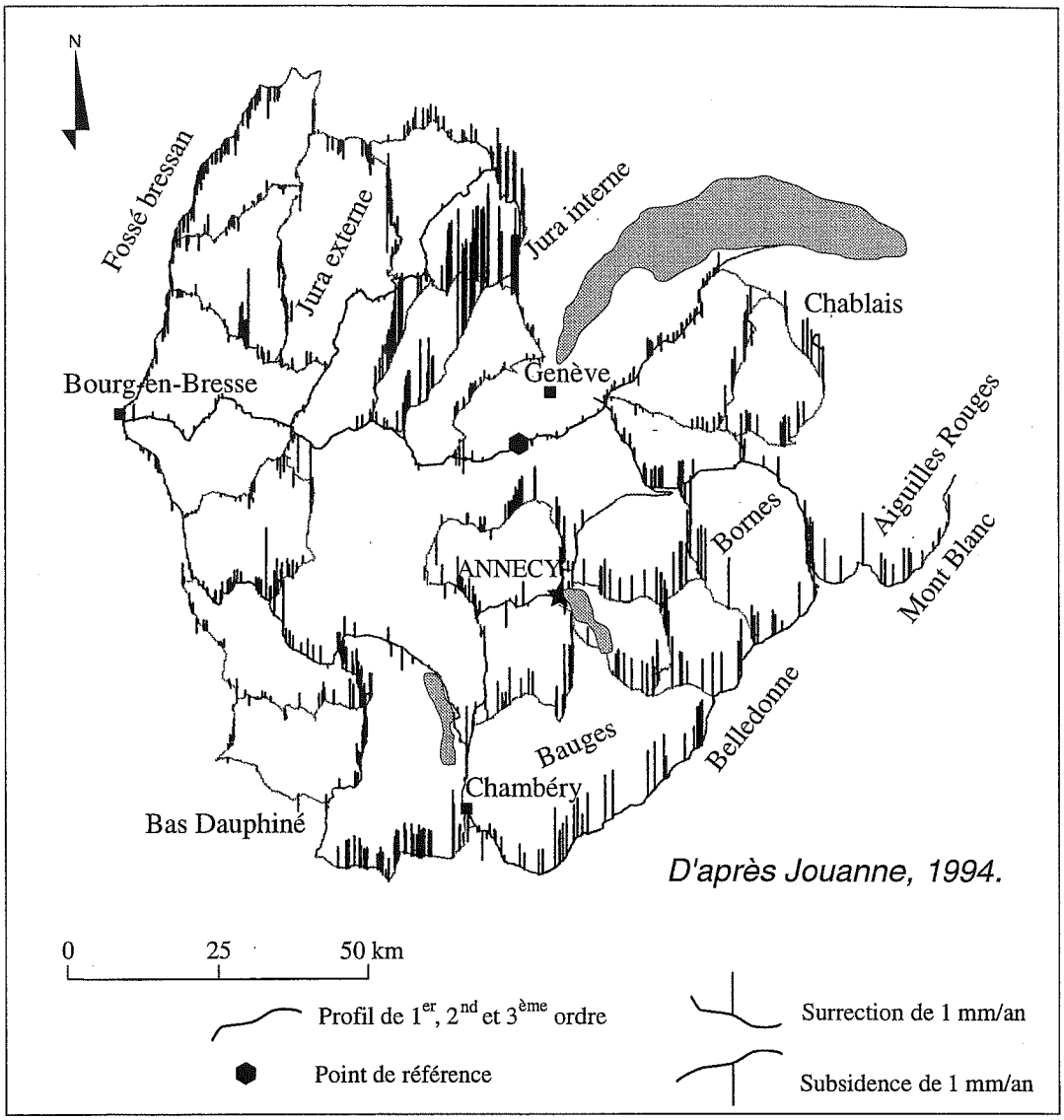


FIG. 7 .— Comparaison de nivellement du secteur étudié. Les taux de déplacement actuel des Alpes du Nord Occidentales, du bassin molassique et du Jura méridional, sont calculés par rapport à un point de référence supposé fixe.

1994]. En amont du Léman, la vallée du Rhône est l'une des région des Alpes centrales la plus active sismiquement [Maurer *et al.*, 1997]. Trois séismes d'intensité MSK VIII l'ont affectée durant les 250 dernières années, et l'étude des événements récents souligne le jeu décrochant des accidents ENE-WSW. Le bassin molassique savoyard (fig. 8) a une sismicité historique située à l'aplomb des accidents décrochants (Vuache, Culoz, Col du Chat). La région du lac d'Annecy présente une activité sismique certaine comme l'indiquent deux séismes très récents : le séisme du Grand-Bornand (12/1994) de magnitude 5.1 [Fréchet *et al.*, 1996] et celui d'Annecy (15/07/1996) dont l'épicentre, situé à la verticale de la faille du Vuache, avait une magnitude de 5.2 [Thouvenot, 1997].

La région du lac du Bourget se caratérise par un événement majeur: le séisme de Chautagne du 19/02/1822, d'intensité MSK VII-VIII [Rothé, 1941] et de magnitude estimée entre 5.5 et 6 [Thouvenot *et al.*, 1990]. L'épicentre de ce séisme était proche de l'accident décrochant de Culoz, au Nord du lac (fig. 8). Parallèle à l'accident de Culoz, la faille du Col du Chat affectant le flanc ouest du lac du Bourget, est elle aussi active : le dernier séisme localisé proche de la faille date du 21/07/1964, son épicentre dans la partie méridionale du lac du Bourget ayant eu une intensité MSK V [Rothé, 1967].

2.3. Le Quaternaire

2.3.1. Les particularités du Quaternaire

Dans les régions tempérées de l'hémisphère Nord, le Quaternaire est marqué par d'importantes variations

climatiques se traduisant par une succession de périodes *glaciaires* et *interglaciaires*. Témoin, en milieu continental, du creusement des vallées et du façonnement des versants, le Quaternaire se caractérise par une richesse exceptionnelle de dépôts continentaux jalonnant une topographie différenciée [Lautridou, 1992] : les formations superficielles quaternaires témoignent de l'originalité d'une sédimentation principalement liée à l'efficacité des climats froids (fragmentation mécanique), ainsi qu'aux variations rapides du niveau marin dans le cadre de cycles froids-tempérés courts (120 000 ans). Durant les dernières décennies, de nombreux progrès dans les domaines de la paléopédologie, de la palynologie, de la paléontologie, de la paléocéanographie et des datations absolues ont permis de préciser les chronologies quaternaires, malgré une multiplication des nomenclatures. La nomenclature nordique des Pays-Bas, basée sur un ensemble de formations glaciaires, fluviatiles, tourbeuses, loessiques et marines, accumulé en zone subsidente et riche en témoins faunistiques et floristiques, a succédé au système chronologique alpin classique fondé sur les moraines. Un renouvellement considérable a par la suite été apporté, grâce aux études palynologiques de sondages dans des sédiments lacustres (La Grande Pile dans les Vosges et Les Echets dans la Dombes au NE de Lyon) et grâce aux études isotopiques dans les dépôts océaniques et glaciologiques des pôles. En comparaison avec les oscillations climatiques enregistrées dans l'océan mondial, les lacunes dans les témoignages continentaux glaciaires et fluviatiles rendent caduques les stratigraphies alpine, scandinave et nord-américaine. On parle alors de stades isotopiques globaux de l'oxygène comme marqueur du volume des calottes polaires.

Cependant, la chronologie établie sur le continent pour la dernière période glaciaire (le Würm, ou le Wechsel) et le présent interglaciaire (l'Holocène) reste valide.

De nombreux travaux soulignent les problèmes de l'extension variable des glaciations, ainsi que des variations de directions d'écoulements des glaces sur les continents [Schlüchter, 1988 ; Seret *et al.*, 1990 ; Bini *et al.*, 1996 ; Willians, 1998 ; Karabanov *et al.* 1998]. L'arc alpin formant une barrière importante en Europe, il constitue une limite climatique aux alentours de 45°N, ayant réagi sensiblement au réchauffement global de la fin de la dernière glaciation et de façon indépendante de la calotte scandinave.

Récemment, les résultats de forages profonds dans le lac Baïkal [Willians, 1998 ; Karabanov *et al.* 1998] présenteraient de nouveaux exemples du diachronisme des glaciations-déglaciations à l'échelle du globe. En Sibérie, le sous-stade isotopique 5d ainsi que les stades 7 et 9 correspondraient à des stades glaciaires. Les vents et l'humidité favorisant la formation de glace, il semblerait que les glaciations du Baïkal, s'étendent à la Sibérie, puis à la Scandinavie, au Groënland et enfin à l'Amérique du Nord [Williams, 1998]. Selon Maslin *et al.*, [1995] les variations climatiques du NE du Pacifique (site ODP 882) seraient même à l'origine des glaciations de l'hémisphère Nord.

Périodes glaciaires et interglaciaires

Les inlandsis étant le reflet de phénomènes mondiaux, on peut parler de *glaciaire* pour désigner un intervalle de temps, sans que la région considérée ait subi de glaciation [Conchon, 1992]. Aux basses latitudes, les changements climatiques se traduisent essentiellement en termes de variations dans la pluviométrie (périodes « humides » ou « arides »). A tout *glaciaire* correspond un bas niveau marin, mais ce terme n'a pas de sens stratigraphique. Certains auteurs préfèrent parler « d'étage froid » pour l'unité stratigraphique correspondante. Les connaissances paléoclimatiques sur les *interglaciaires* et *interstadiaires* sont précisées par la palynologie. Dans les sédiments océaniques, les pollens permettent de corréler de vastes régions et assurent la liaison entre le continent et l'océan (apports éoliens et fluviatiles).

Ainsi, un *interglaciaire* se définit, au point de vue de l'évolution végétale d'une zone tempérée actuelle, comme une période de réchauffement suffisamment longue pour permettre le développement de la forêt tempérée, indicatrice d'un climat au moins aussi chaud que celui de l'optimum post-glaciaire. Un *interstade* est une phase climatique favorisant l'évolution des paysages vers un état forestier moins achevé que celui de l'optimum Holocène. L'Holocène (10 000 ans BP), par convention, est équivalent à un *interglaciaire*.

Les *glaciaires* correspondent donc à des périodes suffisamment longues et froides pour que disparaisse la totalité d'une végétation forestière, remplacée par une strate herbacées steppiques; alors que les *interglaciaires* sont des périodes climatiques chaudes et humides qui concourent à la restauration complète de la végétation arboréenne. Les *stades* représentent les périodes froides des phases *glaciaires,* interrompus par des oscillations climatiques mineures (des *interstades*) qui entraînent la reprise partielle et botaniquement incomplète de la forêt sur la steppe [De Beaulieu & Reille, 1984].

2.3.2. Chronologie et paléoclimatologie Quaternaire

Dans notre zone d'étude, on ne retrouve que des traces de l'avant-dernière glaciation (Riss), de l'avant-dernier interglaciaire (Riss-Würm), de la dernière glaciation (Würm) et de notre présent interglaciaire (Holocène). Quelques dépôts plus anciens sont parfois encore visibles, mais trop peu répandus pour être bien établis. Jeannin [1991] a ainsi mis en évidence, dans les réseaux karstiques des Préalpes romandes, des remplissages détritiques du réseau des Sieben Hengste peu après les retraits de grands glaciers, jusqu'à une altitude bien supérieure à celle des cinq dernières avancées glaciaires connues dans la région depuis 400 000 ans.

Le Riss (stade isotopique 6)

La fin du Pléistocène moyen (252 000-122 000 ans BP) est marquée dans les Alpes, par la glaciation du Riss (fig. 9 et 10) durant laquelle les glaciers ont atteint leur plus large extension (*Complexe Morainique Externe*) : le glacier du Rhône atteint alors Lyon et une épaisseur de glace pouvant dépasser 1400 m d'altitude dans le bassin molassique [Campy, 1982]. Les périodes de froid semblent plus marquées que durant la glaciation précédente, mais les stades maximaux sont cependant interrompus par des interstades de réchauffement. A cette époque, l'Homme installé en Europe maîtrise le feu, et les sites archéologiques de charbon de bois complètent l'étude des pollens fossiles : il occupe les zones steppiques européennes durant les périodes interglaciaires chaudes et se refugie dans les régions méridionales durant les périodes glaciaires [Renaut-Miskovsky, 1992]. L'enregistrement pollinique des Echets, situés sur le plateau de la Dombes en amont des moraines frontales rissiennes [De Beaulieu & Reille, 1984] commence par la fin de la glaciation du Riss. Cette période, correspondant au stade isotopique 6, se présente comme froide et sèche (fig. 9). Récemment, Seidenkrantz *et al.* [1996] ont pu mettre en évidence une oscillation climatique mondiale à la fin du stade isotopique 6, à partir d'une comparaison d'enregistrements marins, lacustres et terrestres. Ces auteurs proposent une déglaciation rissienne en deux étapes, la dernière se produisant à la transition des stades isotopiques 6/5e.

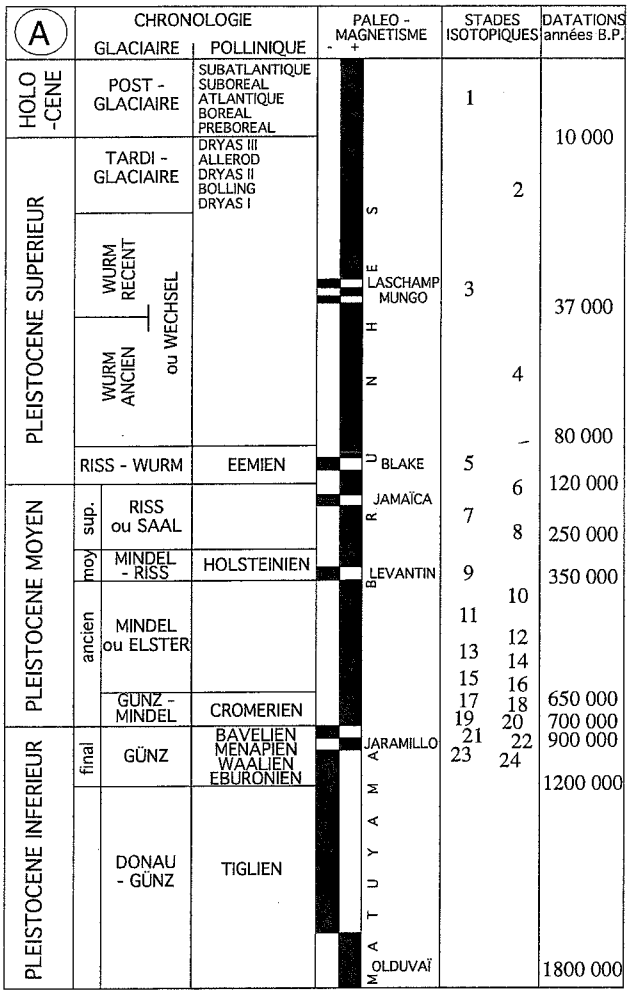
L'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5)

Le Pléistocène supérieur (128 000-10 000 ans BP) débute par une période de réchauffement, provoquant la fonte de l'inlandsis, le retrait des glaciers alpins, et le rétablissement complet d'une végétation arborée en Europe : c'est l'interglaciaire Riss-Würm. A l'échelle mondiale, le stade isotopique 5 (128 000-71 000 ans B.P.) est partagé en cinq sous-stades de 5a à 5e [Shackleton, 1969]. Pour les paléocéanographes, le premier interglaciaire est bien marqué au début de cette période, pendant le sous-stade 5e [13 000 ans ; Winograd *et al.*, 1997] et une partie du sous-stade 5d [Kukla *et al.*, 1997], correspondant à la fonte des glaces rissiennes. Ce début d'interglaciaire (ou Eemien), chaud et humide, correspond à un niveau marin 6 à 7 m plus élevé qu'aujourd'hui [Bard *et al.*, 1990]. Il est suivi d'une succession d'importantes variations climatiques (fig. 9 ; sous-stades 5d à 5a) enregistrées sur le continent [Bowen, 1978]. A terre, cet interglaciaire Riss-Würm se corrèlerait à l'ensemble du stade isotopique 5, soit une période longue de 57 000 ans. Les oscillations climatiques de la seconde partie de l'interglaciaire se traduiraient au niveau mondial, par une première chute du niveau marin de -60 m [Berger, 1992] suivie d'une période complexe marquée par d'importantes variations de température et d'humidité. Seret *et al.* [1990] et Berger [1992] notent en Europe, la présence de deux stades froids et secs (Mélisey I et II ; stades isotopiques 5d et 5b), ainsi que deux interstades (fig. 9) relativement chauds et humides (Saint Germain I et II, stades isotopiques 5c et 5a).

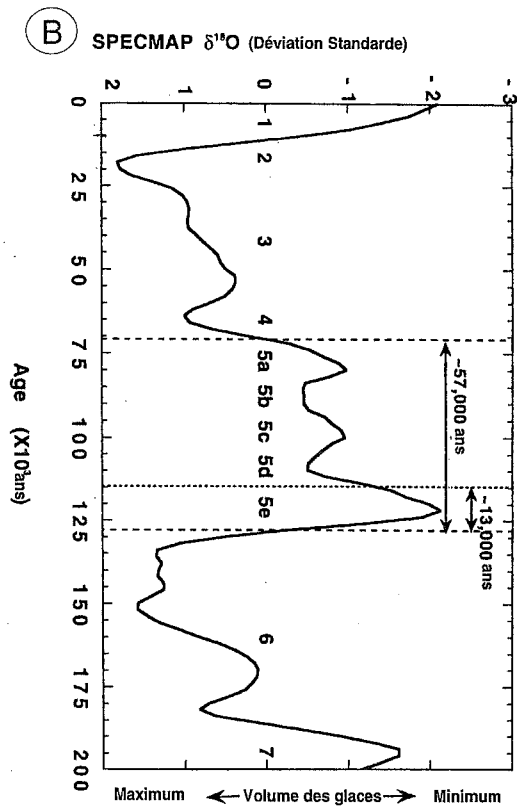
Dans les grandes vallées de notre zone d'étude (Grésivaudan, Val du Bourget, Cluse d'Annecy, Bassin Lémanique), de vastes plans d'eau ont succédé au retrait de la phase glaciaire rissienne [Monjuvent & Uselle, 1973 ; Vernet *et al.*, 1974 ; Fourneaux, 1976 ; Monjuvent & Nicoud, 1987 ; Moscariello *et al.*, 1998]. Ainsi, le Grand Lac du Grésivaudan, de côte 360 m au moins, noyait sur plus de 250 km, la vallée de l'Isère, la cluse de Chambéry et la vallée du Rhône en amont de l'actuel lac du Bourget (fig. 10). Il s'est ensuite scindé en deux (lac du Bourget, lac du Grésivaudan) avant la période interglaciaire *s.s.* (fig. 11) ; ces deux plans d'eau ont par la suite évolué différemment [Monjuvent & Nicoud, 1987] : le lac du Grésivaudan se serait comblé durant l'interglaciaire (en 50 000 ans environ), alors que le lac du Bourget aurait perduré jusqu'à la phase glaciaire suivante. L'étude palynologique de la tourbière vosgienne de La Grande Pile révèle, durant cette période, plusieurs phases de réchauffement, dont les dernières se confondraient avec le début de la glaciation suivante [Woillard & Mook, 1982]. De Beaulieu & Reille [1984] corréleraient ces dernières fluctuations polyniques, dans le sondage des Echets (fig. 9), avec les interstades du Würm précoce de l'Europe du Nord entre 115 000 et 70 000 ans B.P. (sous-stades isotopiques 5c, 5b, 5a).

Le Würm (stades isotopiques 4, 3 et 2)

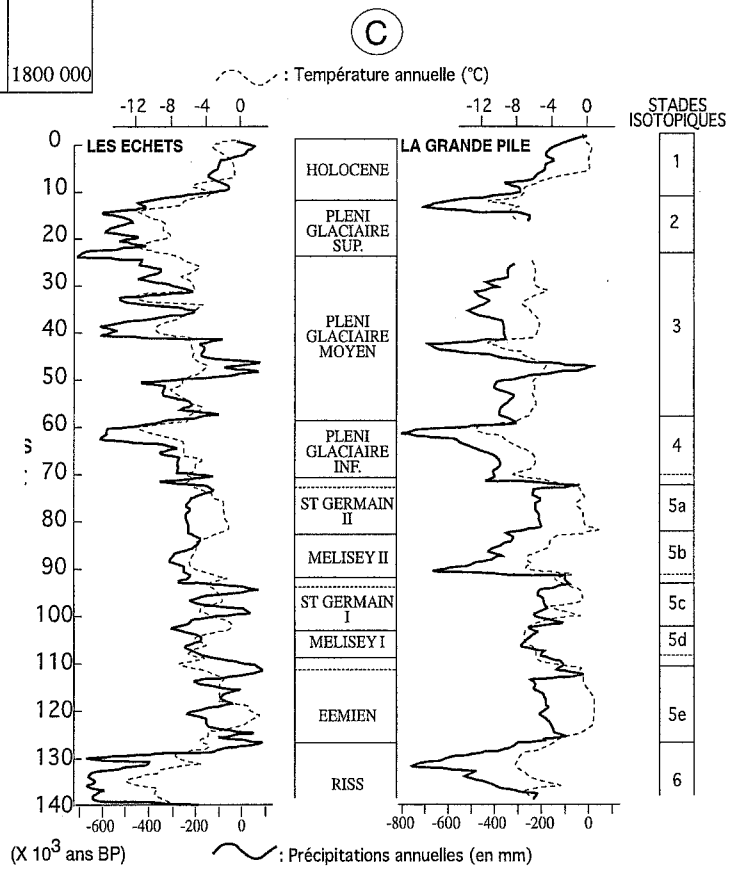
La glaciation du Würm *s.s.* qui commence à l'échelle mondiale à 72 000 ans BP, peut être subdivisée en trois périodes principales (fig. 9) : le Pléniglaciaire würmien inférieur (stade isotopique 4, environ 72 000 - 60 000 ans BP) froid et humide, puis très froid et très sec ; le Pléniglaciaire würmien moyen (stade isotopique 3, environ 60 000 - 25 000 ans BP) froid et sec ; et le Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique 2, environ 25 000 - 15 000 ans BP) caractérisé par des températures très basses, sans équivalent depuis la glaciation antérieure [Guiot *et al.*, 1989]. La glaciation würmienne a été moins importante que la précédente dans les Alpes (fig. 12) : le glacier du Rhône est resté en amont du site des Echets (*Complexe Morainique Interne* dit de Lagnieu), et présentait une élévation maximale de 1200 m d'altitude dans le bassin molassique [Campy, 1992]. Au niveau mondial, le maximum glaciaire serait atteint entre 21 000 et 17 000 ans BP selon les auteurs. Le niveau marin était alors 120 m plus bas qu'aujourd'hui [Fairbanks, 1989] et la calotte arctique a développé une épaisseur pouvant atteindre 4000 m, à son maximum d'extension [Berger, 1992]. Malgré un pauvre enregistrement du Pléniglaciaire würmien moyen aux Echets [De Beaulieu & Reille, 1984], il présenterait trois légers interstades, alors que le Pléniglaciaire würmien supérieur ne présenterait aucun interstade et se caractériserait par des conditions climatiques très froides



Modifié d'après Renault-Miskovsky, 1992.



D'après Winograd *et al.*, 1997.



D'après Guiot *et al.*, 1989.

FIG. 9. — Chronologie et paléoclimatologie Quaternaire. (A) cadre chronostratigraphique et paléoclimatologie du Quaternaire européen ; (B) définitions du dernier interglaciaire à partir de la courbe isotopique SPECMAPn selon Winograd et al. ; (C) reconstitutions des variations des précipitations annuelles et de la température moyenne pour les sites de la La Grande Pile et des Echets. Les précipitations et la température sont exprimées en écarts par rapport aux valeurs actuelles (1 080 mm & 9.5°C pour la Grande Pile et 800 mm & 11°C pour les Echets).

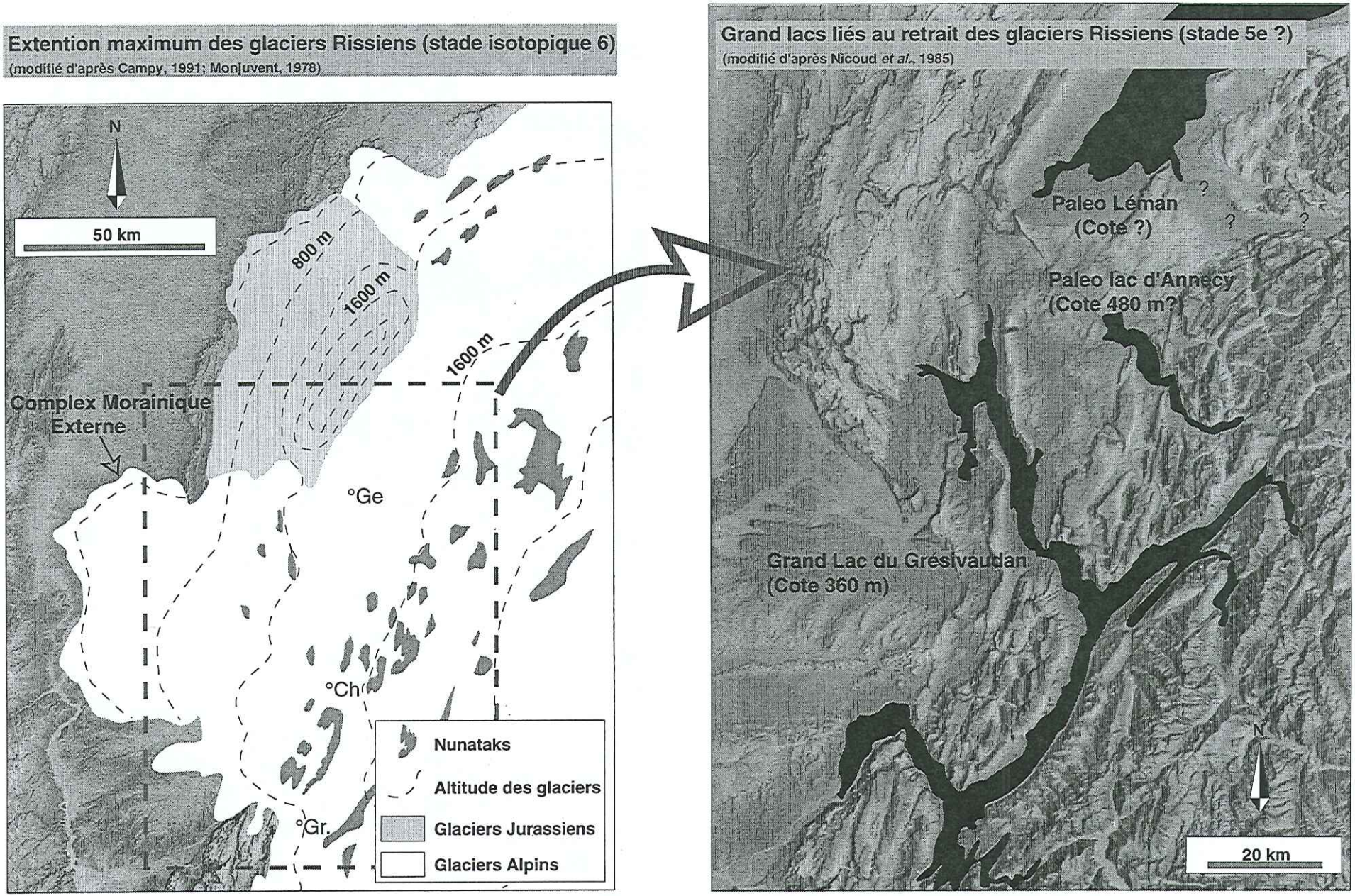
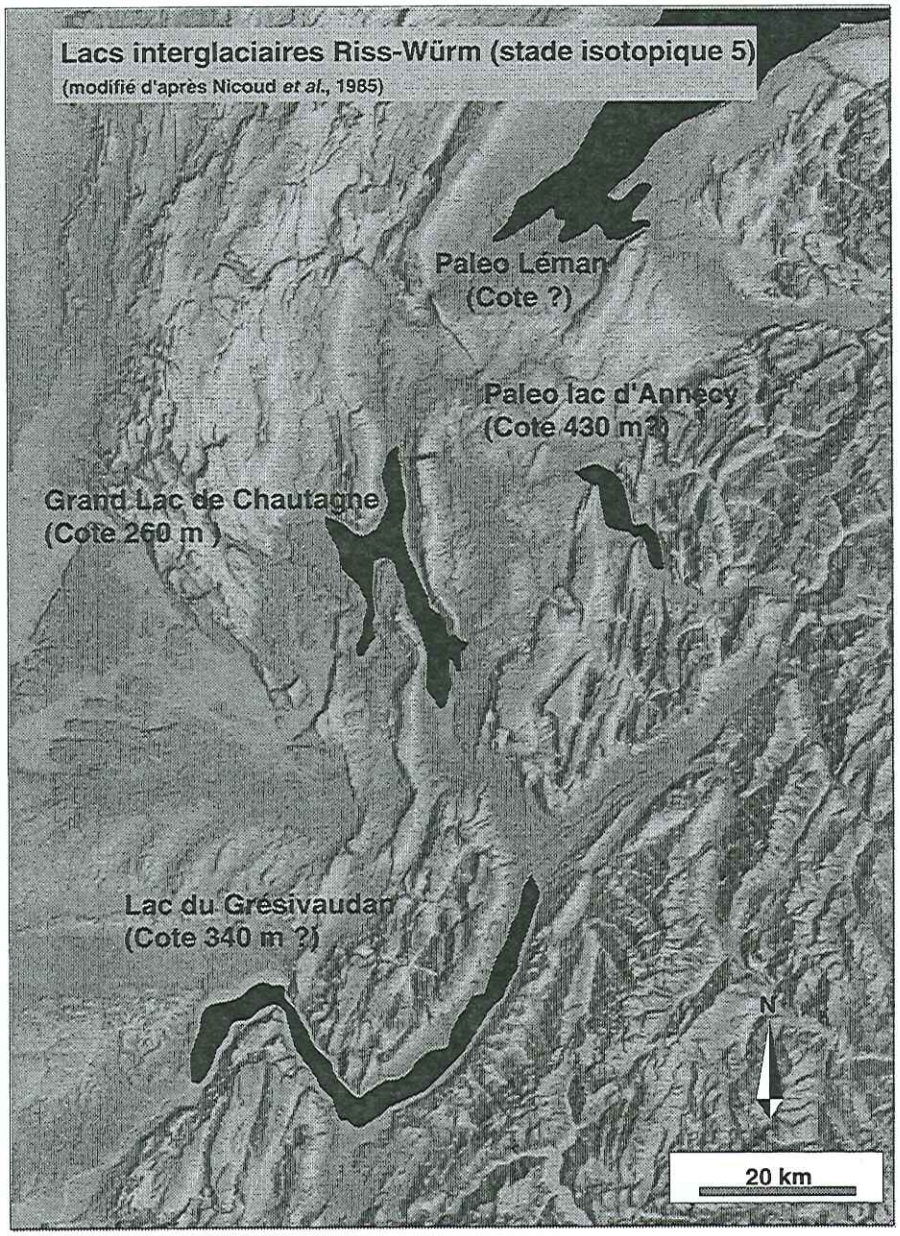


FIG. 10. — La glaciation du Riss dans les Alpes, et les grands lacs associés à la déglaciation. Gr : Grenoble, Ch : Chambéry, Ge : Genève.



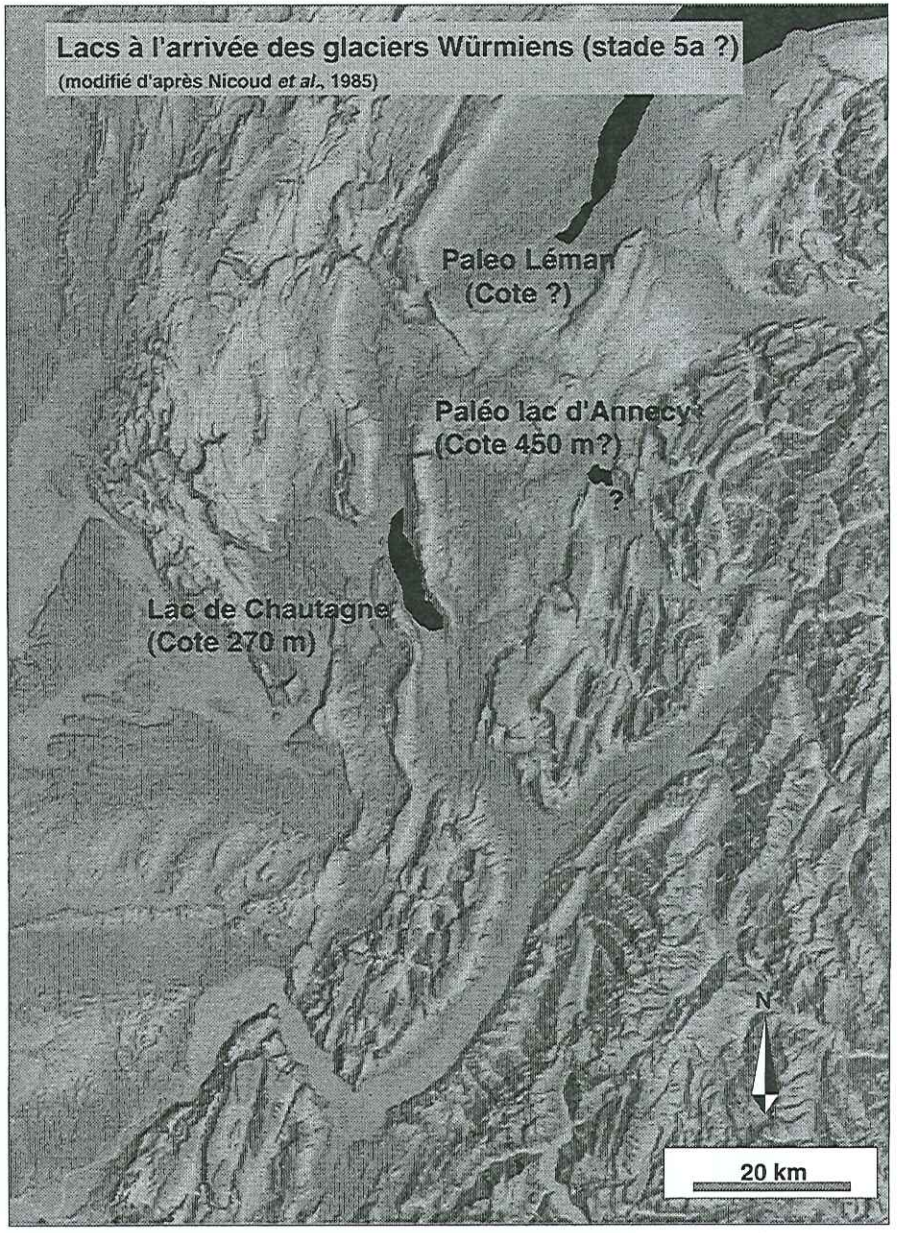


FIG. 11.— Comblement des lacs interglaciaires Riss-Würm.

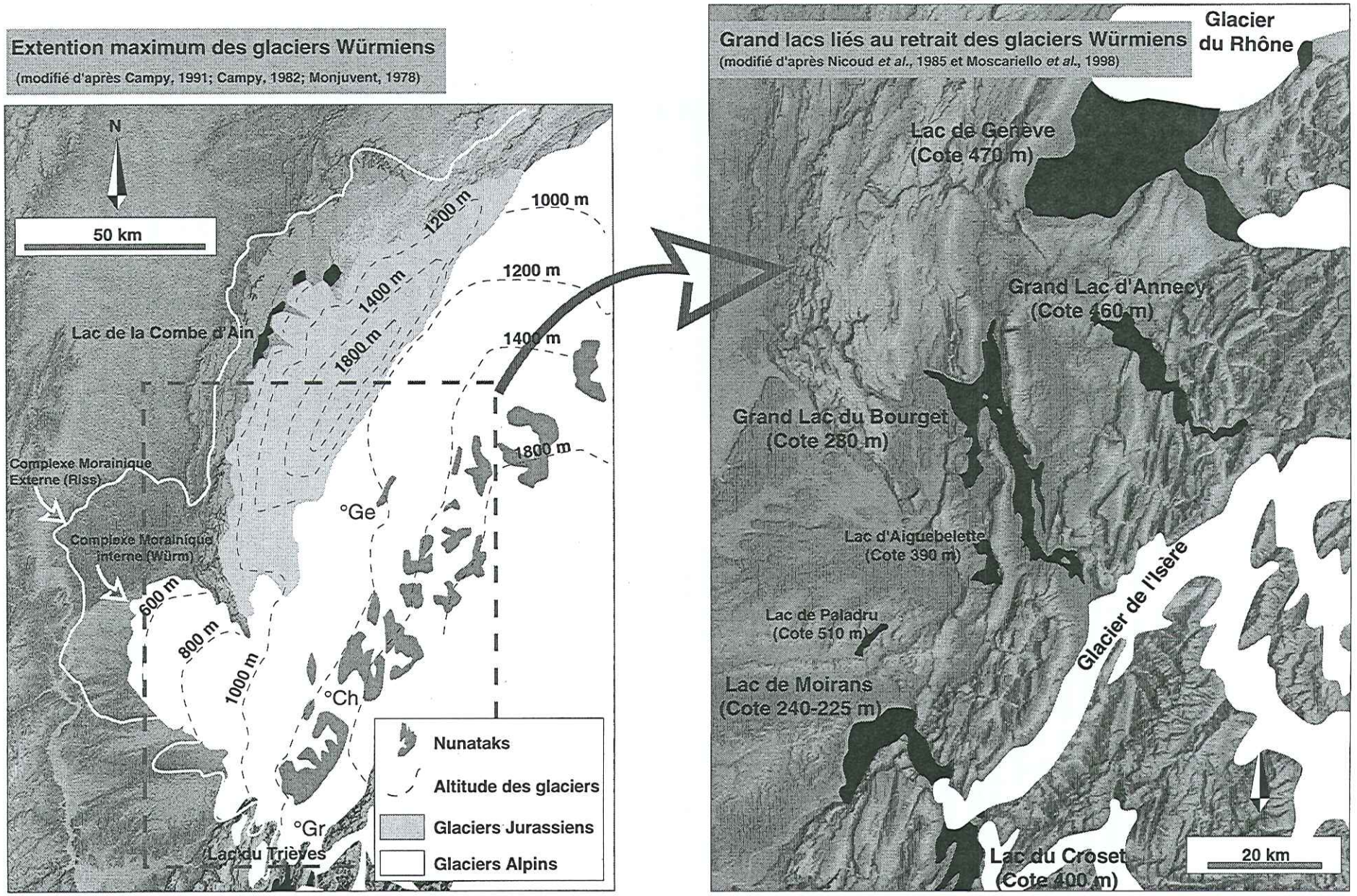
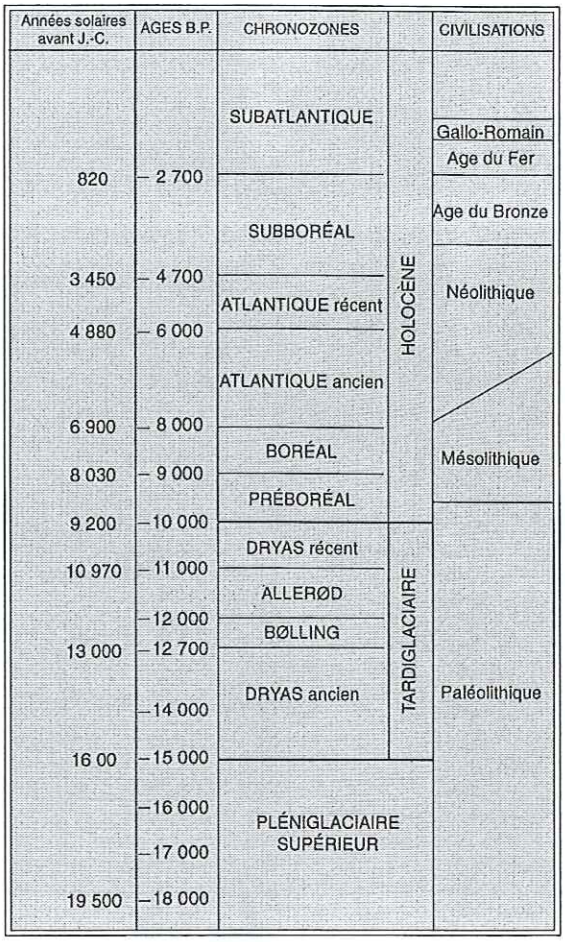


FIG. 12.— La glaciation du Würm dans les Alpes (stade isotopique 3?) et les grands lacs associés à la déglaciation (stade isotopique 2 ?). Gr : Grenoble.

et surtout très arides (fig. 9). Une étude récente des macrorestes d'arthropodes, réalisée par Ponel [1994] sur le site de La Grande Pile, permet de retracer l'évolution des températures moyennes du mois de juillet durant le Pléniglaciaire inférieur et moyen (respectivement, stades isotopiques 4 et 3, période pendant laquelle les données polliniques sont peu précises). Deux phases d'améliorations climatiques sont enregistrées, la première peu après 70 000 ans BP (températures majeures passant de 10-13 à 15-16°C), la seconde peu avant 34 000 ans BP (températures passant de 10-13 à 14-21°C). Un maximum de froid interviendrait vers 30 000 ans BP avec un abaissement de la température jusqu'à 6-11°C: ce dernier pourrait correspondre au maximum du Pléniglaciaire würmien supérieur dans cette partie des Alpes. Près de la Grande Pile, Seret *et al.* [1990] ont pu mettre en évidence une extension maximale des glaciers würmiens entre 50 000 et 30 000 ans BP (stade isotopique 3) beaucoup plus développée que lors du dernier maximum glaciaire. Le maximum glaciaire ne se serait donc pas développé de façon synchrone sur l'ensemble du globe.

La déglaciation mondiale s'amorce à la transition du Pléniglaciaire au Tardiglaciaire (le Dryas ancien) vers 15 000 ans BP (fig. 13). Durant cette période charnière du Tardiglaciaire, les stades froids du Dryas ancien (15 000 - 12 700 ans BP) et récent (11 000 - 10 000 ans BP) se succèdent, entrecoupés des interstades Bolling (12 700 - 12 000 ans BP) et Alleröd (12 000 - 11 000 ans BP). De vitesse modérée au Dryas ancien, la déglaciation s'accélère ensuite et semble s'effectuer rapidement, par pulsations successives. Plusieurs phases de remontées brutales du niveau marin sont associées à la fonte des glaces polaires (décharges d'eaux douces), et souligneraient une forte accélération de la fonte aux alentours de 14 000 ans cal. BP [Bard *et al.*, 1990 ; 1996 ; Blanchon & Shaw, 1995]. Cette déglaciation mondiale est interrompue durant la phase froide du Dryas récent, bien marquée en milieu océanique [Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990], dans les glaces polaires [Lorius *et al.*, 1990] et en mileu continental [Magny, 1995].

Les données sur les modalités de la dernière déglaciation würmienne en Europe occidentale s'avèrent complexes, tant du point du vue des mécanismes, que de la chronologie [Manalt, 1998]. Pour le NW des Alpes, une reconstitution de la déglaciation fini-würmienne (fig. 12), dont le flux glaciaire majeur est constitué par l'important glacier du Rhône, a été proposée par Campy *et al.* [1990]. Après avoir atteint son extension maximale (*Complexe Morainique Interne,* dit de Lagnieu), la fonte du glacier ne se serait pas effectuée par un recul progressif de son front, mais par ablation sur place, de glaces rendues « mortes » dans cette partie de l'arc alpin, par manque d'alimentation en aval des grandes vallées [Nicoud, 1985 ; Mandier, 1988 ; Campy *et al.*, 1990]. La présence de bassins successifs séparés de seuils plus ou moins transverses, aurait entrainé le découpage du glacier en îlots individualisés. Des formations juxtaglaciaires se sont



Modifié d'après Magny, 1995.

FIG. 13. — Tableau chronologique du Pléniglaciaire supérieur, du Tardiglaciaire et de l'Holocene.

développées durant cette fonte sur place. Par contre, en amont des grandes vallées, les glaciers auraient reculé progressivement [Monjuvent & Nicoud, 1988]. Dans la chaîne jurassienne, une reconstitution différente est proposée par Campy & Richard [1988] : ils attribuent l'homogénéité morphosédimentaire du complexe des moraines internes sur le versant NW de la chaîne, à une seule avancée glaciaire. Cet événement glaciaire présenterait une phase maximale, suivie d'un retrait assez rapide comportant cinq phases de stabilisation édifiant des moraines frontales. Par ailleurs, l'étude des relations stratigraphiques entre les moraines rhôdaniennes et jurassiennes au front de la chaîne et au contact du bassin molassique [Campy & Arn, 1991], indique que les glaciers du Jura auraient eu une dynamique propre, se comportant comme une petite calotte de glace dans la haute chaîne du Jura.

Concernant la chronologie de la déglaciation, deux hypothèses sont avancée :

1) l'hypothèse d'un maximum glaciaire (stade d'avancée maximale du front des glaciers) au Pléniglaciaire würmien moyen (stade isotopique 3),

antérieur à 38 000 ans BP et ayant développé, entre autres, les moraines *internes* de Lagnieu [Blavoux, 1988 ; Monjuvent & Nicoud, 1988a ; Mandier, 1988 ; Nicoud *et al.*, 1993 ; Fourneaux, 1976]. Jusqu'au Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique 2), le glacier du Rhône n'aurait pas franchi le bassin lémanique [moraine basale intermédiaire de Laconnex ; Maystre & Vergain, 1992], mais présenterait un certain nombre d'oscillations liées à deux interstades interrompus par deux récurrences. Ces dernières seraient responsables de la mise en place du complexe morainique d'Evian, où 6 épisodes d'englacement ont été datés entre 26 000 et 23 000 ans BP. La déglaciation du bassin lémanique au niveau d'Evian s'amorcerait vers 16 000 ans BP et s'achèverait vers 13 000 ans BP [Olive, 1972 ; Arn, 1984 ; Gabus *et al.*, 1987 ; Nicoud *et al.* 1993 ; Lotter & Boucherle, 1984]. Cette hypothèse s'appliquerait aux grands glaciers alpins du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de la Durance dans les Alpes (fig. 14), mais aussi au Massif Central [Etlicher & De Goer de Herve, 1988], aux Vosges [Seret *et al.*, 1990] et aux Pyrénées [Andrieu *et al.*, 1988] ;

2) l'hypothèse d'un maximum glaciaire au Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique 2), postérieur à 26 000 ans BP [Schlüchter, 1988 ; Campy, 1994 ; Magny, 1995], qui serait corrélé avec le dernier refroidissement mondial (18 000 - 20 000 ans BP). La déglaciation postérieure est supposée très rapide (de quelques centaines d'années à 2 000 ans maximum) et se serait terminée vers 13 000 ans BP [Lotter & Boucherle, 1984 ; Schlüchter, 1988]. Cette hypothèse est corroborée par l'étude des remplissages lacustres tardi et post-glaciaires du Jura [Campy & Richard, 1988 ; Campy, 1994 ; Magny, 1995], et l'étude des dépôts glaciaires et des remplissages glacio-lacustres situés près des glaciers jurassiens, et des grands glaciers alpins suisses et italiens (glaciers de l'Aar, du Rhône, du Rhin, de Linth et du Tessin).

Les différences entre ces deux hypothèses sont donc l'âge du maximum glaciaire, les modalités et la rapidité de la glaciation-déglaciation würmienne dans l'arc alpin et son avant-pays. Dans les hautes vallées alpines ainsi que dans le Jura, le remplissage des parties surcreusées daterait uniquement de la dernière déglaciation, alors que plus en aval des vallées, les derniers dépôts würmiens seraient emboîtés dans d'autres plus anciens (Riss, interglaciaire Riss-Würm, interstades würmiens).

Dans les Alpes françaises du Nord (fig. 15), toutes les grandes vallées ont été surcreusées par les glaciers et ont connu un ou plusieurs épisodes lacustres après le départ des glaciers [Nicoud *et al.*, 1987]. Certaines vallées sont aujourd'hui occupées par un plancher alluvial continu (Rhône en aval de Belley ; Arve, Isère en amont de Rovon, avec le paléolac du Grésivaudan), d'autres sont toujours occupées par de grands lacs initialement plus étendus (Léman, Le Bourget, Annecy), du fait de leur volume ou de leur position protégée des alluvionnements principaux. Il en est de même pour quelques petits bassins surcreusés du piémont subalpin, certains anciens lacs étant entièrement comblés (Saint-Laurent du Pont), d'autres subsistant encore (Lacs de Paladru, d'Aiguebelette, de Chevelus....). En revanche, au Sud de Grenoble, les surcreusements sont plus rares, et les lacs sont davantage liés à des barrages morainiques qu'à l'érosion [Monjuvent, 1978]. Le phénomène majeur dans cette zone a été l'importante et complexe obturation glacio-lacustre de la vallée du Drac (fig. 12) contemporaine de l'extension maximale des glaciers würmiens (paléolacs du Trièves, de La Mure, du Beaumont, du Croset et de Moirans). A la fin du Würm (fig. 12), les trois bassins du Bourget, d'Annecy et du Grésivaudan sont indépendants [Monjuvent & Nicoud, 1987] : le Lac du Bourget (280 m d'altitude) ; le Lac d'Annecy (460 m) et trois lacs dans le Grésivaudan, dont deux de barrages glaciaires (datés de 34 000 à 24 000

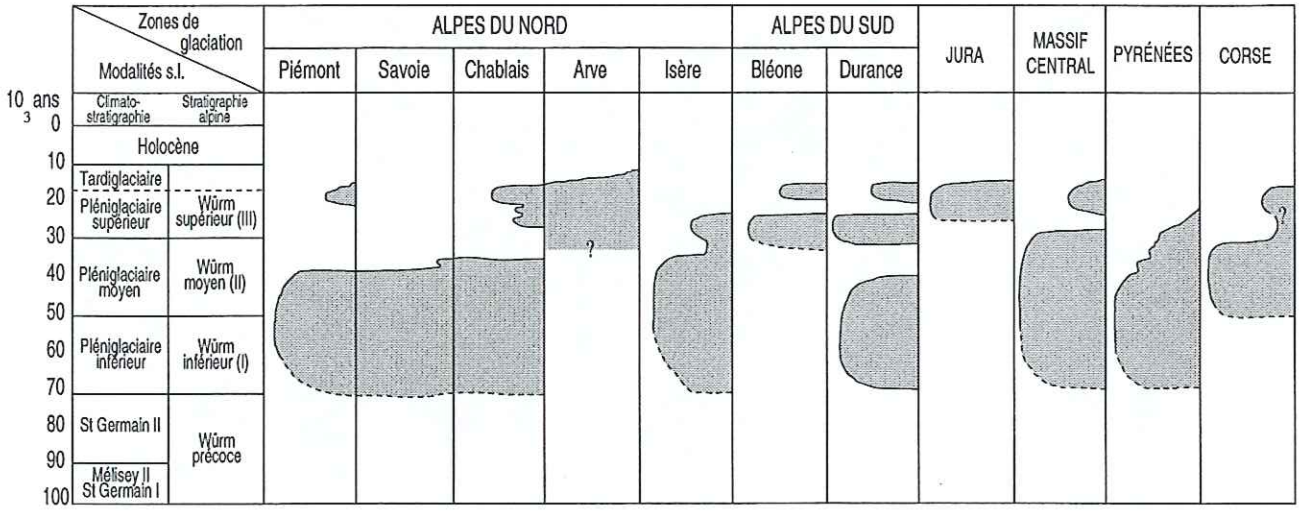
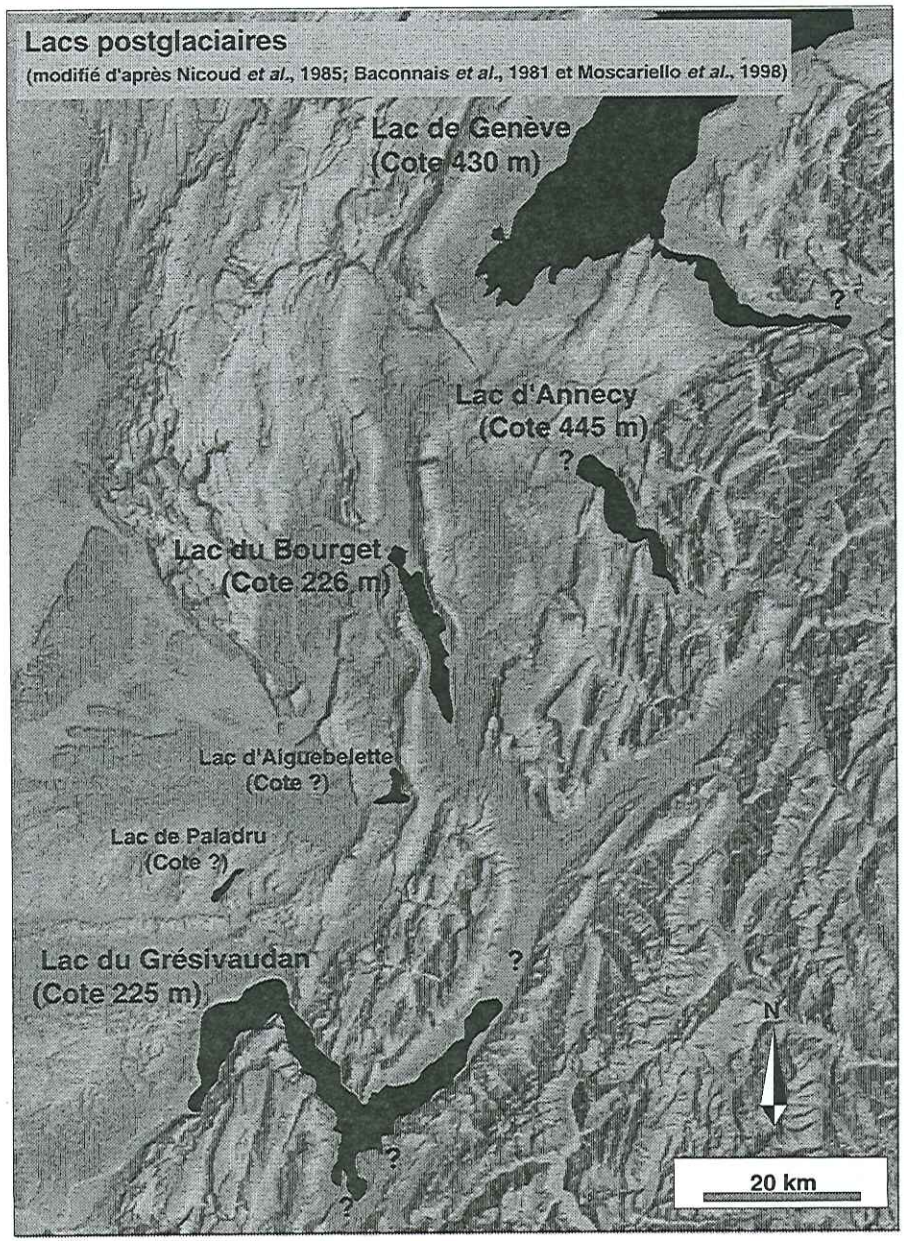


FIG. 14. — Principaux événements glaciaires dans les montagnes françaises (Alpes Maritimes et Vosges exceptées), d'après Monjuvent & Nicoud, 1988.



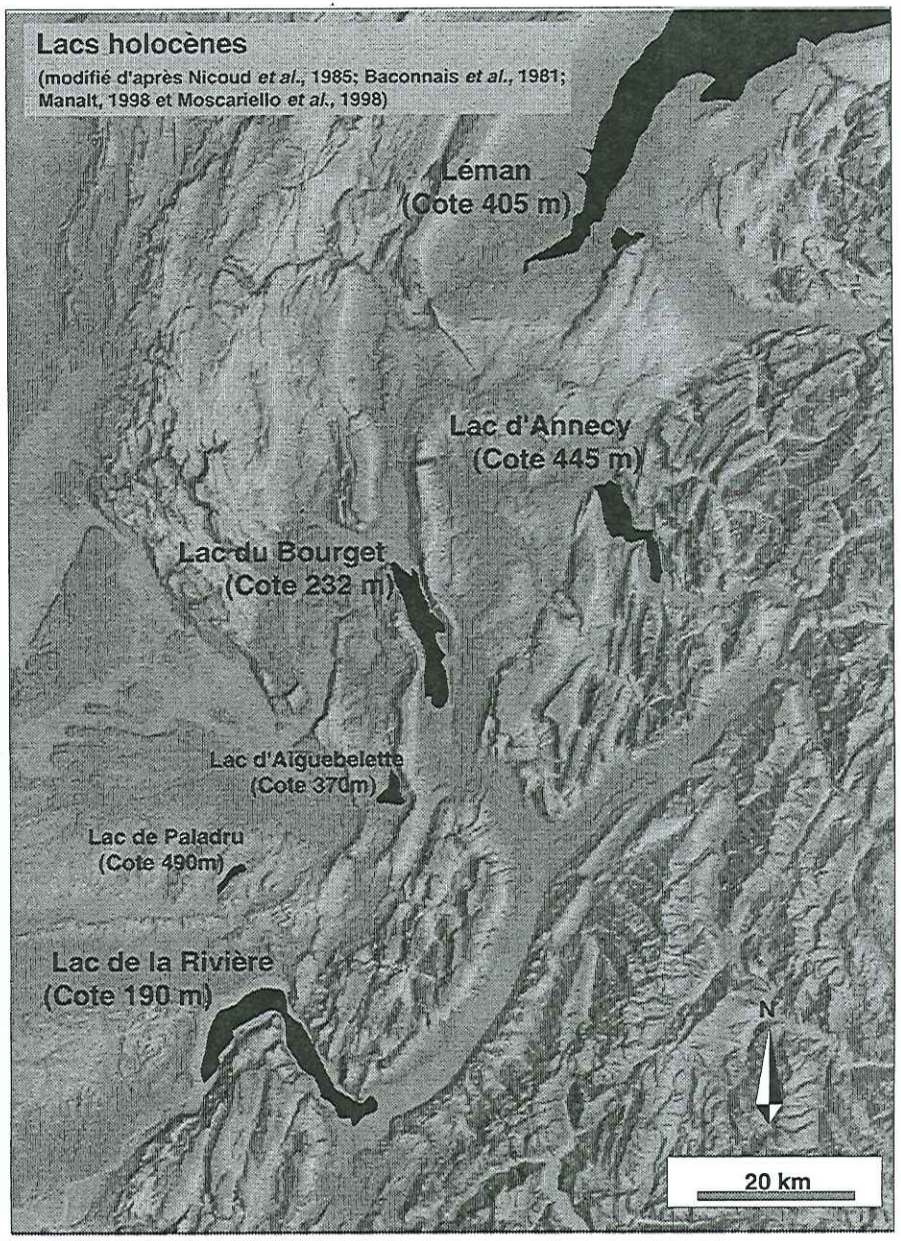


FIG. 15. — Comblement des lacs postglaciaires (stade isotopique 2) et holocènes (stade isotopique 1).

ans BP), et un de barrage alluvial (Lac de Moirans à 240m).

Dans le bassin Lémanique, les stades de Laconnex et de Genève [Moscariello *et al.*, 1998], indiquent une déglaciation à la fin du Würm dans un lac proglaciaire variable, respectivement d'altitude 470, 430 et 405 m. Une étude sédimentologique du retrait du glacier dans la rade de Genève (daté de 18 900 ans BP) et le Petit lac Léman, met en évidence deux stades supplémentaires, à environ 12 et 18 km en amont de Genève par un glacier du Rhône toujours relié à son bassin versant alpin.

Dans le Jura, d'importants lacs proglaciaires d'altitudes supérieures à 500 m (lacs de la combe d'Ain, de l'Angillon, de la Serpentine) jalonnaient le front NW de la calotte jurassienne würmienne [Campy & Richard, 1988 ; Lamy-au-Rousseau, 1991 ; Buoncristiani, 1997]. Ces lacs, liés à des obturations glaciaires entre la haute chaîne et les plateaux jurassiens, ont été le siège d'une importante sédimentation deltaïque dominée par des écoulements gravitaires. L'évolution de ces bassins a été dictée par des montées successives du niveau des lacs, ainsi que par la topographie du substratum [Lamy-Au-Rousseau, 1991]. Le climat régulant l'altitude des langues glaciaires qui barrent ces lacs, chaque système deltaïque correspondrait à une phase de stationnement du glacier lors de son extension. Par ailleurs, deux importantes phases de ravinement ont été mises en évidence dans les remplissages karstiques par des épisodes colluviaux, en domaine périglaciaire [Campy, 1982] à 20 km du front glaciaire : le plus ancien étant supérieur à 32 000 ans BP et le plus récent daté de 23 000 à 22 000 ans BP. Par la suite, la fonte des glaciers serait à l'origine de vidanges progressives des lacs proglaciaires et, dès le second stade de retrait des glaciers [Campy & Richard, 1988], le lac de la combe d'Ain n'existerait plus. De petits lacs se développent ensuite durant le Dryas ancien (et peut-être antérieurement), en amont des moraines frontales contemporaines au retrait glaciaire (lac de Chalain, du petit Maclu...), alors que les dépôts du lac de la combe d'Ain, subissent l'incision fluviatile de l'Ain. Au Nord du Jura, près de l'accident de Pontarlier, un éboulement rocheux obturant la haute vallée du Doubs entre 12 200 et 12 300 ans BP [Bichet, 1997] est à l'origine du lac de Chaillexon. Celui-ci ayant piégé un important volume de sédiments provenant de l'érosion des dépôts glaciaires, l'étude de son remplissage permet de préciser dans cette région, la transition du Tardi- au Post-glaciaire [Campy *et al.*, 1994] : de 12 000 à 9 000 ans BP (phases climatiques de l'Alleröd, du Dryas récent et du Préboréal), la sédimentation est essentiellement détritique, le matériel provenant de l'érosion mécanique (cryoclastie) du substrat calcaire et du ravinement des couvertures morainiques würmiennes superficielles.

Le Postglaciaire ou Holocène (stade isotopique 1)

A l'Holocène (stade isotopique 1), cinq phases climatiques types (fig. 13) sont reconnues grâce aux données palynologiques [in Berger, 1992 ; in Magny, 1995]. La phase de transition du Préboréal (10 000-9000 ans BP) est caractérisée par un climat sec et une augmentation des températures. Ce réchauffement va s'accroître durant le Boréal (9000-8000 ans BP), et le climat tempéré et humide de l'Atlantique (8000-5000 ans BP) constitue *l'Optimum Climatique*, avec une température moyenne supérieure de 2 °C par rapport à l'actuelle. Le Sub-Boréal (5000- 2500 ans BP) est moins chaud et plus sec. Les températures continuent de descendre durant le Sub-Atlantique (2500 ans BP à l'actuel), présentant alors un climat frais et humide. Dès la fin du Boréal, mais principalement au milieu de la période Atlantique, les Néolithiques anciens deviennent agriculteurs et éléveurs : il y a donc sédentarisation, et déboisement intensif. La déforestation s'intensifie avec l'utilisation massive du bois dans les fours destinés à fondre les métaux, du début de l'Age du Bronze (3700 ans BP) jusqu'à la fin de l'Age du Fer.

De nombreux travaux portant sur l'érosion des dépôts marginaux ont permis d'identifier des variations du niveau des lacs durant l'Holocène. Dans le Jura et le Nord des Alpes [Magny, 1995], une série de bas niveaux lacustres (horizons tourbeux intercalés dans la craie lacustre) est détectée vers 9 à 8 000, 6 000, 4 000, 3 000 ans BP et plusieurs fluctuations de faible durée sont enregistrées durant le sub-atlantique (fig. 16). Dans notre zone d'étude, durant l'Holocène, les lacs d'Annecy et du Bourget atteignent leur niveau le plus bas [Monjuvent & Nicoud, 1987] pour remonter lentement (+ 2 à 3 m à Annecy depuis le Bronze final, + 5.5 m depuis le Néolithique au Bourget). Dans ces lacs, la sédimentation holocène est dominée par la décantation de matériel bio-induit, et se caratérise par un drapé lacustre d'environ 15 m d'épaisseur (cf. chapitres 2 et 3). Dans le Grésivaudan, le lac de Moirans est comblé durant le Sub-Atlantique (avant 2 215 ans BP) par les apports de l'Isère et du Drac. Dans la région du Léman, le petit lac et la rade de Genève [Moscariello *et al.*, 1998], de la fin du Tardiglaciaire (Bölling) à l'actuel, la sédimentation lacustre est aussi dominée par la décantation de matériel bio-induit (0 à 7.5 m d'épaisseur), mais reflète un hydrodynamisme plus important. Dans le lac de Chaillexon [Campy *et al.*, 1994], du Boréal à l'Atlantique ancien (9 000 à 6 000 ans BP) le détritisme décroît (le matériel provenant de l'érosion chimique du bassin versant), la sédimentation riche en carbonates, est silto-argileuse et s'enrichit en matière organique. Mais, de l'Atlantique récent au Sub-Atlantique (6 000 ans BP à l'actuel), la part fournie par les sols augmente et le détritisme devient nettement plus marqué, indiquant soit une détérioration climatique accentuée par une modification de la végétation, soit une intensification du défrichement et de la déforestation dus à l'Homme.

2.4. Les terrains quaternaires

2.4.1.Stratigraphie type d'une glaciation-déglaciation

Malgré le caractère résiduel des dépôts lacustres postérieurs à la glaciation du Riss dans le Nord des Alpes,

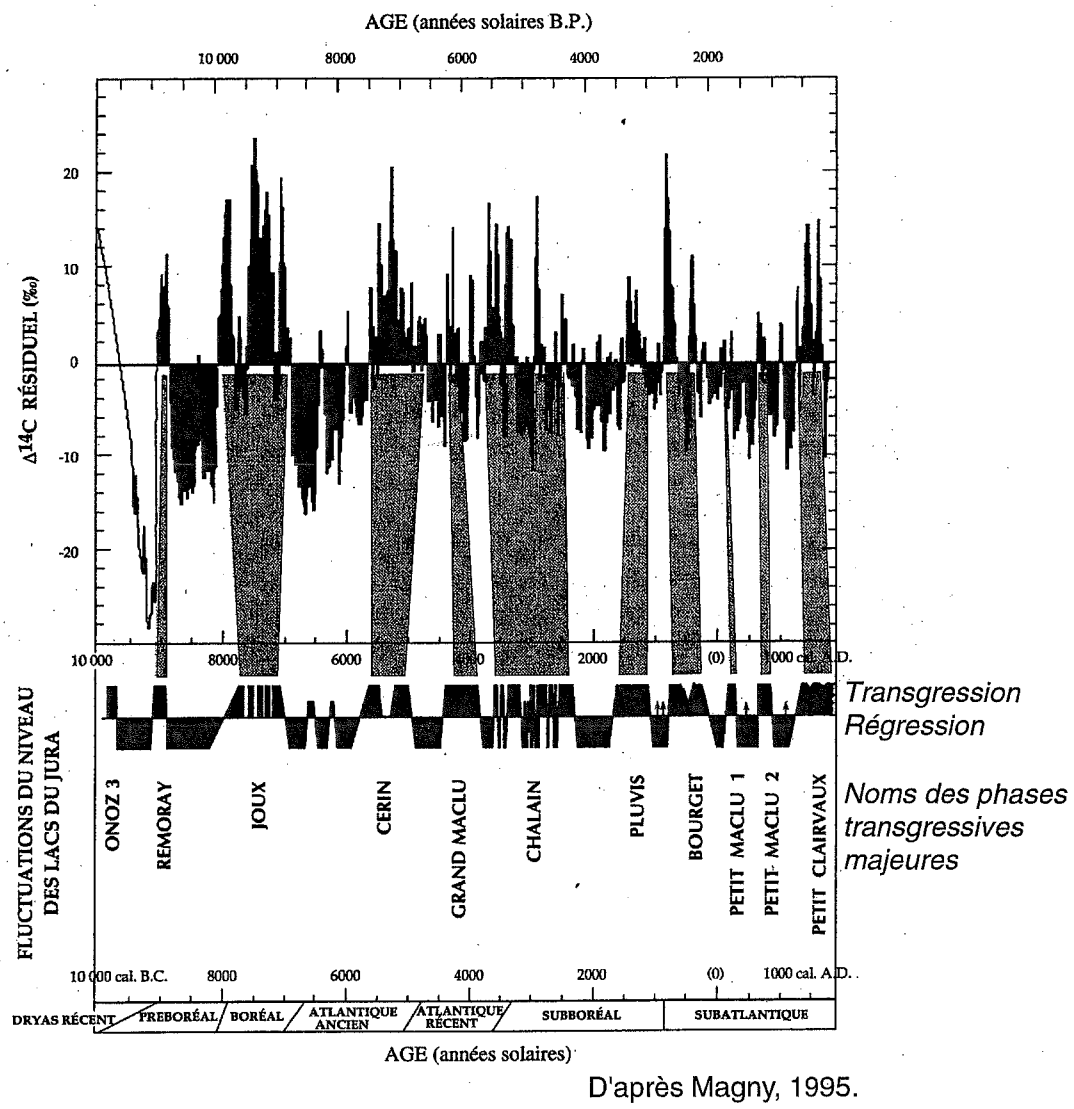


FIG. 16. — Comparaison des fluctuations Holocène du niveau des lacs du Jura et des teneurs en 14C résiduel atmosphérique. On observe une corrélation assez étroite entre les périodes de fortes teneurs de l'atmosphère en 14C résiduel et les phases de hausse du niveau des lacs du Jura, ces dernières marquant elles-mêmes des refroidissements du climat (faible activité solaire, faible vent solaire).

on observe une répétition des phénomènes lacustres à chaque glaciation [Nicoud & Monjuvent, 1987]. Les sédiments lacustres post-Riss sont localement bien visibles dans les banquettes perchées le long des vallées, et témoignent de l'existence de paléolacs, d'étendues parfois considérables, liés au retrait des glaciers rissiens (Voglans, Sonnaz et La Motte Servolex dans le bassin du Bourget ; Planaise, Francin et Barraux dans le Haut-Grésivaudan, Eybens dans la cuvette grenobloise, fig. 17). Ils sont localement recouverts par les lignites feuilletées interglaciaires Riss-Würm et présentent les mêmes zones d'apports que les lacs qui leur ont succédés (deltas d'Anglefort et du Sierroz dans l'ancien lac du Bourget, par exemple). Ces formations lacustres puis palustres interglaciaires, surmontées de dépôts fluviatiles grossiers, ont été profondément surcreusées par les glaciers würmiens et recouvertes de leurs moraines. Les nombreux sondages réalisés dans les vallées des Alpes du Nord présentent, sous la mince pellicule des alluvions grossières de surface (pluridécamétriques à métriques, d'amont en aval), de grandes épaisseurs de sédiments lacustres postérieurs au retrait des glaciers (hectométriques à plurihectométriques), selon un schéma constant [Nicoud *et al.*, 1987] : argiles puis silts et sables depuis la base, graviers et galets vers le sommet ; matériaux fins à l'aval, perturbés localement par des apports torrentiels latéraux, devenant grossiers vers l'amont.

Dans le Jura, les forages atteignant le substrat antélacustre, et couvrant les derniers 15 000 ans, se caractérisent par la même succession lithologique [Campy & Meybeck, 1995] : une dominante de matériaux détritiques plus ou moins grossiers à la base, se réduisant progressivement au passage Tardiglaciaire / Holocène ; une dominante de matériaux d'origine bioinduite ou détritique fins, riches en argiles d'origine pédogénétique

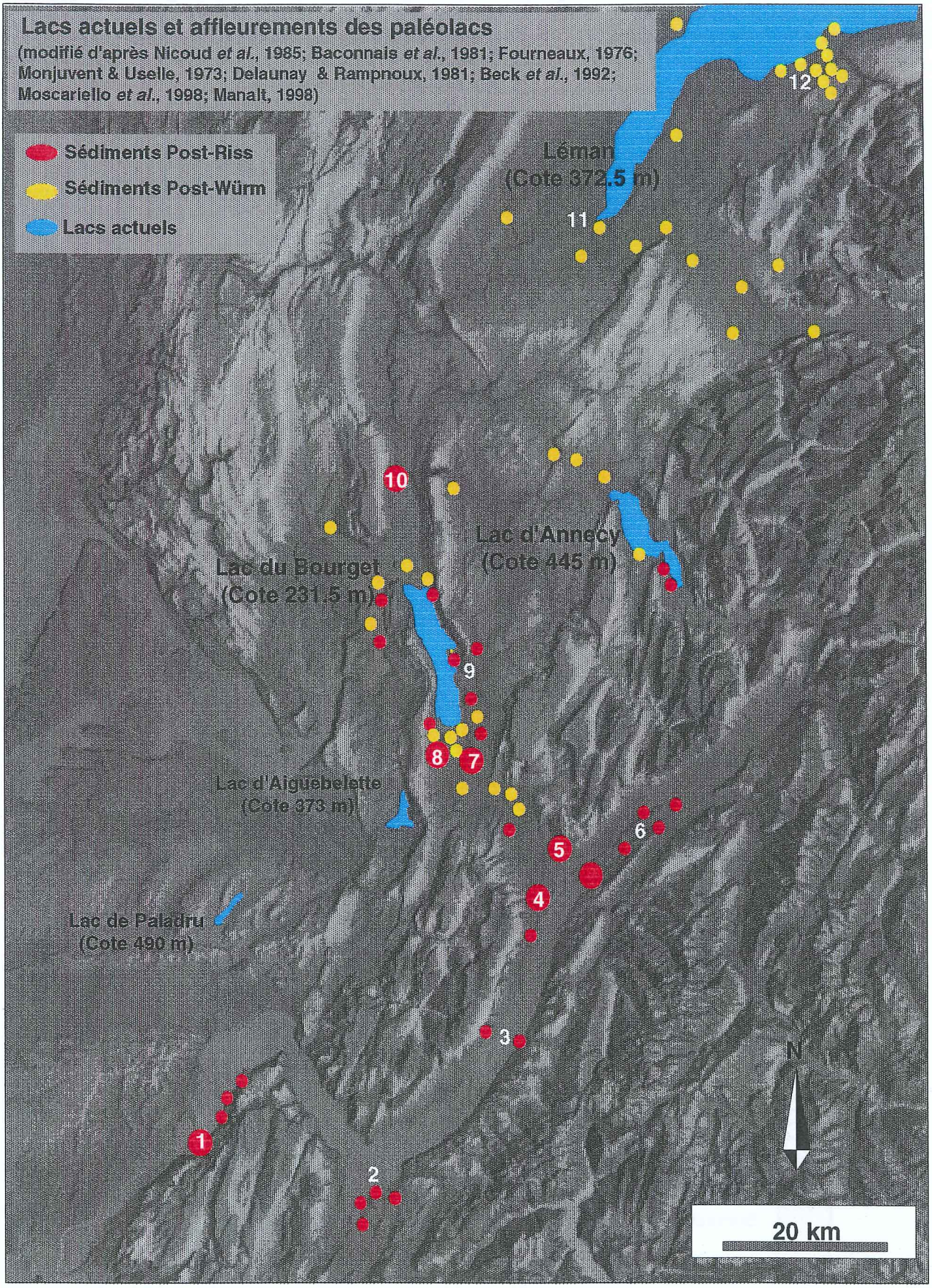


FIG. 17. — Répartition des lacs actuels et des affleurements des paléolacs post-Riss et post-Würm. 1 : Seuil de Rovon, 2 : Eybens, 3 : Brignoud, 4 : Barraux, 5 : Francin, 6 : Planaise, 7 : Voglans, 8 : Tremblay, 9 : Grésine, 10 : Anglefort, 11 : Genève, 12 : Terrasses de Thonon.

; et au sommet, une couverture tourbeuse correspondant à la fin du remplissage lacustre et au passage à un environnement palustre de type marécage.

2.4.2.Nature et morphologie des terrains quaternaires

Les sédiments quaternaires des régions étudiées ont été principalement déposés par un régime de glaciers de vallées (fig. 18). Les processus à l'origine de la morphologie de notre zone d'étude sont de types fluviatile, glaciaire et tectonique ayant engendré des érosions et tout un cortège sédimentaire [Signer, 1996]. Le relief de l'interface entre substratum et dépôts quaternaires, ainsi que l'architecture des sédiments des vallées alpines et périalpines sont essentiellement liés aux processus glaciaires et périglaciaires [Pugin & Wildi, 1995]. Une classification des processus de dépôt et d'érosion dans les environnements glaciaires proposée par Eyles & Eyles [1992], distingue les processus sub- ou sous-glaciaires, supra-glaciaires, glaciolacustres pro- et périglaciaires, fluvio-glaciaires pro- et périglaciaires, et l'érosion en climat froid.

Dans les environnements sub- ou sous-glaciaires s'effectuent l'érosion fluviatile, l'abrasion et l'arrachement glaciaires responsables des vallées et bassins surcreusés. Le cortège sédimentaire est composé du *lodgment till*, du *basal melt-out till*, et des *scree like fans*. Ces processus de dépôts forment des eskers dans les tunnels glaciaires et des drumlins composés de *deformation* et *lodgment till*. Dans le cas d'un glacier à base dégélée, l'imbrication des chenaux sous-glaciaires est à l'origine d'une série sédimentaire fluvio-glaciaire [Eyles, 1983]. Des lacs sous-glaciaires peuvent aussi se former, dont les eaux stagnent ou circulent à la base du

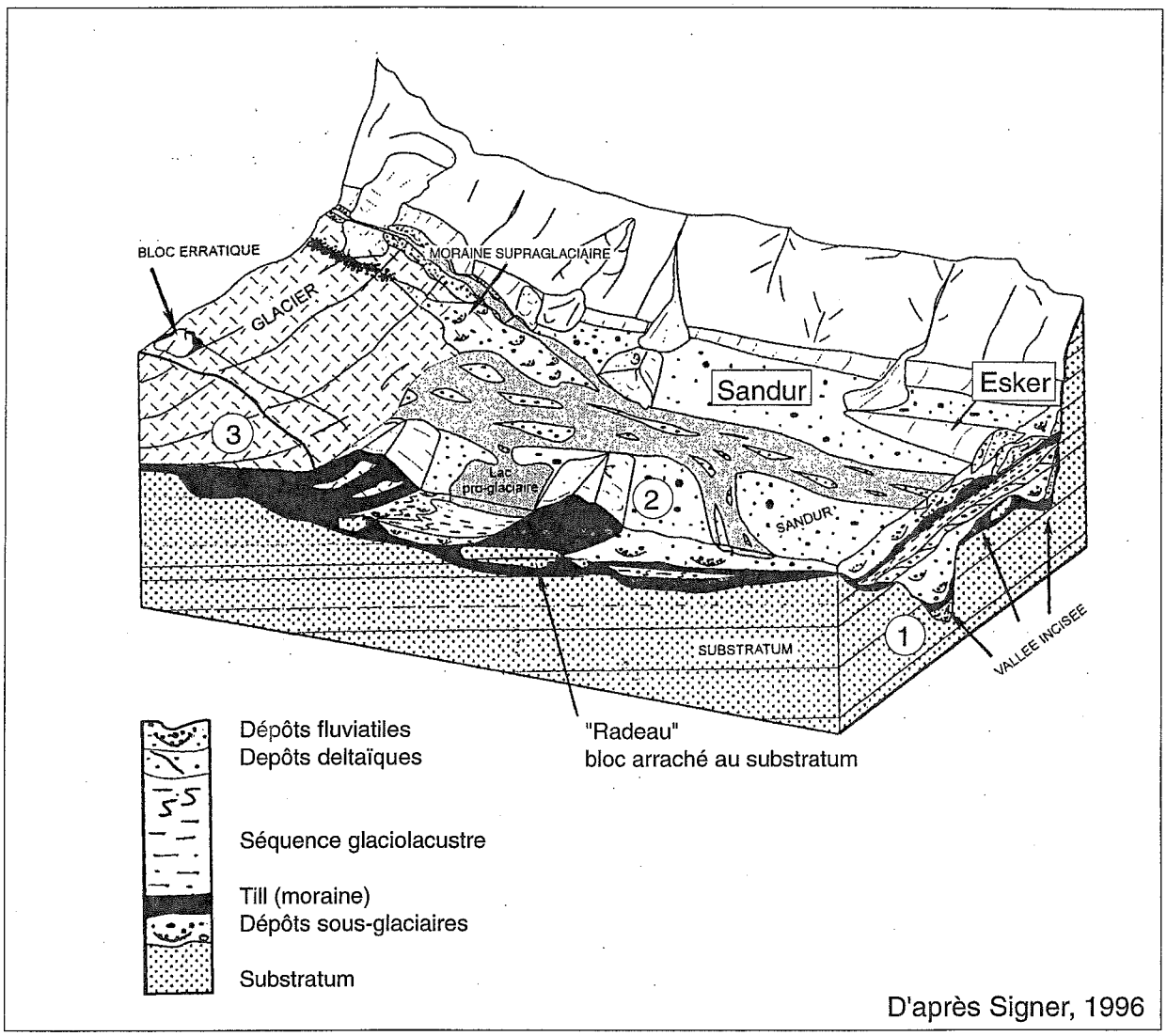


FIG.18. — Environnement géologique d'une vallée alpine glaciaire et de son remplissage sédimentaire. Trois cycles glaciaires distincts peuvent être observés.

glacier et déposent des diamictes ou des turbidites [Pugin, 1989 ; Pugin, 1991].

Le cortège sédimentaire supra-glaciaire se compose de *flow till,* de loess et de sédiments fluvio-glaciaires. Les diamictes supra-glaciaires se resédimentent souvent en *debris flow*, mais ces diamictes peuvent aussi contenir des structures d'effondrement liées à la glace morte lors du retrait glaciaire.

Les environnements glaciolacustres pro- et périglaciaires sont souvent associés aux nombreuses barrières naturelles engendrées par le relief du fond rocheux surcreusé, et les dépôts glaciaires des anciens stades glaciaires. Dans ces lacs pro- ou périglaciaires, des deltas de type Gilbert se développent, les sédiments glaciolacustres plus distaux sont caractérisés par des varves *s.s. (cf Chapitre 3),* et contiennent également des *dropstones* (galets lachés) provenant de glaces flottées. Les ruptures de barrages retenant ces lacs sont à l'origine de fortes crues observées dans l'enregistrement sédimentaire en aval.

Dans les environnements fluvio-glaciaires pro- et périglaciaires, le régime fluvial est régi par la quantité d'eau produite par la fonte du glacier. Immédiatement au front du glacier, se développe le sandur ou *outwash plain*, un système complexe composé de l'imbrication de chenaux fluviatiles (rivière en tresse). La rupture de lacs de barrage en amont entraîne des arrivées d'eau subites et importantes. On obtient ainsi des dépôts de graviers grossiers qui remobilisent -durant le retrait du glacier- tous les autres cortèges sédimentaires déposés précédemment.

Par ailleurs, l'érosion en climat froid favorise le développement des environnements dominés par des dépôts de loess (déflation éolienne et redéposition), et des dépôts de pente dus aux différents processus liés au permafrost.

2.4.3. Surface d'érosion glaciaire et sédiments sous-glaciaires

Dans les vallées périalpines, la morphologie de la surface d'érosion des glaciers et la répartition des sédiments sous-glaciaires restent encore assez peu connues. En effet, l'hétérogénéité des données (forages, sondages électriques, sismique réflexion, gravimétrie), la nature lenticulaire des corps sédimentaires et les problèmes de datation des dépôts, nécessitent un inventaire horizontal et vertical le plus complet des corps sédimentaires au sein des vallées. Dans la partie française du Nord des Alpes, les données proviennent essentiellement de forages et de sondages électriques, mais en Suisse occidentale (fig. 19), de plus nombreuses données géophysiques (sismiques réflexions terrestre et lacustre, gravimétrie) ont permis d'obtenir une image plus précise de la topographie des fonds rocheux et des dépôts glaciaires [Pugin, 1988]. Les vallées glaciaires principales sont surcreusées jusqu'à 400 m et à 200 m au-dessous du niveau de la mer dans la vallée du Rhône en amont du Léman, et de l'Aar (lac de Thun). Le substratum du lac de Neuchâtel, bien que n'étant pas directement lié à une grande vallée alpine, montre une érosion dans la molasse juste au-dessous de la cote 0 m. Ces surcreusements apparaissent essentiellement dûs à l'érosion glaciaire le long de zones de fracturations ou de limites stratigraphiques importantes entre roches de fortes et faibles fracturations (calcaire Mésozoïque fracturé et karstifié; molasse gréseuse peu fracturée). Les axes des bassins présentent des directions NW-SE et EW pouvant souligner un jeu de failles conjuguées. Selon Pugin [1998], il existerait une relation entre la fracturation du substratum, l'intensité de l'érosion glaciaire et le flux géothermique élevé mesuré par Finckh [1981] dans les lacs périalpins. Une situation similaire dans certaines parties de la calotte glaciaire antarctique serait à l'origine de très vastes lacs sous-glaciaires [Ellis-Evans & Wynn-Williams, 1996 ; Bentley, 1996 ; Kapitsa *et al.*, 1996]. Par ailleurs, la surface d'érosion glaciaire et l'asymétrie des dépôts morainiques dans le bassin Lémanique souligneraient des mouvements rotatifs au sein des corps de glace. Au NW du lac de Neuchâtel, les surcreusements dans l'axe de la vallée d'anciens cycles glaciaires, soulignent un écoulement plus rapide au centre du glacier, alors qu'en bordure de vallée, les anciennes terrasses de graviers fluviatiles sont essentiellement érodées par des chenaux sous-glaciaires [Pugin,1991]. La morphologie des surfaces d'érosion glaciaire, et la présence de seuils rocheux élévés, indiquent une érosion sous-glaciaire d'origine fluviatile. La présence sous les silts argileux, de graviers et de sables à la base du forage du lac de Zürich [Giovanoli *et al.*, 1984 ; Hsü & Kelts, 1984] souligne par exemple, l'importance de l'écoulement des eaux sous-glaciaires. Par ailleurs, en bordure des anciens stades glaciaires, les changements latéraux et verticaux des faciès sédimentaires sont rapides, alors que les formations sont plutôt continues au centre des bassins [Pugin & Wildi, 1995].

Dans la vallée de l'Isère, plusieurs surfaces d'érosions glaciaires se superposent. La première, celle du Riss est encore mal définie, mais semble se trouver au contact du substratum et a été fossilisée par le dépôt des argiles d'Eybens. La seconde, würmienne, mieux connue, correspond au toit des argiles d'Eybens et semble devenir complexe dans la partie amont du Grésivaudan, où une troisième surface d'érosion bien visible dans la banquette de Planaise correspondrait à la dernière pulsation glaciaire [Fourneaux, 1976]. Dans la vallée du Grésivaudan, les deux dernières glaciations ont entrainé des érosions différentes: alors que les dépôts würmiens ont préservé des dépôts rissiens et post-rissiens (les argiles d'Eybens), les glaciers rissiens ont, eux, érodé le substratum. Les argiles d'Eybens reposent ainsi au contact de ce substratum et on ne retrouve des dépôts plus anciens qu'au-delà de l'extension maximale des glaciers rissiens, dans la plaine de Bièvres à l'Ouest de Moirans [Fourneaux, 1976]. Selon Monjuvent & Uselle [1973], la continuité de cette formation argileuse développe une

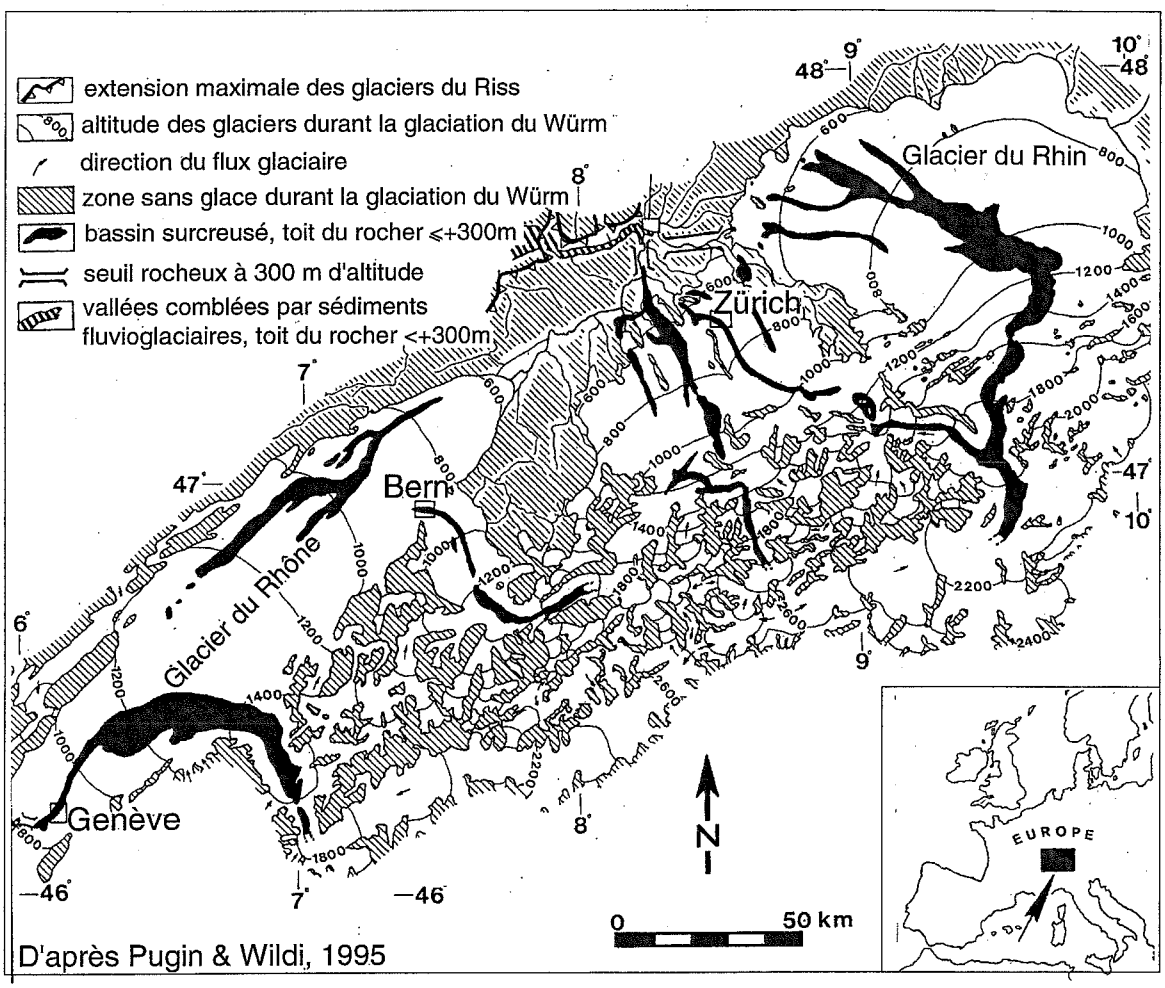


FIG. 19. — Surcreusement glaciaire dans les vallées alpines et péri-alpines des Alpes du Nord. Les zones en noir correspondent au substratum érodé en dessous de 300 m d'altitude. Ces surcreusements apparaisent essentiellement associés à des zones de fracturations ou de limites stratigraphiques importantes entre roches de fortes et faibles fracturations.

nappe aquifère en charge, atteinte à la base du sondage d'Eybens, sous les argiles, dans des graviers et sables très grossiers d'origine sous-glaciaire, très probablement. La morphologie en « *drumlins* » du toit de la formation très homogène des argiles d'Eybens présente de grandes ondulations longitudinales (d'ordre kilométrique) dans l'axe de la vallée de l'Isère et des ondulations transversales plus réduites (d'ordre hectométrique). Cette morphologie würmienne apparait aussi à l'aval de la confluence Arc-Isère sous la fine pellicule des dépôts glaciaires de la banquette de Planaise, formée de sables finement lités, de graviers et parfois des calcaires marneux du Dogger. Elle se poursuit dans les sables fluviatiles de la banquette de Françin, en direction de la cluse du Bourget (fig. 20), mais elle est ensuite en partie masquée par l'érosion des eaux de fonte glaciaire, l'écroulement historique du Granier, et les incisions fluviatiles récentes du bassin versant du lac. En aval de Grenoble, à la confluence Drac-Isère, les argiles d'Eybens sont entaillées sous la cote actuelle du seuil de Rovon, par deux sillons parallèles de 20 à 25 m de profondeur et de largeur supérieure à 100 m [Fourneaux, 1976]. Des sillons semblables ont également été définis par prospections électriques en amont de Grenoble, dans le Grésivaudan et la Combe de Savoie. Cette morphologie résulterait du décollement partiel de la base du glacier où se développent des torrents sousglaciaires érodant des chenaux. Lorsque le glacier vient obstruer un chenal, l'eau se met en charge derrière ce barrage, finit par se déverser vers un autre point de décollement, et développe un nouveau chenal. Par la suite, la dynamique du glacier tendant à conserver les chenaux, elle les élargit et les façonne, alors que des chenaux secondaires apparaissent. Ainsi, la coalescence de deux importants glaciers dans une vallée étroite composée de versants résistants, approfondira ces sillons sous-glaciaires, alors que l'ouverture de la vallée abaissera leur crêtes.

2.4.4. Sédiments glaciolacustres pro- et périglaciaires

Au contact des glaciers de notre zone d'étude, de vastes lacs se sont développés, alimentés par les eaux de fonte des glaciers, aux confluences des vallées perchées

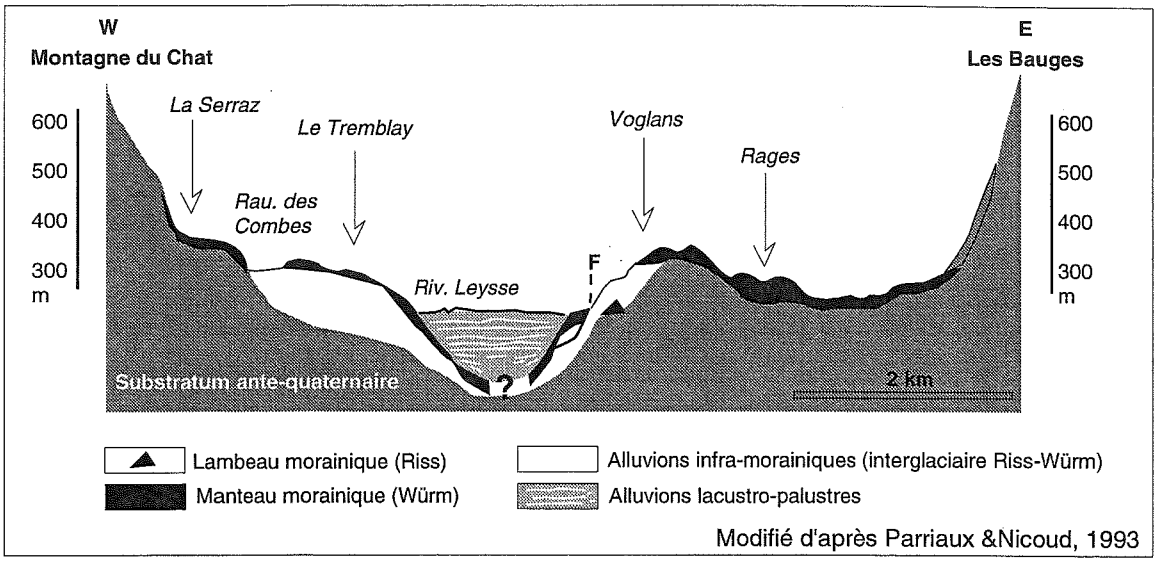


FIG. 20. — Sillons dûs à l'érosion glaciaire au Sud du lac du Bourget

(lac d'obturation glaciaire), ou au front du glacier de vallée (lacs pro- et périglaciaires).

Au Sud de Grenoble, les eaux de fonte des glaciers du Drac, de la Séveraisse, de la Bonne et de la Romanche, ont ainsi développé de vastes lacs contre le glacier de l'Isère : Le lac du Trièves (fig. 12), le lac du Beaumont et le lac de la Matheysine [Monjuvent, 1978]. Les eaux de fonte du glacier de la Dranse, ont aussi développé des lacs contre le glacier du Rhône au niveau de Thonon, construisant ainsi les nombreuses terrasses de kame vers Thonon [Dray, 1994 ; fig. 21]. Dans la Combe d'Ain, de vastes lacs d'obturation glaciaire se sont développés sur le versant occidental de la calotte glaciaire jurassienne, entre les plateaux de Lons-le-Saunier et de Champagnole, barrés par des langues de glaces issues de la calotte [Campy, 1982 ; Lamy-au-Rousseau, 1991] : Lac de la Combe d'Ain, Lac de la Serpentine, Lac de L'Anglion (fig. 12).

Au front des grands glaciers de vallée, les moraines frontales, ou les verrous rocheux, et la construction du sandur (fig. 18), ont permis le développement de larges lacs, comblant les dépressions glaciaires : le lac proglaciaire de Genève [fig. 22 ; Moscariello, 1996 ; Moscariello *et al.*, 1998], et celui du Grésivaudan [Monjuvent & Nicoud, 1985] par exemple. Les lacs proglaciaires subissent une influence directe des arrivées d'eaux sousglaciaires, et des icebergs; alors que les lacs périglaciaires se développent -et sont alimentés- plus ou moins proches du glacier, au sein d'un sandur plus ou moins développé. Tous ces types de lacs sont gelés durant l'hiver, et subissent les fortes crues glaciaires en été [Weirich ,1986]. Les dépôts glaciolacustres associés (fig. 23) édifient des complexes deltaïques constitués en bordure de dépôts grossiers, puis sableux et silteux vers la dépression lacustre. De nombreux remaniements gravitaires caractérisent les foresets de ces deltas [Pickrill & Irwin, 1983 ; Lamy-au-Rousseau, 1991]. Mais dans le bassin lacustre en domaine distal, la sédimentation silto-argileuse est finement laminée et présente classiquement une rythmicité annuelle (*varves*) : alternance de couche silteuse estivale (claire) et de couche argileuse hivernale (sombre) résultant de la décantation des fines particules lorsque le lac est gelé. Cependant, l'évolution en turbidites de certains écoulements gravitaires d'origine deltaïque [Lamy-au-Rousseau, 1991], ainsi que des successions de crues glaciaires [Pickrill & Irwin, 1983] durant le même été, peuvent compliquer le signal varvé. Ainsi, à l'intérieur de la lamine claire estivale, on peut retrouver des passées silteuses plus grossières, alors que la lamine sombre hivernale sera unique et plus ou moins développée, selon l'importance de la tranche d'eau, et la proximité des bordures [Pickrill & Irwin, 1983 ; Gauthier, 1998 ; Lignier, 1996]. Par ailleurs, en fond de vallée, les lacs peuvent enregistrer durant la même année plusieurs vidanges de lacs situés en amont dans les vallées affluentes. Par sismique réflexion haute résolution et carottage, Pickrill & Irwin [1983] ont défini dans un lac proglaciaire actuel, que 55% des apports sédimentaires annuels se déposaient dans les environnements deltaïques, 40 % dans le bassin lacustre et 5% sur les flancs du lac. Au début de la période estivale, la fonte des icebergs détachés du front du glacier ou le dégel du lac peuvent libérer des galets (*dropestone*) plus ou moins importants s'intercalant dans les dépôts glaciolacustres. Ces dépôts glaciolacustres représentent la majorité des dépôts piégés dans les grands lacs alpins [Vernet *et al.*,1974 ; Hsü & Kelts, 1984 ; Finckh *et al.*, 1984]. Les argiles d'Eybens présentant quelques drop stones [Monjuvent & Uselles, 1973] correspondraient à des dépôts glaciolacustres post Riss, déposés dans un vaste et profond lac pro- puis périglaciaire occupant les vallées de l'Isère et du Bourget (Grand Lac du Grésivaudan).

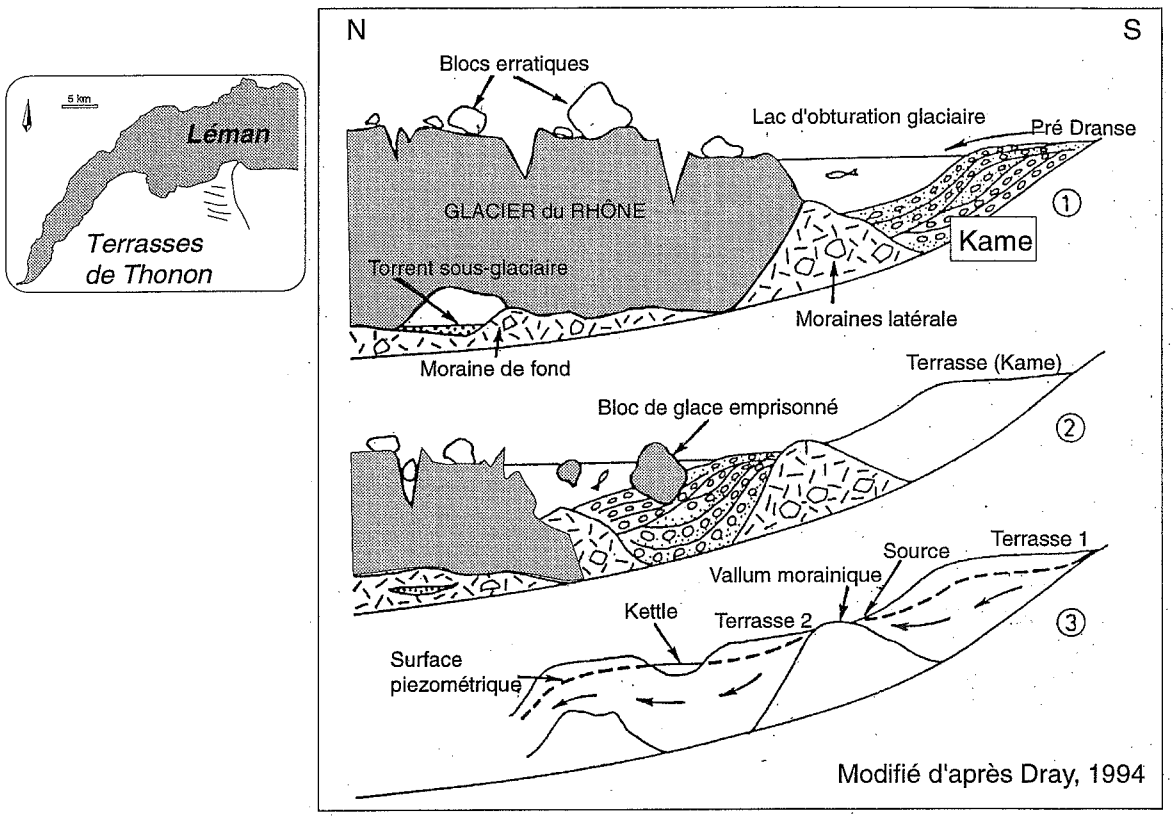


FIG. 21. — Dépôts associés à un lac d'obturation glaciaire. Exemple schématique de la formation de terrasses de kame de Thonon.

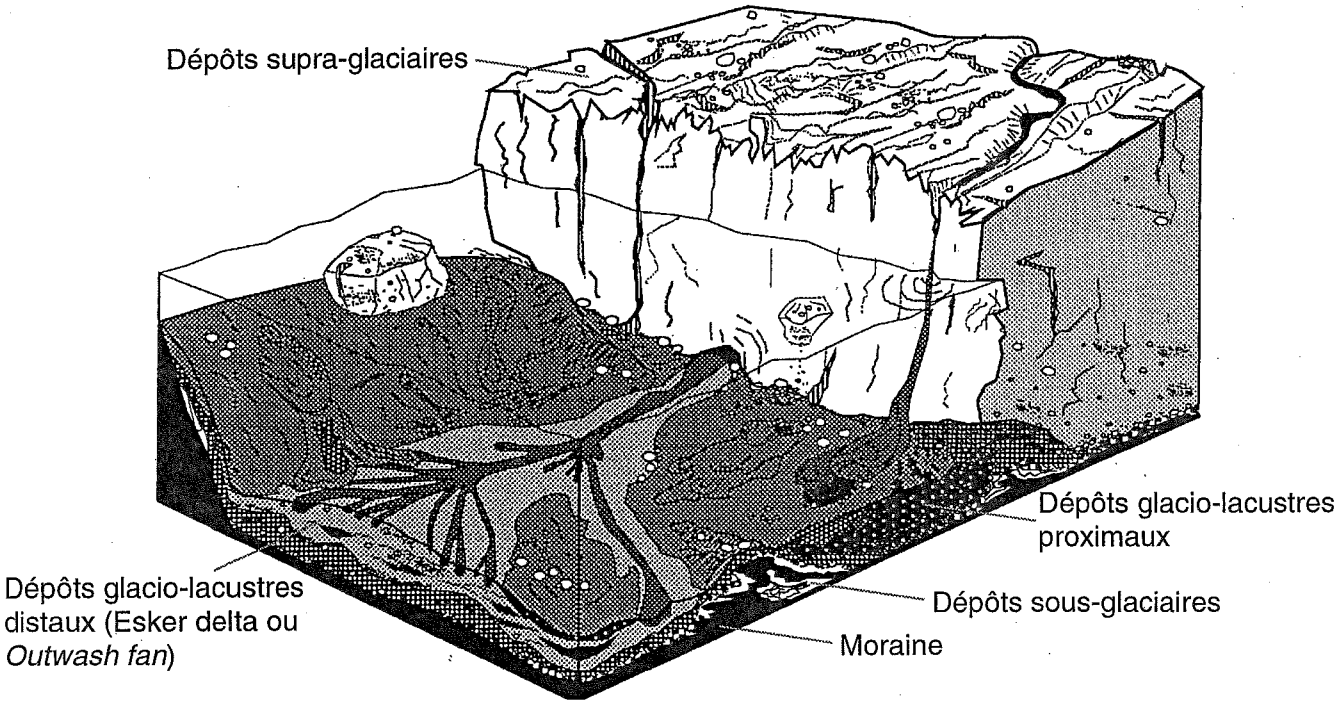


FIG. 22. — Schéma d'un environnement proglaciaire durant le retrait du glacier (modifié d'après Moscariello, 1996). La quantité de galtes lachés (*dropestones*) est liée à l'importance des icebergs, et de la proximité du front du glacier. Les sédiments glaciolacustres sont affectés de nombreux remaniements gravitaires.

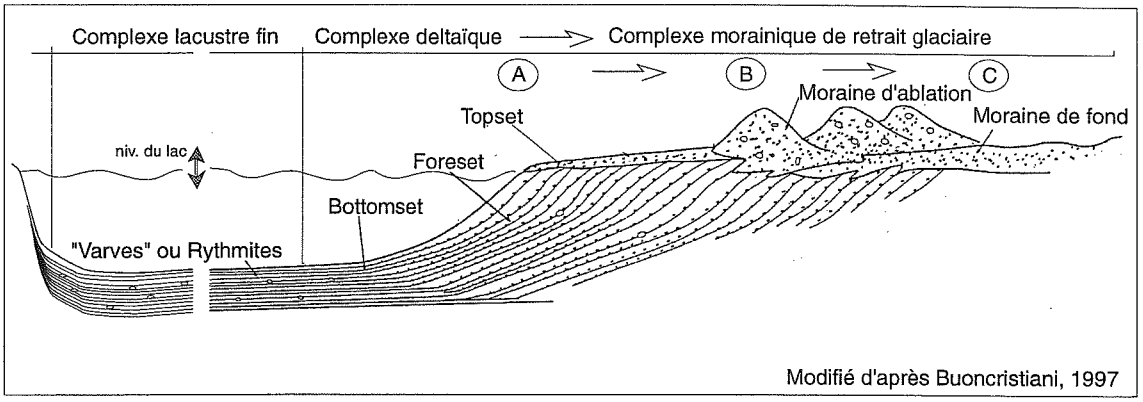


FIG. 23. — Différents complexes sédimentaires dans un lac proglaciaire (A) ou périglaciaire (B et C).

2.4.5. Sédiments lacustres post- et interglaciaires

Lors du retrait du glacier hors du bassin versant hydrographique, lorsque le bassin lacustre n'a pas été complètement comblé, celui-ci accumule des dépôts lacustres. En période post-glaciaire, le régime des affluents (dont la charge tend à diminuer) reflète alors les conditions climatiques locales (pluviométrie, enneigement, températures...), la faible couverture végétale favorise l'érosion des pentes du bassin versant [Magny, 1995], et la sédimentation essentiellement détritique est relativement sableuse. Mais le réchauffement du climat renforce la colonisation forestière ainsi que la stabilisation des pentes, et les eaux du lac tendent à se stratifier thermiquement durant l'été (développement de la thermocline). Le détritisme diminue, la stratification des eaux modifie le mode d'apport des sédiments (cf. chapitre 2) et l'édification des deltas. Dans la dépression lacustre, les dépôts finement laminés silto-argileux, s'enrichissent en matière organique et présentent parfois des lentilles sableuses déposées lors de crues. En régime interglaciaire, si le lac n'est toujours pas comblé, des plaines alluviales se développent en amont du lac, réduisant encore le détritisme. La sédimentation est alors essentiellement constituée par des précipités carbonatés (craie lacustre, drapé lacustre) édifiant la plate-forme littorale qui progresse peu à peu vers le centre de la cuvette [Magny, 1995]. Une fois comblé, le lac résiduel est remplacé par une tourbière.

2.5. Les déformations quaternaires

Des déformations de dépôts quaternaires ont été observées localement à l'affleurement, et dans les remplissages sédimentaires des lacs alpins. Par sismique réflexion terrestre à haute résolution, Pugin & Rossetti [1992] ont mis en évidence des failles inverses (liées au plissement jurassien de la chaîne), sous le delta de l'Areuse, principal affluent du lac de Neuchâtel. On notera par ailleurs, que les profils de rivières prenant leur source dans la Haute chaîne du Jura et s'écoulant vers le bassin molassique, n'ont pas atteint leur équilibre [Schaer *et al.*, 1990]. Dans le remplissage du lac de Neuchâtel, Schwalb [1992] décrit un large évènement gravitaire polyphasé affectant l'ensemble du bassin principal du lac au début de l'Holocène.

Dans la Haute chaîne du Jura et à l'Ouest de l'Accident de Pontarlier, l'éboulement rocheux, ayant obturé la vallée du Doubs à l'origine du lac de Chaillexon [Bichet, 1997], est daté à 12 300 ans BP (fin du Tardiglaciaire), et pourrait avoir une origine sismotectonique.

Dans le Jura externe, à l'Est de l'accident de Morez, Lamy-au-Rousseau [1991] a cartographié la topographie du substratum des lacs proglaciaires dans certaines parties de la Combe d'Ain, par sondages géophysiques et mécaniques. Le substratum dans la cote de l'Euthe, apparaît controlé par des failles (dont le rejet peut dépasser 50 m) de directions N130 et N10, identiques aux directions de l'accident de Morez [Sommaruga, 1997]. La sédimentation glacio-lacustre est dominée par des écoulements gravitaires, et présente des figures d'échappements d'eau ainsi que des micro-failles; elle pourrait -en partie- refléter l'activité de ces accidents.

En Suisse, de nombreux lacs situés au contact du bassin molassique et/ou des Alpes externes, présentent des remaniements gravitaires tardiglaciaires ou holocènes importants pouvant en partie refléter la néotectonique: le lac de Thun [Matter *et al.*, 1971], le lac de Brienz [Matter *et al.*, 1976], le lac de Zürich [Finckh & Kelts, 1976 ; Giovanoli *et al.*, 1984], le lac Lucerne [Siegenthaler *et al.*, 1987], et le Léman [Serruya *et al.*, 1964 ; Glangeaud *et al.*, 1964 ; Vernet *et al.*, 1971 ; Vernet *et al.*, 1974 ; Loizeau, 1991].

A l'extrémité méridionale du bassin lémanique, la capture du Rhône par la Valserine depuis le retrait des glaces würmiennes, caractérise le Sud du défilé de Fort de l'Ecluse (fig. 24). Cette capture résulterait de l'affaissement du compartiment sud de la faille du

Vuache, plus marqué à l'Ouest qu'à l'Est. L'affaissement du compartiment Sud, semble par ailleurs contrôler vers l'Est, le réseau hydrographique des Usses et celui du Fier depuis le Nord du lac d'Annecy (Fig. I.23). Le long de l'accident du Vuache, les formations du Würm sont affectées de cisaillements normaux et inverses le long de failles redressées, de même direction que celle du Vuache [Delaunay & Rampnoux, 1981].

L'importante zone de transfert qui encadre le lac du Bourget [Philippe, 1994] est limitée par les accidents actifs orientés NE-SW de Culoz et du Col du Chat, bien visibles dans la morphologie (Fig. I.1) et présente une grande complexité structurale [Enay *et al.*, 1970 ; Bravard, 1981 ; Delaunay & Rampnoux, 1981 ; Nicoud, 1984]. L'accident de Culoz possède un compartiment Nord abrupt, culminant à 1320 m d'altitude (le Mont du

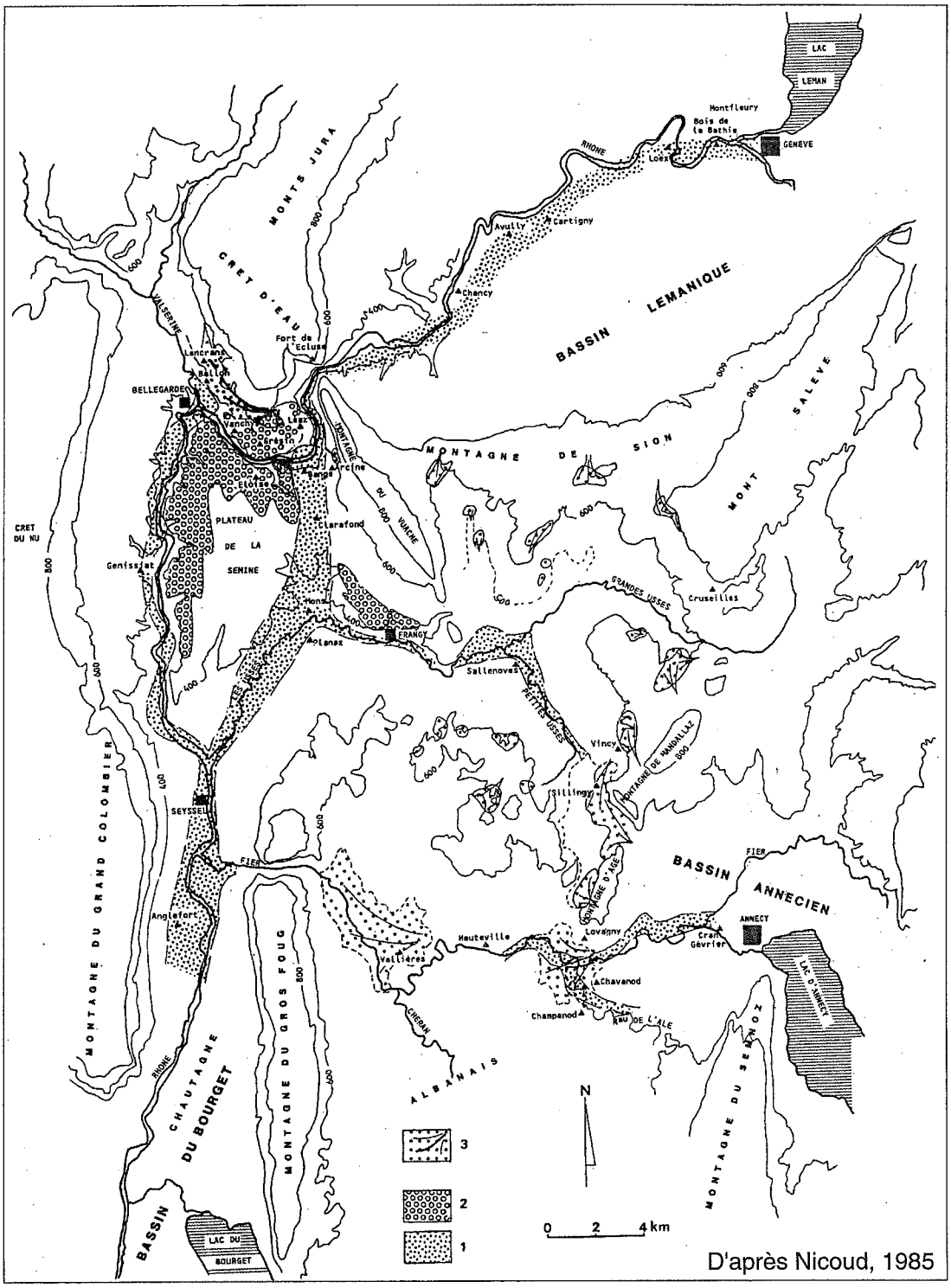


FIG. 24. — Capture quaternaire du Rhône par la faille du Vuache. 1) Alluvions grossières infra-morainiques en «position basse» (Post Riss) ; 2) Alluvions grossières infra-morainiques en «position haute» (Post Riss) ; 3) Alluvions deltaïques supra-morainiques (Post Würm). On notera également l'incision post würm du Fier dans le compartiment Sud de la faille du Vuache.

Grand Colombier), alors que le compartiment Sud (le Mont de la Charvaz) s'ennoie progressivement dans le marais de Chautagne et ne dépasse pas 600 m d'altitude. Les marais de Lavours et de Chautagne résultant du comblement très récent par le Rhône du Nord du lac, présentent cinq buttes calcaires (reliefs monoclinaux à escarpements SW) émergeant de la plaine alluviale au voisinage immédiat du carrefour structural de Culoz (dont le Rocher de Châtillon ferme le Nord de la cuvette lacustre du Bourget). Les terrains quaternaires (interglaciaire Riss-Würm et post-Würm) de la région aixoise (banquette de Voglans, delta du Sierroz) apparaissent également notablement affectés par des glissements gravitaires et des rejeux tectoniques [Delaunay & Rampnoux, 1981 ; Nicoud, 1984 ; Jouanne, 1994]. Par ailleurs, les premières données de sismique réflexion réalisées dans le lac par Finckh *et al.* [1984] indiquent d'importants remaniements gravitaires au sein de son remplissage post-Würm.

Dans la Combe de Savoie, les terrains quaternaires récents de la banquette de Planaise apparaissent décalés par des mouvements néotectoniques [Nicoud, 1984]. Par ailleurs, la formation post-Riss des Argiles d'Eybens présente des niveaux déstructurés (séismites), à l'amont de la banquette de Planaise, et dans le Grésivaudan au Sud de Grenoble [Beck *et al.*, 1992].

Plus au Sud de Grenoble, les argiles würmiennes glacio-lacustres du Trièves présentent également de nombreux niveaux destructurés [Huff, 1974], dont l'étude détaillée souligne des origines séismiques [Lignier, 1996 ; Lignier *et al.* 1998].

3. — Particularités de l'environnement lacustre

3.1. Propriétés physiques des lacs

3.1.1. Un milieu stratifié

La principale caractéristique d'un lac est sa *stratification thermique* qui est liée à la densité de l'eau douce variant principalement selon la température [Hutchinson, 1957; Gaillard, 1995] : la densité maximale de l'eau pure à pression atmosphérique normale est à 4 °C et diminue de façon hyperbolique lorsque la température varie (fig. 25). Ainsi, les eaux profondes (proche de 4 °C), sont surmontées par des eaux moins denses, plus chaudes ou plus froides. La couche de surface de densité moindre est nommée l'*épilimnion*, la couche de fond de densité maximale l'*hypolimnion*, et la couche de transition le *métalimnion*. Les vents mélangent seulement l'épilimnion (action mécanique et thermique), formant une couche homogène caractérisée par une base nette. Le métalimnion se reduit à une fine couche de transition, présentant une chute brutale de température et de densité, appelée la *thermocline* (ou *pycnocline*). Un lac peut être stratifié durant l'été, lorsque le soleil chauffe l'eau de surface (*lac monomictique chaud*), mais aussi en hiver lorsque l'eau de surface est refroidie à moins de 4°C (*lac monomictique froid*) et que l'eau de fond est plus dense (stratification inverse). Un *lac dimictique* est stratifié à la fois en été et en hiver, le retournement convectif (au printemps et en automne) se produisant entre la zone centrale (plus chaude que 4°C) et la zone littorale plus froide. Il est cependant possible que l'hiver ne soit pas assez rigoureux et que les vents demeurent suffisamment faibles pour qu'un lac profond ne subisse pas un retournement complet : il est alors *méromictique.* Le lac du Bourget appartient à cette catégorie.

Parallèlement, les organismes vivants dans les milieux aquatiques sont responsables des changements de la composition chimique des eaux (assimilation des sels minéraux par photosynthèse, reminéralisation de la matière organique par respiration) et peuvent induire une *stratification chimique* dans un lac méromictique [Gaillard, 1995]. Ainsi un lac *oligotrophe* possède peu de nutrients et un hypolimnion riche en oxygène dissout, alors qu'un lac *eutrophe* est riche en nutriments et présente un hypolimnion appauvri en oxygène (fig. 26). Le lac du Bourget est, aujourd'hui, dans un état intermédiaire: il est *mésotrophe* [Gayte, 1997].

3.1.2. Hydrodynamisme du système lacustre

L'hydrodynamisme d'un système lacustre dépend étroitement du climat local sur le plan d'eau et son bassin versant, des rapports entre bassin versant et lac, ainsi que de la morphologie de la cuvette lacustre [Meybeck, 1995].

L'influence du bassin versant est d'autant plus forte que le rapport Ad/Ao entre l'aire du bassin versant (Ad, en excluant le plan d'eau) et l'aire du lac (Ao) sera élevé. La valeur la plus courante de ce rapport est située entre 10 et 25 [Meybeck, 1995]. Les lacs étudiés ici appartiennent à ce groupe : lac de Neuchâtel (11.25), Léman (12.7), lac d'Annecy (10.5), lac du Bourget (11.8), lac d'Aiguebelette (9.8) et le lac de Paladru (10.25). Dès que ce rapport dépasse 5 ou 6, les réseaux hydrographiques s'organisent suffisamment pour que les affluents représentent la source principale d'eau, de matériaux dissouts et particulaires apportés au lac [Meybeck, 1995]. La morphologie du bassin aux alentours immédiats du plan d'eau peut représenter un obstacle efficace à la propagation de l'énergie du vent et minimiser son impact sur la dynamique des eaux du lac. L'orientation du lac par rapport au soleil et la répartition des zones d'ombres jouent par ailleurs un rôle déterminant sur ses caractérisitiques thermiques. Ainsi les lacs de Neuchâtel, du Léman et de Paladru, situés en bordure des larges bassins d'avant-pays, sont largement influencés par les vents et le réchauffement solaire. Les lacs d'Annecy, du Bourget et d'Aiguebelette, étant quant à eux plus encaissés dans le relief alpin, sont moins contrôlés par les vents et présentent régulièrement des zones d'ombres.

Les régimes hydrologiques des rivières sont

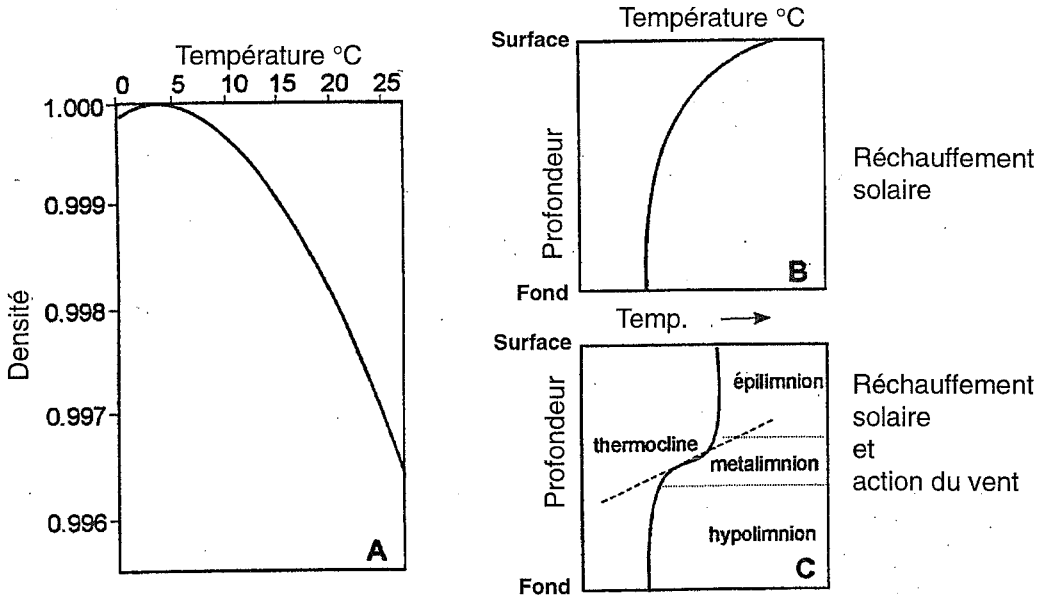


FIG. 25. — Stratification thermique en milieu lacustre. (A) variation de la densité de l'eau en fonction de la température ; (B) profil théorique de la densité en fonction de la profondeur dans un lac dont la surface est chauffée par le rayonnement solaire, sans mélange de la colonne d'eau ; (C) profil de densité en fonction de la profondeur dans un lac dont la surface est sousmis au rayonnement solaire et l'action des vents.

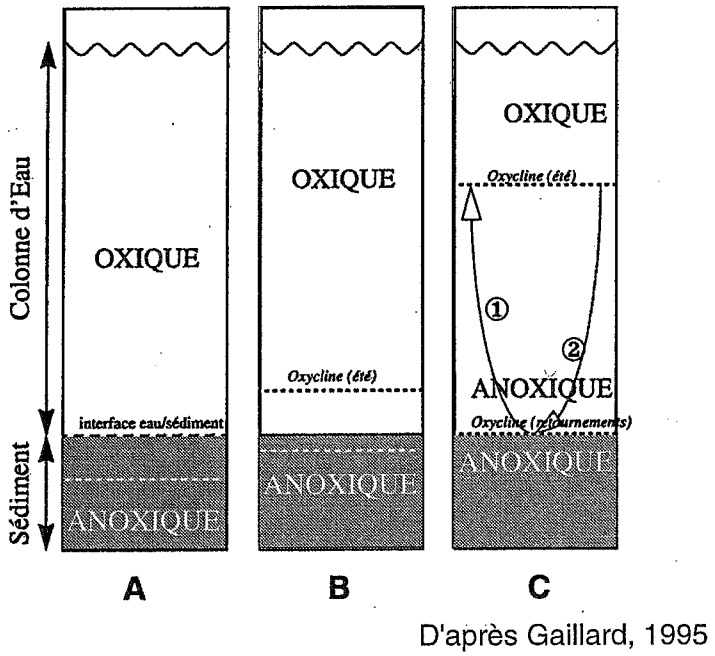


FIG. 26. — Stratification chimique en milieu lacustre. Séparation entre les compartiments oxique et anoxique dans différents types des lacs : (A) oligotrophe, l'oxycline est toujours dans le sédiment ; (B) mésotrophe, en été seules les eaux profondes deviennent anoxiques ; (C) eutrophe, durant l'été l'anoxie envahit la colonne d'eau 1) développement de l'anoxie au printemps, 2) réoxygénation des eaux profondes à l'automne.

dépendants (1) du climat (pluviosité, température), (2) de l'orographie (gradient de précipitations, rapport ruissellement / précipitation, enneigement), (3) de la lithologie et du type de sol (infiltration), et (4) de la végétation (ralentissement de l'écoulement, pertes en eau vers l'atmosphère). Les régimes glaciaires et nivaux sont à la fois liés aux latitudes et aux altitudes [Meybeck, 1995]. Le régime glaciaire n'étant lié qu'aux variations thermiques, est très régulier (maximum en juillet-août, minimum en février). Le régime nival de montagne (2000-3000m d'altitude), assez semblable, présente un maximum en mai, avec des débits généralement plus faibles. Le régime nivo-pluvial présente deux maxima: un principal en avril (fontes des neiges d'altitudes moyennes entre 1000-2000 m), et lors des pluies d'automne. Le régime pluvio-nival (altitudes de 500 à

1000 m), est lui maximum et prépondérant durant les pluies d'automne (novembre) et proche de la fonte des neiges (février).

Les fluctuations du niveau des lacs sont régulées par le débit de l'exutoire, et restent généralement faibles par rapport à la profondeur moyenne du lac. Le volume des eaux d'un lac étant relativement stable, le temps de résidence moyen de ces eaux (lié au rapport Ad/Ao), est généralement important (11 ans pour le Léman, 7 ans pour le Bourget et 3.8 ans pour Annecy par exemple) et contrôle largement la sédimentation du lac. Cependant, d'importantes arrivées d'eau karstique produites parfois dans le lac d'Annecy au travers de l'exurgence sous-lacustre du Boubioz, ou encore les débordements épisodiques des crues du Rhône dans l'exutoire du lac du Bourget, peuvent par exemple, compliquer l'équilibre du lac.

Le milieu lacustre, particulièrement calme, présente néanmoins une certaine dynamique, générée par les courants de densité, les vents et les ondes internes. Lorsqu'une perturbation de densité apparaît dans un milieu stratifié, elle crée une disparité du champ horizontal de pression mettant le fluide en mouvement jusqu'au retour à l'équilibre [Bournet, 1996].

Les courants de densité peuvent être déclenchés par des mélanges localisés à l'interieur ou au fond du lac, par des mouvements convectifs consécutifs au réchauffement et au refroidissement différentiels du lac, ou encore par des courants associés à la dynamique des affluents.

Dans le lac du Bourget, une réoxygénation des couches profondes, même en l'absence d'un mélange complet par convection, permet de souligner l'existence de courants de densité provenant des régions peu profondes et froides (Baie de Grésine), et s'écoulant sous les eaux plus chaudes de la fosse centrale [Vinçon-Leite, 1991]. L'origine de ces courants réside dans la distribution hétérogène des forçages météorologiques: les baies peu profondes sont plus rapidement réchauffées par le rayonnement solaire et sont souvent protégées des vents forts. Ce *réchauffement (ou refroidissement) différentiel* peut générer des gradients induisant des vitesses de l'ordre de 10 cm/s [Imberger, 1987 ; Monismith *et al.*, 1990]. L'hétérogénéité des distributions de vent peut être responsable *d'un enfoncement différentiel* de la couche de surface non-abritée et induire un gradient thermique dont le rétablissement entraine des courants de l'ordre de 15 cm/s [Imberger & Parker, 1985].

Les épisodes de vents violents peuvent rapidement générer une inclinaison de la surface de l'eau, ainsi qu'un courant de retour beaucoup plus lent au sein de la colonne d'eau (courants convectifs). S'il existe des vents dominants, ces mouvements convectifs auront lieu dans des zones bien définies [Lemmin, 1995]. Dans le lac du Bourget, des courants convectifs de l'ordre de 20 cm/s en été et 5 cm/s en hiver, ont ainsi été mesurés de la fosse Sud vers la fosse Nord [Bournet, 1996]. Lorsqu'un vent, continu et fort, s'arrête brusquement, la surface du lac se met alors à osciller autour d'un point nodal situé au centre du lac (fig. 27), générant une onde stationnaire de surface (*seiche*) de faible amplitude (de l'ordre de la dizaine de

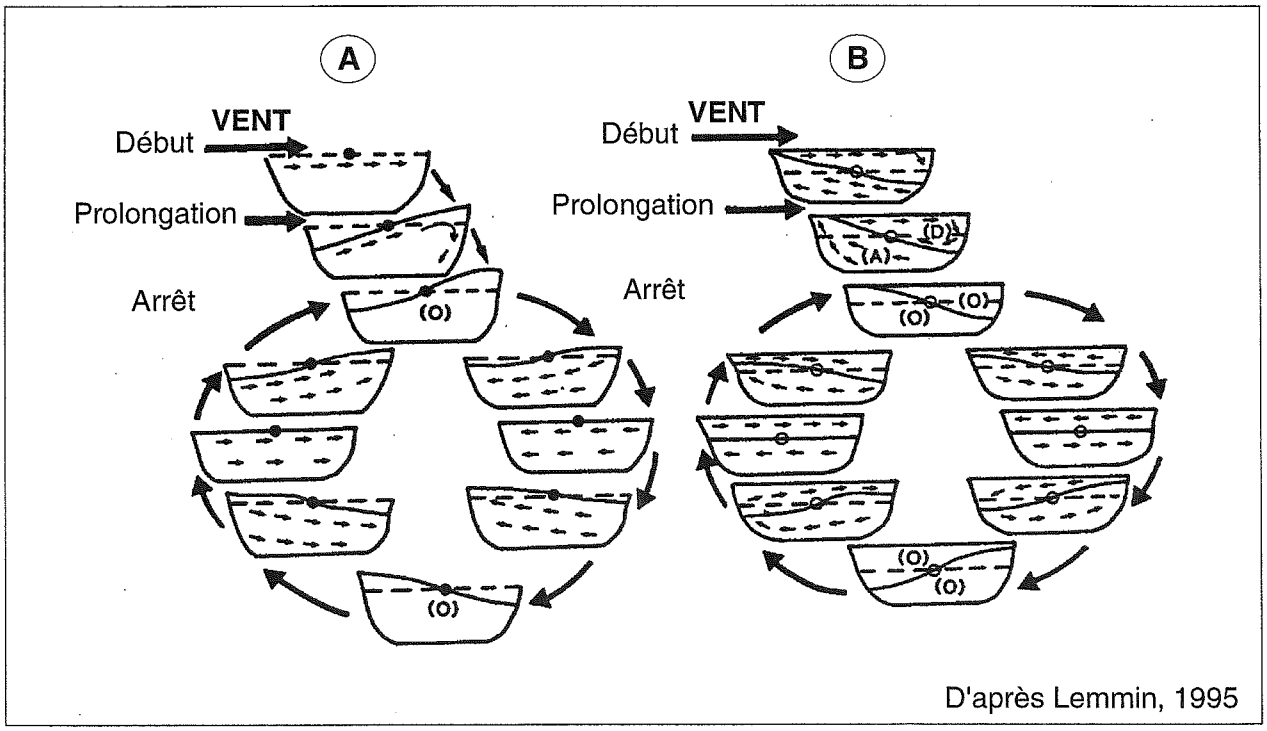


FIG. 27. — Génèse des ondes stationnaires dans un lac. A : Seiches situées à l'interface air-eau dans un lac homogène ; B : Ondes internes se produisant à la thermocline (lac stratifié) ; (A) courant convectif ascendant ; (D) courant convectif descendant ; (O) abscence d'écoulement. Un cycle complet d'oscillation est représenté. La ligne horizontale en tiretés représente la position d'équilibre des interfaces (air-eau et eau-eau).

centimètres). Dans un lac stratifié, *des ondes internes* peuvent également se développer au niveau de la thermocline, dès que le vent s'arrête (fig. 27). Les ondes internes sont stationnaires, et se caractérisent par de grandes périodes (Léman : 76 h) et d'importantes amplitudes; elles jouent un rôle important dans la dynamique du lac [Lemmin, 1995] : les courants induits entre l'épilimnion et hypolimnion sont de l'ordre de plusieurs cm/s. Dans le lac du Bourget, les ondes internes peuvent atteindre 40 m d'amplitude en période de faible stratification [Bournet, 1996].

3.2. Sédimentation lacustre

3.2.1. Apports autochtones

Dans la plupart des lacs, les principaux apports autochtones sont les débris organiques résultant de la décomposition des organismes lacustres (algues, zooplanctons, macrophytes et benthos). Dans les lacs profonds, cette production primaire est largement dégradée par les bactéries, dans la colonne d'eau et les sédiments, à l'exception des diatomées, en raison de la nature siliceuse (silice amorphe) de leur test [Campy & Meybeck, 1995]. Les minéraux carbonatés (calcite essentiellement) sont par ailleurs des constituants importants des sédiments lacustres. La formation autochtone et la précipitation ultérieure du carbonate de calcium est un processus essentiel en milieu lacustre. Dans le lac du Bourget, les cristaux de calcite néoformés ont une taille comprise entre 4.5 et 6 microns [Groleau,1994]. Suivant les conditions d'oxygénation à l'interface eau-sédiment de lacs profonds, des encroûtements peuvent résulter de la précipitation d'hydroxydes ferriques et manganiques insolubles [Campy & Meybeck, 1995].

3.2.2. Apports allochtones

Ils parviennent aux lacs par l'intermédiaire de tous les agents d'érosion et de transport : glaces, eaux fluviales ou de ruissellement, vent, érosion des berges et apports gravitaires.

Les apports éoliens ne constituent en général qu'une part infime de la sédimentation lacustre lorsque le rapport Ad/Ao est supérieur à 3 [Campy & Meybeck, 1995], et peuvent provenir de zones très éloignées [poussières sahariennes, Robert *et al.*, 1984 ; Kübler *et al.*, 1990].

Au débouché des rivières, le cheminement des particules est influencé par les densités respectives des apports et des eaux du lac [Sturm & Matter, 1978 ; Smith & Ashley, 1985].

Les particules grossières (galets et sables grossiers), traînées par roulement à la base du courant fluviatile, s'accumulent au pied du talus qui prograde vers le large (fig. 28). Les couches détritiques ainsi formées ont une inclinaison de 25 à 35° (foreset), en fonction de la taille des particules, de leur densité, leur forme et leur classement.

Les particules les plus fines (sables fins, silts, argiles) restent en suspension (panache ou *plume*) avant de décanter en couches légèrement inclinées dans la zone proximale, ou horizontales dans la zone distale (bottomset). Sauf dans le cas d'un mélange homopycnal (fig. 28 ; densité des apports identique à la densité des eaux du lac), le panache turbide plonge dans les eaux du lac jusqu'à atteindre la profondeur de la tranche d'eau de même densité. A partir de ce point, les forces de gravité et de turbulences dominent, et forment un courant de densité. Les apports sont alors transportés en courant de surface (*overflow*), en intrusion au niveau de la thermocline (*interflow*) ou en courant de fond (courant hyperpycnal, ou *underflow*) suivant la ligne de plus grande pente du delta.

Les panaches formant des overflows ou des interflows sont influencés par les courants du lac, et sont soumis à la force de Coriolis liée à la rotation terrestre (déviation vers la doite dans l'Hémisphère Nord). La fraction grossière (silts grossiers) de leur charge sédimentaire (fig. 29) décante depuis l'embouchure, alors que la fraction fine (silts fins, argiles) reste en suspension au dessus de la thermocline, agissant comme une trappe à sédiments, jusqu'au retournement du lac, où elle décante [Sturm & Matter, 1972 et 1978]. Les overflows semblent avoir une influence minimale sur la sédimentation, puisqu'ils se produisent généralement lorsque les affluents possèdent une faible charge sédimentaire [Sturm & Matter, 1972]. Cependant, comme les interflows, les overflows génèrent des courants longeant le littoral du lac (*shore-hugging current*). Sur les hauts-fonds situés au-dessus de la thermocline ou en l'absence de stratification des eaux du lac, il n'y a aucune séparation entre les dépôts estivaux et hivernaux, et les sédiments sont des boues homogènes.

Au niveau de la zone de plongement du panache turbide dans les eaux limpides du lac (*plunge line* ou zone de « bataille des eaux » de Forel, 1892), des courants de retour opposés au courant hyperpycnal, limitent toute expension superficielle du panache turbide [Sturm & Matter, 1972], et peuvent également générer des courants de densité perturbant la stratification du lac.

Les courants de fond alimentent un canyon (ou ravin sous-lacustre) au front du delta et déposent leur charge (sables fins, silts et argiles) jusque dans la plaine lacustre formant une couche néphéloïde [Smith & Ashley, 1985] ou alimentant un éventail profond (fan lacustre) dans certains cas [Houbolt & Jonker, 1968].

Les apports gravitaires peuvent par ailleurs constituer une source principale de matériaux grossiers au sein de la sédimentation lacustre (érosions des berges, environnements deltaïques, pentes raides). Ce type d'apport sera plus largement développé dans les chapitres 3 et 5.

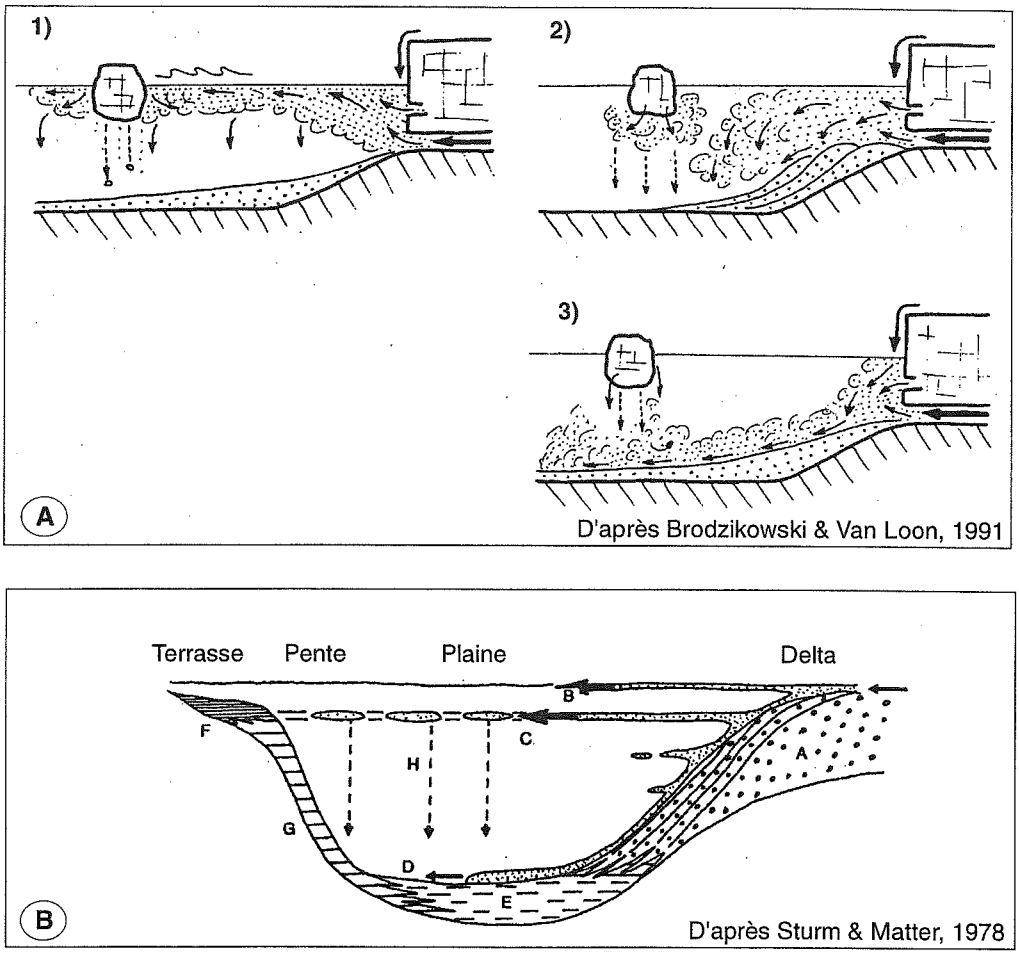


FIG. 28. — Apports clastiques en milieu lacustre. A) Modes d'alimentations dans un lac proglaciaire non stratifié. 1 : courant hypopycnal (overflow) ; 2 : courant homopycnal ; 3 : courant hyperpycnal (underflow). B) Modes d'alimentations dans un lac stratifié. A : dépôts deltaïques grossiers (forset) ; B : courant de surface (overflow) ; C : intrusion au niveau de la thermocline (interflow) ; D : courant de fond (underflow) ; E : vases laminées et intercalations de turbidites sableuses ; F : vases homogènes ; G : vases laminées ; H : décantations en zone

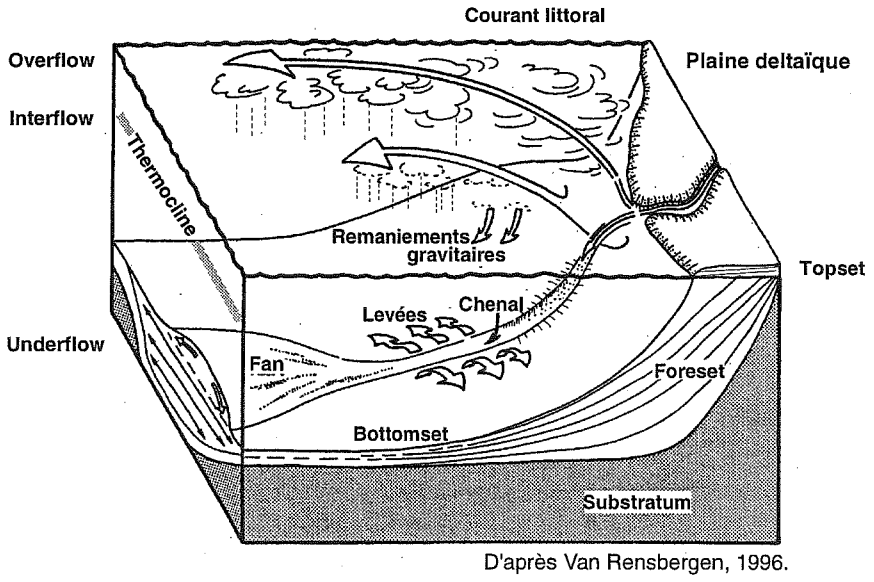


FIG. 29. — Modèle synthétique de la sédimentation clastique en milieu lacustre. La charge de fond de la rivière est déposé sur le front du delta progradant, alors que la charge en suspension forme un panache turbide dans le lac et developpe un overflow, un interflow ou un underflow selon la densité du panache et celle des eaux du lac. Les underflows sont chenalisés (ravins sous-lacustres) sur le prodelta suivant la ligne de plus grande pente, et peuvent s'ils sont suffisamment fréquents, alimenter un fan lacustre. Les inter- et overflows soumis à la force de Coriolis, peuvent être déviés par les courants du lac et former un courant longeant le littoral. La décantation des inter- et overflows après disparition de la thermocline, engraisse les pentes latérales du delta, où peuvent se produire des remaniements gravitaires.

3.3. Bassins versants des lacs actuels

3.3.1. Le lac de Neuchâtel

Le lac de Neuchâtel (46°55' N et 6°55' E) est le plus grand des lacs entièrement suisses et parmi les plus importants en Europe (fig. 30). Son unique bassin orienté NE-SW, long de 38 km, large de 8 km, et de profondeur maximale 153 m, possède un haut-fond (la Motte) 20 m sous la cote du lac (429 m d'altitude). Le lac creusé par le glacier du Rhône dans le bassin molassique s'étend parallèlement à la haute chaîne du Jura. Son bassin versant présente une altitude maximale de 1680 m (moyenne 780 m) et draine par ordre d'importance les séries jurassiennes, les molasses tertiaires et les terrains quaternaires würmiens [Schwalb, 1992].

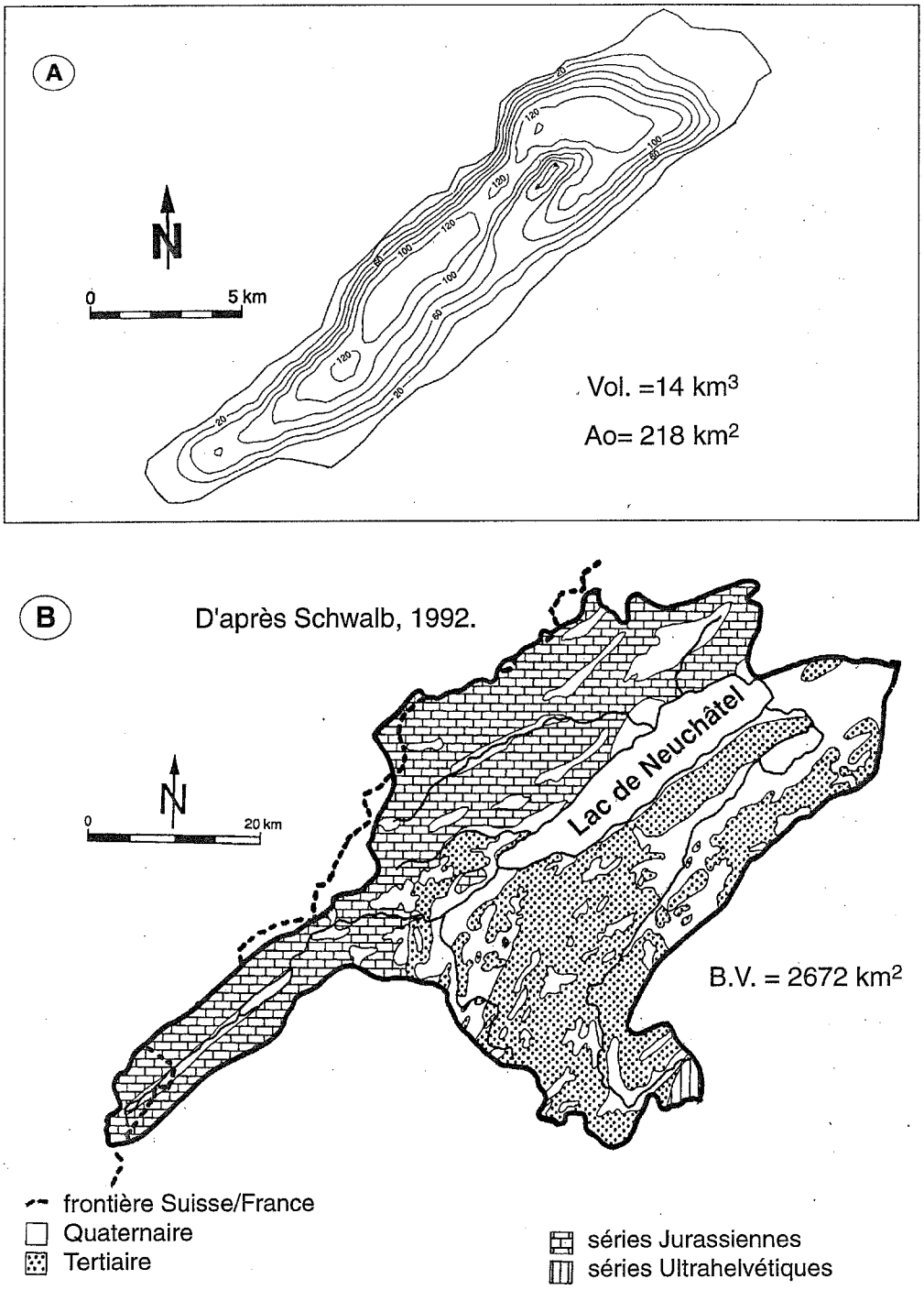


FIG. 30. — Le lac de Neuchâtel. (A) Carte bathymétrique, isobathes en mètres ; (B) Carte géologique du bassin versant.

3.3.2. *Le Léman*

Le Léman (46°27' N et 6°32' E) est le plus grand lac d'Europe occidentale et l'un des plus grands lacs périalpins (fig. 31). Son axe longitudinal se rapproche d'un arc de cercle de 72 km de longueur, sa largeur maximale étant de 13.5 km. Le lac dont la cote est 373.6 m, comporte deux bassin: le Grand lac (309 m) et le Petit lac (76 m). Ils sont séparés par un haut-fond au niveau du resserrement des rives entre Yvoire au sud, et le delta de la Promenthouse au nord (Fig. I.30). Le lac se situe géologiquement entre l'arc alpin et la chaîne du Jura, le Petit lac étant entièrement localisé dans le bassin molassique, alors que le Grand lac est également creusé dans les formations molassiques charriées au front des Alpes et dans les nappes des Préalpes à son extrémité

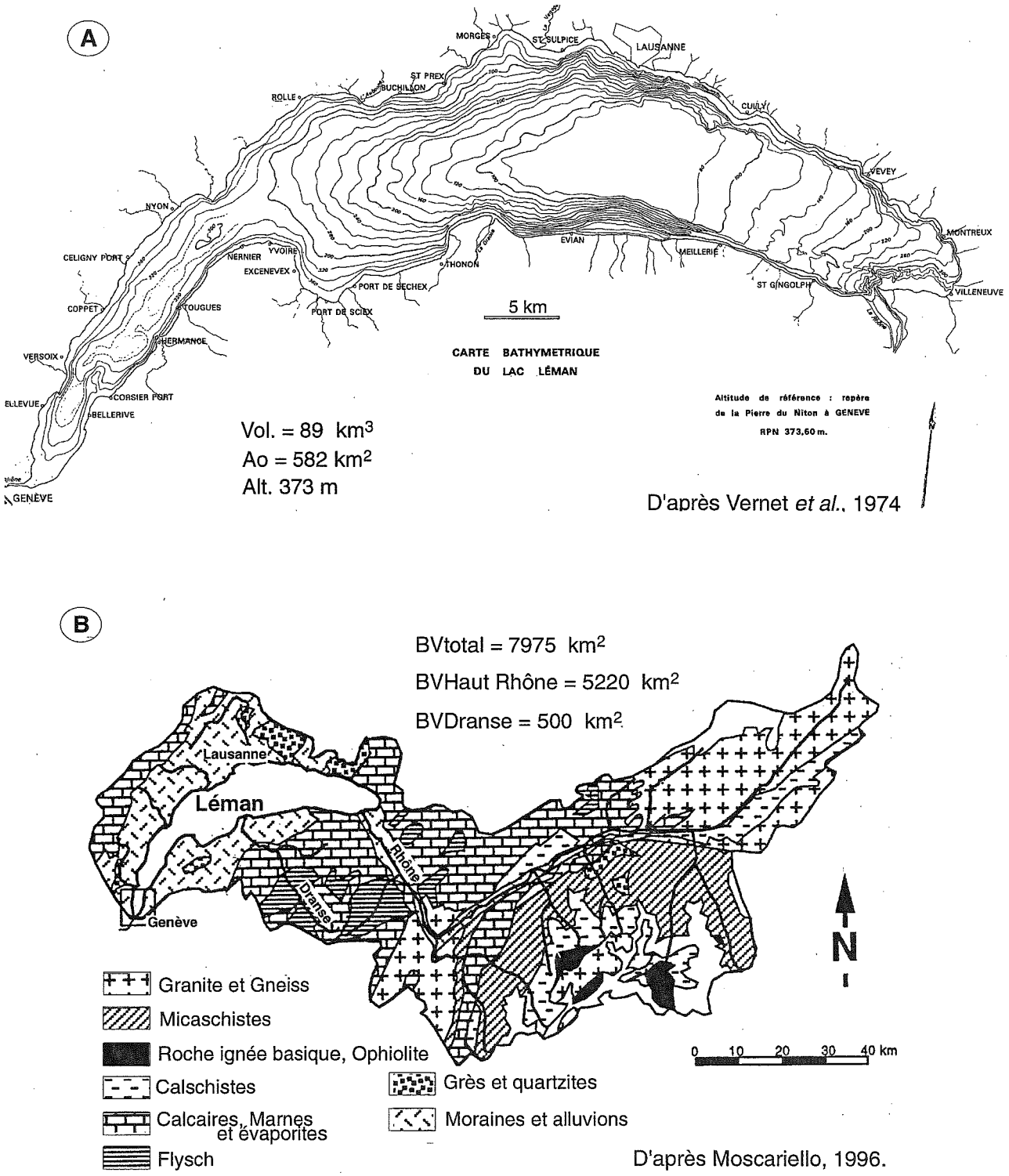


FIG. 31. — Le Léman. (A) Carte bathymétrique, isobathes 20 m ; (B) Carte géologique du bassin versant.

orientale [Loizeau, 1991]. Son bassin versant à une altitude maximale de 4 634 m (moyenne 1 670 m), et les surfaces englacées représentent 9.4% de la superficie totale [C.I.P.E.L., 1995]. Ses principaux affluents sont respectivement le Rhône (75% des apports), la Dranse (8%), l'Aubonne, la Venoge, la Promenthouse et la Versoix. Le bassin versant du Rhône alpin représente 70% du bassin total, son altitude moyenne s'élève à 2130 m et il comporte 44% de glaciers. Les apports du Rhône ont actuellement comblé environ un quart de la dépression lacustre, et développent une large plaine alluviale. La Dranse développe un important delta torrentiel et draine essentiellement des micaschistes, des calcaires plus ou moins marneux du Chablais et des dépôts quaternaires. Ces derniers représentent une large part des terrains drainés par les affluents suisse du lac.

Au niveau de Genève, juste en aval de l'exutoire du lac, le Rhône est alimenté par l'Arve (bassin versant de 1984 km^2) dont le régime torrentiel et la forte charge sédimentaire, redonnent en partie au Rhône son caractère de fleuve montagnard. Plus au sud, il est alimenté en rive droite par la Valserine (bassin versant de 374 km^2) provenant du Jura, puis en rive gauche par les Usses (bassin de 307 km^2) et le Fier (bassin de 1336 km^2), drainant le lac d'Annecy.

3.3.3. Le lac d'Annecy

Après le Léman et le Lac du Bourget, le lac d'Annecy (45°5 N, 6°45' E) est le troisième plus grand lac naturel français (fig. 32). Sa longueur est de 14 km, pour une

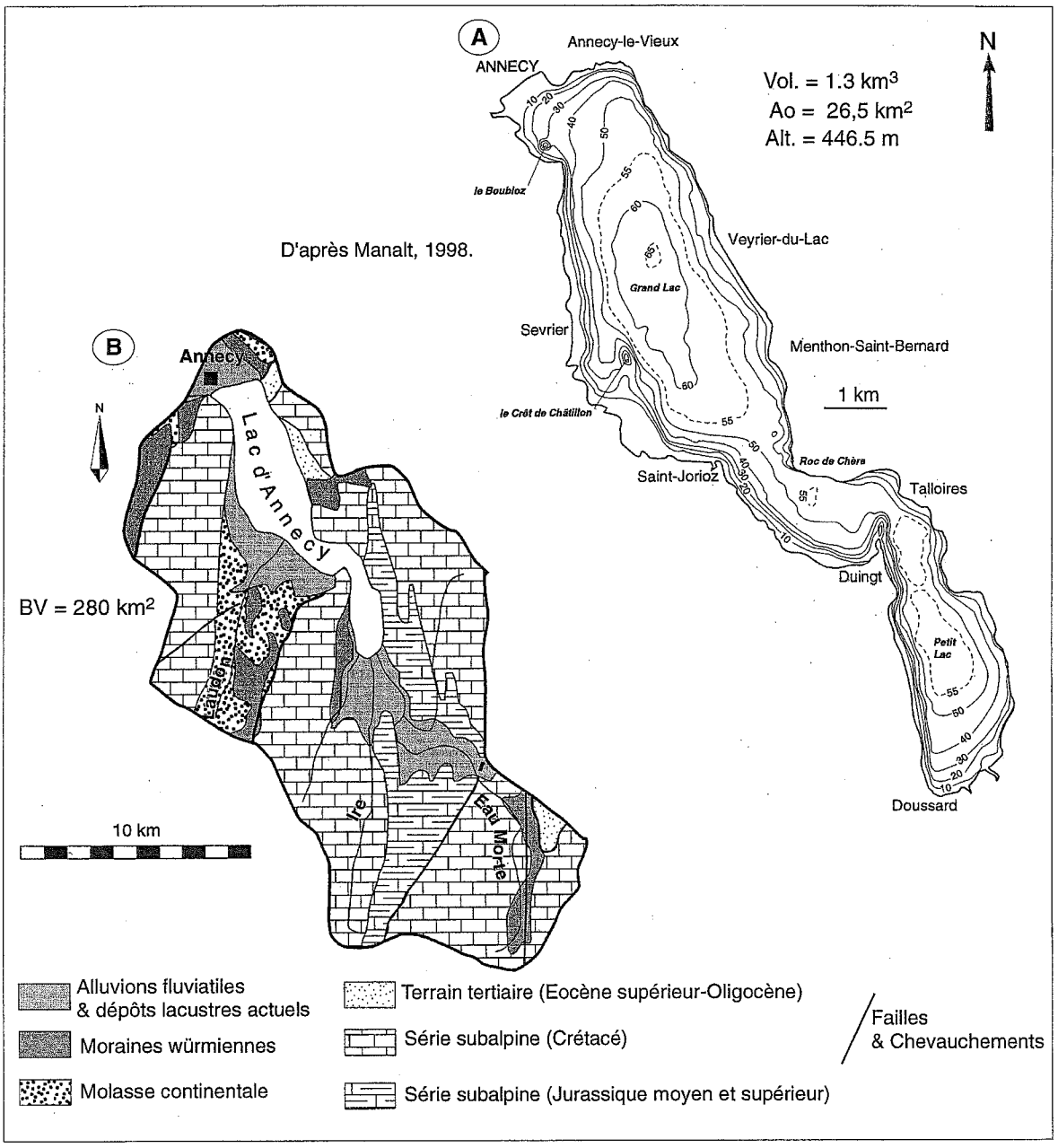


FIG. 32. — Le lac d'Annecy. (A) Carte bathymétrique, isobathes en mètres ; (B) Carte géologique du bassin versant.

largeur maximale de 3 km. Il comporte deux bassins : le Grand lac (64.5 m, en exceptant la dépression d'origine karstique du Boubioz qui atteint 82 m), et le Petit lac (54.5 m) séparés par un seuil étroit de profondeur minimale 50 m [Benedetti-Crouzet, 1972]. Dans la prolongation de la faille du Vuache, le lac occupe en « baïonnette » une vallée NW-SE qui recoupe les structures alpines et limite au sud le massif subalpin des Bauges et au nord le massif subalpin des Bornes. A l'extrémité nord du lac, son exutoire (le canal du Thiou) alimente le Fier, et draine le NW du massif des Bornes. Vers l'Ouest le Fier incise la molasse (continentale et marine) et les importants dépôts würmiens de l'Albanais où il est alimenté par le Chéran drainant le NW des Bauges. Il développe ensuite la cluse du Fier dans le chaînon jurassien du Gros Foug, avant de rejoindre le Rhône en amont de la plaine alluviale de Chautagne (limite Nord du lac du Bourget).

3.3.4. Le lac du Bourget

Le lac du Bourget (45°45' N, 5°52' E) est le plus grand lac naturel entièrement français et parmi les plus importants en Europe. De forme oblongue orienté Nord-Sud, sa longueur totale est de 18 km, sa largeur maximale 2.8 km, et le plan d'eau se situe actuellement à 231.5 m d'altitude (fig. 33). Il comporte deux bassins : celui du Nord (146 m de profondeur) et celui du Sud (112 m), séparés par un replat de 110 m de profondeur qui correspond au prolongement du delta torrentiel du Sierroz. La baie de Grésine forme à l'Est un petit bassin secondaire profond de 45 m, séparé du lac par un haut-fond (33 m). Le lac se situe géologiquement entre les deux premiers chaînons du Jura (la Chambotte à l'Est, et le Chat à l'Ouest), dans un synclinal molassique à l'extrémité sud du bassin molassique savoyard, et au NW du front subalpin (fig. 34). L'exutoire au Nord du lac (le canal de Savières) se caractérise par un écoulement alterné, la direction du flux dépendant du niveau relatif du lac et du Rhône. En temps normal, les eaux du lac alimentent le Rhône, mais lors des crues du Rhône, les eaux troubles peuvent se déverser dans le lac [Bravard, 1981]. Le bassin versant (lac compris) couvre une surface de 629 km^2, une altitude maximale de 1845 m (moyenne 700 m) et les principaux affluents du lac sont respectivement la Leysse (320 km^2) au Sud, le Sierroz (136 km^2) à l'Est, les canaux de Savière et des Apôtres au Nord (55 km^2) et le Tillet (40 km^2) au Sud-Est. Les flancs très redressés des anticlinaux jurassiens du Chat et de la Chambotte (environ 35 km^2) délimitent de petits bassins très pentus, qui ne possèdent pas de réseau hydrographique bien hiérachisé, mais alimentent directement le lac par ruissellement.

Le bassin versant actuel du lac est principalement composé de terrains sédimentaires carbonatés. Les séries stratigraphiques allant du Jurassique supérieur au Crétacé, constituent l'essentiel des formations des chaînons subalpins et jurassiens. La molasse tertiaire, essentiellement continentale est largement recouverte par les terrains quaternaires (environ 35% du bassin versant). Ces derniers sont essentiellement issus de la glaciation du Würm et contiennent des blocs et galets de roches ignées et métamorphiques dans certaines formations glaciaires. Les dépôts antérieurs (Riss et interglaciaire Riss-Würm) ne sont observés qu'à la base des banquettes quaternaires. Un vaste et unique manteau morainique de fond würmien modèle le paysage et fossilise notamment de puissants dépôts lacustres à fluviatiles [Nicoud, 1988]. Ainsi, la baie de Grésine résulte de la préservation d'importants dépôts lacustres interglaciaires surmontés d'un plaquage morainique. Les matériaux contemporains de la déglaciation würmienne peu affleurants dans la vallée du Bourget, prédominent à l'Ouest de la montagne du Chat vers Lyon (bassin versant des lacs de Chevelu) et au Nord (cuvette des Usses, Albanais, ...). La vallée du Bourget est particulièrement riche en matériaux glaciolacustres et lacustres, mais le développement de larges plaines alluviales au Nord (par le Rhône) et au Sud (par la Leysse) caractérise aujourd'hui les extrémités du lac.

Le bassin versant du lac apparait par ailleurs karstifié. Dans les Bauges, le karst urgonien domine et est à la fois fossile (Eocène) et actuel, mais il existe aussi un karst valanginien et un karst tithonique, plus récent et moins développé [Gutierrez Coutino, 1975]. Plus proches du lac, les eaux thermo-minérales bien connues d'Aix-les-Bains (sulfurées sodiques) issues d'émergences karstiques au front du chevauchement subalpin, sont alimentées par l'extrémité Nord du chaînon anticlinal de la montagne du Chat (La Charvaz), à l'ouest du lac du Bourget [Nicoud, 1980a ; Hobléa, 1997]. Des sources karstiques sous-lacustres provenant de massifs calcaires alimentent également le lac au NE du bassin [Gidon, 1970]. Un inventaire récent des sources karstiques en Savoie [thèse F. Hobléa, 1998] note 75 sources (issues des calcaires Urgonien, Portlandien, Hauterivien, Valanginien et Berriasien) alimentant le bassin du lac (Chambotte 9%, Chat-Épine 53% dont la moitié est temporaire, et Chartreuse Nord 28%).

Le canal de Savière se déverse au Nord dans le Rhône, limitant les marais de Chautagne et de Lavours, avant de s'inciser dans le défilé de Pierre Châtel, au Nord du Mont Tournier.

3.3.5. Le lac d'Aiguebelette

Au SW du lac du Bourget, le lac d'Aiguebelette (45°33' N, 5°48' E) est situé à l'Ouest du Chaînon de l'Épine et au SE du Mont Tournier (fig. 34). Il est composé de trois bassins de 71 m au SE, 46 m au Nord ; 30 m au NW, et de deux îles, l'altitude actuelle du plan d'eau étant de 373 m. Son bassin versant très rectangulaire couvre 58.9 km^2 (lac compris) et son altitude maximale est de 1120 m vers l'Est, alors que les rives Sud et Ouest sont plus douces (altitude moyenne 750 m). La Leysse, au Nord, est son principal affluent, mais les apports karstiques de l'Épine peuvent également être importants

[Nicoud, 1980b]. Le lac d'Aiguebelette se situe dans un vaste synclinal à remplissage tertiaire et quaternaire, d'orientation Nord-Sud et limité par les chaînons jurassiens de l'Épine et du Mont Tournier (fig. 35). Son bassin versant est composé de calcaires jurassiens parfois marneux, de molasse continentale et d'importants dépôts quaternaires würmiens.

Le Thiers, son exutoire, alimente le Giers drainant le NW de la Chartreuse et rejoint le Rhône à l'Ouest du Mont Tournier.

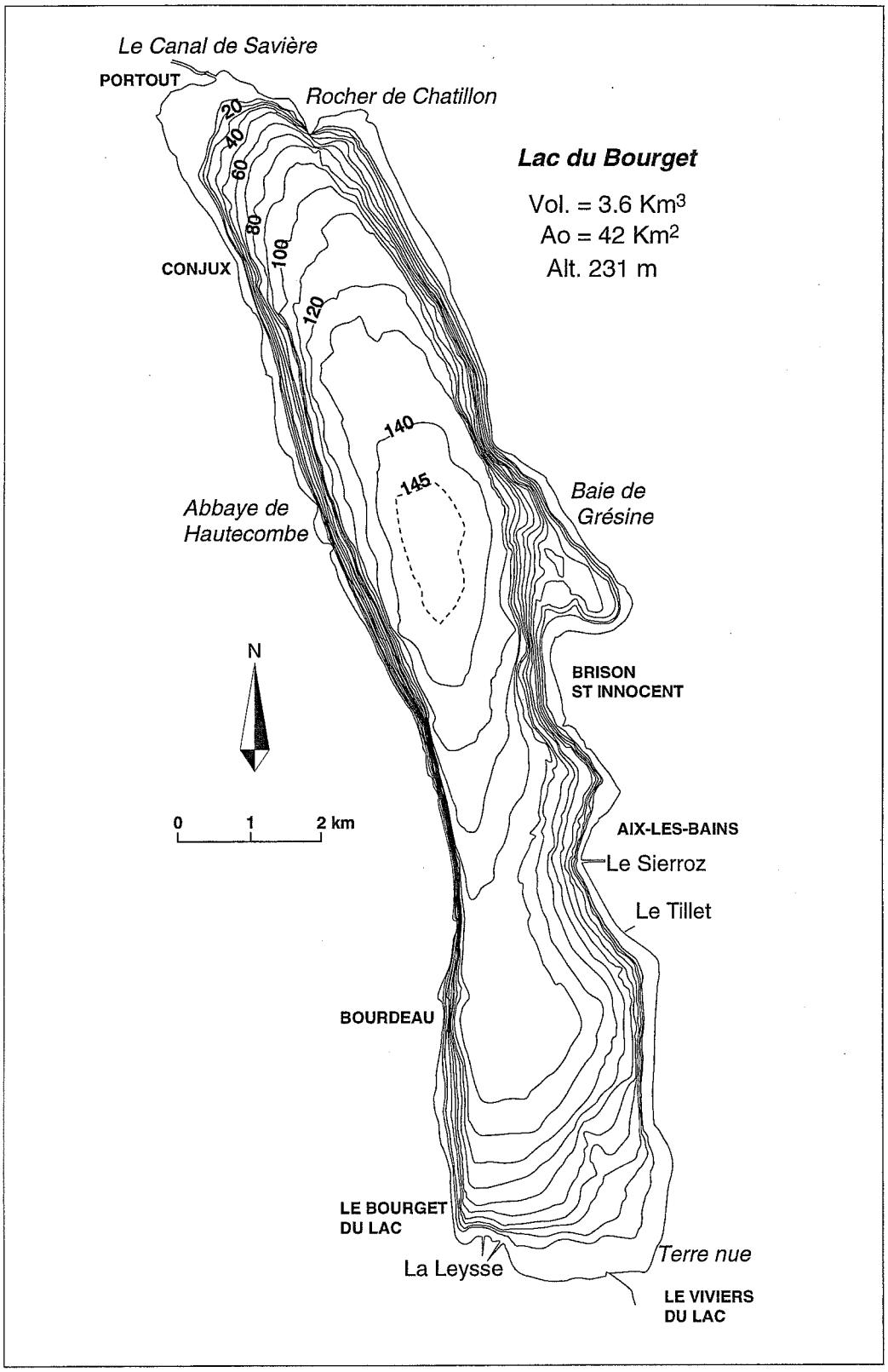


FIG. 33. — Carte bathymétrique du lac du Bourget. Isobathes 20 m.

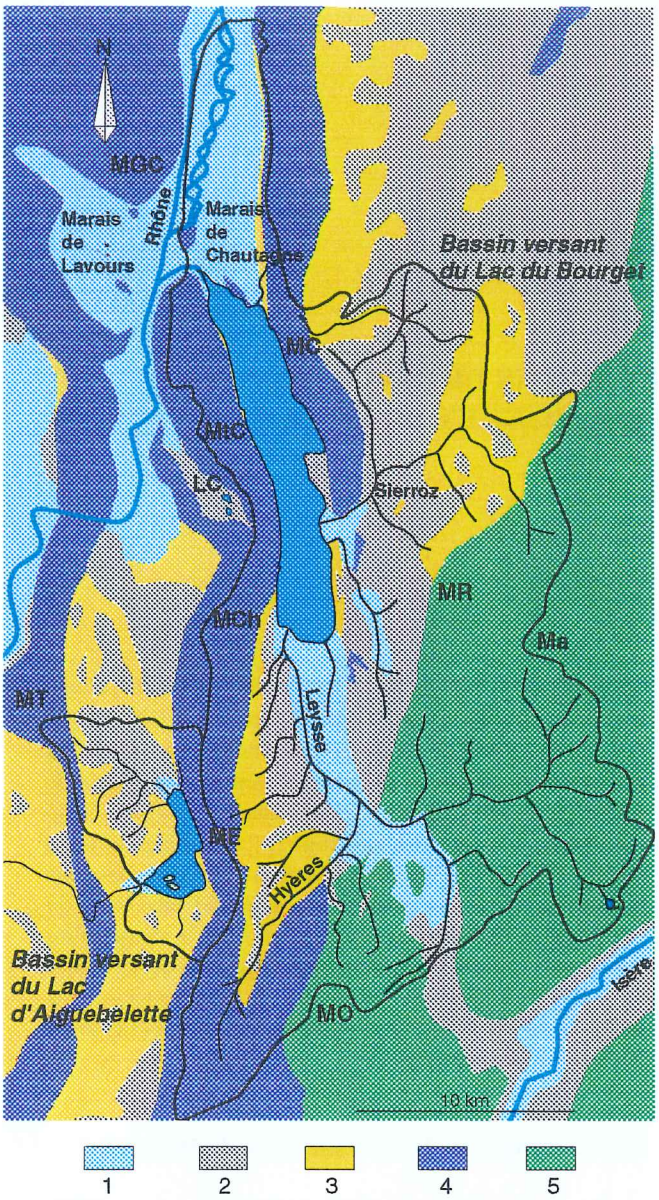


FIG. 34. — Carte géologique des bassins versants des lacs du Bourget et d'Aiguebelette. 1) Alluvions fluviatiles et dépôts lacustres actuels; 2) Moraines Würmiennes ; 3) Molasse continentale ; 4) Séries Jurassiennes ; 5) Séries Subalpines. MO : Mt Outhera (1629 m) ; MT : Mt Tournier (876 m) ; ME : Montagne de l'Epine (915 m) ; MCh : Mt du Chat (1452 m) ; MC : Montagne de la Chambotte (986 m) ; MGC : Mt du Grand Colombier (1332 m) ; LC : Lacs de Chevelu.

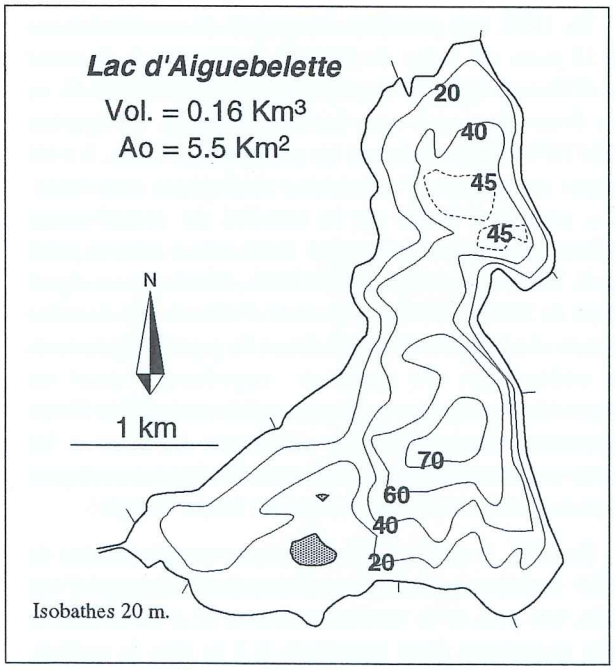


FIG. 35 — Carte bathymétrique du lac d'Aiguebelette.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE SISMIQUE ET MODES DE DÉPÔTS DES REMPLISSAGES DU LAC DU BOURGET ET DU LÉMAN

1. — Campagnes de sismique réflexion à haute résolution.

Trois campagnes ont permis l'acquisition des données de sismique à haute résolution dans le lac du Bourget et une partie du Léman. Elles ont été mises en oeuvre dans le cadre d'une coopération entre le Renard Center of Marine Geology (R.C.M.G.) de l'Université de Gand (Belgique), et le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (L.G.C.A.) de l'Université de Savoie, ainsi que l'Institut F.A. Forel de l'Université de Genève lors de la campagne lémanique.

1.1. La campagne de 1991 sur le lac du Bourget

En 1991, une première campagne de reconnaissance de 15 jours sur le lac du Bourget, avait permis de tester les différents types de sources sismiques du R.C.M.G. en eau douce (canon à eau, boomer, sparker). Le Sparker CENTIPEDE ayant donné les meilleurs résultats, il a été couplé au système d'acquisition analogique monotrace, et a permis l'étude de la totalité du remplissage sédimentaire du lac du Bourget. Cette source mise au point par E. Van Heuverswyn au R.C.M.G., développe un signal allant de 300 à 2500 Hz et permet d'obtenir des données à haute résolution tout en pénétrant de grandes épaisseurs de sédiments. Ce système représente ainsi un intermédiaire entre les systèmes traditionnels à Très Haute Résolution (les sondeurs de sédiments 3.5 Khz) et les systèmes permettant de grandes pénétrations acoustiques (canons à eau, canons à air, sparker haute-énergie).

En 1991, le sparker -déclenché par une génératrice de 300 J- était immergé dans un caisson étanche rempli d'eau salée, très près de la surface et situé à 35 m du bateau, la flûte monotrace étant immergée à 2 m sous la surface. Les données analogiques ont été imprimées sur un EPC 1600, après un filtrage passe bande (800-1500 Hz) et une amplification du signal. Le positionnement très simple (au cap et à partir de repères situés sur les rives du lac) à bord de l'Aix-Space, a été compensé par la précision du pilote Thierry Prud'homme et sa grande connaissance du lac. Ainsi, lors de cette campagne, l'ensemble du lac a pu être étudié (fig. 36). A l'exception des parties les plus profondes du lac, les profils ont recoupé l'ensemble du remplissage sédimentaire, et ont permis de reconnaitre différents types de substratum. Environ 20% des données ont été acquis au large des deltas, où la présence de gaz piégé dans les sédiments superficiels, empêche toute pénétration acoustique.

1.2. La campagne de 1993 sur le lac du Bourget

Au vu des très bons résultats de la campagne 1991, une nouvelle mission de 15 jours fut organisée en 1993 avec un système d'acquisition et de positionnement plus perfectionné. La source sparker rénovée fut alors déclenchée par une génératrice de 500 J, et les données brutes ont été enregistrées sur un lecteur DAT. Par la suite, les données ont été numérisées sur un système ELICS DELPH 2 et traitées au R.C.M.G. (durant la campagne, les données étaient sorties sur un EPC 1600). La navigation à bord de l'Aix-Space était assurée par le Laboratoire National d'Hydraulique (LNH), à partir du système de positionnement radiométrique AXYLE.

Grâce aux résultats de la campagne de 1991, cette nouvelle mission a permis d'obtenir une grille sismique très dense dans les zones sans gaz (fig. 36), et la totalité du remplissage sédimentaire a été pénétrée sur l'ensemble du lac.

La numérisation des données 1993 a été réalisée par Pieter Van Rensbergen à l'Université de Gand (pas de tir: 1.4 s, fréquence d'échantillonnage : 8000 Hz). Les données étant de très bonne qualité, le traitement que j'ai effectué au R.C.M.G. sur le système ELICS DELPH 2 a

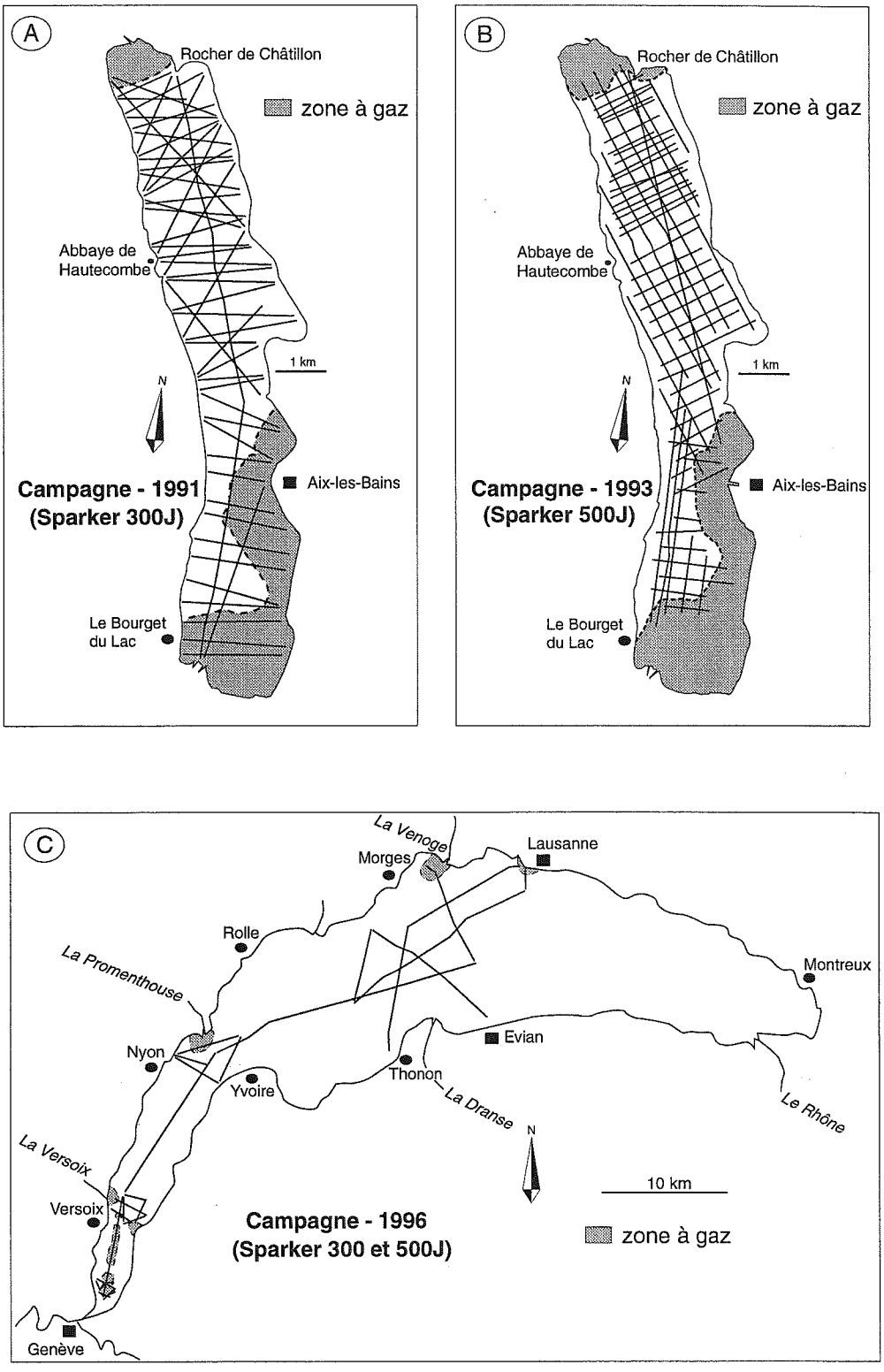


FIG. 36. — Grille de navigation des campagnes de sismique réflexion. A : Campagne de reconnaissance dans le lac du Bourget (données analogiques) ; B : Campagne complémentaire dans le lac du Bourget (données numérisées) ; C : Campagne de reconnaissance dans la moité Ouest du Léman (données numérisées).

été simple : application d'un filtre passe bande 240-2400 Hz , amplification du signal (Automatic Gain Control de type ADD), et sommation de deux traces successives. A l'issue de ce traitement, les données 1993 possédaient une résolution théorique verticale de 30 cm. En pratique, la signature du signal n'ayant pas été corrigée (par une déconvolution du signal), les données présentent une résolution légèrement inférieure au mètre.

1.3. La campagne de 1996 sur le Léman

La qualité des données Sparker collectées sur le lac du Bourget (et également sur le lac d'Annecy en 1993; [Van Rensbergen, 1996]), ainsi que l'étroite relation existant entre les remplissages du lac du Bourget et du Léman, nous a conduit à monter une campagne de reconnaissance sur une partie du Léman, en collaboration avec l'Institut F.A. Forel. Plusieurs forages profonds ayant été réalisés dans la rade de Genève [Moscariello, 1996], nous avons essayé d'étalonner les données sismiques, et de préciser la nature du remplissage du petit lac, et d'une partie du grand lac. Le positionnement était assuré par G.P.S.. La source sparker CENTIPEDE multi-électrodes était située à 8 m du bateau et présentait une bande de fréquence de 150-1500 Hz. Dans le petit lac, nous avons utilisé un déclenchement à 300 J, puis à 500 J dans le grand lac. Le signal des hydrophones a été filtré (filtre passe-haut à 300 Hz) avant d'être digitalisé et enregistré par le système ELICS DELPH 2 avec une fréquence d'échantillonnage de 6000 Hz. Le système amélioré a permis de centraliser le déclenchement de la source (pas de tir 1.5 s), l'enregistrement des données et le positionnement (par G.P.S.) de chaque tir, tout en permettant de suivre l'acquisition des données à l'écran en temps réel. Durant la semaine de campagne, les deux tiers du Léman ont été étudiés à partir de quelques profils axiaux et transversaux (fig. 36), les données ayant recoupé l'ensemble du remplissage sédimentaire et une partie du substratum, à l'exception de la partie la plus profonde étudiée dans le Grand lac.

La qualité des données est bonne, mais les conditions météorologiques médiocres et certains problèmes avec le signal, n'ont pas permis d'obtenir d'aussi bons résultats que dans le lac du Bourget. J'ai donc réalisé au R.C.M.G. deux traitements différents des données : un premier traitement simple, identique à celui du Bourget, sur le système ELICS DELPH 2 ; et un traitement plus complet avec le logiciel PHOENIX VECTOR sur station SUN. Le second traitement a consisté en une correction de la divergence sphérique du signal sismique, un filtrage passe-haut à partir de 300 Hz, la déconvolution du signal (spiking deconvolution), l'application d'un filtre passe-bande (300-2500 Hz) et une amplification du signal par application d'un gain (Automatic Gain Control, type ADD). Les résultats du traitement sont présentés dans la figure (fig. 37). Des essais de migration du signal, ont été réalisés sur certaines portions de profils, mais l'importance du temps de calcul et la légère amélioration des données monotraces, ne nous ont pas conduit à appliquer ce traitement à l'ensemble des profils. La combinaison des deux types de profils permet, cependant, d'avoir une image précise de la partie supérieure du remplissage (résolution théorique de 0.5 m), et une idée générale de la nature et de la profondeur du remplissage inférieur ainsi que du substratum. Dans la rade de Genève, les données sont très perturbées par les réflexions multiples en raison de la faible tranche d'eau (de l'ordre de 20 m), et sont difficilement exploitables. La présence de gaz est limitée aux bordures des deltas, et à certaines parties de la rade de Genève.

2. —Stratigraphie sismique des remplissages

La stratigraphie sismique repose sur l'analyse de la géométrie des réflexions se produisant sur les surfaces qui séparent deux milieux d'impédance acoustique différente. L'impédance acoustique correspond au produit de la vitesse de propagation des ondes acoustiques (les ondes P) par la densité du milieu traversé. Les surfaces physiques qui forment des réflecteurs sont principalement des surfaces de strates ou de discontinuités. La continuité d'une réflexion est classiquement assimilée à une ligne de temps géologique. Une unité (ou séquence) sismique se définit, par un ensemble de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Le faciès sismique d'une unité se caractérise par l'amplitude des réflexions (liée au contraste d'impédance acoustique), leur fréquence (l'espacement en temps entre les réflexions), leur continuité et leur géométrie (forme et configuration internes). La profondeur d'un réflecteur est donnée en temps double (*two way travel time*, ou TWT).

Dans les bassins sédimentaires du Lac du Bourget et du Léman, différents types de substratums et 5 unités sismiques peuvent être reconnues et cartographiées.

2.1. Le substratum du Lac du Bourget

2.1.1. Faciès sismiques

Malgré les difficultés liées à la présence de bruits, la dispersion de l'énergie du signal à travers l'épais remplissage sédimentaire et parfois la superposition du multiple, il est possible de caractériser le substratum du lac par 4 types de réflexions (fig. 38) :

- le faciès U est constitué de petites diffractions de fortes amplitudes ;
- le faciès M se caractérise par des réflexions discontinues de fortes amplitudes, et quelques réflexions internes continues et de basses fréquences ;
- le faciès I, stratifié, présente des réflecteurs continus, de forte amplitude, de fréquence élevée et légèrement inclinés vers le centre du lac ;
- le faciès R, chaotique, présente des diffractions de fortes amplitudes.

2.1.2. La surface d'érosion du substratum

Le toit du substratum se caractérise par une nette surface d'érosion au niveau du faciès I, et par un net changement de faciès à la base du remplissage

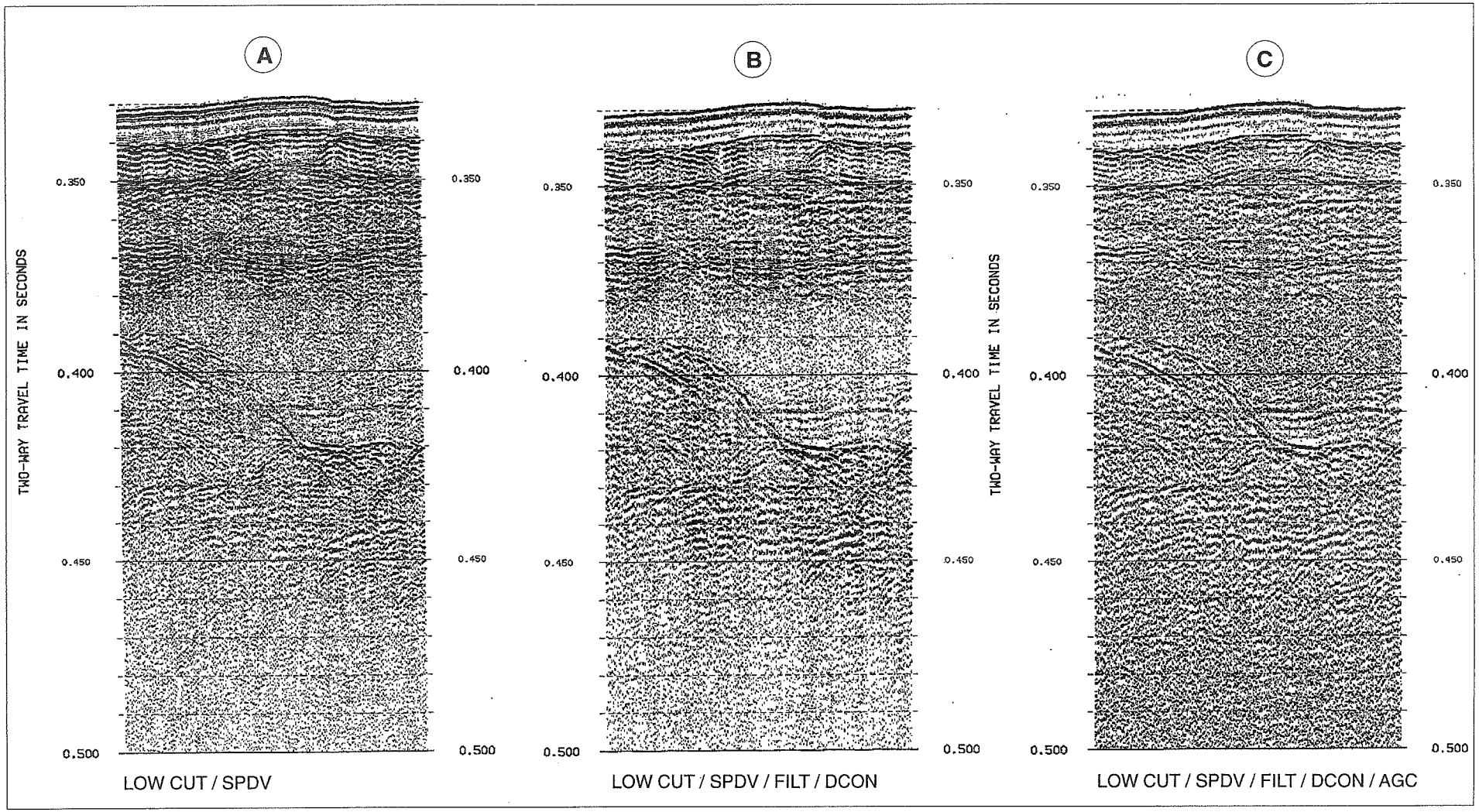


FIG. 37. — Résultats du traitement appliqué aux données sparker du Léman. A : Application d'un filtre passe-haut et compensation de la divergence sphérique du signal acoustique ; B : Comme A, plus application d'un filtre passe-bande et déconvolution du signal ; C : Comme B plus application d'un gain automatique du signal avec une fenêtre de 10 ms TWT. La section B présente l'avantage de retranscrire les amplitudes vraies des différents faciès sismiques, alors que la section C permet de préciser la configuration interne des différentes unités sismiques.

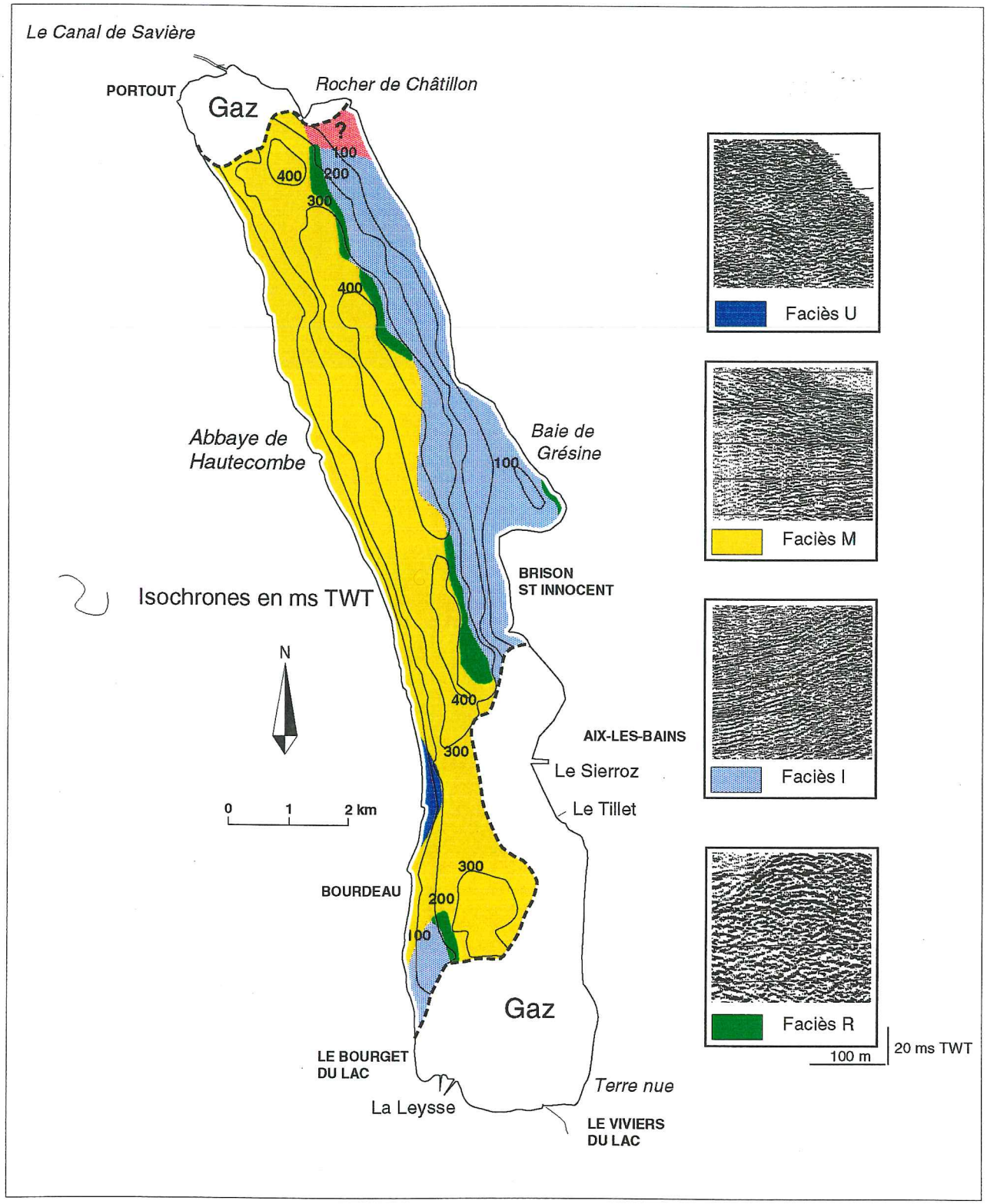


FIG. 38. — Faciès sismiques du substratum du lac du Bourget

sédimentaire. Les différents faciès du substratum présentent également un arrangement particulier (fig. 38). Le faciès M s'étend sur l'ensemble du flanc Ouest du bassin, et n'est interrompu qu'au niveau d'Aix-les-Bains, où le faciès U affleure aujourd'hui encore suivant une pente très forte. A l'extrémité SW du lac, le faciès I se superpose au faciès M. Dans l'axe du lac, le faciès R forme ponctuellement une transition avec le faciès I constituant le flanc Est du bassin, et il se retrouve également à l'extrémité Est de la baie de Grésine.

2.1.3. Morphologie du Substratum

La cartographie du toit du substratum souligne de plus la morphologie contrastée du bassin: un sous-bassin Nord orienté NNE-SSW est séparé d'un sous-bassin Sud orienté NS, par le haut-fond d'Aix les Bains. Le flanc Ouest du substratum présente une pente forte vers le Sud devenant très forte, puis s'amortissant légèrement vers le NNW. Le flanc Est présente une pente forte relativement constante et parallèle à l'axe du bassin, puis s'annule vers l'Est, en individualisant la baie de Grésine. L'axe du bassin légèrement incurvé vers le NNW apparaît très étroit et irrégulier, sa profondeur maximale étant située au centre du sous-bassin Nord. On note que les plus grandes profondeurs du bassin correspondent à la transition des principaux faciès M et I. Le faciès U se situe à l'Ouest du haut-fond d'Aix-les-Bains. Par ailleurs, à l'extrémité SW du bassin, le faciès I possède une surface moins inclinée.

2.2. Le substratum du Léman

A partir des données disponibles, il est possible de distinguer nettement deux types de substratums dans le Léman, lorsque les dépôts inférieurs du remplissage sédimentaire ne sont pas trop épais (fig. 39) :

- le faciès C est composé de quelques réflecteurs discontinus et de forte amplitude, ainsi que de nombreuses diffractions ;

- le facies M, stratifié, présente des réflexions continues, de fréquence moyenne et de très forte amplitude.

2.2.1. La surface d'érosion du substratum

Le toit du substratum présente une importante surface d'érosion au niveau du faciès M, et un net changement de faciès à la base du remplissage sédimentaire. L'ensemble du substratum du petit lac est constitué par le faciès M, ainsi que la partie Nord de la zone étudiée dans le grand lac, le faciès C étant limité au Sud de la zone étudiée. La grande profondeur du substratum et l'importance du remplissage ne permettent pas de préciser nettement le contact de ces deux faciès, mais on notera que cette transition se situe dans les parties les plus profondes.

2.2.2. Morphologie du substratum

La cartographie du toit du substratum souligne une morphologie différente entre le Petit et le Grand lac : depuis le haut-fond de Genève, l'étroit sous-bassin du petit lac orienté NNE-SSW s'incurve vers l'Est et se sépare du sous-bassin du grand lac orienté EW, au niveau d'un haut-fond situé à l'Est de Rolle et d'Yvoire. Les profils transverses dans le Petit lac, soulignent un approfondissement du bassin vers le NE, un haut-fond à l'Est de Versoix, et un flanc SE peu incliné au large d'Yvoire. Dans le Grand lac, le flanc Sud apparaît fortement penté, alors que le flanc Nord présente plusieurs paliers et une pente plus faible. La partie étudiée présente un zone surcreusée en « Y » dont l'axe orienté EW, atteint 600 ms TWT de profondeur et se divise vers l'Ouest en deux branches orientées NNW-SSE et SSW-NNE, dont les profondeurs diminuent rapidement.

2.3. Le remplissage sédimentaire du Lac du Bourget

La grande densité de profils acquise durant les deux campagnes de sismique, permet de définir dans le détail la géométrie de l'épais remplissage du bassin du Bourget. Cette analyse s'appuie essentiellement sur les données de 1993, en raison de leur meilleure qualité et de leur positionnement précis. Cependant certains profils de 1991 remarquables et particulièrement bien orientés, permettent de compléter précisément la cartographie du remplissage. Celui-ci se compose de 5 unités principales (fig. 40) :

- **l'unité 1**, chaotique et irrégulière, présente de nombreuses diffractions de forte amplitude, quelques réflecteurs de forte amplitude peu continus, et parfois aggradants. Sa base constitue une importante surface d'érosion.

- **l'unité 2** est transparente dans l'axe du bassin et se stratifie latéralement, développant quelques réflecteurs continus, d'amplitude moyenne et de basse fréquence. Localement, des diffractions de fortes amplitudes perturbent la continuité des réflecteurs. La base de l'unité est en downlap, et son toit concordant.

- **l'unité 3**, stratifiée, se caractérise par des réflecteurs de grande continuité, forte amplitude et haute fréquence, ainsi que par quelques diffractions. Sa base est concordante et localement érosive, son remplissage axial montre une géométrie en onlap, son sommet étant concordant.

- **l'unité 4**, stratifiée, présente des réflecteurs d'une très grande continuité, d'une amplitude moyenne et d'une haute fréquence. Sa base est concordante et localement érosive, son remplissage est divergent ou progradant depuis les extrémités. Le sommet de l'unité se caractérise au centre du bassin principal par une large lentille (unité 4R) chaotique et localement transparente, contenant des reflecteurs plissés ou interrompus; ainsi que des lentilles chaotiques plus limitées dans le sous-bassin Sud.

- **l'unité 5**, stratifiée, se compose de réflecteurs très continus, de faible amplitude et de haute fréquence. Sa base est concordante et drape les irrégularités du toit de l'unité 4.

La base du remplissage se caractérisant dans la partie Sud du bassin, par une répétition des unités 1 et 2, sept

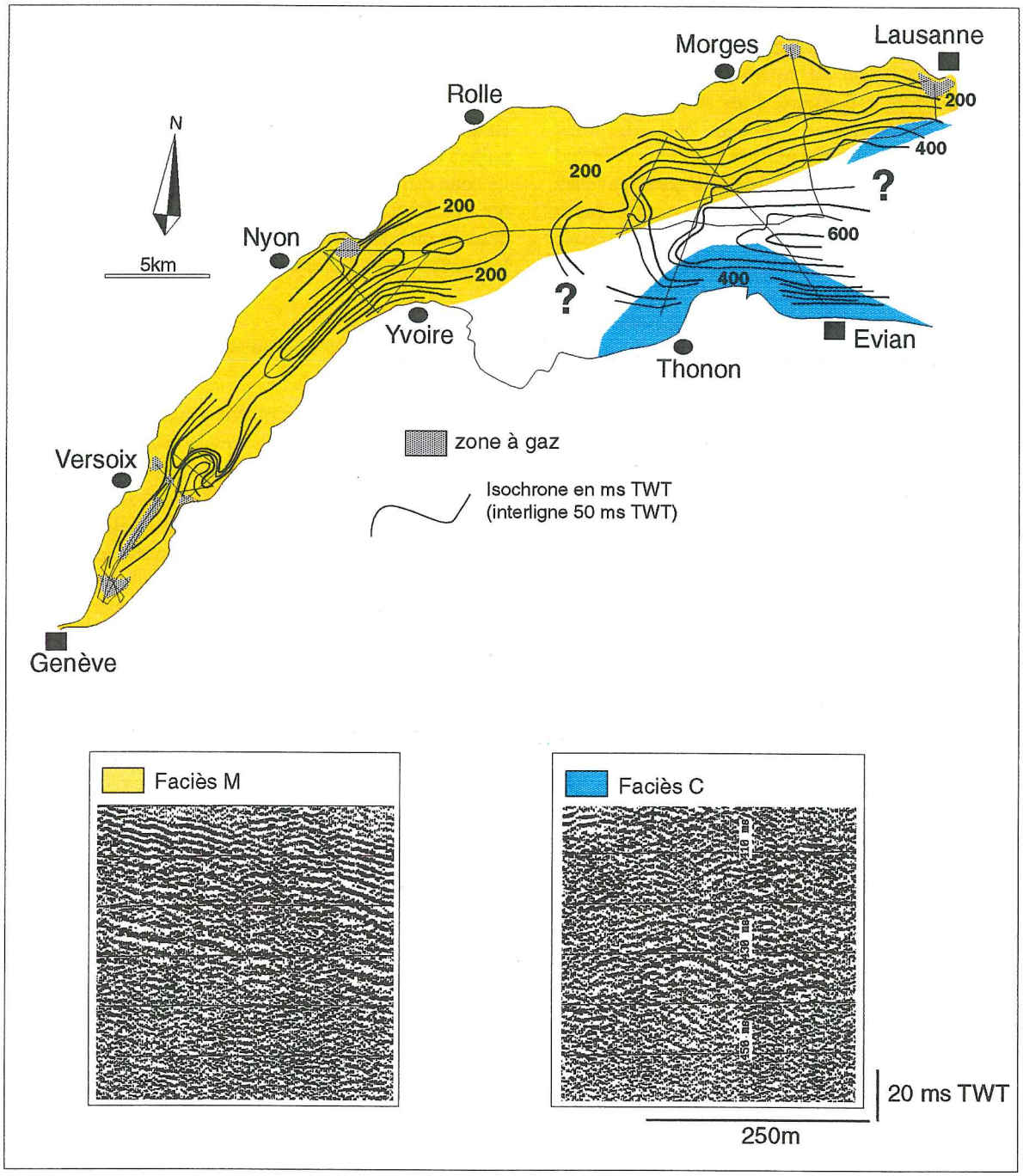


FIG. 39. — Faciès sismiques du substratum de la partie étudiée du Léman.

unités sont reconnues au total dans le lac du Bourget. Soit de la base au sommet :

- l'unité 1a, présentant une puissance maximale au Nord du bassin,

- l'unité 2a, largement développée au centre du bassin,

- l'unité 1b, occupant l'extrémité Sud du bassin,

- l'unité 2b, développée au centre du bassin,

- l'unité 3, couvrant l'ensemble du bassin, et développant des dépôts centres au Sud et au centre du bassin,

- l'unité 4, couvrant l'ensemble du bassin et présentant des dépôts centres au Nord, au centre et au Sud du bassin,

- l'unité 5, de puissance limitée et constante, couvrant l'ensemble du bassin.

On notera par ailleurs la présence de failles affectant la base du remplissage au Sud du bassin, et l'ensemble du remplissage au Nord du bassin (fig. 40).

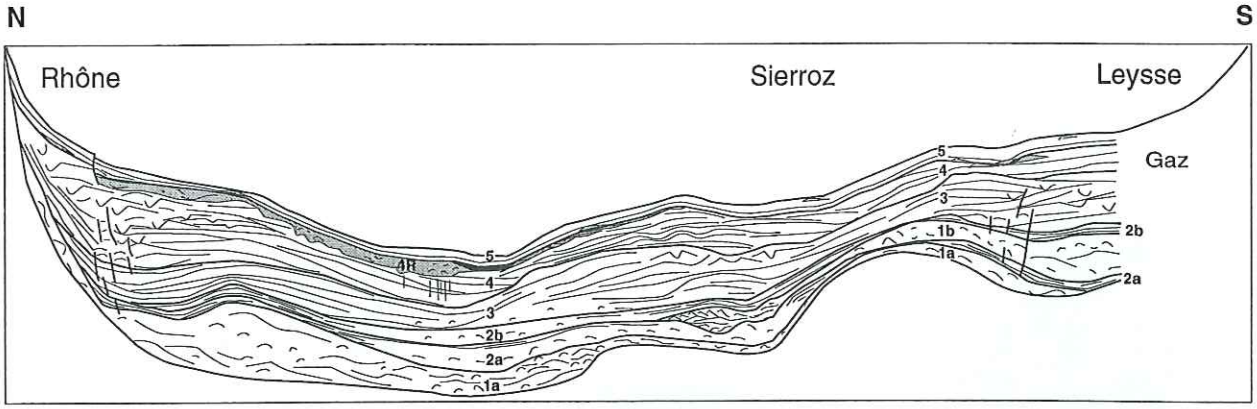


FIG. 40. — Stratigraphie sismique synthétique du lac du Bourget.

2.3.1. Le centre du bassin (fig. 41 et 42 ; annexes 1 et 2)

L'unité 1a est présente dans les parties les plus érodées du substratum (fig. 41). Les unités 2a, 2b et 3 ont un remplissage axial en onlap contre le substratum. L'unité 4 présente des réflecteurs légèrement divergents vers le SE; alors que l'unité 5, d'épaisseur constante, recouvre l'ensemble du bassin.

Le contact en onlap du faciès I sur le faciès R du substratum est présenté dans la figure 42, ainsi que la répétition des unités inférieures du remplissage. Les faciès chaotiques des unités 1a et 1b, mettent en évidence les stratifications latérales en onlap de l'unité 2a, alors que l'unité 2b apparaît stratifiée dans son ensemble. L'unité 3 présente quelques faciès de chenaux-levées dans l'axe du bassin, soulignant une alimentation Sud (système de la Leysse). La légère divergence vers l'Est des réflecteurs du sommet de l'unité, indique une alimentation latérale (système du Sierroz). Dans l'unité 4, cette alimentation latérale semble dominer, et se maintenir durant l'unité 5. Les apports du delta du Sierroz s'enrichissent en gaz et sont remaniés au sommet de l'unité 4 par des lentilles composées de réflecteurs contournés (unité 4R). A l'Est du bassin central, la baie de Grésine se caractérise par un remplissage particulier (annexe 2).

2.3.2. Le bassin Nord (fig. 43 et Annexe 3)

Le profil LDB 93-BT6, plus transverse aux unités, illustre l'ensemble du remplissage de cette partie du bassin (fig. 43), ainsi que les contacts des faciès M, R et I du substratum. La base du faciès R semble éroder le faciès M, alors que le faciès I se développe en downlap contre le faciès R. La surface d'érosion de la base du remplissage est irrégulière et maximale au contact entre les faciès M et R. L'unité 1a développe un surépaississement au centre du bassin, qui est progressivement amorti par les apports axiaux des unités 2a, 3 et 4. Des lentilles de réflecteurs contournés se développent le long du flanc Ouest du bassin au sein de l'unité 3, mais principalement au sommet de l'unité 4. L'empilement complexe des faciès en chenaux-levées constitue l'essentiel de l'épaisse unité 4. On note également le développement de failles affectant l'ensemble du remplissage (annexe 3).

2.3.3. Le bassin Sud (fig. 44)

A l'extrémité du sous-bassin Sud, le rejeu de failles affecte la base du remplissage et semble se prolonger dans le substratum, où le multiple perturbe le suivi des réflexions (fig. 44). A l'Ouest du substratum le faciès I vient en onlap sur le faciès R, alors que vers l'Est, l'unité 1b présente une élévation particulière, visible malgré la présence de gaz. L'unité 3 est la plus puissante de la section, et son sommet se caractérise par une importante migration vers l'Ouest des faciès en chenaux-levées développés par le système de la Leysse. Quelques chenaux sont encore visibles à la base de l'unité 4, le sommet étant affecté par une importante lentille de réflecteurs contournés. L'unité 5 se caractérise par un surépaississement vers l'Est et une augmentation de l'amplitude des réflecteurs vers l'Ouest.

2.3.4. Cartographie sismique

Une carte isochrone du toit de l'unité, ainsi qu'une carte isopaque ont été réalisées pour chaque unité (fig. 45 et 46) et permettent de préciser les géométries du remplissage. Par ailleurs, Finckh *et al.* [1984] ont établi par sismique réfraction, les vitesses acoustiques composant le remplissage du lac du Bourget. A partir de ces vitesses, il est possible de transformer les profondeurs temps doubles (TWT), en mètres. A l'aide du logiciel SURFER, il est possible de calculer les volumes .

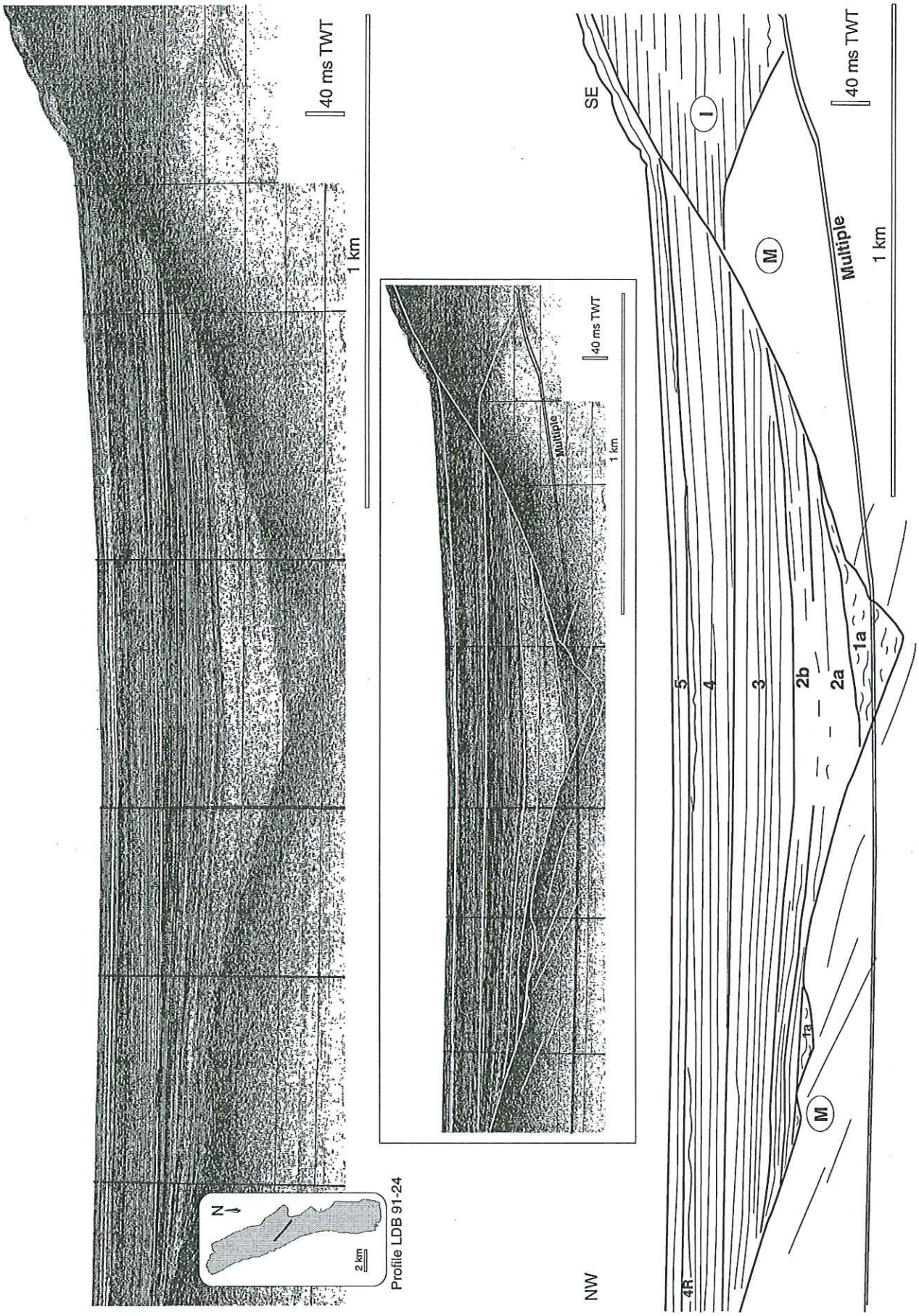


FIG. 41. — Coupe sismique du sous-bassin Nord du lac du Bourget et son interprétation.

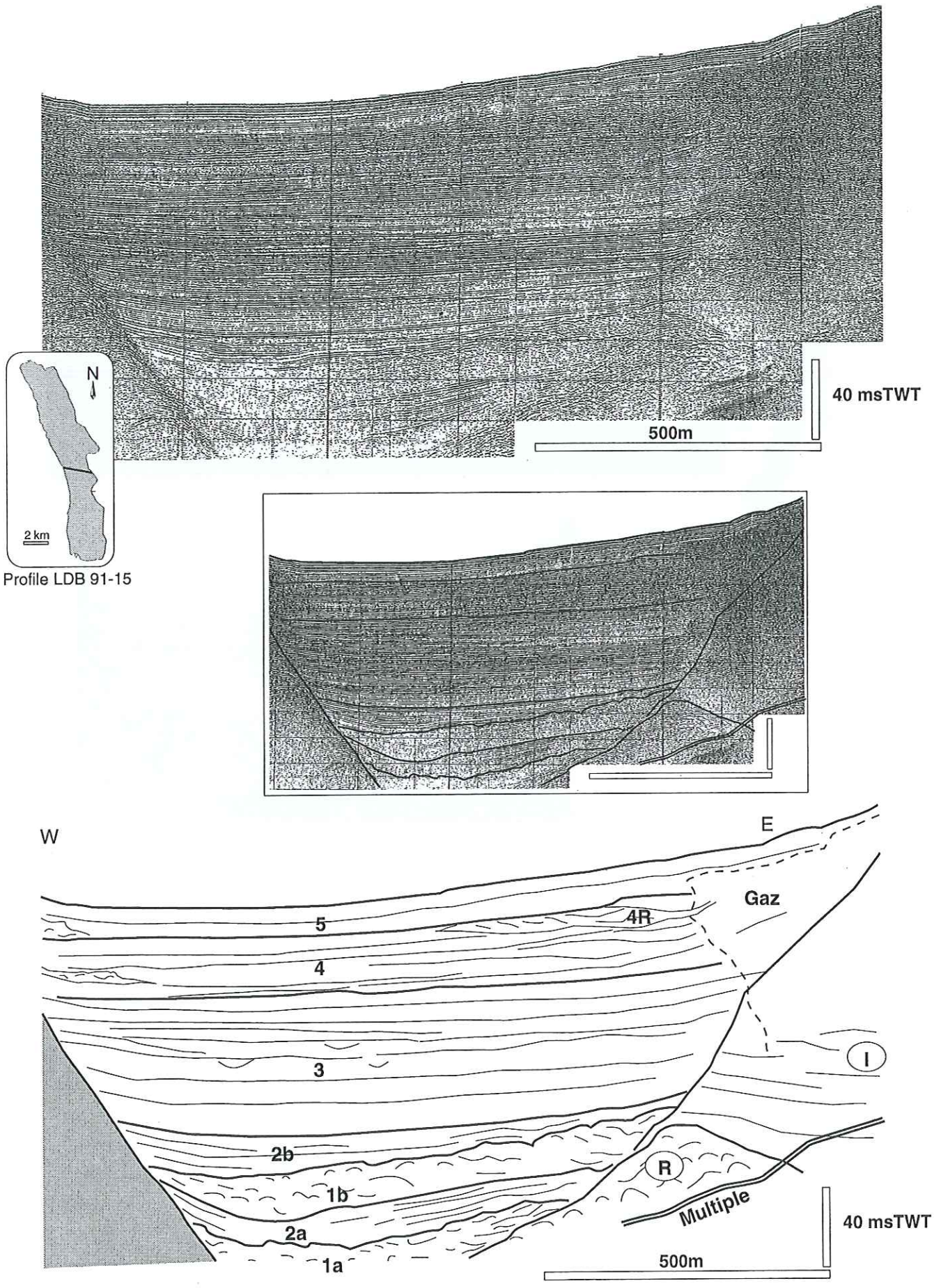


FIG. 42. — Coupe sismique du centre du lac du Bourget et son interprétation.

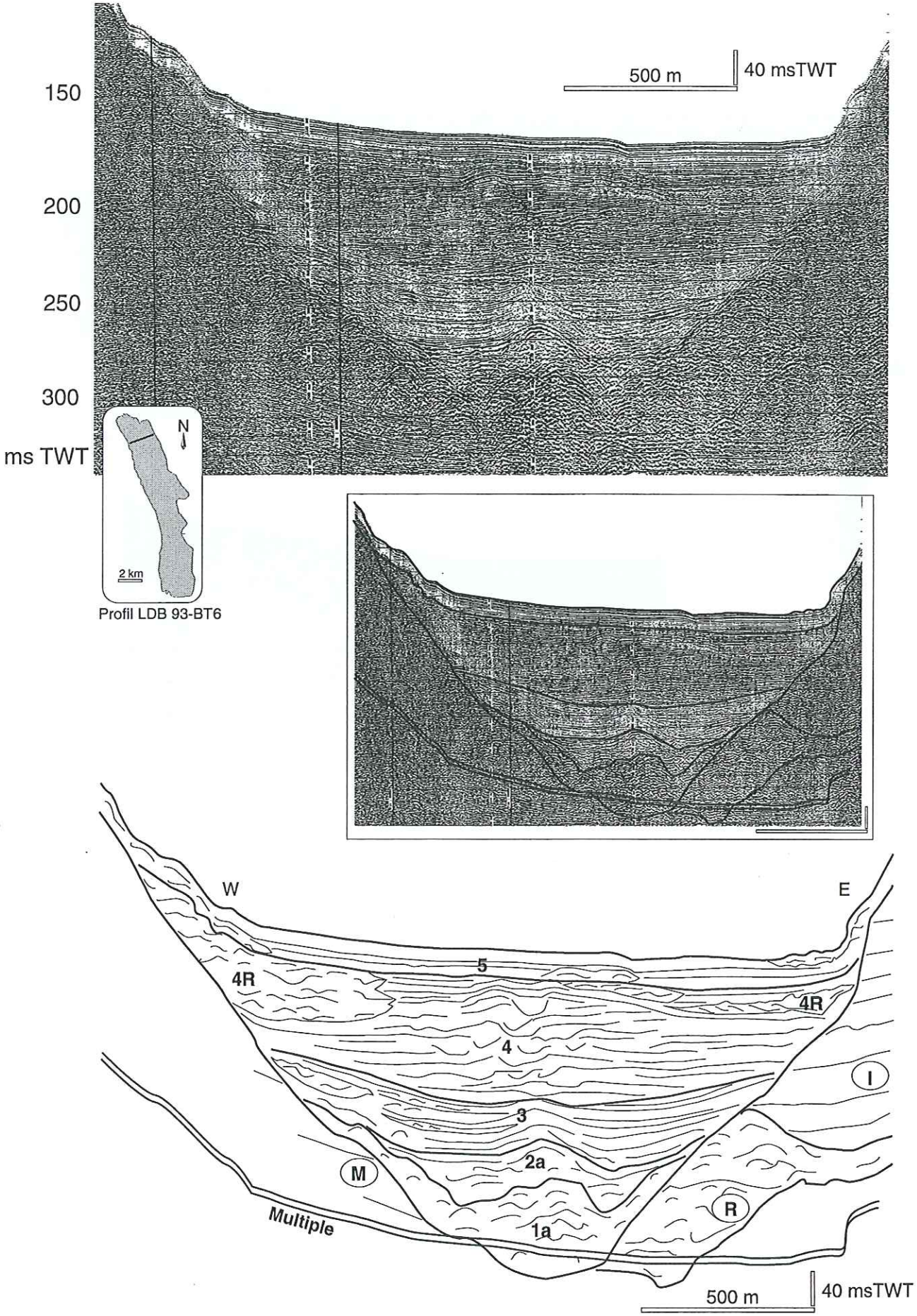


FIG. 43. — Coupe sismique transverse au Nord du lac du Bourget et son interprétation.

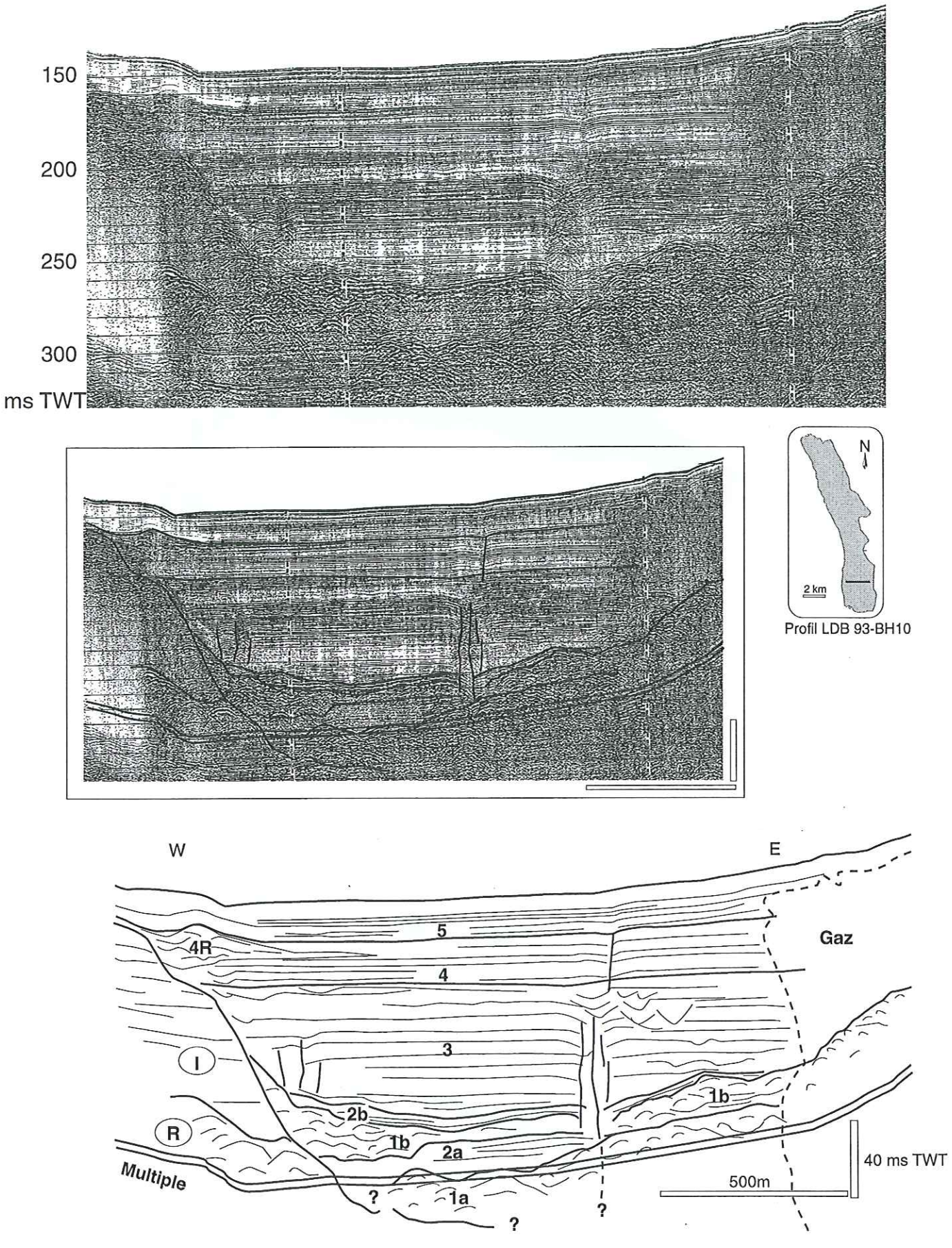


FIG. 44. — Coupe sismique au Sud du lac du Bourget, au front du delta de la Leysse et son interprétation.

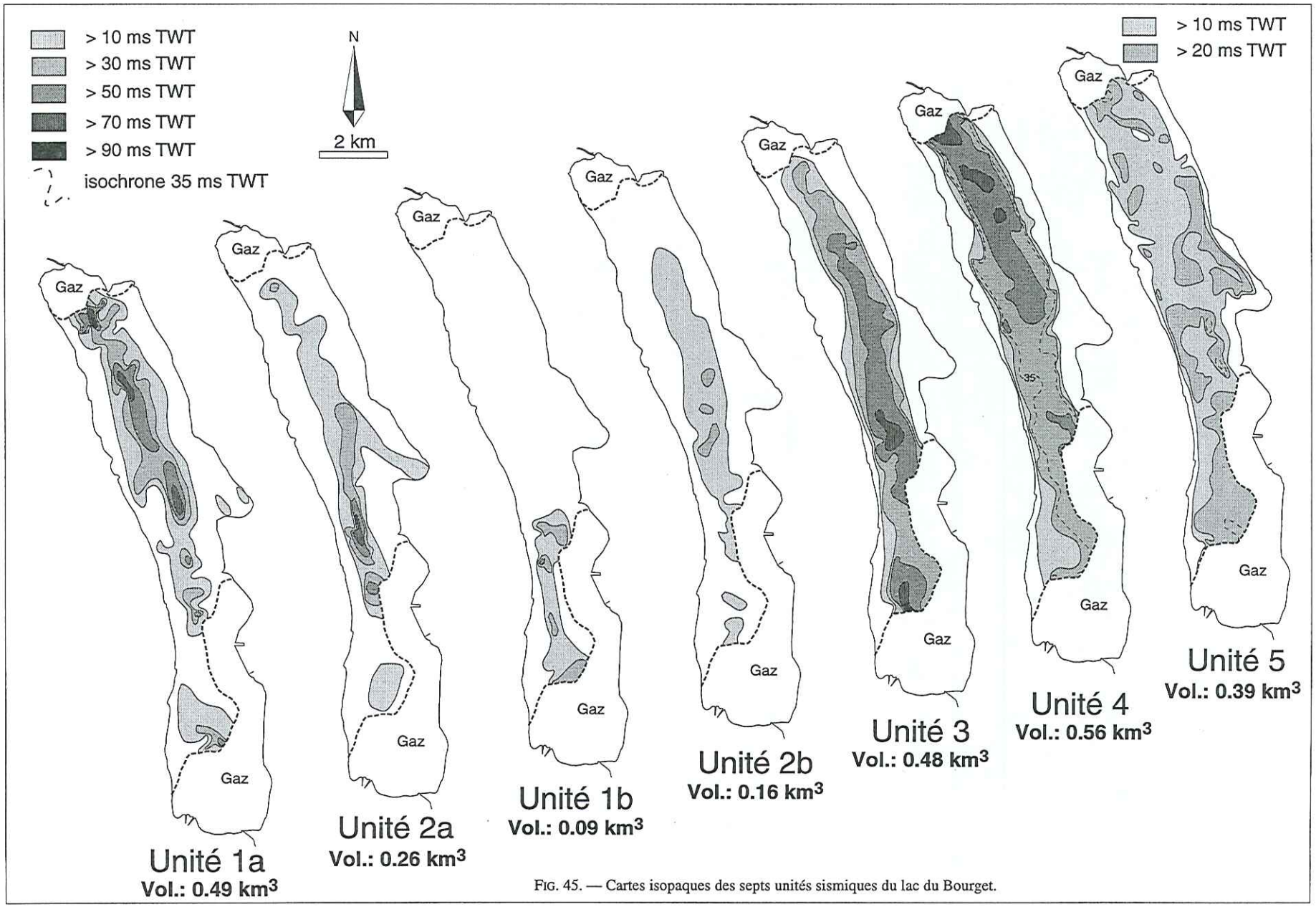


FIG. 45. — Cartes isopaques des septs unités sismiques du lac du Bourget.

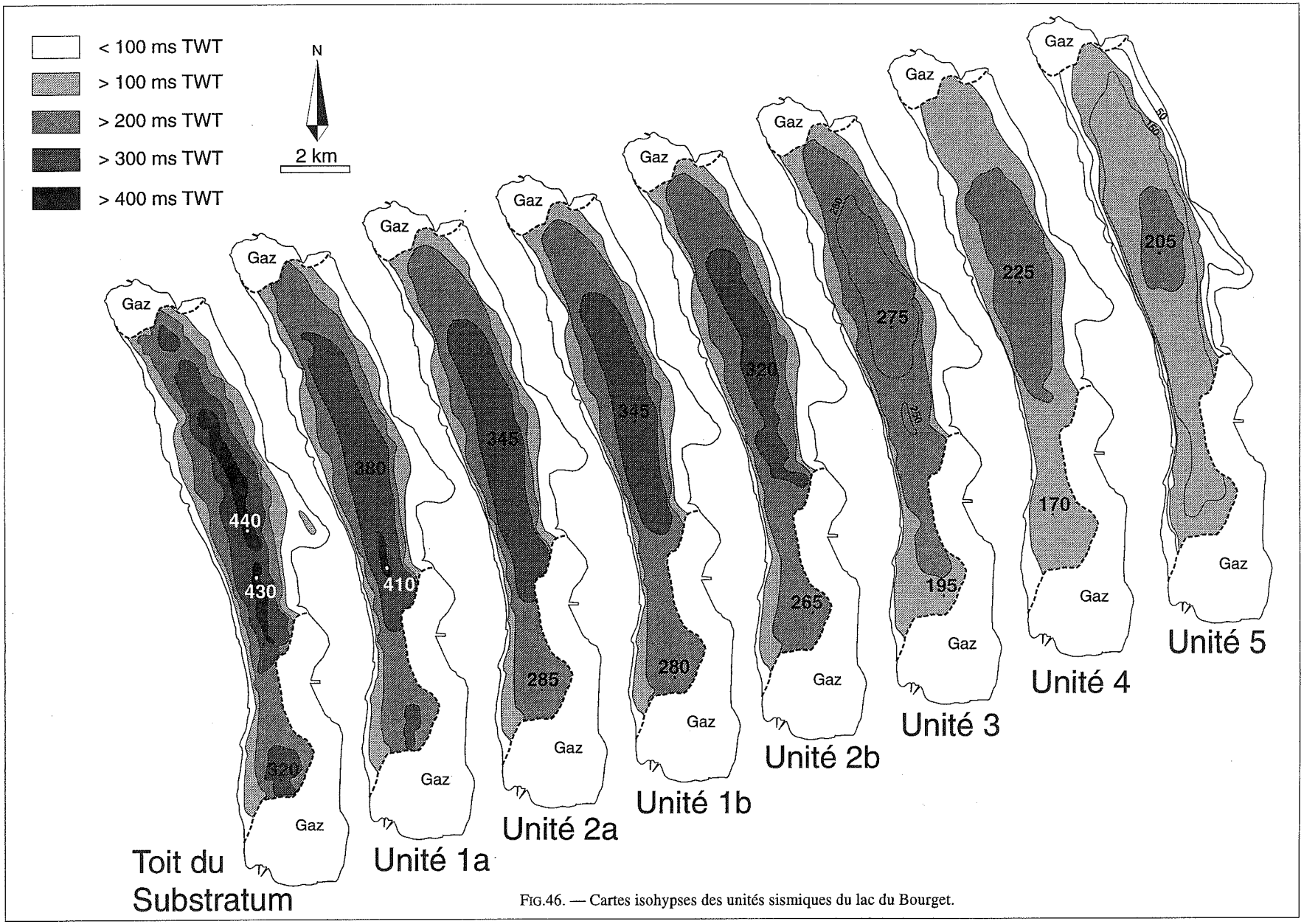


FIG.46. — Cartes isohypses des unités sismiques du lac du Bourget.

Remplissage	Vitesse acoustique	Volume
Unité 1a	2.37 km/s	500 10^6 m^3
Unité 2a	2.37 km/s	260 10^6 m^3
Unité 1b	2.37 km/s	90 10^6 m^3
Unité 2b	2.21 km/s	160 10^6 m^3
Unité 3	1.71 km/s	480 10^6 m^3
Unité 4	1.71 km/s	560 10^6 m^3
Unité 5	1.55 km/s	400 10^6 m^3

L'unité 1a comble les irrégularités du substratum, et présente quatre dépôts-centres: son accumulation maximale atteint 100 ms TWT (soit 120 m) à l'extrémité Nord du bassin; deux dépôts-centres de plus de 90 ms TWT (soit 100 m) recouvrant le sous-bassin Nord et un dernier dépôt-centre de plus 70 ms TWT (soit 80 m) se développant dans le sous-bassin Sud délimité par le haut fond d'Aix-les-Bains. Les extrémités SE et SW de la baie de Grésine présentent deux lentilles orientées NNE. Le toit de l'unité 1a se caractérise par une morphologie moins complexe, constituée d'un sous-bassin Nord dont la profondeur est maximale vers le Sud, d'un sous-bassin Est peu profond et d'un sous-bassin Sud plus limité.

L'unité 2a présente un remplissage axial dont le principal dépôt-centre est situé au Nord du haut-fond d'Aix-les-Bains et atteint 90 ms TWT (soit 100 m). La baie de Grésine est raccordée au sous-bassin Nord, mais le remplissage du sous-bassin Sud apparaît limité à la partie la plus profonde. La morphologie du toit de l'unité 2a se caractérise par un approfondissement maximal au centre du bassin.

L'unité 1b est limitée à la moitié Sud du bassin. Son remplissage atteint 50 ms TWT (soit 60 m) au niveau d'Aix-les-Bains et apparaît localisé dans l'axe du bassin, alors que plus au Sud et plus au Nord, le remplissage s'évase et présente une puissance limitée à 30 ms TWT (35 m). Le toit de l'unité 1b se caractérise par un bassin principal limité à la moitié Nord du bassin.

L'unité 2b correspond à un remplissage axial et sa répartition permet de reconnaitre un système d'alimentation principal situé à l'Est du bassin au niveau d'Aix les Bains (le système du Sierroz), ainsi qu'une alimentation plus limitée au Sud (le système de la Leysse). Trois dépôts-centres mineurs sont développés au centre du bassin dans la partie la plus profonde et atteignent environ 30 m d'épaisseur. La morphologie du toit de l'unité 2b se caractérise par une fosse centrale limitée à l'axe du bassin, et s'incurvant vers le SE.

Le remplissage axial de **l'unité 3** dans la partie Nord du bassin résulte d'un apport du SE au niveau d'Aix-les-Bains (le système du Sierroz) et développe un dépôt-centre atteignant 70 ms TWT (soit 60 m) au centre du lac. La partie Sud du bassin est alimentée par le Sud (le système de la Leysse) et développe un dépôt-centre de 70 ms TWT (soit 60 m) contre le flanc Ouest du lac. La morphologie du toit de l'unité 3 se caractérise désormais par un fond de bassin aplani.

L'unité 4 présente trois dépôts-centres dont le principal résulte d'un apport du Nord (le système du Rhône) et atteint 70 ms TWT d'épaisseur (soit 77 m). Le second dépôt-centre alimenté depuis l'Est atteint 50 ms TWT (soit 43 m), alors que vers le Sud le troisième dépôt-centre est limité à 30 ms TWT (soit 25 m) et semble se prolonger plus au Sud dans la zone à gaz. La limite d'extension du gaz au front des deltas semble en effet étroitement associée à la construction de cette unité et présente une répartition maximale au SE du lac. La morphologie du toit de cette unité est beaucoup plus régulière et individualise un bassin principal à l'Ouest de la baie de Grésine.

La répartition de **l'unité 5** est également associée à l'extension des faciès à gaz au front des deltas, et recouvre l'ensemble du bassin. Sa répartition est complexe: elle souligne des apports respectivement Sud (par la Leysse), Est (par le Sierroz) et Nord (par le Rhône) atteignant plus de 20 ms TWT (soit 15 m) ; mais également un surépaississement au niveau de la baie de Grésine, dans le fond du bassin au pied de la baie, localement le long des flancs raides du lac et sous forme de petites lentilles vers le Nord du lac. Le long des flancs raides du lac, cette unité s'affine fortement. On notera également au Sud du dépôt-centre Nord une diminution de la puissance de cette unité. La morphologie du toit de cette dernière unité délimite une fosse centrale au centre du sous-bassin Nord, un léger sous-bassin Sud et souligne que la forte pente du flanc Ouest s'amortit vers le NNW.

Par ailleurs, la cartographie des principales lentilles composées de réflecteurs contournés affectant l'ensemble du remplissage, a également été réalisée. Peu de ces faciès affectent la base du remplissage. Dans les unités 2b et 3 ces faciès apparaissent localisés au pied des flancs du bassin principal. Au sein de l'unité 4, ces faciès sont plus étendus et ils se développent principalement en relation avec les dépôt-centres Nord et Est. Par contre, le sommet de l'unité 4 est affecté de façon remarquable par ce type de faciès et forme une sous-unité particulière : **l'unité 4R**. Cette sous-unité sera décrite en détail dans le dernier chapitre. Ce faciès est également une caractéristique de l'unité 5, mais présente des dimensions beaucoup plus réduites et il a été cartographié selon son niveau au sein de l'unité : à la base, au milieu et au sommet. L'étude de leur répartition et de leur chronologie sera également discutée ultérieurement.

2.4. Le remplissage sédimentaire du Léman

L'établissement de la stratigraphie du remplissage du Léman est fondée essentiellement sur les données présentant un traitement identique à celles du Bourget. Les données dont le signal a été déconvolué, permettent d'obtenir une image plus nette de la partie supérieure du

remplissage et seront utilisées lors de l'interprétation, pour illustrer dans le détail les configurations des unités.

La campagne de reconnaissance du remplissage du Léman met en évidence un remplissage plus complexe, mais également constitué de 5 unités principales dont les caractéristiques majeures sont présentées ci-dessous (fig. 47) :

- **L'unité 1** chaotique et irrégulière, comporte des diffractions de très forte amplitude, des réflecteurs pas ou peu continus, et parfois aggradants. Lorsque sa base est visible, elle constitue une importante surface d'érosion, son toit étant concordant.

- **L'unité 2** est chaotique, cependant certaines de ses diffractions sont alignées, et délimitent ainsi des sous-unités. Dans le Grand Lac, le toit de l'unité 2 est localement constitué d'un réflecteur de forte amplitude (le réflecteur G) très semblable au réflecteur de l'interface eau/sédiment.

- **L'unité 3** est stratifiée, et comporte des réflecteurs continus de forte amplitude et de fréquence moyenne, ainsi que quelques diffractions (plus abondantes dans le Petit lac que dans le Grand lac). Le toit et la base de l'unité sont concordants.

- **L'unité 4** également stratifiée, se caractérise par des réflexions de forte amplitude, de grande continuité et de fréquence élevée. Son remplissage axial (ou localement latéral), se termine latéralement en onlap, et sa base est concordante alors que son sommet présente localement des troncatures d'érosion. De plus dans le Petit lac, cette unité développe localement et latéralement un drapage de la morphologie sous-jacente.

- Lorsqu'elle existe, **l'unité 5** est stratifiée et comporte des réflecteurs très continus, d'amplitude moyenne et de fréquence élevée. Cette unité n'est que localement développée et présente une base érosive. Son remplissage est légèrement divergent vers les principaux deltas et le sommet de l'unité présente localement des troncatures d'érosion. Dans le Petit lac, cette unité se caractérise localement et latéralement par un drapage de la morphologie plus prononcé que l'unité 4.

Le remplissage du Léman, semble fortement influencé par le haut-fond de Genève ainsi que le haut-fond situé à l'Est de Rolle et d'Yvoire, à l'extrémité Ouest du Grand lac (fig. 48). De plus dans la partie intermédiaire du remplissage, les unités 2 et 3 apparaissent chronologiquement associées et présentent 4 répétitions dont 3 dans le Petit lac et 1 dans le Grand lac. Au total 11 unités et sous-unités sont reconnues dans la partie étudiée du Léman (fig. 48). Soit de la base au sommet :

- **l'unité 1**, qui présente un développement principal en amont des hauts-fonds dans la partie SW du Petit lac et la partie Ouest du Grand Lac ;

- **la sous-unité 2a**, qui est reconnue dans l'ensemble de la zone étudiée, mais principalement à la transition Petit lac-Grand Lac ;

- **la sous-unité 3a**, présente dans la moitié SW du Petit lac ;

- **la sous-unité 2b**, développée dans la moitié NE du Petit lac et dans le Grand lac ;

- **la sous-unité 3b**, présente dans la moitié NE du Petit lac ;

- **la sous-unité 2c**, développée localement à la transition Petit lac-Grand lac, et dans la partie Ouest du grand lac ;

- **la sous-unité 3c**, présente à la transition Petit lac-Grand lac, et en amont du haut-fond dans le Grand lac ;

- **la sous-unité 2d**, développée localement dans le Grand lac ;

- **la sous-unité 3d**, présente dans le Grand lac ;

- **l'unité 4**, développée dans la moitié SW du Petit lac et la moitié Est étudiée du Grand lac ;

- **l'unité 5**, localement développée aux extrémités SW et NE du Petit lac, est plus largement présente au centre du Petit lac et dans le Grand lac.

2.4.1. Le Petit lac (fig. 49, annexes 4, 5 et 6)

Les grandes caractéristiques du remplissage de la rade de Genève sont illustrées dans l'annexe 4. Le profil transverse LDG 96-12 (fig. 49), présente l'irrégularité de la surface d'érosion du toit du substratum de type M, ainsi que le remplissage de la partie SW du Petit lac. L'unité 1 apparaît principalement développée sur le flanc ESE du substratum. L'unité 2 présente un remplissage axial puissant, amortissant le surcreusement du bassin. Le remplissage axial de l'unité 3 développe des terminaisons en onlap et atteint 40 ms TWT d'épaisseur dans l'axe du bassin, les diffractions étant majoritairement localisées dans l'axe du bassin. Vers le sommet de l'unité, une alimentation latérale développe vers l'Est un faciès plus chaotique. L'unité 4 présente une puissance limitée et constante, affectée vers l'Ouest par une lentille composée de réflecteurs contournés. Le développement en onlap des réflecteurs le long du flanc Est souligne un remplissage principalement axial ou partiellement latéral. L'unité 5 se caractérise par un enrichissement en gaz, soulignant un apport latéral Ouest, mais l'absence de divergence des réflecteurs semble également indiquer un contrôle axial du remplissage. On notera par ailleurs une production ponctuelle de gaz (fig. 49 et annexe 5). Le haut-fond situé à l'Est de Versoix (« les Hauts-Monts ») à fortement influencé le remplissage sédimentaire (annexe 6).

2.4.2. La transition Petit lac-Grand lac (fig. 50, Annexe7)

Le remplissage proche de la transition Petit lac-Grand lac est présenté dans l'Annexe 7. Cette transition se caractérise par l'imbrication des sous-unités 2a, 2b, 2c et

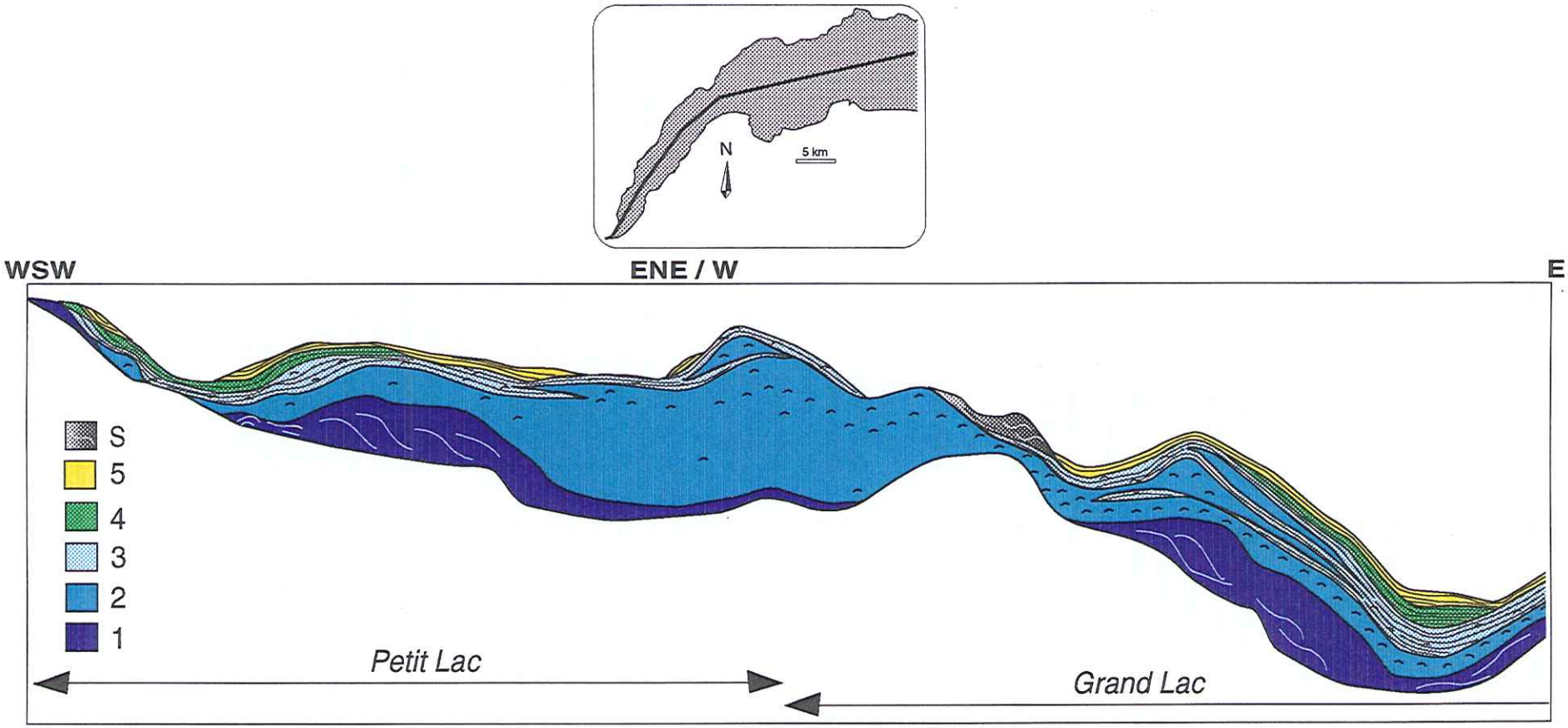


FIG. 47. — Coupe synthétique de la stratigraphie sismique du Léman.

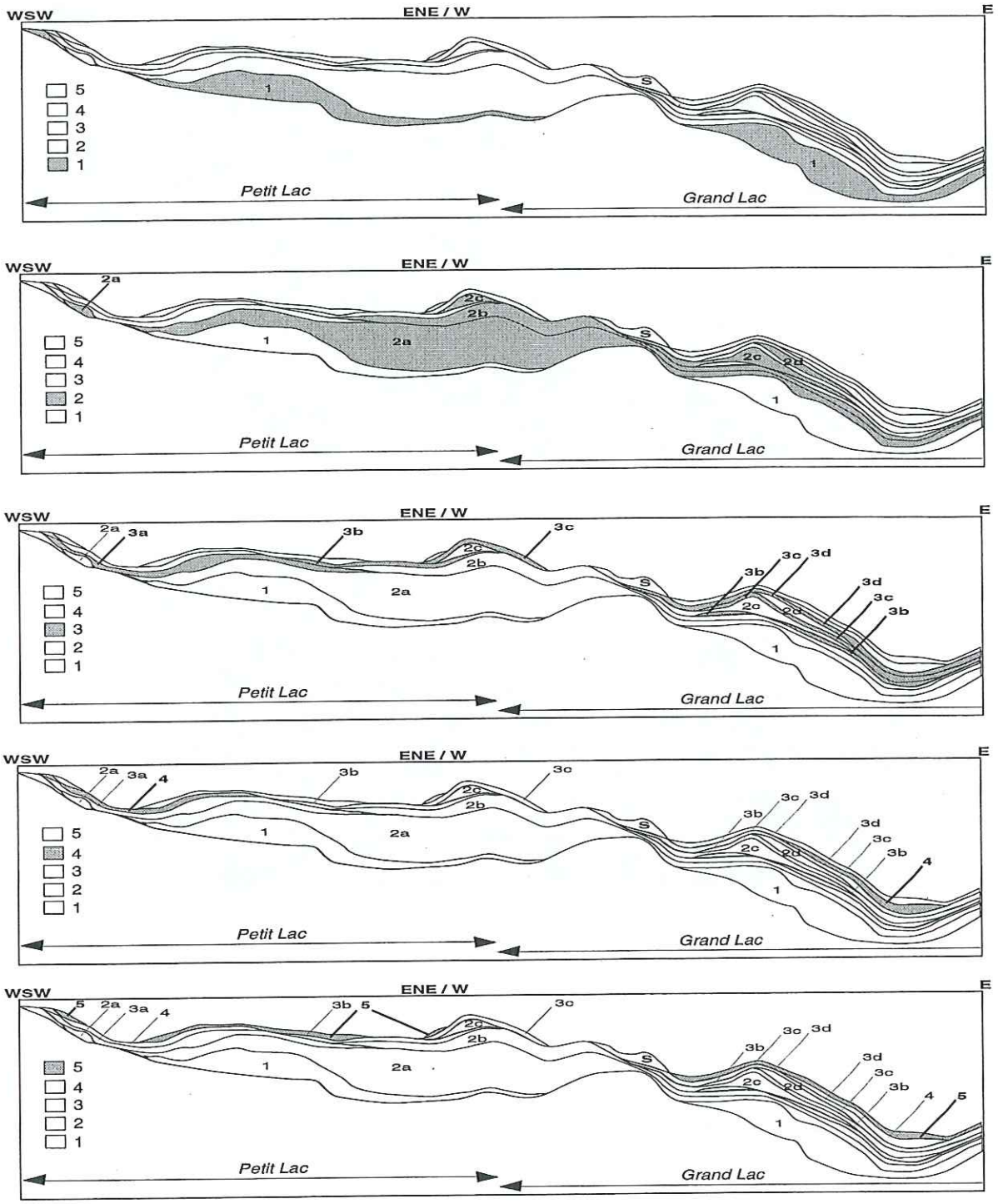


FIG. 48. — Stratigraphie sismique du Léman.

3a, 3b, 3c (fig. 50). Le substratum est localement faillé et l'unité 1 développe un relief aggradant le long du flanc Ouest. L'unité 2 se subdivise maintenant en 3 sous-unités. La sous-unité 2a se développe dans l'axe du bassin, et la sous-unité 2b recouvre le relief de l'unité 1. Au centre du bassin, la sous-unité 2c recouvre la sous-unité 2b, et latéralement s'intercale dans l'unité 3, délimitant ainsi les sous-unités 3b et 3c. Vers le centre du bassin, la sous-unité 3b, faillée, présente un sommet érodé par la base de la sous-unité 2c. La sous-unité 3c drape les irrégularités du toit de la sous-unité 2c et présente de nombreuses diffractions dans l'axe du bassin. Vers l'Ouest, le sommet

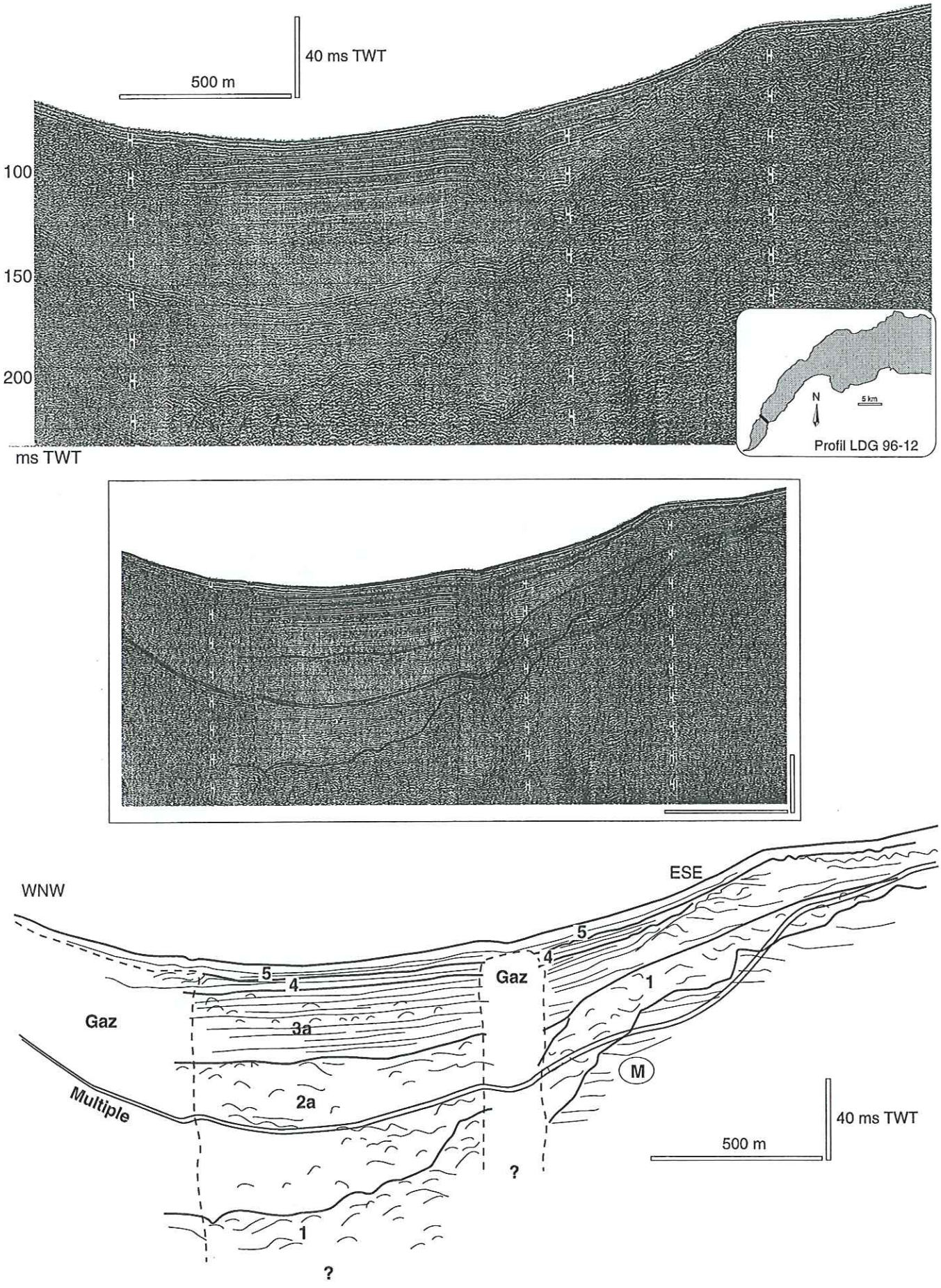


FIG. 49. — Coupe sismique de la partie Sud du Petit lac et son interprétation.

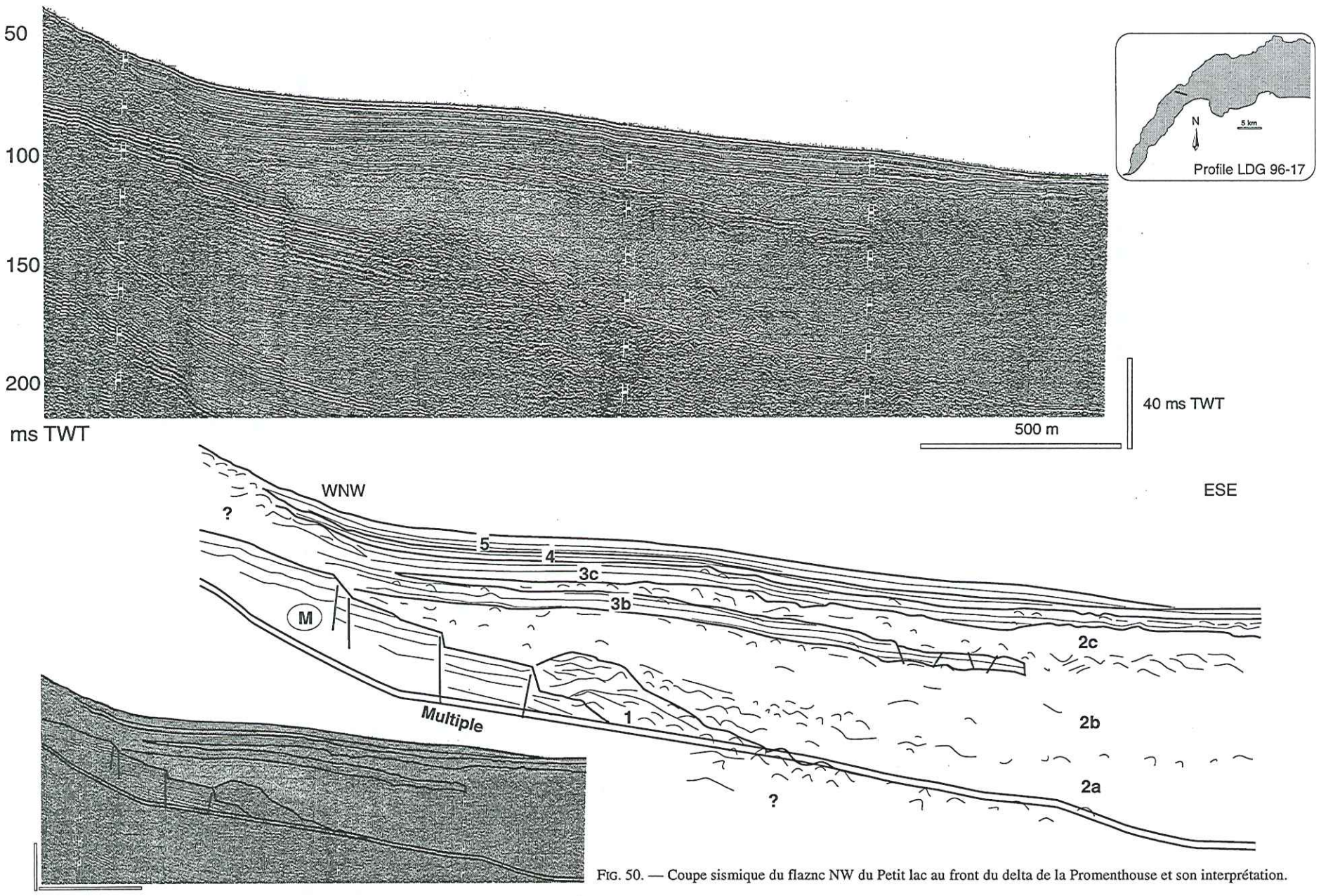


FIG. 50. — Coupe sismique du flaznc NW du Petit lac au front du delta de la Promenthouse et son interprétation.

de cette unité présente un faciès plus chaotique. L'unité 4 est concordante, d'épaisseur limitée et affleure au centre du bassin. Les réflecteurs de l'unité 5 en downlap vers le centre du bassin soulignent une alimentation latérale WNW limitée.

2.4.3. Le Grand lac (fig. 51 et 52, annexes 8 et 9)

Le remplissage du Grand lac au niveau du haut-fond situé à l'Est de Rolle et d'Yvoire, est détaillée dans l'annexe 8. La fig. 51 présente la succession des sous-unités 2c-3c et 2d-3d uniquement développée dans le Grand lac, au Nord de Thonon. Cette figure, souligne la morphologie du sillon central orienté EW dans le substratum. L'unité 1 présente des épaisseurs variables, et l'unité 2 compense la topographie. La base de l'unité 2 se caractérise ici par un faciès stratifié particulier, pouvant correspondre à la sous-unité 3b (le manque de données ne permettant pas de trancher). La sous-unité 2c, largement développée, se raccorde vers l'Est à la sous-unité 2d érodant une partie de la sous-unité 3c. La sous-unité 3d se développe largement au dessus et à l'Ouest de la sous-unité 2d. Le réflecteur G se retrouve ici à la transition unité 1 / sous-unité 3c vers l'Ouest, mais également vers l'Est, à la transition des sous-unités 2d et 3d. L'unité 5 drape l'ensemble du remplissage et se développe vers l'Est. Le remplissage à l'Ouest du delta de la Dranse est présenté dans l'annexe 9. Le remplissage du sillon central du substratum est important au front du delta de la Dranse (fig. 52). Le sillon atteint ici plus de 600 ms TWT de profondeur et délimite également le faciès M au Nord, du faciès C au Sud (la forte réduction du profil sur cette figure, ne permet cependant pas de distinguer nettement les faciès du substratum). L'épais remplissage se compose à la base d'une unité 1 très largement développée vers le NW et d'une unité 2 très largement développée vers le SE. La sous-unité 2b est principalement déposée au SE, alors que la sous-unité 2a rempli l'axe du bassin. La sous-unité 2d apparaît elle, développée au pied du delta de la Drance. Le réflecteur G délimite les sous-unités 2b et 3d vers le centre du bassin, mais également les sous-unités 2d et 3d au pied du delta. Les réflecteurs de la sous-unité 3d souligent les apports importants du delta de la Dranse, et sont faillés au dessus de réflecteur G. L'unité 4 présente ici une alimentation axiale et développe des faciès en chenaux-levées vers le NW du profil. L'unité 5, également affectée par les failles recoupant la sous-unité 3d, souligne une alimentation principalement issue du delta de la Dranse. Au centre du bassin, le profil se caractérise par de surprenants développements de gaz formant ponctuellement des diapirs plus ou moins proches de l'interface eau/sédiments.

2.4.4. Cartographie sismique

Une carte isochrone du toit de l'unité (ou carte isohypse), ainsi qu'une carte isopaque ont été réalisées pour chaque unité et sous-unité, et permettent de préciser les géométries du remplissage.

L'unité 1 développe trois dépôts centres en amont de Genève et de part et d'autre du haut-fond à l'Ouest du Grand lac (fig. 53). Dans le Petit lac, la présence de gaz ne permet pas de savoir si cette unité est présente entre la rade de Genève et le principal dépôt-centre développé depuis les Hauts-Monts au large de Versoix. Celui-ci atteint 80 ms TWT d'épaisseur dans l'axe du bassin entre Versoix et Nyon, et se prolonge jusqu'au haut-fond du Grand lac, au niveau de Rolle. Dans le Grand lac, l'unité 1 se développe à l'Est du haut-fond, et atteint 120 ms TWT au niveau du sillon central du substratum. Dans le Petit lac, le toit de l'unité 1 amortit les irrégularités du substratum (fig. 39) au niveau des Hauts-Monts, et compense le surcreusement entre Versoix, Nyon et Yvoire. Dans le Grand lac, le sillon central est toujours bien marqué au toit de l'unité 1.

Les sous-unités 2 et 3 apparaissant chronologiquement et spacialement associées, leurs cartes isopaques sont ici regroupées (fig. 54 ; 55), et seules les cartes du toit des sous-unités 2a et 3d sont présentées dans la figure 56.

La sous-unité 2a est très largement développée entre Versoix et Rolle et atteint 160 ms TWT d'épaisseur à la transition Petit lac-Grand lac (fig. 54). A l'Est du haut-fond du Grand lac, elle n'atteint plus que 40 ms TWT et semble s'organiser dans l'axe du bassin.

La sous-unité 3a, limitée au Petit lac, apparaît au front de 2a. Elle atteint 40 ms TWT à proximité de Versoix (fig. 54).

La sous-unité 2b présente un remplissage axial qui débute au SW de la transition Petit lac-Grand lac, et développe deux dépôt-centres de 40 ms TWT d'épaisseur, de part et d'autre du haut-fond du Grand lac (fig. 54).

La sous-unité 3b est principalement présente entre Yvoire et Nyon (au front de 2b) et dans une moindre mesure au large de Thonon.

La sous-unité 2c est développée dans l'axe du bassin, à la transition Petit lac-Grand lac, et en amont du haut-fond entre Thonon et Morges (fig. 55) où elle atteint 60ms TWT d'épaisseur.

La sous-unité 3c est faiblement développée entre Nyon et Yvoire (au front de 2c), mais elle se développe de façon axiale au centre du Grand lac (fig. 55). Elle atteint 40 ms TWT d'épaisseur localement dans l'axe du Grand lac entre Morges et Lausanne. Au SW de Morges, elle développe une lentille de réflecteurs contournés au pied du flanc Nord du bassin.

La sous-unité 2d n'est présente qu'au large de Thonon dans le Grand lac et se limite vers le Nord à l'axe du bassin (fig. 55). Ces trois dépôts centres sont situés au centre du bassin, au Nord de Thonon et au NW d'Evian.

La sous-unité 3d se développe plus largement dans le Grand lac et souligne une alimentation Est.

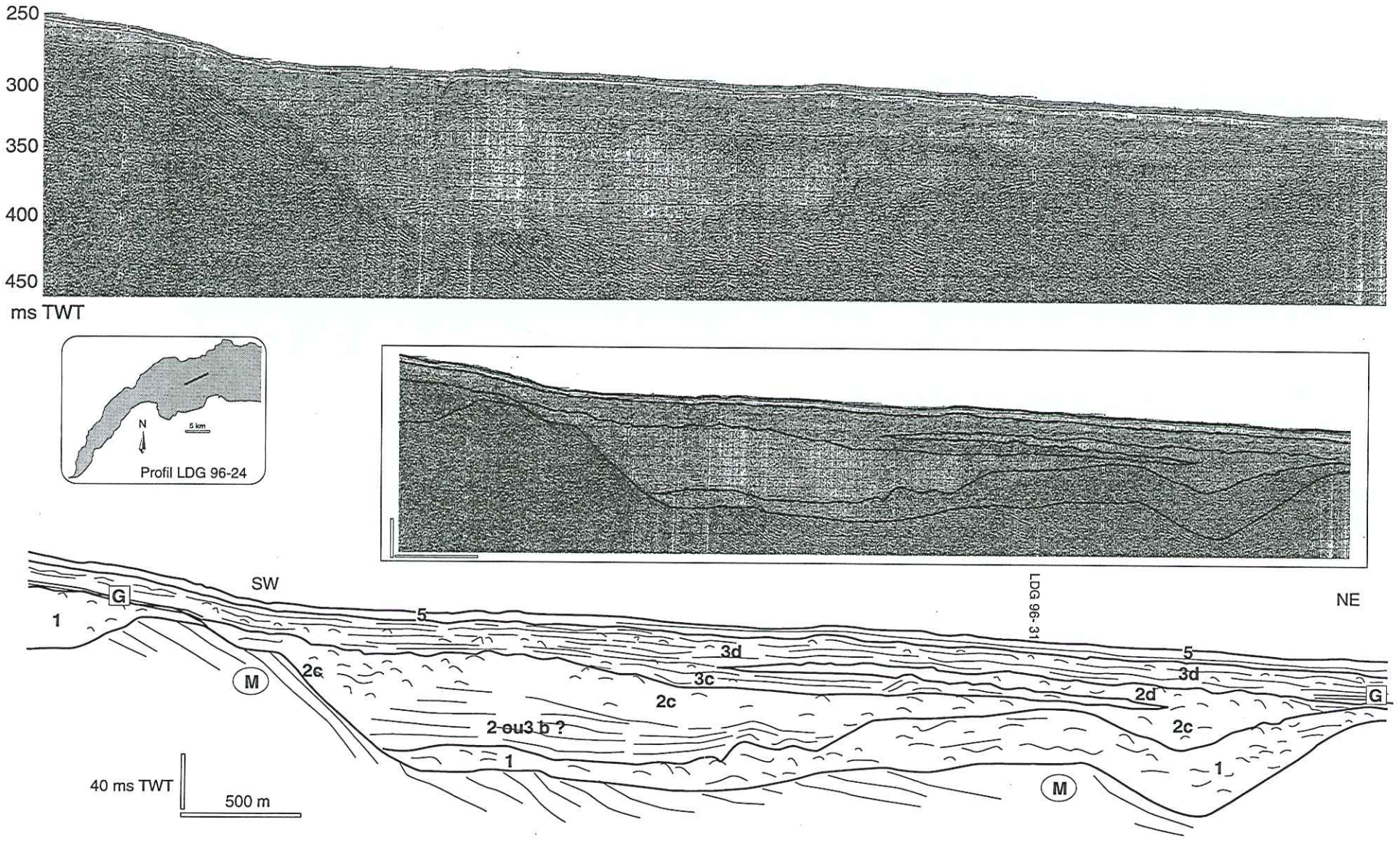


FIG. 51. — Coupe sismique longitudinale du Grand lac au niveau du sillon affectant le substratum et son interprétation. On notera la répartition du réflecteur G, ainsi que le développement de la sous-unité 2d au large de Thonon.

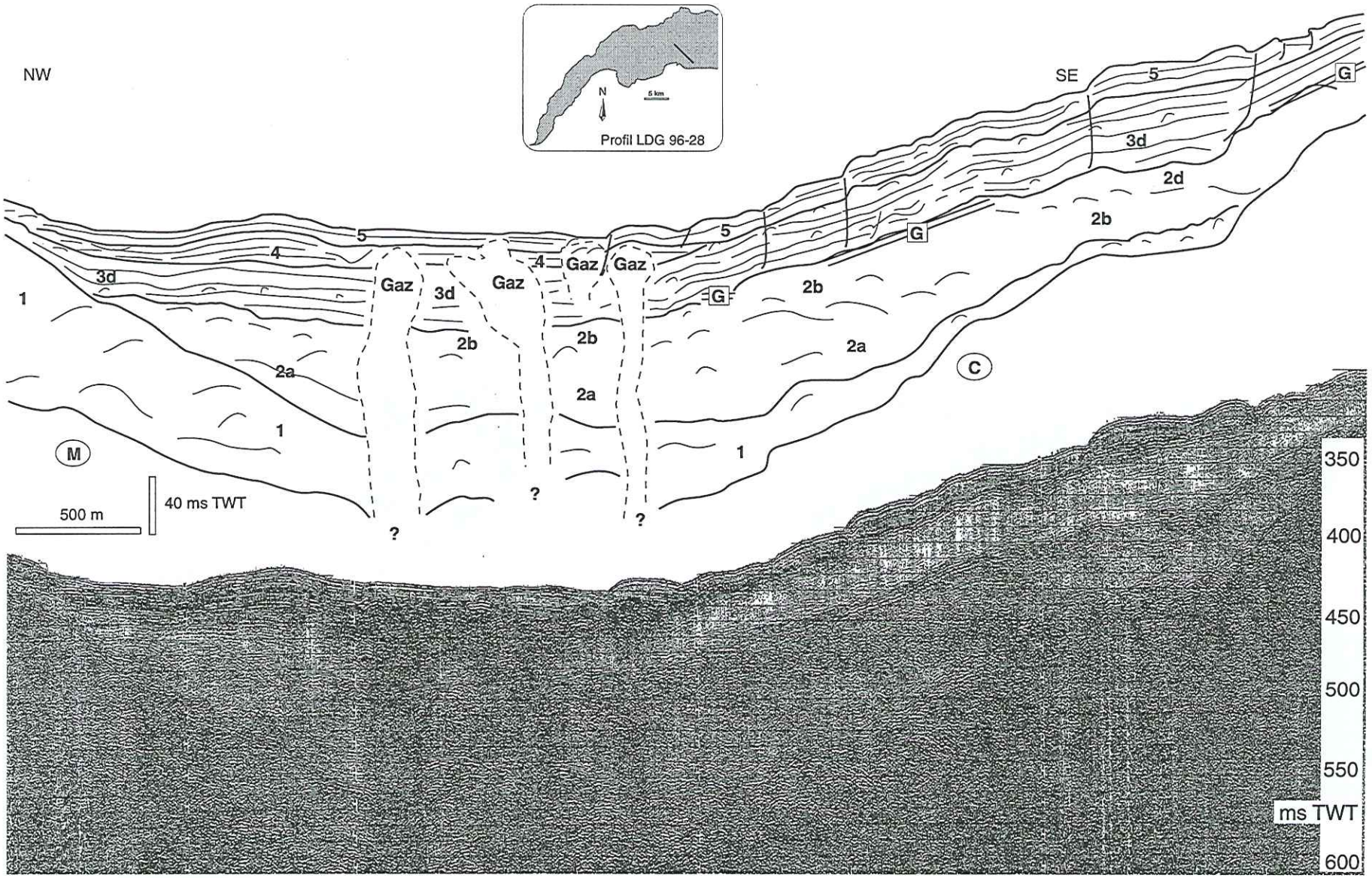


FIG. 52. — Coupe sismique transversale du Grand lac au au front du delta de la Dranse et son interprétation. Le réflecteur G représente un paln de glissement pour le remplissage sus-jacent. On notera la présence d egaz au centre du bassin.

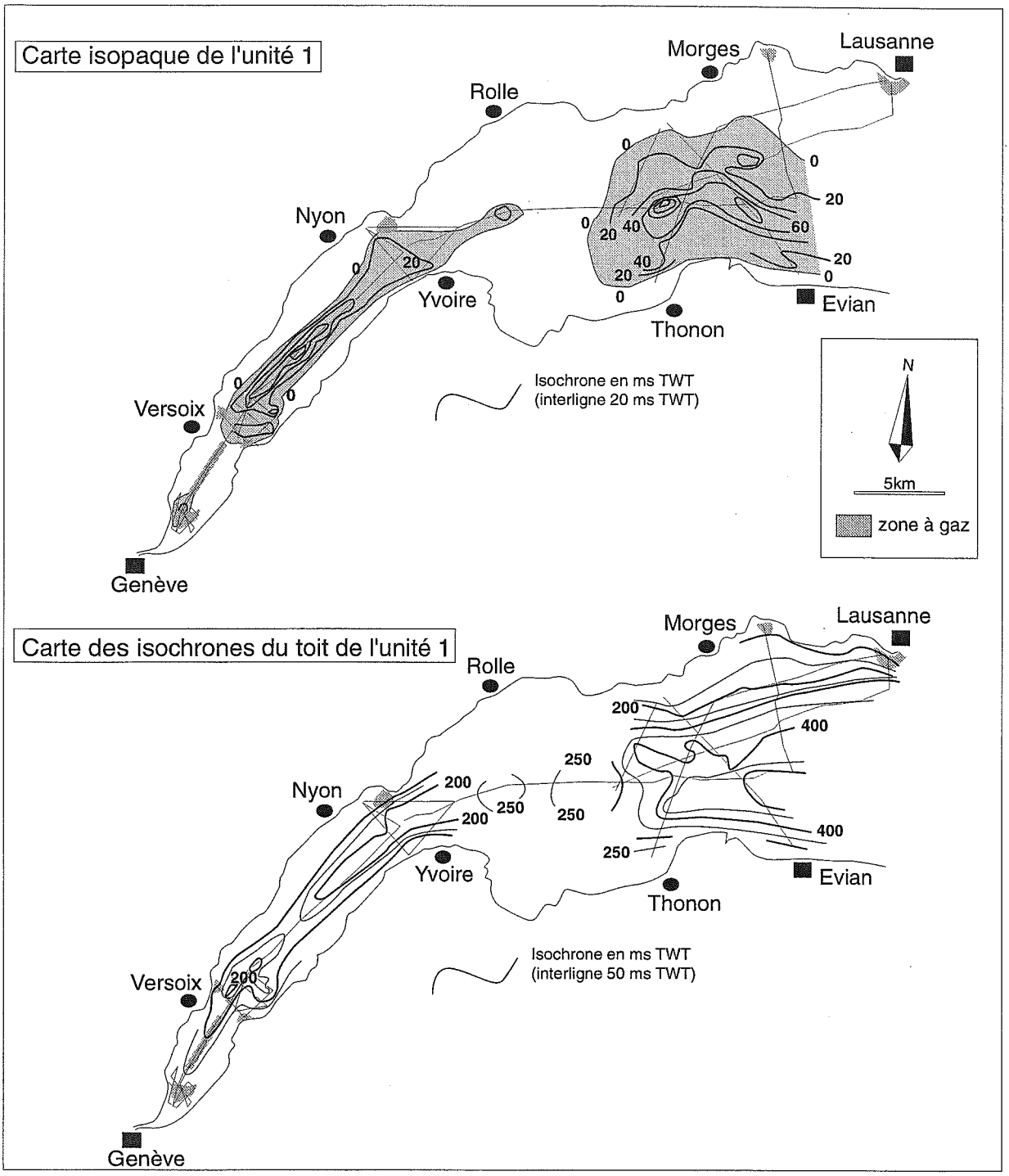


FIG. 53. — Cartographie de l'unité 1 dans la partie étudiée du Léman.

Le toit de la sous-unité 2a (fig. 56) ennoie le haut-fond du Grand lac et compense le surcreusement du Petit lac, mais le sillon du Grand lac est toujours visible. Les courbes de niveaux soulignent un apport principal provenant de l'Est du Grand lac.

Le toit de la sous-unité 3d isole de petits sous-bassins dans le Petit lac entre Versoix et Nyon, alors que le sillon du Grand lac n'est plus visible. Dans le Grand lac, les courbes de niveaux soulignent un apport principal provenant de l'Est du Grand lac, ainsi qu'un amortissement de la pente du flanc Nord du bassin.

L'unité 4 présente deux dépôt-centres (fig. 57). Dans le Petit lac elle est alimentée au niveau de Nyon, et également au Nord de Versoix. Mais elle ne recouvre pas les Hauts-Monts au large de Versoix. Dans le Grand lac elle apparaît alimentée par le delta de la Dranse et se développe au centre du Grand lac. Le toit de l'unité 4 se caractérise par des sous-bassins plus limités dans le Petit

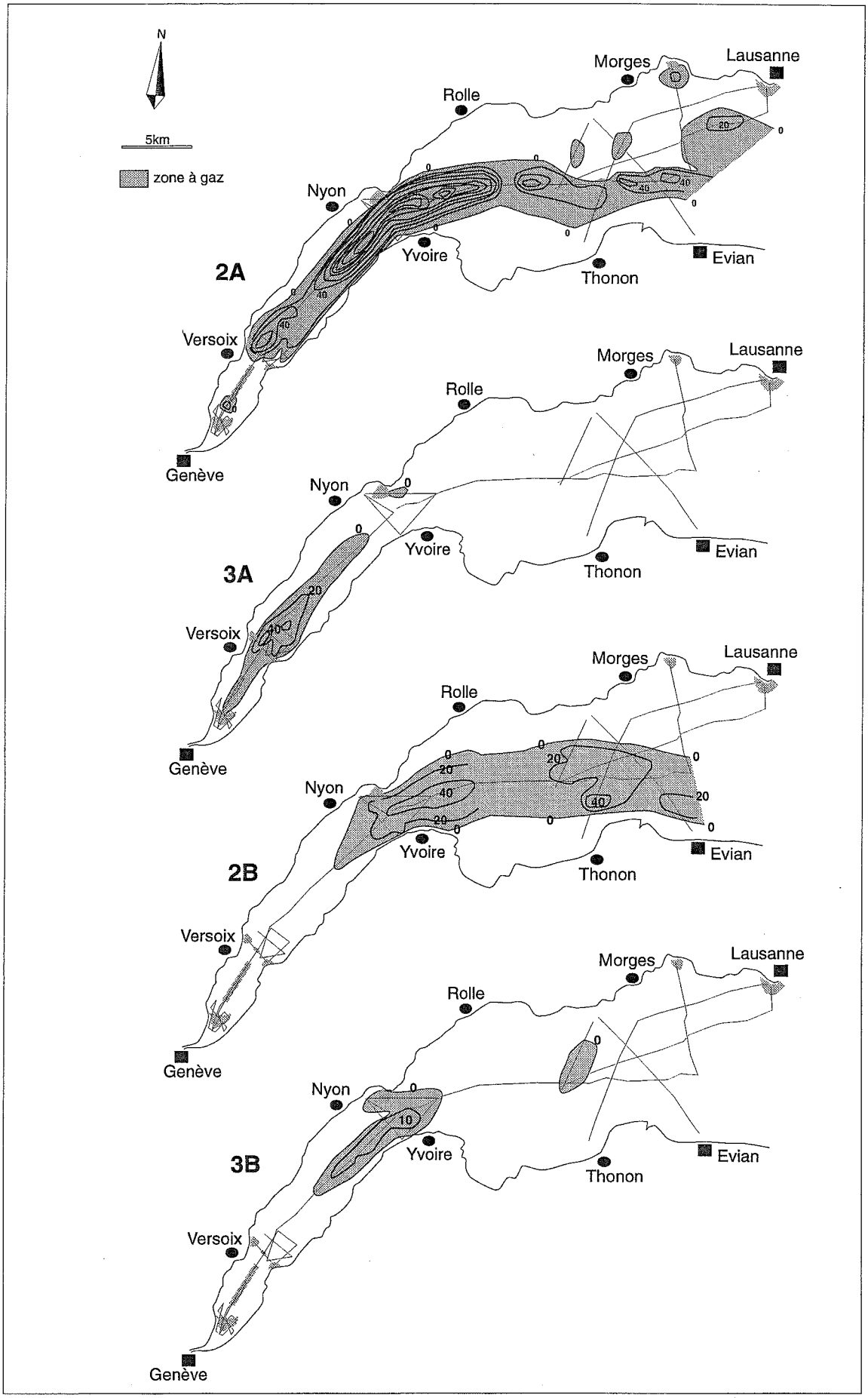


FIG. 54. — Cartes isopaques des sous-unités 2a, 3a, 2b et 3b dans la partie étudiée du Léman.

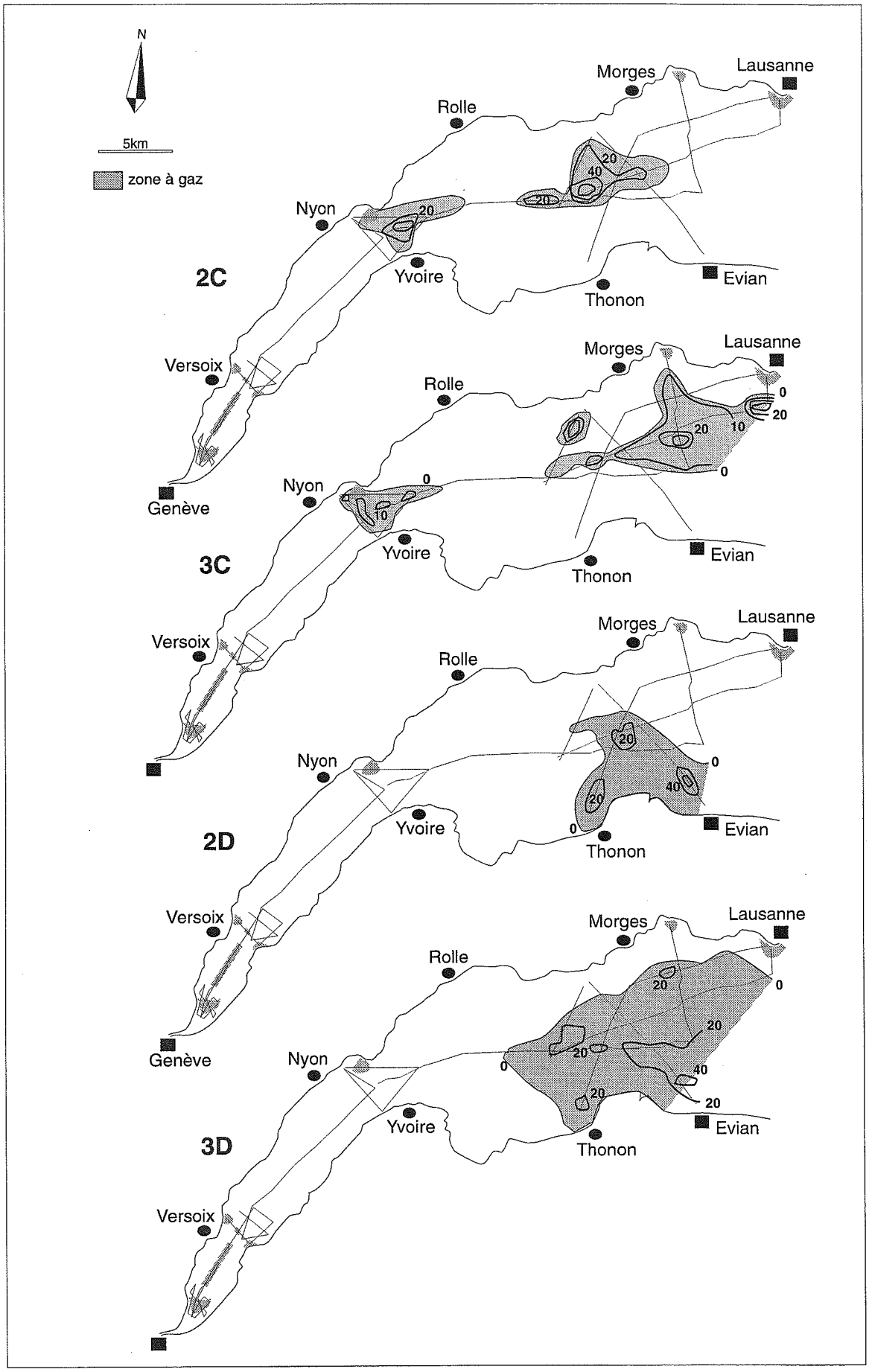


FIG. 55. — Cartes isopaques des sous-unités 2c, 3c, 2d et 3d dans la partie étudiée du Léman.

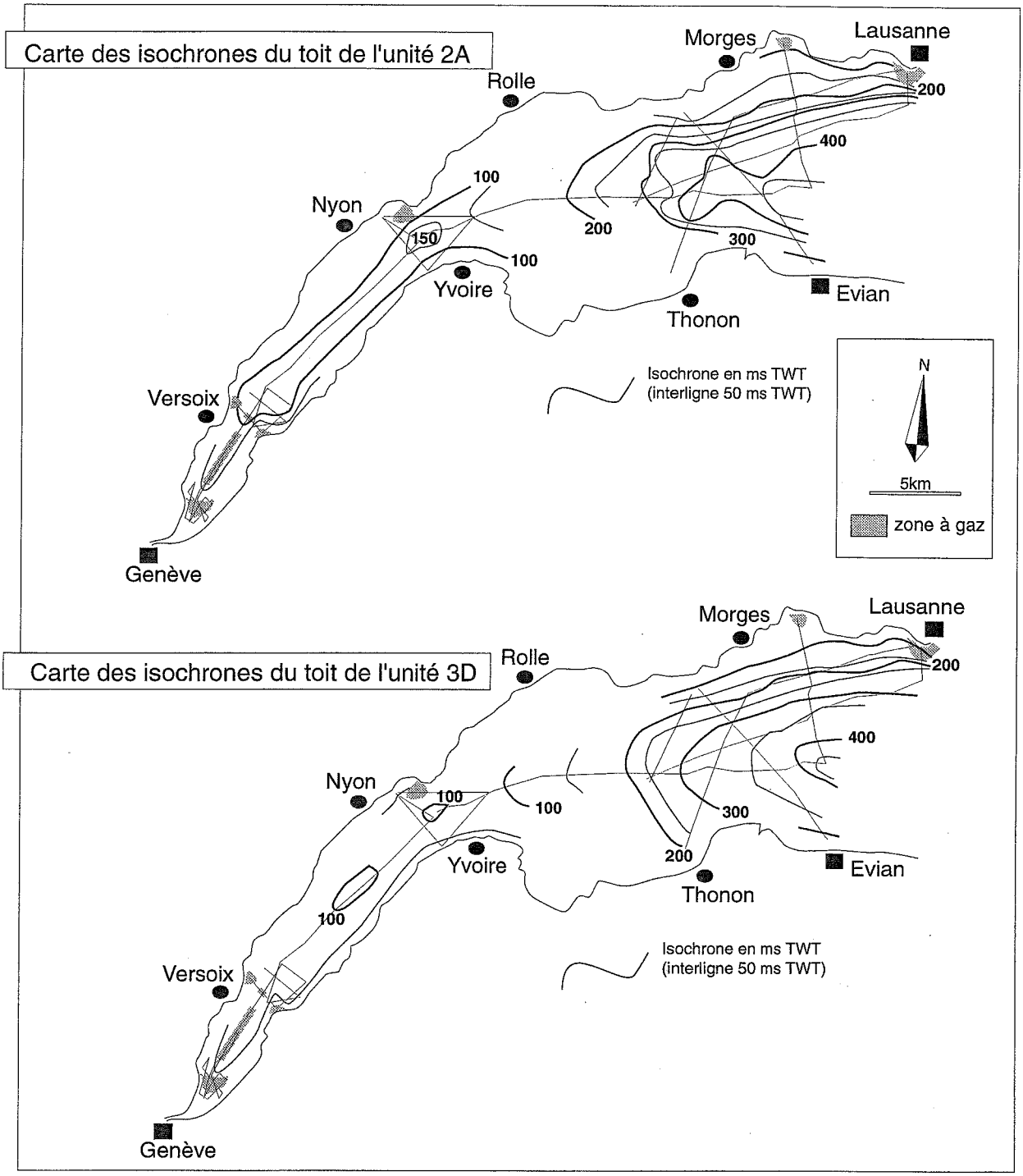


FIG. 56. — Cartes des isochrones du toit des sous-unités 2a et 3d dans la partie étudiée du Léman.

lac, et un flanc Sud moins raide dans le Grand lac.

L'unité 5 développe quatre dépôt-centres principalement associés aux deltas (fig. 58). A la transition Petit lac-Grand lac un dépôt-centre est associé au delta de la Promenthouse. Dans le Petit lac un second dépôt-centre axial, s'évase au niveau du delta de la Versoix et contourne les Hauts-Monts. Une troisième accumulation se développe à l'extrémité du Petit lac au Nord de la rade de Genève, et ne semble pas se raccorder à un delta. Dans le Grand lac cette unité apparaît largement répandue mais peu épaisse. Elle souligne des alimentations issues principalement du delta de la Dranse entre Thonon et Evian, et du delta de la Venoge entre Morges et Lausanne. La morphologie du toit de l'unité 5 ne développe plus qu'un petit sous-bassin à la transition Petit lac-Grand lac. Les courbes du toit de l'unité ne soulignent dans le Grand

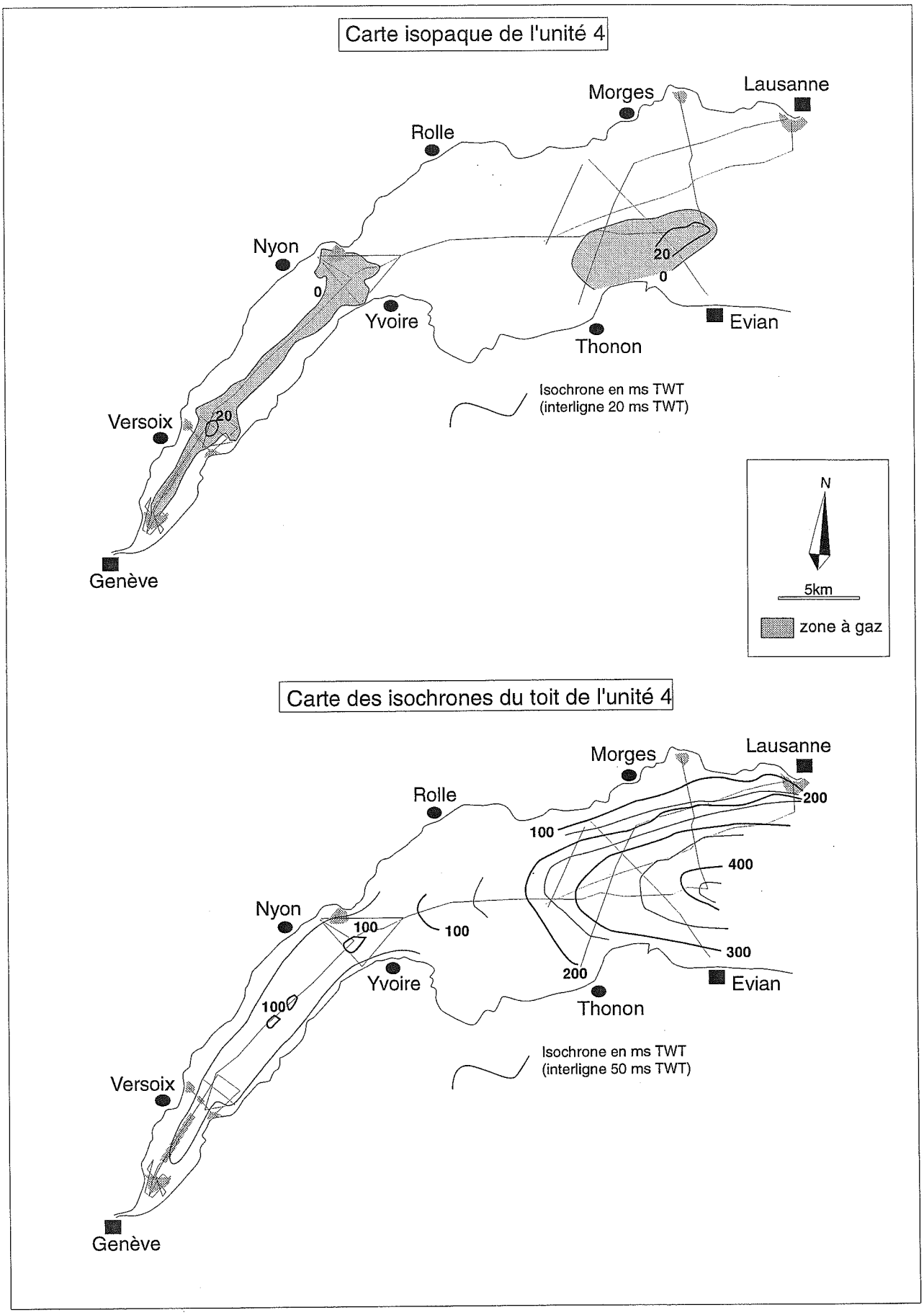


FIG. 57. — Répartition de l'unité 4 dans la partie étudiée du Léman.

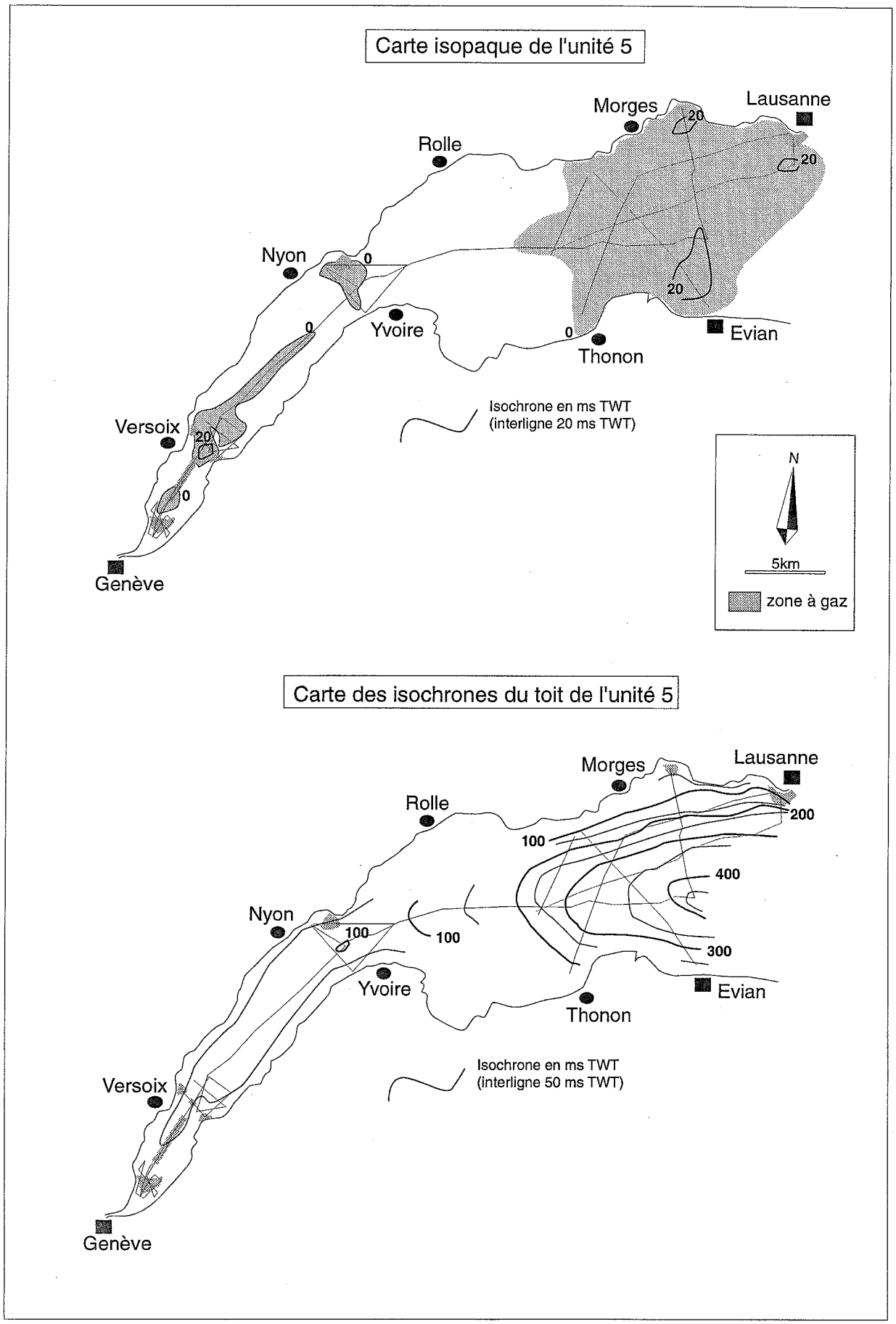


FIG. 58. — Répartition de l'unité 4 dans la partie étudiée du Léman.

lac, qu'une alimentation provenant de l'Est, correspondant aux apports du vaste delta du Rhône.

3. — Faciès sismiques et modes de dépôts

L'interprétation des faciès sismiques composant les susbtratums et les remplissages du lac du Bourget et du Léman, permet de préciser leur mode de dépôt.

3.1. Le lac du Bourget

3.1.1. Le substratum

En accord avec les nombreux travaux réalisés à terre et présentés dans le chapitre 1 [Fourneaux, 1976 ; Delaunay & Rampnoux, 1981 ; Nicoud *et al.*, 1985 ; Nicoud *et al.*, 1987 ; Monjuvent & Nicoud, 1987 ; Parriaux & Nicoud, 1993 ; Deville *et al.*, 1994 ; Beck *et al.*, 1997], les quatre faciès sismiques reconnus dans le substratum du lac du Bourget correspondent :

- aux calcaires Urgonien du Mont de la Charve (faciès U) ;

- à la molasse « d'eau douce inférieure » d'âge Oligocène sup./Miocène Inf. (faciès M) ;

- aux moraines rissiennes (faciès R) ;

- aux sédiments lacustres post-riss du Grand lac du Grésivaudan (le faciès I).

Dans le susbtratum du lac, la répartition de ces différentes unités géologiques est par ailleurs en accord avec leurs répartitions au sein de la cluse du Bourget (fig. 59) :

Les calcaires urgoniens du Mont de la Charve à pendage sub-vertical affleurent sous le lac à l'Ouest du haut-fond d'Aix les Bains et au Nord de la faille du Col du Chat (fig. 5 et 34).

La molasse continentale qui affleure localement dans l'ensemble de la cluse, est la principale composante du substratum du lac, et affleure largement vers le NW et le SE du lac. Vers le NW, la morphologie en escalier du substratum, correspond à des têtes de bancs de molasse (fig. 41, annexes 1 et 3). A l'affleurement le versant Est du synclinal molassique est sub-vertical au Sud d'Aix-les-Bains et localement au Nord de la baie de Grésine.

Les moraines rissiennes reconnue localement à la base de la banquette de Voglans, et par forage à but géotechnique au SW du lac (G. Nicoud com. pers.), se retrouvent localement au SW dans le lac, à l'Est de la baie de Grésine, mais principalement dans l'axe du bassin Nord le long de son flanc Est. Les fortes diffractions en sismique sont probablement associées à l'importance des galets, et graviers dans ces moraines (fig. 39, 43 et 44, annexe 1).

Les sédiments lacustres post-riss déposés dans le Grand lac du Grésivaudan puis dans le Grand lac de Chautagne (cf. Chapitre 1), sont largement développés dans les banquettes de Voglans et du Tremblay, au SW du lac et au Nord du delta du Sierroz. Ils constituent dans le lac, tout le flanc Est du bassin Nord et sont localement visibles au SW du bassin Sud. Dans le lac, ces dépôts sont étroitement associés aux développements des paléo-deltas du Sierroz et de la Leysse, et présentent un faciès plus proximal à la base (fig. 42, 43, 44, annexe 3). Vers le sommet leur faciès finement stratifié correspond aux dépôts post-riss et interglaciaire riss-würm du type « argiles d'Eybens » (fig. 41 et annexe 2).

Sur les profils transverses au bassin, la répartition des moraines rissiennes sous les sédiments lacustres post-riss permet de préciser l'extension de la surface d'érosion des glaciers du Riss au niveau du lac. Les moraines se développent au contact du substratum (ici la molasse tertiaire) et se prolongent latéralement vers les extrémités SW, Est et NE du remplissage post-würm (fig. 59). La surface d'érosion du Riss apparaît donc avoir été plus large que la surface d'érosion du Würm. Les glaciers rissiens ont plus érodé le flanc Ouest du sous-bassin Sud, et le flanc Est du sous-bassin Nord. Le surcreusement rissien semble néanmoins avoir été du même ordre que celui du Würm.

La surface d'érosion affectant les calcaires urgoniens, la molasse continentale tertiaire, les moraines rissiennes et les sédiments post-riss, correspond au passage des glaciers du Würm. La cartographie du toit du substratum permet d'en préciser la morphologie (fig. 59 et 60).

Elle souligne l'existence de deux verroux glaciaires situés en aval du verrou des Monts reconnus depuis longtemps sous la ville de Chambéry :

- le verrou d'Aix-les-Bains délimitant le sous-bassin Sud du sous-bassin Nord ;

- le verrou de Châtillon délimitant le sous-bassin Nord du bassin de Châutagne.

Selon Nicoud *et al.* [1985] et Monjuvent & Nicoud [1987], le lac de Châutagne existait toujours à l'arrivée de la diffluence würmienne du glacier de l'Isère dans la cluse du Bourget (fig. 11). Le surcreusement principal du sous-bassin Nord (fig. 59), pourrait ainsi résulter d'un comblement (interglaciaire Riss-Würm) partiel de la cuvette lacustre.

Par ailleurs, bien qu'une vaste couverture morainique würmienne caractérise la région (fig. 34), le surcreusement des glaciers würmiens a été maximal dans l'axe de la vallée, préservant ainsi les banquettes de Voglans et du Tremblay [Nicoud *et al.*, 1985]. Au niveau du lac, ce surcreusement se prolonge clairement dans l'axe du bassin et préserve également latéralement des sédiments interglaciaires Riss-Würm (fig. 59). En coupe (fig. 60), la surface d'érosion würmienne présente des ondulations longitudinales pluri-kilométriques et des ondulations latérales kilométriques à pluri-hectométriques.

Au Nord du lac, le verrou de Châtillon forme un important obstacle. Le rocher calcaire de Châtillon (291 m d'altitude) correspond à son prolongement en surface et

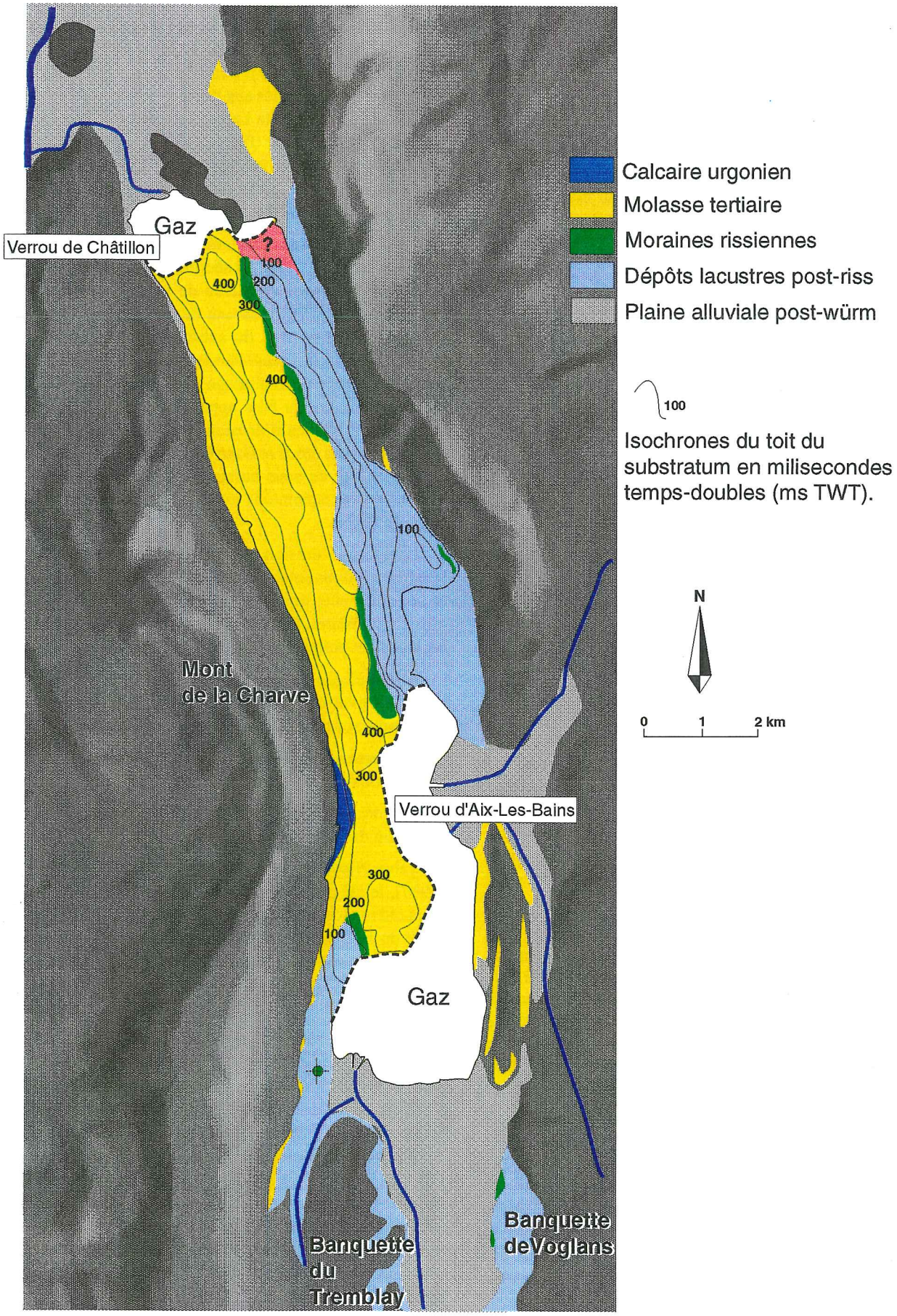


FIG. 59. — Formations pré-würm de la cluse du Bourget. Les faciès sismiques composant le substratum du lac du Bourget sont clairement corrélés avec les affleurements et données de forages (d'après les travaux de G. Nicoud et nos observations).

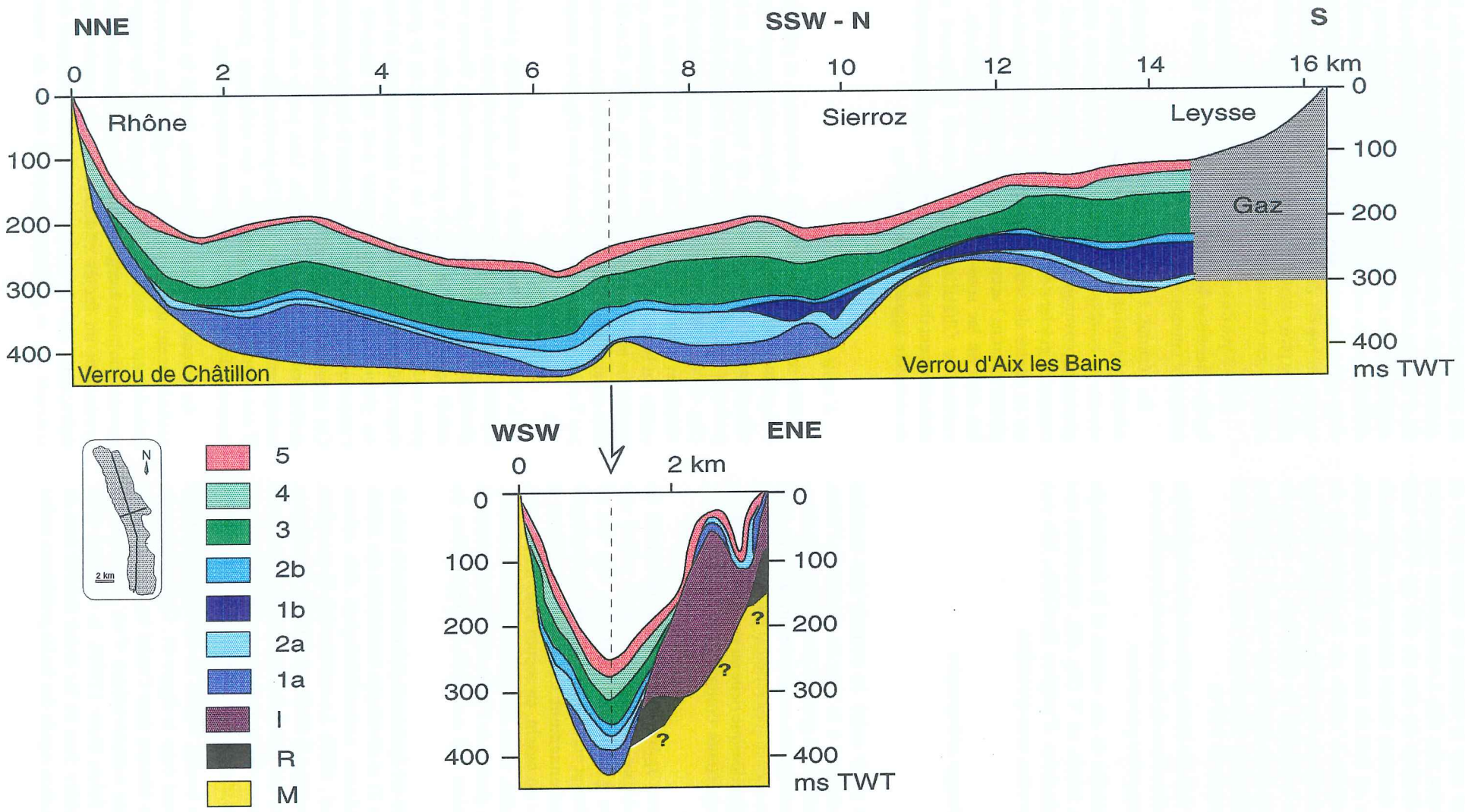


FIG. 60. — Coupe axiale et transversale du remplissage du bassin du lac du Bourget. Les verrous glaciaires contrôlent le remplissage du bassin. La surface d'érosion des glaciers würmiens a latéralement préservé des moraines rissiennes et des sédiments lacustres post-riss.

se trouve aligné avec le Molard de Vions au SW de l'accident de Culoz (fig. 59). Le susbtratum molassique atteint une profondeur de plus de 400 ms TWT (soit environ 200 m, avec une vitesse acoustique moyenne de 1.9 km/s) juste au Sud du rocher de Châtillon, mais aucune information n'existe sur la profondeur du substratum au niveau de l'exutoire du lac, entre le Mont de la Charve et le Rocher de Châtillon. Le verrou de Châtillon semble donc étroitement associé à l'accident NE-SW de Culoz et développe vers le Sud une dénivellation brutale de 250 m.

Le verrou d'Aix-les-Bains présente une morphologie moins marquée dans l'axe du lac, mais son extension sous le delta du Sierroz n'est pas connue.

Enfin, l'existance de ces verrous et la morphologie transversale du bassin en V (fig. 60), caractérise une érosion sous-glaciaire d'origine fluviatile, liée aux écoulements des eaux sous-glaciaires.

3.1.2. Le remplissage sédimentaire

L'unité1a

J'interprète cette unité 1a comme une moraine würmienne développée à la base du glacier de l'Isère, résultant du comblement grossier des écoulements sous-glaciaires. Ses configurations internes irrégulières et de fortes amplitudes acoustiques réflètent probablement une composition hétérométrique riche en graviers et en sables, ainsi qu'une importante compaction (fig. 43 et 44 ; annexes 1 et 2).

Son caractère aggradant au pied du verrou de Châtillon, souligne l'influence de ce relief sur l'écoulement du glacier de l'Isère (fig. 40). Un tel changement latéral et vertical de faciès pourrait indiquer un stade de stationnement du glacier de l'Isère à l'extrémité Nord du bassin, en accord avec les données de terrains. En effet, selon Monjuvent & Nicoud [1987], la diffluence du glacier de l'Isère venait buter contre le glacier rhôdanien qui occupait la dépression de Châutagne.

Cette moraine est également présente dans la baie de Grésine (annexe 2) et développe localement des reliefs positifs aggradants caractéristiques des eskers [Moscariello *et al.*, 1998]. La construction de ces eskers reflètent selon Banerjee & McDonald [1975], une ablation rapide de la glace qui induit des apports violents en eau de fonte au niveau des tunnels sous-glaciaires et une remobilisation du matériel grossier de taille très variable.

Au centre du bassin, l'unité 1a développe un dépôt particulier présenté dans la figure 61. Cette portion du profil LDB91-41 illustre dans l'unité 1a, une variation latérale de faciès caractéristique d'un « *subaqueous outwash fan* ». Selon Shaw [1985], la décharge d'un tunnel sous-glaciaire dans un lac induit dans le sens du courant, une variation rapide des faciès proximaux riches en galets et graviers, vers des sables laminés et des lits granoclassés de plusieurs mètres d'épaisseur. Sur la fig. 61, l'unité 1a développe vers le Nord une diminution des amplitudes des réflecteurs, ainsi qu'une intercalation de diffractions au sein d'un faciès plus stratifié. Il semble donc qu'un lac sous-glaciaire se soit développé dans le centre du bassin du Bourget, et que les apports sous-glaciaires provenant du Sud aient construit un *subaqueous outwash fan* en bordure de ce lac.

Dans l'axe du sous-bassin Sud, l'unité 1a présente un faciès chaotique beaucoup plus constant (annexe 10) interprété comme une moraine de fond.

En résumé, l'unité 1a correspond à une moraine würmienne développée à la base du glacier de l'Isère, et résulte du comblement grossier des écoulements sous-glaciaires provenant du Sud. Dans le sous-bassin Sud, le contact du glacier a développé une moraine de fond, alors qu'au centre du sous-bassin Nord, le décollement du glacier a permis l'accumulation d'un subaqueous outwash fan dans un lac sous-glaciaire. Au Nord du bassin, le verrou de Châtillon semble avoir influencé un stationnement du glacier et semble en partie responsable du caractère aggradant de l'unité 1a.

L'unité 2a

Elle recouvre les moraines würmiennes et présente une géométrie complexe qui résulte principalement d'une alimentation axiale au centre du bassin Nord, et se prolonge également latéralement dans la baie de Grésine (fig. 45, 46 et 60). Au Nord du bassin, cette unité est plus réduite et apparaît chaotique (fig. 43). Dans l'axe et au centre du bassin, elle présente un faciès transparent qui se stratifie légèrement latéralement (fig. 40, 41, 42 et 61). Elle apparaît par ailleurs stratifiée et érodée à son sommet par l'unité 1b dans le sous-bassin Sud (fig. 44 et annexe 10).

L'unité 2a correspondrait à un remplissage glacio-lacustre dans un lac sous-glaciaire évoluant en un lac pro-glaciaire, lors de la fonte du glacier würmien. Durant son retrait vers le Sud, la base du glacier se décolle et n'est plus en contact avec l'unité 1a. La densité de la glace étant inférieure à celle de l'eau, le décollement de la base du glacier lors de son retrait doit être associé à l'accumulation des eaux de fonte dans le lac pro-glaciaire. Cet important changement de milieu de dépôt se produit probablement de façon brutale. Une partie du faciès transparent à la base de l'unité 2a pourrait ainsi résulter d'une remobilisation gravitaire des sédiments glacio-lacustres déposés dans un contexte sous-glaciaire.

Au niveau de la baie de Grésine, l'unité 2a résulte probablement des apports fluvio-glaciaires associés latéralement au retrait du glacier (annexe 2). Ces apports grossiers de haute énergie accumulés au niveau de la baie produisent un faciès chaotique et de nombreuses diffractions, mais ils semblent également développer des courants qui se prolongent juqu'au centre du bassin

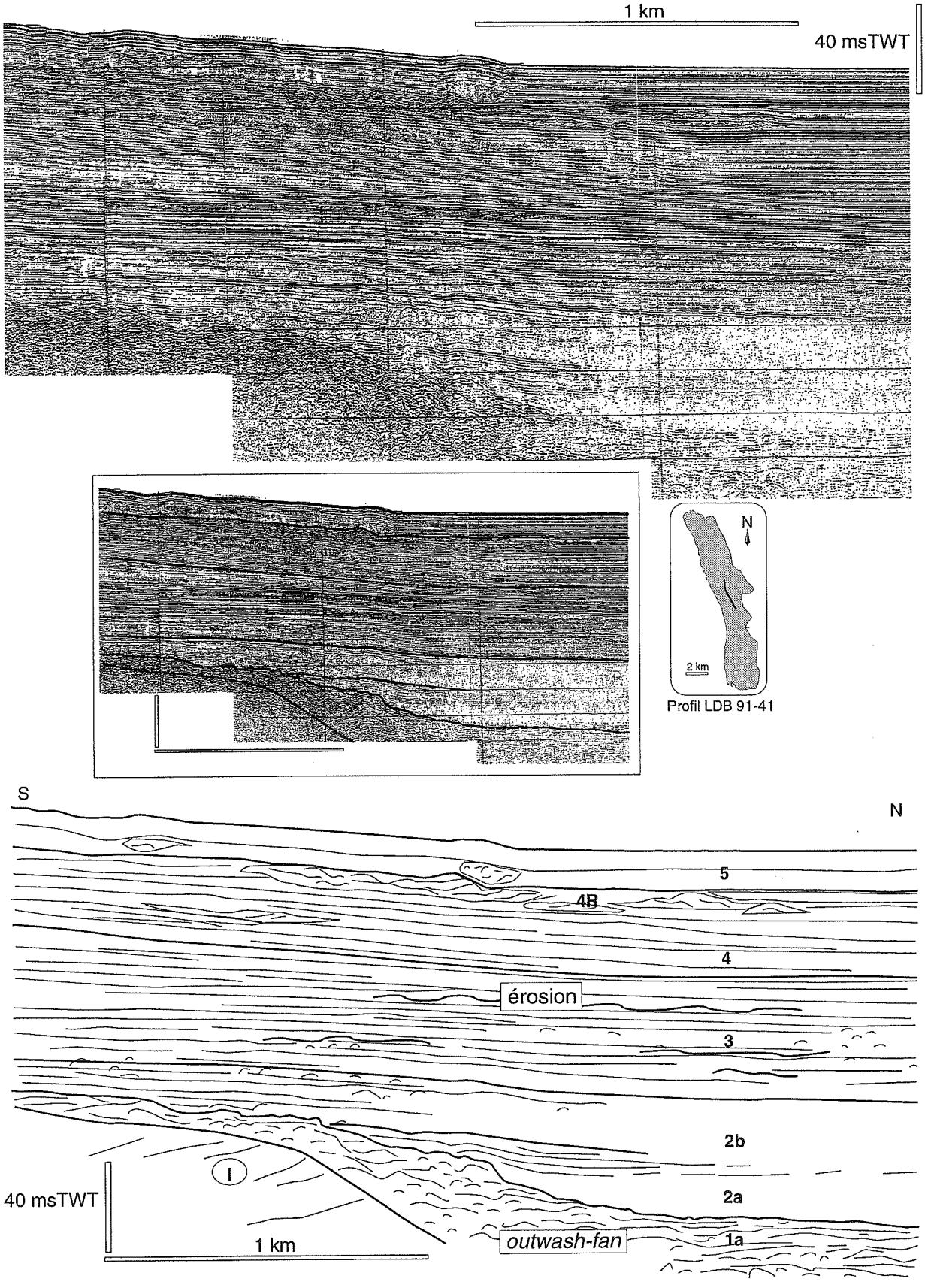


FIG. 61. — Détail du remplissage au centre du bassin et son interprétation.

(fig. 45). En effet, dans un contexte pro-glaciaire les eaux de fonte peuvent arriver à proximité du lac proche de sa surface, ou près du fond du lac, au niveau des tunnels sous-glaciaires [Miller, 1996].

Par ailleurs, l'apport continu en eau de fontes à 0°C peut présenter des débits très variables et violents (*glacial surges*), et inhibe toute stratification thermique du lac [Miller, 1996]. Le développement de courants homo-, hypo- ou hyper-pycnaux dépend donc de la charge des eaux de fontes [Brodzikowski &Van Loon, 1991] et le faciès transparent traduit une sédimentation continue de particules en suspension au centre du lac [Eyles & Mullins, 1997]. En contexte pro-glaciaire, les fortes crues glaciaires estivales développent sur de longues périodes d'importants courants hyperpycnaux (*underflows*) très riches en sédiments [Weirich, 1986]. En hiver, le lac étant gelé il est protégé de l'action des vents; les apports du glacier sont plus limités, et le milieu de dépôt plus calme permet la décantation du matériel en suspension et sa stratification vers les bordures du bassin.

De plus, le retrait du glacier vers le Sud induit un mode de dépôt plus distal et une sédimentation silto-argileuse plus stratifiée vers le sommet de l'unité 2a.

L'unité 1b

Cette unité est très similaire à l'unité 1a, mais elle ne se développe que dans la moitié Sud du lac et érode en partie l'unité 2a (fig. 44 et 45, annexe 10).

Je l'interprète donc comme une seconde moraine würmienne développée à la base du glacier de l'Isère, résultant du comblement grossier des écoulements sous-glaciaires.

Cette dernière moraine est moins développée mais elle est continue dans l'ensemble du Sud du lac (fig. 45). A l'extremité SE du lac, elle développe un important esker (fig. 44) qui se prolonge dans la zone de gaz. Sa morphologie est toujours visible aujourd'hui dans la morphologie du fond du lac, au NW de Terre nue (fig. 33). La construction de cet esker indique un retrait rapide du glacier toujours en contact avec l'unité 2a (annexe 10). Le caractère stratifié de l'unité 2a qui a été préservée de l'érosion de l'unité 1b, souligne probablement une compaction liée au retour du glacier Isèrois.

Au niveau de Brison-St Innocent (fig. 62), l'extrémité Nord de cette moraine présente une morphologie complexe caractéristique d'un esker delta construit au débouché d'un tunnel sous-glaciaire dans un lac pro-glaciaire [Banerjee & McDonald,1975]. La configuration des réflecteurs composant ce delta souligne une alimentation Sud et Est, probablement contemporaine de l'avancée du glacier.

L'unité 2b

Cette unité drape l'unité 1b au Sud du lac, et l'unité 2a vers le Nord (fig. 41, 42, 44, 45, 46 et 62). Elle présente un faciès identique à l'unité 2a dans le bassin Nord, mais présente une épaisseur plus limitée.

L'unité 2b pourrait donc correspondre à un remplissage glacio-lacustre dans un lac pro-glaciaire, associé au retrait du dernier glacier würmien vers le Sud (dont la base est décollée).

Vers le Sud, son faciès stratifié (fig. 45 et annexe 11) souligne un milieu de dépôt distal, résultant d'une alimentation Sud (associée au retrait du glacier de l'Isère) et Est (associée au delta du Sierroz). L'extension du lac qui est associée à cette unité est probablement proche de son maximum (fig. 12).

L'unité 3

Le remplissage axial et stratifié de l'unité 3 présente de nombreux systèmes en chenaux-levées emboîtés (fig. 40 et 45), ainsi qu'un fort épaississement au niveau des deltas du Sierroz (annexe 1) et de la Leysse (fig. 44). Dans le bassin, des niveaux d'érosions sont fréquents (fig. 44, 61et 62, annexe 10) et quelques diffractions sont localement visibles (fig. 61). Au Nord du bassin, l'unité 3 est plus réduite et présente des remaniements gravitaires au pied des flancs raides (fig. 43).

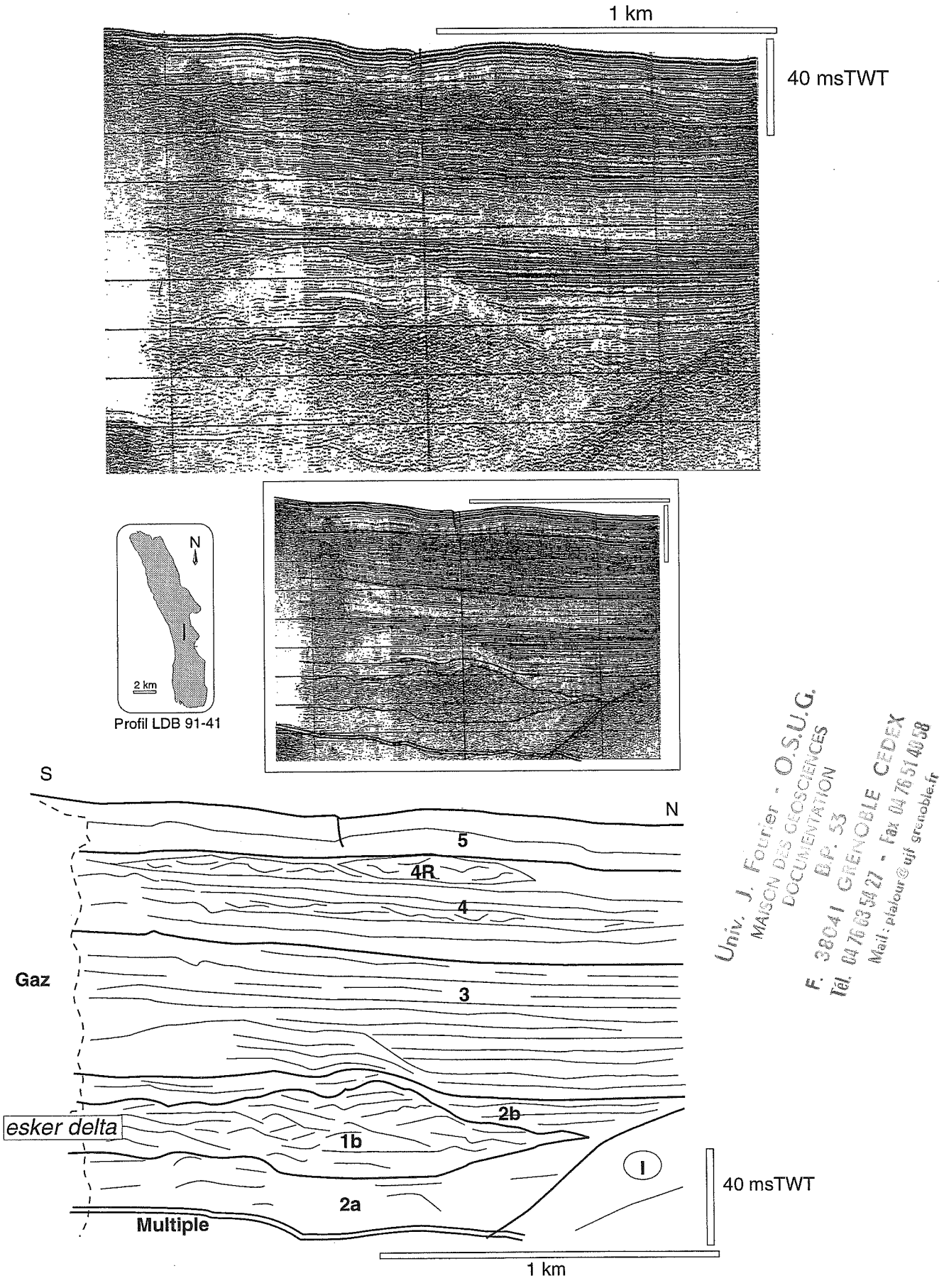
Je l'interprète comme un remplissage lacustre développant des fans deltas, dans un lac péri-glaciaire (*distal glacier-fed lake*). Le bassin versant du lac est toujours partiellement englacé, mais les eaux de fonte glaciaires chargées en sédiments, transitent par une plaine alluviale avant de rejoindre le lac à sa surface. L'existence de *dropstones* développant des diffractions sur les profils, indique par ailleurs, que la surface du lac peut encore être gelée.

Dans un lac (péri-glaciaire ou non), les deltas sont directement contrôlés par les apports terrestres, et progradent dans un milieu calme, pratiquement sans marnage, où l'action des vagues est généralement très limitée: la plaine deltaïque est ainsi dominée par les processus alluviaux. Le front du delta accumule la charge grossière et se caractérise par une progradation sableuse, le prodelta résultant essentiellement d'une décantation hémipélagique qui s'affine vers le lac. Proche d'un bassin profond, le front du delta se sépare du prodelta, par une pente deltaïque [Postma, 1990].

Lorsque le rapport charge de fond (*bed load*)/ charge totale de l'affluent est élevé, le front du delta progade plus vite que le prodelta, devient instable et est le siège de glissements en masses répétés, donnant au delta sa forme tangentielle.

En contexte péri-glaciaire, le lac développe une stratification thermique en été, et son retournement se produit en automne [Miller, 1996]. Les eaux de fontes estivales étant froides et fortement chargées en sédiments, elles développent principalement des underflows lors de leur entrée dans le lac.

Les fans deltas lacustres -tout comme leur équivalent en milieu marin- peuvent représenter d'importants environnements de dépôt. Ils sont alimentés par des



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : pfaleur@ujf-grenoble.fr

FIG. 62. — Détail de l'unité 1b au large de Brison-St-Innocent, et son interprétation.

underflows ainsi que par des courants de turbidité issus de l'évolution de certains remaniements gravitaires depuis le delta. Ce système sédimentaire est connu depuis longtemps [Forel, 1892].

Des exemples de fans deltas lacustres ont été principalement étudiés en Suisse, et sont alimentés par d'importantes rivières dont le bassin versant est toujours partiellement englacé : le fan du Rhône dans le Léman [Houbolt & Jonker, 1968 ; Giovanoli, 1990 ; Loizeau, 1991], le fan de la Kander dans le lac de Thune [Sturm & Matter, 1972] et le fan de l'Aar dans le lac de Brienz [Sturm & Matter, 1978]. Un exemple moderne lié aux rejets miniers dans le lac Supérieur en Amérique du Nord a également été décrit par Normark & Dickson [1976].

Les travaux de Forel [1892] sur les underflows, sont classiquement considérés comme les premières descriptions de courant de turbidité, mais le terme *courant de turbidité* est aujourd'hui réservé au courant de densité résultant de la déstabilisation et de la dilution d'un sédiment deltaïque dont l'écoulement est turbulent. Le terme d'*underflow* correspond à un courant de fond 1) dont la différence de densité résulte de la combinaison de sa température et de sa charge sédimentaire en suspension, 2) prenant son origine à l'embouchure d'un affluent, 3) pouvant perdurer sur de plus ou moins longues périodes, et 4) conserver un écoulement supercritique [Lambert *et al.*, 1976].

Certains underflows sont encore érosifs plusieurs kilomètres après avoir atteint la plaine lacustre, et alimentent le bassin en sables fins sur 10 km dans le lac de Brienz [Sturm & Matter,1978] et jusqu'à 15 km dans le bassin du Léman [Houbolt & Jonker, 1968]. Des underflows catastrophiques peuvent également être liés à des augmentations brutales de la charge de la rivière (glissements de terrain par exemple), sans changement de débit du cours d'eau [Sturm & Matter, 1978 ; Weirich, 1986].

D'après Howell & Normark [1982], un fan delta ou éventail profond (fig. 63) se caractérise globalement par un système d'alimentation (pente, canyon), une zone proximale chenalisée (*inner* ou *upper fan*) et un environnement distal où se superposent différents lobes sableux (*middle* et *outter* ou *lower fan*).

En milieu lacustre, les chenaux deltaïques (ou ravins sous-lacustres) sont développés depuis le front du delta [Loizeau, 1991]. Ils canalisent vers la plaine la fraction grossière des underflows issus des apports alluviaux et de l'érosion du prodelta (l'activité de ces chenaux étant dépendante de l'activité du lobe deltaïque).

A la base de la pente, le système évolue en chenaux-levées comme en milieu marin (*upper fan*). Vers l'aval, le matériel consiste en des débordements de chenaux (sables fins et silts grossiers) intercalés entre les rythmites silto-argileuses du prodelta.

Au niveau de la plaine, les chenaux disparaissent et les courants de turbidité déposent leur fraction sableuse. La construction de levées à la base de la pente deltaïque

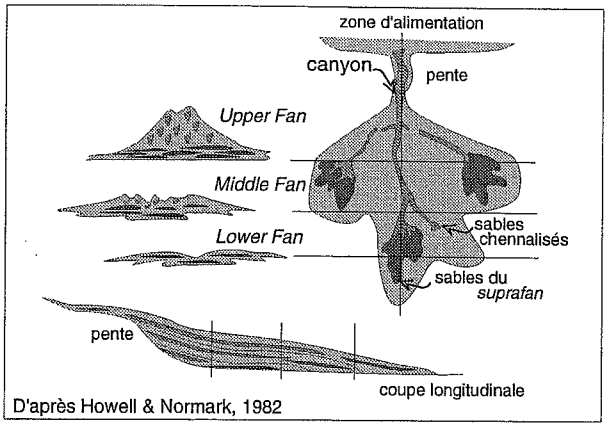


FIG. 63. —Caractéristiques générales d'un éventail profond (fan sous-marin). En milieu lacustre, les systèmes chenaux-levées sont bien développés, mais les épanchements sableux en domaine distal (lower fan) le sont beaucoup moins.

reflète selon Normark & Dickson [1976], le développement d'un ressaut hydraulique (*hydraulic jump*) augmentant l'épaisseur de l'écoulement, mais diminuant sa compétence au cours de son évolution dans l'upper fan.

Les underflows peuvent, eux encore éroder de petits chenaux, mais dès qu'ils atteignent des eaux d'égale densité, ils forment un panache avant de décanter. Selon Lambert & Hsü [1979], quelle que soit leur charge sédimentaire, les underflows peuvent également maintenir une couche néphéloïde au fond du lac, dont les argiles en suspension ne décanteront qu'en hiver lorsque cessent généralement les underflows.

En comparaison avec le milieu marin, les systèmes lacustres de chenaux-levées semblent bien développés (Léman, lac Supérieur), mais les épanchements sableux en domaine distal (*lower fan*) le sont beaucoup moins. Cette différence provient probablement de l'importance des apports par underflows, et de la prédominance des silts en milieu lacustre (les sables étant très rapidement piégés au front du delta).

En résumé, l'unité 3 cartographiée dans le lac du Bourget, résulte de la construction en régime périglaciaire de deux fans deltas: le système de la Leysse au Sud, et le système du Sierroz à l'Est. Ces deux systèmes d'alimentation axiale se superposent vers le Nord (fig. 45 et 62) et soulignent la persistance de glaciers dans leurs bassins versants. La présence de gaz en bordure des deltas ne laisse apparaître de ces fans deltas que leurs constructions au niveau de la base de la pente deltaïque et de la plaine lacustre. Localement, ce changement d'environnement développe des réflexions parallèles ondulantes (annexe 10) caractéristiques de sediment waves, associées aux débordements de chenaux lors du ressaut hydraulique [Normak & Dickson, 1976 ; Normak et al., 1980 ; Loizeau, 1991]. A la fin de cette unité 3, l'extension du lac est probablement plus réduite et ses extrémités sont associées à des plaines alluviales.

L'unité 4

Cette unité se caractérise par une nouvelle zone d'apport au Nord (fig. 45 et 40) et une géométrie différente au Sud du lac.

Au Sud du lac

Proche des zones d'apports Est et Sud, l'unité 4 présente une configuration interne finement stratifiée, parfois sigmoïdale vers le bassin (fig. 61) et légèrement divergente vers les deltas (fig. 41 et 45, annexes 1 et 11). Un fort développement de gaz se produit au front des deltas de la Leysse et du Sierroz, mais également le long du flanc SE du lac (fig. 45).

Il semble donc que la moitié Sud du remplissage résulte de la progradation vers le bassin des « bottom sets » des deltas du Sierroz et de la Leysse (le développement de gaz au SE du lac résultant très probablement de la déviation des panaches d'interflows de la Leysse, sous l'influence de la force de Coriolis).

Cette construction reflète une diminution de la charge de fond de ces affluents et signifie 1) que l'englacement de leurs bassins versants se réduit, 2) que les extrémités Sud et Est du lac évoluent en plaines alluviales et 3) que leurs bassins versants se revégétalisent. Par ailleurs, la baisse du rapport charge de fond/charge totale au niveau des deltas, permet l'aggradation et la progradation de la pente deltaïque par décantation de la fraction fine (par interflows ou overflows) et favorise des remaniements gravitaires plus distaux. L'accumulation de gaz au front de ces deltas favorise également les remaniements gravitaires et confirme un certain réchauffement permettant un retour de la végétation.

J'interprète donc l'unité 4 comme le remplissage post-glaciaire d'un lac thermiquement stratifié permettant le développement d'interflows.

Au Nord du lac

La production de gaz étant plus limitée dans cette partie du bassin, il est possible de préciser l'évolution de l'unité 4 :

- en contexte proximal, le flanc Ouest est finement stratifié (annexe 3), mais l'axe du bassin est fortement chenalisé (fig. 43 et annexe 3) ;

- en contexte distal, l'unité 4 développe des réflecteurs plus stratifiés et une configuration sigmoïdale (annexe 3).

Il semble donc qu'au Nord du lac, le Rhône édifie un important fan delta.

Cela signifie que le bassin de Châutagne a été pratiquement comblé durant l'unité 3, et que durant l'unité 4 le Rhône possède toujours une charge de fond élevée. Son bassin versant intègre le système lémanique et les apports du système de l'Arve, mais également une partie du Jura (le système de la Valserine), l'avant-pays haut-savoyard (Système des Usses et du lac d'Annecy) et une partie de l'avant-pays savoyard (le système du Chéran). Son bassin versant est donc très vraisemblablement partiellement englacé et donne au Rhône un régime glaciaire et nival, comme le Rhône aujourd'hui dans le Léman. Les travaux portant sur la construction du fan delta du Rhône dans le Léman permettent ainsi de bien préciser la construction de l'unité 4 au Nord du lac du Bourget :

En contexte proximal, le suivi annuel du panache turbide du Rhône [Giovanoli, 1990] révèle une prédominance des apports par interflows durant l'hiver, le printemps et l'automne, ainsi que l'importance des apports estivaux par underflows. Une étude sédimentologique pluridisciplinaire du fan delta réalisée par Loizeau [1991], a précisé 1) le contraste granulométrique existant entre les apports par interflows (diamètre moyen 10 microns), et par underflows (50-100 microns dans le chenal et 15-20 microns sur les lévées), 2) l'existence de plusieurs paléo-chenaux et 3) le développement de remaniements gravitaires au niveau des levées, mais aussi le long du flanc alimenté par les interflows.

Au niveau de la plaine lacustre, les underflows construisent des lobes sableux dès la disparition des chenaux, mais très peu de sable atteint la plaine centrale [Houbolt & Jonker, 1968].

Les profils sismiques du lac du Bourget illustrent particulièrement bien l'association des dépôts liés aux interflows, aux underflows et aux remaniements gravitaires. Au Nord du bassin, l'unité 4 se divise en plusieurs sous-unités associées à des environnements de plus en plus proximaux vers le sommet (fig. 64 et 65).

En contexte proximal, les interflows sont soumis à la force de Coriolis et développent un faciès finement stratifié drapant la morphologie pré-existante, le long du flanc Ouest du bassin (fig. 64 et 65). Les underflows, par contre, sont érosifs et suivent la ligne de plus grande pente en construisant des chenaux-levées dans l'axe du bassin. Leurs réflecteurs sont de plus forte amplitude au niveau des chenaux et soulignent un enrichissement en sable. Longitudinalement, les dépôts d'interflows sont affectés vers le sommet par des phénomènes de tassements et remaniements gravitaires relativement limités (unité 4R).

En contexte plus distal (fig. 66), les underflows sont toujours localement érosifs et forment un empilement complexe de lobes encore sableux. Les dépôts d'interflows accumulés au niveau des têtes de banc de molasse se caractérisent par des réflecteurs horizontaux de plus faible amplitude et traduisent une décantation de matériel fin le long du flanc Ouest du bassin. Ils sont à l'origine de remaniements gravitaires latéraux plus importants, devenant catastrophiques vers le sommet de l'unité (unité 4R).

Les apports gravitaires sont fréquents dans les vallées escarpées et peuvent créer des lacs de barrage naturels (comme le lac de Chaillexon dans le Jura par exemple ; [Bichet, 1997]), ou constituer une source principale de

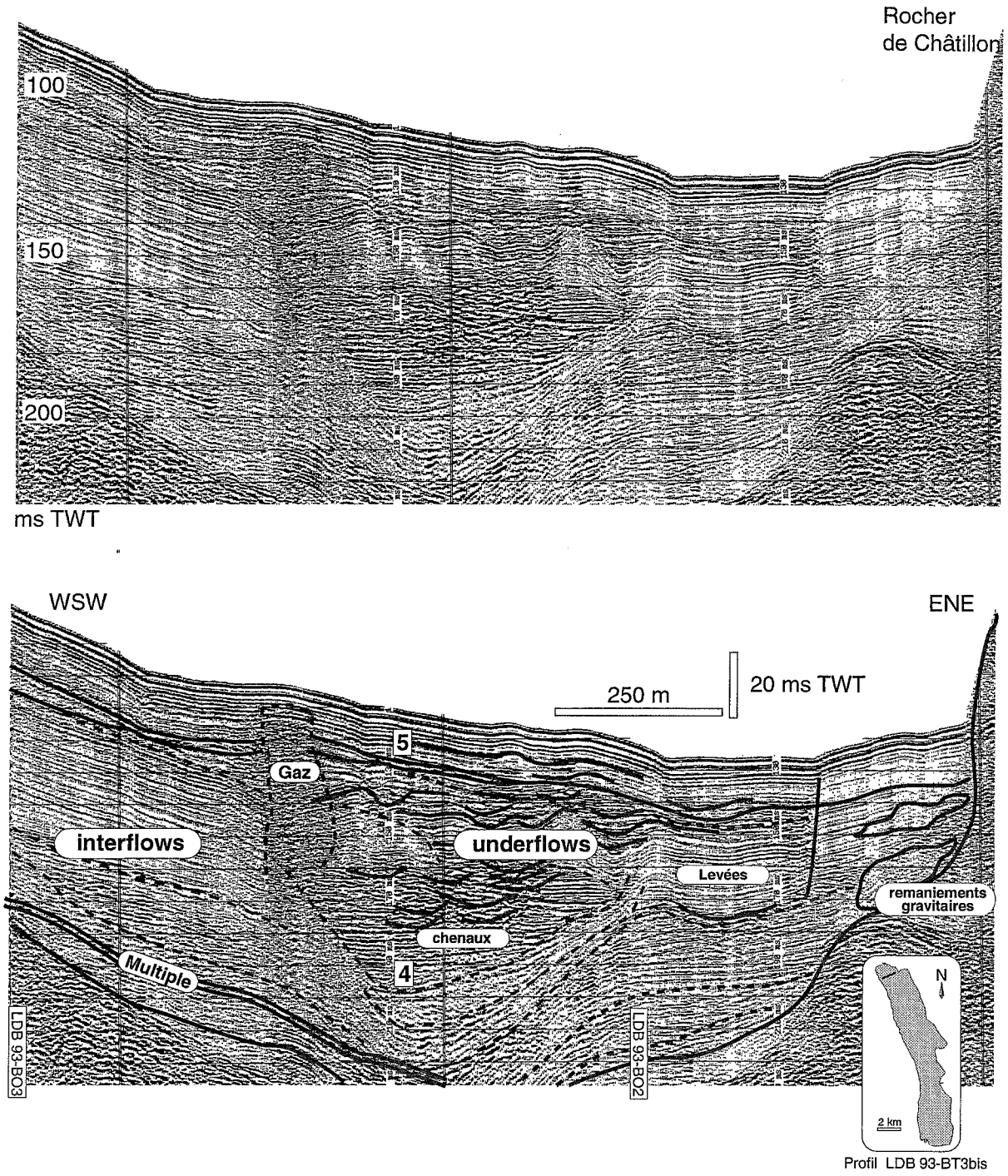


FIG. 64. — Coupe transversale de l'unité 4 au Nord du Lac. Les dépôts associés aux underflows développent des chenaux-levées au centre du bassin. On observe une migration de ces chenaux versl'Est au sommet de l'unité 4, qui se prolonge à la base de l'unité 5. Les dépôts associés aux interflows résultent de la décantation des particules en suspension et drapent la morphologie de la base de l'unité 4 le long du flanc Ouest du bassin.

matériaux, parfois grossiers, au sein de la sédimentation lacustre (environnements deltaïques, pentes raides).

Les processus gravitaires peuvent être globalement classés en trois types à partir des mécanismes physiques assurant le transport et le maintien en suspension des sédiments [Mulder & Cochonat, 1996] : les glissements en masse, les coulées de débris et les courants de turbidité. Un événement gravitaire peut, cependant, présenter plusieurs phases au cours de son évolution dans le temps (fig. 67).

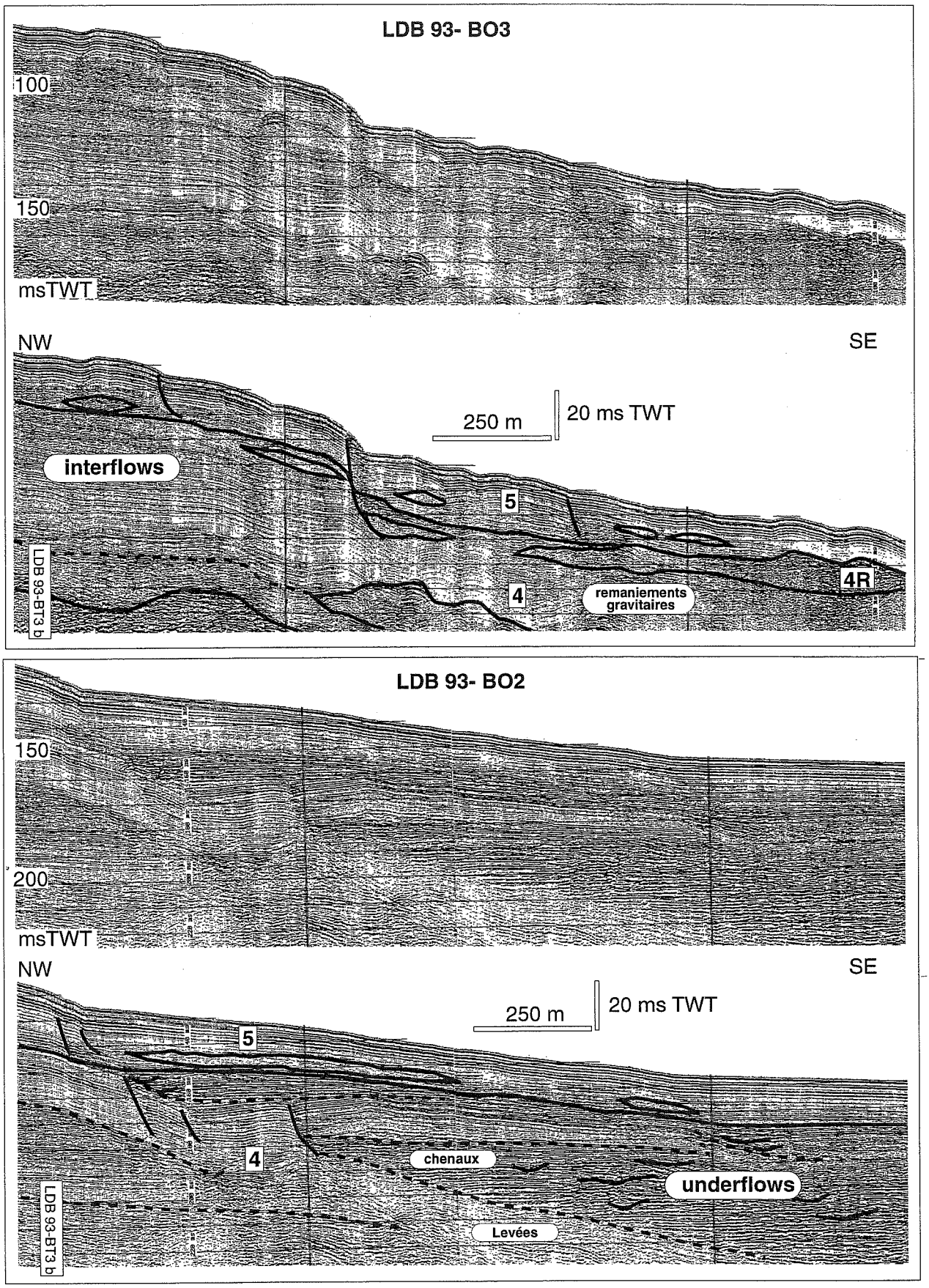


FIG. 65. — Coupes longitudianles de l'unité 4 au Nord du lac. Ces deux profils recoupent le profil LDB 93-BT 3bis, au niveau des dépôts d'interflows (BO3) et d'underflows (BO2).

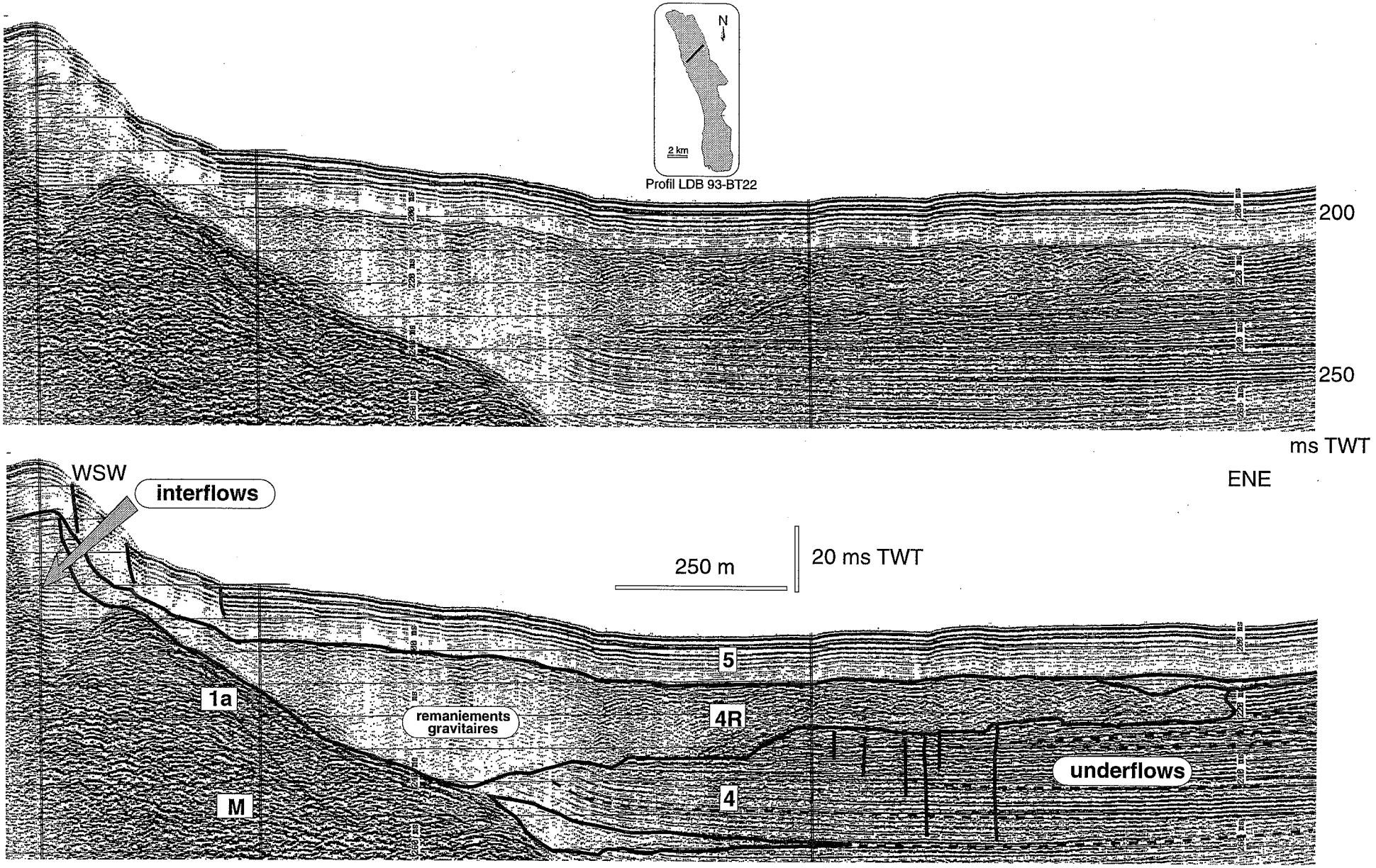


FIG. 66. — Coupe transversale de l'unité 4 au centre du sous-bassin Nord. Dans cet environnement plus distal, les dépôts associés aux underflows sont stratifiés dans l'axe du bassin et plus grossiers que les dépôts associés aux interflows le long du flanc Ouest du bassin. Ces derniers s'accumulent au niveau des têtes de bancs de la molasse (M), et alimentent un important remaniement gravitaire.

Les glissements en masse correspondent à des sédiments qui ont glissés sur de relativement faibles distances sans l'action des fluides interstitiels (*creep, debris fall*), et suivant des plans de cisaillement (glissement translationnel ou *slide,* glissement rotationnel ou *slump*). A l'intèrieur de chaque bloc ou compartiment glissé, la structure interne est préservée: les sédiments plus cohésifs seront fragmentés (*slide*), alors que les sédiments plus plastiques seront affectés par des plis et replis d'entrainement (*slump*).

Les coulées de débris se définissent par un écoulement plastique laminaire. La distinction entre coulée de débris (*debris flow*), coulée liquéfiée (*liquefied flow*), coulée fluidisée (*fluidized flow*) et coulée de grains (*grain flow*), est basée sur le mécanisme de transport (supporté par la résistance de la matrice, ou par les fluides) et la composition granulométrique de la coulée. Une coulée de débris correspond au déplacement en masse d'un matériel de faible cohésion, constitué de grains et d'eau: les sables et graviers sont transportés et soutenus par une matrice argileuse liquéfiée (au moins 5% d'argiles) peu cohésive et plus dense que l'eau. Le transport est assuré par la pression dispersive liée à la collision des grains, des plans de cisaillement internes délimitant des masses relativement rigides. Plus la coulée de débris devient fluide, moins elle est capable de transporter les éléments de grande taille.

Les courants de turbidité sont des courants de densité correspondant au terme ultime d'une coulée de débris, par désagrégation progressive et incorporation d'eau. L'augmentation de la pression interstitielle abaissant la cohésion de la matrice, le sédiment est maintenu en suspension par la turbulence de l'écoulement. L'écoulement plastique et laminaire évolue ainsi vers un écoulement fluide et turbulent. Les courants de turbidité sont généralement chenalisés le long de canyon, mais peuvent déborder latéralement lorsque les levées s'atténuent.

Au sein de l'unité 4, des glissements en masse de dimensions limitées se développent au niveau du fan delta de Rhône, et au front du delta du Sierroz. Certains ont probablement évolué en coulée de débris, et parfois même en turbidite lorsque la rupture de pente était suffisante pour générer une bouffée turbide (en sismique la lentille chaotique évolue alors en un fort réflecteur se prolongeant vers le bassin, comme par exemple dans la fig. 66).

Par contre, le sommet de l'unité 4 est affecté par un remaniement complexe et très vaste (l'unité 4R, annexes 12, 13 et 14). La mise en place de ce remaniement sera détaillée dans le dernier chapitre.

En résumé, l'unité 4 correspond à un remplissage post-glaciaire dans un lac thermiquement stratifié. Les apports du Sierroz et de la Leysse développent principalement, par interflows, des deltas bottomsets, alors que le Rhône construit un fan delta par interflows et underflows. Des remaniements gravitaires au front de ces deltas sont favorisés par un fort taux de sédimentation et l'accumulation de gaz. Les extrémités du lac sont reliées aux plaines alluviales de la Leysse, du Sierroz et du Rhône dont le vaste bassin versant est toujours en partie englacé.

Le sommet de l'unité se caractérise par une période d'instabilité gravitaire. Un très important événement gravitaire affecte principalement les dépôts d'interflows au front du fan delta du Rhône et remanie les dépôts d'underflows distaux au sein du bassin.

L'unité 5

Cette dernière unité est finement stratifiée et drape l'ensemble du bassin sur une épaisseur limitée mais constante (fig. 40). Au front des deltas la configuration des réflecteurs est légèrement divergente et souligne la continuité des apports de la Leysse, du Sierroz et du Rhône (fig. 42, 44, 45 et annexe 11). Le développement de gaz se maintient également au front des deltas. Trois principales générations de remaniements gravitaires affectent l'unité 5 à sa base, son milieu et son sommet, mais ne semblent pas associées aux environnements deltaïques.

L'unité 5 correspond a un remplissage lacustre interglaciaire, dominé par une sédimentation autochtone.

Les apports deltaïques sont globalement plus limités, et dominés au Sud par les apports de la Leysse. La chute des apports du Rhône est associée au développement des marais de Châutagne et de Lavours, au Nord du lac. Le lac est alors relié au Rhône par son éxutoire (le canal de Savière) et seuls les débordements de crues du Rhône alimentent le lac. Le développement de gaz au front des deltas est principalement associé aux apports par interflows et à l'influence de la force de Coriolis. L'extension du lac est probablement proche de l'actuel.

L'étude approfondie de cette unité fera l'objet du chapitre 4, et portera sur les résultats d'une campagne de sonar à balayage latéral et d'une campagne de carottages courts.

3.2. Le Léman

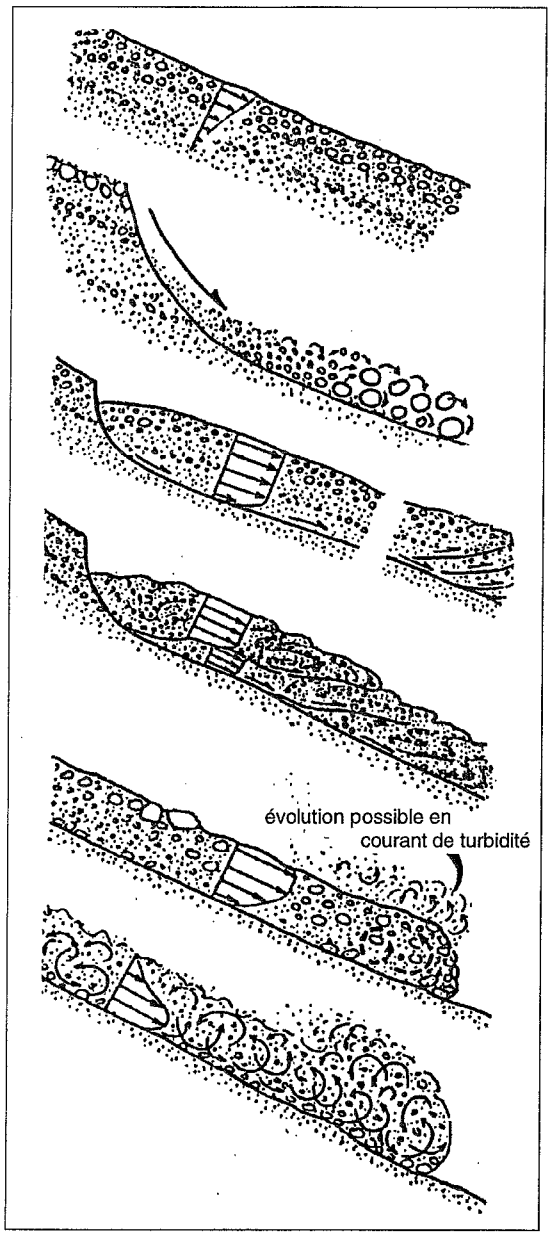
3.2.1. Le substratum

Deux faciès sont reconnus dans le substratum du Léman (fig. 39). En accord avec les travaux présentés dans le chapitre 1 [Vernet *et al.*, 1974 ; Homewood *et al.*, 1986 ; Monjuvent & Nicoud, 1987 ; Pugin, 1988 ; Allen & Bass, 1993 ; Dray, 1994 ; Summaruga, 1997 ; Moscariello *et al.*, 1998] :

- le faciès M correspond à la « **molasse du plateau** »;
- le faciès C correspond à la « **molasse subalpine** » au front des nappes du Chablais.

Dans le substratum du lac, la répartition de ces unités géologiques est en accord avec leurs répartitions dans le bassin lémanique (fig. 4) :

Dans le Petit lac, la « molasse de plateau », affectée



Creep

Debris Fall

Slide
(glissement translationel)

Slump
(glissement rotationel)

GLISSEMENTS EN MASSE

Debris Flow
(coulée de débris)
Grain Flow
(coulée de grains)
Liquefied Flow
(coulée liquefiée)

COULÉES DE DÉBRIS

Fluidized Flow
(coulée fluidisée)
Turbidity Current
(courant de turbidité)

COURANTS DE TURBIDITÉ

FIG. 67. — Revue des différents types d'apports gravitaires. Un événement gravitaire peut présenter plusieurs phases au cours de son évolution dans le temps, le courant de turbidité étant le terme ultime. Compilation d'après Lowe, 1979 ; Mulder & Cochonat, 1996 ; Van Rensbergen, 1996.

par de nombreuses failles verticales, présente une géométrie légèrement inclinée vers le centre du bassin soulignant une ondulation à grand rayon de courbure (fig. 49 et 50, annexes 4 et 7). Le haut-fond du Grand lac situé au NE d'Yvoire correspond à la prolongation de la structure du plateau (fig. 39). Plus à l'Est, le flanc Nord du Grand lac possède des pendages plus inclinés vers le centre du bassin (fig. 51 ; annexe 9). Il n'est pas possible de préciser la nature du substratum, au niveau du sillon central du bassin, mais il est clair que le flanc Sud du bassin du Grand lac correspond à la « molasse subalpine ». La succession d'écailles chevauchantes au front des nappes du Chablais est d'ailleurs probablement responsable du faciès sismique plus chaotique de cette unité (fig. 39).

Le contact chevauchant de la « molasse subalpine » sur la « molasse de plateau » est localement visible au SW de Lausanne (fig. 68). Ce contact avait déja été décrit par Vernet *et al.* [1974]. Au niveau de Genève, les données de sismique terrestre [Signer, 1996] soulignent l'existence locale de dépôts interglaciaires Riss-Würm au sein des dépressions de la molasse. Au Sud du Petit lac, Pugin *et al.* [1997] ont également reconnu par sismique multitrace, de rares dépôts interglaciaires Riss-Würm entre la molasse et les morainnes würmiennes (fig. 69).

La surface d'érosion du Würm

Sa géométrie souligne l'éxistence de deux verrous glaciaires : le verrou de Genève, délimitant l'extrémité Sud du Petit lac et le verrou du Grand lac, situé à l'Est de

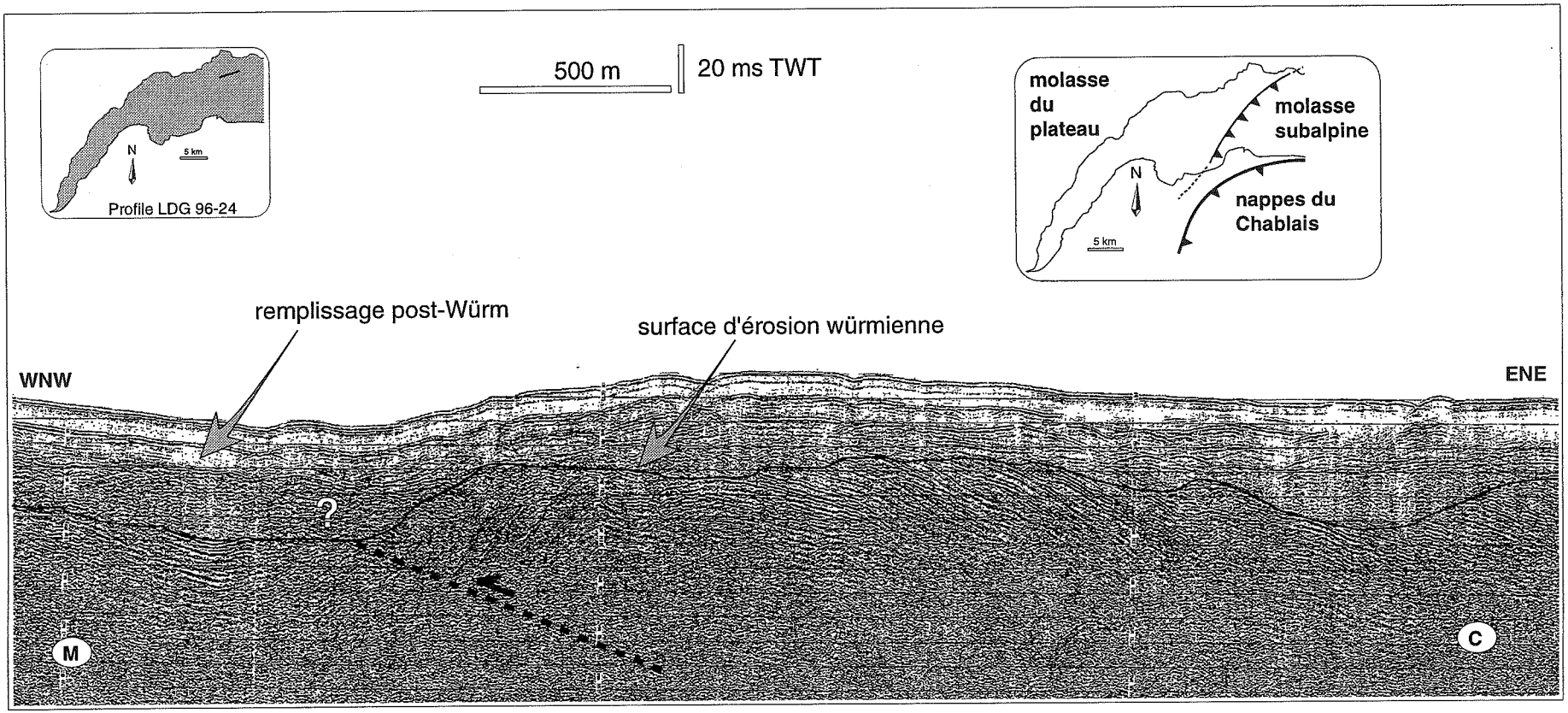


FIG. 68. — Contact entre la molasse subalpine et la molasse du plateau dans le Grand lac. Sur ce rpofil un chevauchement est visible entre les faciès C et M du substratum.

Rolle et d'Yvoire. Le verrou du Grand lac correspond à la terminaison orientale de la structure du plateau, et délimite de façon brutale la dépression du Grand lac. Le sillon surcreusé dans l'axe du bassin du Grand lac correspond, en partie, au front du chevauchement de la molasse subalpine et résulte probablement d'un surcreusement associé aux tunnels sous-glaciaires (fig. 39). La forme en Y de ce sillon traduit probablement une bifurcation occidentale du tunnel sous-glaciaire en deux branches contournant le verrou du Grand lac.

3.2.2. Le remplissage sédimentaire

L'unité 1

Dans le lac, cette unité se caratérise par de nombreuses diffractions de fortes amplitudes, et se développe au contact de la surface d'érosion dans les parties les plus surcreusées des bassins du Petit et du Grand lac.

Je l'interprète comme une moraine würmienne développée à la base du glacier du Rhône, résultant du comblement grossier des écoulements sous-glaciaires. Comme les unités 1a et 1b du lac du Bourget, les configurations internes irrégulières reflètent probablement une composition hétérométrique riche en graviers et en sables, ainsi qu'une importante compaction (fig. 51 et annexe 5).

Cette unité apparaît très variable en épaisseur et il est difficile de préciser sa construction à partir des données étudiées. De très nombreux profils multitraces au canon à air ont été acquis par l'Institut Forel dans le Petit lac (fig. 69), et révèlent en effet une géométrie très complexe indiquant un mode de type chenaux-tunnels [Pugin *et al.* 1997]. Il est cependant possible de reconnîitre localement sur les données sparker, des structures en eskers dans le Petit lac (fig. 50, annexe 7) et dans le Grand lac (annexe 9). Par ailleurs, l'unité 1 présentant des puissances maximales en amont du verrou délimitant le Grand et le Petit lac, et en amont du verrou de Genève (fig. 47), il semble que ces verrous contrôlent le développement de l'unité 1.

L'unité 2

Cette unité recouvre les dépôts sous-glaciaires dans l'ensemble du bassin, et présente une puissance maximale en aval du verrou délimitant le Grand et le Petit lac (fig. 47). Elle présente un faciès chaotique composé de diffractions de fortes amplitudes (annexe 5). Au Nord du Petit lac et dans le Grand lac, ces diffractions sont davantage allignées (annexe 7) et délimitent des sous-unités localement imbriquées avec l'unité 3 sus-jacente (fig. 47, 50 et 51).

Je l'interprète comme une diamicte (ou till) aquatique (*waterlain till*) transportée à la base du glacier du Rhône et déposée à la base du glacier dès le début de sa fusion. Une diamicte traduit un dépôt non-stratifié à matrice silteuse contenant des éléments de granulométrie très variables [Bates & Jackson, 1987]. Les diffractions en

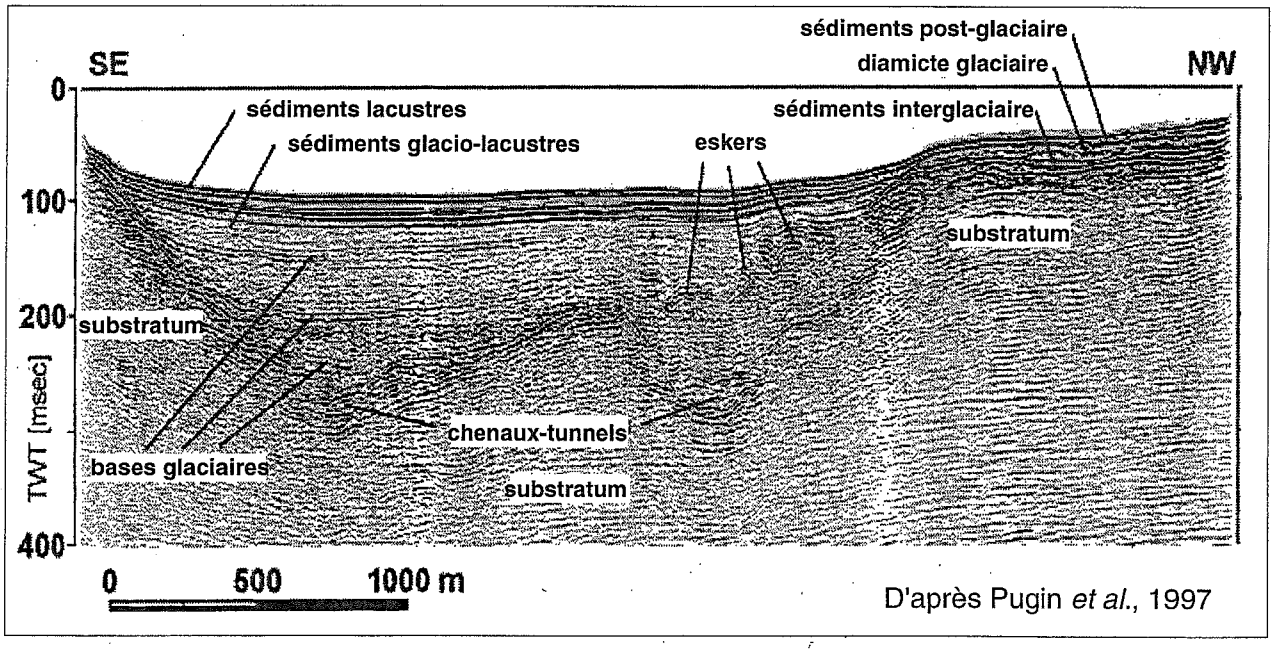


FIG. 69. — Coupe sismique multitrace au Sud du Petit lac. L'érosion würmienne est irrégulière et préserve localement le substratum molassique, ainsi que des sédiments interglaciaires Riss-Würm. A la base du glacier, d'importants chenaux-tunnels se développent dans l'axe du bassin, et évoluent verticalement en une succession d'eskers. Plusieurs niveaux de bases glaciaires ont compacté la diamicte déposée à la base du glacier lors des fluctuations glaciaires. les dépôts glacio-lacustres sont associés au retrait du glacier dans un lac pro-glaciaire. Les dépôts post-glaciaires drapent la morphologie sous-jacente.

sismique correspondent probablement à des éléments grossiers transportés, puis déposés à la base du glacier. La délimitation des sous-unités 2 correspond donc probablement aux dépôts de niveaux grossiers délimitant deux diamictes.

La géométrie des imbrications des unités 2 et 3 est caractéristique de *till tongues* développées lors des fluctuations d'un front glaciaire en milieu aquatique [King *et al.*, 1991]. Cette géométrie a été définie dans l'Atlantique Nord, et traduit l'oscillation d'un front glaciaire dont la base n'est pas décollée (oscillation de la ligne de broyage glaciaire, fig. 70). Le caractère régional de ces structures autorise, par ailleurs, de vastes corrélations stratigraphiques (*till tongue stratigraphy*). Dans le Léman, la succession de cette géométrie en *till tongue* traduit des fluctuations du glacier du Rhône lors de son retrait dans un lac pro-glaciaire.

L'unité 3

Cette unité stratifiée contient des diffractions. Elle recouvre l'unité 2 et présente une puissance maximale au Sud du Petit lac (fig. 47, 48 et annexe 5). Au sein du Petit lac, l'unité 3 s'individualise en trois sous-unités d'épaisseurs plus réduites et imbriquées dans l'unité 2. Des apports latéraux développent localement des faciès proximaux probablement associés à des remobilisations gravitaires, le long des flancs NNW et SSE du Petit lac (fig. 48 et 50 ; annexe 7). Cette unité disparait à la transition Petit lac-Grand lac et réapparaît dans le Grand lac divisée en trois nouvelles sous-unités toujours imbriquées avec l'unité 2 (fig. 48). D'importants glissements rotationnels caractérisent par ailleurs cette unité 3 dans la rade de Genève (annexe 4) et le long du flanc Nord du Grand lac (fig. 71).

J'interprète l'unité 3 comme un remplissage glacio-lacustre associé à un lac pro-glaciaire développé dans le Petit lac, puis dans le Grand lac, lors du retrait du glacier du Rhône. Les diffractions sont associées aux *dropstones* déposés au sein de ces dépots stratifiés et soulignent la présence de glaces flottantes. Les apports latéraux du Petit lac, résultent probablement de systèmes fluvio-glaciaires développés au front du glacier durant son retrait.

Les associations successives des sous-unités 2 et 3 dans le lac, mettent en évidence quatre stades de fluctuations du glacier du Rhône (de A à D) lors de son retrait du bassin lémanique (fig. 70).

Le stade A

La sous-unité 2a est très largement développée à la transition Petit lac-Grand lac (fig. 54) et recouvre les dépôts sous-glaciaires de l'unité 1. Je l'interprète comme une diamicte aquatique déposée à la base du glacier du Rhône durant sa fusion. La position du front du glacier se trouve alors en aval de la rade de Genève. L'épaisseur de cette sous-unité semble refléter l'influence du verrou du Grand lac, ainsi qu'un stationnement prolongé du glacier dans cette zone.

La sous-unité 3a recouvre l'unité 2a dans la majorité du Petit lac, et s'affine vers le NNE (fig. 54). Elle correspond probablement à un dépôt glacio-lacustre associé à un lac proglaciaire et alimenté par les eaux de fonte glaciaire. La ligne de broyage du glacier se situe alors à la limite Nord de la sous-unité 3a (fig. 72), et traduit le décollement de l'extrémité du glacier sur une grande partie du Petit lac.

Le stade B

La sous-unité 2b recouvre l'unité 2a dans l'ensemble du Grand lac, et jusqu'à l'extrémité Nord du Petit lac, où elle développe une « *till tongue* » dans l'axe du bassin, qui délimite (vers le Sud) les sous-unités 3a et 3b (fig. 48 et 54). **La sous-unité 3b** se retrouve également localement au centre du Grand lac. J'interprète la sous-unité 2b comme une diamicte aquatique déposée à la base du glacier dont la ligne de broyage a oscillé, vers le Sud et dans l'axe du bassin sur plus de 2 km (annexe 15). La sous-unité 3b correspond à des dépôts glacio-lacustres associés à un lac proglaciaire dans le Petit lac, et à un lac sous-glaciaire dans le Grand lac (fig. 72). L'extrémité du glacier est donc décollée dans l'ensemble du Petit lac, et localement au centre du Grand lac, en amont du verrou.

Le stade C

La sous-unité 2c est localement développée à l'extrémité Nord du Petit lac (fig. 48). Elle est plus largement présente à l'Ouest du Grand lac et érode la sous-unité 3b (fig. 54, 55 et 71). Dans le Petit lac, elle construit une géométrie en « *till tongue* » plus développée latéralement, que dans l'axe du bassin (fig. 50 et 55). **La sous-unité 3c** associée à cette oscillation glaciaire, est relativement peu développée dans le Petit lac, mais plus largement dans le Grand lac (fig. 55). Elle est également affectée par des glissements rotationnels le long du flanc Nord du Grand lac (fig. 71 et annexe 16). J'interprète également la sous-unité 2c comme une diamicte aquatique déposée à la base du glacier dont la ligne de broyage a principalement oscillé latéralement. Le lac proglaciaire semble s'être étendu au flanc Nord du Grand lac, où s'accumule la majorité des sédiments glacio-lacustres associés aux eaux de fonte glaciaire (fig. 72). Le glacier du Rhône apparaît donc maintenant décollé du flanc Nord du Grand lac, et ce nouvel environnement favorise des remaniements gravitaires le long du flanc Nord du bassin.

Le stade D

La sous-unité 2d est localement présente dans l'axe du Grand lac et contre son flanc Sud (fig. 55). Elle développe une géométrie en « *till tongue* » au centre du bassin au large de Thonon (fig. 51) et érode en partie la

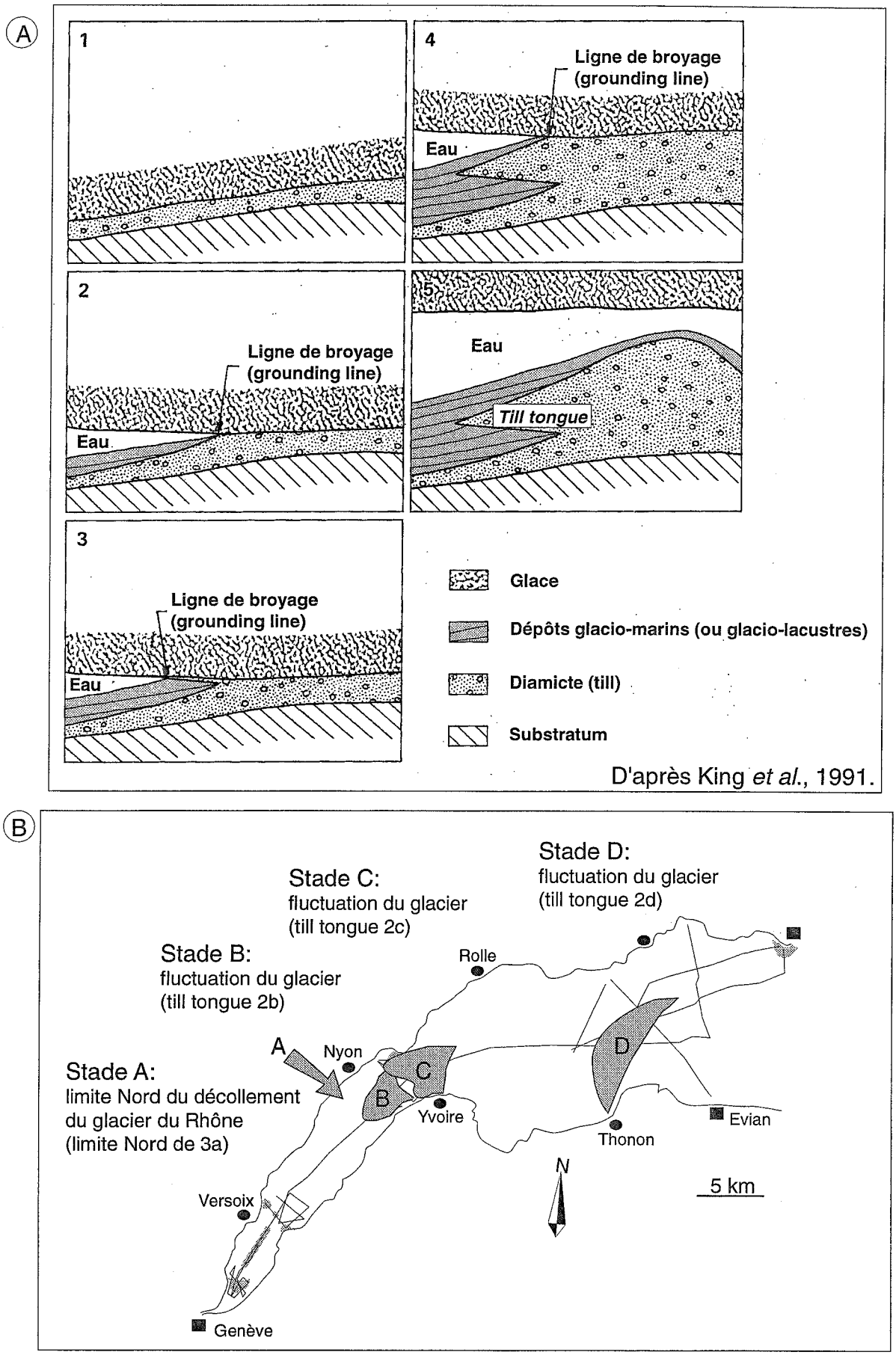


FIG. 70. — Dépôts associés aux stades de retrait du glacier du Rhône dans le Léman. (A) modèle de développement d'une géométrie en «till tongue» ; (B) localisation des stades de retrait du glacier du Rhône dans le Léman.

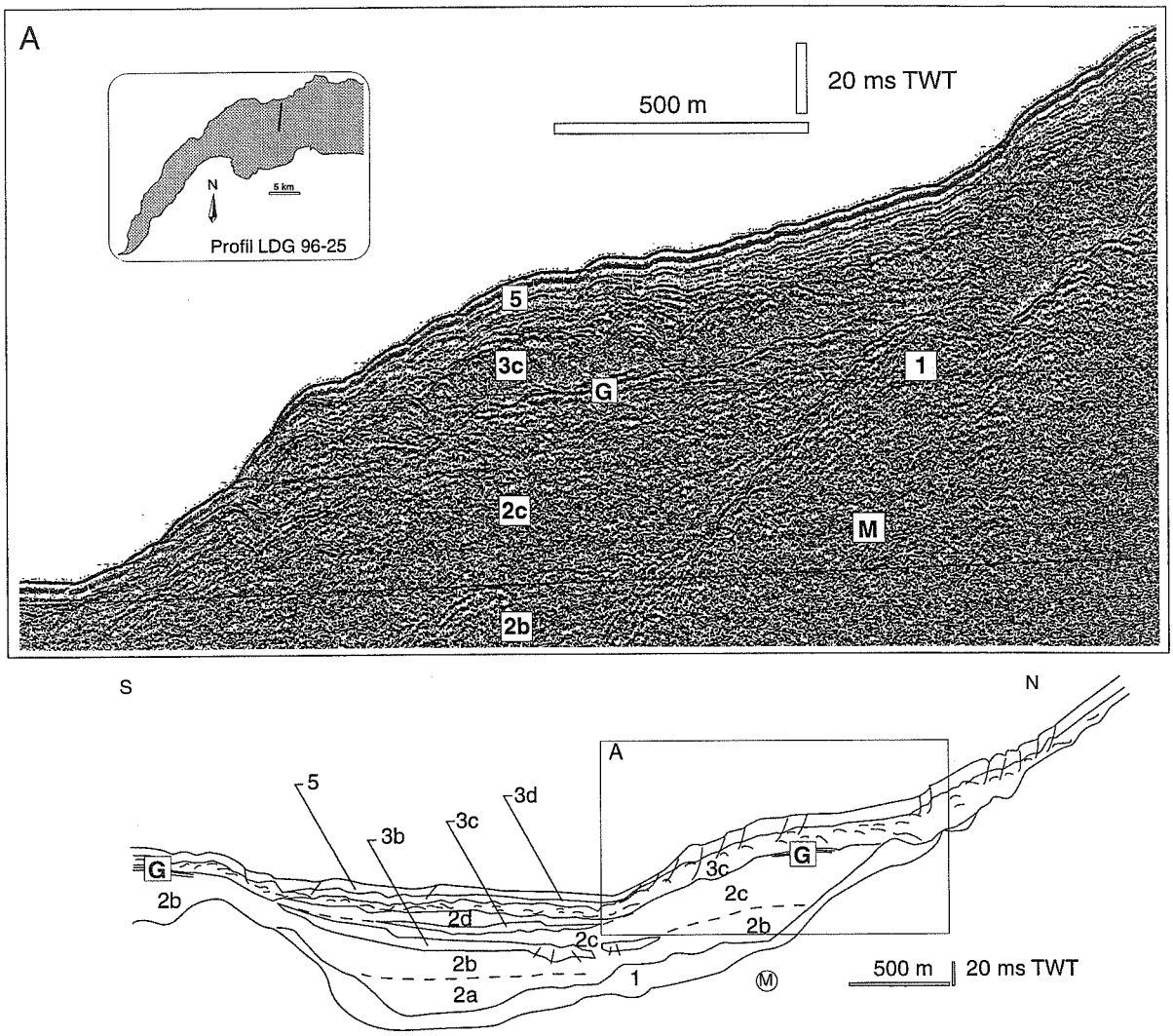


FIG. 71. — Exemple de remaniement gravitaire le long du flanc Nord du Grand lac. On notera que le réflecteur G semble servir de plan de glissement.

sous-unité 3c (annexe 9). La répartion de **la sous-unité 3d** dans l'ensemble du Grand lac, souligne une alimentation située à l'Est de notre zone d'étude (fig. 55). J'interprète la sous-unité 2d comme la dernière diamicte aquatique déposée à la base du glacier, dont la ligne de broyage a oscillée dans l'axe et le long du flanc Sud du bassin. La base du glacier s'est ensuite décollée, et a permis le dépôt de sédiments glacio-lacustres dans l'ensemble du Grand lac (fig. 55 et 72). Cet environnement proglaciaire est toujours instable et favorise la remobilisation des dépôts de la sous-unité 3c le long du flanc Nord du bassin (fig. 71). Sur le flanc Sud, les apports périglaciaires torrentiels de la Dranse développent un important front de delta et une forte pente deltaïque tangentielle (fig. 52 et annexe 9).

En résumé, les associations des sous-unités 2 et 3 illustrent 4 stades de retrait du glacier du Rhône dans un lac pro-glaciaire occupant le Petit lac, puis une partie du Grand lac. Le Glacier du Rhône est cependant resté développé contre le flanc Sud du Grand lac jusqu'au dernier stade. Les terrases de kames de Thonon décrites par Dray [1994] et associées aux apports de la Dranse dans des lacs juxta-glaciaires contre le glacier du Rhône, ont donc pu se former durant toute cette période. Mais dès le retrait du glacier du Rhône, un important delta torrentiel prograde vers le bassin.

Le réflecteur G

Le réflecteur G apparaît à la transition Petit lac-Grand lac, mais également dans la partie Ouest du Grand lac, à des niveaux stratigraphiques différents :

- 1) au tout début du Grand lac il se développe localement à la transition des sous-unités 2b et 2c (fig. 73) ;

- 2) à l'extrémité Ouest du Grand lac il se développe en amont du verrou et délimite la base de la sous-unité 2c (annexe 8). Il s'étend de façon très rectiligne sur plus de 3 km au niveau du sommet du verrou et représente un plan de glissement pour les unités sus-jacentes ;

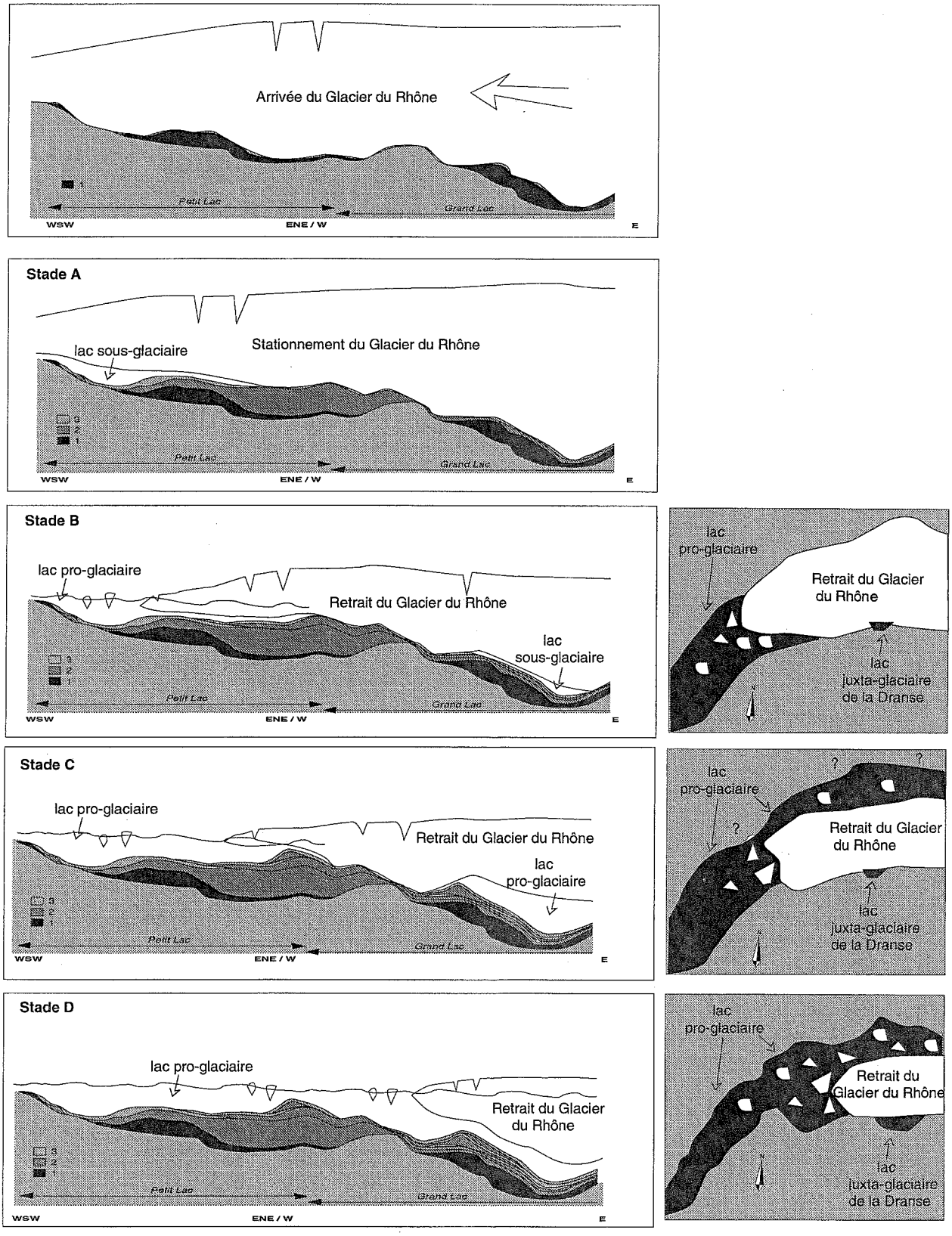


FIG. 72. — Proposition de l'évolution des dépôts associés au retrait du glacier du Rhône dans l apartie étiduée du bassin lémanique.

- 3) 6 km plus à l'Est dans l'axe du bassin, il correspond à la base de la sous-unité 3d (annexe 8) ;

- 4) au centre du bassin, il réapparaît très rectiligne à la base de la sous-unité 3d sur plus de 5 km et représente un plan de glissement pour les unités sus-jacentes (fig. 73) ;

- 5) à la base du flanc Nord et dans l'axe du lac, il correspond également à la base de la sous-unité 3d (fig. 51) ;

- 6) le long du flanc Sud et à l'Ouest du delta de la Dranse, il est moins prononcé sur plus d'1 km à la base de la sous-unité 2d (annexe 9). Mais il est très marqué et plus discontinu à l'Est du delta et forme, à la base de la sous-unité 3d, un important plan de glissement pour les unités sus-jacentes (fig. 52).

Ce réflecteur ne semble donc pas être un marqueur isochrone, mais apparaît étroitement associé aux stades C et D du retrait du glacier du Rhône. Je l'interprète donc comme un niveau de compaction glaciaire associé aux oscillations du glacier lors de son retrait dans le Grand lac (stades C et D).

L'unité 4

Cette unité stratifiée se développe sur une faible épaisseur dans l'ensemble du Petit lac, mais devient importante au large du delta de la Dranse dans le Grand lac (fig. 57 et 74). Son remplissage axial dans le Petit lac semble associé aux apports NNW des deltas de la Promenthouse et de la Versoix, bien que la configuration de ses réflecteurs ne soit pas divergente (fig. 49 ; annexes 6 et 7). Au Sud du delta de la Promenthouse, l'unité 4 développe très localement un chenal et deux petites levées symétriques (fig. 75), mais au Sud du Petit lac et au niveau des Hauts-Monts, l'unité 4 drape légèrement la morphologie (fig. 75 et annexe 6). Au front Ouest du delta de la Dranse, cette unité est légèrement divergente (annexe 9), mais vers l'Est elle résulte principalement d'un remplissage axial au centre du bassin (fig. 52).

J'interprète l'unité 4 comme un remplissage lacustre post-glaciaire, développant des fans deltas dans un lac péri-glaciaire. Cette unité est principalement alimentée par les eaux de fonte glaciaire issues du bassin versant du lac : dans le Petit lac, les apports proviennent essentiellement du pied de la haute chaîne du Jura ; mais dans le Grand lac, les apports proviennent du bassin versant de la Dranse.

Il n'est pas possible de préciser dans le détail la construction du fan delta de la Dranse, à partir des trois profils disponibles. Cependant dans le centre du bassin, l'unité 4 se caractérise par un chenal qui développe une importante levée vers le NW (fig. 52), soulignant l'importance des apports par underflows dans la plaine lacustre.

La construction du chenal au Sud du delta de la Promenthouse n'est visible que sur le profil LDG96-20 (annexe 7), et traduit des apports par underflows fortement déviés vers l'axe du bassin du Petit lac. Cette structure sédimentaire pourrait résulter de l'interaction des apports par underflows avec d'importants courants provenant du Grand lac, et constituer ainsi une équivalence lacustre de contourites. L'influence de ces courants semble se prolonger dans l'ensemble du Petit lac, et contrôler la géométrie axiale de l'unité 4.

L'unité 5

Cette unité est finement stratifiée et se développe principalement au niveau des deltas, mais elle est absente dans la partie Ouest du Grand lac et au Nord du Petit lac (fig. 58). Lorsqu'elle existe dans le Petit lac, elle est divergente vers les deltas (fig. 50 et annexe 8) et drape la morphologie pré-existante, mais devient très rétrécie ou absente dans l'axe du bassin (fig. 50, annexes 5 et 6). Par ailleurs, cette dernière unité se caractérise par une production de gaz aux fronts des deltas ainsi que dans la rade de Genève (fig. 58).

J'interprète l'unité 5 comme un remplissage lacustre interglaciaire où se développe une sédimentation autochtone. A l'Ouest du Grand lac et dans l'ensemble du Petit lac, cette sédimentation est également fortement influencée par des courants développés dans l'axe du bassin. Les apports deltaïques sont relativement limités le long des côtes suisses, mais toujours importants à l'Est du delta de la Dranse et résultent principalement d'interflows (fig. 52). On remarquera, par ailleurs, le développement des apports de la Venoge dans la baie de Morges, et de petits affluents au niveau de Lausanne. Dans la faible portion de la plaine lacustre étudiée, les apports du Rhône sont également visibles et soulignent l'importance de ces apports par underflows (fig. 74).

La répartition de gaz aux fronts des deltas souligne l'importance des apports par interflows (influence de Coriolis). Cette production de gaz traduit probablement un réchauffement du climat permettant le développement d'un couvert végétal, et l'accumulation de matière organique au front des deltas. Cependant, le développement ponctuel de gaz dans l'axe du Petit lac près des Hauts-Monts (fig. 49 et annexe 5), et dans l'axe du Grand lac au niveau du sillon surcreusé du substratum (fig. 52), apparaît plus énigmatique et sera développé dans le dernier chapitre.

Influence des courants dans le Petit lac

Celle-ci est particulièrement bien visible aux extrémités du Petit lac (fig. 75). Au Nord, les apports de la Promenthouse développent un front de delta (fig. 73), mais le chenal situé plus au Sud, apparaît toujours actif (fig. 75). Au Sud, la morphologie complexe des Hauts-Monts semble produire une accélération des courants plaquant ainsi les sédiments récents vers l'Est contre le substratum, et érodant le sommet de l'unité 4.

Dans le cadre du suivi scientifique des eaux du Léman (C.I.P.E.L.), Lemmin *et al.*, [1987] et Lemmin *et al.*, [1988] ont mené une étude sur les phénomènes de

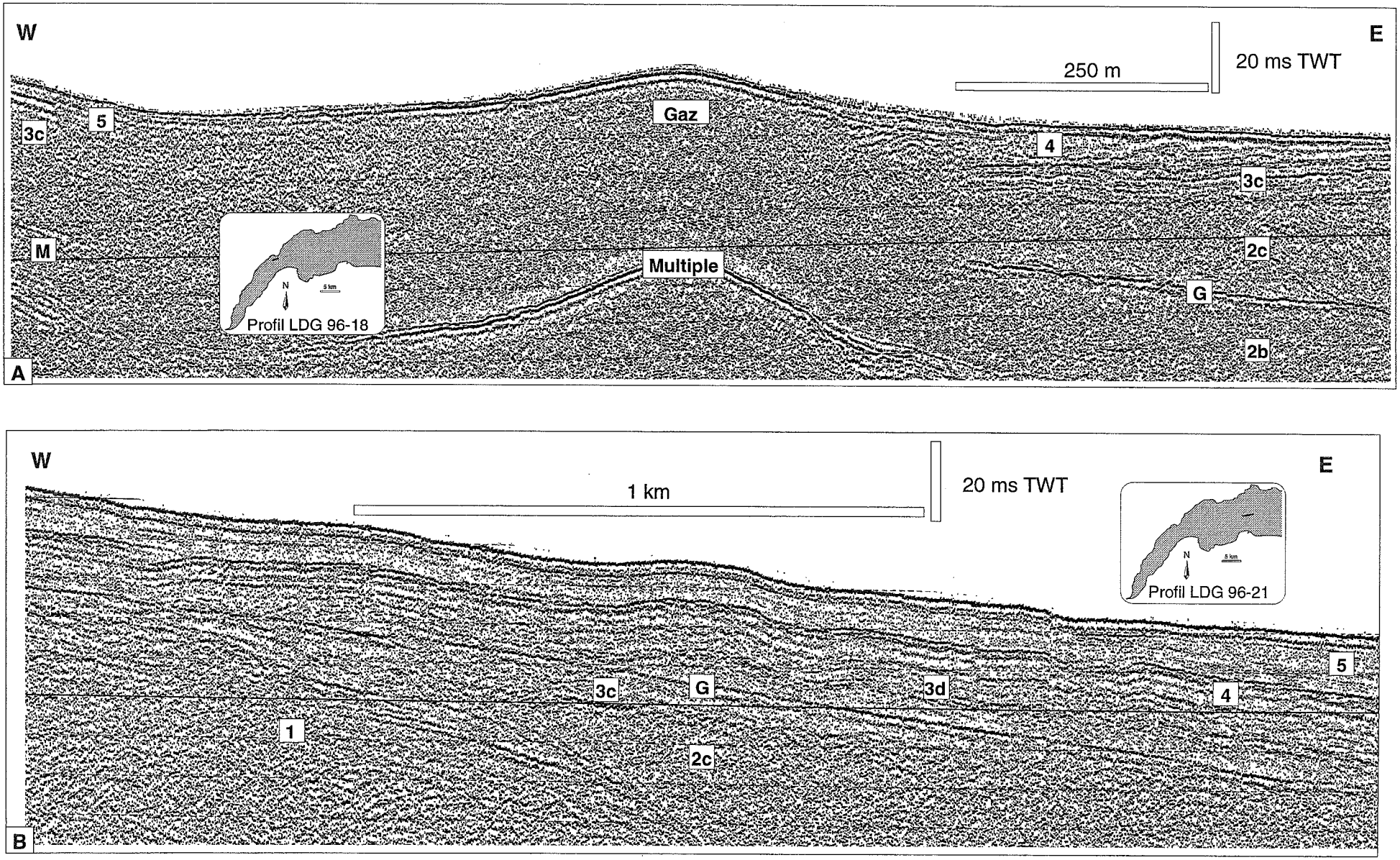


FIG. 73. — Association des réflecteurs G aux stades du retrait du glacier du Rhône. (A) à la transition Petit lac-Grand lac, le réflecteur G délimite les sous-unités 2b et 2c ; (B) dans le Grand lac le réflecteur G recoupe en partie la sous-unité 3c et représente un plan de glissement pour les unités sus-jacentes.

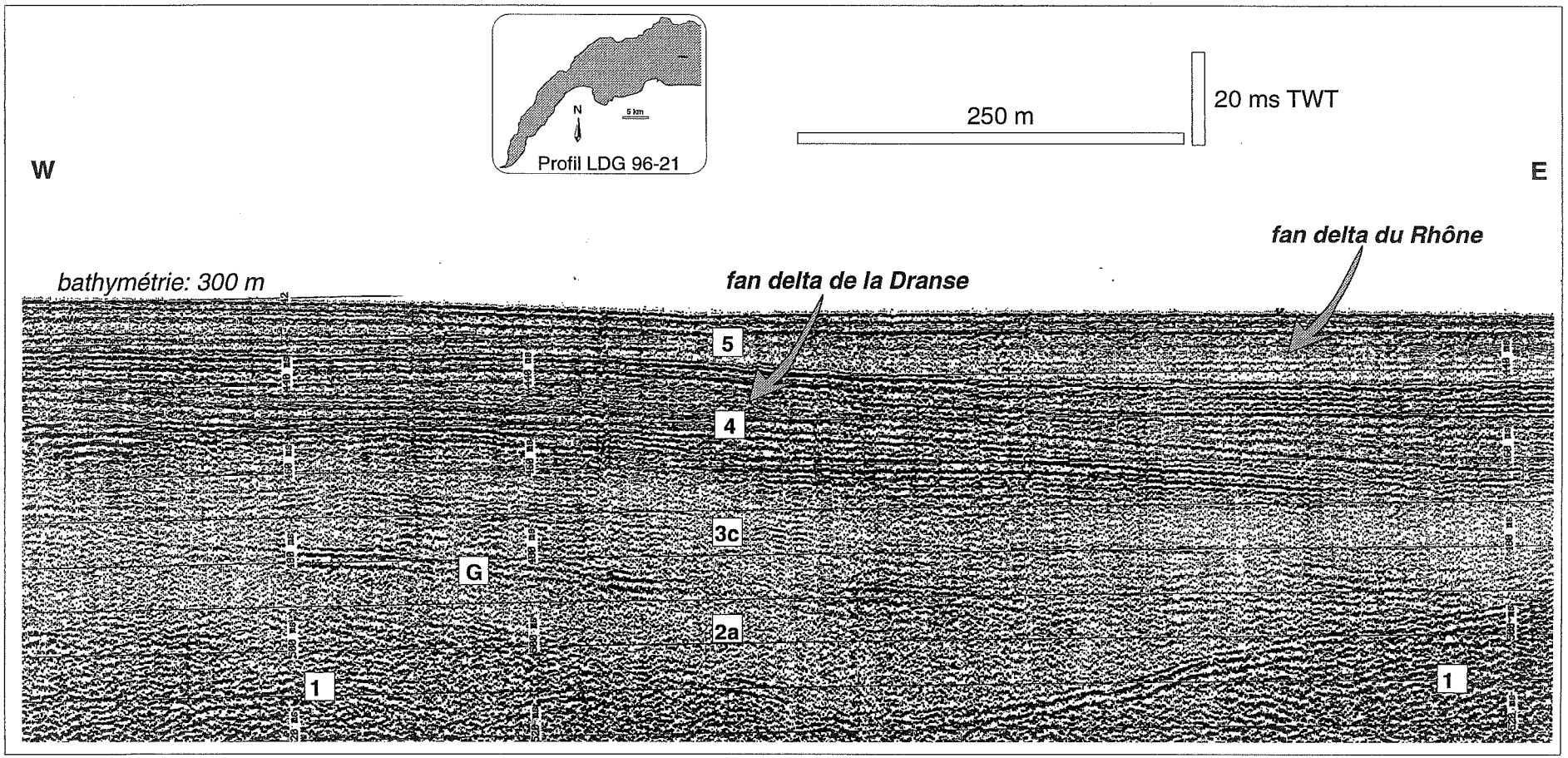


FIG. 74 — Remplissage de la plaine centrale du Grand lac. Sur ce profil traité avec le système DELPH 2, le réflecteur G apparait très similaire au signal du fond du lac et correspond à la transition des sous-unités 2a et 3c. L'unité 4 est composée de lobes distaux associés au fan delta de la Dranse. Vers l'Est l'unité 5 souligne l'importance das apports par underflows issu du fan delta du Rhône.

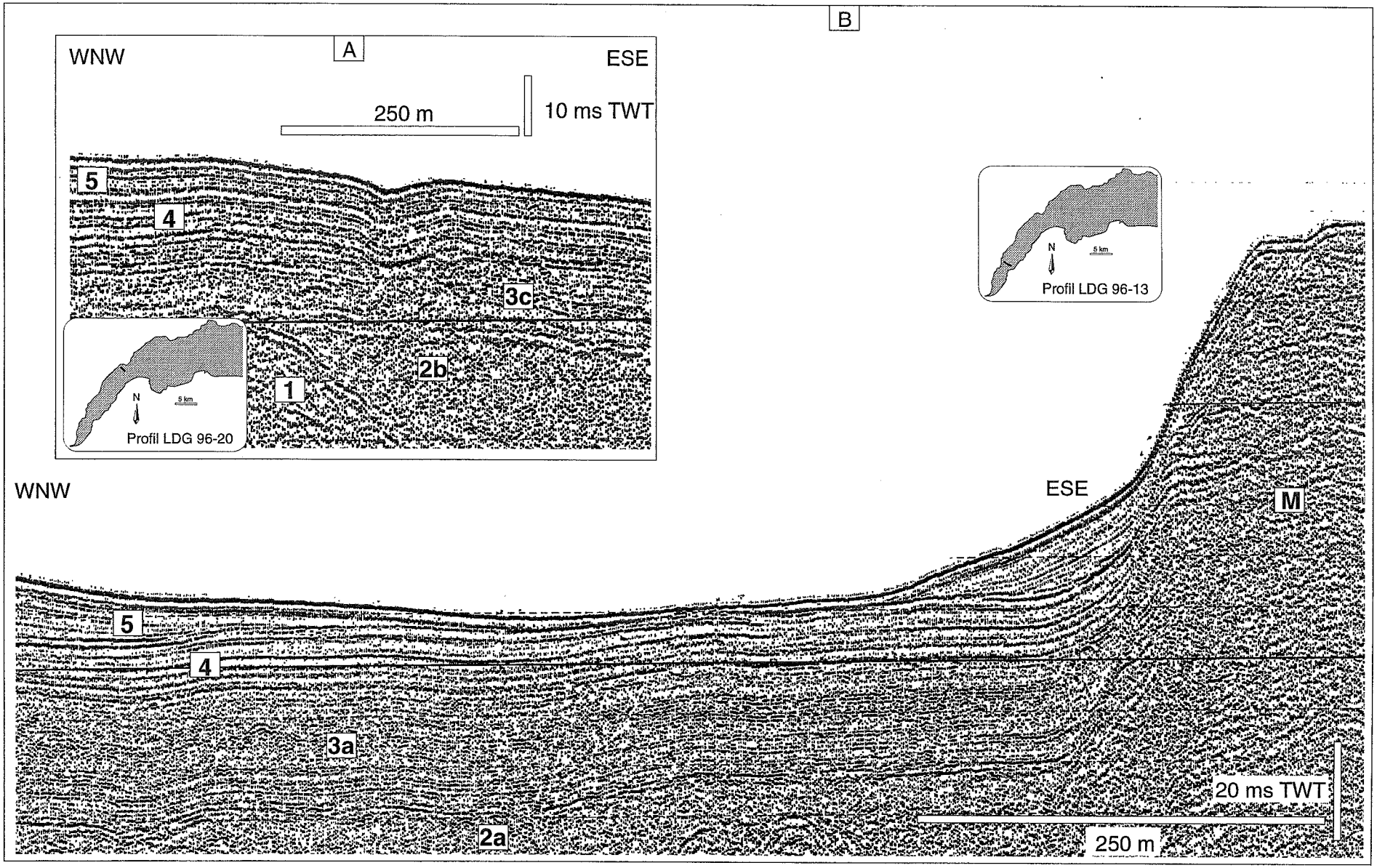


FIG. 75. — Influence des courants sur la construction des unités 4 et 5 du Petit lac. (A) au front du delta de la Promenthouse ; (B) au niveau des Hauts-Monts.

mélange dans l'hypolimnion du Lac. Ces études soulignent l'existence de courants de densité entre les couches profondes des bassins du Petit et du Grand lac, durant la période de déstratification et de mélange hivernal. Ces phénomènes de refroidissements convectifs sont continus, mais provoquent durant l'automne et l'hiver, des échanges verticaux de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres [Lemmin *et al.*, 1987]. Le refroidissement convectif provoque des courants convectifs dans les parties peu profondes du Petit lac, et conduit à un refroidissement plus rapide de cette partie du lac: les eaux plus froides des régions peu profondes s'écoulent alors vers les régions plus profondes du Grand lac. Cette circulation des eaux oxygénées du Petit lac vers le Grand lac a été principalement étudiée, puisqu'elle joue un rôle important sur l'évolution du niveau trophique du Léman. Mais, les courants mesurés près du fond, à l'entrée du Petit lac, durant l'automne et l'hiver, sont corrélés avec les vents dominants [Lemmin *et al.*, 1988] et peuvent s'inverser selon les années :

- durant les hivers rigoureux, le vent dominant de secteur N à NNE (*la bise*) est froid-sec et développe une circulation des eaux profondes du Petit vers le Grand lac.

- par contre, durant les hivers plus doux, le vent dominant de secteur W à SW (*le vent*) est plus chaud-humide et développe une circulation des eaux profondes du Grand vers le Petit lac.

La force de Coriolis étant une composante importante de tous les courants observés près du fond, elle détourne les courants Petit lac-Grand lac contre la rive française, et inversement les courants Grand lac-Petit lac contre la rive suisse.

La bise développe des courants de plus courte durée, mais plus rapides (vitesse maximale 25 cm/s et moyenne 4 cm/s), qui se poursuivent dans le Grand lac et sont capables de remettre en suspension les sédiments [Lemmin *et al.*, 1988].

Par ailleurs, durant la période de stratification du lac, les vents peuvent développer des courants convectifs et des ondes internes. La *bise,* poussant les eaux de surface vers Genève, approfondit la thermocline au Sud du Petit lac et permet aux eaux profondes de s'écouler vers le Grand lac. Lorsque cesse le vent, le retour à la normale de la thermocline favorise l'écoulement des eaux du Grand lac vers le Petit lac le long du rivage suisse [Lemmin *et al.*, 1988].

Dans les eaux profondes du Grand lac, de petits courants (vitesse maximale de 6 cm/s) sont associés aux contraintes extérieures (vents, ondes internes, courants de densités). Durant la période de déstratification, ces phénomènes produisent des mouvements très variables tant en direction qu'en vitesse, et développent une dynamique des eaux profondes suffisante pour maintenir en suspension les particules organiques qui décantent (création d'une couche néphéloïde de 5 à 20 m d'épaisseur, [Lemmin *et al.*, 1988]).

En résumé, les particularités morphologiques de l'unité 5 présentées dans la fig. 75 peuvent s'expliquer 1) par l'évolution annuelle de la stratification des eaux du lac, 2) par l'influence des deux vents dominants sur la génération de courants dans l'hypolimnion, 3) par l'influence de la force de Coriolis et 4) par la bathymétrie du lac.

Les différents cas possibles sont présentés schématiquement dans la figure 76 :

- lorsque le lac est homogène (de l'automne à l'hiver), *la bise* développe des courants de densité du Petit vers le Grand lac, alors que *le vent* développe des courants convectifs du Grand vers le Petit lac ;

- lorsque le lac est stratifié (du printemps à l'été), *la bise* développe des courants convectifs descendants du Petit vers le Grand lac et le retour à l'équilibre inverse les courants, alors que *le vent* développe des courants convectifs ascendants du Grand vers le Petit lac, et le retour à l'équilibre inverse les courants ;

- lorsque *la bise* est dominante sur l'année, les courants se développent principalement du Petit vers le Grand lac en longeant les rives françaises et ne peuvent s'inverser que du printemps à l'été lors du retour à l'équilibre du lac ;

- lorsque *le vent* est dominant sur l'année, les courants se développent principalement du Grand vers le Petit lac en longeant les rives suisses et ne peuvent s'inverser que du printemps à l'été lors du retour à l'équilibre du lac.

Cette alternance complexe de courants au sein du Petit lac permet de mieux comprendre la construction de l'unité 5 aux fronts des deltas de la Promenthouse et de la Versoix (interactions des courants et des apports par interflows ou underflows), et son érosion dans l'axe du bassin au niveau du rétrécissement entre les Hauts-Monts et Versoix, ainsi qu'à la transition Petit lac-Grand lac.

Il est également possible que l'activité du chenal situé au Sud du delta de la Promenthouse, soit étroitement associée aux échanges d'eaux profondes entre Grand et Petit lac. En effet, une structure similaire est ainsi interprétée dans le lac Baïkal, au niveau du haut-fond de la ride Académique séparant deux grands bassins du lac [Kipfer *et al.*, 1998]. Selon les auteurs, l'échange des eaux profondes emprunte une morphologie héritée d'origine tectonique. Dans le Léman, l'échange d'eaux profondes pourrait ainsi, principalement se produire au niveau du chenal de l'unité 4. Dans la fig. 75, on notera que les unités 4 et 3a drappent également le flanc Est des Hauts-Monts, mais de façon plus réduite. Il est donc probable que l'influence de courants existe depuis le stade B du retrait du glacier du Rhône, et qu'elle se soit renforcée durant l'unité 5. Ces courants peuvent résulter : 1) d'une hydrologie importante associée aux déversements brutaux d'eaux de fonte (*glacial surges*) et s'écoulant vers l'éxutoire du lac, 2) de changements hydrologiques associés à une chute du niveau du lac, 3) de la génération de seiches dans un lac dégelé non stratifié, développées par des vents dominants, ou 4) de la génération de courants convectifs associés à des ondes internes dans un lac dégelé et thermiquement stratifié.

050 034545 3

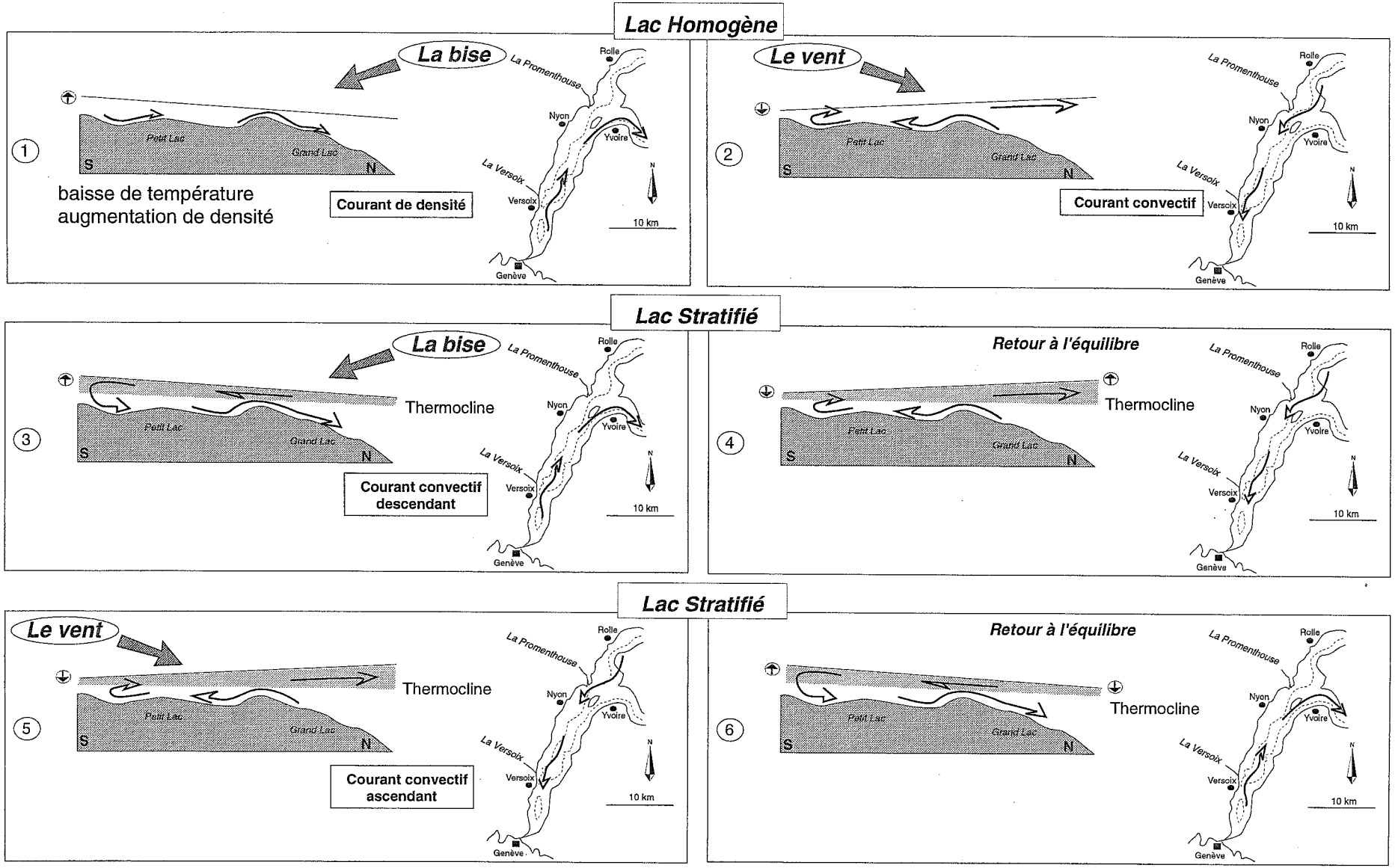


FIG. 76. — Evolution annuelle des courants dans l'hypolimnion du Petit lac selon le vent dominant. Le lac est homogène de l'automne à l'hiver, et stratifié du Printemps à l'été. La bise de secteur N à NNE est froide et sèche. Le vent de secteur W à SW est plus chaud et humide. Reconstitution, à partir des mesures de Lemmin 1987 et 1988.

CHAPITRE III

CHRONOLOGIES DES REMPLISSAGES LACUSTRES ETUDIÉS

1. — Données antérieures

L'établissement de la chronologie des remplissages du lac du Bourget et du Léman n'est pas simple, puisque très peu de sondages recoupent la partie étudiée du Léman, et qu'aucun grand sondage n'a encore été réalisé dans le lac du Bourget. Seul l'âge du comblement des extrémités Nord et Sud du lac du Bourget a pu être précisé à partir de datations à la base des tourbes [Monjuvent & Nicoud, 1987 ; Bravard, 1987].

1.1. Le Léman

Une étude sédimentologique fondée sur l'analyse de plusieurs grands forages géotechniques, a permis une reconstitution paléoclimatique et paléoenvironnementale détaillée dans la rade de Genève [Moscariello, 1996]. En raison de la très faible tranche d'eau dans la rade, les données sparker de 1996 ne peuvent pas être directement corrélées avec ces forages. Mais les données de sismique multitraces acquises la même année par l'Institut F.A. Forel avec une source airgun de plus basse fréquence, ont permis de réaliser un étalonnage sédimentologique des grandes unités sismiques du Petit lac. Nos données sparker ont ainsi pu être indirectement corrélées aux forages de la rade [Moscariello *et al.*, 1998].

D'anciennes études palynologiques réalisées dans plusieurs carottages gravitaires, permettent également un étalonnage relativement précis du remplissage sédimentaire récent dans le Grand lac [Serruya & Sauvage, 1966], ainsi qu'au Nord du Petit lac [Sauvage, 1967 ; Serruya, 1969 et Reynaud, 1982]. Il est donc possible de préciser l'âge des grandes unités sismiques reconnues dans la partie étudiée du Léman, et d'établir l'évolution du détritisme associée au retrait du glacier du Rhône dans le bassin lémanique.

1.2. Le lac d'Annecy

Dans le cadre du programme CLIMASILAC, le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire. Un premier lever sismique très haute résolution (2.5 Khz) a été réalisé en 1990 par le B.R.G.M., et a permis de choisir l'emplacement d'un sondage carotté de 44 m. En 1993, ce sondage a permis d'étalonner les données de sparker acquises par le R.C.M.G. dans l'ensemble du bassin. Deux forages ont par la suite été réalisés dans les extrémités comblées du paléo-lac. A partir des données sparker de 1993, la thèse de Pieter Van Rensbergen [1996], a porté sur l'établissement de la stratigraphie sismique des remplissages sédimentaires des lacs d'Annecy et du Bourget. Ce travail a permis la reconnaissance des modes de dépôts associés à la déglaciation et aux remplissages post-glaciaires de ces deux lacs. La thèse de Frédéric Manalt [1998], est basée sur l'étude pluridisciplinaire du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (les sondages carottés et les données sismiques) et aboutit à une reconstitution paléoenvironnementale détaillée de la dernière déglaciation du bassin annecien. Il est donc possible d'établir un parallèle entre le remplissage du lac du Bourget et celui du lac d'Annecy, dans lequel la chronologie du remplissage post-glaciaire a été établie.

1.3. L'évolution du détritisme post-würm

Afin d'établir la chronologie du remplissage post-würm du lac du Bourget, il est également nécessaire de connaître l'évolution du détritisme de la vallée du Rhône. Cette évolution est complexe, car elle est associée à la dernière déglaciation, et résulte de l'évolution climatique globale du NW des Alpes, mais également de la réponse locale du bassin lémanique, du bassin versant de l'Arve, du Fier, et dans une moindre mesure des apports des Usses et de la Valserine (fig. 77).

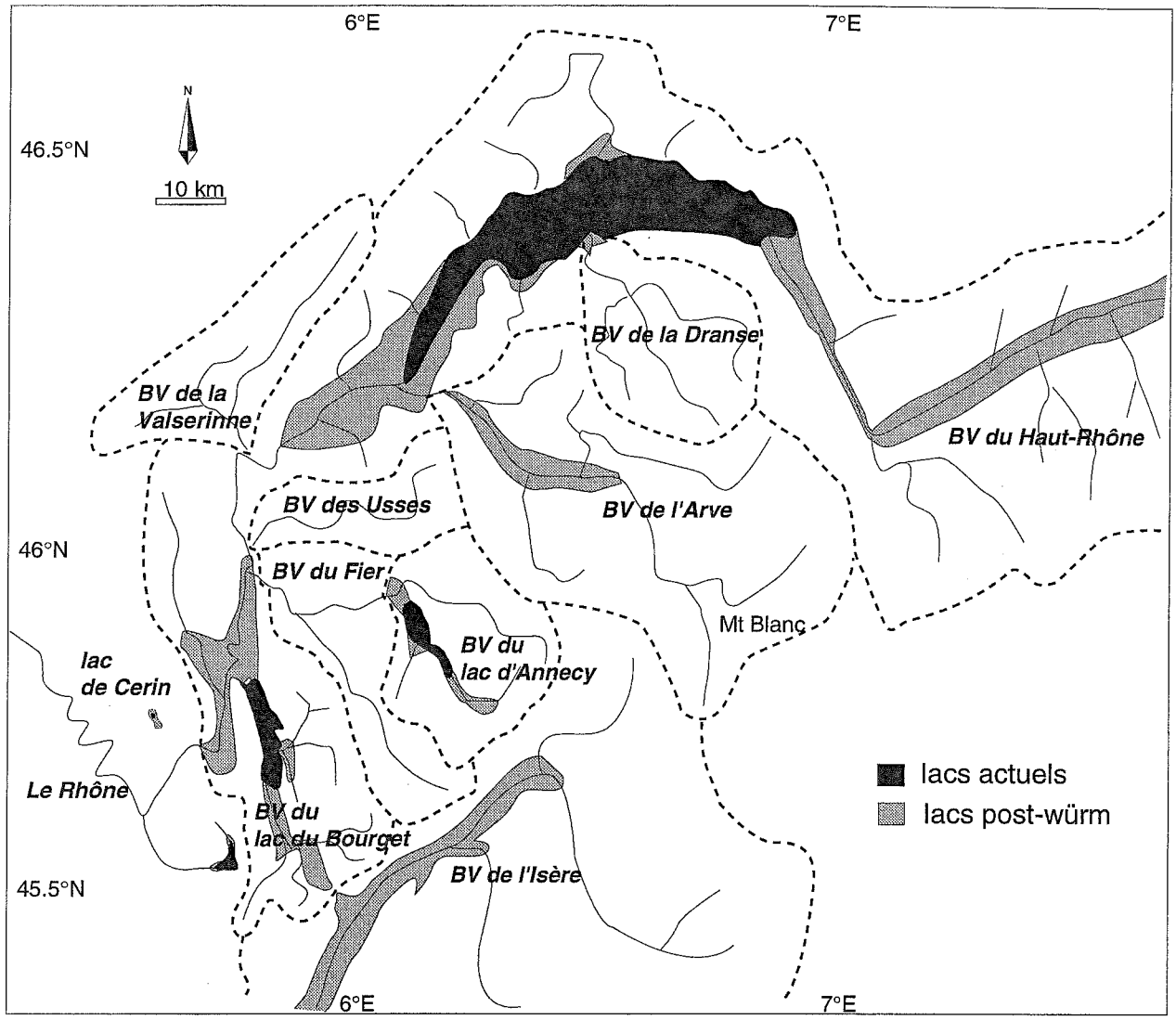


FIG. 77. — Extension des bassins versants des lacs post-würm du Bourget et du Léman.

L'évolution climatique régionale peut être reconstruite à partir des travaux réalisés dans la rade de Genève et dans le bassin du lac d'Annecy, mais également à partir de l'étude du comblement post-glaciaire du lac de Cerin (fig. 77), à l'extrémité Sud du Jura [Bossuet *et al.*, 1996].

Les principales évolutions post-würm de la vallée de l'Arve ont été décrites par Baconnais *et al.* [1981], Arn [1984], Dorthe-Monachon [1988] et Jaillet [1996]. Peu d'informations existent sur l'évolution post-würm du bassin des Usses, mais il est raisonable de supposer que les principales évolutions de cette zone ont été contrôlées par le retrait des glaciers du Rhône et de l'Arve. L'évolution post-würm de la vallée de la Valserine a également été très peu étudiée, mais il est probable qu'elle ait été similaire à celles établies dans de nombreuses vallées jurassiennes [Campy & Richard, 1988].

Les datations les plus précises remontant jusqu'au Tardiglaciaire (14500 ans BP environ), il me semble préférable d'établir dans un premier temps, le cadre chronologique des remplissages depuis l'Actuel jusqu'au Tardiglaciaire. Au-delà, il sera possible de proposer des stades d'évolution des remplissages, en relation avec les évolutions de la glaciation/déglaciation du Würm. Cette reconstitution regroupera les informations des différents lacs étudiés.

2. — CHRONOLOGIE TARDIGLACIAIRE-HOLOCÈNE

2.1. Chronologie du remplissage du Léman

2.1.1. Sédiments superficiels

Le Léman correspond toujours à un lac périglaciaire, mais seuls 10 % de la superficie de son bassin versant est englacée. Les apports du haut-Rhône sont principalement piégés au niveau du fan delta et de la plaine lacustre du Léman [Loizeau, 1991]. La sédimentation actuelle du

Léman (unité 5) résulte de la décantation des apports autochtones dans l'ensemble du lac et des apports deltaïques plus ou moins locaux. Mais comme nous l'avons montré précédemment, la répartition des sédiments est également fortement contrôlée par les courants profonds, à la transition Petit lac-Grand lac et dans le Petit lac et dans une moindre mesure dans le Grand lac. Certaines parties du lac se caractérisent ainsi par des zones de non-dépôts, ou des surfaces d'érosion.

L'influence de ces courants est à l'origine de la grande variabilité spatiale de l'âge des sédiments superficiels (fig. 78). Dans la rade de Genève, plusieurs sondages gravitaires réalisés près des forages, ont révélé que les sédiments superficiels pouvaient correspondre aux chronozones du Subatlantique, du Boréal ou du Dryas ancien [Moscariello, 1996]. Dans le bassin Nord du Petit lac, les sédiments superficiels datent du Dryas moyen, du Subboréal ou du Subatlantique [Serruya, 1969 ; Reynaud, 1981]. Dans la partie SW du Grand lac, les sédiments superficiels datent du Boréal près du rivage, du Subboréal au-delà de 50 m d'eau, et du Subatlantique vers le centre du bassin au-delà de 150 m d'eau [Serruya & Sauvage, 1966]. Dans la partie Est du Grand lac, les sédiments de surface sont Subatlantiques [Loizeau, 1991].

Bien que les sites de carottages ne soient pas très précis, l'emplacement des carottages M [Reynaud, 1981], L74 et L76 [Serruya, 1969] permettent d'estimer les âges des unités 4 et 5 reconnues au Nord du Petit lac, durant la campagne sparker de 1996 (annexes 15 et 17). Le sondage 43 de Serruya & Sauvage [1966] permet de proposer un âge pour les unités 5 et 3d dans le Grand lac (annexe 8). Les carottages de la rade de Genève [Moscariello, 1996], sont situés près du profil LDG96-01 (annexe 4) et permettent de définir un âge pour les unités 4 et 5.

En résumé, on peut proposer :

- un âge holocène pour l'unité 5 pouvant regrouper les chronozones allant du Préboréal au Subatlantique (soit depuis 10 000 ans BP) dans le Petit lac et la rade de Genève, et les chronozones de l'Atlantique au Subatlantique à l'Ouest du Grand lac (soit depuis 2 700 ans BP),

- un âge tardiglaciaire supérieur pour l'unité 4 comprenant les chronozones allant du Dryas ancien au Dryas récent dans le Petit lac et la rade de Genève (soit d'environ 13 000 à 10 000 ans BP),

- un âge tardiglaciaire inférieur pour la sous-unité 3d pouvant correspondre à une partie du Dryas ancien (soit d'environ 14 000 à 12 700 ans BP).

Cela signifie que depuis 10 000 ans BP, le réchauffement des eaux du lac permet un large développement des apports authigènes, et que la stratification thermique du lac favorise des courants, alternativement entre le Petit et le Grand lac selon les vents dominants. Le développement de la végétation Holocène a limité l'érosion du bassin versant et l'influence des deltas reliés aux pieds de la haute chaîne du Jura. Les apports du Rhône et de la Dranse sont toujours très importants et alimentent la plaine lacustre.

Selon Moscariello [1996], dans la rade de Genève, la sédimentation autochtone s'établit définitivement au passage Préboréal-Boréal (9000 ans BP), et atteint son maximum durant l'optimum climatique de l'Atlantique. Les teneurs en matière organique augmentent mais restent limitées, et suggèrent la persistance d'une bonne oxygénation et d'un bon mélange des eaux, à proximité de l'exutoire du lac.

Les premiers effets des activités anthropiques sur l'environnement (déforestation intense et utilisation des sols entourant le lac) se développent progressivement durant le Subboréal et le Subatlantique (soit depuis 4700 ans BP), et coïncident avec une baisse du niveau du lac. Cette période correspond à une forte phase d'érosion des rives induisant une sédimentation plus sableuse au centre de la rade.

Ainsi, durant l'Holocène, les eaux à l'exutoire du lac sont peu chargées avant la confluence de l'Arve.

2.1.2. La sédimentation Tardiglaciaire

La transition Tardiglaciaire-Holocène se caractérise par un renforcement du détritisme associé à la détérioration climatique du Dryas récent (de 11000 à 10000 ans BP). La diminution du couvert végétal favorise l'érosion du bassin versant et s'associe dans le lac au développement d'underflows au front des deltas. Dans le Grand lac, l'unité 4 résulte des apports de la Dranse et construit un fan delta dont les lobes distaux se superposent dans la plaine lacustre par plus de 300 m de fond. Au niveau du Petit lac, les apports du pied de la haute-chaîne du Jura subissent l'influence de forts courants développés principalement du Grand lac vers le Petit lac, le long de la rive suisse. Cela pourrait résulter de l'action de vents dominants de secteur Ouest durant l'automne et l'hiver, et de secteur Nord durant la stratification thermique du lac en été. Dans la rade de Genève, le détritisme est important, et s'associe à une détérioration progressive des conditions limniques (température et turbidité de l'eau), induisant une diminution momentanée de la bio-productivité [Moscariello, 1996]. Cet environnement se maintient également durant l'oscillation du Préboréal.

Ainsi, à la transition Tardiglaciaire-Holocène (soit 11000 à 9000 ans BP environ), les eaux à l'exutoire du lac sont donc probablement chargées avant la confluence de l'Arve.

La période du Tardiglacaire n'a été entièrement étudiée par sondage que dans la rade de Genève [Moscariello, 1996], mais permet un étalonnage direct des faciès sismiques des données airgun de l'institut F.A. Forel (fig. 79), et un étalonnage indirect des faciès sismiques des données sparker [Moscariello *et al.*, 1998]. La plus faible résolution des données airgun ne permet

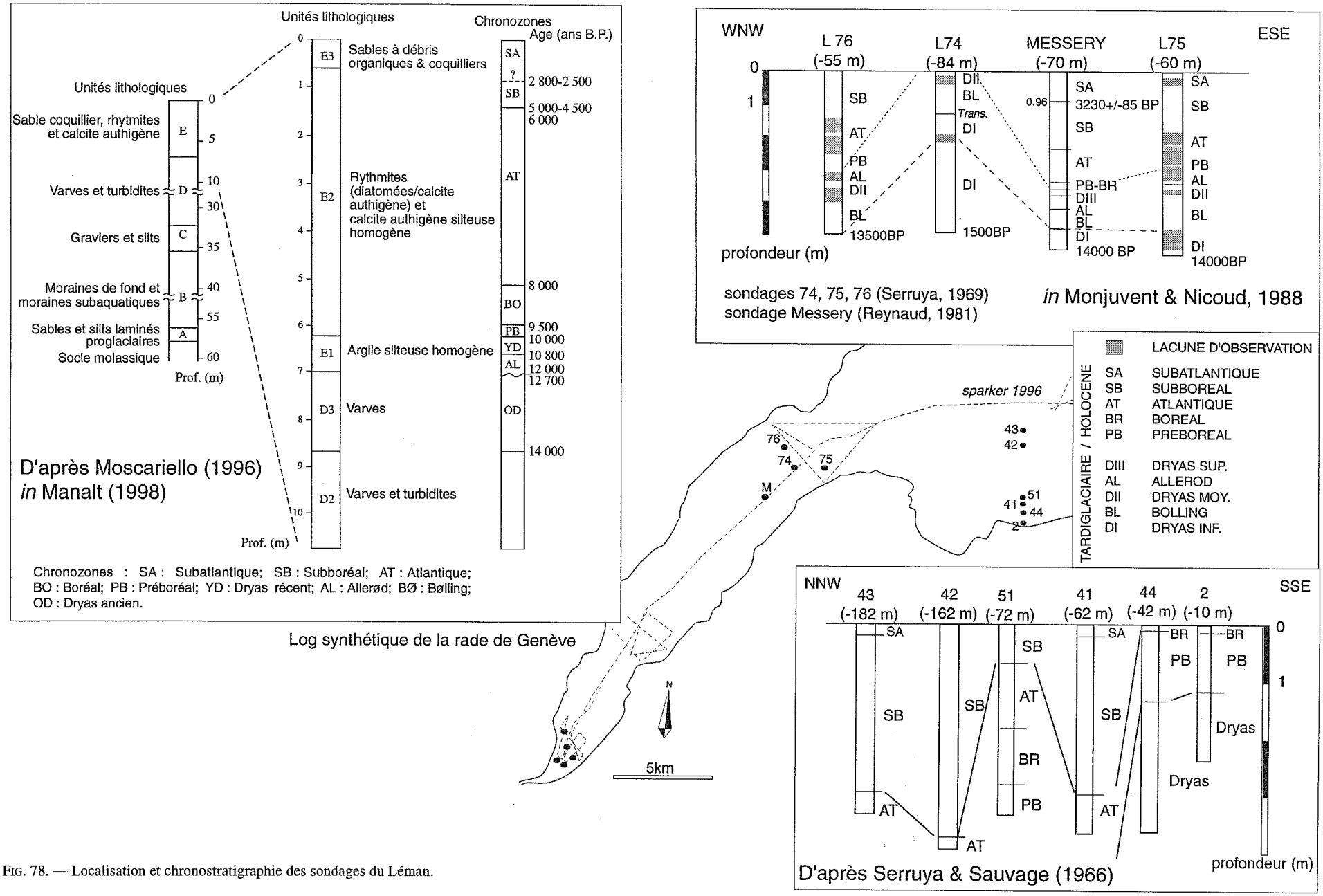


FIG. 78. — Localisation et chronostratigraphie des sondages du Léman.

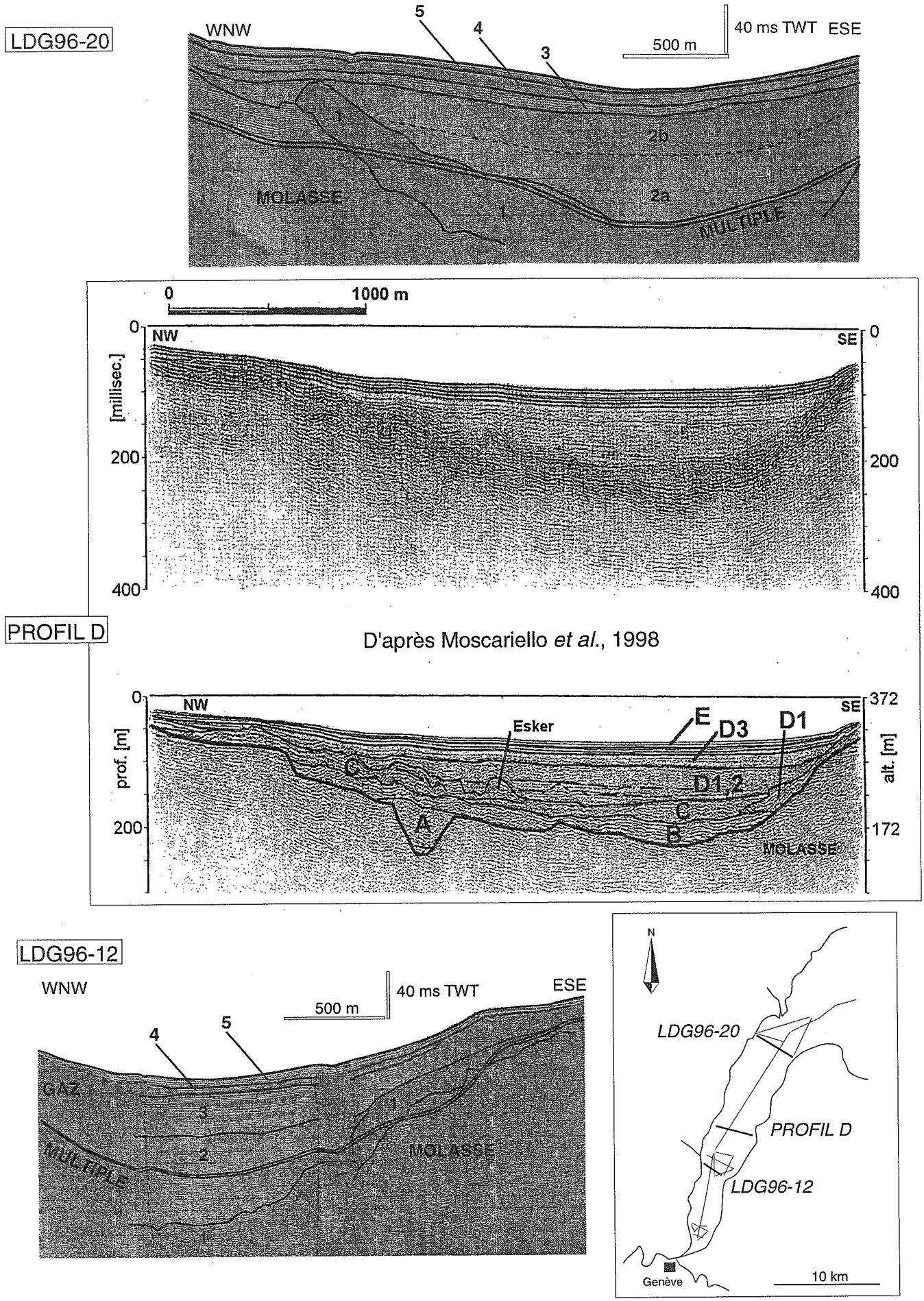


FIG. 79. — Corrélation des données sismiques Airgun et sparker dans le Petit lac.

pas de distinguer les unités 5 et 4. Ces dernières sont regroupées dans l'unité E qui est corrélée aux sous-unités E1,E2 et E3 du sondage de la rade (fig. 78) dont les âges remontent à l'Allerod (soit depuis 12700 ans BP). Les sous-unités D1, D2 et D3 du sondage sont corrélées aux sismofaciès du Petit lac (fig. 79), et correspondent aux unités 2 et 3 du profil LDG96-12 (fig. 49). Sur le profil LDG96-12, l'écho multiple du fond ne permet pas de distinguer les sous-unités 2a et 2b, mais plus au Nord, le profil LDG96-20 le permet (fig. 79).

Je corrèle donc les unités lithologiques D1, D2 et D3 aux sismofaciès sparker 2a, 2b et 3.

Dans la rade, les unités D1, D2 et D3 correspondent à des dépôts glacio-lacustres [Moscariello *et al.*, 1998].

L'unité D1 est massive, parfois vaguement laminée et affectée par des remaniements gravitaires. Ces sédiments résutent de courants de turbidité et de processus gravitaires depuis les icebergs et le fond du glacier.

L'unité D2 est laminée, localement érosive ou remaniée et contient des *dropstones*. Les sédiments correspondent à des varves glaciaires, où s'intercalent des turbidites distales. Ils témoignent probablement de la stabilisation du fond du lac due à la disparition définitive du glacier de la cuvette de la rade.

L'unité D3 est finement laminée, parfois slumpée et présente des dépôts éoliens à la base de certains cycles. Son association pollinique indique un âge comprenant le Dryas ancien.

Dans le Petit lac, l'unité D1 (ou sous-unité 2a) correspond à une diamicte à matrice silto-sableuse contenant des blocs glaciaires exotiques. La transition des unités D1 (ou 2a) et D2 (ou 2b) présente de nombreuses diffractions correspondant probablement à des niveaux plus grossiers. L'unité D3 (ou 3) correspond à des dépots laminés qui s'imbriquent vers le Nord avec l'unité D2 (ou 2b).

L'association des sous-unités 2a, 3a, 2b et 3b reflète les fluctuations du glacier générant des diamictes par mélange de sédiments glacio-lacustres et de sédiments résiduels de fonte. Leur faible compaction traduit probablement un glacier dans un état proche du décollement dans le Petit lac durant le Dryas ancien.

La plus faible résolution de données airgun ne permet pas de distinguer les sous-unités 3a et 3b, et il est difficile de cartographier précisément ces deux sous-unités à partir des données sparker disponibles.

Cependant, l'association des sous-unités 3a, 2b et 3b développe une géométrie de *till tongue*, correspondant au stade B de fluctuation du glacier du Rhône dans le Petit lac durant le Dryas ancien (15000-12700 ans BP). Durant cette période froide, le Sud du Petit lac est proglaciaire et n'est très probablement pas stratifié. L'influence de courants de fond développés contre les Hauts-Monts et dirigés vers le Sud durant le dépôt de la sous-unité 3b, traduit très probablement des vidanges violentes d'eau de fonte glaciaire au printemps (*glacial surges*), ainsi que des vents dominants de secteurs Ouest lorsque la surface du lac proglaciaire est dégelée. Ces vents « estivaux »de secteurs Ouest développent de fins dépôts éoliens reconnus à la base de certaines varves dans la rade de Genève par Moscariello [1996].

Des dépôts très similaires ont été décris par Niessen *et al.* [1992] dans le lac de Constance à la base des varves proglaciaires jusqu'à 14000 ans BP et sont reliés à de très forts vents d'Ouest durant le printemps. Selon les auteurs, l'arrêt de ces dépôts traduit un certain changement des régimes de vents, associé à une augmentation progressive de l'humidité et/ou des variations du couvert végétal, aboutissant aux améliorations climatiques des chronozones du Bolling et de l'Allerod.

Les stades de retrait glaciaire A et B dans le Léman se sont donc très probablement produits au début du Dryas ancien entre 15000 et 14000 ans BP environ.

Je propose donc que les stades de retrait glaciaire C et D dans le Grand lac, se soient produits durant la fin du Dryas ancien. Cette hypothèse est en accord avec les données chronologiques de la carotte L74 [Serruya, 1969] située juste en aval du stade C à la transition Petit lac-Grand lac (fig. 78).

Par ailleurs, le stade C se caractérise par une fluctuation principalement latérale, alors que les fluctuations B dans le Petit lac et D dans le Grand lac sont principalement longitudinales. Cette particularité pourrait être associée à un événement climatique particulier, ou plus probablement à un changement important dans l'extension du glacier du Rhône. En effet, suite au stade C, la sous-unité 3c est principalement déposée dans le Grand lac (fig. 72) et traduit une extension du lac proglaciaire le long du flanc Nord du Grand lac. La langue du glacier du Rhône ayant auparavant occupé vers le Nord la région du lac de Neuchâtel (fig. 52), elle s'est donc très probablement retirée durant la fin du Dryas ancien. Cette hypothèse est en accord avec les résultats de l'étude du remplissage du lac de Neuchâtel [Schwalb, 1992] et correspond à l'évolution graduelle de varves proglaciaires du Dryas ancien, vers des lamines silto-argileuses mixtes (détritique/authigène) du Bolling.

Les sous-unités 2c, 3c, 2d et 3d associées au retrait du glacier du Rhône dans le Grand lac ont donc un âge correspondant à la fin du Dryas ancien (soit environ 14000-12700 ans BP). Les apports détritiques de la Dranse développent des terrasses du kames contre le glacier du Rhône jusqu'à la fin du stade D (fig. 72), et construisent ensuite le fan delta de l'unité 4.

Cette hypothèse est confortée par les datations de terrasses de kames de Thonon situées à 540 m d'altitude où deux ossements de mammouth présentent un âge ^{14}C concordant d'environ 14 000 ans BP [Dray, 1993] ; mais également par la datation de la terrasse lémanique des 30 m au SW de Lausanne, qui a révélé un âge Dryas ancien de 13 210 +/- 180 ans ^{14}C BP [Gabus *et al.*, 1987]. Bien que de nombreux travaux en cours soulignent la

complexité de la signification des différentes terrasses lémaniques (S. Girardclos, com. pers.), il est possible que la terrasse des 30 m soit associée à l'extension du lac proglaciaire dans le Grand lac.

En résumé, durant la fin du Dryas ancien, et à partir du stade C, le retrait du glacier du Rhône se poursuit dans le Grand lac, où est piégée la majorité des apports détritiques associés au retrait glaciaire. Dans un premier temps, l'association des sous-unités 2c, 3c, 2d et 3d reflète les fluctuations du glacier générant des diamictes par mélange de sédiments glacio-lacustres et de sédiments résiduels de fonte le long du flanc Sud du Grand lac. Cet environnement proglaciaire se caractérise par d'importants remaniements gravitaires le long du flanc Nord, et par plusieurs niveaux de compactions glaciaires formant le réflecteur G dans différentes parties du bassin. Puis, suite au retrait du glacier, les apports de la Dranse édifient un important fan delta en direction de la plaine lacustre.

Ainsi, en réponse aux stades de retrait glaciaire A et B, les eaux de l'exutoire du lac proglaciaire sont très probablement fortement chargées durant le début du Dryas ancien (soit environ de 15000 à 14000 ans BP). Puis, durant la fin du Dryas ancien et à partir du stade C (soit environ de 14500 à 12700 ans BP), la majorité du détritisme est piégée dans le Grand lac.

2.2. Chronologie du remplissage des bassins versants de l'Arve, de la Valserine et des Usses

2.2.1. La vallée de l'Arve

Au sein de la vallée de l'Arve, trois segments peuvent être distingués: 1) la haute vallée de l'Arve, alimentée par les glaciers des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, 2) la basse vallée de l'Arve, où se développe une large plaine alluviale, et 3) la confluence de l'Arve avec le Rhône à l'extrémité Sud du Léman.

Une dizaine de stades de retrait du glacier de l'Arve a été reconnue le long de la vallée de l'Arve [Arn, 1984]. Dans la haute vallée de l'Arve, les trois derniers stades seraient corrélés au Dryas récent selon Dorthe-Monachon [1988], et le plus récent a pu être daté par ^{14}C à la transition Préboréal-Boréal [Jaillet, 1996].

Dans le bassin lémanique, plusieurs paléolacs ont été reconnus, dont certains étaient associés au lac proglaciaire développé durant le retrait des glaciers du Rhône et de l'Arve [Moscariello *et al.*, 1998]. Ces bassins glaciolacustres puis lacustres se trouvent à des altitudes allant de 420 à 430 m, et sont dominés par une sédimentation autochtone à partir de la transition Bolling/Allerod il y a environ 12000 ans BP [Reynaud, 1981 ; Signer, 1996 ; Moscariello *et al.*, 1998]. Certains bassins ont persisté au cours de l'Holocène en tant que lacs ou étangs, alors que d'autres ont été comblés et ont évolué en marais ou en plaines alluviales.

Par ailleurs, Baconnais *et al.* [1981] présentent une importante synthèse des forages réalisés tout au long de la vallée. Ce travail souligne l'importance des dépôts lacustres en aval de la vallée entre les massifs du Chablais et des Bornes (le paleolac de Bonneville), alors qu'en amont le comblement résulterait essentiellement des apports fluvio-glaciaires provenant des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Au NE du Mont Salève, les argiles du paléolac de Bonneville dépassent 50 m de puissance, et ne sont recouvertes que par 3 m de dépôts fluviatiles dans l'axe de la vallée. Mais latéralement, ces dépôts lacustres s'imbriquent dans de larges cônes de déjections constitués de matériel plus grossier [Baconnais *et al.*, 1981].

Plus récemment, des niveaux de tourbe prélevés dans deux bras morts situés à 18 m et 4 m au-dessus de l'Arve actuelle et juste en aval du paléolac de Bonneville (soit environ 430 m d'altitude), ont respectivement livré les dates ^{14}C de 9300 et 6200 ans BP [Peiry, 1990]. Ces datations fournissent les premiers éléments de la chronologie de l'incision de la Basse-Arve au cours de l'Holocène.

Il semble donc qu'au cours du Tardiglaciaire les apports torrentiels de l'Arve ont, dans un premier temps, contribué au comblement des bassins glaciolacustres du bassin lémanique, et ont ensuite été piégés par le paléolac de Bonneville durant le retrait du glacier dans la basse vallée de l'Arve. Mais dès la fin du Tardiglaciaire, et durant l'Holocène, les glaciers n'ont plus oscillé que dans la haute vallée de l'Arve. Les apports torrentiels de la rivière, associés aux eaux de fonte glaciaire, ainsi qu'à de nombreuses destabilisations des versants, ont donc très probablement rapidement comblé le paléolac de Bonneville, et redonné au Rhône son caractère de fleuve alpin depuis la fin du Tardiglaciaire. Durant l'Holocène, le cours d'eau s'est ensuite fortement incisé dans son lit.

2.2.2. La vallée de la Valserine

Aucune donnée chronologique n'a été publiée, sur le remplissage de la vallée de la Valserine. Cette vallée draine l'extrémité SE de la haute chaîne du Jura, et rejoint le Rhône au niveau de Bellegarde, au Sud du bassin lémanique (fig. 77). Cependant, l'évolution Tardiglaciaire des versants N et NW du Jura a été largement étudiée par Campy & Richard [1988], Lamy-Au-Rousseau [1991], Buoncristiani [1997] et Bichet [1997]. Si l'on suppose une évolution Tardiglaciaire similaire pour le SE du Jura, cela signifie :

1) que la fonte des glaciers locaux au début du Dryas ancien serait à l'origine de vidanges progressives de lacs proglaciaires ;

2) que de petits lacs peuvent se développer en amont des moraines frontales contemporaines du retrait glaciaire durant le Dryas ancien ;

3) que le détritisme s'intensifie durant la fin du Tardiglaciaire (chronozones de l'Allerod, du Dyas récent et du Préboréal) ;

4) que le détritisme décroît durant l'Holocène, et qu'il fluctue selon l'évolution de la végétation, mais aussi selon l'intensité du défrichement et de la déforestation dûs à l'Homme.

Cette évolution du détritisme est, par ailleurs, confortée plus au Nord (au pied de la haute-chaîne du Jura) par l'enregistrement sédimentaire Tardiglaciaire-Holocène du Petit lac léman.

2.2.3. La vallée des Usses

Aucune donnée chronologique n'éxiste non plus dans la littérature sur le remplissage de la vallée des Usses. Cette vallée draine le flanc Est du Mont Salève à l'extrémité SE du bassin lémanique, ainsi que l'avant-pays haut-savoyard et rejoint la vallée du Rhône juste au Nord du paléolac du Bourget (fig. 77).

Il est néanmois raisonnable de proposer que la charge de cette rivière devait être importante durant le Dryas ancien, lors du retrait des glaciers du Rhône et de l'Arve, en limite de ce bassin versant.

2.3. Chronologie du remplissage du bassin versant du Fier et du lac d'Annecy

2.3.1. Le Fier

Le bassin versant du Fier draine le Sud du massif des Bornes, le bassin versant du lac d'Annecy et le Nord du massif des Bauges par la confluence du Chéran (fig. 77).

Les seules données chronologiques disponibles proviennent de l'étude pluridisciplinaire du lac d'Annecy. Cependant, le Fier ayant été le principal affluent du lac d'Annecy jusqu'à l'Atlantique récent (soit environ 5000 ans BP), la chronologie du remplissage de la cuvette lacustre illustre bien l'évolution Tardiglaciaire-Holocène du détritisme du bassin versant [Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998].

2.3.2. Le lac d'Annecy

La géométrie du remplissage du bassin n'est connue par sismique réflexion que dans une partie du Grand lac, en raison de l'importante présence de gaz dans le reste du bassin (fig. 80). Cette géométrie est très similaire à celle du remplissage du lac du Bourget [Van Rensbergen, 1996], et se compose de cinq unités. Le sondage profond réalisé le long du flanc Est du lac n'a pas récoupé l'ensemble du remplissage, mais il permet un étalonnage précis des principales unités visibles en sismique (fig. 81). La chronologie du remplissage, est établie 1) à partir de deux datations ^{14}C AMS sur des débris végétaux prélevés dans la partie supérieure du sondage, 2) par la palynologie et 3) par l'analyse détaillée de la lamination (résultats de l'étude pluridisciplinaire menée par le groupe CLIMASILAC, *in* Manalt, [1998]).

L'unité 5 atteint 10 m d'épaisseur en sondage et se développe depuis la transition Bolling-Allerod (soit environ 12000 ans BP). Elle se caractérise par une fine lamination silto-argileuse assez peu contrastée, et une richesse en carbonate et matière organique. En sismique, cette unité forme un drapé lacustre constitué par des réflexions de très faible amplitude bien continue. La configuration des réflecteurs est légèrement divergente vers le NW à la base de l'unité, et devient très légèrement divergente vers le SW, au sommet. Cette morphologie traduit 1) une sédimentation dominée par la décantation de particules bio-induites depuis 12000 ans BP, 2) l'abandon du Fier au Nord du lac il y a environ 5000 ans BP, 3) un apport détritique limité provenant du delta du Laudon.

Cela signifie que dès la fin du Tardiglaciaire, le réchauffement des eaux du lac favorise le développement d'une sédimentation authigène et que le développement de la végétation dans le bassin versant limite les apports détritiques. La péjoration climatique du Dryas récent permet un certain retour du détritisme, mais celui-ci est principalement piégé au niveau du delta du Fier et ne s'enregistre pas dans le forage profond.

L'unité 4 atteint 7 m d'épaisseur en sondage et se développerait entre 12000 et 14000 ans BP environ d'après l'analyse de la lamination calée sur le Lacher See Tephra (niveau de cendre repère en Europe de l'Ouest, daté de 11000 ans BP, [Brauer & Casanova, soumis ; *in* Manalt, 1998]), mais également d'après les données palynologiques [David *et al.*, soumis ; *in* Manalt, 1998]. Cette unité se caractérise par une fine lamination silto-argileuse, de nombreux niveaux silto-sableux peu épais et une transition progressive vers l'unité 5 [Manalt, 1998]. En sismique, cette unité développe un large dépôt-centre au Nord du lac, qui semble se prolonger sous la ville d'Annecy [Van Rensbergen *et al.*, 1998]. La configuration de cette unité résulte de la progradation vers le Sud des bottom-sets du delta du Fier dans un vaste lac périglaciaire [Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998]. La sédimentation deltaïque du Fier est essentiellement issue d'interflows déviés vers le flanc Ouest du lac par la force de Coriolis. Cela traduit 1) le développement de la stratification des eaux du lac, 2) la diminution de la charge de fond des apports du Fier. Cette évolution résulterait de la progradation de la plaine alluviale du Fier à l'extrémité Nord du paléolac d'Annecy, et serait associée au retrait progressif des glaciers en dehors du bassin versant hydrographique du Fier [Van Rensbergen *et al.*, 1998], ou à la fonte du glacier du Fier [Manalt, 1998].

En résumé, de la fin du Dryas ancien au Bolling, le remplissage du lac d'Annecy passe d'un système périglaciaire à un système postglaciaire pouvant être thermiquement stratifié. Le détristisme diminue mais reste important et est probablement largement piégé par la cuvette lacustre. Le développement d'interflows concentre les apports le long du flanc Ouest du lac, et ne sont que faiblement enregistrés dans le forage profond.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOGRAPHIE ALPINE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

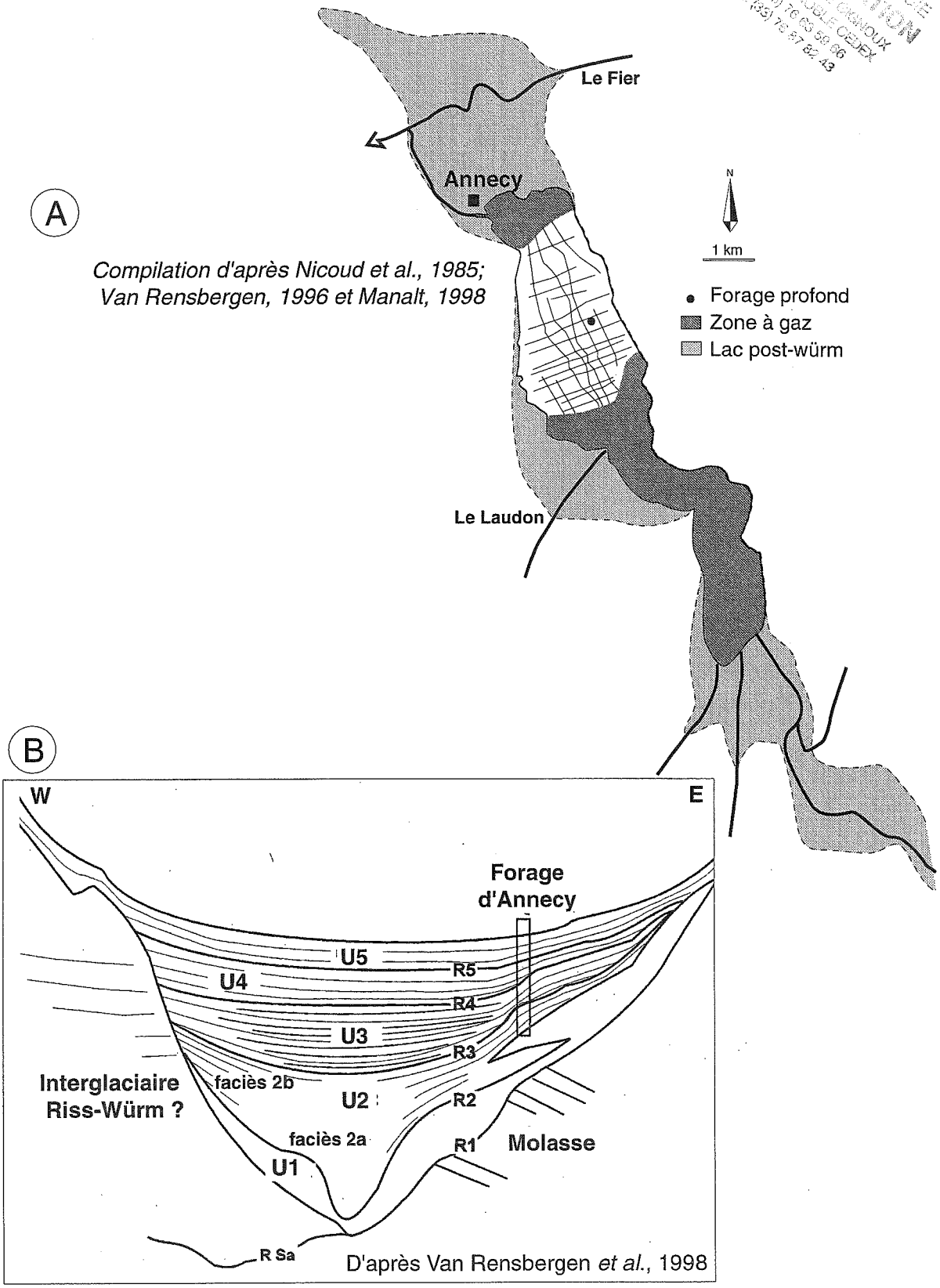
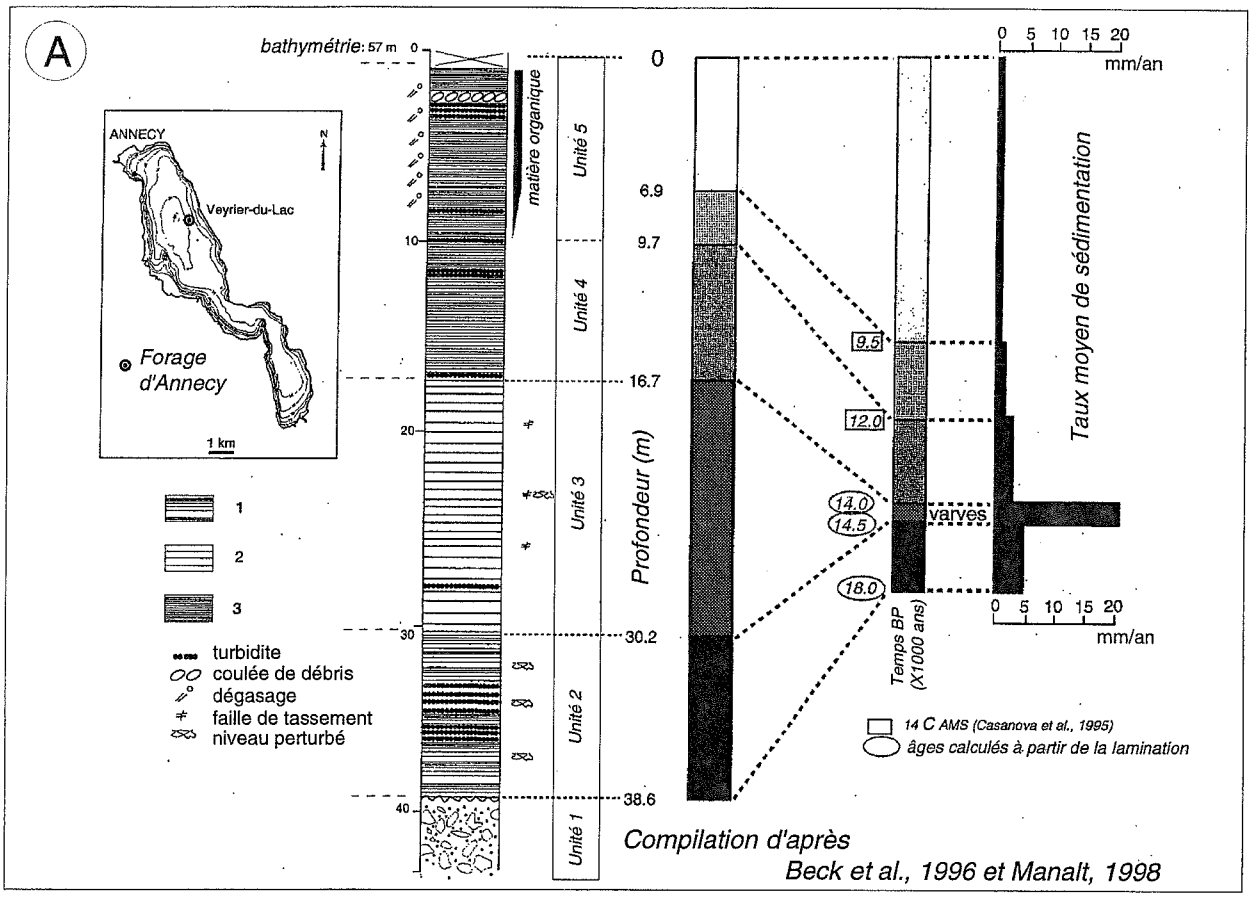


FIG. 80. — Géométrie du remplissage du lac d'Annecy. (A) localisation des données sparker de 1993 et du sondage profond, extension du paléolac d'Annecy et principaux affluents. (B) coupe transversale synthétique de la stratigraphie sismique du remplissage du lac d'Annecy.



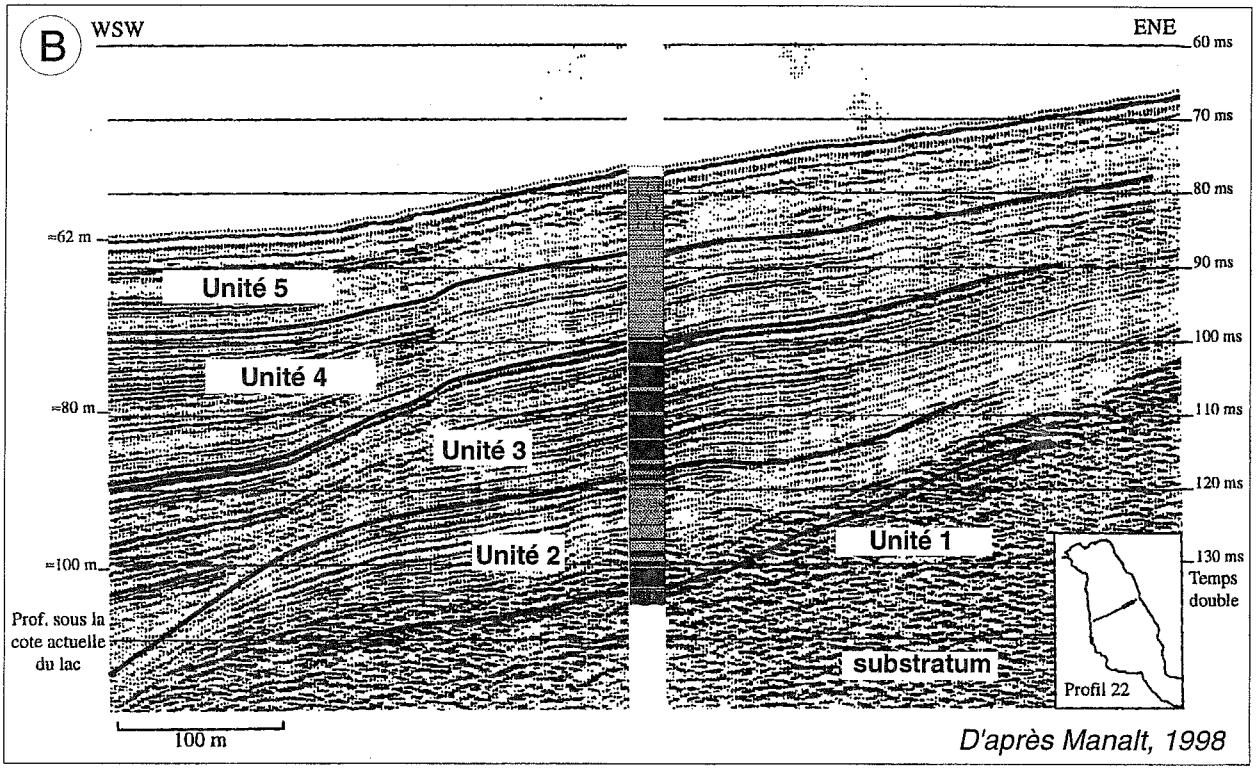


FIG. 81. — Chronologie du remplissage du lac d'Annecy. (A) lithologie synthétique du sondage d'Annecy, données chronologiques et taux moyen de sédimentation. 1 : lamination complexe silto-argileuse carbonatée ; 2 : varves glaciaires silto-argileuses ; 3 : vase calcaires finement laminée. (B) corrélation des données sparker 1993 et du forage profond.

L'unité 3 atteint presque 14 m d'épaisseur en sondage et se développerait entre 14000 et 14450 ans BP, d'après l'analyse de la lamination calée sur le Lacher See Tephra [Brauer & Casanova, soumis ; *in* Manalt, 1998]. Cette unité est caractérisée par une lamination annuelle très homogène, et possède quelques *dropstones* à sa base [Manalt, 1998]. En sismique, l'unité 3 présente un remplissage axial caractéristique d'apports par underflows développés dans un lac pro- puis péri-glaciaire [Van Rensbergen *et al.*, 1998]. La fraction plus sableuse des underflows développe des réflecteurs de plus forte amplitude dans l'axe du bassin, et n'est pas enregistrée dans le sondage. La géométrie de cette unité, mais également la minéralogie des argiles, soulignent deux sources d'apports : un front glaciaire au Nord associé aux glaciers de l'Arve et du Fier, et un front glaciaire au Sud associé aux glaciers locaux, ainsi qu'à une diffluence du glacier plus interne de l'Arly [Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998].

Ainsi, au début du Dryas ancien, le remplissage de la dépression lacustre résulte d'apports par underflows et développe une épaisse séquence varvée en 500 ans environ. Le lac passe d'un système proglaciaire, à un système périglaciaire et piège l'essentiel du détritisme.

2.4. Chronologie du remplissage du lac du Bourget

2.4.1. La fin du comblement du paléolac du Bourget

Le comblement du paléolac du Bourget résulte : 1) du comblement par les alluvions du Rhône au Nord du lac, 2) du comblement par les alluvions de la Leysse au Sud du lac et 3) du comblement par les alluvions du Sierroz et du Tillet à l'Est du lac. Une fois le lac comblé, de larges plaines alluviales et de nombreuses tourbières se sont développées au Nord (marais de Châutagne, marais de Lavours) et au Sud du lac (marais de la Motte Servolex). Trois datations à la base de niveaux de tourbes permettent de préciser l'âge de la fin du comblement du paléolac du Bourget (fig. 82) :

Au Sud du lac, la base des tourbes est datée de 10940 +/- 750 ans BP à Challes-les-Eaux et marque le stade ultime du comblement d'un petit plan d'eau alors isolé du lac par la progradation du delta de la Leysse [Monjuvent & Nicoud, 1987]. Plusieurs niveaux de tourbes ont également été reconnus par sondage, dans le marais de la Motte Servolex depuis la côte 227 m, mais ils n'ont pas été datés.

Au Nord du lac, un sondage a rencontré 7 à 9 m de tourbe à Béon (marais de Lavours). Les analyses polliniques de R. Peterschmitt [1948] ont révélé la présence de pollens de pin et lui ont permis de proposer un âge de 6000 ans BP environ (soit fin de l'Atlantique), mais les études plus récentes réalisées dans les Alpes du Nord placent la disparition du pin devant la chêneraie mixte, lors du Boréal soit 9000 ans BP [Bravard, 1987]. La Tourbière de Chaûtagne a été étudiée par J. Becker [1952] au NE du lac à Chindrieux, et selon Hannss [1984] *in* Bravard [1987], la base de la tourbe qui repose ici sur la craie lacustre, à 227 m d'altitude, serait Préboréale c'est-à-dire entre 10000 et 9000 ans BP.

Ces données chronologiques sont homogènes, et indiquent que le comblement des extrémités Nord et Sud du lac du Bourget s'est produit au début de l'Holocène entre 10000 et 9000 ans BP environ.

Au Nord, ce comblement s'est accompagné du détournement du Rhône [Bravard, 1987], c'est-à-dire du principal affluent associé au développement de l'unité 4 reconnue en sismique. Dans le lac, le détritisme a donc très probablement diminué de façon considérable à partir du début de l'Holocène, alors que la température des eaux du lac augmentait. A partir de cette période, les apports du Rhône ne se sont déversés dans le lac que lors de forts débordements de crues, comme le montrent les données historiques de la région et la répartion granulométrique des alluvions du Rhône [Bravard, 1981 ; Bravard, 1987].

Il est également très probable que le développement de la végétation a réduit le détritisme au Sud et à l'Est du lac. En sismique, la configuration des réflecteurs de l'unité 5 indique un développement dominé par une sédimentation authigène, et dans une moindre mesure, des apports deltaïques.

Je propose donc un âge compris entre 10000 et 9000 ans BP environ pour la base de l'unité 5 du lac du Bourget.

2.4.2. L'évolution du détritisme régional

Deux pics de détritisme ont influencé l'évolution de la sédimentation Tardiglaciaire-Holocène de notre zone d'étude : le début du Dryas ancien et la période allant du Dryas récent au Préboréal. Durant le Dryas ancien, la fonte du glacier du Rhône a favorisé d'importantes vidanges glaciaires au sein du Petit lac, et probablement en aval du bassin lémanique. Bien que le Grand lac ait piégé le détritisme du Dryas récent, celui-ci s'est également répercuté en aval du bassin lémanique sous l'influence des apports fluvio-glaciaires de l'Arve.

Ces deux pics sont généralement bien marqués dans l'ensemble du Jura [Campy & Richard, 1988], et ont probablement également influencé la charge sédimentaire de la Valserine.

Le pic de détritisme du Dryas ancien est particulièrement net dans le remplissage du lac d'Annecy et associé au retrait des glaciers locaux. Par contre, celui du Dryas récent n'est pas clairement enregistré au centre du bassin, mais il a probablement favorisé le comblement de l'extrémité NW du lac et le détournement progressif du Fier.

Le détritisme allant du Dryas récent au Préboréal coïncide avec la fin du comblement des extrémités Nord et Sud du lac du Bourget, et le détournement du Rhône à l'Ouest du lac.

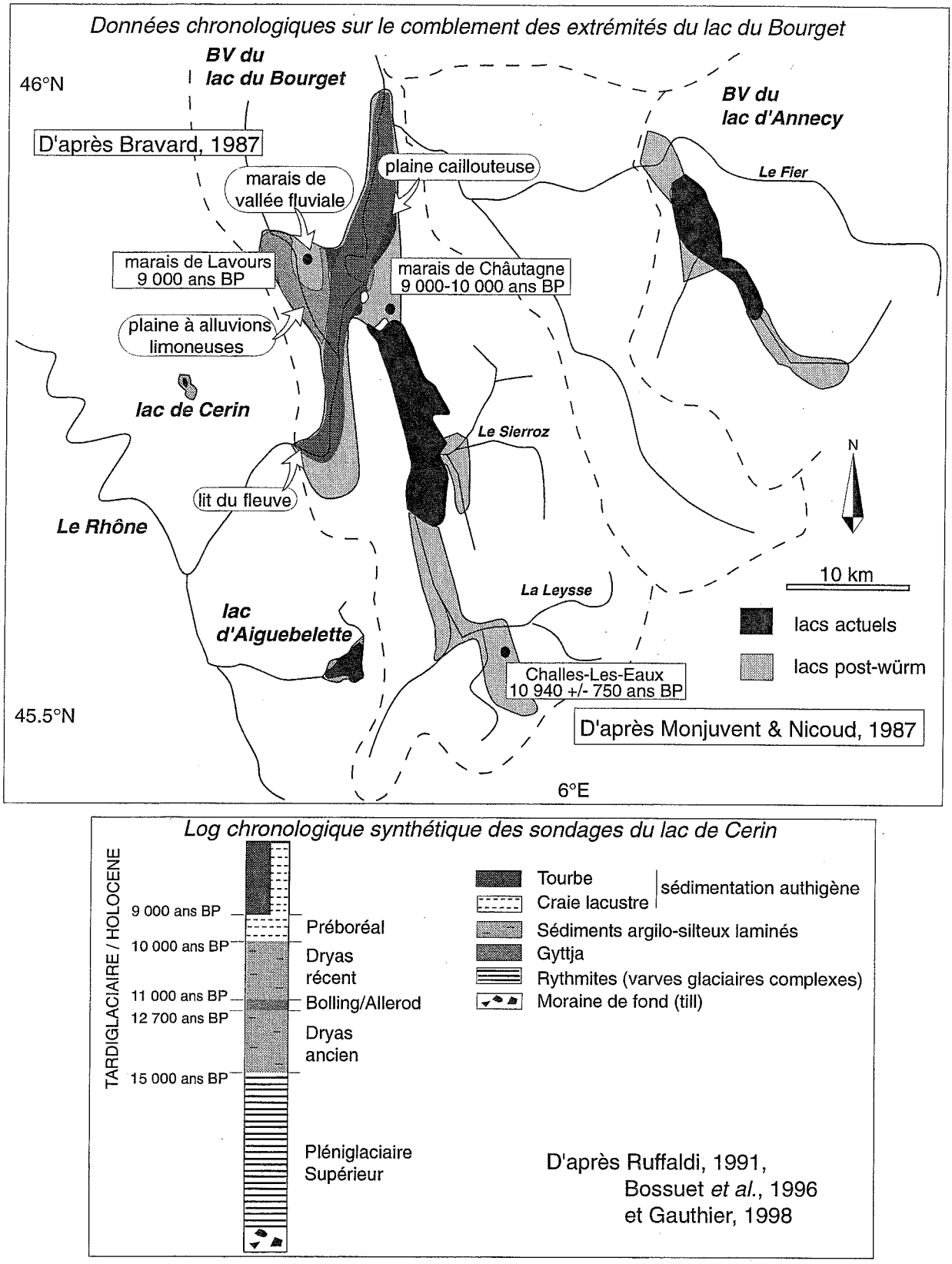


FIG. 82. — Synthèse bibliographique des données chronologiques localisées proches du lac du Bourget. L'âge de la base des tourbes au Nord du lac résulte de la réinterprétation des données palynologiques de Petterscmit [1948] et Becker [1952] par Bravard [1981]. Le log chronologique du remplissage du lac de Cerin provient de la synthèse des travaux réalisés sur le site de Cerin, aujourd'hui toujours en cours d'atterrissement.

Au Sud du Bugey (Ain) et à une vingtaine de kilomètres plus à l'Ouest du lac du Bourget, les données chronologiques du remplissage du lac de Cerin permettent de mieux cerner l'évolution du détritisme de notre zone d'étude depuis le Pléniglaciaire supérieur (fig. 82). La position très méridionale de ce lac par rapport à la chaîne du Jura a retenu l'attention de l'équipe du laboratoire de Chrono-Ecologie de l'Université de Franche-Comté depuis le début des années 90 et son remplissage est aujourd'hui très bien connu [Ruffaldi, 1991 ; Magny, 1995 ; Bossuet *et al.*, 1996]. Ce lac se situe entre la vallée du Rhône et notre zone d'étude à 764 m d'altitude. Il possède un bassin versant d'environ 2 km^2 essentiellement alimenté par les eaux de ruissellement [Bossuet *et al.*, 1996]. Le lac actuel est très limité et représente la partie résiduelle d'un lac de 14 ha qui s'était établi dans une dépression surcreusée par les glaciers würmiens. La morphologie du bassin, la nature et la géométrie des remplissages ont été reconnues grâce à des prospections géophysiques (sondages électriques et profils électromagnétiques), et 52 forages carottés [Bossuet *et al.*, 1996]. Leur chronologie a été fixée à partir des données palynologiques et de 14 datations radiocarbones. Le log synthétique de la chronologie de son remplissage est présenté dans la fig. 82. Comme dans beaucoup de lacs du Jura [Bossuet *et al.*, 1996], le remplissage de Cerin présente, à la base, des formations détritiques plus ou moins grossières (moraine, rythmites silto-argileuses, sédiments argilo-silteux encadrant de la gyttja), en position médiane des dépôts carbonatés d'origine biochimique (craies lacustres laminées de plus en plus organiques) et au sommet des formations à dominante organique (tourbe blonde à sphaignes). On note qu'au début du Tardiglaciaire les rythmites recouvrent l'ensemble du bassin et représentent une part importante du comblement de la cuvette. Puis au cours du Tardiglaciaire, la sédimentation détritique se développe principalement durant la période froide du Dryas ancien, mais également durant le Dryas récent, alors que la formation de gyttja coïncide avec l'interstade Bolling-Allerod. C'est au cours du Préboréal que les formations crayeuses se forment et induisent une accélération du comblement de la cuvette lacustre [Bossuet *et al.*, 1996].

Enfin, le détritisme du Dryas récent est également bien enregistré par les pollens et les rapports isotopiques de l'oxygène dans plusieurs lacs du plateau suisse [Lotter *et al.*, 1992].

Il est donc possible de reconnaître trois principales périodes de détritisme dans l'ensemble de notre zone d'étude : la fin du Pléniglaciaire supérieur, le Dryas ancien (soit environ 15000-12700 ans BP) et la transition allant Dryas récent au Préboréal (soit environ 11000-9000 ans BP).

2.4.3. Corrélation du remplissage du lac du Bourget

Les travaux de Pieter Van Rensbergen [1996] soulignent la similitude des remplissages sédimentaires des lacs d'Annecy et du Bourget. Depuis leur base, les remplissages résultent principalement A) d'apports sous-glaciaires déposés à la base du glacier puis dans un lac sous-glaciaire (unités 1), B) d'apports sous-glaciaires déposés dans un lac pro-glaciaire de plus en plus vaste (unités 2), C) d'apports fluvioglaciaires développant d'importants underflows dans un lac périglaciaire (unités 3), D) d'apports fluviatiles comblant les extrémités des bassins par interflows et underflows dans un lac post-glaciaire thermiquement stratifié (unité 4) et E) d'apports dominés par une sédimentation authigène dans un lac inter-glaciaire (unité 5).

Le travail présenté ici, est tout à fait en accord avec les conclusions de Pieter Van Rensbergen, mais il souligne également l'importance de la position du bassin, vis-à-vis des principaux apports fluvio-glaciaires.

En effet, selon Van Rensbergen [1996], le développement de l'unité 5 serait principalement associé aux changements climatiques de la transition Bolling-Allerod (soit entre 13000 et 12000 ans BP) et permettrait de corréler les différents lacs alpins.

Cependant, l'étude du remplissage du Léman permet de mieux contraindre l'évolution climatique de la région, et de mieux replacer le détritisme provenant du bassin lémanique durant la déglaciation. Cette analyse est en accord avec l'étude de la sédimentation de la rade de Genève [Moscariello *et al.*, 1998], les résultats obtenus dans le lac de Cerin à l'extrémité Sud du Jura [Bossuet *et al.*, 1996], et l'estimation de l'âge de la base des marais de Lavours et de Châutagne [Bravard, 1987].

Il me semble donc que les apports du Rhône ont comblé le Nord du lac du Bourget durant le Dryas ancien, jusqu'au Dryas récent. A la transition Tardiglaciaire-Holocène, ce comblement a atteint le Nord du lac actuel, et l'a isolé du système fluviatile. C'est à cette époque que l'exutoire du lac s'est développé, et que la sédimentation lacustre a été dominée par une production bio-induite dans la tranche d'eau (unité 5).

Par contre, les remplissages Tardiglaciaires des lacs du Bourget et d'Annecy ayant été principalement dictés par les variations climatiques régionales, il me semble possible de les corréler. Ces deux lacs ne sont distants que de 20 km, et durant la dernière déglaciation, ils ont tous deux accumulé les apports fluvioglaciaires de la diffluence du glacier de l'Arve dans l'avant-pays haut-savoyard. Ces apports ont comblé le Nord du lac d'Annecy dans un contexte plus proximal, et le flanc Est du lac du Bourget via le système fluvio-glaciaire du Sierroz [Van Rensebegen, 1996]. Les remplissages post-glaciaires de ces deux lacs ont principalement résulté du retrait de diffluences glaciaires provenant des massifs cristallins externes : le glacier de l'Arly dans le lac d'Annecy [Manalt, 1998], et le glacier de l'Isère dans le lac du Bourget.

Les principales différences de ces deux bassins sont leurs dimensions, leurs positions par rapport au relief alpin, et leurs altitudes. Ainsi, le bassin du lac d'Annecy

est de taille plus réduite, mais il se situe entre deux massifs subalpins (Bauges et Bornes) et se développe à une altitude plus élevée que le bassin du Bourget. Celui-ci présente un bassin plus vaste mais surtout plus profond, et il se situe dans le bassin molassique savoyard, au contact entre les premiers chaînons du Jura au Nord, et au contact du front subalpin vers le Sud et le SE. Ces différents contextes locaux sont probablement à l'origine des légères différences de leur remplissage, mais dans l'ensemble les étapes de la déglaciation würmienne semblent similaires.

Je propose donc :

1) que la base du remplissage du lac du Bourget (unités 1a, 2a, 1b et en partie 2b) corresponde au Pléniglaciaire supérieur (> 15000 ans BP) ;

2) que la majorité du remplissage glacio-lacustre puis lacustre du bassin (fin de l'unité 2b, l'unité 3 et en partie l'unité 4) se soit développée durant le Dryas ancien (entre 15000 et 13000 ans BP) ;

3) que la fin du remplissage lacustre de l'unité 4 se soit développée à la transition Tardiglaciaire-Holocène (entre 10000 et 9000 ans BP) ;

4) que la sédimentation authigène soit dominante depuis le début de l'Holocène.

3. — Evolutions de la glaciation du Würm

3.1. Deux fluctuations glaciaires

A partir des données bibliographiques présentées dans le chapitre 1, des travaux réalisés sur le remplissage du lac d'Annecy et des résultats de l'étude sismostratigraphique des remplissages sédimentaires des lacs du Bourget et du Léman, il est possible de préciser deux fluctuations des glaciers würmiens durant le Pléniglaciaire supérieur et de détailler les stades de la dernière déglaciation. Ces travaux ont été présentés début Octobre 1998 aux membres du « Groupe de travail Quaternaire lémanique » dans le cadre de l'*I.G.C.P. 378 - Circumalpine Quaternary correlations* ; et apparaissent en accord avec les études réalisées dans l'ensemble des Alpes.

Depuis les études de Penk & Brückner [1909], de nombreux travaux ont permis de préciser les chronologies de la glaciation du Würm, mais dans notre zone d'étude peu de datations ^{14}C sont disponibles et elles ne concernent que la période du Würm récent :

- dans la région des moraines internes de Lagnieu (Ain), Mandier [1988] a daté un fragment de bois retrouvé par forage dans le remplissage glacio-lacustre du bassin de Malville (qui est comblé par des dépôts fluvio-glaciaires), et donne un âge de 26 470 +/- 920 ans ^{14}C BP ;

- dans les complexes morainiques d'Evian, Blavoux [1988] suggère une englaciation datée par ^{14}C entre 24900 et 23500 ans BP ;

- dans la rade de Genève, Moscariello [1996] a daté des fragments de bois trouvés au toit de la moraine supérieure du bassin genevois dans un esker, donnant un âge 18940 +/- 210 ans ^{14}C AMS BP ;

- dans les terrasses de kame de Thonon situées à 540 m d'altitude, Dray [1993] rapporte un age d'environ 14000 ans ^{14}C BP à partir de deux ossements de mammouth.

A l'aval du bassin lémanique, une seule moraine würmienne est connue, mais dans le bassin genevois, une moraine inférieure repose sous la moraine supérieure [Moscariello *et al.*, 1998]. La sismostratigraphie du Léman permet de détailler les stades A,B,C et D du retrait du glacier du Rhône jusqu'à la hauteur de Thonon. La corrélation des données sismiques avec le forage de la rade de Genève et les carottages au Nord du Petit lac et le long du flanc Sud du Grand lac permettent de replacer ce retrait du glacier durant le Dryas ancien, et sont en accord avec les datations des terrasses de Thonon.

Les travaux de Monjuvent [1988] puis de Campy *et al.* [1990] détaillent les étapes de la déglaciation du glacier rhôdanien lors de son retrait depuis les moraines internes de Lagnieu.

Entre les moraines internes et le Nord du lac du Bourget, Monjuvent [1988] souligne l'importance du développement de culots de glaces « mortes » associées à des lacs juxtaglaciaires, entre les principaux reliefs de l'avant pays. C'est ainsi qu'est expliqué le remplissage sédimentaire du bassin de Malville.

Campy *et al.* [1990] décrivent un retrait similaire dans l'avant-pays haut-savoyard, au Sud du bassin lémanique (bassins de la Valserine et des Usses).

Dans le bassin du Bourget, deux moraines würmiennes sont clairement cartographiées en sismique. La moraine inférieure (unité 1a) est présente dans l'ensemble du bassin, alors que la moraine supérieure (unité 1b) ne se développe que dans la moitié Sud du bassin.

Dans le Grand lac d'Annecy, une moraine inférieure est également présente dans l'ensemble de la zone étudiée, et des dépôts morainiques supérieurs la recouvrent, le long du flanc Est du bassin (fig. 80). La base du forage profond du lac d'Annecy a recoupé le sommet de ces dépôts morainiques supérieurs et permet de leur attribuer un âge légèrement antérieur au Dryas ancien.

Il semble donc que les remplissages lacustres étudiés confirment une importante fluctuation glaciaire mise en évidence par les rares datations radiocarbones de la fin du Pléniglaciaire supérieur dans la région. La dernière avancée des glaces étant plus limitée que la précédente et suivie de la déglaciation Tardiglaciaire, elle correspond à la dernière glaciation mondiale développée entre 18000 et 20000 ans BP. A l'échelle mondiale, cette période

correspond à un maximum d'extension des glaces polaires (le *Last Glacial Maximum* ou *LGM*), mais dans les Alpes, l'extension des glaciers n'a pas dépassé les zones subalpines :

- le glacier du Rhône a atteint la partie méridionale du bassin lémanique et entame son retrait aux environs de 18000 ans BP ;

- la diffluence du glacier de l'Isère n'a occupé que la moitié Sud du lac du Bourget (stade de Brison St Innocent) et se retire durant la fin du Pléniglaciaire supérieur.

A partir de ce schéma, il est possible de proposer une corrélation des remplissages sédimentaires des lacs du Bourget, d'Annecy et du Léman (fig. 83).

L'étude de la chronologie du remplissage du lac de Cerin apporte également des précisions importantes : l'étude détaillée de la lamination des rythmites de la base du remplissage permet la reconnaissance d'un signal annuel : ces rythmites correspondent à des varves glaciaires complexes [Gauthier, 1998]. Le comptage de ces varves donne une durée minimale de 350 ans. Selon Michel Magny et Hervé Richard (com. pers.) cette séquence varvée se serait déposée entre 15 350 et 15 000 ans BP, sachant que le début du Dryas ancien pourrait se placer entre 15 000 ou 14 500 ans BP. Les sondages de Cerin présentant une sédimentation continue depuis le départ du glacier jusqu'à nos jours, cela signifie qu'un glacier local est resté sur le haut Jura jusqu'à la fin du dernier maximum glaciaire (*LGM*) et qu'il a fondu très rapidement en quelques centaines d'années immédiatement avant le Dryas ancien.

Les moraines de Lagnieu seraient ainsi associées à une glaciation würmienne plus ancienne, probablement vers 30000 ans BP durant la phase la plus froide du

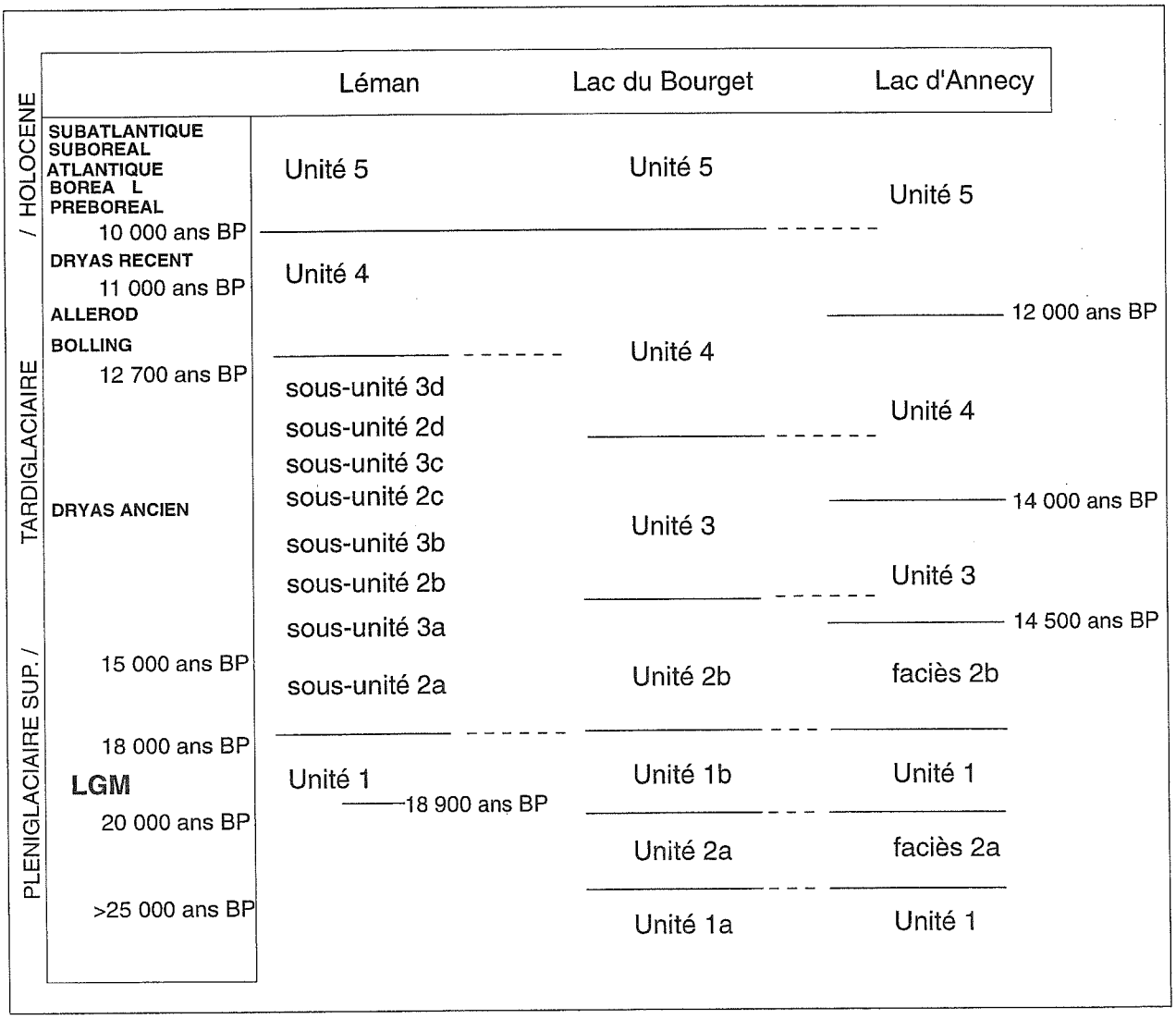


FIG. 83. — Corrélation des remplissages sédimentaires des lacs étudiés. Cette corrélation est basée sur 1) la sismostratigraphie des remplissages du Léman et du lac du Bourget (ce travail) ; 2) celui du lac d'Annecy [Van Rensbergen, 1996] ; 3) sur l'étude chronologique des remplissages sédimentaires de la rade de Genève [Moscariello, 1996] et du forage profond du lac d'Annecy [Manalt, 1998] et 4) les résultats de l'étude sédimentologique du remplissage du paléolac de Malville dans l'Ain [Monjuvent, 1988 ; Mandier, 1988].

Pléniglaciaire, comme l'ont proposé Monjuvent & Nicoud [1988]. Dans les Vosges, près de la Grande Pile, Seret *et al.* [1990] soulignent également une extension maximale des glaciers würmiens entre 50000 et 30000 ans BP (stade isotopique 3). Le travail présenté ici, confirmerait également que le maximum glaciaire würmien ne se serait pas développé de façon synchrone sur l'ensemble du globe.

3.2. L'arrivée des glaciers würmiens

La découverte d'un affleurement proche du lac du Bourget permet de préciser la position de l'ancien lac interglaciaire (le lac de Châutagne), lors de l'arrivée des glaciers würmiens (fig. 84).

En effet, sur l'affleurement de l'ancienne carrière de Brison St Innocent, une moraine est plaquée contre le substratum urgonien, et évolue latéralement en un *lodgment till*. Ces dépôts glaciaires sont recouverts de dépôts lacustres silto-sableux à la base, qui deviennent argileux au sommet. Ces fins dépôts lacustres de couleur gris-bleu sont recouverts d'un épais remplissage fluvio-glaciaire fortement chenalisé, et sont associés à des dépôts de colluvions remobilisant de larges blocs de calcaires urgoniens. Ces dépôts de haute énergie sont probablement à l'origine du développement d'une faille de tassement affectant l'ensemble de la séquence lacustre. La séquence argileuse se caractérise par de nombreux débris végétaux (lignites, charbons de bois) et présente de nombreux cristaux de gypse. La datation radiocarbone d'un bois fossile de 200 g découvert au sein de ces argiles a donné un âge $^{14}C > 35000$ ans BP (ARC 1794). La déformation liée à la compression de ce bois humide n'a pas permis de déterminer son essence, mais il s'agit probablement d'un conifère.

Cependant, plusieurs informations permettent de proposer un âge interglaciaire Riss-Würm à ces argiles :

1) leur faciès est caractéristique des argiles à lignites interglaciaires reconnues localement par Nicoud *et al.* [1985] dans le bassin chambérien à la même cote (270 m d'altitude) ;

2) l'analyse de la minéralogie des argiles a révélé la présence de kaolinite, qui caratérise le sommet des argiles d'Eybens [Aprahamian *et al.*, 1970]. Ce minéral est également présent dans les sédiments actuels du lac Bourget (voir chapitre 3) et du lac d'Annecy [Manalt, 1998] ;

3) les petit cristaux de gypse traduisent une altération prolongée de la matière organique, comme cela a été bien décrit dans les argiles du Trièves [Lignier, 1996].

Il est donc très probable que les dépôts glaciaires plaqués contre le substratum calcaire correspondent à la glaciation du Riss, comme cela est visible en sismique dans la baie de Grésine sous le faciès stratifié post-Riss du flanc NE du lac du Bourget (annexe 2).

Les dépôts fluvioglaciaires au sommet de l'affleurement correspondent ainsi probablement à la progression vers le Nord du sandur développé par l'arrivée du glacier würmien dans le lac de Châutagne d'âge interglaciaire Riss-Würm.

A partir de tous ces éléments, il est possible de schématiser les grands stades de l'évolution de la glaciation du Würm dans la région étudiée (fig. 85, 86, 87, 88 et 89). Ces cartes sont schématiques et ont pour but de replacer les environnements de dépôts associés aux différentes unités des remplissages des lacs du Bourget, d'Annecy, de Cerin et du Léman.

4. — Approche quantitative des remplissages

4.1. Le remplissage du lac du Bourget

A partir de la chronologie et de la géométrie du remplissage du lac du Bourget, il est également possible de proposer une quantification approximative des flux sédimentaires associés à la fin du Pléniglaciaire supérieur (unités 1a, 2a, 1b et 2b), au Tardiglaciaire (unités 3 et 4) et à l'Holocène (unité 5).

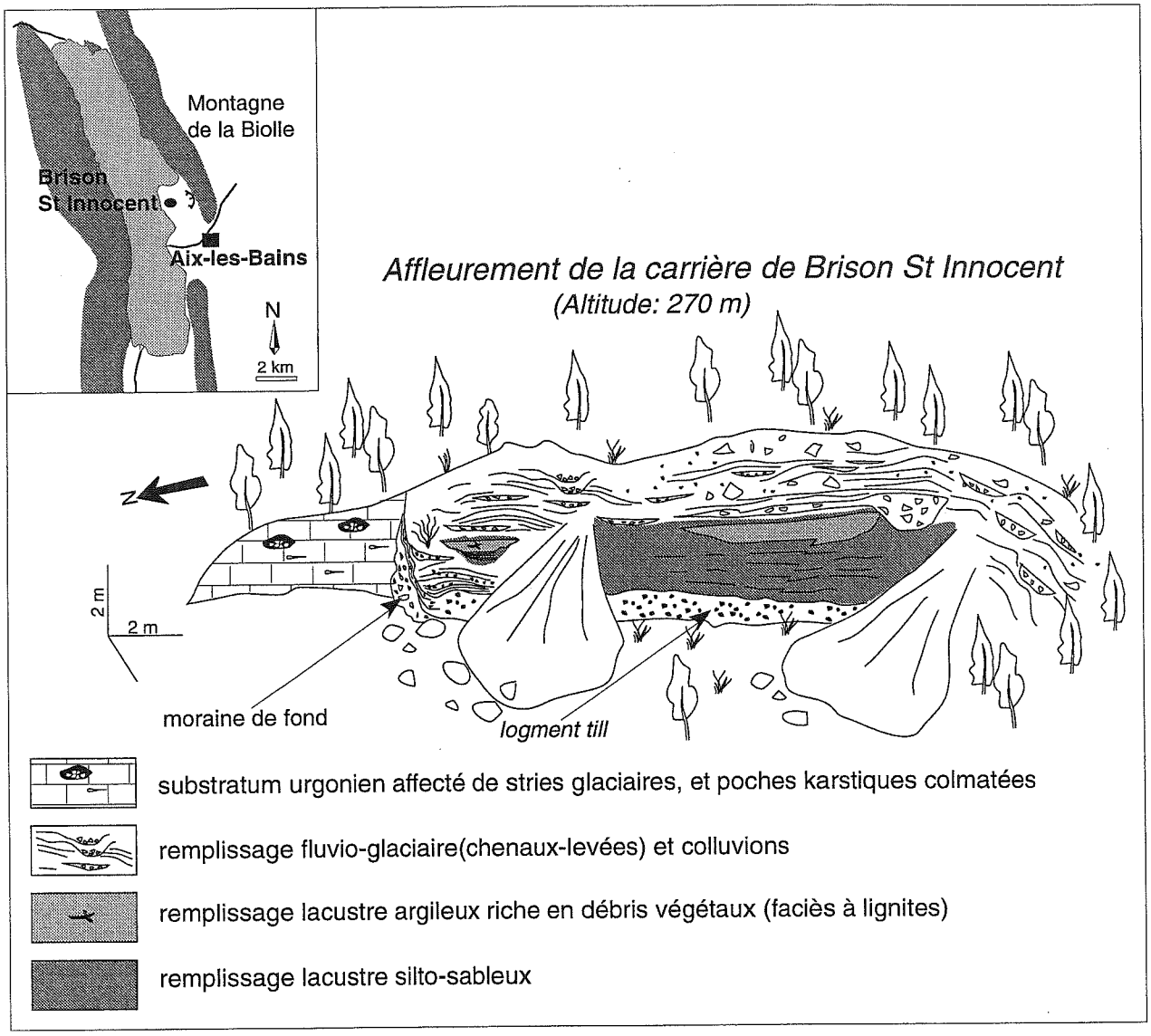
Les valeurs de la densité sèche moyenne des sédiments glaciaires, postglaciaires et interglaciaires peuvent être définies par comparaison avec les résultats du forage profond du lac de Zürich [Eberli, 1984].

- sédiments glaciaires : 2.15 g/cm^3
- sédiments postglaciaires : 1.75 g/cm^3
- sédiments interglaciaires : 1.54 g/cm^3

Les « volumes de sédimentation moyens » associés à chacunes de ces trois périodes peuvent être définis à partir des volumes des unités et de l'estimation de leur âge. Il est donc possible d'obtenir des valeurs en m^3/an. Le taux de sédimentation peut être approximativement défini, en divisant le « volume de sédimentation » par la surface actuelle du lac (soit 42 km^2), puisque la répartition des unités pléniglaciaires supérieurs, des unités tardiglaciaires et de l'unité holocène couvre l'ensemble de la surface du lac (fig. 45).

Ainsi, depuis 30000 ans BP environ et jusqu'à la fin du Pléniglaciaire supérieur (il y a 15000 ans BP), 1.008 km^3 de sédiments se sont déposés dans le bassin du Bourget (unités 1a, 2a, 1b et 2b). Durant le Tardiglaciaire (soit 5000 ans), 1.046 km^3 de sédiments se sont déposés (unités 3 et 4), alors que durant l'Holocène (soit 10000 ans) seulement 0.392 km^3 de sédiments se sont accumulés (unité 5).

Les résultats sont rassemblés dans le tableau 1. On notera que le taux de sédimentation tardiglaciaire est



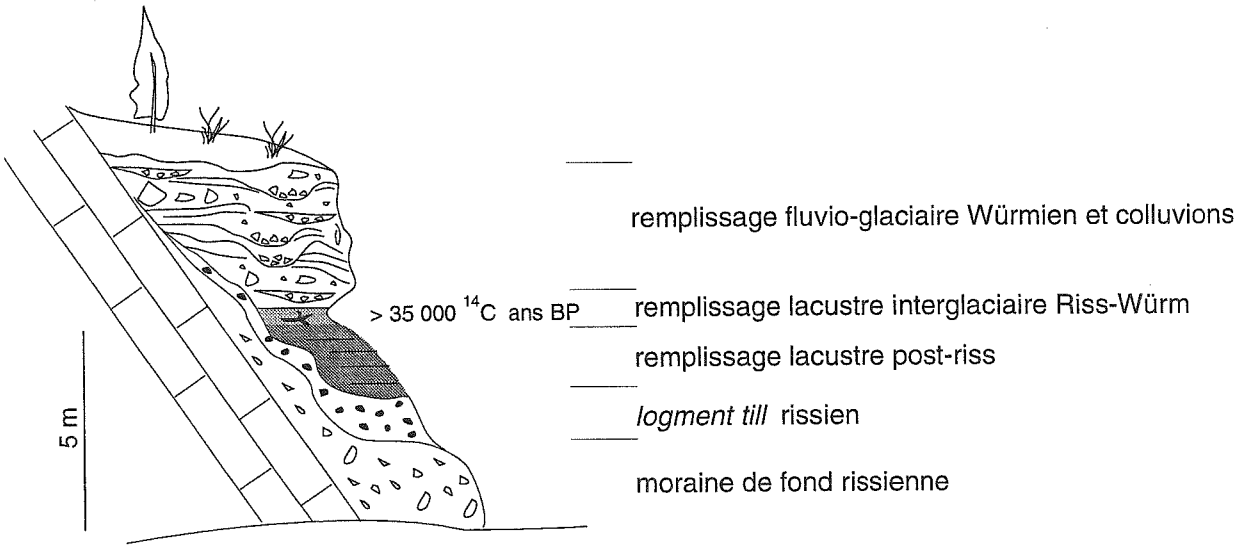
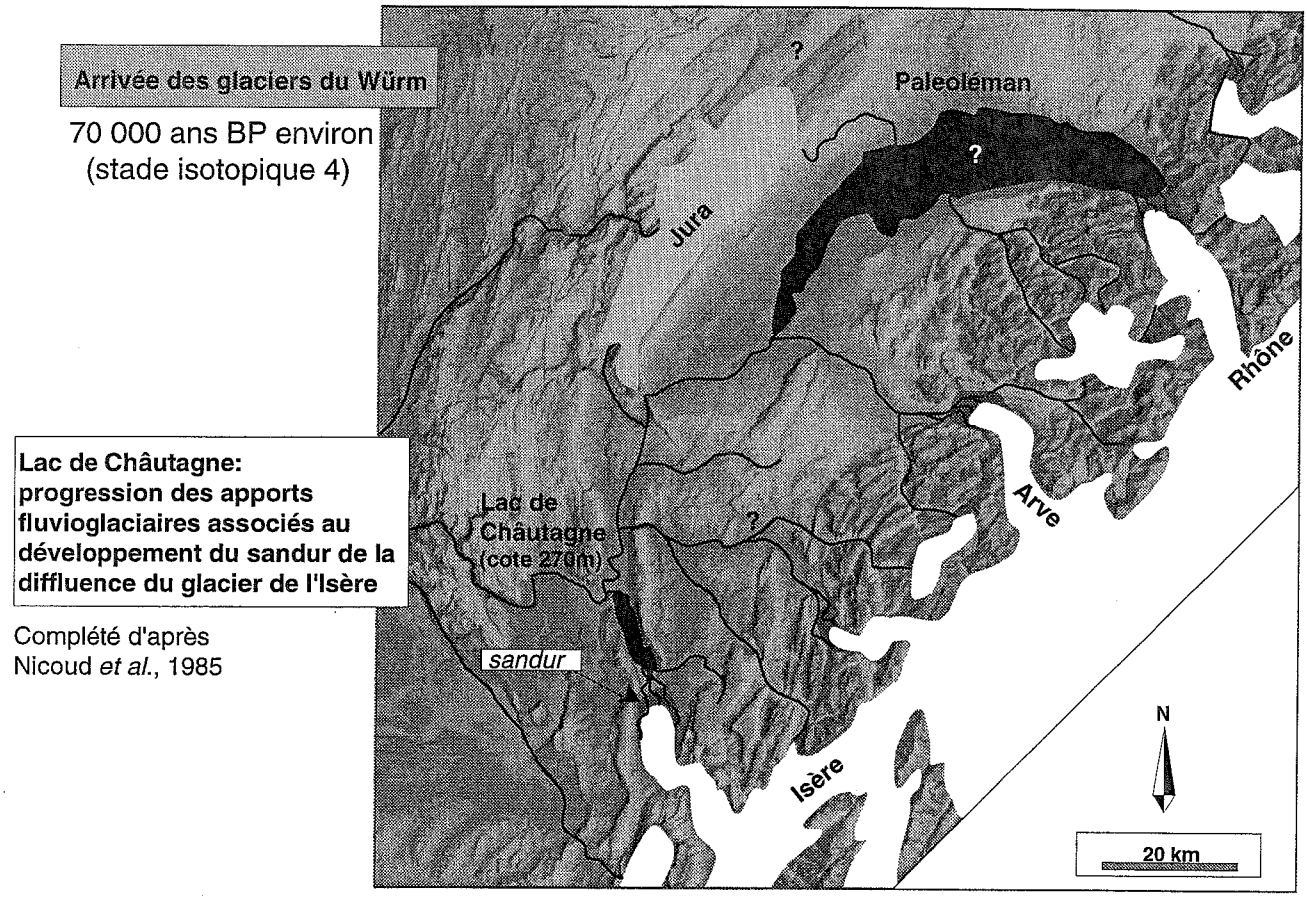


FIG. 84. — Détail de l'affleurement de Brison-St Innocent.



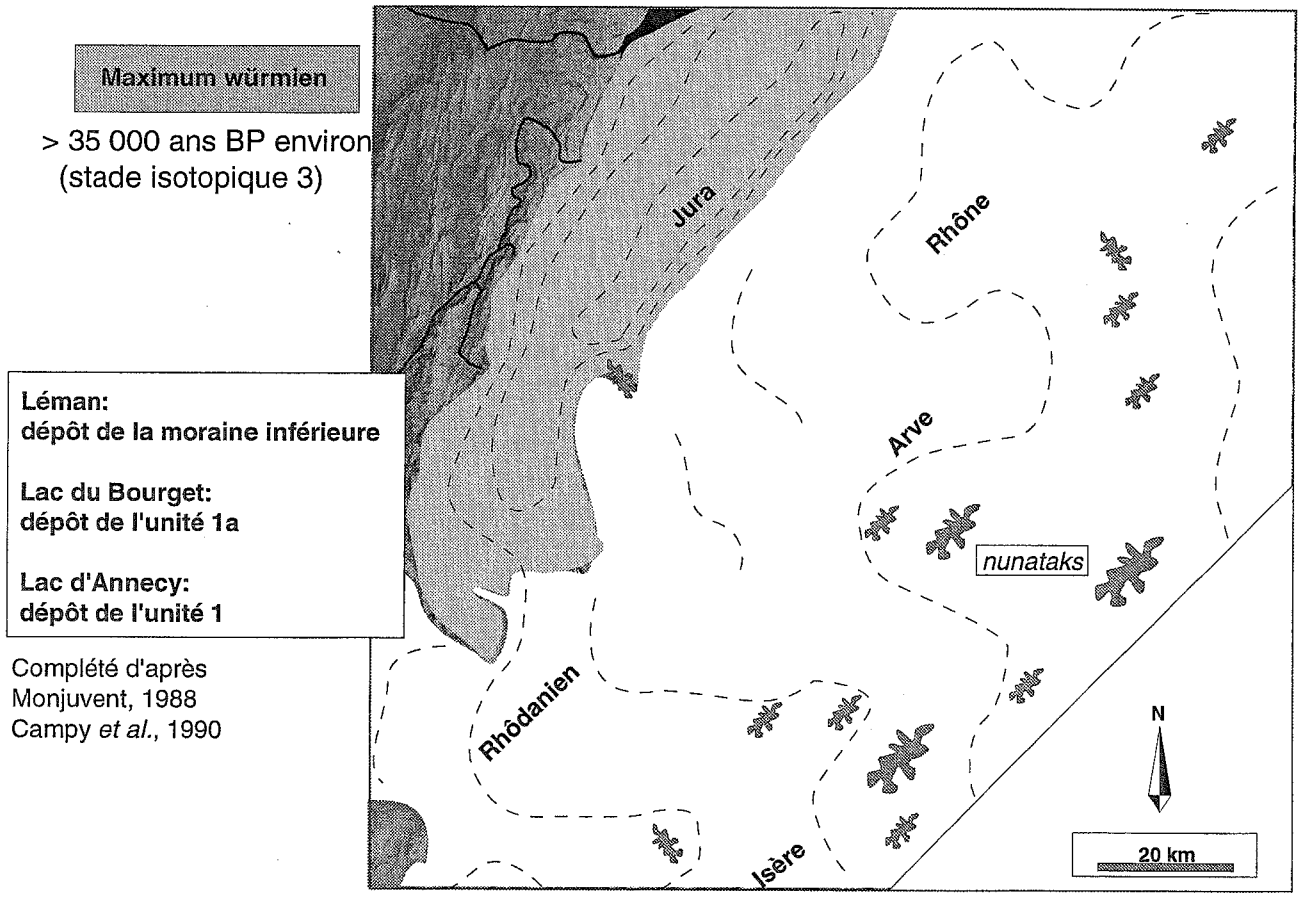
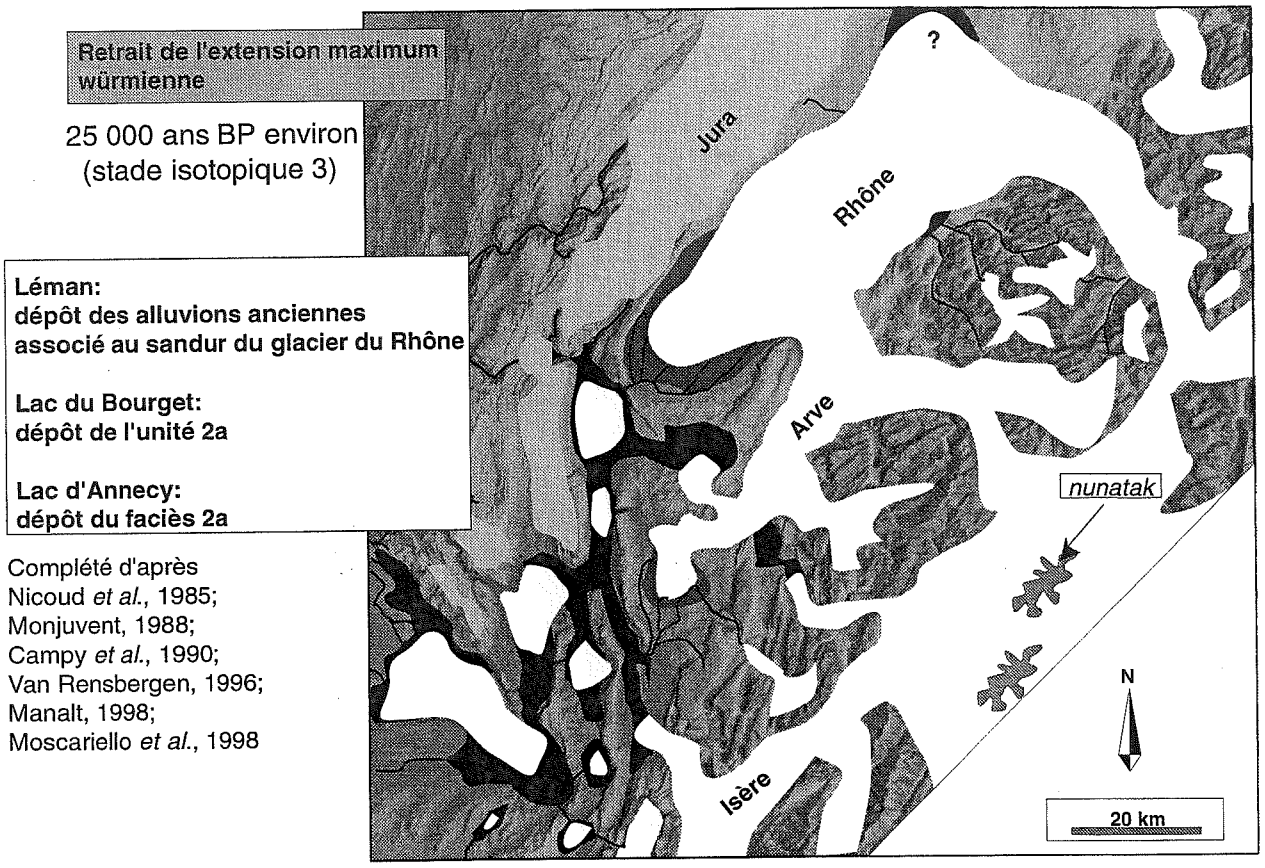


FIG. 85. — Schéma paléogéographique de la zone étudiée lors de l'extension maximale de la glaciation würmienne.



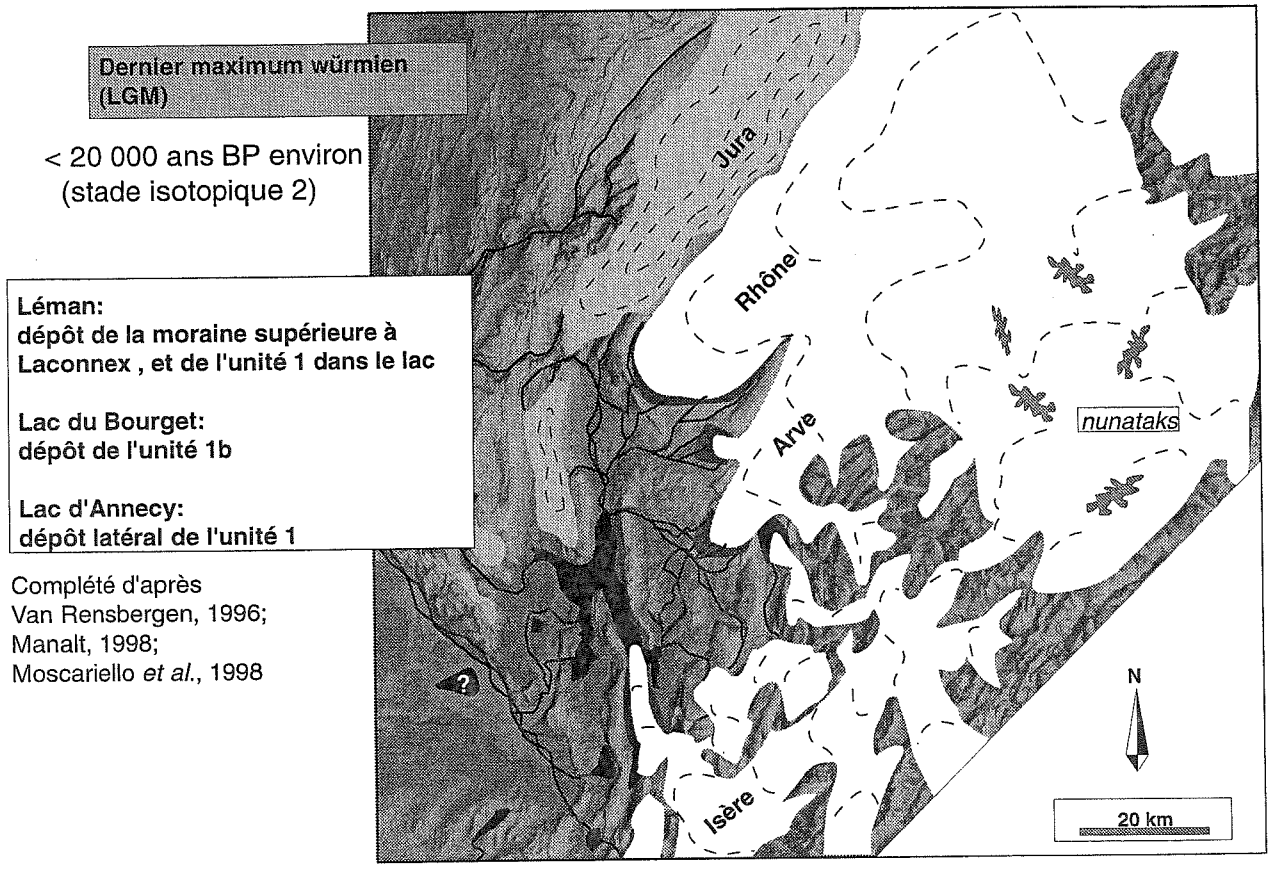


FIG. 86. — Schéma paléogéographique de la zone étudiée durant le dernier maximum würmien.

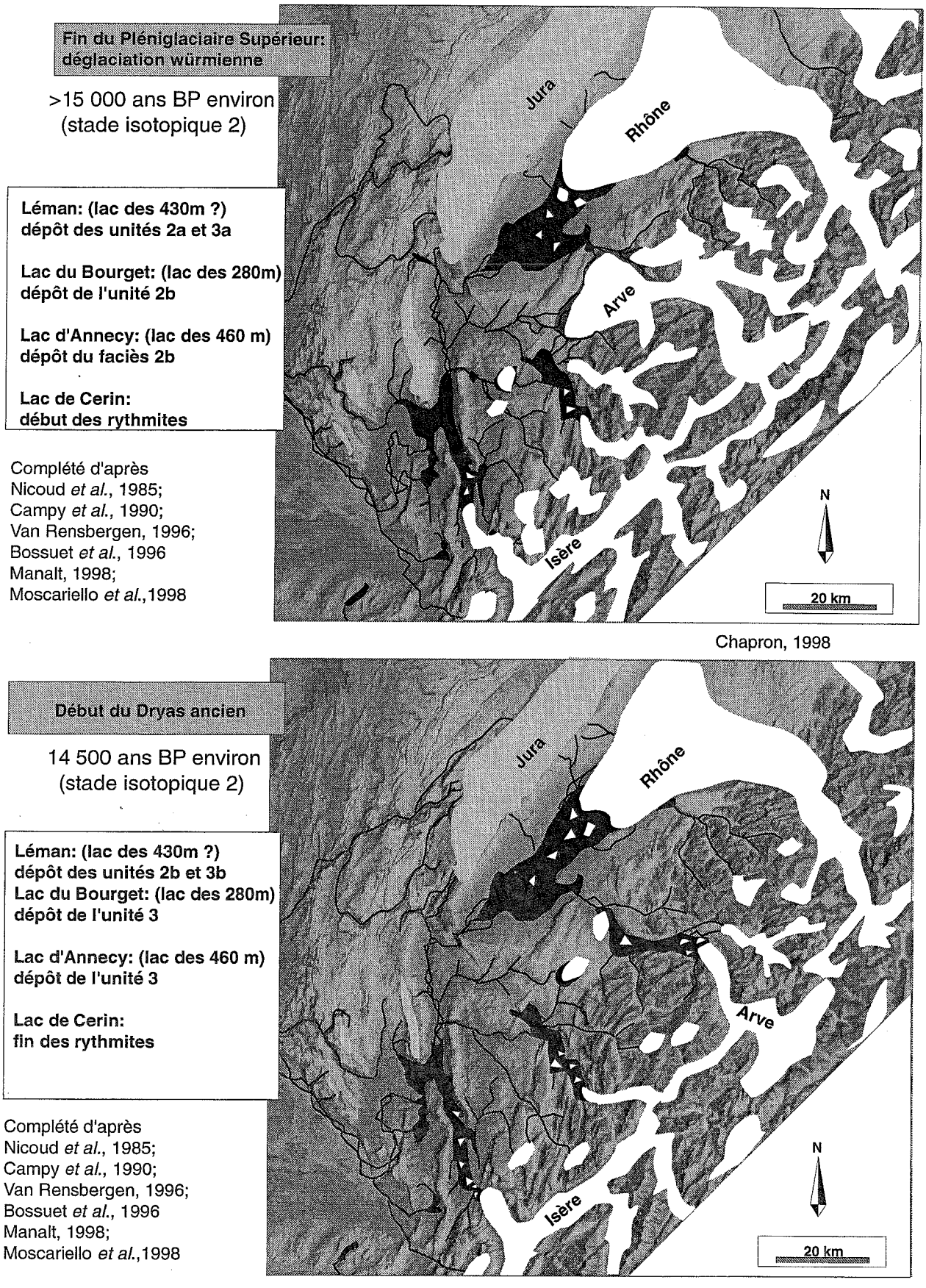
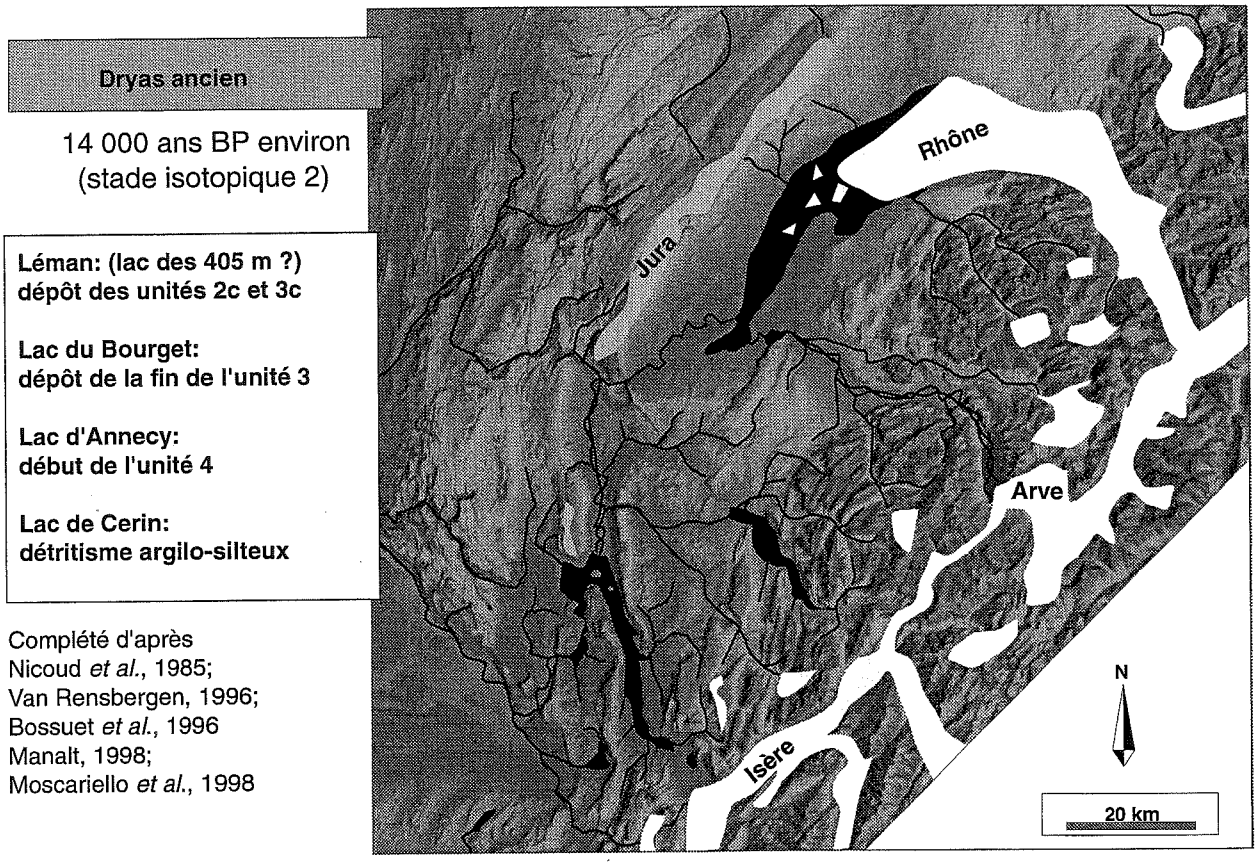


FIG. 87. — Schéma paléogéographique de la zone étudiée à la transition du Tardiglaciaire.



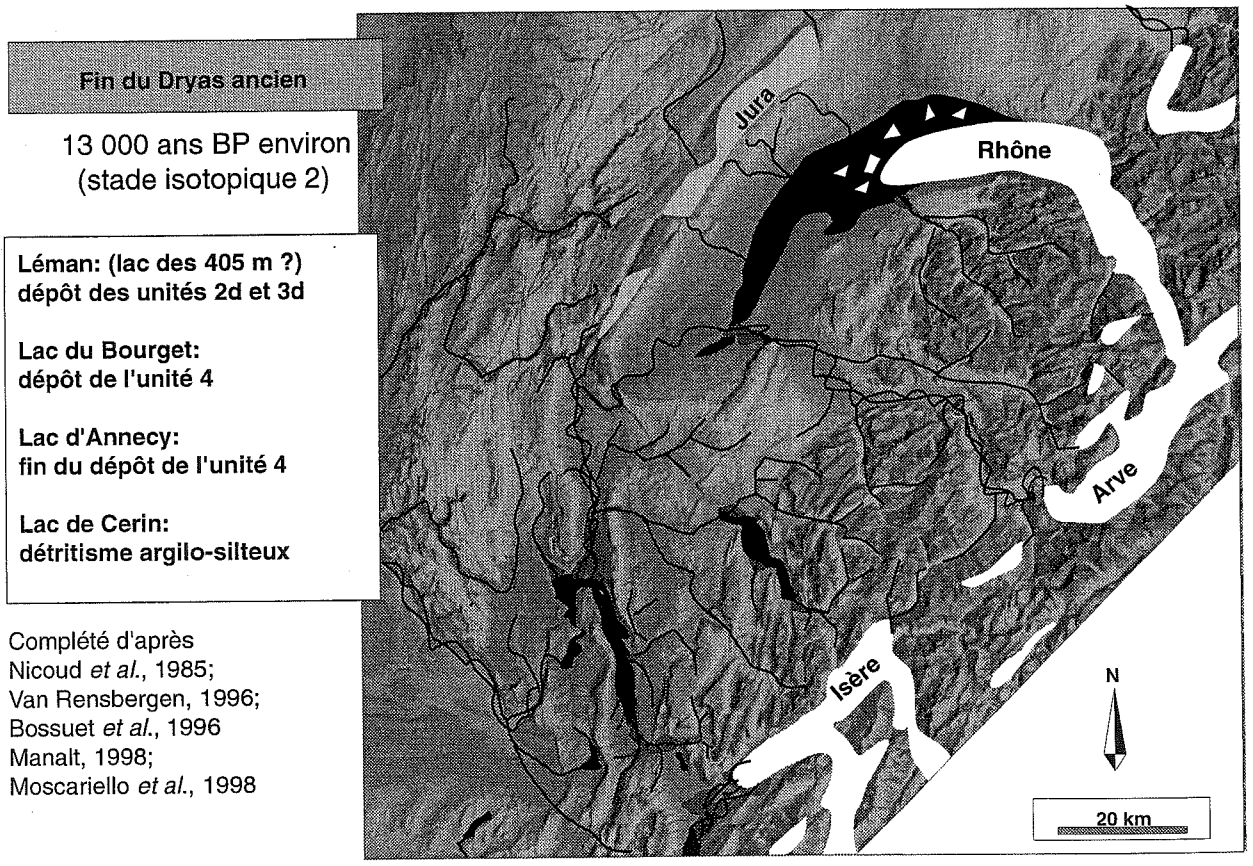


FIG. 88. — Schéma paléogéographique de la zone étudiée durant le Tardiglaciaire.

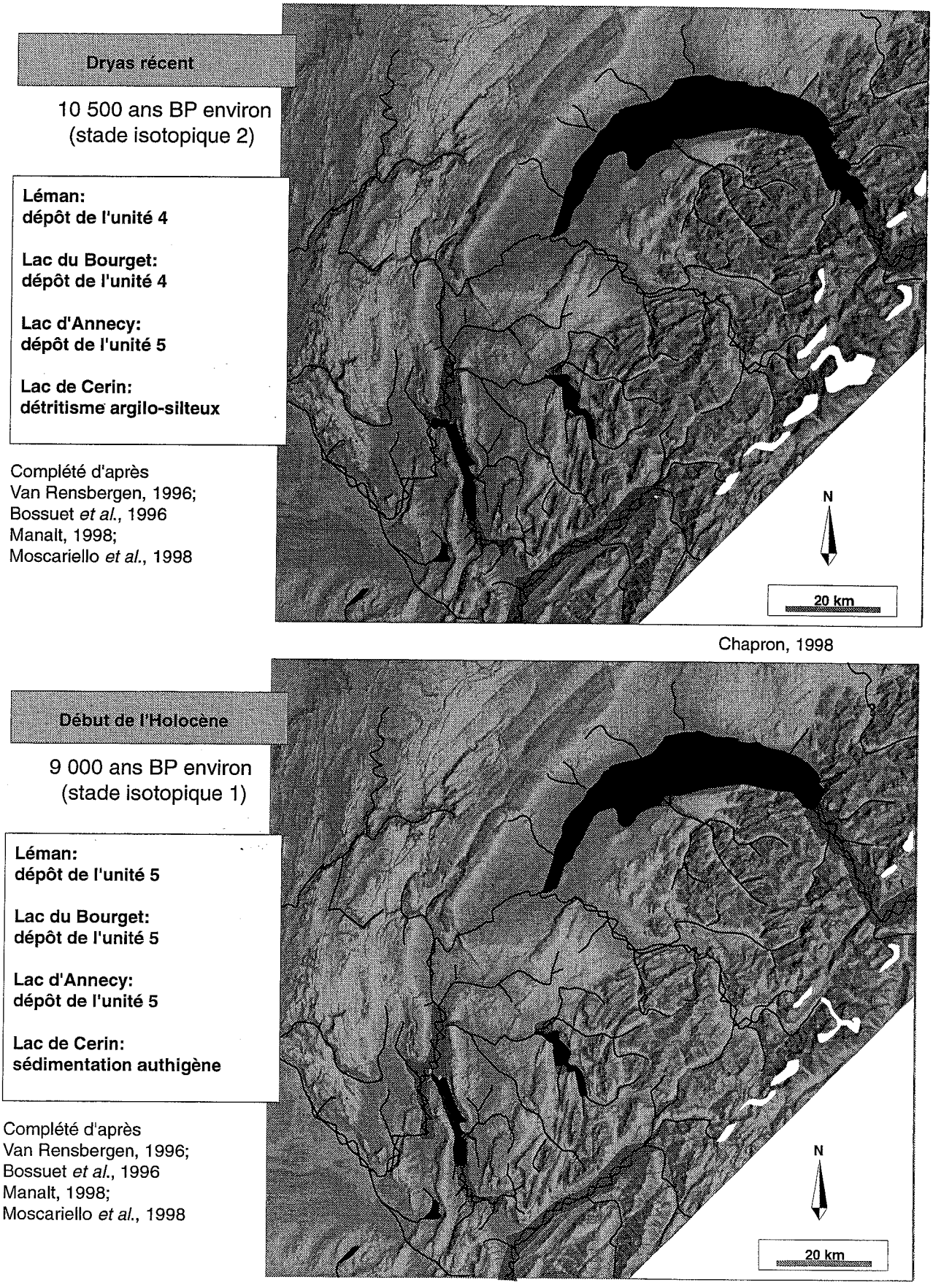


FIG. 89. — Schéma paléogéographique de la zone étudiée à la transition Tardiglaciaire-Holocène.

environ trois fois plus fort que durant la fin du Pléniglaciaire supérieur et qu'il devient environ cinq fois plus faible durant l'Holocène.

Ces résultats peuvent également permettre de calculer les masses de sédiments déposés durant la fin du Pléniglaciaire supérieur, le Tardiglaciaire et l'Holocène, à partir de la formule suivante :

$$P = Dm \times Vol$$

P = poids des sédiments (en tonnes)

Dm = densité moyenne des sédiments (en $g.cm^{-3}$ ou $t.m^{-3}$)

Vol = volume sédimentaire (en m^3)

Les résultats sont rassemblés dans le tableau 2. On remarque que la masse de sédiments déposés durant le Tardiglaciaire est équivalente à la masse déposée durant la fin du Pléniglaciaire supérieur, et qu'elle devient trois fois plus faible durant l'Holocène.

4.2. Comparaison des remplissages des lacs du Bourget et de Cerin

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par Bossuet *et al.* [1996] dans le lac de Cerin est résumé dans le tableau 3. Dans ces deux lacs, on note que la quantité de sédiments déposés par an évolue de façon très différente entre la fin du Pléniglaciaire supérieur, le Tardiglaciaire et l'Holocène. Dans le lac du Bourget, la quantité de sédiments déposés double entre la fin du Pléniglaciaire supérieur et le Tardiglaciaire, et devient dix fois plus faible durant l'Holocène, alors que dans le lac de Cerin, la quantité de sédiments déposés est presque

	Pléniglaciaire supérieur	*Tardiglaciaire*	*Holocène*
Durée :	15 000 ans	5 000 ans	10 000 ans
Vol :	1.008 km^3	1.046 km^3	0.392 km^3
Ts :	0.16 $cm.an^{-1}$	0.50 $cm.an^{-1}$	0.09 $cm.an^{-1}$
Dm :	2.15 $g.cm^3$	1.75 $g.cm^3$	1.54 $g.cm^3$
Fm :	**0.34 g.cm-2.**an^{-1}	**0.9 g.cm-2.**an^{-1}	**0.14 g.cm-2.**an^{-1}

Vol : volume; *Ts* : taux de sédimentation, *Dm* : densité moyenne, *Fm* : flux moyen

TABLEAU 1.— Flux de sédimentation durant le Pléniglaciaire supérieur, le Tardiglaciaire et l'Holocène.

	Pléniglaciaire supérieur	*Tardiglaciaire*	*Holocène*
Vol :	1.008 10^9 m^3	1.046 10^9 m^3	0.392 10^9 m^3
Dm :	2.15 $g.cm^3$	1.75 $g.cm^3$	1.54 $g.cm^3$
P :	**2.16 10^9 t**	**1.83 10^9 t**	**0.604 10^9 t**

TABLEAU 2.—Masses de sédiments déposés durant le Pléniglaciaire supérieur, le Tardiglaciaire et l'Holocène.

six fois plus faible au Tardiglaciaire et augmente très fortement durant l'Holocène.

Ces évolutions soulignent des mécanismes de dépôts très différents entre ces deux lacs en réponse à des variations similaires de précipitations et de températures.

Lac de Cerin

Les variations de quantité de sédiments déposés dans lac de Cerin à la fin du Pléniglaciaire, résultent d'une remobilisation, forte et rapide, des sédiments glaciaires présents dans son petit bassin versant (environ 2 km ^{2}) lors de la fonte très rapide du glacier occupant cette dépression. Durant le Tardiglaciaire, le détritisme résulte du ruissellement dans un bassin versant peu couvert de végétation, et reflète l'action d'importantes précipitations (pluies ou neiges). En revanche, durant l'Holocène, la très forte quantité de sédiments déposés de façon centripète (principalement des tourbes et de la craie lacustre) traduit un développement de la végétation et un important réchauffement climatique favorisant une très forte sédimentation authigène [Bossuet *et al.*, 1996].

Lac du Bourget

Dans le lac du Bourget, la quantité de sédiments déposés durant la fin du Pléniglaciaire supérieur résulte de l'arrivée de deux glaciers et de leur retrait dans un lac proglaciaire. Durant le Tardiglaciaire, les fronts glaciaires se retirent rapidement plus en amont des vallées, et la sédimentation proglaciaire devient périglaciaire (fig. 87, 88 et 89). On notera que la quantité de matériel déposée est très importante. Il semble donc que durant le Tardiglaciaire, les apports détritiques abondants dans le lac du Bourget, soient également associés à de fortes précipitations (pluies ou neige) dans son vaste bassin versant. Ces précipitations pourraient ainsi accélérer la fonte de la glace lorsque le bassin versant est toujours englacé, mais également favoriser le lessivage du bassin versant libéré des glaces et peu végétalisé. Par contre, à la fin du Dryas récent, les apports fluviatiles et la dimension du bassin versant se réduisent. Puis, au cours de l'Holocène, le développement de la végétation favorise une nouvelle diminution des apports détritiques, et la sédimentation authigène devient dominante.

5. — Discussion

5.1. Enregistrements des fluctuations würmiennes dans le NW des Alpes

Deux principales fluctuations glaciaires würmiennes peuvent être reconnues dans le NW des Alpes :

- une extension maximale probablement antérieure à 35000 ans BP atteignant les environs de Lyon *(le*

Lac du Bourget	*P.d (t.an)*	*Vol .d (m ^{3}.an^{-1})*
PS :	14.4 x 10^4	6.72 x 10^4
T :	36.6 x 10^4	20.9 x 10^4
H :	3.92 x 10^4	3.92 x 10^4
Lac de Cerin	*P.d (t.an)*	*Vol .d (m ^{3}.an^{-1})*
PS :	300	200
T :	52	55
H :	195	460

PS : Pléniglaciaire supérieur, *T* : Tardiglaciaire, *H* : Holocène, *P.d* : *masse de sédiments déposés, Vol.d : volume de sédiments déposés*

Tableau 3.— Comparaison quantitative des remplissages sédimentaires des lacs du Bourget et de Cerin.

Complexe Morainique Interne de Lagnieu, l'unité 1a du lac du Bourget) ;

- une phase de retrait au front du Jura et des massifs subalpins il ya 26000 ans BP environ par ablation sur place (les culots de « glaces mortes », l'unité 2a du lac du Bourget) ;

- un dernier maximum glaciaire à 18-20000 ans BP environ dépassant les massifs subalpins (la moraine supérieure du bassin molassique à Genève, l'unité 1 dans le Léman, l'unité 1b du lac du Bourget) ;

- une déglaciation majeure durant le Dryas ancien (14500-13000 ans BP, stades de retrait A, B, C et D du glacier du Rhône dans le Léman, détritisme dans le lac du Bourget : unité 3 et début de l'unité 4), s'achevant durant le Dryas récent (11000-9000 ans BP ; retrait glaciaire dans les hautes vallées alpines, détritisme dans les lacs du Bourget et du Léman : unité 4).

Dans les vallées alpines surcreusées où le détritisme est resté domminant depuis le Tardiglaciaire (vallées de l'Isère et de l'Arves par exemple), les pièges lacustres sont aujourd'hui comblés et ont évolué en vastes plaines alluviales durant l'Holocène. Par exemple dans la vallée de l'Isère, le vaste lac du Grésivaudan associé au retrait du glacier de l'Isère a conservé un fort détritisme depuis 26000 ans BP environ, puis le lac s'est comblé en amont de Grenoble avant 14000 ans BP environ, et le comblement complet de ce vaste piège lacustre date seulement de 2100 ans BP environ [Monjuvent & Nicoud, 1987].

5.2. Comparaison avec les fluctuations glaciaires dans l'Atlantique Nord

A partir du nombre limité de données chronologiques disponible dans notre zone d'étude il n'est pas aujourd'hui possible d'établir une comparaison précise avec un enregistrement climatique global. Des études complémentaires permetant d'affiner la chronologie des remplissages lacustres alpin pourraient probablement permettre une comparaison des évolutions climatiques en milieu continental proche de 45°N, avec l'évolution des températures au cours du dernier cycle glaciaire reconnue dans les carottes glaciaires du Groënland, et l'évolution de la sédimentation océanique dans l'Atlantique Nord durant cette période.

Un très fort parallélisme entre les courbes isotopiques de l'oxygène au Groënland [Grootes *et al.*, 1993] et les courbes isotopiques obtenues sur les craies lacustres des lacs suisses [Lotter *et al.*, 1992] durant la fin du Dryas ancien et toute la période Bolling-Préboréal, montre que l'évolution des températures a été synchrone et semblable dans les Alpes, malgrès une amplitude de variation moindre [Schoeneich, 1998]. On peut donc poser comme hypothèse qu'il en a été de même pendant toute la déglaciation et probablement pendant l'ensemble de cycle glaciaire.

Les périodes de 35000, 26000, 20000 et 14000 ans BP correspondent respectivement dans le Bassin Irminger (65°N) aux événements de Heinrich HE 4, HE 3, HE 2 et HE 1 [Elliot *et al.*, 1998]. Ces niveaux particuliers sont associés à des accumulations de débris (*Ice Rafted Debris* ou IRD) provenant de décharges massives d'icebergs durant les crues glaciaires (*glacial surges*) de la calotte arctique [Andrews & Tedesco, 1992 ; Revel *et al.*, 1996] et correspondent aux périodes les plus froides reconnuent dans les glaces du Groënland (les cycles de Dansgaard-Oeschger, [Bond *et al.*, 1993]). La sédimentation profonde quaternaire de cette partie de l'Atlantique Nord résultant de l'interaction d'apports turbiditiques et de courants de contours intermitants [Chapron, 1993 ; Clausen, 1998], elle à probablement également été très sensible aux variations du niveau marin et de la circulation thermohaline durant les fluctuations glaciaires. A partir d'une étude à haute résolution des sédiments océaniques prélevés dans le bassin de Rockall (55°N), Bond & Lotti [1995] ont pu mettre en évidence d'autres pics terrigéniques plus modestes (a, b, ... h sur la fig. 90), qu'ils attribuent à des événements de fontes d'icebergs, et pour lesquels ils proposent une corrélation avec les événements «Dansgaard-Oeschger». Ces travaux soulignent l'importance d'un couplage Océan/ Atmosphère au cours du dernier cycle glaciaire sur de vastes régions.

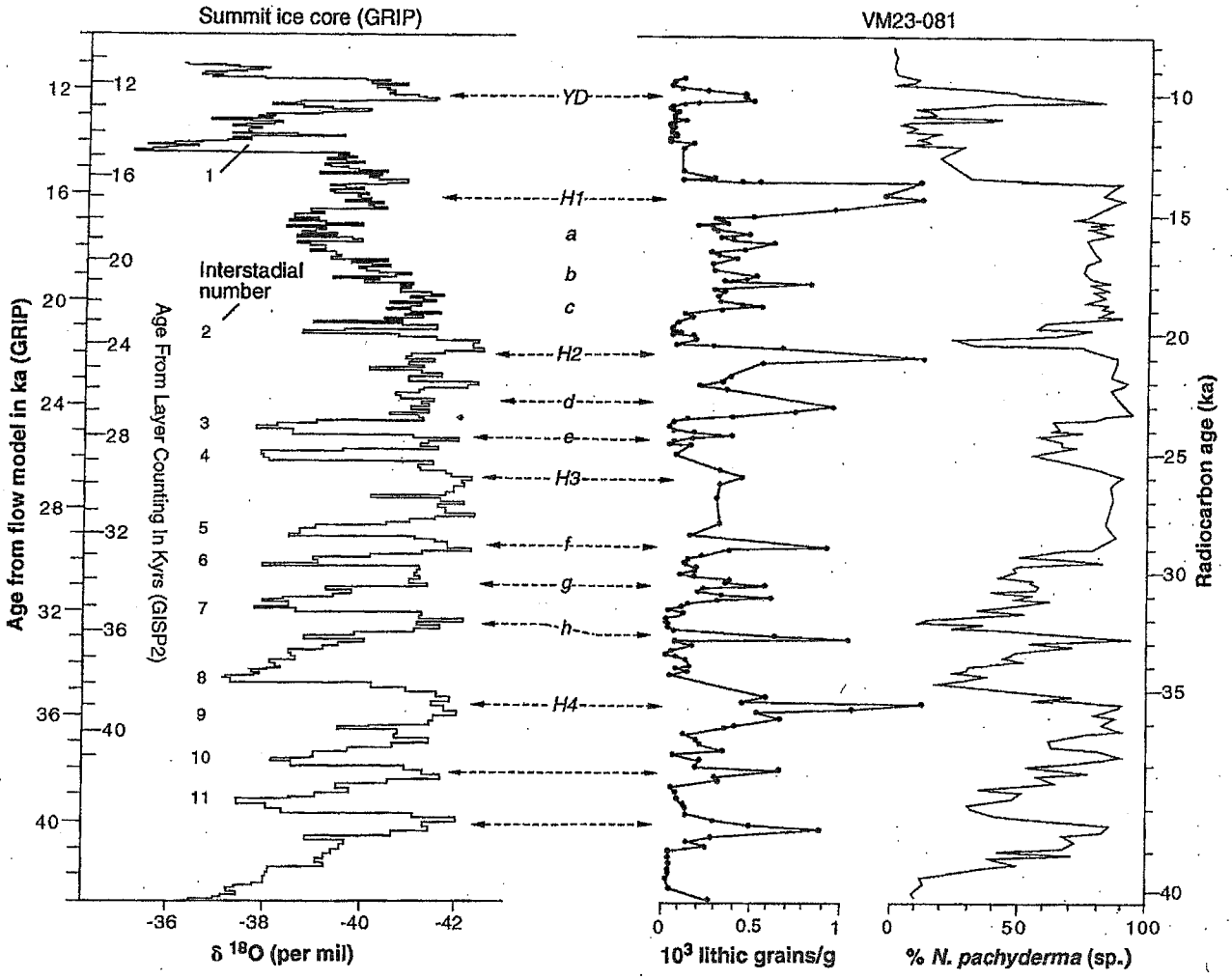
Il pourrait donc être possible que les périodes les plus froides associées à la dernière glaciation dans l'Atlantique Nord aient coïncidé avec les principales fluctuations glaciaires reconnues dans le NW des Alpes à 45°N.

A titre d'hypothèse, il semble possible que les phases de refroidissement majeures associées aux événements de Heinrich HE 4 et HE 2 puissent correspondre à la mise en place de complexes morainiques dans le NW des Alpes, soit respectivement : le Complexe Morainique Interne de Lagnieu associé à la construction de l'unité 1a du lac du Bourget ; et la construction des unités 1b (dans le lac du Bourget) et 1 (dans le Léman).

La phase de fonte par ablation sur place (développement de culots de « glaces mortes ») du glacier rhôdanien [Monjuvent & Nicoud, 1988 ; Mandier, 1988], pourraient également correspondre avec la phase de refroidissement associée à l'événement de Heinrich HE 3 qui est le moins bien marqué et présente une signature particulière dans le Bassin Irminger [Elliot *et al.*, 1998].

La phase de refroidissement associée à l'événement HE 1 pourrait coïncider avec les stades B et C de fluctuation du glacier du Rhône dans le Léman lors de son retrait, et le pic de détritisme de l'unité 3 dans le lac du Bourget (construction des fan deltas de la Leysse et du Sierroz par underflows). Par ailleurs, la phase de refroidissement du Dryas récent serait également associé à une interruption de la déglaciation mondiale [Bard *et*

al., 1990 ; Lorius *et al.*, 1990], et pourrait se traduire dans les lacs du Bourget et du Léman par un pic de détritisme : la fin de l'unité 4 dans le lac du Bourget (construction du fan delta du Rhône par inter- et underflows) et la construction de la majorité de l'unité 4 dans le Léman (construction du fan delta de la Dranse).



D'après Bond and Lotti [1997]

FIG. 90. — Comparaison de la courbe isotopique de l'oxygène et du model âge-profondeur des carottes de glace du Groënland (GRIP, Summit), avec le comptage des grains terrigènes (diamètres > 150 microns) de la carotte VM23-81 (Bassin de Rockall, 55°N) et les teneures en foraminiphère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (reflétant la température des eaux de surfaces). Cette comparaison permet d'identifier des pics correspondants aux événements de Heinrich (H1, H2, H3 et H4) dans cette partie de l'Atlantique Nord, ainsi que des pics plus modestes (a,b,...h) également attribués à des événements de fontes d'icebergs pouvant être corrélés avec les événements «Dansgaard-Oeschger» (mis en évidence dans les carottes de glaces du Groënland).

CHAPITRE IV

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DU DRAPÉ HOLOCÈNE DU LAC DU BOURGET

Le drapé Holocène du lac du Bourget (unité 5) a fait l'objet d'une étude particulière, à partir de la complilation des données sparker, d'une cartographie au sonar à balayage latéral, d'une campagne de prélèvements de surface et d'une campagne de carottages courts.

1. — Evolution de la sédimentation durant l'Holocène

Neuf phases majeures de refroidissement sont classiquement reconnues par les climatologues alpins dans l'Holocène [Magny, 1995]. Dans les hautes vallées alpines, ces épisodes sont associés à des avancées de glaciers, à un abaissement de la *timberline* (altitude maximale de la forêt), ainsi qu'à une remontée de l'altitude des plans d'eau dans le Jura (fig. 91). Parmi ces stades d'oscillations des plans d'eau, on notera que le stade « Bourget » coïncide avec l'avancée glaciaire du « Göchenen 1 » reconnue dans les Alpes suisses et autrichiennes. Dans les sédiments du lac de Constance, Wessels [1998] corrèle plusieurs de ces stades de refroidissement avec des niveaux de crues du Rhin. Selon l'auteur, les niveaux de crues datés de 2500 ans BP, 3100 ans BP et 3700 ans BP correspondent à de fortes crues du Rhin associées à d'importantes fontes de neiges et/ou précipitations.

1.1. La sédimentation profonde du lac du Bourget : données sparker

En sismique, il est possible de reconnaître plusieurs forts réflecteurs au sein du drapé Holocène : 5 réflecteurs sont clairement visibles au front du delta de la Leysse, ainsi qu'au Nord du lac, et 3 au centre du bassin (fig. 92). Ces niveaux semblent étroitement associés aux apports deltaïques de la Leysse et du Rhône et correspondent très probablement à des niveaux de crues, dont les plus importants ont atteint le centre du bassin. Au front du delta de la Leysse (Profil BH10, fig. 92), certains forts réflecteurs deviennent discontinus dans l'axe du bassin, et je les interprète comme des dépôts d'underflows empruntant la ligne de plus grande pente.

Il est possible de proposer un âge approximatif pour ces niveaux de crues, à partir de la profondeur des réflecteurs, et du calcul du taux de sédimentation moyen du drapé Holocène. La résolution des données sismiques étant inférieure au mètre, les âges calculés présentent une incertitude d'environ 500 ans. Néanmoins, les âges de ces réflecteurs sont cohérents sur l'ensemble du lac et coïncident avec 5 phases majeures de refroidissement de l'Holocène. Le taux moyen de sédimentation est de 1,86 mm/an au Sud, de 1,25 mm/an au centre du lac et de 1,55 mm/an au Nord.

Les âges approximatifs des réflecteurs sont résumés dans le tableau 4. En comparant ces âges avec la chronologie des phases majeures de refroidissement de la fig. 91, il semble que les sédiments du lac du Bourget aient enregistré les phases de refroidissement du « Venediger » (ou stade du lac de Joux), du « Frosnitz » (ou stade du lac de Cerin), du « Rotmoos 2 » (ou stade du lac de Chalain), du « Göschenen 1 » (ou stade du lac du Bourget) et du « Göschenen 2 » (ou stade du lac Petit Maclu).

La période de refroidissement du « Göschenen 1 » mise en évidence par Magny & Richard [1985] au Nord

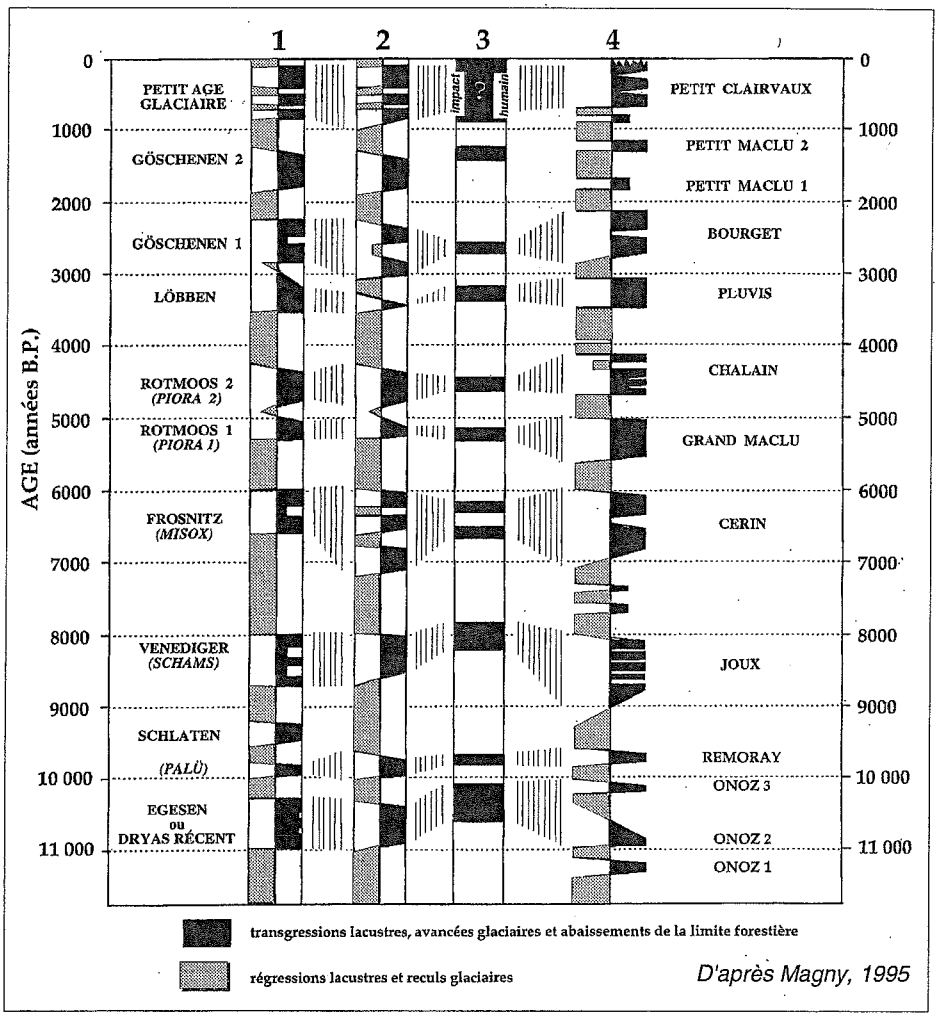


FIG. 91. – Phases majeures de refroidissement durant l'Holocène. En tenant compte des incertitudes chronologiques inhérentes à la méthode du radiocarbonne on observe une bonne corrélation des mouvements des glaciers (1 et 2) et de la *timberline* (3) reconstitués dans les Alpes Suisses (2 et 3) et autrichiennes (1), avec les fluctuations du niveau des lacs du Jura. Durant l'Holocène, neuf phases majeures de refroidissements se caractérisent par une avancée des glaciers, un abaissement de la *timberline* dans les Alpes et une remontée des plans d'eau dans le Jura.

	R1	R2	R3	R4	R5
Sud du lac:	8700	7000	4200	2500	1000
Nord du lac:	8000	6500	4400	2500	1500
Centre du lac:	8500	6200		2500	

TABLEAU 4. — Estimations des âges des forts rélfecteurs composant le drapé Holocène. Les âges sont donnés en années BP.

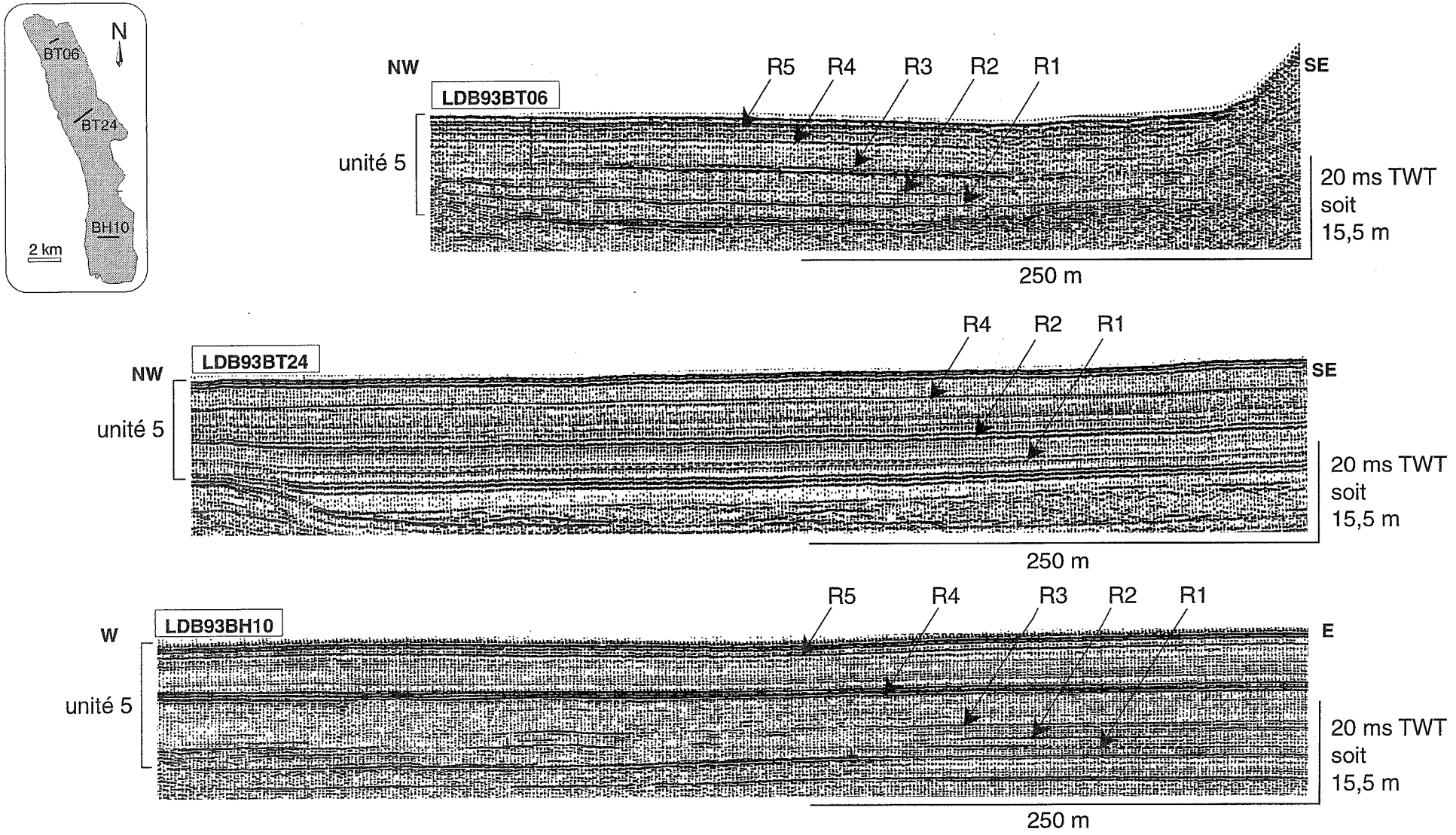


FIG. 92. — Exemple des réflecteurs forts visibles dans le drapé Holocène du lac du Bourget. Au Sud et au Nord du lac, cinq réflecteurs sont visibles, mais dans le centre du bassin seulement trois réflecteurs sont encore fortement marqués. Sur ces profils, la déconvolution du signal a permis une meilleur résolution graphique.

du lac du Bourget, apparaît également bien marquée dans l'ensemble du lac. On notera aussi que les phases du « Venediger » et du « Frosnitz » sont visibles dans l'ensemble du lac, et que ces périodes coïncident avec deux fortes phases torrentielles datées au radiocarbone de 8400 et 6200 ans BP dans la haute vallée de l'Arve [Jaillet, 1996].

On remarquera que la plus récente des phases de refroidissement Holocène (le Petit âge Glaciaire ou PAG) n'est pas clairement visible sur les profils sismiques. Ce niveau se situe probablement dans le premier mètre de sédiment, et pourrait être reconnu par sismique à très haute résolution.

Par ailleurs, la phase du « Frosnitz » (soit 6500 ans BP environ) se caractérise par deux fortes transgressions lacustres successives (fig. 91) et coïncide avec l'âge de plusieurs remaniements gravitaires développés dans l'ensemble du lac au sein de l'unité 5 . Il est donc probable que durant le Néolithique, les variations de niveaux du lac, en réponse aux changements climatiques, soient à l'origine du déclenchement de remaniements gravitaires le long des flancs raides du lac.

1.2. Evolutions du littoral et des plaines alluviales : données historiques et archéologiques

Depuis les premières occupations humaines, plusieurs évolutions des plaines alluviales aux extrémités Sud et Nord du lac semblent avoir chacune joué un rôle important sur le lac : l'évolution de la plaine alluviale de la Leysse a fortement influencé l'évolution des apports de crues de l'affluent principal du lac [Girel, 1991] ; l'évolution de la plaine alluviale du Rhône a fortement influencé les débordements de crues dans le lac, mais elle a également contrôlé l'altitude du plan d'eau depuis le début de l'Holocène [Bravard, 1981 ; Bravard, 1987].

1.2.1. La plaine alluviale du Rhône

Les travaux de Bravard [1981] sur la plaine de Châutagne ont permis de préciser l'influence de l'évolution du système fluviatile rhôdanien sur la sédimentation Holocène du lac du Bourget. La synthèse des fouilles archéologiques réalisées sur la beine et les rives du lac souligne une évolution particulière de l'altitude du plan d'eau depuis le Néolitique final (soit environ depuis 6 000 ans BP) : alors que dans de nombreux lacs péri-alpins, les modifications climatiques de l'Atlantique récent et du Suboréal se sont traduites par des alternances de phases de transgressions et de régressions lacustres, le lac du Bourget et la partie aval de la plaine de Châutagne se caractérisent par une élévation continue du plan d'eau au cours du temps. Cette élévation générale a atteint plus de 5.5 m depuis le Néolithique final, plus de 4 m depuis le Bronze final et près de 3 m depuis le début de l'ère chrétienne, soit un exhaussement constant d'environ 1.5 mm/an (résultats du Centre de Préhistoire alpine, *in* Bravard [1981]). Selon Bravard [1981], cette élévation continue du fleuve depuis le Post-glaciaire est associée à l'établissement d'un profil d'équilibre du fleuve, dont le niveau de base se situe à 223 m d'altitude, au seuil rocheux de la cluse de Pierre Châtel (l'exutoire rhôdanien du vaste lac Postglaciaire).

Par ailleurs, l'augmentation du débit liquide d'un fleuve (par fonte des neiges et/ou précipitations) s'accompagne d'une augmentation de la charge fine et favorise des épanchements limoneux lors des débordements de crues. De tels phénomènes sont probablement à l'origine des dépôts de crues reconnus au Nord du lac du Bourget durant les phases de refroidissements majeurs de l'Holocène.

1.2.2. La plaine alluviale de la Leysse

Les travaux de Girel [1991] sur l'évolution paléo-écologique de la plaine alluviale de la Leysse depuis le XIII ème siècle, souligne l'importance des zones humides et de l'emboisement de la plaine alluviale sur l'amortissement des débordements de crues, ainsi que les corrélations étroites entre la surpopulation rurale, l'important déboisement des bassins versants et la grande instabilité de la plaine d'inondation. Ce cours d'eau se caractérise par de nombreux chenaux de tressage constamment rajeunis et remodelés par des crues aussi fréquentes que catastrophiques où l'impact de l'homme a été particulièrement important. Ce travail présente un inventaire des crues historiques ainsi que la cartographie de l'évolution de la plaine alluviale de la Leysse depuis 600 ans, et permet donc de mieux replacer l'impact climatique du Petit âge Glaciaire en relation avec l'action de l'Homme.

2. — Cartographie des sédiments de surface du lac du Bourget

2.1. Acquisitions des données de surface

2.1.1. Données bathymétriques et de sonar latéral

En Mars 1992, les fonds du lac du Bourget ont été cartographiés durant la campagne LAVARET 92, en collaboration entre le LGCA et le centre IFREMER/ GENAVIR de Brest (fig. 93). Durant cette campagne réalisée à bord de l'Aix-Space, un levé bathymétrique a été couplé à la cartographie sonar des fonds du lac, le positionnement des profils ayant été assuré par le système radiométrique SYLEDIS. Le sonar petits fonds de type EGG-SMS-960 a permis une couverture acoustique de 200 m de large le long de chaque profil. Plusieurs sites on fait l'objet d'une grille de navigation resserrée (distance entre chaque profil inférieure à 200 m) permettant un recouvrement et la réalisation de mosaïques

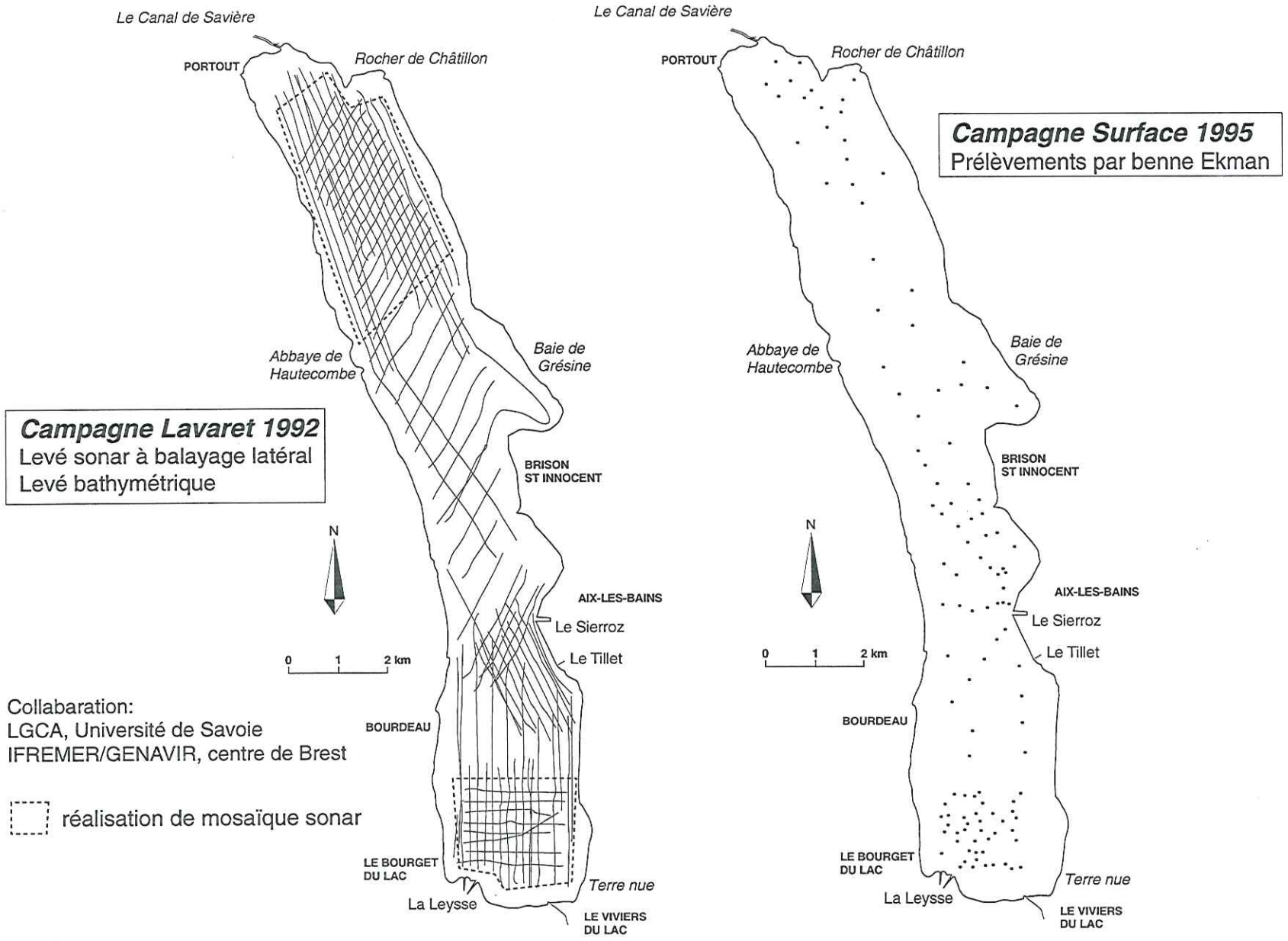


FIG. 93. — Localisations des profils de sonar à balayage latéral et des prélèvements de surface permettent un étalonnage des faciès sonar.

sonar : le delta de la Leysse, une partie du delta du Sierroz et l'ensemble de la partie Nord du lac du Bourget (fig. 93). Par ailleurs, le levé bathymétrique a permis d'obtenir une carte bathymétrique détaillée (résolution décimétrique dans la majorité du lac et métrique dans la plaine centrale), qui s'est avérée très complémentaire de la carte bathymétrique publiée par Delbecque en 1898.

Le « poisson » étant remorqué à 10 m du fond, les données du sonar à balayage latéral permettent une cartographie précise de la morphologie des fonds et de la nature des sédiments superficiels selon l'intensité de leur coefficient de rétro-diffusion (exprimé en teintes de gris). Les images sonar (ou sonogramme) sont visualisées sous forme de lignes successives suivant l'avance du navire et produisent une image s'apparentant à une photographie aérienne. Pour palier différents types de déformations géométriques sur les sonogrammes (correction de halo, correction de lacet, [Berné *et al.*, 1986]), les données ont été traitées à l'IFREMER sur le logiciel TRIAS (TRaitement des Images Acoustiques des Sonars latéraux) permettant l'assemblage et le mixage des données acoustiques et de navigations. J'ai participé à ce traitement sous la direction d'Eliane Le Drezen (IFREMER, Brest).

L'ensemble du lac présente un faciès sonar homogène, mais plusieurs faciès ont été reconnus au niveau des deltas et près de l'exutoire du lac. Ces différents faciès seront détaillés lors de la description des environnements sédimentaires, mais de façon générale, ils se caractérisent 1) par des coefficents de rétrodiffusion de plus en plus intenses vers l'embouchure de l'affluent, et 2) par des taches très rétrodiffusantes de moins en moins denses au large des deltas. Par ailleurs, la morphologie contrastée des extrémités du lac a nécessité de nombreuses variations de longueur de câble qui sont à l'origine de nombreux *artefacts*. Néanmoins, c'est dans la partie du delta de la Leysse que les plus riches informations sont présentes. La fig. 94, illustre la complémentarité des données bathymétriques pour une bonne compréhension des images du sonar latéral.

Les données de bathymétrie et de sonar latéral soulignent deux types d'anomalies morphologiques : des anomalies de grandes dimensions qui influencent la sédimentation, et de fines anomalies qui traduisent des perturbations du remplissage sédimentaire. Les origines et les influences des anomalies de grandes dimensions seront détaillées lors de la description des différents environnements sédimentaires, et la signification des différentes anomalies fines sera détaillée dans le dernier chapitre.

2.1.2. Données sédimentologiques de surface

Durant l'hiver 1995, la réalisation d'une campagne de prélèvements des sédiments superficiels à la benne Ekman (fig. 93) a permis l'étalonnage des différents faciès sonar, et la réalisation d'une étude sédimentologique (Campagne Surface 1995). Au total, 120 prélèvements ont été réalisés. Le positionnement était assuré par G.P.S. (récepteur mobile avec série de mesures moyennées). Le delta de la Leysse présentant le plus grand nombre de faciès sonar et de nombreux *artefacts*, il a fait l'objet d'un étalonnage approfondi étendu jusqu'à l'embouchure de l'affluent.

2.2. Analyses sédimentologiques de surface

Les données de la campagne Surface 1995 permettent d'établir les variations spatiales des teneurs en carbonates, de la granulométrie et de la minéralogie des argiles.

2.2.1. Teneurs en Carbonates

Les teneurs en carbonates ont été mesurées au calcimètre Bernard après séchage et broyage des sédiments. Les résultats des analyses sont résumés dans la fig. 95.

La variabilité spatiale des teneurs souligne : 1) une dilution des apports en carbonate au front des deltas et au niveau de l'exutoire du lac, 2) une teneur importante en carbonate dans l'ensemble du bassin (> 60%), 3) de fortes teneurs dans les zones peu profondes au Sud et au NE du bassin (60 à 70%) et 4) une très forte teneur dans la partie peu profonde (et protégée des apports détritiques) de la baie de Grésine (80%).

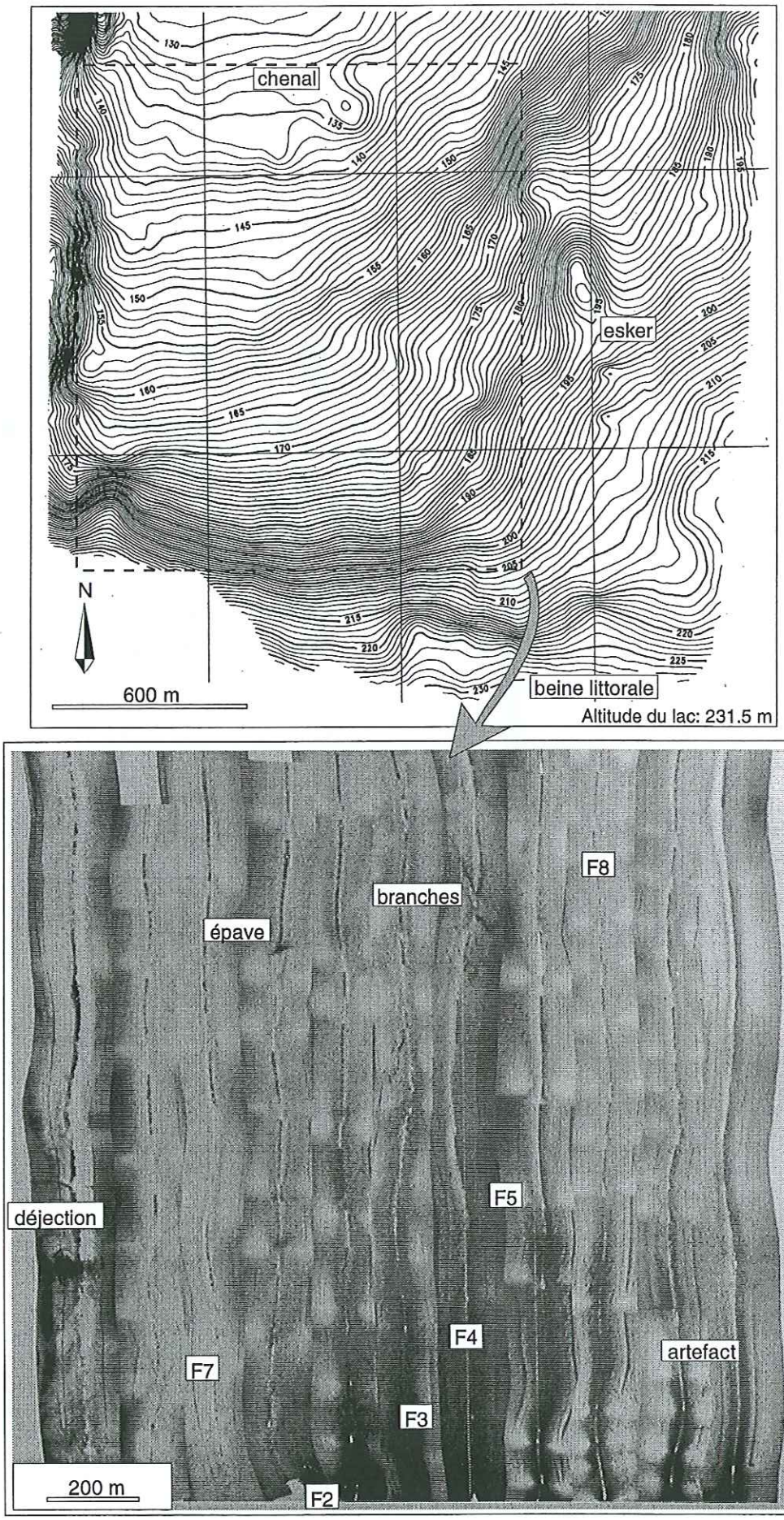
Ces mesures soulignent de fortes teneurs en carbonates qui résultent de l'érosion d'un bassin versant fortement carbonaté (bassin versant de la Leysse principalement), mais également d'une importante production estivale de calcite authigène dans l'épilimnion.

Le pic de carbonate de la baie de Grésine, ainsi que les fortes teneurs le long du littoral, traduisent une sédimentation dominée par la décantation de calcite authigène.

Au NE du lac, la forte teneur en carbonate semble souligner un apport carbonaté ainsi qu'une production autochtone relativement protégée des courants.

2.2.2. Granulométrie

Les analyses granulométriques des sédiments superficiels ont été réalisées sur le microgranulomètre laser Malvern^{TM} Mastersizer X à l'Université de Lille 1. La taille des grains est déterminée en fonction de l'obstruction d'un faisceau laser traversant la cellule d'analyse dans laquelle l'échantillon en suspension est injecté. Des focales de 100 et 300 mm ont été utilisées selon l'importance de la fraction sableuse du matériel et 5000 comptages ont été saisis par les capteurs de l'appareil pour chaque échantillon. Les mesures de volumes réalisées par l'appareil sont transformées en classes granulométriques par l'application d'un modèle mathématique établi à partir des théories de Fraunhofer



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

FIG. 94. — Exemples de faciès sonar associés au delta de la Leysse.

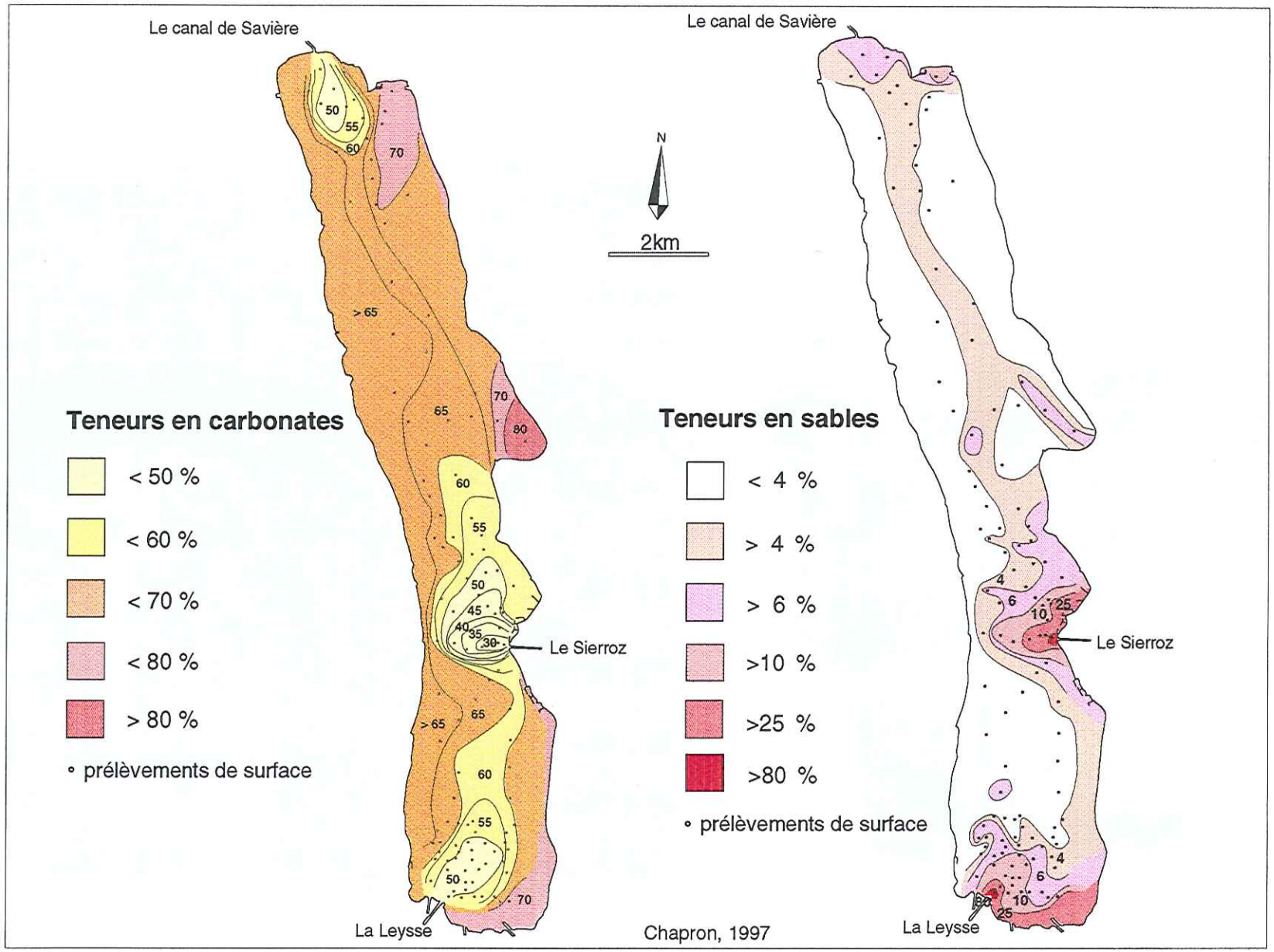


FIG. 95. — Teneurs en sables et en carbonates da sédiments de surface du lac du Bourget.

et de Mie. La théorie de Fraunhofer est une simplification de la théorie de Mie et assimile les particules à des disques plats et complétement opaques à la lumière. La théorie de Mie prend en compte la diffraction, mais également la réflexion et la diffusion du faisceau laser par la particule et nécessite la connaissance des propriétés optiques des particules et du milieu. L'établissement des classes granulométriques des particules à partir de la mesure de leur volume, a été réalisé par l'application d'un modèle « polydisperse » qui prend en compte les propriétés optiques des particules (indice de réfraction 1,54) et de l'eau (indice de réfraction 1,33).

A l'échelle du lac, les sédiments sont des silts argileux, dont le mode oscille autour de 18 microns. Au front des deltas, la fraction sableuse devient plus importante et illustre bien l'influence des apports détritiques. Les variations des teneurs en sables dans l'ensemble du lac sont présentées dans la figure 95.

La fraction sableuse du delta de la Leysse décroît rapidement vers le NE, mais elle illustre également une influence vers le Nord suivant la ligne de plus grande pente.

La fraction sableuse du delta du Sierroz décroît moins rapidement vers l'Ouest et présente de légers pics vers le Nord suivant l'axe du bassin.

Au Nord du lac, l'exutoire présente une teneur en sables comprise entre 6 et 10 %, illustrant l'influence des apports rhôdaniens. Une plus forte teneur en sables à l'Est du Rocher de Châtillon (> 10%) est également remarquable, et souligne l'influence d'un petit delta.

Sur chaque échantillon, une deuxième mesure a été réalisée après décarbonatation par ajout d'acide chlorhydrique dans la cuve de dispersion jusqu'à obtention d'un pH acide persistant. La comparaison des courbes des fréquences relatives de l'échantillon brut et décarbonaté, illustre dans l'ensemble du lac, une diminution de la fraction inférieure à 2 microns mais également une diminution de la fraction comprise entre 15 et 60 microns après décarbonatation. Cependant dans la baie de Grésine, ces deux populations sont centrées autour de 4 et 30 microns. Cette diminution semble suggérer que la fraction carbonatée du sédiment résulte principalement de deux populations. Plusieurs études granulométriques ont été réalisées sur les fractions carbonatées présentes dans la tranche d'eau du lac du Bourget au cours de l'année, à partir de trappes à sédiments et de prélèvements par bouteilles océanographiques [Groleau, 1993; Leroy, 1996]. Cependant, ces analyses granulométriques ont été réalisées sur un granulomètre Coulter^{TM}, et ne peuvent être comparées à nos mesures qu'avec prudence, puisque ces deux types d'appareil sont basés sur des systèmes d'analyses distincts et produisent des résultats légèrement différents. Néanmoins, l'analyse granulométrique des particules présentes dans la tranche d'eau du lac révèle une population de calcite autochtone de taille inférieure à 20 microns présentant un mode entre 4, 5 et 6 microns, et une population de calcite allochtone de taille supérieure à 20 microns. Il est donc probable que, dans les sédiments du lac, la fraction carbonatée inférieure à 5 microns environ corresponde à de la calcite authigène, et que la fraction carbonatée comprise en 15 et 60 microns soit en grande partie des carbonates détritiques issus de l'érosion du bassin versant. Cette hypothèse semble confirmée par une très nette diminution de la population inférieure à 2 microns au front des deltas de la Leysse et du Sierroz.

2.2.3. Evolution spatiale de la minéralogie des argiles

Tous les échantillons prélevés ont été préparés selon la méthode développée au laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de Lille.

Après délitage dans l'eau distillée, les échantillons ont tout d'abord été traités à l'acide chlorhydrique, dilués sous agitation permanente, afin d'opérer une décarbonatation progressive. L'échantillon est ensuite rincé à l'eau déminéralisée jusqu'à sa défloculation. Lorsque les argiles sont défloculées, l'échantillon est agité par un mixage dynamique (2000 à 3000 tours/min) puis laissé à reposer pendant 1 h 15min. On prélève alors par seringue le premier 1,5 cm où sont concentrées les argiles (< 2 microns) d'après la loi de Stokes. Cette fraction est ensuite centrifugée (45 min à 3500 tours/min) afin d'obtenir un culot utilisé pour la préparation de pâtes orientées sur lames rainurées. Deux lames ont été réalisées pour chaque échantillon et les analyses ont été effectuées par diffraction des rayons X sur un diffractomètre Philips PW 1710. Pour chaque échantillon, trois passages au diffractomètre ont été réalisés (un essai naturel, un essai saturé à l'éthylène glycol, et un essai chauffé deux heures à 490 °C). L'étude combinée de ces trois courbes a permis la détermination des cortèges de minéraux argileux, des minéraux accessoires présents (principalement quartz et feldspaths) ainsi qu'une analyse semi-quantitative. Celle-ci a permis de définir le pourcentage de chacun des minéraux argileux présents avec une précision estimée à 5%.

Les assemblages argileux sont constitués de chlorite, d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de smectite. Comme dans le lac d'Annecy [Manalt, 1998], la smectite correspond en fait à un interstratifié illite-smectite riche en smectite (type Ro).

Dans le lac du Bourget, l'évolution spatiale des teneurs en minéraux argileux permet de regrouper plusieurs zones homogènes : au front et au large du delta de la Leysse, au front du delta du Sierroz, au niveau de la plaine centrale et au Nord du lac. Cette cartographie est présentée dans la figure 96.

Afin de déterminer les sources des apports argileux, un échantillonnage a été effectué dans le bassin versant du lac, ainsi que sur les berges du Rhône lors des vidanges des barrages amont. Une synthèse des teneurs en minéraux argileux du bassin versant a été réalisée par Peyaud [1998]. Les dépôts glaciaires sont très riches en

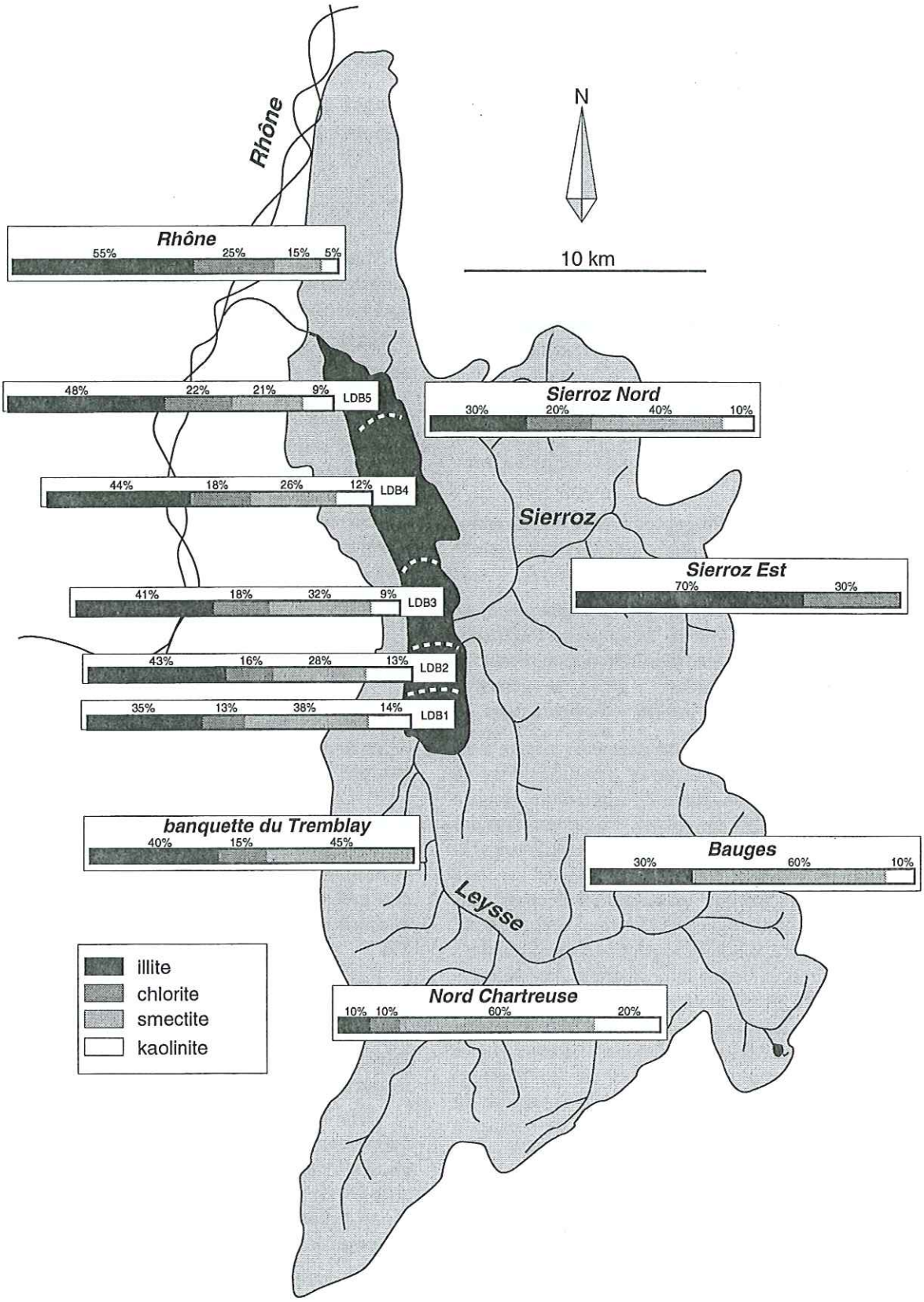


FIG. 96. — Répartition actuelle des minéraux argileux dans le lac du Bourget et son bassin versant. On notera un enrichissement des teneurs en illite et chlorite au Nord du lac (apports du Rhône), ainsi qu'un enrichissement des teneurs en smectite au Sud du lac (apports de la Leysse).

illite (70%) et en chlorite (30%), alors qu'un sol sur un substrat Crétacé inférieur contient surtout des smectites (80%) mais peu d'illite (10%) et de kaolinite (10%). La molasse contient en moyenne entre 40 et 50 % de smectite, entre 20 et 30 % d'illite, entre 15 et 20% de chlorite et parfois 10 à 15 % de kaolinite. Les échantillons prélevés dans le substrat Crétacé contiennent en moyenne 50 % de smectite, 35% d'illite, 10% de chlorite et 15 à 20 % de kaolinite. Dans le massif des Bauges, les argiles proviennent essentiellement des formations marno-calcaires du Crétacé inférieur (Berriasien, Valanginien, Hauterivien), des molasses Oligocène et des terrains würmiens [Deconinck *et al.*, 1985]. La synthèse des teneurs en minéraux argileux pour chaque affluent du bassin versant est résumée dans la figure 96.

Sur cette figure, on note un enrichissement relatif en illite et en chlorite au Nord du lac, traduisant l'influence des apports du Rhône, ainsi qu'un enrichissement en smectite au Sud du lac, associé aux apports de la Leysse et du Sierroz.

2.3. Cartographie des environnements sédimentaires

Plusieurs environnements sédimentaires sont reconnaissables à partir de la compilation des données bathymétriques, des images du sonar latéral étalonnées par les prélèvements de surface et des résultats de l'étude sédimentologique de ces sédiments. Les différents environnements sédimentaires reconnus sont présentés dans la figure 97. On notera l'étroite relation existant entre les faciès deltaïques et la production de gaz biogénique, cartographiée à partir des données de sismique réflexion.

Un assemblage caractéristique se développe depuis les deltas vers la plaine lacustre : la charge sableuse fluviatile est très vite déposée dans le lac (faciès F1), et les sédiments deltaïques silto-sableux (F2) évoluent rapidement en silts associés à de nombreux débris de feuilles et de branches (F3) qui deviennent de plus en plus rares (F4) ; le prodelta est principalement silteux (F5) alors que la plaine lacustre est silto-argileuse (F8).

Quelle que soit la bathymétrie du delta, cette succession de faciès sédimentaires est déviée vers la droite sous l'influence de la force de Coriolis et correspond très probablement aux développements de la décantation des particules associées aux courants d'over- et d'inter-flows dans le lac.

Suivant la plus grande pente du delta, un second mécanisme de dépôt se produit en empruntant des chenaux, plus ou moins marqués selon la pente deltaïque, avant de se répandre sur la plaine lacustre et d'induire un enrichissement en sables fins (F7). Ce second mode de dépôt correspond très probablement au développement de courants d'underflows depuis l'embouchure de l'affluent jusqu'à la plaine lacustre.

Ces deux types d'apports deltaïques sont localement influencés par l'action d'un régime de vent dominant de secteur Nord (la bise) et par la topographie. Il est ainsi possible d'expliquer les différents environnements sédimentaires actuels du lac du Bourget.

2.3.1. Le delta de la Leysse

Ce delta se caractérise par une pente peu prononcée et une construction maximale suivant le flanc SE du lac (fig. 94 et 97). Cette morphologie résulte en partie de l'influence de hauts-fonds liée à un esker associé au retrait du dernier glacier würmien, et d'une importante alimentation par interflows.

Lors d'une plongée V. Lignier et C. Béraldin ont prélevé des galets et graviers affleurant près du tombant de la beine (craie lacustre) par 6 m de fond, dans la prolongation de ces hauts fonds. Ces galets et graviers présentent des morphologies caractéristiques de matériel glaciaire et fluviatile. Il s'agit de métabasaltes, granites à deux micas plus ou moins altérés, schistes chloriteux, quartzites, micaschistes, diorites, grès grossiers et de calcaires. Ces compositions métamorphiques, magmatiques et calcaires, confirment une origine interne et subalpine associée aux apports du glacier de l'Isère.

Les apports par interflows de la Leysse subissent l'influence de la force de Coriolis, mais également l'influence de courants de surface développés par les vents dominants de secteur Nord ayant un fetch de 9 à 13 km. Le panache turbide est ainsi généralement fortement dévié le long du littoral à l'Est du lac (fig. 98). Les faciès sédimentaires associés aux apports par interflows traduisent une décantation des particules plus ou moins rapide, selon la granulométrie des apports détritiques (faciès F1, F2, F3 et F4). Les particules plus fines ainsi que les nombreux débris de végétaux peuvent être transporté sur plus de 4 km vers le NE, mais l'action des courants de surface associés aux vents tend à les rabattre vers le Sud et à former le faciès F6 (fig. 97). Le faciès F9 est localisé au pied d'une vaste roselière, et se caractérise par de nombreux petits cratères circulaires, qui, par analogie avec un faciès sonar très caractéristique dans le Petit lac d'Annecy [Tolnay, 1998], sont interpétés comme un champ de *pockmarks* associé à des échappements de gaz biogéniques [Hovland *et al.*, 1984].

Les apports par underflows de la Leysse suivent vers le Nord la ligne de plus grande pente depuis l'embouchure de l'affluent, et peuvent atteindre la plaine lacustre du sous-bassin Sud. Ces courants de densité sont légèrement déviés vers l'Ouest au front du delta, par un chenal orienté NW-SE où s'accumulent de nombreux débris de branches (fig. 94 et 97). On notera également, que vers l'Ouest, la géométrie des faciès sédimentaires deltaïques reflète toujours la position de l'embouchure de la Leysse antérieure aux aménagements des années 50.

Par ailleurs, les caractéristiques biologiques (matière organique totale et particulaire, bactériologique, algaire et biomasse du macrobenthos), chimiques (teneurs en carbone, nitrates et phosphores) et granulométriques (grains moyens, teneurs en sables, silts et argiles) des sédiments du delta de la Leysse ont fait l'objet d'une étude

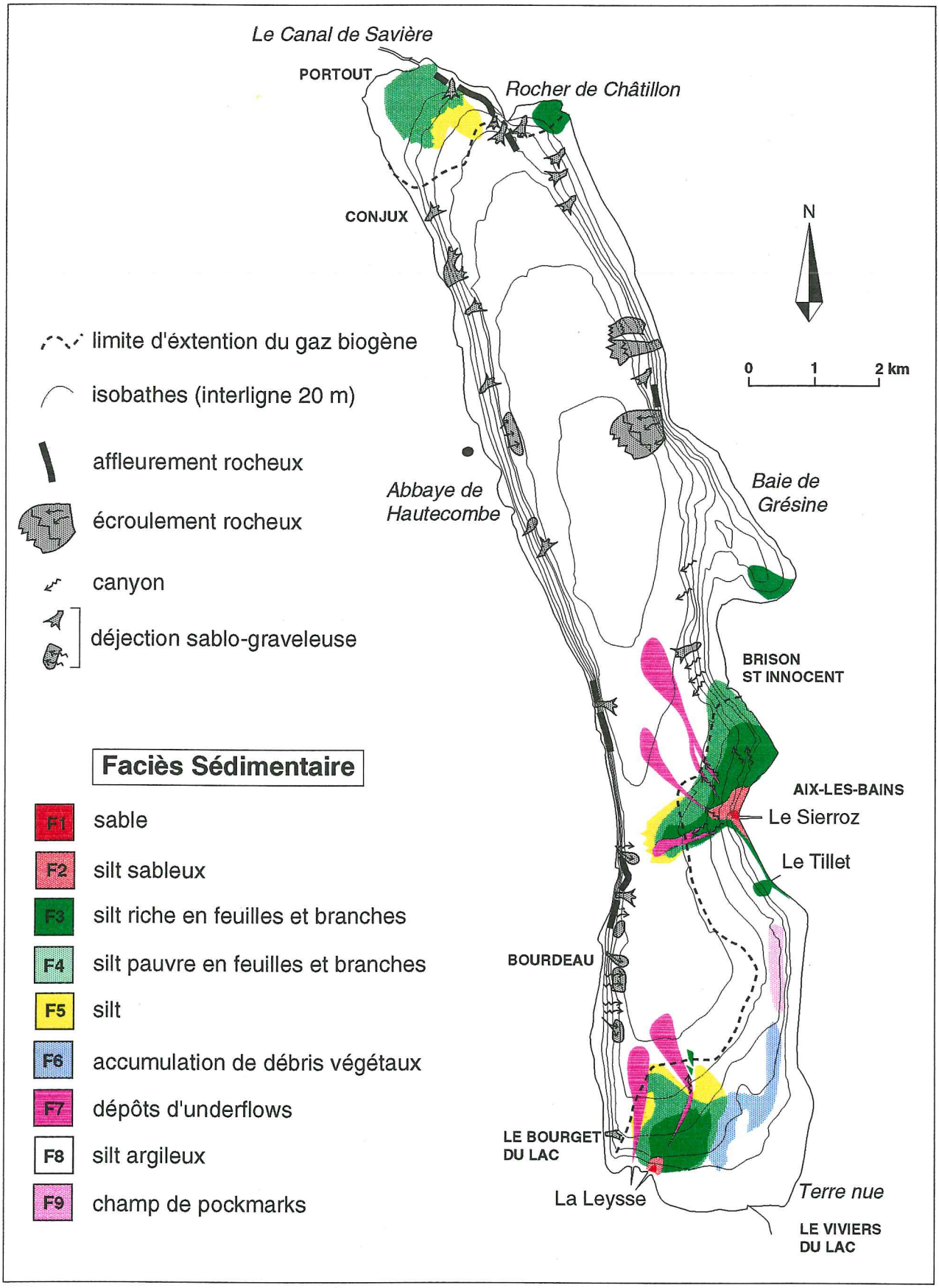
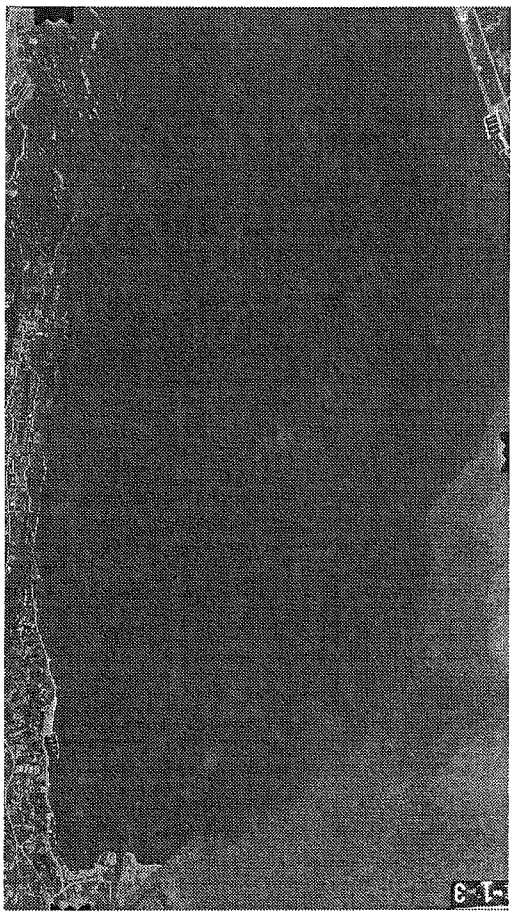


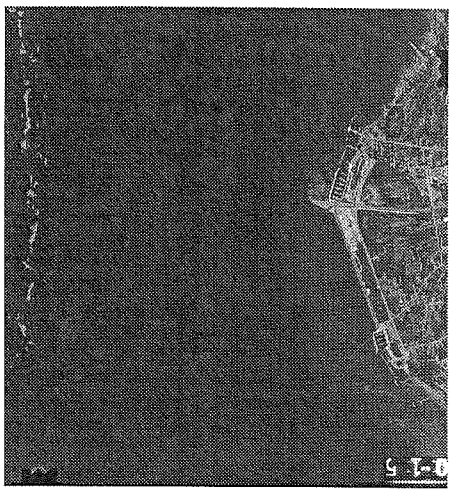
FIG. 97. — Faciès sédimentaires actuels du lac du Bourget.



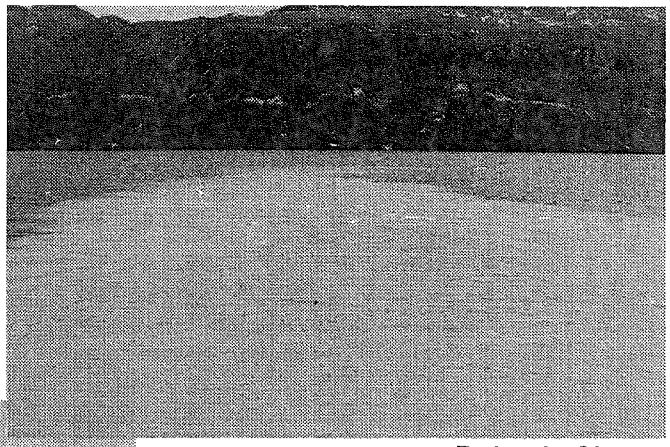
Delta de la Leysse

Crue du 18 Mars 1974

(source: Syndicat Intercommunal du lac du Bourget)



Delta du Sierroz



Delta du Sierroz

Mars 1996

Delta de la Leysse

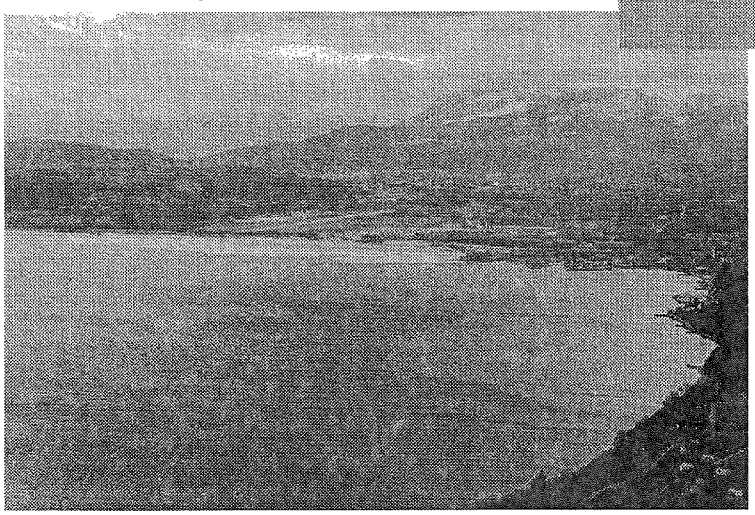


FIG. 98. — Exemples de développements d'interflows durant les crues de Mars.

statistique afin de définir les caractéristiques les mieux reflétés par les faciès sonar [Gayte *et al.*, sousmi]. La matière organique particulaire, la biomasse du macrobenthos et la granulométrie apparaissent bien corrélées aux faciès sonar, ainsi que la production algaire et la biomasse bactérienne mais de manière moins nette.

2.3.2. Le delta du Sierroz

Ce delta torrentiel présente une morphologie très marquée, et partage le lac en deux bassins profonds où se développent les plaines lacustres Nord et Sud. Il constitue un analogue du delta de la Dranse dans le Léman, comme l'ont signalé Delbeque & Garcin [1892]. Les apports du Sierroz sont dans l'ensemble plus grossiers que les apports de la Leysse, et ils soulignent deux principaux modes de dépôts. Les apports par interflows ont été profondément influencés par la déviation du Sierroz vers le Sud et par sa canalisation. Auparavant, ces apports étaient beaucoup plus concentrés au Nord du delta, dans la baie de Mémard riche en sites archéologiques (R. Castel, com. pers.).

Depuis ces aménagements, les apports par interflows sont principalement soumis à la force de Coriolis (fig. 98), mais également aux vents de secteur Nord. Ces vents favorisent la décantation de la charge du panache au SW de l'embouchure du Sierroz jusqu'à plus de 100 m de fond (fig. 97). Les apports par underflows ont développé plusieurs chenaux à l'Ouest et au NW du delta du Sierroz (fig. 99) où ils se caractérisent localement par des antidunes [Chatterjee, 1994]. Ces courants de densité se répandent dans les plaines lacustres Nord et Sud.

2.3.3. L'exutoire du lac

Le rôle d'exutoire ou de déversement des crues rhôdaniennes de l'extrémité Nord du lac du Bourget, se traduit par un faciès sédimentaire silteux parsemé de quelques feuilles et branches (fig. 97). Cet environnement a été fortement influencé par la réalisation du canal de Savière au XVIII ème siècle, et par le contrôle du niveau du lac à l'écluse de Savière (réalisation des barrages du Rhône en Châutagne depuis 1983). Mais jusqu'à la fin du XIX ème siècle, les eaux du Rhône apportaient une quantité considérable d'alluvions et s'écoulaient vers le lac 60 jours par an environ [Révil, 1893]. Les apports rhôdaniens semblent donc être principalement responsables du faciès observé.

2.3.4. La baie de Grésine

Les sédiments de cette baie sont des silts légèrement sableux, dont la très importante fraction carbonatée résulte principalement de la précipitation de calcite authigène. Par ailleurs, la proximité d'une roselière favorise un faciès riche en débris de végétaux au SE de la baie (fig. 97).

2.3.5. Les pentes

Deux grands types de pentes délimitent le lac du Bourget : les pentes sédimentaires et les pentes du substratum anté-würm.

Les pentes sédimentaires sont faibles au Nord et au Sud du lac et consistent en des beines littorales essentiellement composées de craie lacustre dont le tombant atteint 4.8° au Nord et 1.7° au Sud. Les pentes sédimentaires sont également développées le long des flancs Est et Ouest du lac, mais les tombants sont beaucoup plus inclinés et atteignent 30° (fig. 100).

Les pentes du substratum anté-würm résultent d'affleurements calcaires, molassiques ou interglaciaires Riss-Würm et peuvent être très abruptes (fig. 100) : la prolongation des calcaires urgoniens du Mont du Chat présente une pente comprise entre 60° et 38°, le tombant calcaire du Rocher de Châtillon atteint 56°, le tombant molassique atteint 34° au pied de l'Abbaye d'Hautecombe et le tombant interglaciaire atteint 30° vers Brison St Innocent.

Dès que les pentes atteignent 10°, elles peuvent générer différents types de remaniements gravitaires selon l'environnement (fig. 100 et 101) : les pentes calcaires favorisent des déjections sablo-graveleuses ou de vastes écroulements rocheux ; les pentes molassiques favorisent des apports sablo-graveleux, mais également le remaniement de sédiments holocène ; les pentes interglaciaires sont fortements incisées de canyons, alors que les pentes sédimentaires développent des canyons ainsi que des glissements au front du delta du Sierroz, au pied de la baie de Grésine et le long du flanc NW du lac.

Tous ces phénomènes gravitaires favorisent un faciès « moutonné » en pied de pente, qui résulte des remaniements et de leur drapage sédimentaire ultérieur (fig. 100).

Par ailleurs il semble que plusieurs sources sous-lacustres soient à l'origine de déjections plus ou moins grossières au NE du lac, sous les falaises de la Chambotte (fig. 100). Cette barre calcaire présente de nombreuses sources le long de son versant Est (F. Hobléa, com. pers.), mais des sorties d'eau sont aussi connues près du lac et pourraient également se produire sous le lac. Ce sont probablement ces sources qui ont été décrites par Gidon [1970].

2.3.6. Les plaines lacustres

Ces environnements profonds se caractérisent par des pentes presque nulles (1.1° au Nord et 0.6° au Sud) et un environnement sédimentaire silto-argileux très homogène. Cependant, la partie Nord du lac présente une morphologie localement irrégulière, qui résulte principalement du drapage du toit de l'unité 4R (fig. 102). Par ailleurs, les prélèvements de surface se caractérisent par une succession régulière de rythmites

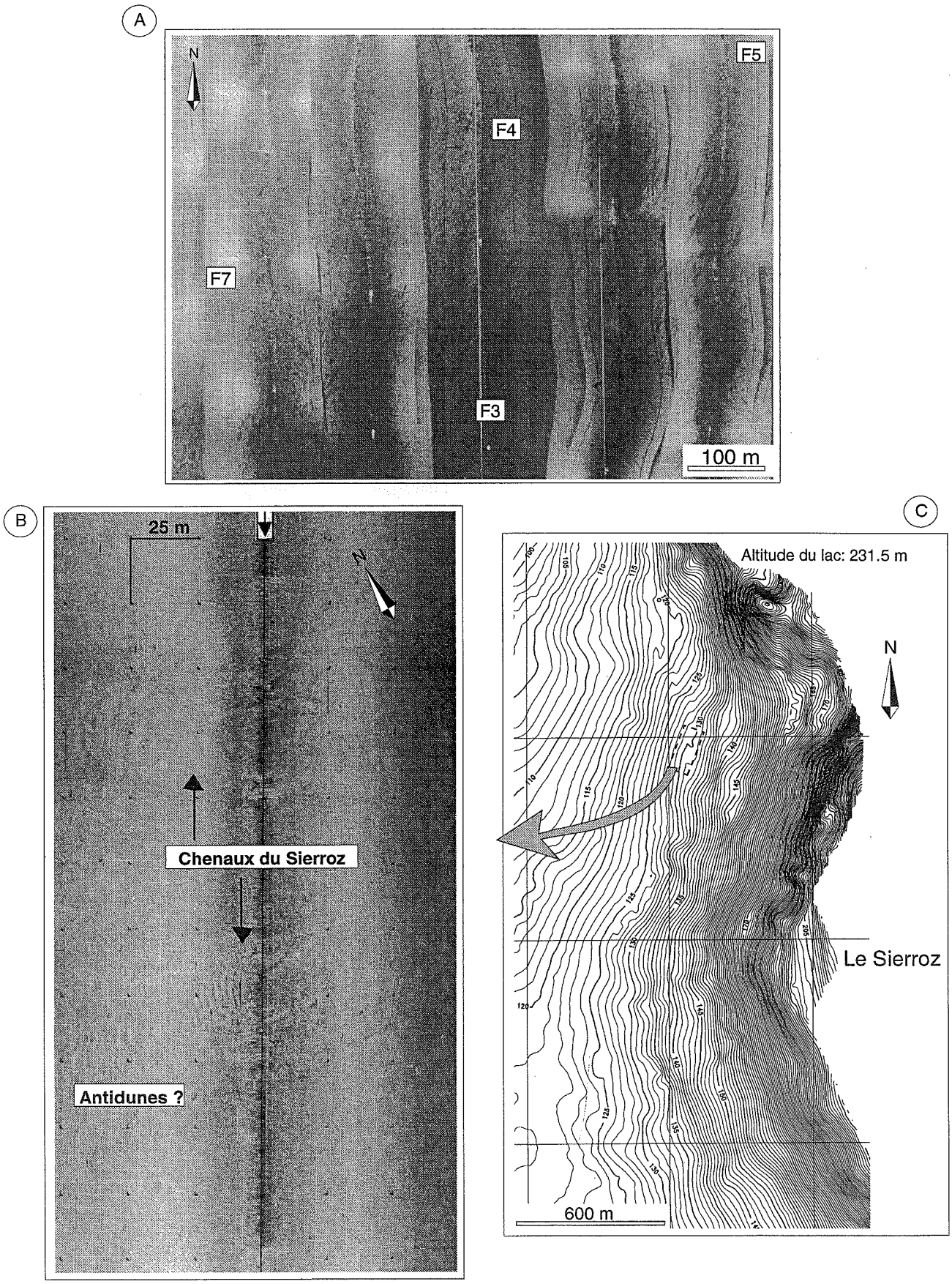


FIG. 99. — Faciès sonar des environnements deltaïques. (A) détail des faciès silteux plus ou moins riches en feuilles et branches (F3, F4, F5) au front du delta de la Leysse ; (B) incision de chenaux au front du delta du Sierroz associés aux apports par underflows et développement d'antidunes ; (C) carte bathymétrique du delta du Sierroz.

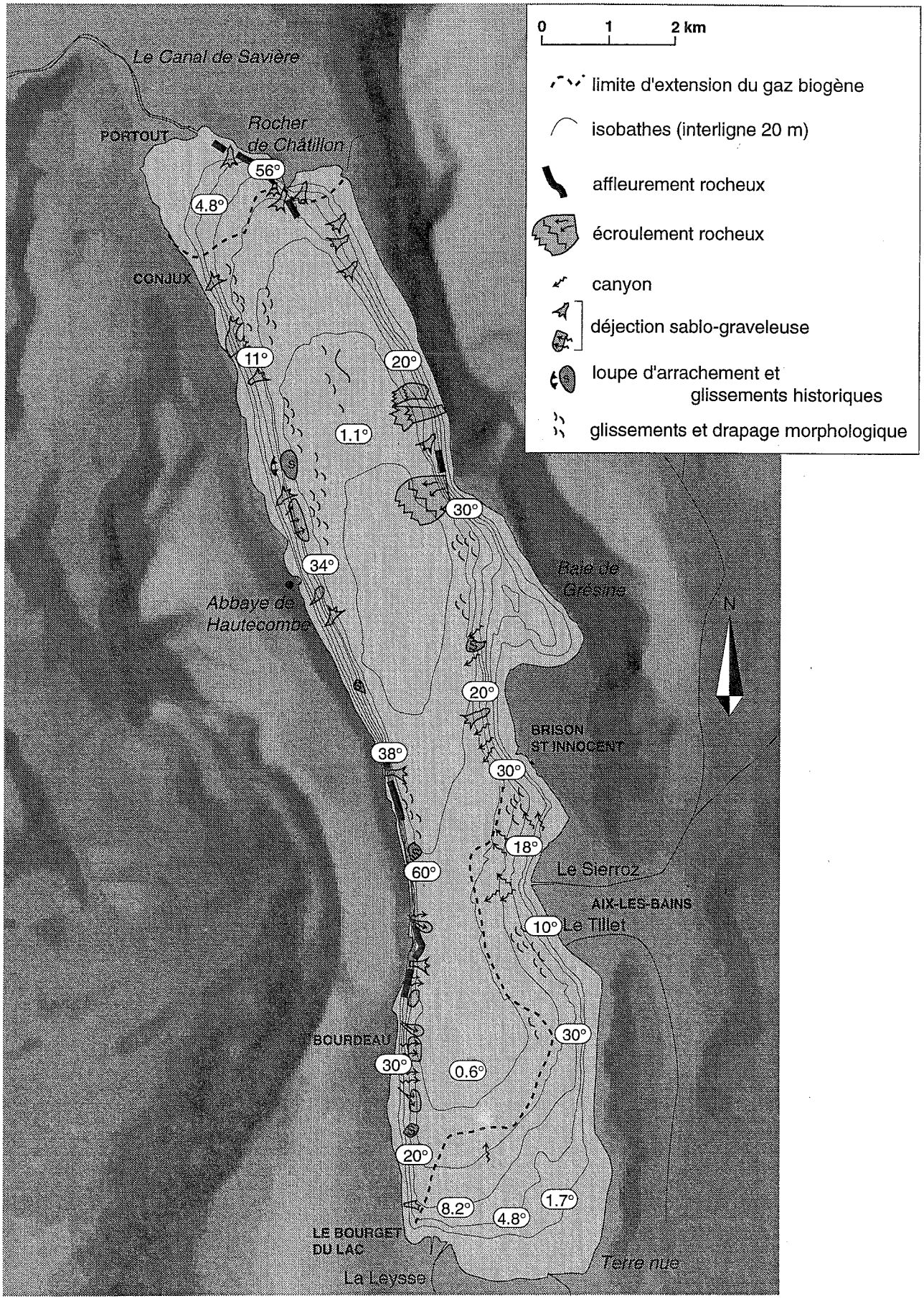


FIG. 100. — Influence des pentes lacustres sur la morphologie des fonds.

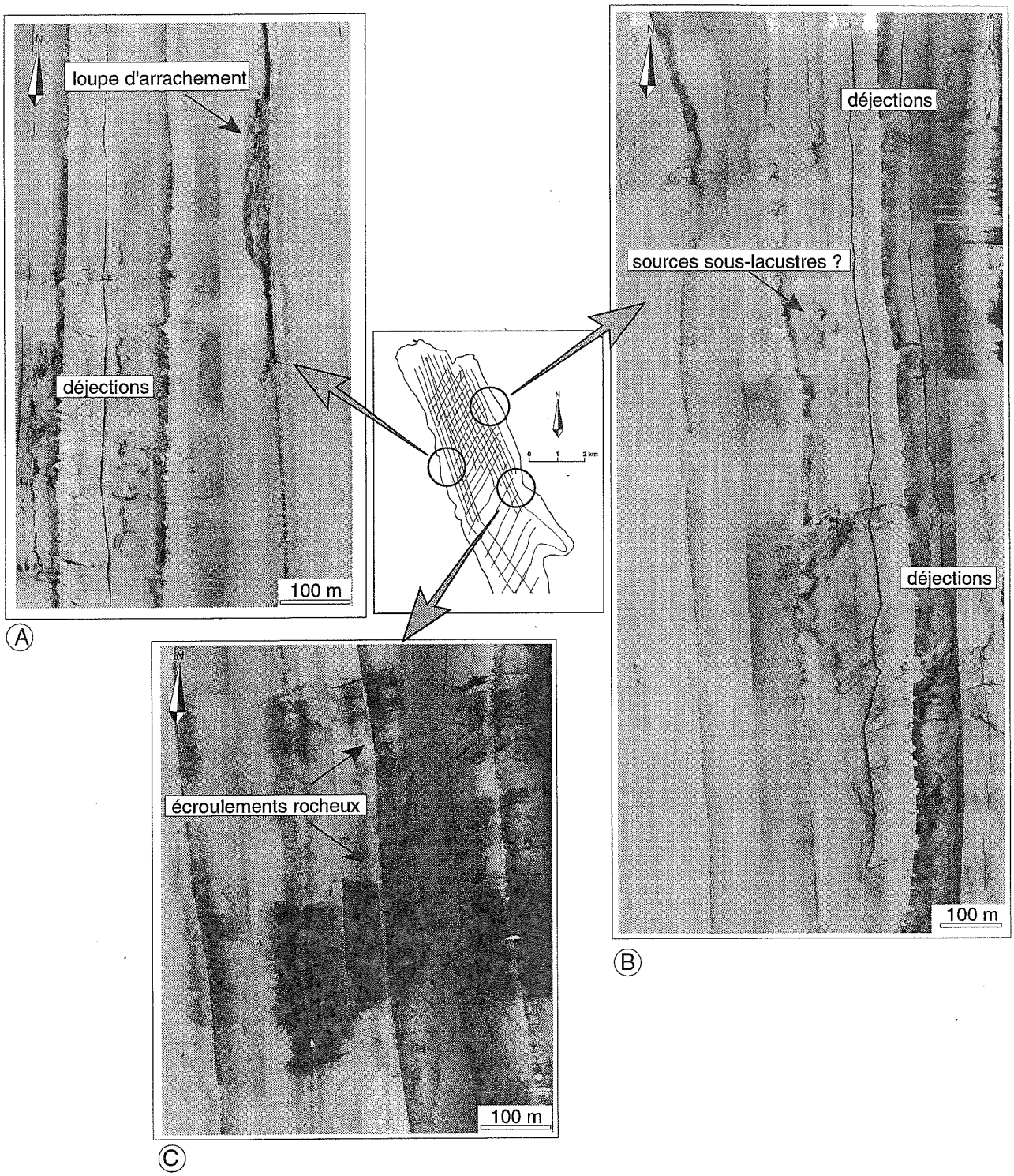


FIG. 101. — Exemples de remaniements gravitiaires affectant les pentes Nord du lac. (A) déjections grossières associées au substratum molassique et loupe d'arrachement d'un important glissement historique ; (B) déjections grossières développant des canyons le long de la pente sédimentaire ; (C) écroulement rocheux associés au substratum calcaire.

consituées de lamines noires et grises épaisses d'environ 5 mm. Dans la plaine Nord, ces rythmites sont perturbées à 3 cm et à 15 cm de profondeur environ, par deux générations de passées carbonatées silto-sableuses granoclassées (fig. 102). La plus profonde de ces passées grossières (3 cm d'épaisseur) est la plus étendue. Cette passée est sableuse au Nord, érosive au pied de l'escarpement du rocher de Châtillon et s'affine fortement au Sud de la plaine centrale. La passée grossière plus récente atteint 2 cm d'épaisseur, mais elle n'est présente que dans une partie de la plaine lacustre, et semble provenir du flanc NW du lac. Ces passés grossières

résultent très probablement de remaniements gravitaires de la beine littorale ayant évolué en fines turbidites, depuis les pentes sédimentaires N, NE et NW du lac (soit respectivement l'exutoire du lac, le rocher de Châtillon et les environs de l'Abbaye de Hautecombe, cf. fig. 100).

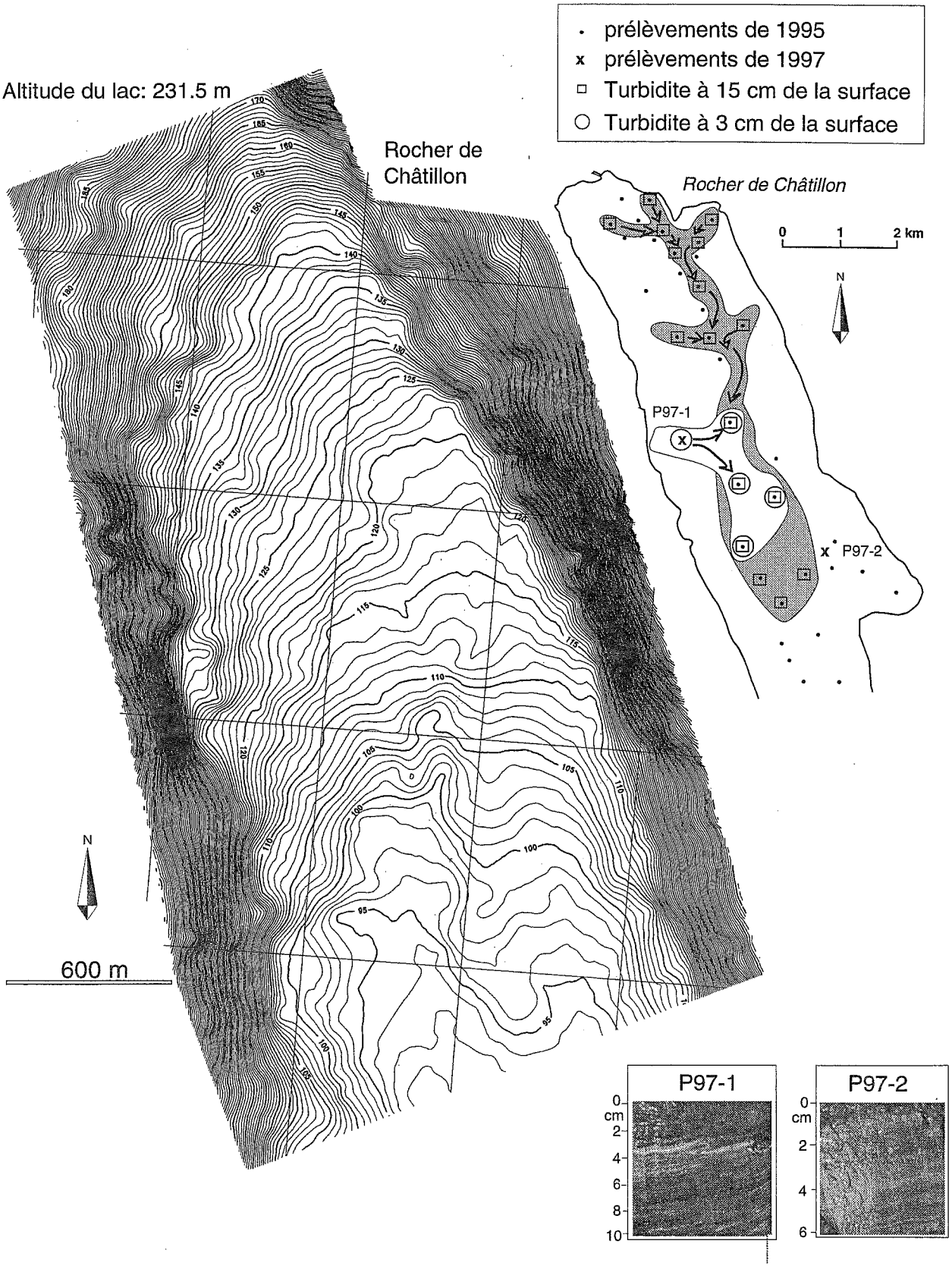


FIG. 102. — Evolutions de turbidites au Nord du lac du Bourget. La morphologie contrastée de la plaine lacustre Nord semble fortement influencer l'évolution des courants de turbidité axiaux et latéraux.

3. — Sédimentation historique

3.1 . Campagne de carottage courts.

La campagne CORMORAN 97, réalisée en collaboration entre les Universités de Lille 1, de Savoie et de Genève (Institut F.A. Forel), a permis l'acquisition de 38 carottes de 1 m de profondeur en moyenne. La réalisation de cette campagne a nécessité des adaptations particulières : la barge de la Capitainerie du Port d'Aix-les-Bains a été solidarisée au Pélican, le navire du Syndicat Intercommunal du lac du Bourget, sur lequel nous avions équipé une potence et fixé le treuil hydraulique et son câble de 200 m appartenant au centre de l'EAWAG-ETH de Zürich. Le système de positionnement a été assuré par G.P.S. et les carottes ont été prélevées par le carottier Benthos de l'Institut F.A. Forel. Le carottier est constitué d'un corps profilé et lesté permettant la fixation directe d'un tube PVC de 2 m de long et 7.3 cm de diamètre, et l'extrémité supérieure est munie d'un système de piston solidarisé au corps du carottier.

Lorsque le site de carottage était atteint, le navire se stabilisait grâce à son système de ballast et l'ouverture des bras du Pélican permettait le passage du carottier. La bathymétrie étant donnée par un sondeur, le carottier était descendu au frein par le treuil débrayé, et une fois le carottier planté, la position du site était entrée en mémoire. Dès la sortie du carottier de l'eau, un bouchon était placé à son extrémité inférieure, et après désolidarisation du tube, une éponge progressivement enfoncée jusqu'au sommet des sédiments permettait de connaître la longueur approximative du carottage. Bouché en ses deux extrémités et numéroté, le tube était stocké verticalement sur la barge, puis transporté et stocké à 4°C - toujours verticalement - dans la chambre froide de l'Université de Savoie en fin de journée.

Le choix de sites a été fixé à partir des données géophysiques (sismique, bathymétrique et sonar latéral) et sédimentologiques pré-existantes, les objectifs étant d'étudier les variations temporelles des environnements sédimentaires cartographiés en surface, afin de différencier les événements à caractères catastrophiques (climatiques ou sismotectoniques) de la sédimentation « normale » pour le dernier millénaire. Les sites carottés sont présentés dans la figure 103.

3.2. Analyse sédimentologique

La susceptibilité magnétique volumique de tous les carottages a été mesurée selon un pas de 2 cm au magnétomètre Bartington de l'Institut F.A. Forel. Ces mesures sont acquises en déplacant le tube carotté dans l'anneau de mesure, et permettent une bonne corrélation des carottages, lorsqu'on a défini les teneurs en carbonates et en eau qui présentent des propriétés diamagnétiques [Loizeau, 1991].

Les 20 carottages qui ont été étudiés (fig. 103), ont été décrits, photographiés, numérisés par caméra CCD et ont fait l'objet d'un premier échantillonnage précisant l'évolution de la microgranulométrie, de la teneur en eau, de la cohésion non-drainée, de la teneur en carbonate et du cortège des minéraux argileux.

Dans un second temps, certains sites ont fait l'objet d'une étude à haute résolution des variations :

- microgranulométriques,
- des teneurs en carbonates,
- des teneurs en matière organique,
- des teneurs en eau,
- et des teneurs en différents minéraux argileux.

A partir de ces analyses, il est possible de préciser les caractéristiques générales des sédiments et les principales lithologies associées aux environnements sédimentaires du lac.

3.2.1. Caractéristiques générales

Trois principaux faciès constituent les carottes du lac du Bourget (fig. 104) : une alternance de lamines millimétriques à plurimillimétriques noires et grises dans les 10 premiers centimètres très riches en matière organique (faciès à rythmites), un faciès dominant caractérisé par une lamination floue ponctuée de matière organique (faciès à lamination floue) et une succession de plusieurs lamines sombres plus ou moins grossières, pouvant atteindre 1 cm d'épaisseur et développer une base nette ou floue (niveaux de crues).

Globalement, on observe que les teneurs en carbonates et en eau des sédiments augmentent vers le sommet et qu'elles sont inversement proportionnelles à la susceptibilité magnétique volumique (fig. 105). Les pics de susceptibilité magnétique apparaissent également associés aux principaux niveaux de crues silto-sableux ou argileux. La granulométrie silto-argileuse du faciès à lamination floue apparait constante, mais la granulométrie des niveaux de crues peut être sableuse, silto-sableuse ou argilo-silteuse selon la proximité des deltas. Dans le faciès à rythmites, on note localement des passées silteuses carbonatées, mais également une apparition des teneurs en sables qui ne semblepas associée à des niveaux particuliers.

Le cortège des minéraux argileux est composé de chlorite, d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de smectite dans des proportions qui sont globalement constantes dans le premier mètre de sédiment.

Les mesures effectuées au scissomètre de laboratoire (*Vane test*) soulignent la faible cohésion non drainée des

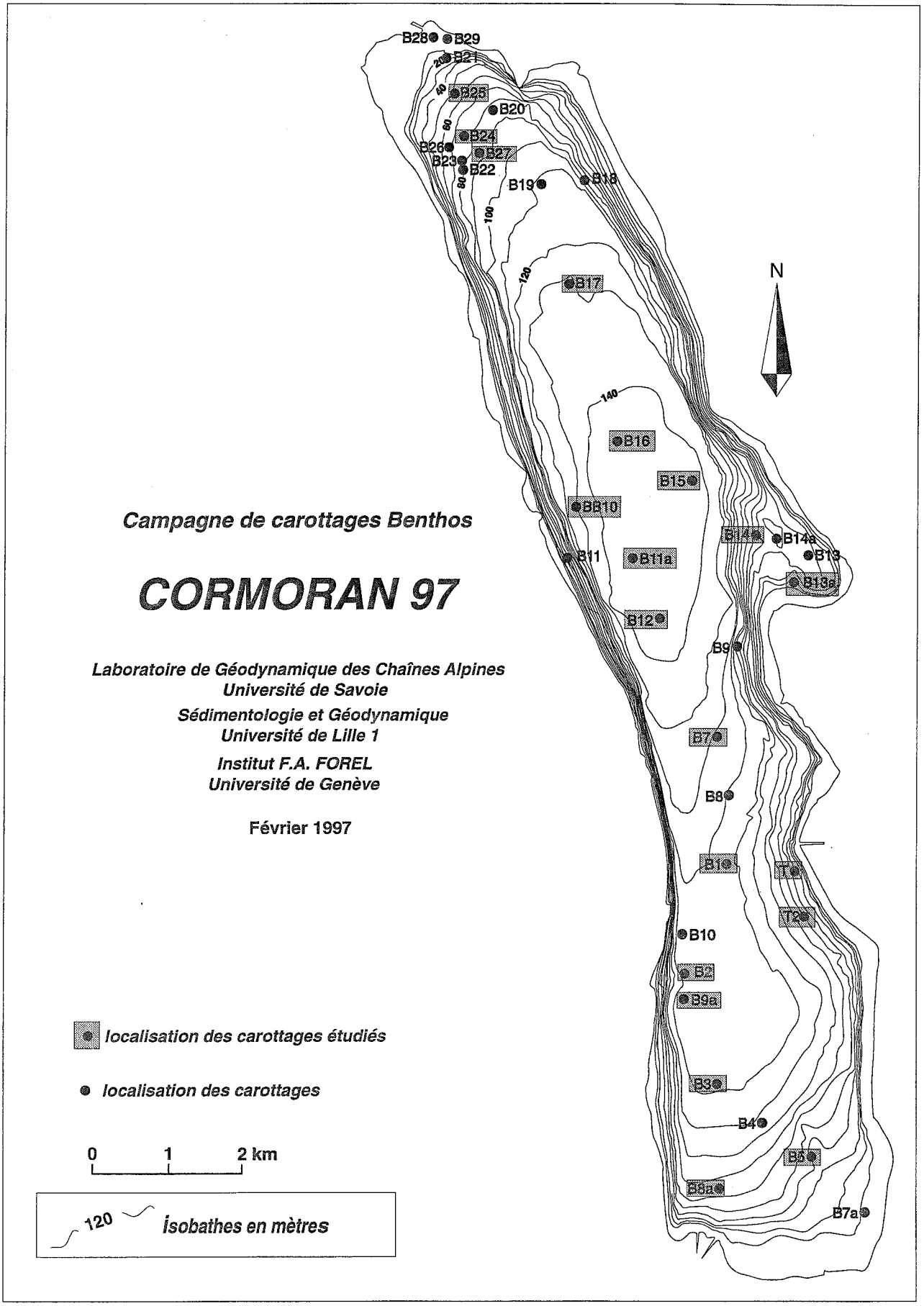


FIG. 103. — Localisation des carottages du lac du Bourget.

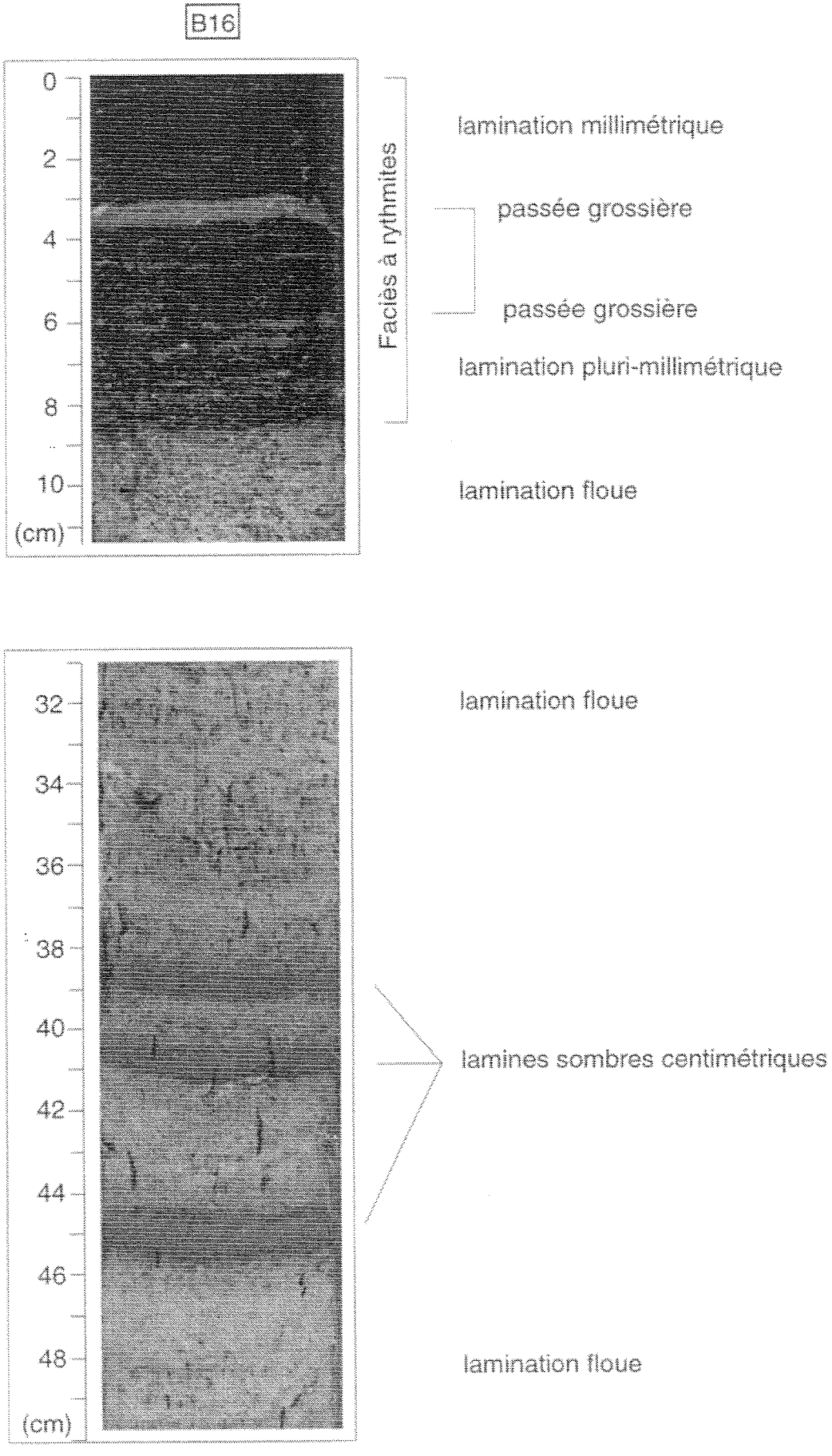


FIG. 104. — Exemple des principaux faciès lithologiques des sédiments du lac du Bourget.

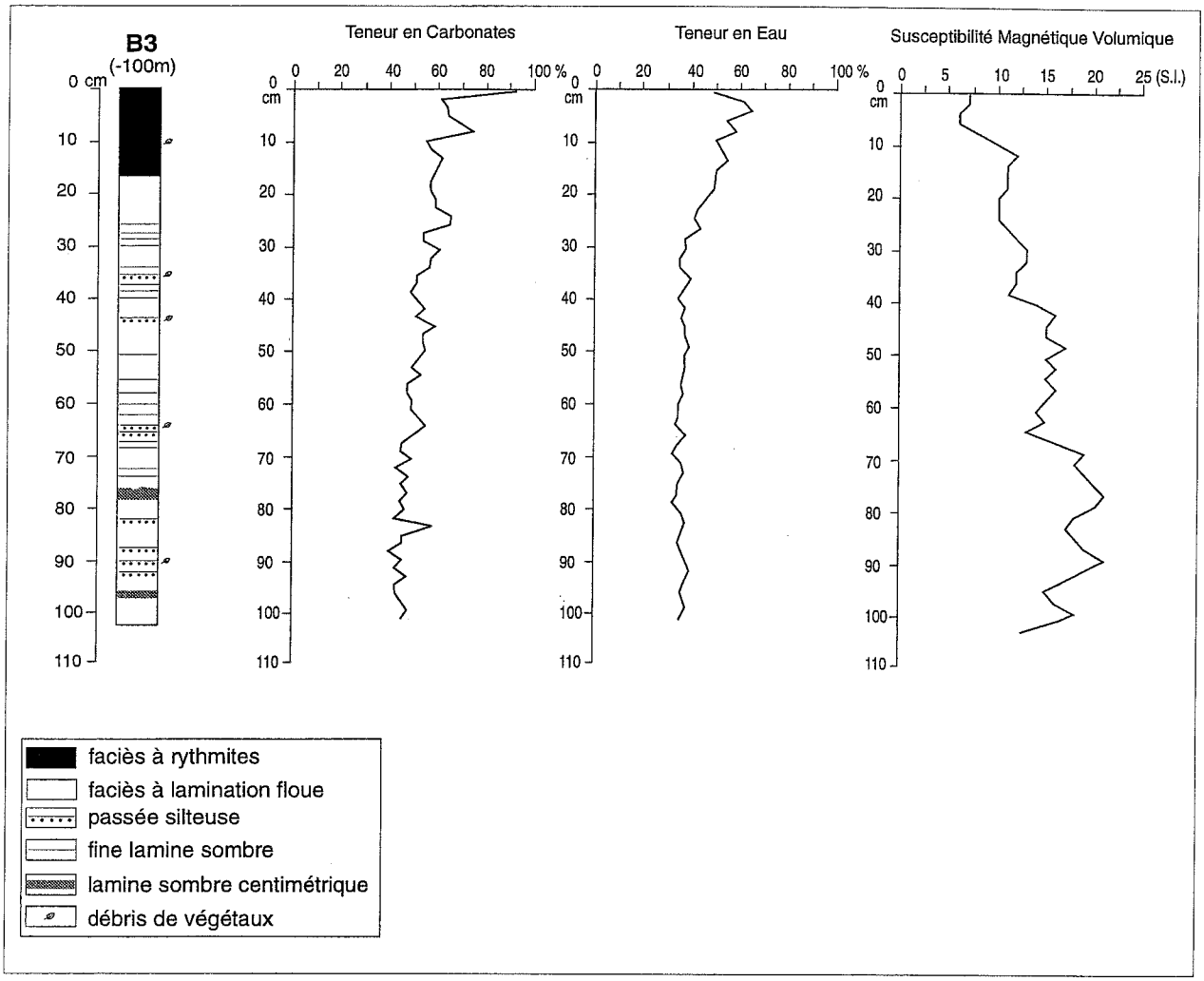


FIG. 105. — Evolution des teneurs en carbonates et en eau au front du delta de la Leysse. On note que la susceptibilité magnétique volumique est inversement proportionnelle aux teneurs en carbonates et en eau, mais bien corrélée avec les passées grossières et les lamines sombres.

sédiments (entre 1 et 5 kPa) et une diminution de la cohésion du sédiment principalement associée à l'augmentation de la teneur en eau.

Les mesures de matière organique ont été réalisées par J.R. Disnar à l'Université d'Orléans sur trois carottes (fig. 106). Ces analyses soulignent une faible teneur générale et une importante augmentation de la quantité de matière organique dans le faciès à rythmites. La décroissance de l'indice d'hydrogène souligne également une dégradation de la matière organique dans les 10 premiers centimètres. Il semble donc que la couleur noire des 10 premiers centimètres des carottes soit liée à une augmentation récente des teneurs en matière organique. Cette matière organique peut avoir une origine aquatique (production algaire) et/ou terrestre (débris organiques du bassin versant), comme cela a été démontré dans le Petit lac d'Annecy [Buillit *et al.*, 1997].

Dans la partie Nord du lac, l'étude de lames minces réalisées sur plusieurs sites dans les faciès à rythmites, à lamination floue et de crues, permet de préciser ces différents faciès et souligne l'existence d'une bioturbation relativement importante.

Le faciès à rythmites s'avère être constitué d'une alternance de lamines infra-millimétriques sombres (dépôts d'automne et d'hiver) et claires (dépôts de printemps et d'été). La lamine sombre se caractérise par une succession de niveaux noirs, puis marrons très riches en argiles, alors que la lamine claire est constituée d'une importante décantation de diatomées, de calcite authigène et de quelques Ostracodes. Plusieurs fins niveaux à cristaux de gypse dispersés (transformation de sulfures en sulfates) sont probablement responsables des légers pics de sables reconnus au microgranulomètre.

Cette alternance de lamines semble donc refléter les variations saisonnières des apports allochtones et/ou autochtones, de la stratification thermique du lac et des conditions chimiques de l'interface eau-sédiments.

Un épais niveau composé de calcite et de quartz granoclassé est également reconnaissable et interprété comme une turbidite distale (décantation de la bouffée

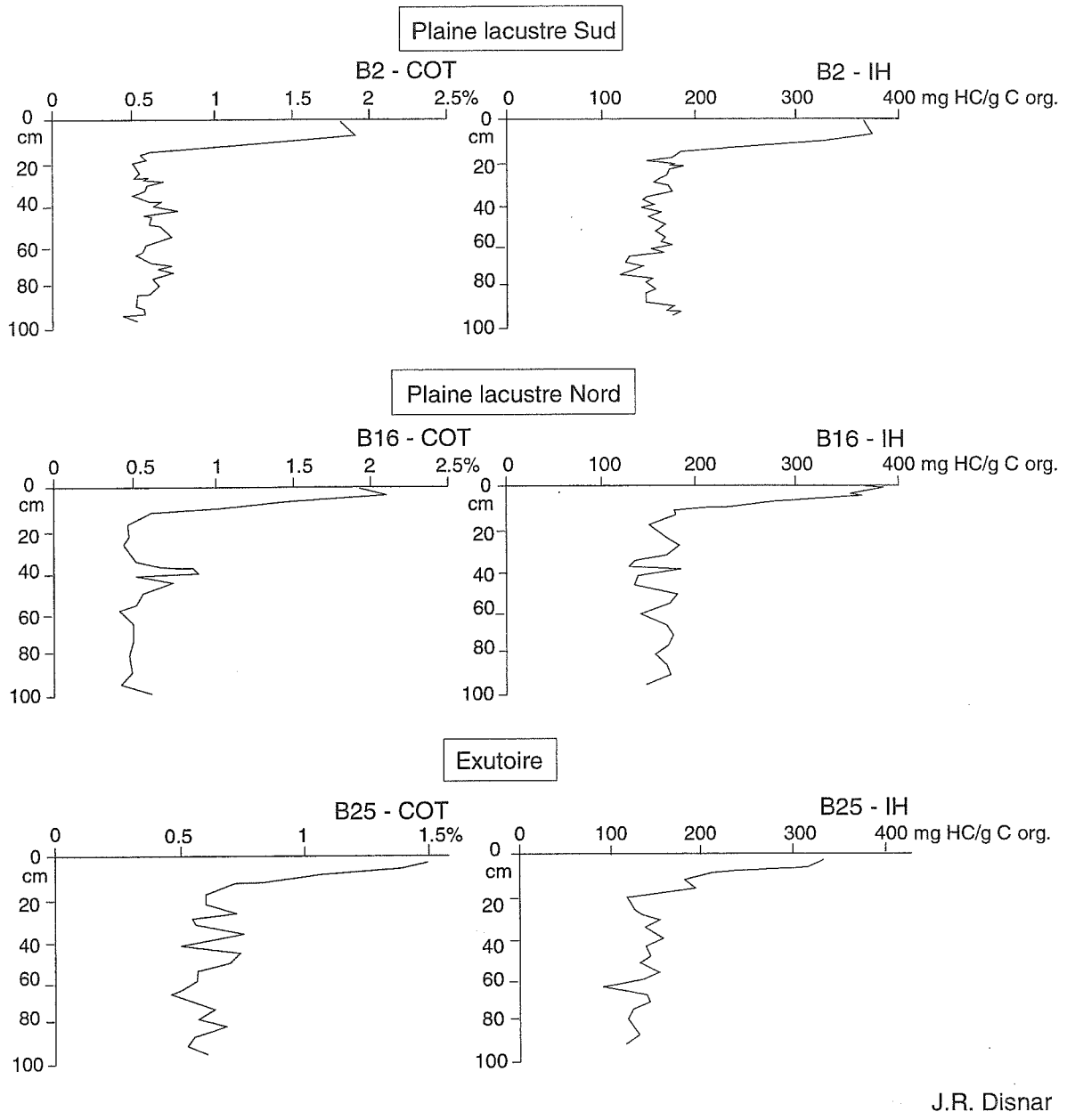


FIG. 106. — Evolution de la matière organique des sédiments du lac du Bourget. COT : carbonne organique total en % de poids total de sédiments ; IH : indice d'hydrogène (mesures par pyrolyse Rock-Eval).

turbide). Ce niveau correspond à une lamine claire (épaisse d'1cm) décrite à l'ouverture de la carotte B17 à la cote 5 cm, et représente très probablement le niveau grossier prélevé à 15 cm (épais de 3 cm en moyenne) dans les prélèvements de surface de la partie Nord du lac (fig. 102).

Ces rythmites peuvent ainsi être constituées par trois principaux types de lamines d'épaisseurs variables : carbonatées (précipitation de calcite), biogéniques (diatomées, pollen, matière organique) et clastiques [O'Sullivan, 1983].

Le faciès à lamination floue ne présente aucune structure nette, et est principalement composé d'argile, de calcite authigène, de Diatomées et de quelques Ostracodes.

Les niveaux de crues peuvent présenter une base nette ou floue et se caractérisent au centre de la plaine lacustre Nord, par une couleur sombre et des apports légèrement plus grossiers composés de quartz, de calcite détritique et de quelques débris organiques.

3.2.2. Environnements deltaïques

Ces environnements se caractérisent par deux principaux types de crues (les apports par underflows et

par interflows) et valident la cartographie de surface (fig. 107).

Les apports par underflows présentent une base sableuse, puis sablo-silteuse, silto-sableuse et argilo-silteuse depuis l'embouchure du delta, et suivant la ligne de plus grande pente (carottes B8a, B3, B1 et B7, fig. 107). Les principaux dépôts d'underflows se caractérisent par la présence de débris végétaux (feuilles et branches) et une granulométrie plus grossière que le faciès à lamination floue, sauf en contexte distal où ces dépôts se caractérisent par un faciès argileux sombre, centimétrique à pluricentimétrique. Les dépôts d'underflows plus limités se présentent sous la forme de lamines sombres argileuses pluri-millimétriques. Sur la carotte B1, le dépôt d'underflow à la côte 55 cm est particulièrement intéressant, car il présente une base silto-sableuse, devient sableux et se termine par un sommet silto-sableux, puis silteux et riche en débris organiques. Cette séquence souligne la mise en place d'un courant d'underflow, son pic de détritisme, puis sa décroissance.

Les apports par interflows sont argilo-silteux, parfois riches en matière organique et présentent des épaisseurs pluri-milimétriques à pluri-centimétriques (carotte B5, fig. 107). Les environnements deltaïques se caractérisent également par quelques débris de feuilles parsemés dans le faciès à lamination floue. La carotte B1 se caractérise par de nombreuses passées silteuses riches en débris végétaux, qui correspondent à la superposition des apports par interflows et underflows dans cette zone (fig. 107). De plus, les apports du Sierroz étant plus torrentiels, les panaches d'interflows peuvent être directement déviés au-dessus de la plaine lacustre Sud, et favoriser une décantation de leur charge silteuse plus marquée.

Par ailleurs, on remarquera au sommet de la carotte B8a, l'influence du détournement de l'embouchure de la Leysse effectué entre 1948 et 1953, puis renforcé entre 1964 et 1972 (fig. 107). Ce détournement a été réalisé par une accumulation de craie lacustre littorale au front de l'ancien affluent (J. Suspene, com. pers.). L'ensemble de ces travaux a dévié les écoulements des apports par underflows, et a favorisé la décantation de 6 cm de boue carbonatée.

3.2.3. La baie de Grésine

Les sédiments très fortement carbonatés de la baie de Grésine se caractérisent par une couleur crème et une répartition trimodale silto-argilo-sableuse. Le faciès dominant, principalement silteux, est marqué par des passées silto-argileuses grises, ainsi que par de nombreuses passées silto-sableuses riches en débris de gastéropodes, de bivalves et d'Ostracodes (fig. 108). Quelques passées sont érosives et présentent une matrice sablo-silteuse. Le tamisage à 125 microns des passées grossières révèle la prédominance de calcite authigène en « tube » et en « choux-fleurs » (M. Desmet com. pers.) caractéristiques des environnements lacustres littoraux [Magny, 1995].

3.2.4. Les plaines lacustres

Les sédiments silto-argileux des plaines lacustres se caractérisent par quatre principaux faciès : le faciès à rythmite, le faciès à lamination floue, le faciès de crue et un faciès particulièrement homogène exclusivement présent dans la partie la plus profonde de la plaine Nord (fig. 109). On note que tous les faciès à rythmites présentent une lamine claire silteuse à la cote 5 cm environ. L'épaisseur de ce faciès oscille en moyenne autour des 9 cm, sauf pour la carotte B15, où il atteint 12 cm. Cette différence semble principalement liée à un enfoncement moindre du bouchon en éponge lors de la campagne, ou lors de l'ouverture, puisque le bouchon n'est pas en contact avec le sédiment. De plus, cette carotte a été ouverte de bas en haut, alors que tous les autres carottages ont été ouverts de haut en bas. Il semble donc que l'épaisseur de ce faciès à rythmite soit constante, mais qu'elle doit être manipulée avec précaution, puisqu'en raison de sa très forte teneur en eau, elle apparait dépendante du mode de « bouchonnage » et/ou du mode d'ouverture de la carotte.

Le faciès à lamination floue est plus ou moins influencé par les apports distaux de crues, selon la position du carottage par rapport à l'axe du bassin (fig. 103 et 109) :

- les carottes B9a et BB10 situées le long du flanc Ouest présentent le plus grand nombre de niveaux de crues dont la majorité est infra-centimétrique,

- les carottes B12, B11a, B16, et B17 se caractérisent par des niveaux de crues plus rares, plus épais et principalement associés aux apports du Rhône,

- la carotte B15 est située le plus à l'Est de la plaine centrale, et apparaît faiblement influencée par les crues.

Ces variations latérales de fréquence de crue semblent en accord avec la cartographie des environnements de surface (fig.97) et la morphologie contrastée des fonds au Nord du lac (fig. 102). Le contrôle morphologique sur l'écoulement et la décantation des apports de crues rhôdaniennes traduit, par ailleurs, une prédominance des apports par underflows. Au delà de 140 m de fonds, la plaine centrale se caractérise par le développement d'un dépôt particulier, très homogène, dont la puissance maximale atteint 11 cm dans la partie la plus profonde du bassin (-146 m). Aux extrémités Nord et Sud du bassin principal (carottes B12 et B17), ce dépôt apparaît également associé à une succession de très fines passées silteuses. La mise en place de ces niveaux sera développée dans le dernier chapitre.

3.2.5. L'exutoire

Les sédiments carottés dans la partie Nord du lac au front de l'exutoire sont très fins et se caractérisent par de nombreux niveaux de crues ainsi que beaucoup de structures d'échappement de fluide (fig. 110). La majorité

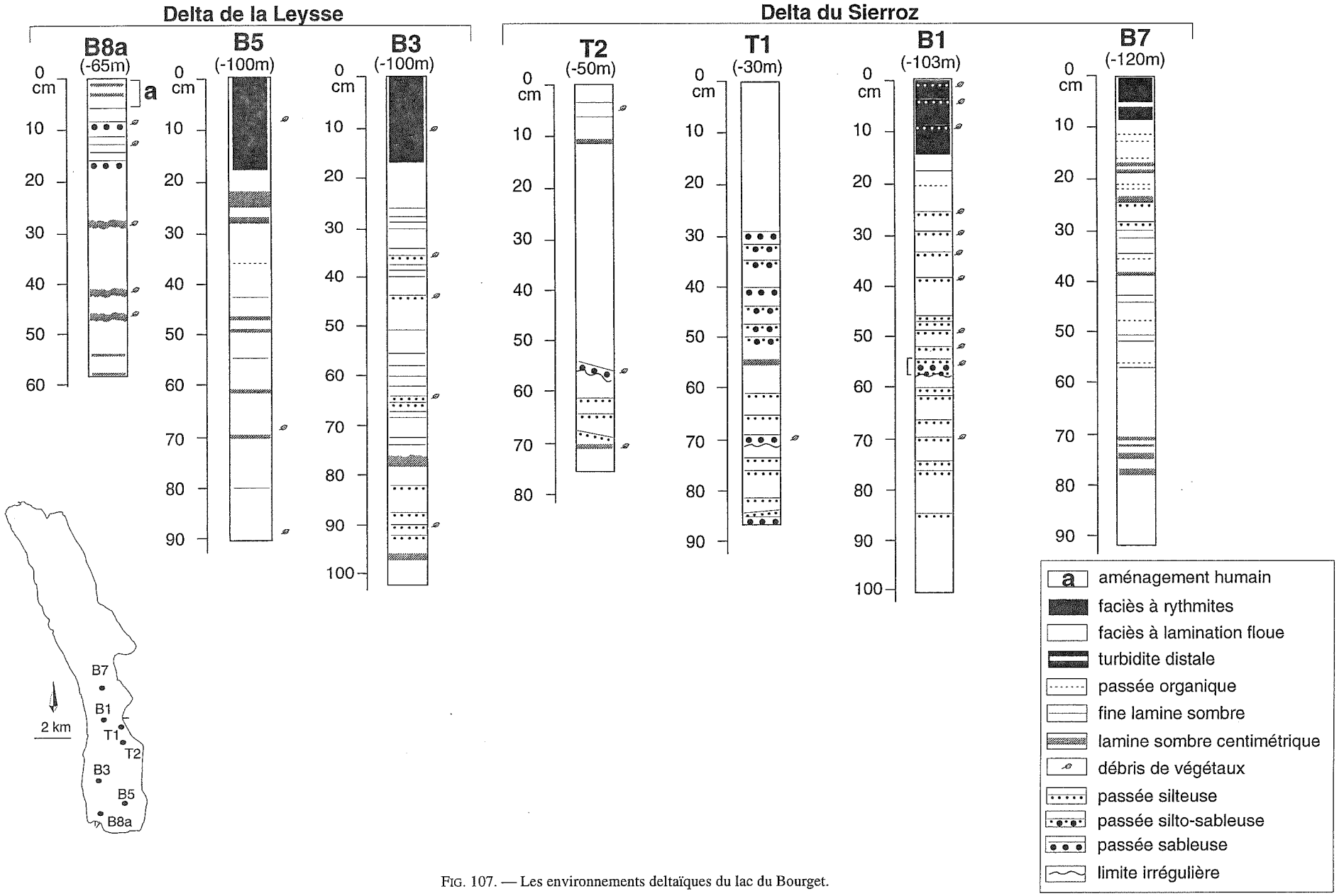


FIG. 107. — Les environnements deltaïques du lac du Bourget.

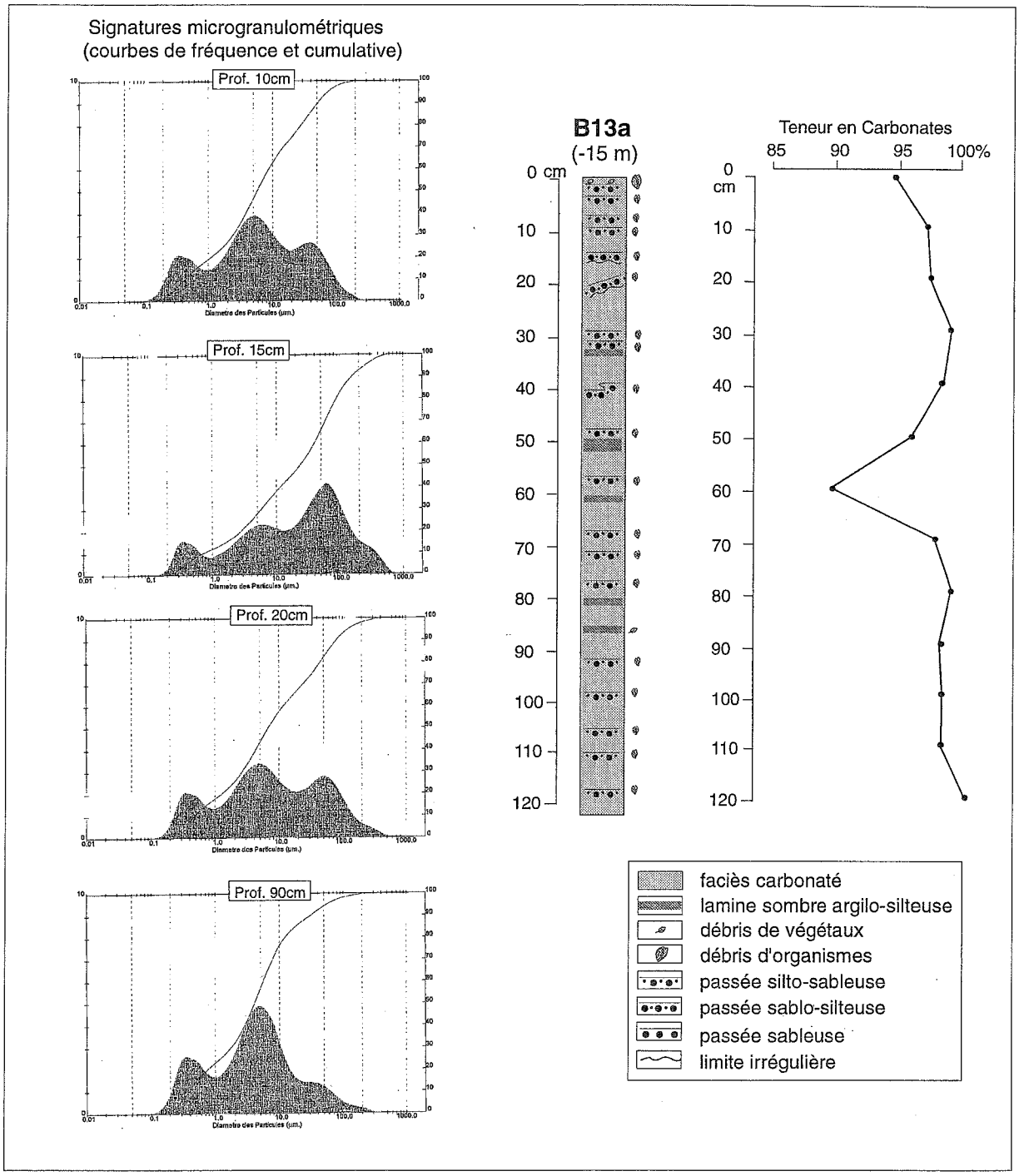


FIG. 108. — Caractéristiques particulières de l'environnement de la baie de Grésine.

des niveaux de crues présente une base nette et un faciès sombre qui est pluri-centimétrique et en dégradé sur la carotte B25, mais infra-centimétrique et légèrement plus net sur la carotte B24. Cette évolution de faciès confirme l'influence des écoulements rhôdaniens, visible dans la cartographie des environnements de surface (fig. 97). Les structures observées correspondent très probablement à des échappements de gaz, puisque ces carottes ont été prélevées dans la zone à gaz empêchant toute pénétration acoustique. On notera que la nette diminution de ces figures d'échappement au-dessus de la cote 30 cm, coïncide avec le développement de niveaux perturbés dont l'origine sera discutée dans le dernier chapitre.

3.3. Datations et corrélations

Plusieurs structures et dépôts sédimentaires particuliers peuvent être reconnus dans le remplissage

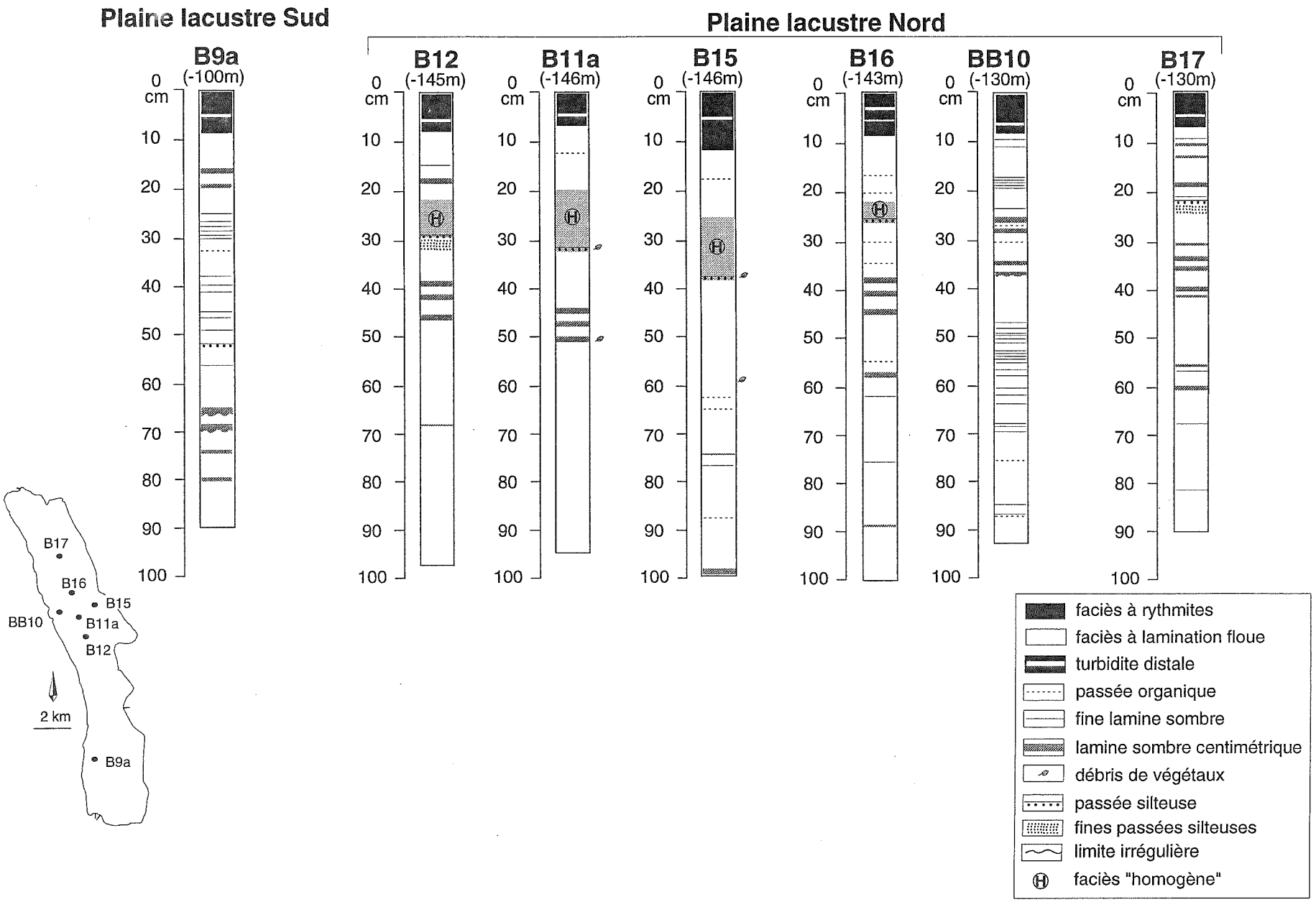


FIG. 109. — La sédimentation profonde du lac du Bourget. On note le développement d'un niveau particulièrement homogène dans la plaine lacustre Nord.

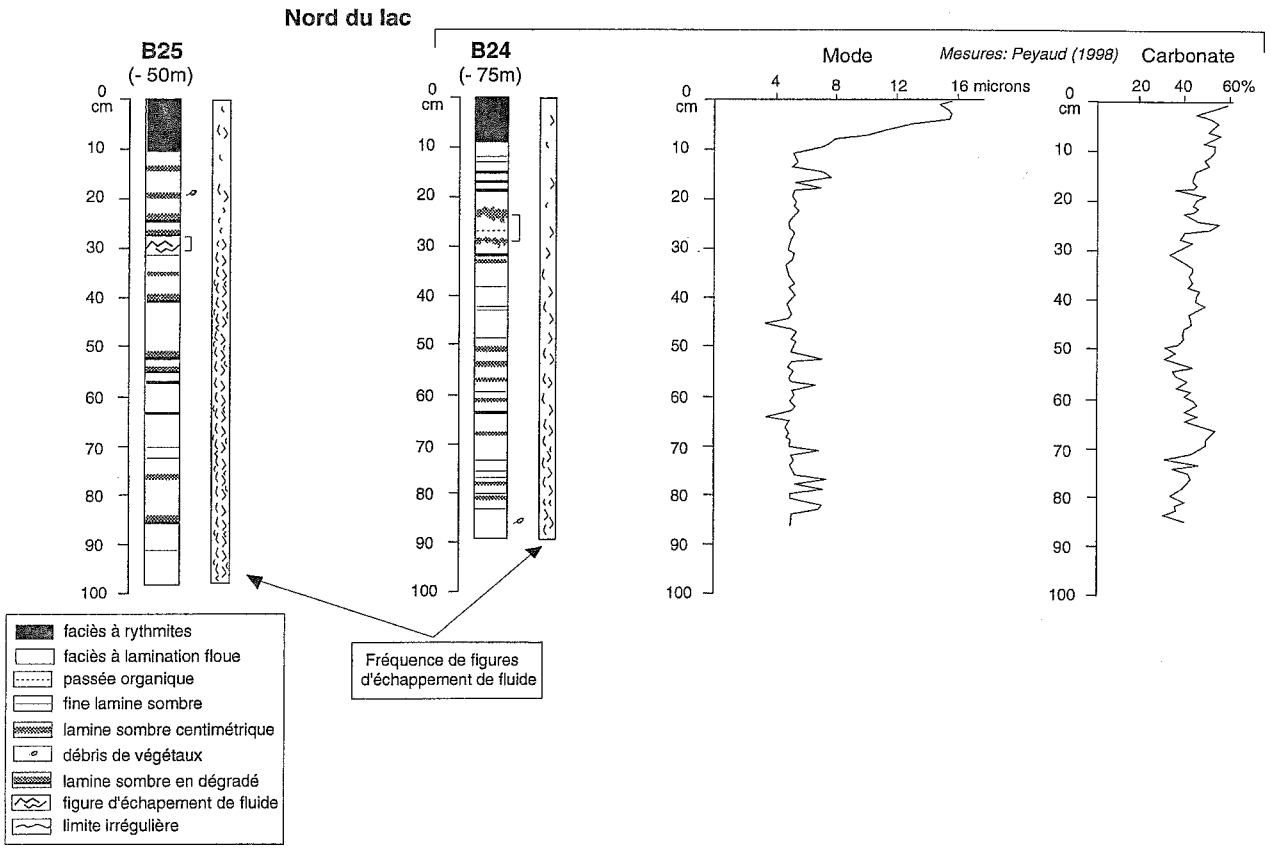


FIG. 110. — Caractéristiques particulières des sédiments proches de l'exutoire du lac du Bourget. On note que les apports rhôdaniens développent de nombreux niveaux de crues et que la répartition des figures d'échappements de fluides est nettement plus faible au-dessus de la côte de 30 cm correspondant à des niveaux particuliers dans chaque carottage.

récent du lac du Bourget et permettent une corrélation des carottages étudiées. Il s'agit : 1) du faciès à rythmite, 2) de différents niveaux de crues particulièrement développés dans l'ensemble du lac, 3) du dépôt très homogène au centre du bassin, et 4) de l'influence de certains aménagements historiques.

Par ailleurs, il a été possible de déterminer le taux de sédimentation des 100 dernières années, à partir de la datation des sédiments par le ^{210}Pb. La confrontation de ces données permet ainsi de définir une chronologie précise sur l'ensemble de la colonne sédimentaire étudiée.

3.3.1. Datation par le ^{210}Pb

La datation par le ^{210}Pb des sédiments du lac du Bourget a été réalisée par Michel Pourchet au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement de Grenoble. Une description détaillée de cette méthode de datation est décrite dans Pourchet *et al.* [1994].

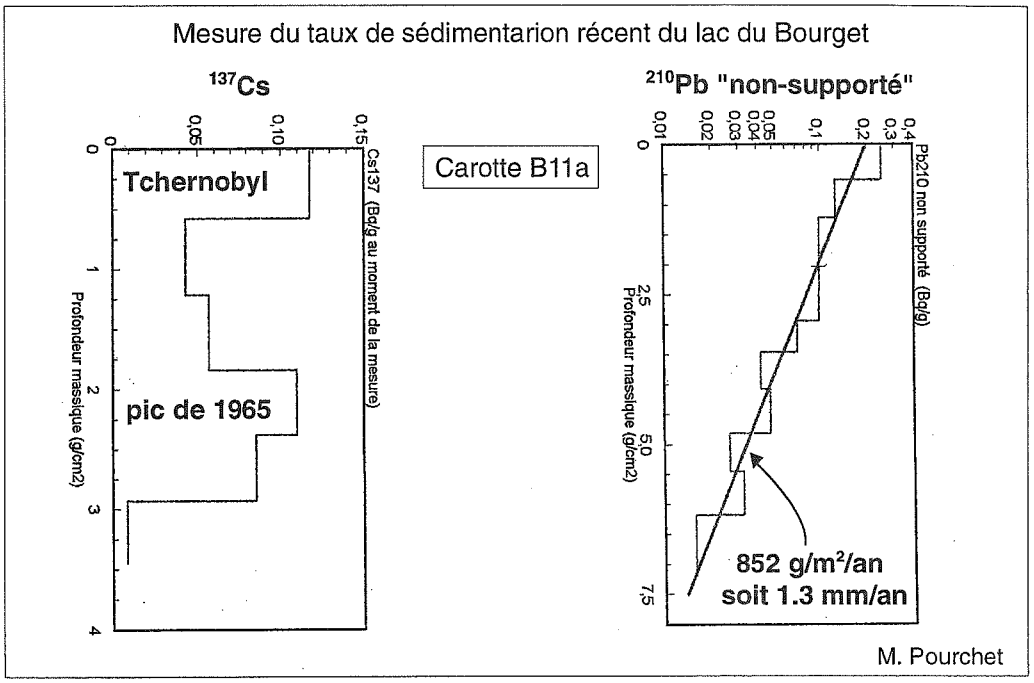
Succinctement, la datation par le ^{210}Pb est basée sur l'existence d'un flux atmosphérique continu de ^{222}Rn, issu de ^{238}U et qui donne, par filiation radioactive, du ^{210}Pb à partir de l'^{238}U. Ainsi, un flux continu de ^{210}Pb d'origine atmosphérique va atteindre les sédiments lacustres où il va décroître selon sa période de 22,3 ans. C'est ce ^{210}Pb dit « non supporté » qui est utilisé pour dater les sédiments. Cependant, la matrice sédimentaire contient une proportion plus ou moins importante de radioéléments à vie longue parents du ^{222}Rn qui, par filiation radioactive, vont également produire *in situ*, du ^{210}Pb dit « supporté ». Afin de dater les sédiments, il est donc nécessaire de pouvoir différencier le ^{210}Pb « non-supporté » du ^{210}Pb « supporté ». A l'échelle du siècle, l'activité du ^{210}Pb « supporté » peut être considérée comme constante et l'activité utilisable pour les datations est déduite de l'activité totale mesurée.

Une première méthode consiste à mesurer le ^{210}Pb total sur un profil, jusqu'à une profondeur suffisante pour que l'activité ne décroisse plus : ce palier correspond à la teneur en ^{210}Pb « supporté » (qu'on suppose identique dans la partie supérieure de la courbe). En pratique, on mesure par spectrométrie alpha [Häsänen, 1977 *in* Pourchet *et al.*, 1994] le ^{210}Po (période de 138,4 jours) issu du ^{210}Pb.

Une seconde méthode consiste à mesurer simultanément sur un même échantillon, le ^{214}Pb et ^{226}Ra par spectrométrie gamma après réalisation de l'équilibre séculaire. Dans ce cas, il est possible

d'estimer la part « supporté » du ^{210}Pb pour chacun des niveaux échantillonnés.

Afin d'obtenir une bonne mesure dans les sédiments lacustres, il est également nécessaire de définir l'influence du mixage des sédiments (mécanique, chimique, biologique etc ...) qui déforme le signal enregistré [Mélières *et al.*, 1993]. Cette influence peut être assimilée à un phénomène diffusif, qui peut être modélisé et mesuré à partir de la comparaison des teneurs en ^{134}Cs, ^{137}Cs (radioéléments artificiels disséminés dans l'atmosphère à partir de 1950 et durant l'accident de Tchernobyl en 1986) et ^{210} Pb [Pourchet & Pinglot, 1989]. Un pas d'échantillonnage centimétrique a été réalisé sur les 20 premiers cm de la carotte B11a, et dans tous nos calculs, les épaisseurs réelles ont été converties en profondeurs massiques, correspondant au poids du sédiment sec déposé par unité de surface jusqu'à l'épaisseur



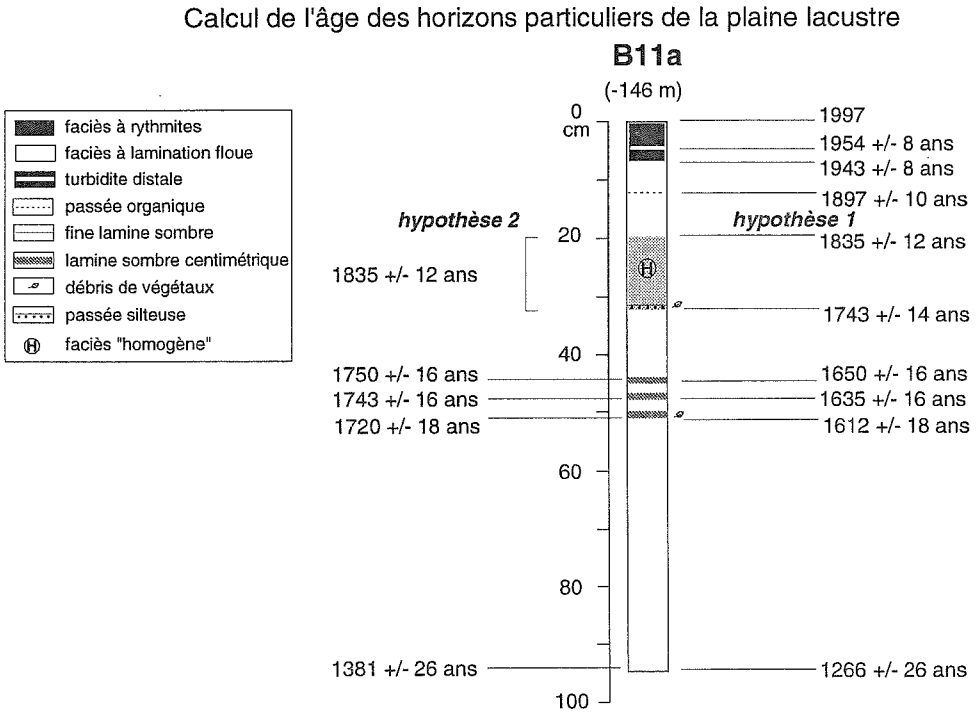


FIG. 111. — Datation des sédiments du pac du Bourget par le Plomb-210. Le Taux de sédimentation calculé par le Plomb-210 est étalonné par les pics du Césium-137 de 1965 et de 1986. Le détail de la datation est présenté dans le texte. Deux hypothèses de calcul sont présentées pour la détermination de l'âge du faciès homogène et des niveaux de crues, dans la partie inférieure de la carotte. La signification de ces hypothèses est détaillée dans le texte.

considérée. Les résultats sont présentés dans la figure 111 et permettent de définir, sur le siècle, un taux de sédimentation de 852 g/m^2/an soit 1,3 mm/an. Ces mesures indiquent une diffusion d'environ 20 ans, correspondant à un mixage lent, probablement lié à de la bioturbation et qui induit le maintient du pic de ^{137}Cs associé à l'accident de Tchernobyl dans les sédiments de surface (fig. 111). Il est possible de préciser la résolution de la datation au ^{210}Pb, en comparant la profondeur du pic de ^{137}Cs de 1965 (2,35 g/cm^2) à la profondeur des sédiments de 1965 mesurée selon le taux de sédimentation du ^{210}Pb (2,81 g/cm^2). Le rapport de cette différence (0,46 g/cm^2 soit 4600 g/m^2) et du taux de sédimentation (852 g/m^2/an) correspond à la résolution de la mesure (5,39 ans). Cette résolution est inférieure au pas d'échantillonnage (1 cm = 8 ans).

A partir de cette datation, il est possible de calculer l'âge des horizons particuliers de la partie supérieure de la carotte B11a et de proposer un âge pour les horizons anciens, en extrapolant le taux de sédimentation calculé sur le siècle (fig. 111). Cette estimation peut parallèlement être validée par la reconnaissance d'événements catastrophiques ayant marqué l'histoire récente du lac du Bourget (crues, séismes).

3.3.2. Séismes historiques

Plusieurs séismes historiques ont affecté les environs immédiats du lac du Bourget (fig. 112), dont le plus important est l'événement du 18 Février 1822.

L'intensité à l'épicentre de ce séisme (le marais de Châutagne) a été de VII-VIII sur l'échelle MSK [Rothé, 1941] et sa magnitude est estimée entre 5.5 et 6 [Thouvenot *et al.*, 1990] et à 5,6 [Levret *et al.*, 1996]. Les nombreux dégâts occasionnés par ce séisme, ont

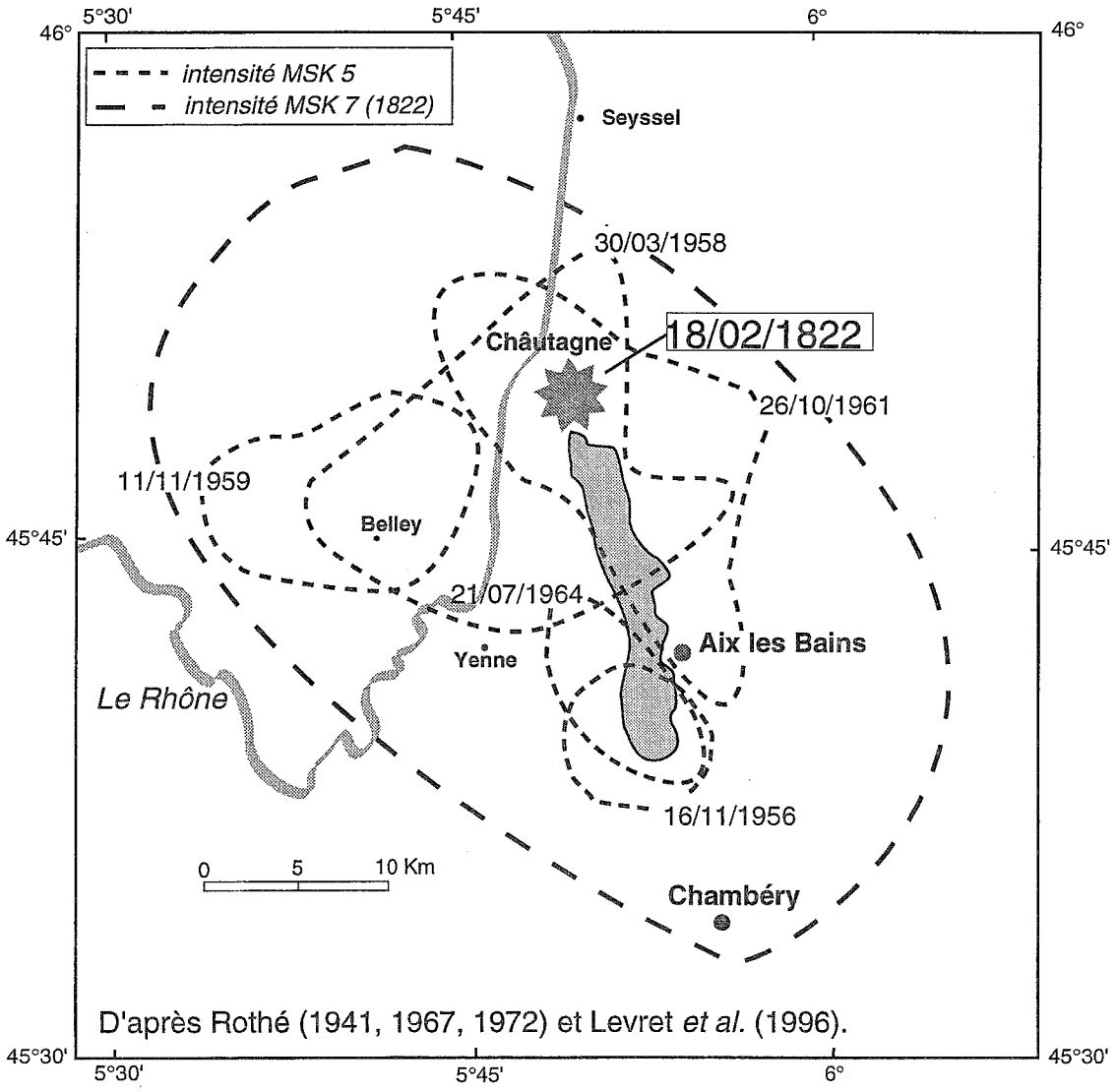


FIG. 112. — La séismicité historique des environs du lac du Bourget.

permis d'établir une carte macrosismique relativement précise (fig. 112). Les populations ont décrit un important effet de site (chutes de cheminées, inclinaison des arbres d'environ 25°), mais également une élévation subite des eaux du lac du Bourget de plus de deux pieds (soit de l'ordre du mètre), puis une agitation de sa surface « qui bouillonnait comme la soupe dans la marmite » selon le rapport de M. Riboud *in* Rothé [1941].

Plusieurs autres séismes ont également été répertoriés près du lac du Bourget en 1784, en 1840, en 1841 et entre 1947 et 1964 [Rothé, 1967; Rothé 1972], mais les dégâts ont été relativement limités. Les caractéristiques générales de ces séismes sont résumées dans le tableau 5. Trois zones semblent être particulièrement sensibles : le marais de Châutagne au Nord du lac, la partie méridionale du lac et la région de Belley, 10 km à l'Ouest du lac. Selon les données historiques existantes, deux périodes semblent avoir été particulièrement soumises aux tremblements de terre : le début du XIX ème siècle et la moitié du XX ème siècle.

On remarque que deux niveaux particuliers caractérisent ces époques dans la carotte B11a (fig. 111) :

- une fine turbidite distale épaisse de 5 mm datée de 1954 +/- 8 ans,

- le niveau particulièrement homogène épais de 12 cm dont le sommet est daté de 1835 +/- 12 ans à partir du taux de sédimentation calculé sur le siècle.

Il semble donc que dans le lac du Bourget, les sédiments de la plaine lacustre ont enregistré un des séismes compris entre 1947 et 1958, localisés sous le marais de Châutagne ou sous l'Abbaye de Hautecombe.

Il apparaît également que le taux de sédimentation calculé sur le siècle, peut être étendu au siècle dernier, puisqu'il permet de corréler - à 6 mm près - le plus fort séisme historique de la région, avec l'épais niveau très homogène développé dans l'ensemble de la plaine lacustre (fig. 109 et 111).

3.3.3. Crues historiques et aménagements majeurs

De nombreuses crues ont influencé la sédimentation du lac du Bourget. Les plus riches archives proviennent de la synthèse de Mougin [1931] sur les crues de la Leysse et de son bassin versant (fig. 113). Entre 1480 et 1902 (soit 422 ans), 60 crues ont provoqué d'importantes inondations dans la ville de Chambéry et ses alentours. Les crues majeures de la Leysse sont présentées dans la fig. 113. Cette étude souligne l'influence de l'intense déforestation, et des nombreux aménagements humains réalisés sur les cours d'eau (digues, ponts etc...). Les aménagements majeurs de la Leysse entre Chambéry et le lac datent de 1862 avec les premières digues [Girel,

Date	Epicentre	Intensité et Magnitude estimées	Principaux dégâts
15/10/1784	Sud lac	6-7 MSK	matériels
19/02/1822	Châutagne	7-8 MSK, soit M 5.5-6	effet de site, agitation du lac
8/01/1840	Châutagne?	6-7 MSK	matériels
2/12/1841	Châutagne?	6-7 MSK	matériels
9/12/1841	Châutagne?	6-7 MSK	matériels
27/05/1947	Châutagne	5-6 MSK	matériels
9/11/1954	Châutagne	5-6 MSK	matériels
16/11/1956	Sud lac	5 MSK	matériels
30/03/1958	Hautecombe	6-7 MSK, soit M 4.4	matériels
15/09/1958	Yenne	6 MSK, soit M 3.8	matériels
11/11/1959	Belley	5 MSK	matériels
26/10/1961	Châutagne	5 MSK	matériels
21/07/1964	Sud lac	5-6 MSK	matériels

TABLEAU 5.— Liste des séismes historiques localisés autour du lac du Bourget. Compilation d'après Rothé [1941], Rothé [1967], Rothé [1972], Thouvenot *et al.* [1990] et Levret *et al.* [1996].

1991]. Cet aménagement est aujourd'hui généralisé sur l'ensemble de la Leysse, depuis sa source jusqu'au lac. Les travaux de correction et de détournement de 30° vers l'Est, de l'embouchure de la Leysse, ont été effectués à partir de 1948 et jusqu'en 1953, puis renforcés entre 1964 et 1972, ils ont changé la zone d'influence de la rivière dans le lac, dont la topographie sous-lacustre environnante s'est trouvée modifiée (A. Miquet, com. pers.). On a également tenté de maîtriser les crues du Rhône, et les permières digues en Châutagne datent de 1760 [Bravard, 1981]. On notera que les plus importantes crues du lac du Bourget de ce siècle (1910, 1928, 1944, 1955 et 1990) coïncident avec des crues du Rhône (fig. 113). La crue de 1944 a été la plus importante, et coïncide avec le début du faciès à rythmites (fig. 111). A cette époque, le développement industriel et agricole de la région était déjà important, et les eaux usées se déversaient dans le lac. Les premiers indices d'eutrophisation du lac datent de 1942 et ont atteint un maximum durant les années 80, avant le détournement des eaux usées vers le Rhône, et la mise en place de stations d'épurations (G. Paolini, com. pers.). Il n'est donc pas impossible que cette crue ait apporté une grande quantité de matière organique dans le lac, et favorisé son eutrophisation. Par ailleurs, l'analyse de la matière organique dans les sédiments souligne une forte augmentation du carbone organique total et de l'indice d'hydrogène, dans les horizons de surface qui correspondent au faciès à rythmites. Cette augmentation peut donc très bien être interprétée comme le résultat d'un ajout de proportions croissantes de matière organique, d'origines terrestre et algaire, caractéristiques d'une eutrophisation (J.R. Disnar com. pers.).

Les variations d'épaisseur du faciès à rythmites étant en relation directe avec les zones deltaïques (fig. 107, 109 et 110), le développement de ce faciès peut être considéré comme un marqueur isochrone à l'échelle de tout le lac.

Par ailleurs, il est possible de reconnaître le raccordement de la ligne de chemin de fer Victor-Emmanuel au réseau national en 1860, après l'annexion de la Savoie à la France en 1859 (J. Suspene, com. pers.). La morphologie fortement incurvée du littoral de la baie de Grésine a nécessité un empiétement de la ligne sur la baie. Cet aménagement a développé un niveau particulièrement grossier à la cote 15 cm dans la carotte B13a (fig. 108) et permet de proposer un taux de sédimentation de 1 mm/an. La définition de ce taux de sédimentation apparaît adaptée, puisqu'il attribue la passée grossière très érosive de la côte 20 cm à l'année 1822. Ce séisme historique majeur étant caractérisé par une violente et soudaine agitation des eaux du lac, il semble logique qu'il ait développé un niveau d'érosion en bordure de la baie.

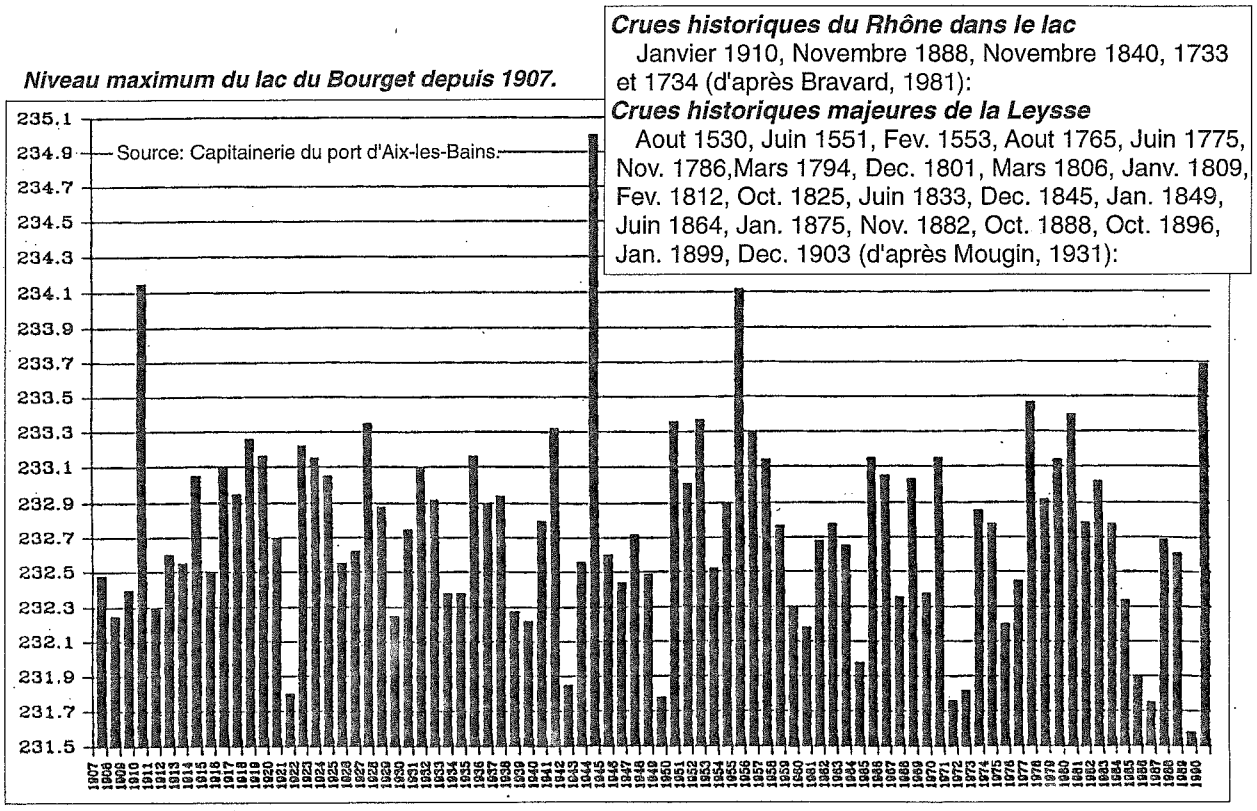


FIG. 113. — Principales crues historiques du lac du Bourget.

3.3.4. Corrélations

La mesure du taux de sédimentation récent par le ^{210}Pb sur la carotte B11a (fig. 111) permet d'attribuer la turbidite distale perturbant le faciès à rythmites à un des séismes d'intensité MSK V-VI des années 50, et le début de l'eutrophisation du lac au début des années 40.

L'application de ce taux de sédimentation aux sédiments plus anciens permet de corréler le plus fort séisme historique de la région d'intensité MSK VII-VIII, avec l'épais niveau très homogène qui caractérise la plaine lacustre.

Deux hypothèses ont été testées pour la détermination de l'âge des importants niveaux de crues développés entre 45 et 51 cm (fig. 111) :

- Si l'on suppose que le niveau homogène résulte d'une homogénisation *in situ* des sédiments, la base de ce niveau correspond à 1743, et les niveaux de crues aux années 1650, 1635 et 1612 (en retranchant l'épaisseur de chaque niveau de crue). Aucune crue historique n'a été répertoriée à ces époques.

- Par contre, si l'on suppose que le niveau homogène résulte d'un apport massif de sédiments suite au séisme de 1822, l'ensemble du dépôt correspond à cette année, et les niveaux de crues correspondent aux années 1750, 1743 et 1720 (en retranchant l'épaisseur du niveau homogène et de chaque niveau de crue). Deux crues historiques majeures du Rhône dans le lac se sont produites en 1733 et 1734 [Bravard, 1981], et peuvent être corrélées au dépôt de crue de la cote 47 cm.

C'est donc la seconde hypothèse qui a été appliquée, pour déterminer les âges des différents niveaux de la plaine lacustre.

L'estimation du taux de sédimentation des carottes voisines (B16, B12, B15) est basée sur l'attribution de la base du faciès eutrophisé à l'année 1940 +/- 8 ans, et le sommet du niveau homogène à l'année 1822.

L'estimation du taux de sédimentation des autres carottes est basée sur l'attribution de la base du faciès eutrophisé à l'année 1940 +/- 8 ans, et calibrée par l'attribution de la turbidite distale aux années 50-60 lorsqu'elle existe.

Les âges des niveaux de crue tiennent compte de l'épaisseur des niveaux postérieurs.

Lorsque le sommet de la carotte n'est pas eutrophisé, le taux de sédimentation est calculé : 1) à partir de la corrélation du niveau de crue de 1729 (c'est à dire la crue historique de 1734) sur une carotte voisine (carotte T1) ou 2) à partir d'un aménagement historique majeur (chemin de fer à Grésine, carotte B13a ; détournement de la Leysse, carotte B8a).

La corrélation des principaux carottages étudiés est présentée dans la fig. 114. On note une bonne validation des données historiques majeures sur l'ensemble du lac :

- la turbidite du séisme des années 50-60,

- l'eutrophisation des années 40,

- les crues de la Leysse des années 80 du XIX^{ème} siècle,

- le dépôt homogène du séisme de 1822,

- la crue généralisée de 1733.

3.3.5. Discussion

Le séisme de 1964

L'âge de la turbidite développée au sommet de la carotte B16 est plus récent que dans les carottes voisines, mais proche du niveau grossier de la carotte B9a dans la plaine lacustre Sud (fig. 114). Ce niveau est très probablement associé au séisme d'intensité MSK V-VI de Juillet 1964, localisé dans la partie méridionale du lac du Bourget (fig. 112). En effet, la cartographie sonar confirme l'existence de phénomènes gravitaires récents proches de ces deux carottages (fig. 100 et 101), et les prélèvements de surface soulignent deux générations de turbidites dans la plaine lacustre Nord (fig. 102).

Un environnement particulier proche de l'exutoire

La corrélation précise des carottes situées près de l'exutoire (B24 et B25) est plus délicate à cause du dégradé des faciès de crue. Il est donc délicat de bien retrancher l'épaisseur de chaque niveau de crue, particulièrement pour la base des carottes. Cependant, l'application d'un taux de sédimentation à partir de la base du faciès eutrophisé permet de corréler deux crues historiques au sommet des carottes (fig. 115), et les profondeurs des niveaux de crues semblent comparables vers la base des carottes. Néanmoins, ces corrélations sont moins fiables, puisque cet environnement a un fonctionnement alternatif complexe (affluents/exutoire) et a été fortement influencé par les aménagements du Rhône en Châutagne et la canalisation de l'exutoire au XVII^{ème} siècle. On note ainsi, que les figures d'échappements de fluides situées à 30 cm sur la carotte B25 dateraient de 1852, mais qu'elles semblent se corréler, dans la carotte B24, à l'évènement de 1837 caractérisé par une forte perte en eau (fig. 115). De plus, une importante crue historique rhôdanienne s'étant produite en Novembre 1840, ainsi qu'un séisme d'intensité MSK VI-VII le 2 Décembre 1841, il est très probable que le niveau de crue perturbé à la côte 24 cm de la carotte B24, soit associé à ce séisme (ou à sa réplique du 9 Décembre). Il semble donc que les niveaux perturbés de ces carottes correspondent aux effets des séismes de 1822 et de 1841. Les origines possibles de ces niveaux seront précisées dans le dernier chapitre.

L'environnement particulier de la baie de Grésine

Les passées grossières de la carotte B13a sont riches en fragments de coquilles de mollusques et en concrétions carbonatées de type « choux-fleurs » (caractéristiques de

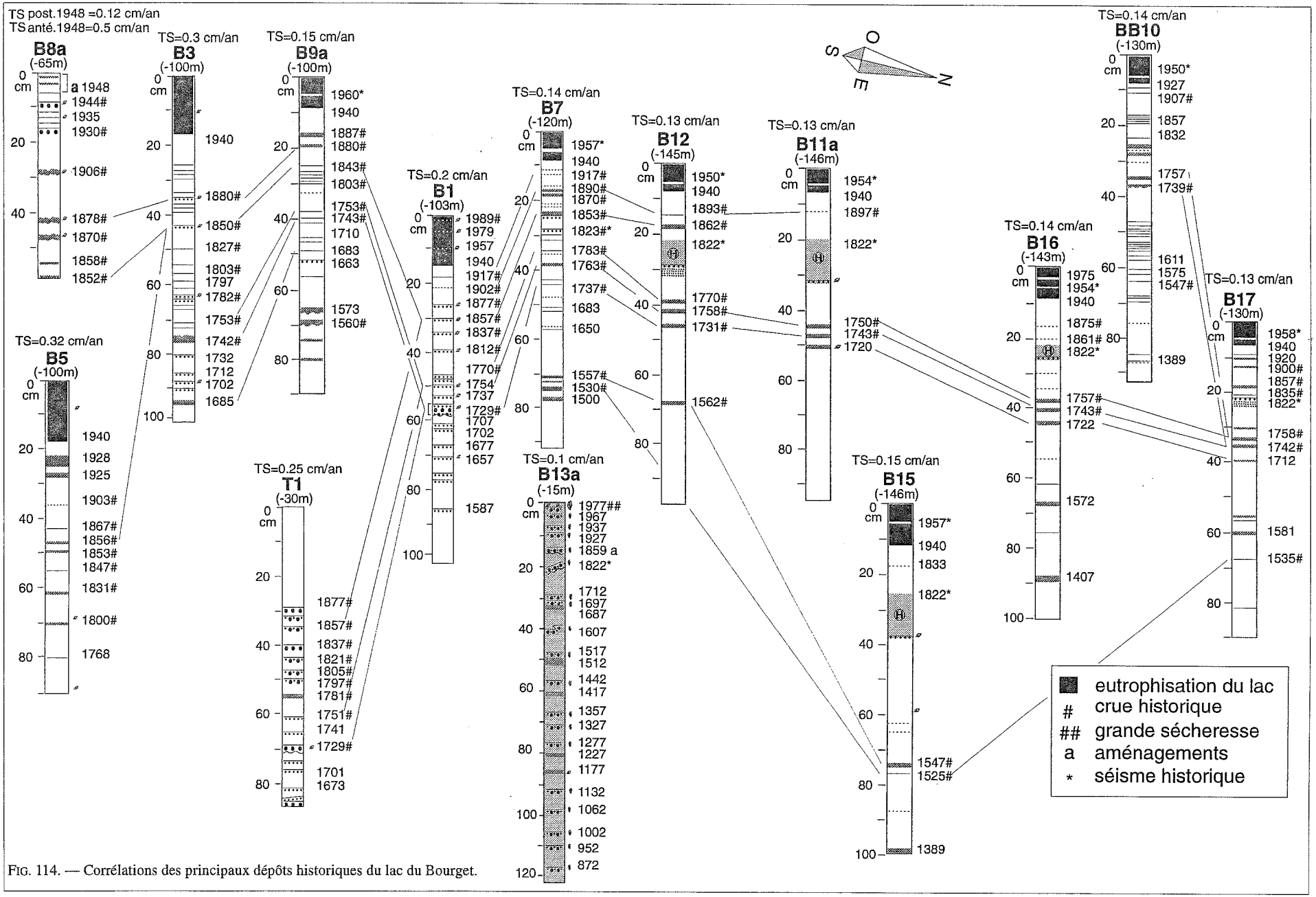


FIG. 114. — Corrélations des principaux dépôts historiques du lac du Bourget.

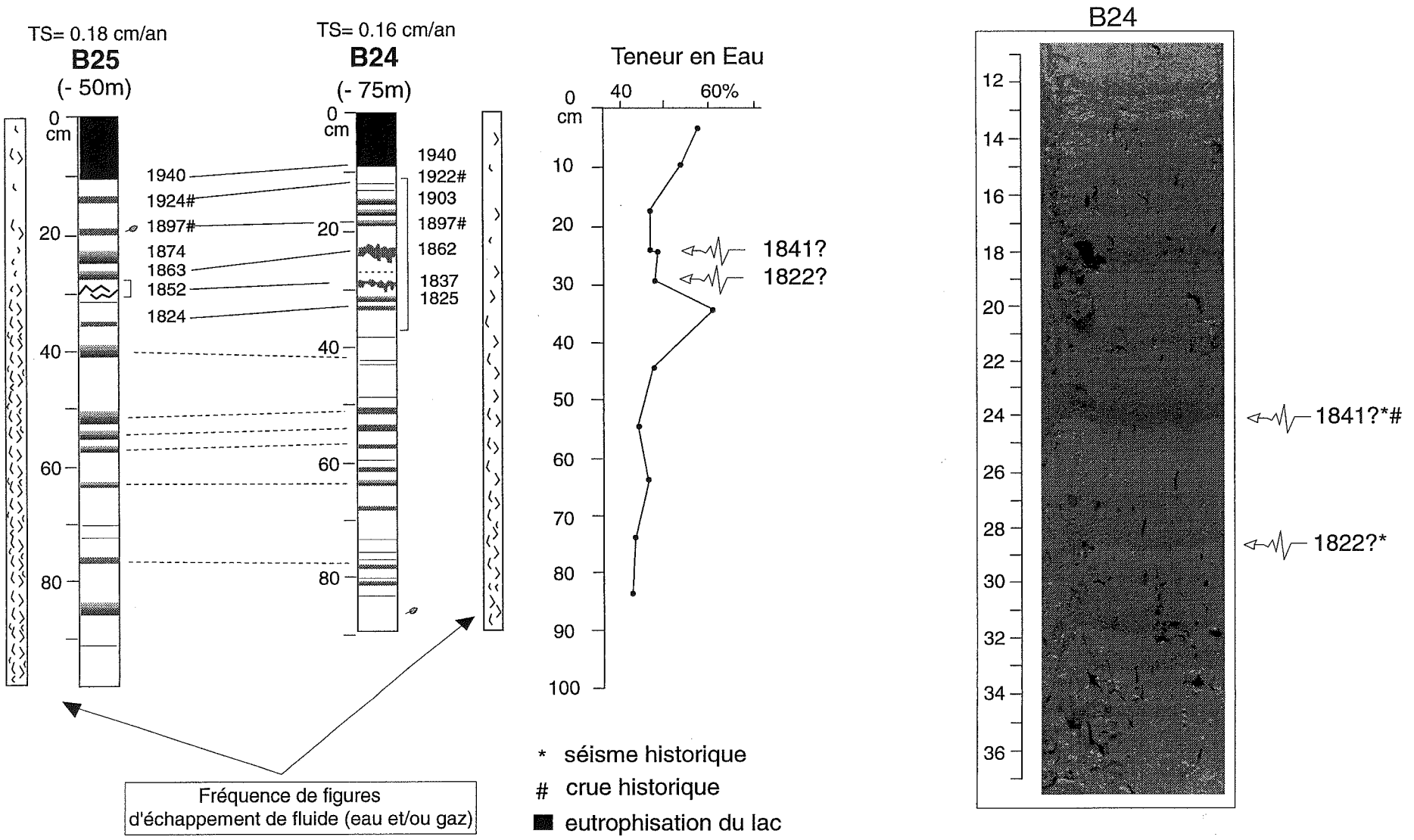


FIG. 115. — Proposition de corrélation des carottes proches de l'exutoire du lac du Bourget. La définition du taux de sédimentation à partir du faciès eutrophisé permet de retrouver un séisme historique et deux crues historiques du lac dont une crue du Rhône. Les niveaux de crues perturbés autour de la cote 30 cm sur la carotte B24 sont associés à des diminutions de teneurs en eau et des figures d'échappements de fluides. Une importante crue historique du Rhône s'étant produite en Nov. 1840 et un séisme d'intensité MSK 6-7 en Dec. 1841, il est très probable que le niveau perturbé à la cote 24 cm soit associé à ce séisme. Les niveaux aux cotes 30 cm (B25) et 29 cm (B24) correspondent très vraisemblablement aux effets du plus fort séisme historique de la région, l'événement de Février 1822.

la beine littorale) et « tubes » (caractéristiques du tombant de la beine). Ces passées grossières ne sont pas associées aux périodes de crues historiques, mais semblent plutôt correspondre aux baisses du niveau du lac, durant les périodes de sécheresse (soit depuis le siècle : 1987, 1971, 1949, 1942 ; fig. 113 et 114). Inversement, la passée sombre plus argileuse de 1687 semble associée à un approfondissement de l'environnement des carottes B1 et B9a de la plaine lacustre Sud, et pourrait traduire une hausse générale du niveau du lac (fig. 114). Ces évolutions de faciès littoraux sont similaires à celles décrites dans les lacs du Jura au cours de l'Holocène, qui sont interprétées comme des variations de niveau lacustre [Magny, 1995].

Modes de crue selon la période de l'année

Dans l'ensemble du lac, l'analyse de la corrélation des carottages avec les données historiques, met en évidence une relation entre le mode de dépôt des crues, et la période de l'année :

- la crue de 1734 a généré un dépôt d'underflow particulièrement caractéristique au Nord du delta du Sierroz (fig. 107), et a fortement influencé l'ensemble de la plaine lacustre Nord, mais seulement le Nord du delta de la Leysse (fig. 1124) ;

- les crues de la Leysse et du Sierroz de Nov. 1882 et Oct. 1888, ont également généré des dépôts d'underflows jusqu'au centre de la plaine lacustre Nord ;

- les dépôts de crues d'Août 1530 et Juin 1553 présentent une répartition différente dans le lac (base des carottes B7, B12, B15 et BB10), et résultent très probablement d'apports par interflows.

Il semble donc qu'on observe une tendance au développement des courants d'underflows principalement en automne-hiver, et des courants d'interflows au printemps-été. Cette tendance, mise en évidence depuis le XVI^{ème} siècle dans les carottes, est encore vraie aujourd'hui. Par exemple, durant l'année 1998, j'ai observé trois développements d'underflows en Septembre et en Novembre, suite à de forts orages associés à la fonte des premières neiges. Le contraste thermique, entre les eaux des apports (10°C) et les eaux du lac fortement stratifiées (15°C en surface et thermocline à 18 m, G. Paolini com. pers.), a favorisé le développement de puissants courants d'underflows. La charge en suspension et en débris végétaux était alors beaucoup plus importante en automne qu'à la fonte des neiges du printemps.

La crue de la Leysse et du Sierroz du 26-28 Mars 1996 (fig. 98) a développé un important courant d'interflow au front du delta de la Leysse. Les eaux du panache d'interflow ont été prélévées en plusieurs parties et analysées (Vinçon-Leite *et al.*, sous presse). Cette étude révèle l'importance des crues de mars qui interviennent au début de la stratification thermique du lac et de la production algaire (les eaux du lac étant claires et à 6°C environ). Entre le 26 et le 28 Mars 1996, la Leysse présentait un débit d'environ 50 m^3/s associé à la fonte des neiges accélérée par de fortes pluies. Les eaux de la crue présentaient alors une température similaire au lac, étaient très riches en matière organique, et ont développé un vaste panache dans les premiers mètres de la tranche d'eau [Vinçon-Leite *et al.*, sous presse]. L'étude au microscope électronique à balayage des particules prélevées par bouteilles océanographiques et trappes à sédiments, souligne par ailleurs la stimulation des apports de crues sur l'activité biologique, ainsi que l'importance des phénomènes d'agglomération des diatomées avec des minéraux allochtones qui accélérent leur décantation. Les auteurs confirment également l'influence d'un fort vent froid de secteur Nord sur l'évolution des courants de surface et du panache d'interflow pendant la crue.

3.4. Signature du Petit âge Glaciaire

3.4.1. Données historiques

L'histoire climatique et glaciaire de la France et en particulier des Alpes est encore mal connue pour la période du bas Moyen Age[Bravard, 1989]. Le Roy Ladurie [1983] estime que le petit optimum climatique des environs de l'an mil fût suivi d'une poussée glaciaire vers 1150-1300, puis d'un retrait modeste avant le Petit âge Glaciaire que l'ont fait débuter vers 1550. Les rares données historiques de la période 1300-1550 doivent être utilisées avec prudence, mais indiqueraient un climat tempéré, marqué par des épisodes humides (vers 1310 et 1400) et froids. Le Petit âge Glaciaire (ou PAG) *sensu stricto* est donc placé entre 1550 et 1850, mais le bouleversement des vallées alpines françaises semble remonter à la fin du 15ème siècle et traduire une péjoration climatique antérieure [Bravard, 1989].

Durant le PAG, les étés étaient frais et humides et l'évaporation a diminuée. Les marais se sont étendus, la taille des lacs et des rivières a augmenté à partir du 14ème siècle, avec un maximum au 15ème siècle, les glaciers ont atteint un maximum d'expansion autour du 17ème siècle et les cours d'eau alpins ont connu des crues d'une ampleur et d'une fréquence inhabituelles durant le 18ème siècle. Selon Bravard [1989], les inondations du bas Moyen Age se sont accompagnées d'une progradation des matériaux grossiers issus du bassin versant, sur les planchers alluviaux des principales vallées alpines, et ont entrainé une métamorphose de la dynamique fluviale, d'un système en méandres, à un système en tresse. Cette métamorphose s'est étalée dans le temps, selon la proximité des hautes vallées affluentes, et la dimension de la vallée alluviale, mais traduit un exhaussement du profil en long des rivières, qui est lié à une augmentation de la charge de fond supérieure à l'augmentation du débit.

Par ailleurs, l'estimation des faibles fluctuations de la température estivale responsables des poussées glaciaires (1.3°C et 1.6°C ; [Grove, 1987 *in* Bravard, 1989]) semble souligner l'impact du défrichement et de

la déforestation durant l'optimum médiéval, sur l'évolution postérieure des cours d'eau.

Des travaux récents soulignent également l'influence des minima de l'activité solaire sur les fluctuations climatiques du Moyen-Age dans l'hémisphère Nord [Jones, 1990; Beer *et al.*, 1991 ; Glenn & Kelts, 1991 ; Magny, 1993 ; Stuiver, 1993 ; Stuiver & Braziunas, 1993 ; Mattews *et al.*, 1996 ; Luckman *et al.*, 1997]. Bien que le Moyen Age soit très variable selon les régions considérées, ces auteurs notent que la première période froide du PAG (au sens large) coïncide avec le minimum de Wolf (1300-1350 environ), que la fin du 15ème siècle est une période encore plus froide en relation avec le minimum de Spörer (1440-1550 environ) et que le minimum de Maunder (1650-1720 environ) serait la période la plus froide de tout le PAG.

En résumé, le Moyen Age semble donc être une période humide, modulée par l'alternance de périodes froides, plus courtes que les périodes relativement chaudes. Le PAG *sensu stricto*, correspond à la fin du Moyen Age, et semble être en Europe, la période la plus froide.

3.4.2. Signature sédimentologique

A partir des sédiments carottés dans le lac du Bourget, il est possible de corréler les principales évolutions de la sédimentation depuis le 15ème siècle, mais la carotte B13a permet également de préciser l'évolution du climat depuis l'an 870 AD environ (fig. 114).

L'environnement particulier de la baie de Grésine a fait l'objet d'une étude des populations d'Ostracodes en collaboration avec P. Marmonier (Univ. Savoie), M. Desmet (Univ. Savoie), et C. Collin-Bellier (Univ. Savoie). La diversité et l'abondance des espèces ont été analysées par AFC.

Les résultats préliminaires de cette étude semblent en accord avec les données climatiques et la chronologie des passées grossières ou argileuses (fig. 116) :

- la base de la carotte se caractériserait par plusieurs baisses du niveau du lac, ainsi que par une faune de type A associée à des eaux relativement chaudes et à une végétation aquatique de type A, jusqu'a 1100 AD (Optimum Climatique de l'an mil) ;

- le centre de la carotte présenterait de fortes fluctuations du niveau du lac entre 1100 et 1550 AD (alternance des minima de Wolf et de Spörer), et une faune de type B associée à des eaux plus froides et une végétation aquatique de type B ;

- entre 1550 et 1860 AD environ (Le Petit âge Glaciaire *sensu stricto*), une forte fluctuation du niveau du lac serait associée au minimum de Maunder, coïnciderait avec des vendanges précoces ou tardives et présenterait une faune de type A, évoluant vers une faune « froide » de type B entre 1700 et 1820 ;

- entre 1860 AD et nos jours, aucune forte fluctuation du niveau du lac ne serait marquée, mais le développement d'une faune de type A traduirait un réchauffement général des eaux aboutissant à l'eutrophisation du lac depuis 1940.

Cette reconstitution soulignerait 1) la coïncidence des minima de l'activité solaire de Wolf et de Spörer lors du passage de l'Optimum Climatique de l'an mil, au Petit âge Glacaire, et 2) la coïncidence du minimum de Maunder durant le PAG.

Par ailleurs, l'évolution de l'ensemble de la sédimentation du lac depuis le 14ème siècle (fig. 117) souligne une augmentation des crues entre le 17ème et le 19ème siècle, postérieure aux minima de Spörer et de Maunder (dont l'influence semble également avoir été dominante). Les environnements deltaïques sont dominés par des apports d'underflows et ne développent des interflows qu'après les minima solaires, probablement lorsque la stratification thermique estivale se renforce. On note que l'influence des underflows semble nettement augmenter après le minimum de Maunder et atteindre l'ensemble de la plaine lacustre principale (fig. 117). Cette évolution traduit des courants d'underflows plus importants et de plus longues durées.

Il semble donc que les alternances de refroidissements et de réchauffements durant le Petit âge Glaciaire, ont favorisé des régimes torrentiels dans le bassin versant du lac. Cette torrentialité semble résulter :

1) de printemps froids et humides en plaines, mais neigeux en montagne,

2) d'étés peu ensoleillés,

3) de gels et d'enneigements plus précoces en automne, mais également plus marqués en hiver,

4) de l'évolution des affluents vers un style en tresse, incompatible avec les aménagements humains antérieurs

5) d'une importante diminution de la végétation du bassin versant.

Par comparaison, l'évolution de la sédimentation profonde du lac Moose (Colombie Britanique, Canada) est associée à de très fortes crues liées aux fluctuations glaciaires de son bassin versant entre le 17ème et le 19ème siècle [Desloges & Gilbert, 1995]. Thorndycraft *et al.* [1998] ont également décrit d'importants niveaux de crues dans le Petit lac d'Annecy entre la fin du 17ème et le début du 19ème siècle. Cette similitude avec l'augmentation des crues du lac du Bourget pourrait donc confirmer un contrôle climatique global durant le PAG, à l'échelle de l'hémisphère Nord.

A partir de ces résultats, il est possible de proposer une reconstitution de l'évolution des environnements sédimentaires du lac du Bourget durant les principales

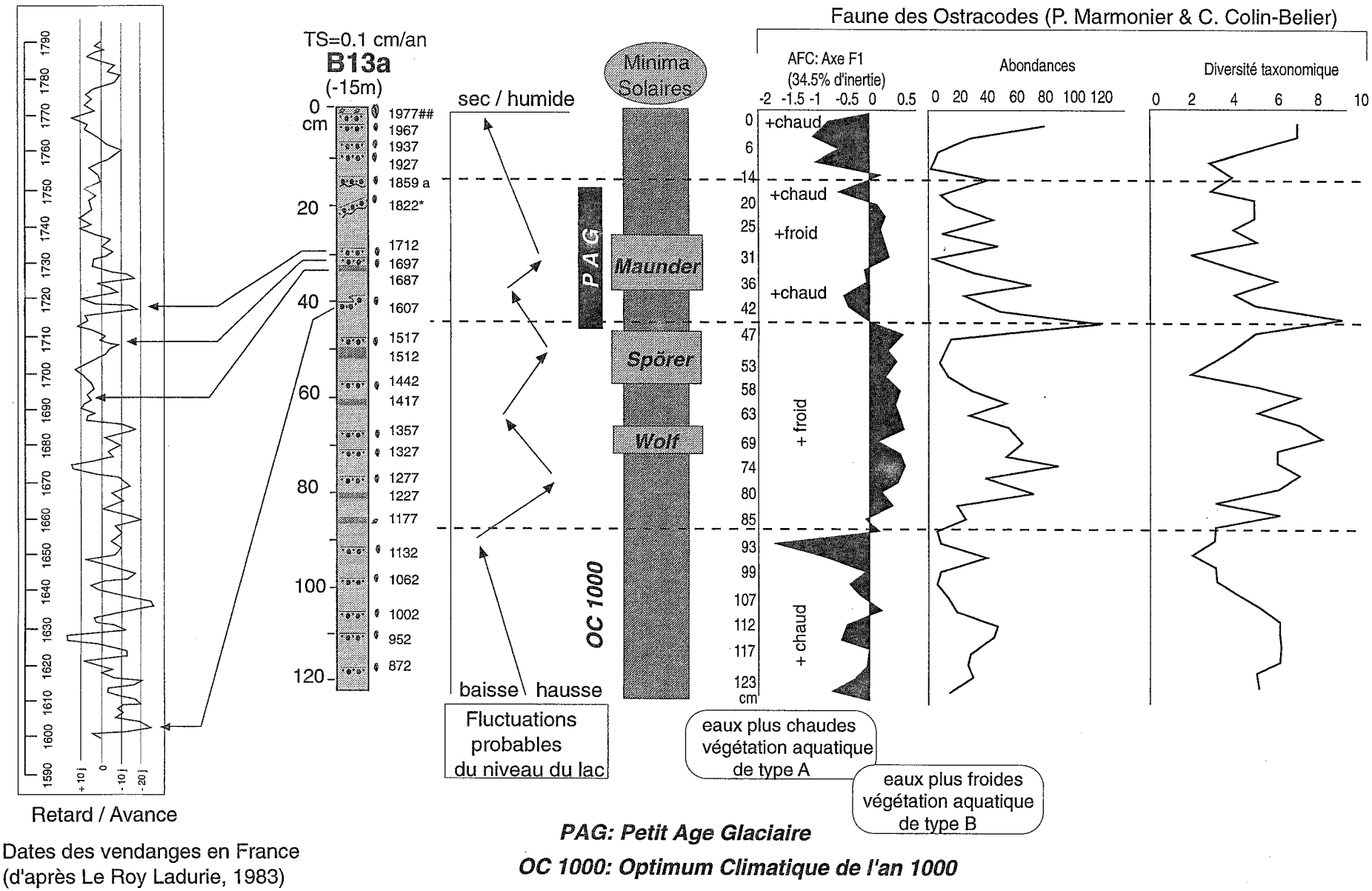


FIG. 116. — Enregistrements paléoclimatiques de la baie de Grésine.

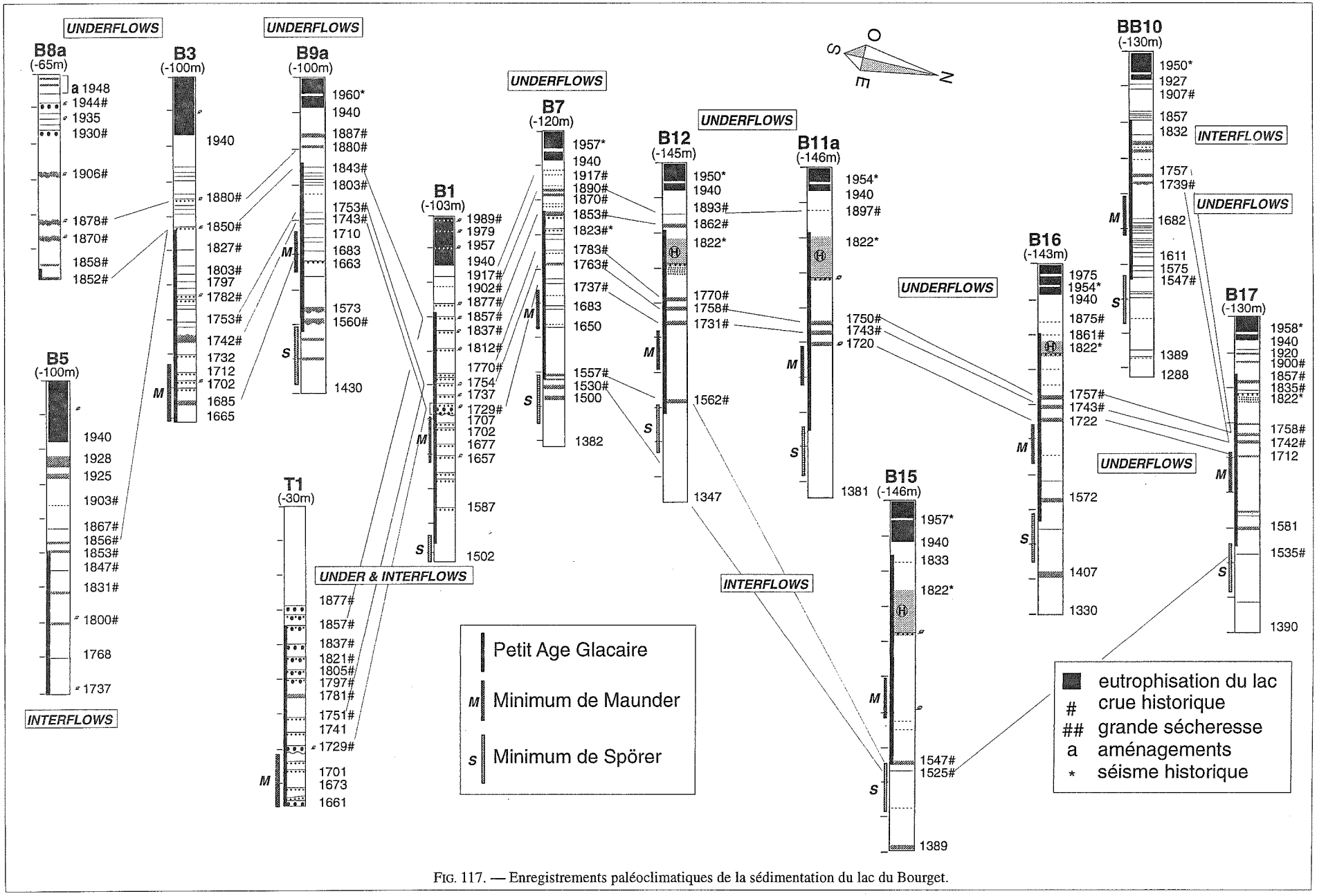


FIG. 117. — Enregistrements paléoclimatiques de la sédimentation du lac du Bourget.

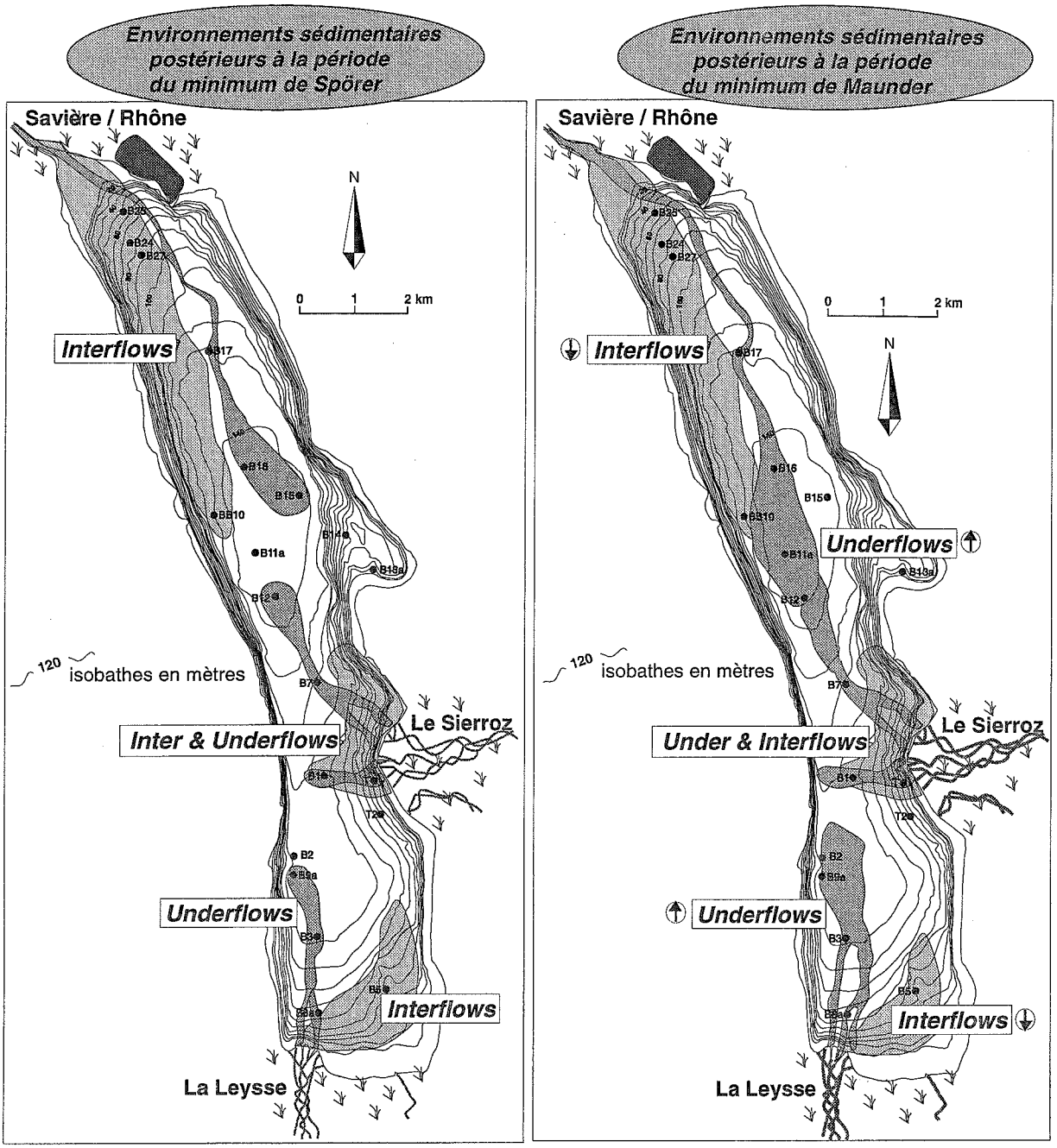


FIG. 118. — Evolutions des environnements sédimentaires du lac durant le PAG.

3.4.3. Cyclicité du signal sédimentaire

Trois carottes du lac du Bourget ont fait l'objet d'une étude à haute résolution (selon un pas d'échantillonnage centimétrique) afin d'étudier la cyclicité du signal argileux (carottes B16, et B15) et de la lamination (BB10) de la plaine lacustre.

Le signal argileux de la carotte B16

Bien que la minéralogie des argiles soit globalement homogène sur l'ensemble des carottes étudiées, le rapport de l'intensité des principaux pics souligne de nettes oscillations sur la carotte profonde B16. Sur chaque échantillon glycolé, j'ai mesuré :

- le rapport du pic des smectites sur le 1er pic d'illite (S/I) ;

- le rapport des pics de la kaolinite et de la chlorite sur le 1er pic d'illite (7/10) ;

- le rapport du 2eme pic de la kaolinite sur le 4eme pic de la chlorite (K/C).

Le traitement du signal réalisé sur ces différents rapports a été effectué sous la direction de M. Desmet (Univ. Savoie) sur le programme AnalySéries, classiquement utilisé en paléocéanographie .

Avant de réaliser l'analyse spectrale de ces signaux, nous avons corrigé les grandes tendances des courbes brutes qui ne sont pas complètement exprimées sur le premier mètre de sédiment. Dans un deuxième temps, nous avons également supprimé les valeurs associées aux apports instantanés (le dépôt homogène de 1822 et les crues historiques), afin d'étudier la cyclicité de la sédimentation continue en milieu lacustre profond.

La correction de la tendance des courbes a été réalisée par soustraction d'une courbe de tendance, qui est définie 1) par un ré-échantillonnage du signal selon un pas de 10 cm, et 2) un ré-échantillonnage de la courbe de tendance selon un pas de 1 cm, afin d'obtenir une série de données comptant autant de mesures que le signal brut.

L'analyse spectrale de la courbe corrigée est réalisée selon la méthode Blackman-Tuckey et permet de représenter, dans le domaine des fréquences, le pouvoir spectral des différentes cyclicités composant l'évolution des rapports de pics selon la profondeur (courbe temps).

Compte tenu de la cohérence, seul le cycle dominant (F) ayant le plus grand pouvoir spectral, est retenu. On détermine alors sa période équivalente (T en cm) dans le domaine temporel, et on applique à la courbe corrigée, un filtre gaussien centré sur T. Les amplitudes de la courbe filtrée, sont alors proportionnelles à l'expression de la période T dans les données analysées : les grandes amplitudes de la courbe filtrée traduisent une nette cyclicité du signal pour la profondeur considérée.

étapes du PAG, c'est-à-dire postérieurement aux minima de Spörer et de Maunder (fig. 118).

On notera l'influence de la force du Coriolis sur l'évolution des apports rhôdaniens par interflows. La fine lamination de la carotte BB10, qui est située en bordure Ouest de la plaine lacustre, semble principalement résulter des apports distaux des interflows rhôdaniens postérieurement au minimum de Spörer (fig. 117 et 118). La disparition progressive de cette lamination apparaît liée à la diminution des apports par interflows en faveur des apports latéraux des importants underflows rhôdaniens postérieurs au minimum de Maunder (notamment lors de la crue généralisée de 1734-1735 AD).

Cette cyclicité centimétrique peut être convertie en années, lorsque le taux de sédimentation est précisément établi pour l'ensemble de la carotte.

Les différentes étapes de la méthode sont présentées dans les figures 119 et 120, pour le traitement du rapport S/I, puisque c'est ce rapport qui présente le signal le plus net et le plus facilement expliquable, parmi les trois rapports mesurés.

On notera que la plus faible valeur de ce rapport correspond à un niveau de crue du Rhône, riche en illite (fig. 96 et 119).

L'analyse spectrale du signal de la sédimentation profonde continue révèle un cycle dominant de 6,4 cm,

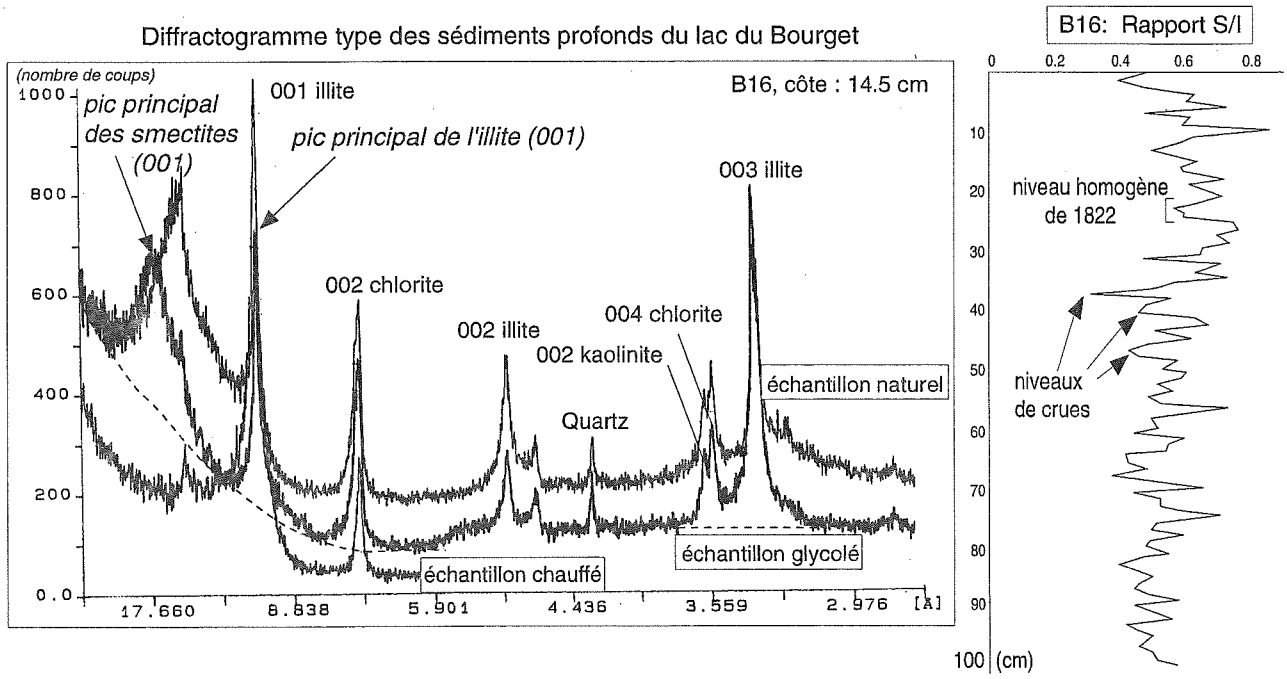


FIG. 119. — Signal argileux de la sédimentation profonde du lac du Bourget.

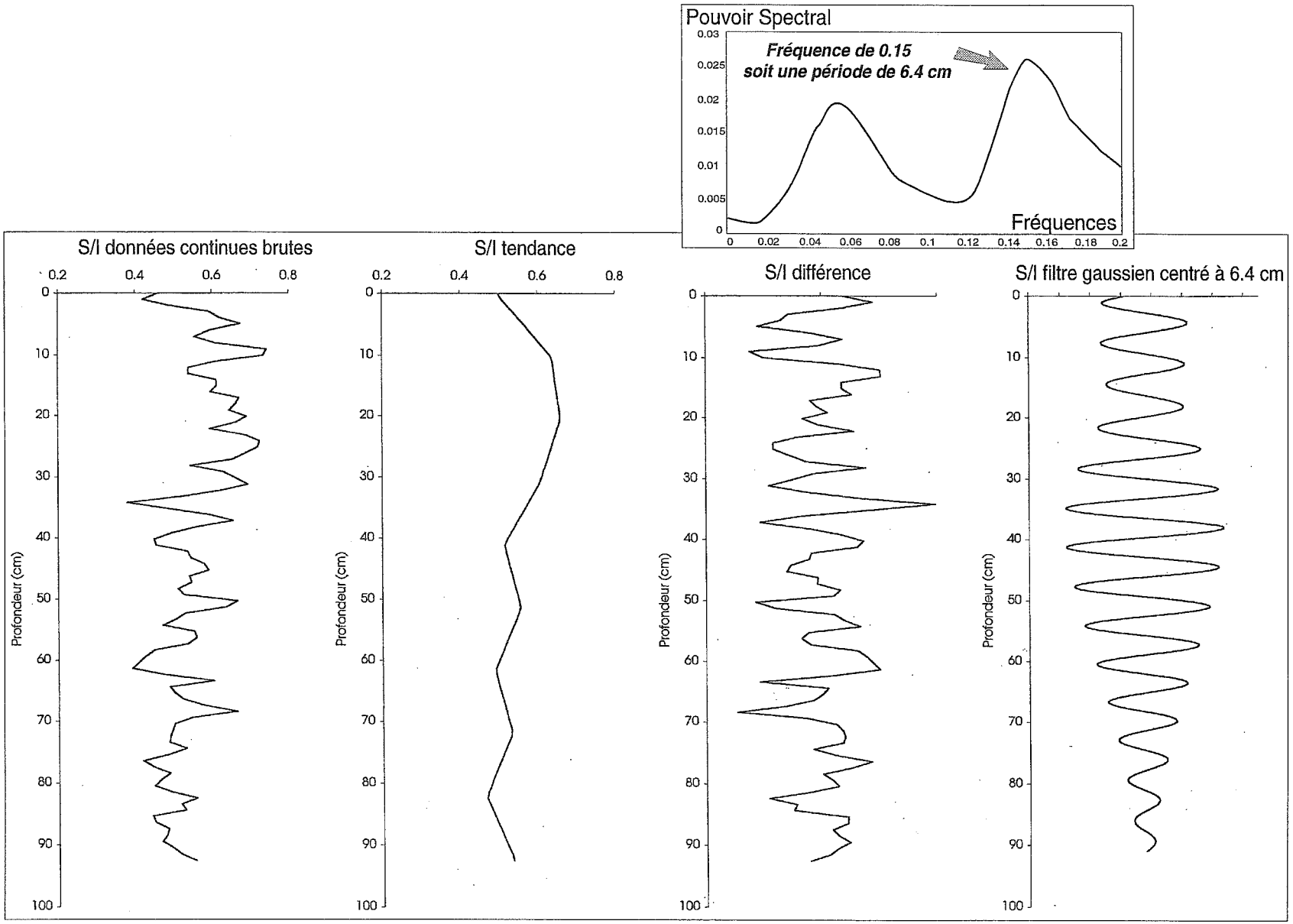


FIG. 120. — Analyse spectrale de l'évolution du rapport S/I dans la carotte B16.

qui est très bien marqué entre 60 et 20 cm de profondeur. Le taux de sédimentation défini pour la carotte B16 étant de 0,14 cm/an, un cycle de 45,7 ans caractérise l'ensemble de la sédimentation profonde étudiée (soit 670 ans), et il est très marqué entre 1570 et 1850 AD, c'est à dire durant le PAG.

Validation du signal sédimentaire de la plaine lacustre

Afin de valider le signal argileux de la carotte B16, une étude identique a été réalisée sur la carotte B15 située à 1 km de distance, à l'Est de la plaine lacustre. Ce travail a fait l'objet du DEA de J.B. Peyaud [1998], à l'Université de Lille, et a également permis de définir la cyclicité des teneurs en carbonates.

Le traitement des données argileuses a été rigoureusement identique à celui établi sur la carotte B16, mais l'analyse spectrale réalisée n'a pas tenu compte du caractère instantané du niveau homogène de 1822. Les résultats résumés dans la figure 121, soulignent l'intérêt de cette étape préalable, dans l'étude de la cyclicité de la sédimentation profonde continue du lac du Bourget. L'analyse spectrale de la variation du rapport S/I sur 600 ans révèle une période dominante de 6,9 cm, et l'analyse spectrale de la variation des teneurs en carbonates, une période dominante de 6,3 cm. Le taux de sédimentation défini pour la carotte B15 étant de 0,15 cm/an, un cycle de 46 ans caractérise l'ensemble de la sédimentation argileuse profonde et un cycle de 42 ans l'ensemble de la sédimentation carbonaté (authigène et détritique).

Cela conforte les résultats obtenu sur la carotte B16, et indique l'influence d'un contrôle climatique commun. Cependant, on note un comportement légèrement différent dans la carotte B15, puisque le filtre de 46 ans apparait mieux exprimé entre 5-20 cm et 50-70 cm (soit entre 1960-1863 AD et 1660-1530 AD), c'est à dire, avant le minimum de Maunder et après le PAG.

Analyse de la lamination de la carotte BB10

Cette carotte prélevée dans la partie Ouest de la plaine lacustre par 130 m de fond, présente une lamination millimétrique qui est très bien exprimée dans sa moitié inférieure (fig. 117). L'analyse spectrale de la variation des niveaux de gris a été réalisée sous la coordination de M. Desmet et en collaboration avec Stephane Thiebaud (stagiaire UJF).

La numérisation de la lamination a été réalisée par caméra CCD grâce au logiciel « Image Grabber » dès l'ouverture de la carotte à l'Université de Savoie. Chaque image correspondant à environ 10 cm de sédiment, a permis de définir un profil des niveaux de gris selon une résolution de 200 microns avec la focale utilisée. Le profil continu des niveaux de gris est obtenu après assemblage des profils élémentaires, et est ré-échantillonné selon un pas millimétrique sous le logiciel « Analysérie ». Le profil continu de résolution millimétrique est corrigé de sa tendance (définie selon un pas de 5 cm) et l'analyse spectrale de la lamination est donc réalisée sur le fichier « différence de niveaux de gris ». Les résultats de l'analyse spectrale sont résumés dans la figure 122. La base de la carotte présentant un signal particulièrement interéssant, elle a également fait l'objet d'une analyse spectrale (fig. 122).

Ces résultats préliminaires confirment l'éxistence d'une cyclicité de 6,24 cm et soulignent une très nette cyclicité de 6,3 mm, entre de 48 et 93 cm et principalement entre 60 et 80 cm. Le taux de sédimentation de cette carotte étant défini à 0,14 cm/an, cela signifie que la lamination présente une cyclicité de 44,5 ans sur l'ensemble de la carotte, et qu'une cyclicité élémentaire de 4,5 ans a caractérise la lamination millimétrique de cette partie de la plaine lacustre, entre 1288 et 1682 AD, et particulièrement entre 1426 et 1540 AD, c'est-à-dire, durant le minimum de Spörer.

3.4.4. Discussion

L'étude des sédiments du lac du Bourget soulignerait l'influence des minima de l'activité solaire sur la mise en place et l'évolution du PAG. Cette influence semble se traduire par des variations de température, mais induit principalement de fortes variations des bilans hydriques : variations des fluctuations du niveau du lac et de la température de l'eau depuis l'optimum climatique de l'an 1000 (fig. 116), et forte augmentation des crues entre le 17 éme et le 19 éme siècle (fig. 117). L'influence des apports par underflows atteint la plaine lacustre principalement après le minimum de Maunder, alors que l'influence en milieu profond des apports par interflows, semble principalement développée entre les minima solaires. L'impact anthropique (déboisement, aménagements des rivières) semble ici avoir pincipalement amplifié l'impact des crues (débit, charge).

La sédimentation profonde

Les sédiments de la plaine lacustre sont très fins (environ 50% inférieurs à 4 microns, et 20% inférieurs à 2 microns) et fortement carbonatés (60 % en moyenne). L'analyse spectrale du signal sédimentaire profond à haute résolution (pas d'échantillonnage de 8 ans environ, compte tenu du taux de sédimentation) souligne une cyclicité dominante de 45-50 ans, pour le rapport illite/smectites et les teneurs en carbonates, mais également une cyclicité de 4.5 ans de la lamination millimétrique lorsqu'elle existe. L'influence de ces cyclicités varie dans le temps (selon les minima solaires) et dans l'espace (selon les différentes parties de la plaine lacustre).

La composition du cortège des minéraux argileux des sédiments lacustres reflète les zones d'apports du bassin versant (fig. 96), et la variation spatiale de ce cortège souligne la sédimentation différentielle des apports argileux, selon la taille et la nature des particules [Chamley, 1989 ; Müller & Quakernaat, 1969 *in* Chamley, 1989]. Dans le lac du Bourget, la variation spatiale du

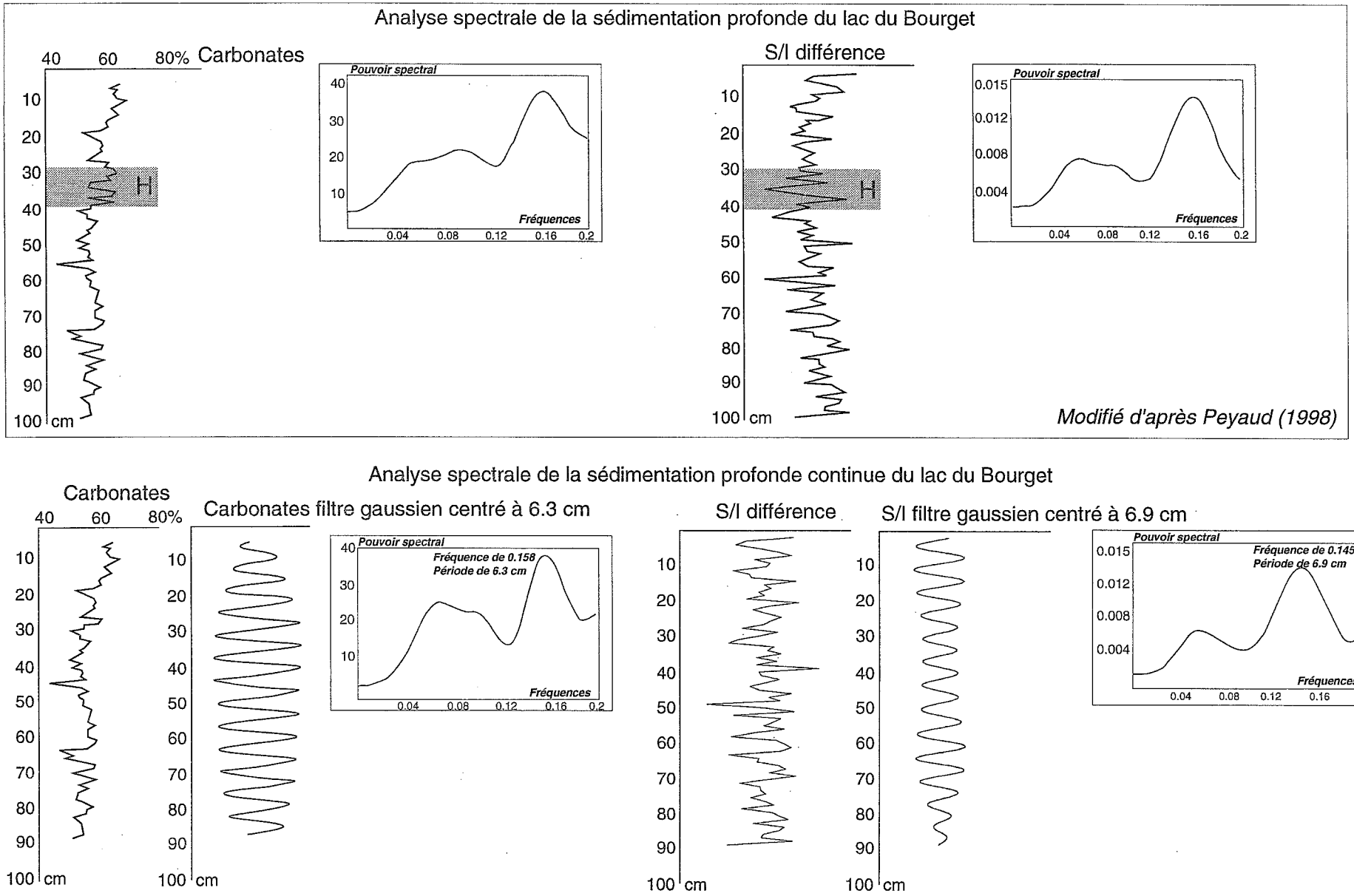


FIG. 121. — Analyse spectrale du signal sédimentaire de la carotte B15.

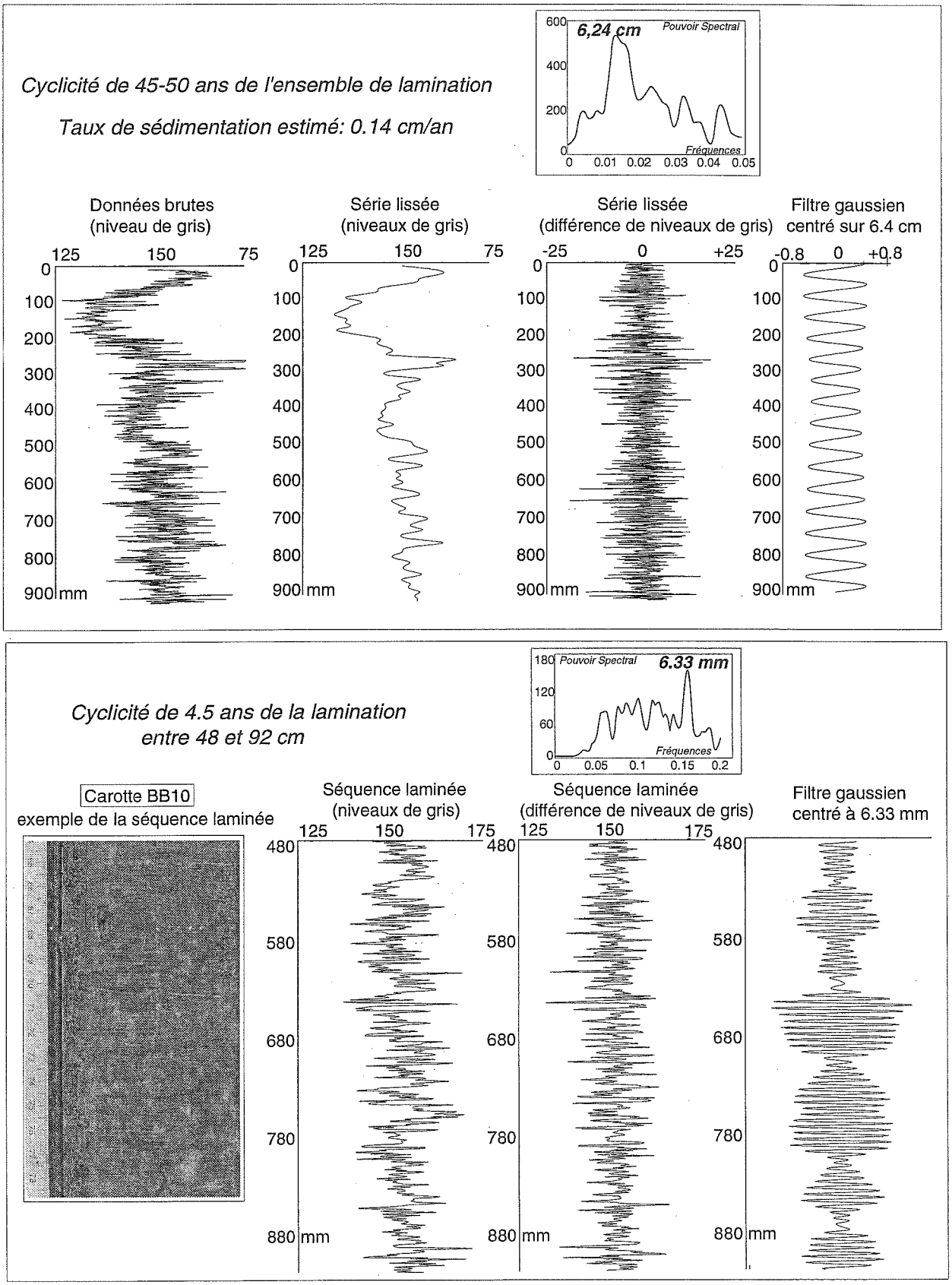


FIG. 122. — Analyse spectrale de la lamination du lac du Bourget par analyse d'image.

cortège argileux résulte principalement de son rôle d'écrêteur des crues rhôdaniennes, riches en illites et des apports du Sierroz et de la Leysse, riches en smectites. Ainsi, dans la plaine lacustre, la variation en profondeur du rapport S/I traduit l'influence (sur environ 8 ans), des apports du bassin versant local, par rapport aux apports du principal fleuve de la région [Chapron *et al.*, 1998]. De plus, les forts orages peuvent accentuer la composition minéralogique de la charge en suspension des rivières, notamment durant les crues de printemps fortement enrichies des effets de l'altération physique hivernale [Chamley, 1989].

Les teneurs en carbonates des sédiments de la plaine lacustre peuvent résulter des apports distaux du bassin versant, mais elles semblent principalement issues de la production bio-induite des eaux de surface (fig. 95). Cette production est aujourd'hui principalement contrôlée par la température des eaux [Vinçon-Leite *et al.*, sous presse], et les variations dans le temps des teneurs en carbonates semblent donc traduire des variations de température et l'influence des crues majeures.

En tout état de cause, la sédimentation continue de la plaine lacustre du Bourget reflète les variations climatiques régionales de cette partie du NW des Alpes, et résulte de la décantation des apports distaux par underflows, de la décantation des apports distaux par interflows, de la décantation de la production carbonatée bio-induite dans la tranche d'eau et de l'influence des courants.

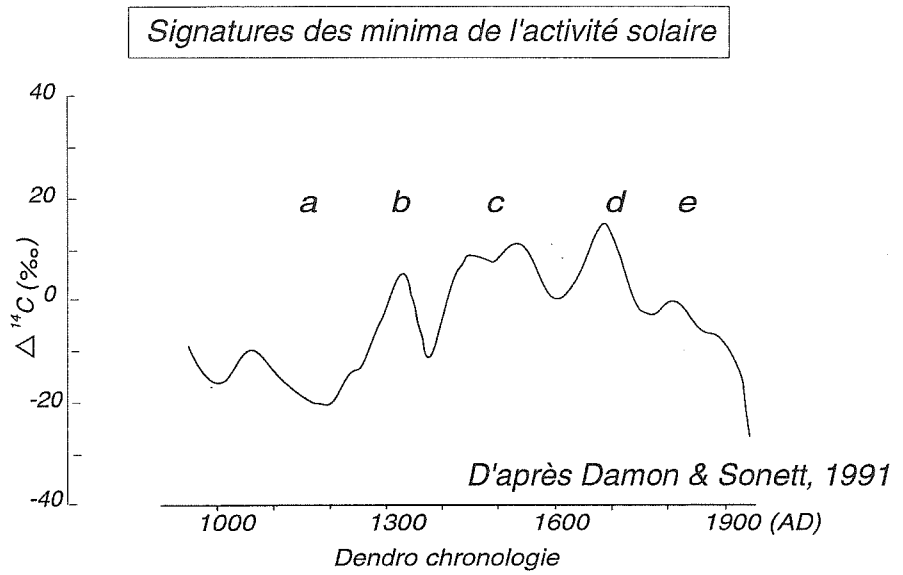
Un contrôle climatique cyclique

La cyclicité dominante de 45 ans des caractéristiques sédimentologiques de la plaine lacustre durant le PAG, apparaît principalement contrôlée par l'activité solaire et favoriser : 1) une augmentation des apports hydriques postérieurement aux minima solaires de Wolf, Spörer (générations d'interflows à l'Est de la plaine, carotte B15) et de Maunder (générations d'underflows dans l'axe de la plaine, carotte B16), 2) une variation des températures des eaux du lac (évolutions des teneurs en carbonates, carotte B15) et 3) le développement d'une fine lamination à l'Ouest de la plaine centrale associé aux apports distaux de crues déviés par la force de Coriolis.

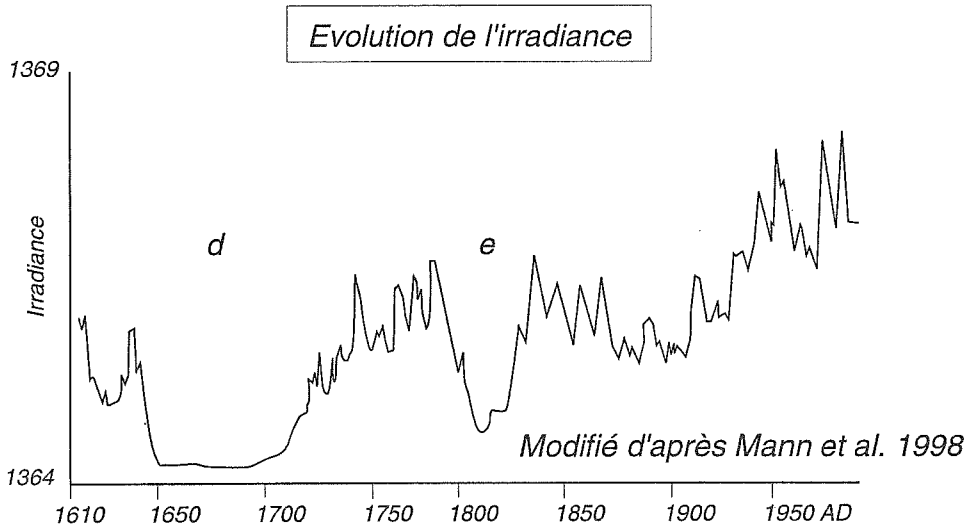
Des cycles de 45-50 ans ont également été reconnus dans l'analyse spectrale de l'épaisseur des varves tardiglaciaires du lac de Cerin [Gauthier, 1998], dans les débits paroxysmaux des rivières d'origine glaciaire des Alpes Occidentales [Vivian, 1975], dans les épaisseurs des lamines de croissances des spéléothèmes du Gouffre Berger (massif du Vercors, [Bolvin *et al.*, soumis]), dans les stades de retrait des glaciers du Grand Nord canadien (M. Magny, com. pers.), dans les périodes d'étiages du Nil en Egypte [De Putter *et al.*, 1998] et dans la lamination des sédiments récents du lac Saski en Crimée [Glenn & Kelts, 1991] et du lac Teletskoye en Sibérie [Kalugin *et al.*, 1998].

Ce cycle semble par ailleurs corrélé avec les variations de l'activité solaire et correspondrait selon certains auteurs, au double cycle de Hale [Levy *et al.*, 1991; Magny, 1995], ou a une harmonique du cycle de Gleissberg [Hoyt & Schatten, 1997]. Le cycle de Hale présente une durée d'environ 22 ans [Mitchell, 1979], et résulte de l'inversion et du rétablissement du champ magnétique solaire, dont l'influence induit des périodicités de 11 ans, 22 ans et des minima solaires du type Maunder [Levy *et al.*, 1991]. Le cycle de Gleissberg a été défini à partir des variations du nombre des taches solaires, de la fréquence des aurores boréales et des variations du ^{14}C atmosphérique (fig. 123), et présente une période entre 88 et 90 ans [Damon & Sonett, 1991]. Ces deux cycles ont par ailleurs été retrouvés dans différents enregistrements sédimentaires varvés anciens [Anderson, 1991] et traduiraient des oscillations de l'irradiance solaire, tout comme les oscillations des minima solaires de type Maunder et Spörer.

Le cycle de 4,5 ans, retrouvé entre les minima de Wolf et de Maunder (mais principalement durant le minimum de Spörer) dans la lamination millimétrique de la carotte BB10, est également très intéressant, puisqu'il pourrait correspondre à l'influence de la perturbation cyclique des circulations océaniques du Pacifique d'El Niño/Southern Oscillation (ENSO, [Rodo *et al.*, 1997 ; De Putter *et al.*, 1998]). L'influence de cette perturbation des circulations du Pacifique n'a jamais été enregistrée à de telles latitudes dans l'hémisphère Nord (45°N), mais elle serait bien marquée durant la fin de notre siècle dans les cycles d'assèchement du lac Gallocanta en Catalogne (40°N, [Rodo *et al.*, 1997]), dans la fréquence des précipitations de la péninsule ibérique, des îles Baléares et en Afrique du Nord [Rodo *et al.*, 1997], ainsi que dans les cycles d'étiage et de crues du Nil (30°N) entre 622 et 1470 AD [De Putter *et al.*, 1998]. Les travaux d'Anderson [1991] soulignent également une très importante augmentation des fréquences de type El Niño depuis 1650 AD, qui serait associée aux diminutions de l'activité solaire: la fréquence de ces événements aurait presque doublé durant les minima de Maunder, de Dalton et à la fin du PAG (fig. 123). On note également un cycle de 5 ans assez bien marqué dans l'épaisseur des varves tardiglaciaires du lac de Cerin (45°N, [Gauthier, 1998]). Bien que la cyclicité de type El Niño soit toujours controversée [Glenn & Kelts, 1991], la reconnaissance de cycles compris entre 4 et 5 ans, à 30°N, 40°N et 45°N durant diverses périodes est remarquable. On notera également que les influences de type ENSO seraient plus marquées durant le printemps et l'automne dans lac Gallocanta [Rodo *et al.*, 1997]. Nous avons vu auparavant que les principales crues du lac du Bourget se produisent également durant ces périodes de l'année, et que la partie Ouest de la plaine centrale du lac est sensible aux apports par interflows et underflows. Il semble donc possible que la cyclicité de 4.5 ans dans la lamination de la carotte BB10 traduise une influence de type ENSO, entre les minima de Wolf et de Maunder, et que celle-ci a été plus marquée durant le minimum de Spörer.



a: optimum climatique de l'an 1000, b: minimum de Wolf, c: minimum de Spörer
d: minimum de Maunder, e: minimum de Dalton



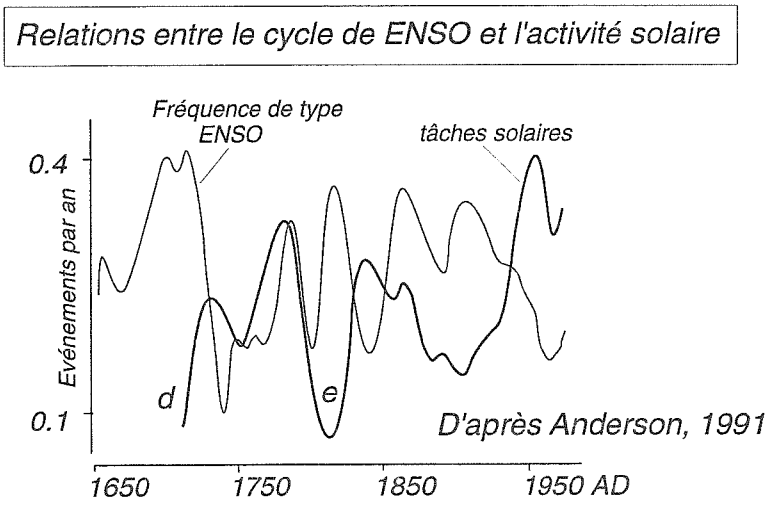


FIG. 123. — Signatures et influences des variations de l'activité solaire.

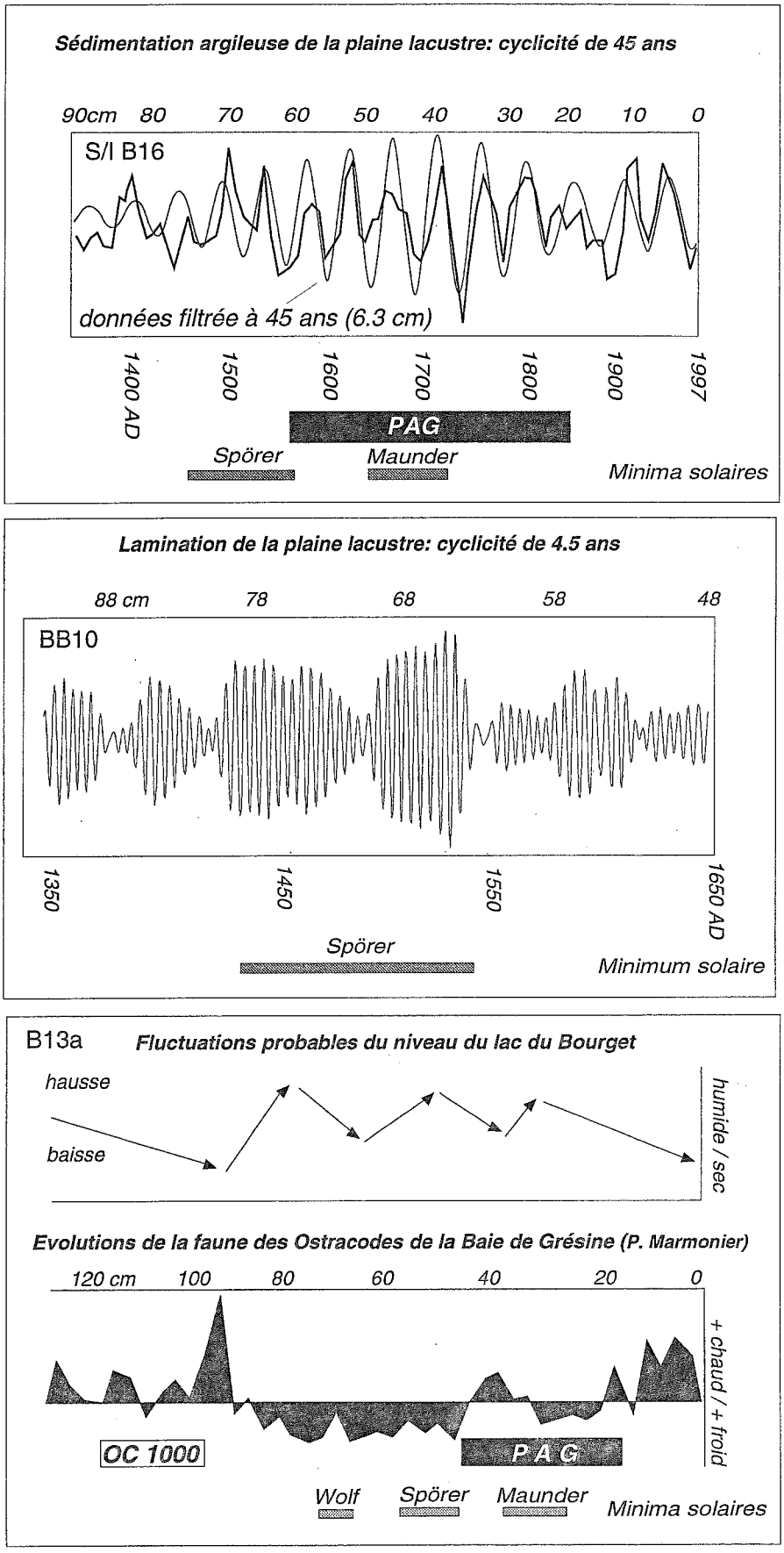


FIG. 124. — Contrôle de l'activité solaire sur la sédimentation du lac du Bourget.

Par ailleurs, de nombreux travaux soulignent la complexité de l'influence de l'activité solaire sur les circulations océaniques et atmosphériques [Anderson, 1991 ; Beer *et al.*, 1991 ; Magny, 1993 ; Stuiver & Braziunas, 1993 ; Rodo *et al.*, 1997]. Beer *et al.* [1991] pensent que la sédimentation tend principalement à enregistrer les événements climatiques majeurs et joue donc un rôle de filtre complexe.

Selon Stuiver & Braziunas [1993], les perturbations océaniques du type ENSO, les cycles de 11 ans du rayonnement solaire et les variabilités climatiques multidécennales, pourraient être liés aux variations de l'activité solaire et à l'instabilité de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord. A partir des Foraminifères et des lithofaciès des sédiments du Fjord Nansen (68°N) à l'Est du Groenland, Jennings & Weiner [1996] ont par ailleurs mis en évidence un réchauffement climatique stable durant l'Optimum Climatique de l'an mil (730-1100 AD), ainsi que de nombreuses périodes de grand froid caractéristique du PAG, autour de 1370 AD (minimum de Wolf) et entre 1630 et 1900 AD. Rodo *et al.* [1997] retrouvent l'influence de la *North Altantic Oscillation* (NAO) sur les précipitations de la péninsule ibérique durant l'ensemble du XX ième siècle.

L'enregistrement du cycle de 4,5 ans et du cycle de 45 ans dans les sédiments profonds du lac du Bourget (45°N) pourrait donc résulter des variations de l'activité solaire ayant induit d'importantes perturbations dans la circulation atmosphérique, et être associé à des modifications de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord. Les reliefs jurassiens, sub-alpins et alpins drainés par le lac étant les premiers reliefs rencontrés par les masses d'air atlantiques, ils ont très probablement favorisé durant le PAG, un important développement des précipitations, qui selon les saisons et les variations climatiques, s'est traduit dans le lac par d'importants apports d'underflows ou d'interflows et à localement favorisé une fine lamination. Les principaux marqueurs de l'influence de l'activité solaire sur la sédimentation du lac du Bourget sont résumés dans la figure 124.

CHAPITRE V

PERTURBATIONS SISMO-TECTONIQUES DE LA SÉDIMENTATION LACUSTRE RÉGIONALE

Durant les deux dernières décennies, de nombreux travaux ont mis en évidence l'importance des séismes sur la perturbation des remplissages sédimentaires. Dans les chapitres II, III et IV, il a été montré comment les changements climatiques du Quaternaire récent ont contrôlé les processus sédimentaires des remplissages lacustres des vallées alpines. Le contexte sismo-tectonique des différents lacs étudiés semble également avoir joué un rôle important sur la géométrie et la perturbation des remplissages, notamment dans le lac du Bourget. Après un bref résumé des principaux mécanismes impliqués dans les perturbations d'origine séismique, les différentes natures et fréquences des perturbations du remplissage du lac du Bourget seront détaillées, et l'extension régionale de ces perturbations sera discutée.

1.— Enregistrement de la paléosismicité en milieu lacustre

1.1. La paléosismicité

1.1.1. L'intensité des séismes

En Europe, l'importance des séismes historiques est estimée en intensité MSK et s'appuie sur trois critères [Bernard *et al.*, 1997] : les effets sur les hommes, les bâtiments et les terrains. Le seuil d'affolement des populations et d'apparition des dommages sur les constructions correspond au degré VI, et celui des dommages importants et des destructions des bâtiments les moins résistants au degré VIII. Cette notion est cependant ambigüe et subjective puisque 1) les réactions humaines sont variables selon le contexte culturel, politique et/ou religieux, 2) les dégâts des bâtiments ne sont pas recensés de façon exhaustive et dépendent de la durée et des fréquences des ondes sismiques, ainsi que de la nature du sol des fondations (effet de site), et 3) des glissements de terrains peuvent être déclenchés ou accentués après de fortes pluies. La notion d'intensité MSK doit donc être employée avec prudence.

A titre d'exemple, une secousse sismique d'intensité V est ressentie par de nombreuses personnes, et cause de légers dommages dans les bâtiments moins résistants. Une secousse sismique d'intensité VI provoque l'affolement des personnes, de forts déplacements du mobilier,et des dommages dans les bâtiments moins résistants. Une intensité VII provoque la frayeur des personnes, le déplacement du mobilier lourd, le tintement des petites cloches, de nombreux dégâts des bâtiments moins résistants, et peut déclencher de petits glissements de terrains et des changement du débit des sources, ou du niveau des puits. Durant un séisme d'intensité VIII, la plupart des personnes se précipite au dehors des bâtiments et présente des difficultés à se tenir debout, de grosses cloches se mettent à sonner, de nombreux dégâts affectent les bâtiments et provoquent des chutes de cheminées, la formation de vagues sur l'eau, le changement du débit des rivières et des niveaux des puits (qui peuvent se tarir). A partir d'une intensité IX, un séisme provoque une panique générale, des dégâts considérables, l'eau des lacs devient trouble et de nouvelles retenues peuvent se créer dans les vallées. Les intensités X, XI et XII provoquent respectivement la destruction générale des bâtiments, un bouleversement catastrophique généralisé, et un changement profond du paysage [Bernard *et al.*, 1997].

L'importance des séismes est aujourd'hui définie par l'échelle de magnitude de Richter allant de 1 à 9,5. La magnitude se déduit de l'amplitude du mouvement du sol, à une certaine distance, mesurée par un sismographe de référence. Liée à la profondeur de l'épicentre, elle caractérise l'énergie dissipée par le séisme sous forme

d'ondes élastiques. Parmi les ondes émises lors d'un séisme, les ondes de surface (de Lowe ou de Rayleigh), dont la propagation est complexe, sont les plus destructrices. Il existe néanmoins des relations empiriques, établies entre les perturbations des environnements géologiques, la distance à l'épicentre et la magnitude du séisme [Kuribayashi & Tastuoka, 1975 ; Berardi et al., 1991 ; Audemar & de Santis, 1991] ou dans certains cas l'intensité du séisme [Serva, 1994].

Par ailleurs, les données de sismicité historique couvrant au mieux le dernier millénaire ne permettent de définir que partiellement les caractéristiques sismotectoniques d'une région [Vittori *et al.*, 1991], et doivent parfois être employées avec prudence [Alexandre, 1991].

1.1.2. Origines des perturbations sédimentaires

Depuis les années 70, de nombreux travaux menés dans des terrains anciens ou actuels ont permis de préciser l'origine des perturbations induites *in situ* par un choc sismique dans des sédiments non-consolidés (séismites), en milieu continental, marin, ou lacustre. La distinction entre une origine sismique ou non-sismique n'est pas toujours aisée et repose sur une connaissance approfondie du mode de sédimentation, ainsi que sur une analyse détaillée des structures sédimentaires et de leur organisation.

C'est aux contraintes de cisaillement horizontales appliquées de manière cyclique que l'on attribue l'effet thixotropique (au sens large) engendrant la séparation des phases solide et liquide d'un sédiment gorgé d'eau [Montenat *et al.*, 1993]. La perte de cohésion du sédiment, par modification des pressions interstitielles, provoque un réarrangement des grains qui tend à densifier la fraction granulaire, et à transmettre les surpressions à la phase liquéfiée. L'expulsion ou l'injection de cette phase liquéfiée mise sous pression, est directement à l'origine des séismites dans des sédiments à granulométries contrastées (alternances de sables, silts et argiles), déposées sous une faible tranche d'eau [Montenat *et al.*, 1994].

Trois principaux mécanismes permettent le passage d'un sédiment de l'état solide à fluide : la thixotropie, la liquéfaction et la fluidisation.

La thixotropie correspond à la propriété de certains matériaux cohésifs, comme les argiles, à perdre leur résistance lorsqu'ils sont agités. Cela est lié à l'altération de l'assemblage planaire des minéraux argileux, dispersés par l'augmentation de la pression des fluides [Boswell, 1961]. La résistance du matériel se rétablit après floculation des argiles dispersées.

La liquéfaction et la fluidisation se développent dans des matériels non-consolidés et non-cohésifs comme les graviers fins, les sables et les silts grossiers. Ce matériel maintient sa résistance par son arrangement particulaire et sa friction intergranulaire [Montenat *et al.*, 1994].

La liquéfaction correspond à la perte de résistance d'un matériel non-cohésif, lorsque l'augmentation de la pression interstitielle devient égale ou supérieure à la charge lithostatique. Cette liquéfaction peut être statique (élévation brutale de la nappe phréatique), dynamique (un unique impact détruisant l'arrangement granulaire du sédiment), ou cyclique (augmentation cyclique de la pression des fluides par cisaillement alternatif, durant un séisme ou une houle de tempête) [Rodrigez Pascua, 1997].

La fluidisation se produit lorsqu'un flux continu d'eau circule au travers d'un système ouvert de sédiments granulaires non-cohésifs, jusqu'à ce que les particules restent en suspension [Owen, 1987].

Il est également possible de définir la sensibilité d'un sol à partir du rapport entre la cohésion non-drainée du sol non-destructuré, et sa cohésion non-drainée une fois complétement remaniée [Smalley, 1971; Torrance, 1983]. Cette propriété concerne les argiles granulométriques, et plus particulièrement les argiles rapides (*quick clays*) qui se caractérisent par une résistance nulle à la déformation (sensibilité > 30 et cohésion non-drainée remaniée < 0,5 kPa). Ce remaniement se produit par l'effondrement (*collapse*) de l'arrangement métastable des particules lorsqu'elles se saturent en eau, et provoquent la perte de toute résistance du matériel. Cette résistance ne se rétablit que lorsque le matériel n'est plus humide.

Les figures de liquéfaction se développent à partir de magnitudes élevées (M 5.5-6) dans la plupart des environnements géologiques, et sont considérées par Obermeier [1996], comme les plus sûrs marqueurs d'une influence séismique. Un certain nombre de facteurs peut favoriser les phénomènes de liquéfaction durant un séisme [Obermeier, 1996 ; Rodrigez Pascua, 1997] :

- l'âge des sédiments (les séismes actuels n'affectent pas des sédiments plus anciens que le Pleistocène),

- la profondeur de la nappe phréatique (en général < 3m) ;

- la granulométrie (les sables moyens à fins sont très vulnérables) ;

- la densité et la cohésion des sédiments (augmentant avec l'âge des dépôts) ;

- le taux de sédimentation ;

- la puissance des dépôts (> 3 m) ;

- l'accélération interne (amplitude, nombre de cycles, mécanismes aux foyers des séismes, effet de site).

1.2. Les séismites

Parmi les perturbations synsédimentaires reconnues d'origine séismique, il est possible d'en différencier deux grandes catégories : les perturbations *in situ* (séismites *s.s.*) et les perturbations indirectes (séismites *s.l.*).

1.2.1. Les perturbations in situ

Ces perturbations sont développées par des déformations principalement souples ou cassantes, dans des proportions variables en fonction de la rhéologie des matériaux multicouches affectés (fig. 125). Cette dernière dépend de la granulométrie, du degré de lithification, de l'épaisseur des différentes couches des matériaux, et des discontinuités préexistantes [Seilacher, 1969 et 1991; Field *et al.*, 1982 ; Plaziat *et al.*, 1990 ; Audemar & De Santis, 1991 ; Montenat *et al.*, 1994 ; Davenport *et al.*, 1994]. Dans tous les cas, la mise en évidence d'injection de fluides sous pression, mobilisés dans tous les plans de l'espace (et notamment *per ascensum*), constitue le premier critère d'identification, lorsqu'on s'est assuré de l'impossibilité de surcharge sédimentaire brutale.

Les déformations souples sont classiquement les structures de liquéfaction superficielles (vasques thixotropiques), d'extrusion et d'expulsion de fluides (volcans de sable, cratères d'effondrement), d'intrusion plastique (en diapir), de liquéfaction et contournements de couche (plissotements, convolutes, lits contournés, pseudonodules, structures en ball and pillow, structures en flamme).

Les déformations cassantes regroupent les fentes d'étirement (*dykes per descensum*), les injections (*dykes per ascensum*), les brèches autoclastiques et les failles de tassement brusque (*fault grading*).

1.2.2. Les perturbations indirectes

Lors d'un déclenchement sismique, ces perturbations sont principalement développées par des remaniements gravitaires (glissements de terrains et/ou sous-aquatiques) généralement sur de vastes régions, et des raz de marée (*tsunami*). Les glissements de terrains sont déclenchés à partir de séismes de magnitude M 4.5-5, selon Obermeier [1996] et peuvent modifier la charge et le débit des rivières, mais également développer des lacs de barrages

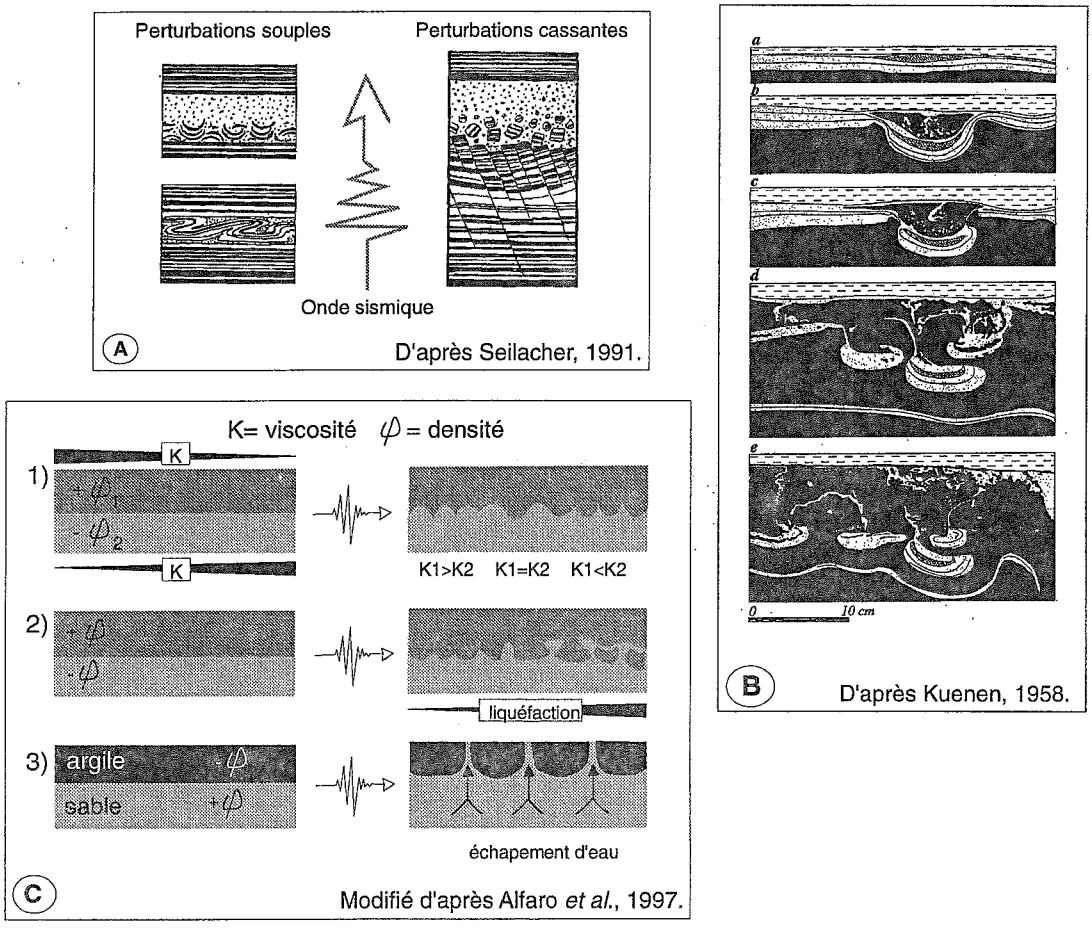


FIG. 125. — Exemples de perturbations synsédimentaires in situ lors d'un séisme (séismites). (A) les déformations induites par liquéfaction dans un environnement profond sont fonctions de la rhéologie des matériaux multicouches. On distingue des déformations souples (allant du plissotement, jusqu'à l'homogénisation des couches perturbées) et des déformations cassantes (failles de tassement brusque, échappement d'eau, homogénisation). (B) reproduction de structures en ball & pillow par expérimentation analogique. (C) modes de déformation selon la viscosité et la densité des sédiments non-consolidés. Lorsque le gradient de densité est inverse (cas 1 et 2) les morphologies sont fonctions des viscosités relatives et de l'intensité de la liquéfaction. Lorsque la couche est imperméable (cas 3) des structures d'échappement d'eau se développent.

[Adams, 1981], ou des dépôts de crue en aval dans des lacs [Doig, 1986], des fjords [Syvitski & Schafer, 1996] ou des mers fermées [Ben-Menahem, 1976]. Les glissements sous-aquatiques déclenchés par des séismes sont généralement importants et peuvent être associés à des tsunamis en mer (glissement des Grands Bancs de 1929, [Heezen & Ewing, 1952; Piper *et al.*, 1992] ; glissement du Storrega, [Bugge *et al.*, 1987]) ou leurs équivalents lacustres, des effets de seiche [Siegenthaler *et al.*, 1987]. La rupture initiant un processus gravitaire peut être causée par une réduction de la résistance au cisaillement des sédiments ou par l'augmentation de la contrainte de cisaillement. Un déclenchement sismique peut donc être lié 1) à une accélération (traduite en pourcentage de la gravité) qui va augmenter la contrainte de cisaillement (composante horizontale prépondérante) ; 2) à un excès de pression interstitielle qui va être à l'origine d'une chute de la résistance au cisaillement [Cochonat, 1996]. D'importants tsunamis peuvent également être associés à des séismes générant des mouvements co-sismiques [Levret, 1991]. Les principales perturbations des tsunamis sont liées au déferlement des vagues en zones littorales [Minoura & Nakaya, 1991], mais peuvent également générer des perturbations en zones profondes [Kastens & Cita, 1981 ; Cita *et al.*, 1996].

En résumé, les sites privilégiés pour les études de paléosismicité sont les sables moyens à fins non-consolidés, déposés au Quaternaire en environnements lacustres et fluviatiles, ainsi qu'occasionnellement en environnements marins littoraux. Le milieu lacustre est globalement calme et se caractérise par de forts taux de sédimentation, constitués essentiellement de silts, d'argiles et de sables fins. Par ailleurs, selon Doig [1986] de bonnes conditions de préservation des niveaux existent en milieu lacustre profond (bioturbation limitée).

1.3. Enregistrement en milieu lacustre

De nombreuses études de paléosismicité réalisées dans des dépôts lacustres, constituent autant de travaux de référence traitant de perturbations *in situ*, ou indirectes.

1.3.1. Les perturbations in situ

Les travaux de Sims [1973 et 1975] sur les perturbations *in situ* ont porté sur l'étude des figures de paléoliquéfaction induites par des séismes historiques, dans les sédiments silteux actuels d'un lac artificiel près de la faille de San Andreas et le long de la côte Pacifique dans différents lacs actuels, pleistocènes et holocènes. L'auteur définit ainsi 7 critères pour la reconnaissance des séismites *sensu stricto* :

- la proximité de zones actuelles sismiquement actives (intensité min. VI, ou magnitude *M* 5.2),

- la présence de sédiments potentiellement liquéfiables,

- la similarité avec les structures expérimentales (fig. 125) ou décrites, suite à des événements historiques,

- de petites structures internes au sein des niveaux perturbés suggérant la liquéfaction,

- des structures limitées à un seul niveau stratigraphique,

- des structures corrélables à l'échelle du bassin sédimentaire,

- l'absence d'influence de la pente, de remaniements gravitaires, ou d'autres processus de déformation (sédimentologiques ou biologiques).

D'autres exemples de perturbations *in situ* (principalement des structures en ball and pillow) sont décrits dans des dépôts lacustres distaux [Hempton & Dewey, 1983] ou deltaïques [Dunne & Hempton, 1984] du lac Hazar (bassin en pull-apart) en Turquie. Marco & Agnon [1995] présentent des perturbations par fluidisation et suspension, associées à des failles synsédimentaires, dans les sédiments lacustres du graben de la mer Morte. Alfaro *et al.* [1997] proposent un modèle de formation des structures en ball and pillow et d'échappements d'eau, en fonction de la viscosité et de la densité des sédiments lacustres et alluviaux pliocènes de la Cordillère Bétique (fig. 125). Dans la vallée du Glen en Ecosse, Ringrose [1989] cartographie différents degrés de liquéfaction dans les varves silteuses distales de trois lacs d'obturation glaciaire (fig. 126), liées à un séisme majeur durant la déglaciation : la zone centrale se caractérise par des figures d'intenses liquéfactions (ball and pillow, fault grading), un mouvement co-sismique et des glissements de terrains ; alors que les zones périphériques présentent des figures de liquéfaction de moins en moins développées.

Différentes séismites ont également été reconnues durant le Quaternaire dans le NW des Alpes. Beck *et al.* [1992] interprètent en termes de paléosismicité 30 niveaux destructurés (ball & pillow, pseudonodule, convolute, micro-fracturation) intercalés dans les argiles d'Eybens, en différents points de la vallée du Grésivaudan (fig. 127). Par ailleurs, les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique [Rochette *et al.*, 1991] confirment que ces niveaux présentent une fabrique sédimentaire perturbée. Plus au Sud de Grenoble, la caractérisation géométrique et texturale de séismites dans les sédiments würmiens du lac d'obturation glaciaire du Trièves présente des strucutres 3D similaires à celles obtenues par modélisations analogiques [Lignier *et al.*, 1998].

1.3.2. Les perturbations indirectes

Les reconnaissances de perturbation indirecte induite par un séisme (principalement des remaniements gravitaires) s'appuient généralement sur l'étude des effets induits par des événements historiques, et la compréhension des mécanismes impliqués. L'essentiel

des travaux de référence consiste donc en des études pluridisciplinaires de remplissage de lacs actuels et notamment de la définition précise de leur taux de sédimentation.

Les études complètes de zones ou de régions sismiques s'avèrent être particulièrement démonstratives. Ainsi, l'étude de l'ensemble du remplissage du fjord du Saguenay (Québec), par sismique réflexion à haute

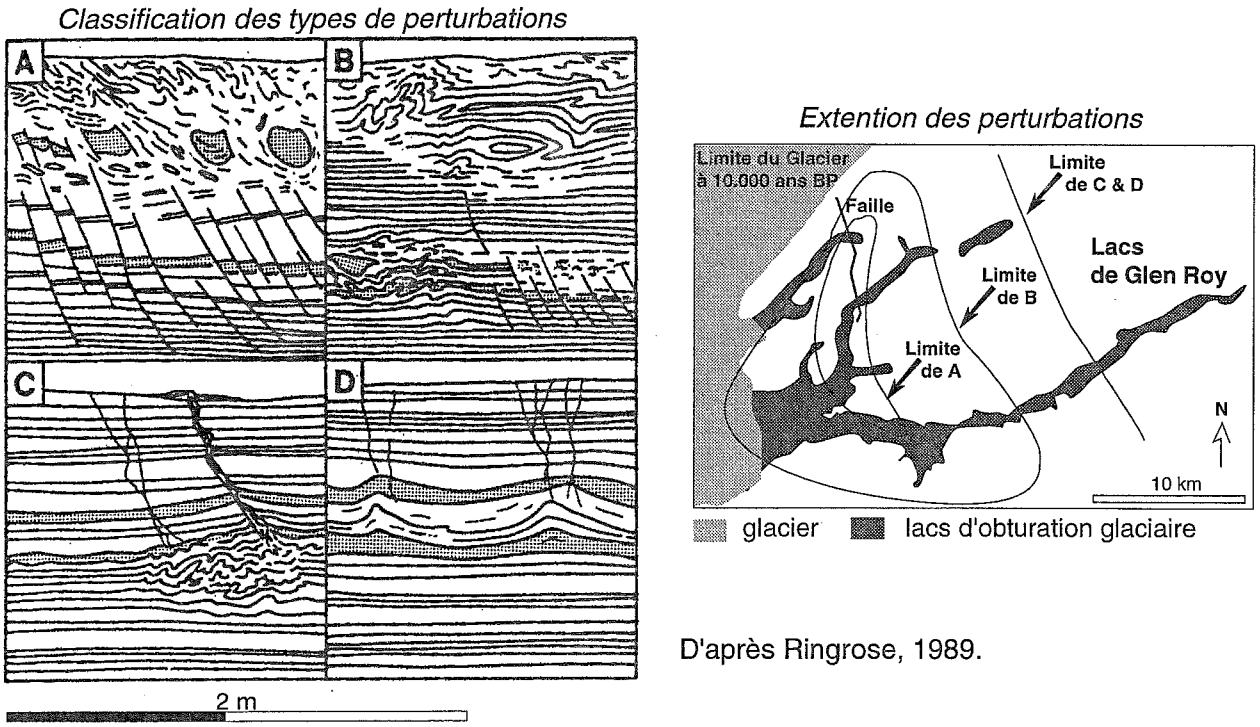


FIG. 126. — Exemple de classification de perturbations synsédimentaires d'origine séismique. Les sédiments glacio-lacustres sont constitués à l'affleurement de laminations silteuses et sableuses. Type A : stratigraphie en gradient de rupture (fault-grading) évoluant vers le sommet en un niveau complètement liquéfié et développement de larges structures en ball and pillow. Type B : comme A, mais perturbations incomplètes, limitées à certains niveaux par injection vers la surface. Type C : perturbations discontinues et limitées à certains niveaux par injection vers la surface de matériel liquéfié. Type D : structures en flammes et fissurations irrégulières sans injection de sédiment, mi déplacement significatif.

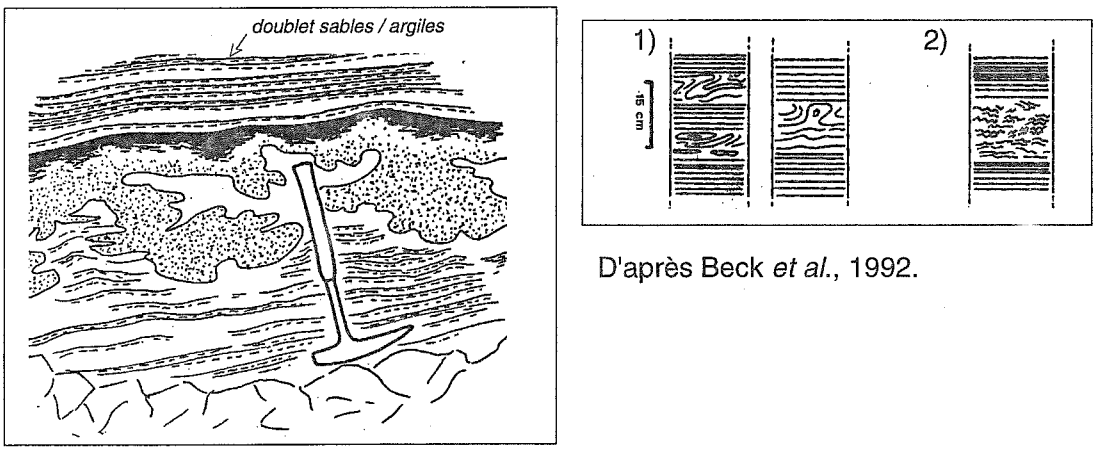


FIG. 127. — Exemples de séismites dans les argiles d'Eybens à l'affleurement et en sondage. A l'affleurement de Chamousset (banquette de Planaise, Combe de Savoie), un niveau liquéfié développe des structures en ball and pillow. Dans le sondage d'Eybens (Grésivaudan), 30 niveaux présentent des déstructurations souples de type pseudonodules/convolute (1), ou cassante de type crénulation-microfracturation (2).

résolution, sonar latéral et carottages, a permis de dater et de quantifier précisément l'effet d'un séisme historique d'intensité IX [Syvitski & Schafer, 1996] : déclenchement d'importants glissements aériens et sous-aquatiques, remaniement de l'ensemble du bassin profond du fjord (*basin collapse, remolding*), et obturation de l'exutoire d'un vaste lac amont, ayant provoqué une gigantesque crue lors de la rupture du barrage après la fonte des neiges (fig. 128). Par ailleurs, une étude régionale par sondages acoustiques de la paléoséismicité dans 150 lacs du Bouclier canadien et de la Cordillère canadienne [Shilts & Clague, 1992] a permis de reconnaître dans un rayon de quelques dizaines de kilomètres de deux épicentres historiques majeurs (*M* 6.25 & 7.2) des failles affectant des sédiments tardi- et post-glaciaires, de larges glissements et coulées affectant les sédiments post-glaciaires et de la liquéfaction *in situ* de sédiments au niveau des faibles pentes (fig. 128). De plus, des glissements induits par des séismes majeurs dans des régions de faibles reliefs, peuvent également bouleverser la charge des fleuves durant des mois, et développer des niveaux reconnaissables dans des lacs de bassins versants différents [Doig, 1986, 1990 et 1991].

Les remaniements gravitaires pouvant avoir de nombreuses origines (chute de sédiments accumulés sur des blocs de glace enfouis, dépôts instables sur les pentes deltaïques trop raides, sapement par les eaux souterraines, variations de l'eau interstitielle par fluctuations du niveau du lac, aménagements des rives), un certain nombre de critères est établi avant de proposer un déclenchement séismique [Shilts & Clague, 1992] :

- une large distribution synchrone dans un lac, ou différents lacs voisins,

- un déplacement quasi-unidirectionnel sur des pentes de même orientation,

- la présence de niveaux particuliers dans une séquence sédimentaire uniforme,

- les critères géologiques locaux,

- une sismicité historique.

Par ailleurs, plusieurs auteurs abordent l'influence de *l'effet de seiche* (l'agitation des eaux du lac) sur le développement des remaniements gravitaires (fig. 128) associés à des séismes [Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Doig, 1990 ; Doig, 1991 ; Shilts & Clague, 1992 ; Syvitski & Schafer, 1996].

2. — Contrôle sismo-tectonique des remaniements gravitaires du Lac du Bourget

Le déclenchement d'un remaniement gravitaire est principalement associé à un excès d'eau interstitielle, et peut résulter en milieu lacustre 1) d'une importante baisse du niveau du lac, 2) d'une surcharge sédimentaire ou 3) d'une accélération cyclique de la gravité lors d'un séisme [Shilts & Clague, 1992]. Avant d'attribuer une origine sismique au déclenchement d'un remaniement gravitaire dans un lac, il est donc nécessaire de caractériser le contexte sédimentaire (l'influence des fluctuations du niveau lacustre, et des apports sédimentaires).

2.1. Enregistrements de la séismicité historique

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que l'influence du PAG sur la sédimentation du lac du Bourget, s'est principalement traduite par une augmentation du détritisme entre le 17eme et le 19eme siècle (fig. 116), ainsi que par trois légères fluctuations du niveau lacustre depuis l'an 1000 : entre 1100-1350 AD, 1400-1600 AD, et 1650-1750 AD (fig. 117). Aucun remaniement gravitaire n'a été retrouvé, ni durant ces phases de fluctuations du niveau lacustre, ni durant l'ensemble du PAG au front des deltas.

Le Premier remaniement gravitaire enregistré correspond au dépôt homogène développé au centre de la plaine lacustre, dont le sommet est daté de 1835 AD +/- 12 ans à partir du taux de sédimentation établi par le ^{210}Pb (fig. 111). Cette période se caractérise par le plus fort séisme historique de la région : celui du 18 Février 1822, dont l'épicentre était localisé sous le marais de Châutagne, à Chindrieux (NE du lac).

Le second remaniement gravitaire enregistré correspond au dépôt d'une fine turbidite riche en carbonate, qui est présente dans la majorité de la plaine lacustre centrale, et datée de 1954 +/- 8 ans par le ^{210}Pb (fig. 111). Cette période se caractérise par le plus fort séisme de notre siècle situé près du lac : le séisme du 30 Mars 1958, dont l'épicentre était situé sous la commune de St Pierre de Curtille près de l'Abbaye de Hautecombe (NW du lac).

Le troisième remaniement gravitaire reconnu correspond également au dépôt d'une fine turbidite riche en carbonate, qui est localement développée dans la plaine lacustre centrale (carotte B16 cf. fig. 104), et datée (par corrélation) de 1975 +/- 8 ans (fig. 114). Cependant, cette corrélation est incertaine, puisque le sommet de la carotte semble avoir été compacté lors de l'acquisition : le faciès eutrophisé présente une lamination millimétrique dans sa partie supérieure, mais pluri-millimétrique dans la majorité du faciès (fig. 114). Nous proposons donc, de corréler cette turbidite avec le plus fort séisme historique localisé sous la partie méridionale du lac : celui du 21 Juillet 1964 (fig. 112 et 114). Cette hypothèse s'appuie également sur la reconnaissance de deux turbidites dans les prélèvements de surface de cette partie de la plaine lacustre (fig. 102).

Les intensités MSK des séismes historiques français ont été définies de façon homogène dans les Annuaires et Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, publiées de 1920 à 1972 sous la direction de E. Rothé, puis J.P. Rothé. Les cartes macrosismiques réalisées peuvent apporter des indices importants. Ainsi,

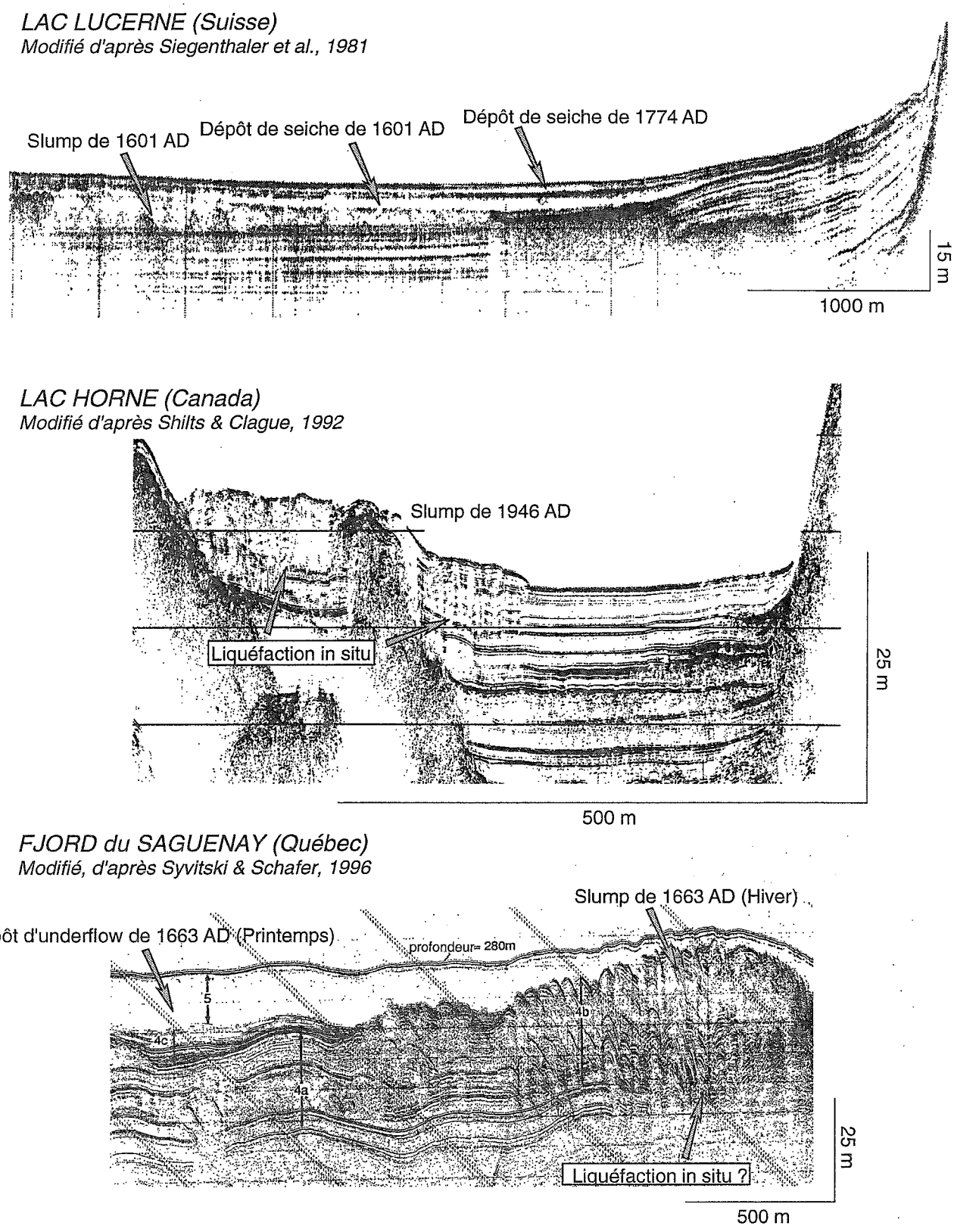


FIG. 128. — Exemples de perturbations sédimentaires induites par des séismes. Dans le lac Lucerne le déclenchement sismique (intensité > VIII) de vastes remaniements gravitaires induit de fortes agitations des eaux du lac (effet de seiche), et des dépôts de seiche lorsque le lac redevient calme. Dans le lac Horne, la liquéfaction in situ des sédiments de fond de lac par un séisme de magnitude 4.2 développe un déplacement horizontal minimum. Dans le fjord du Saguenay l'ensemble du bassin est remanié par un séisme d'intensité IX et ses répliques, provoquant des glissements latéraux (4b), de la liquéfaction in situ, et des turbidites (4c). Au printemps suivant, la rupture d'un lac de barrage induit par le séisme provoque une énorme crue (courant hyperpycnal), érodant le bassin et déposant un épais dépôt d'underflow (5).

aux alentours du lac du Bourget, les séismes historiques ont majoritairement eu des intensités MSK comprises entre V et VI, mais certains événements sont compris entre VI et VII , alors que le séisme de 1822 a atteint une intensité comprise entre VII et VIII (cf. tableau 5).

Les séismes majeurs les mieux connus ont également fait récemment l'objet d'une estimation des magnitudes équivalentes. Le séisme majeur du 18 Février 1822 d'intensité VII-VIII localisé sous le marais de Châutagne correspondrait à une magnitude de 5.5-6 selon Thouvenot *et al.* [1990], ou de 5.6 selon Levret *et al.* [1996]. Le séisme du 30 Mars 1958 d'intensité VI-VII localisé à l'Ouest du lac (Commune de St Pierre de Curtille) correspondrait à une magnitude de 4.4 et le séisme de Belley du 11 Décembre 1959 d'intensité VI correspondrait à une magnitude de 3.8 [Levret *et al.*, 1996].

Les données historiques du séisme de 1822 sont particulièrement précieuses, puisqu'elles décrivent un important effet de site, la destruction d'une grange à St Innocent (près de la Baie de Grésine), de deux maisons à Seyssel (Nord de la Châutagne), des dégâts dans l'Abbaye de Hautecombe (rive Ouest du lac), la perturbation des sources thermales d'Aix-les-Bains, la chute de plus de 200 cheminées à Chambéry, et surtout une agitation violente et brutale des eaux du lac avec une amplitude de plusieurs pieds (soit environ 1 m), ainsi qu'un bouillonnement important de la surface du lac [d'après Billet, 1822 *in* Rothé, 1941]. Enfin plusieurs répliques ont été ressenties durant le mois de Février, au voisinage de l'épicentre, près de la Commune de Chindrieux en Châutagne.

2.2. Les remaniements gravitaires de 1822 AD

Les remaniements gravitaires, développés en 1822, ont fait l'objet d'une étude sédimentologique plus détaillée. Il est possible de reconnaître localement un large glissement gravitaire, de fines passées sablo-silteuses en différentes parties du lac et un important dépôt homogène re-sédimenté au centre du bassin.

2.2.1. Une répartition particulière

Le dépôt homogène a été retrouvé dans les quatre carottes de la plaine lacustre, à partir de 143 m de fond (B12, B11a, B15 et B16), mais il est également corrélé à de fines passées silteuses aux extrémités du bassin (carottes B12 et B17), ainsi qu'à deux passées sablo-silteuses (carottes B7 et B13a). Le dépôt homogène présente une répartition élliptique d'environ 2 km^2 et une épaisseur variable comprise entre 2.5 et 13.5 cm. Cependant, sa puissance maximale dépasse 19 cm au centre de la plaine (-146 m), puisque la base n'a pas été atteinte lors d'un carottage par congélation réalisé en 1996 (fig. 129). Son épaisseur moyenne est estimée à 10 cm, ce qui représenterait un volume d'environ 200 000 m^3.

Le dépôt homogène se caractérise par une fine base silto-sableuse, présentant un granoclassement inverse puis normal peu marqué et évolue verticalement vers un épais dépôt argilo-silteux gris clair et très homogène (fig. 130). La granulométrie de la base est plus grossière vers le Sud (18.8 % de sables), et diminue vers le centre de la plaine lacustre (de 8.8 à 4.6%), où le faciès homogène atteint son épaisseur maximale (fig. 129). La réalisation de lames minces sur la carotte B15 (-146 m) confirme que l'épais dépôt argilo-silteux présente un faciès très homogène, et une base nette légèrement plus grossière (4.6% de sables) composée de nombreux grains de quartz, de calcite, ainsi que de débris végétaux. La minéralogie du faciès homogène présente cependant de légères variations : sur la carotte B11a, la teneur en carbonate chute d'environ 10 % de la base au sommet, et selon Peyaud [1998] la carotte B15 présente un enrichissement en illites à la base, puis un enrichissement successif vers le sommet en chlorites, kaolinites et smectites. Les frottis réalisés sur les bases grossières contiennent 10% de quartz et de feldspaths en moyenne, et soulignent un enrichissement en carbonates vers le Sud (carotte B12). On notera également le développement d'une dizaine de très fines passées silteuses millimétriques aux extrémités Nord et Sud du bassin sur 3 cm d'épaisseur (fig. 129).

2.2.2. Signatures texturales

Aux extrémités du bassin, le dépôt de 1822 présente une signature microgranulométrique particulièrement nette et se caractérise, dans sa partie homogène, par une légère diminution de la cohésion non-drainée (fig. 131). Les sédiments plus grossiers de la base du dépôt de 1822, présentent un mauvais classement et une forte asymétrie vers les fractions grossières, alors que le faciès homogène revient rapidement vers un mode de dépôt plus typique de l'environnement lacustre profond. Ces mesures semblent confirmer l'originalité texturale du dépôt de 1822, observée lors de l'ouverture des carottes.

Au centre du bassin, la base devient moins sableuse et le faciès homogène plus massif (fig. 129 et 132). Cependant, l'analyse des caractéristiques micro-granulométriques selon un pas d'échantillonnage de 0.5 cm, souligne à nouveau un net changement dans l'asymétrie et le classement du sédiment.

La distribution des classes granulométriques est franchement décalée vers les fractions plus grossières à la base, mais elle évolue rapidement vers les fractions fines et se stabilise dans les premiers centimètres du faciès homogène.

Le classement du sédiment n'est pas très bon et fluctue fortement depuis la base, mais il se stabilise en même temps que l'asymétrie. Ces valeurs traduisent un mode de transport dominé par de la décantation, dans un milieu de plus en plus calme. Les sédiments plus grossiers se sont donc probablement déposés dans un milieu de plus haute énergie (vitesse, turbulence), alors que les fines particules se sont déposées dans un milieu redevenu

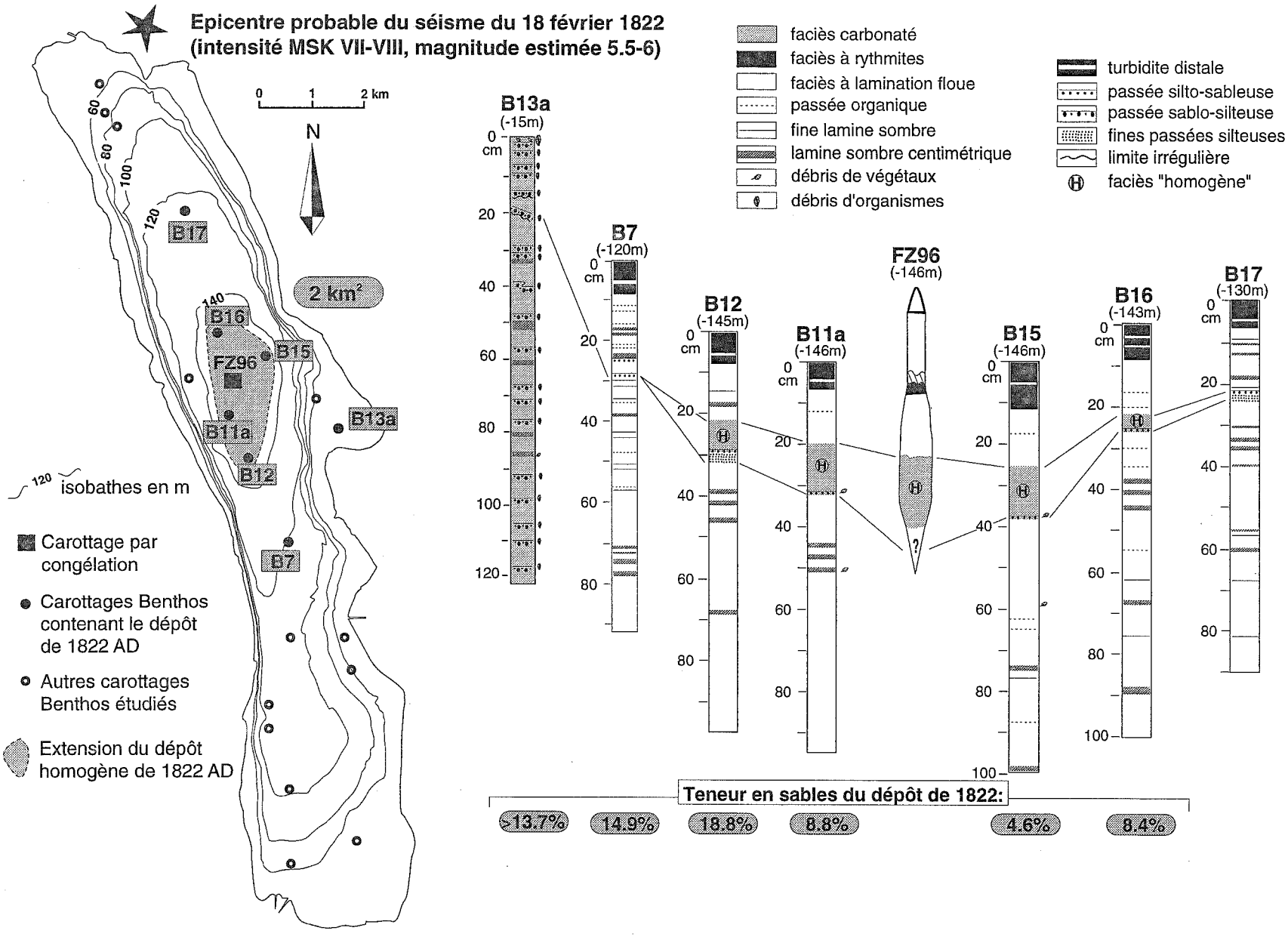


FIG. 129. — Répartition du dépôt de 1822 dans le lac du Bourget.

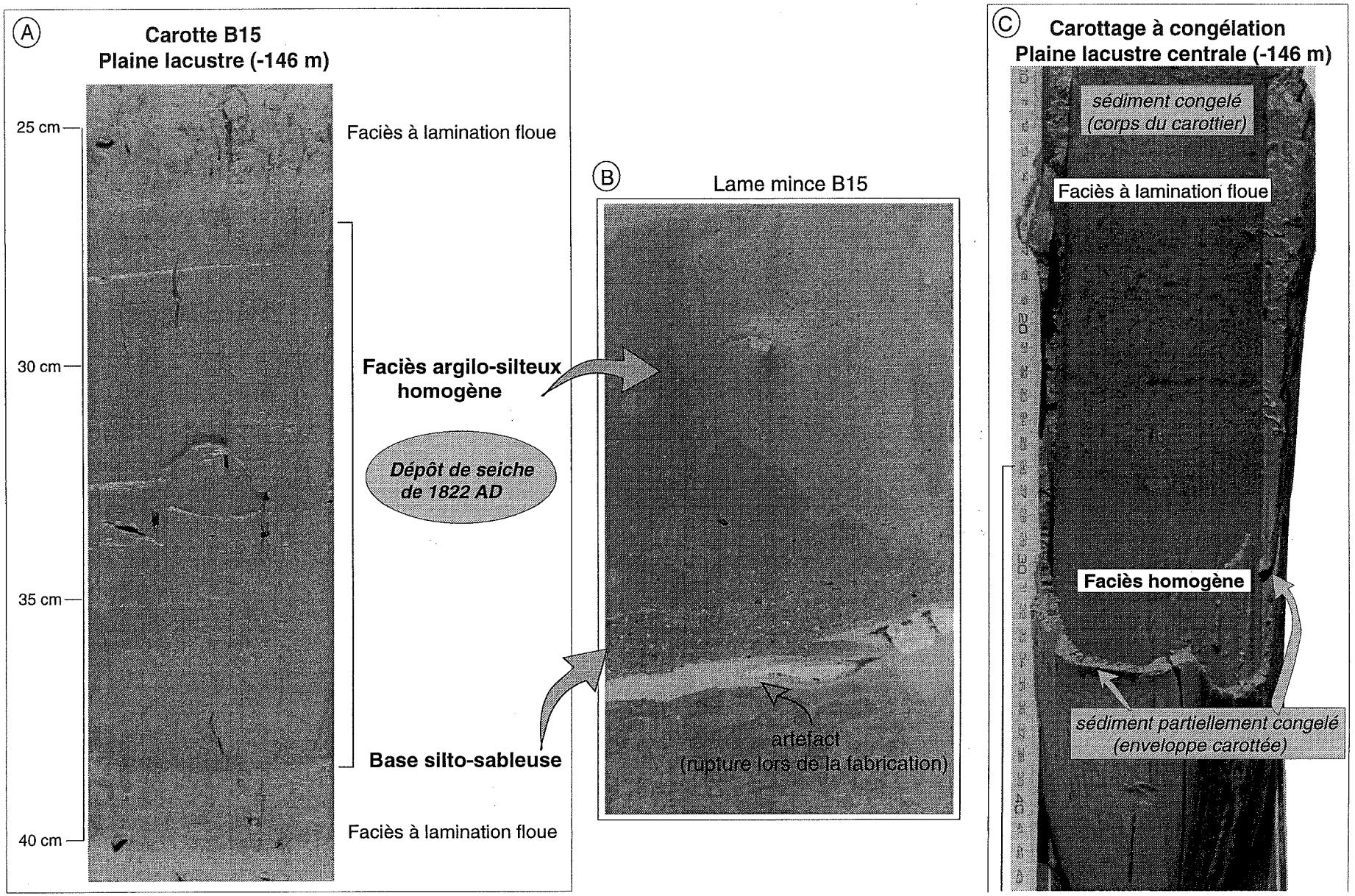


FIG. 130. — Exemples du dépôt homogène associé au séisme de 1822. (A) photo de la carotte B15 à l'ouverture ; (B) lame mince de la base ; (C) faciès homogène carotté par congélation.

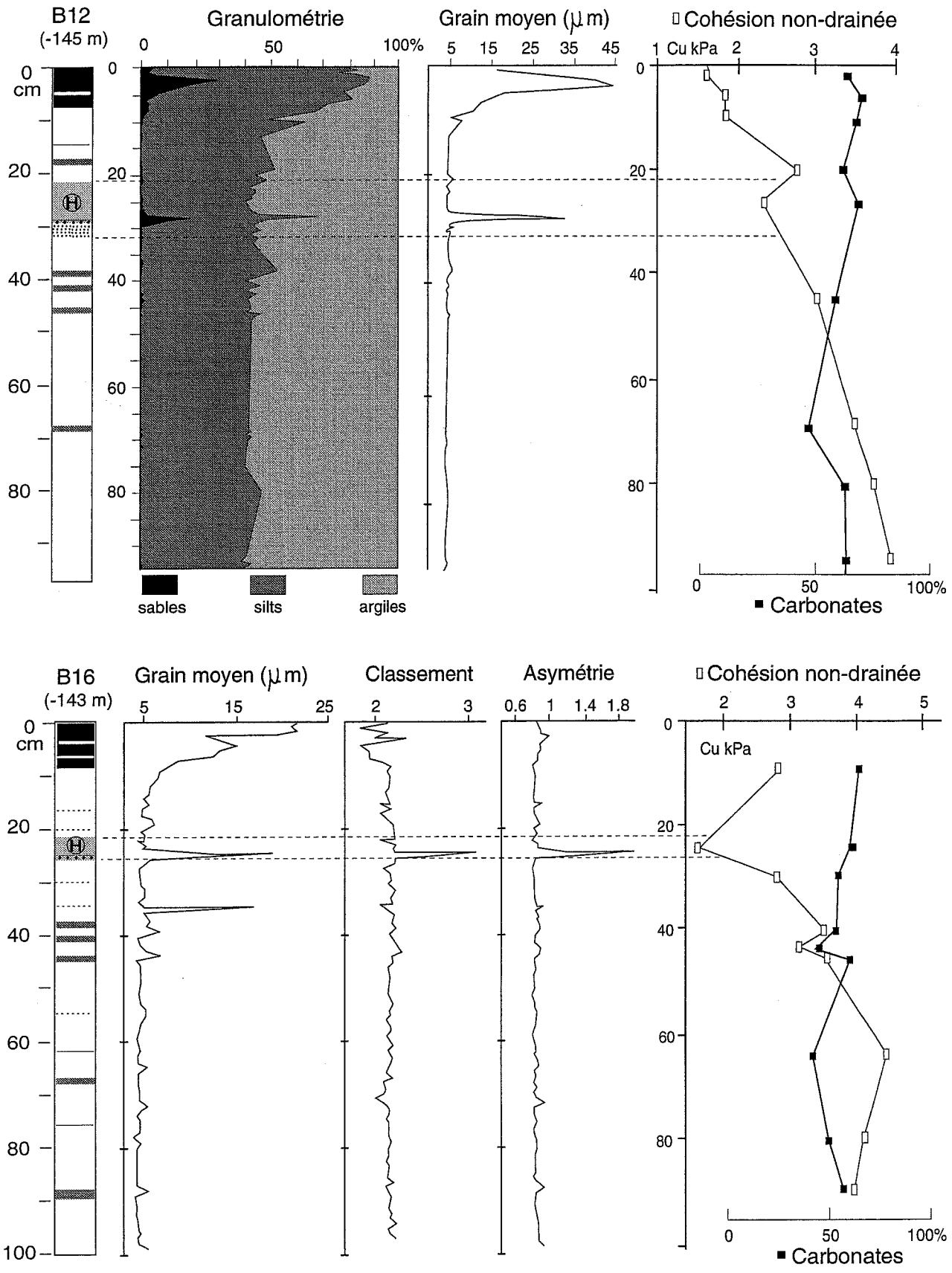


FIG. 131. — Signature texturale du dépôt de 1822 AD. On note un faible enrichissement en carbonate de ce dépôt au Sud du bassin (carotte 12), et une cohésion non-drainée systématiquement plus faible. Le classement et l'asymétrie de ce dépôt soulignent un mode de dépôt très particulier.

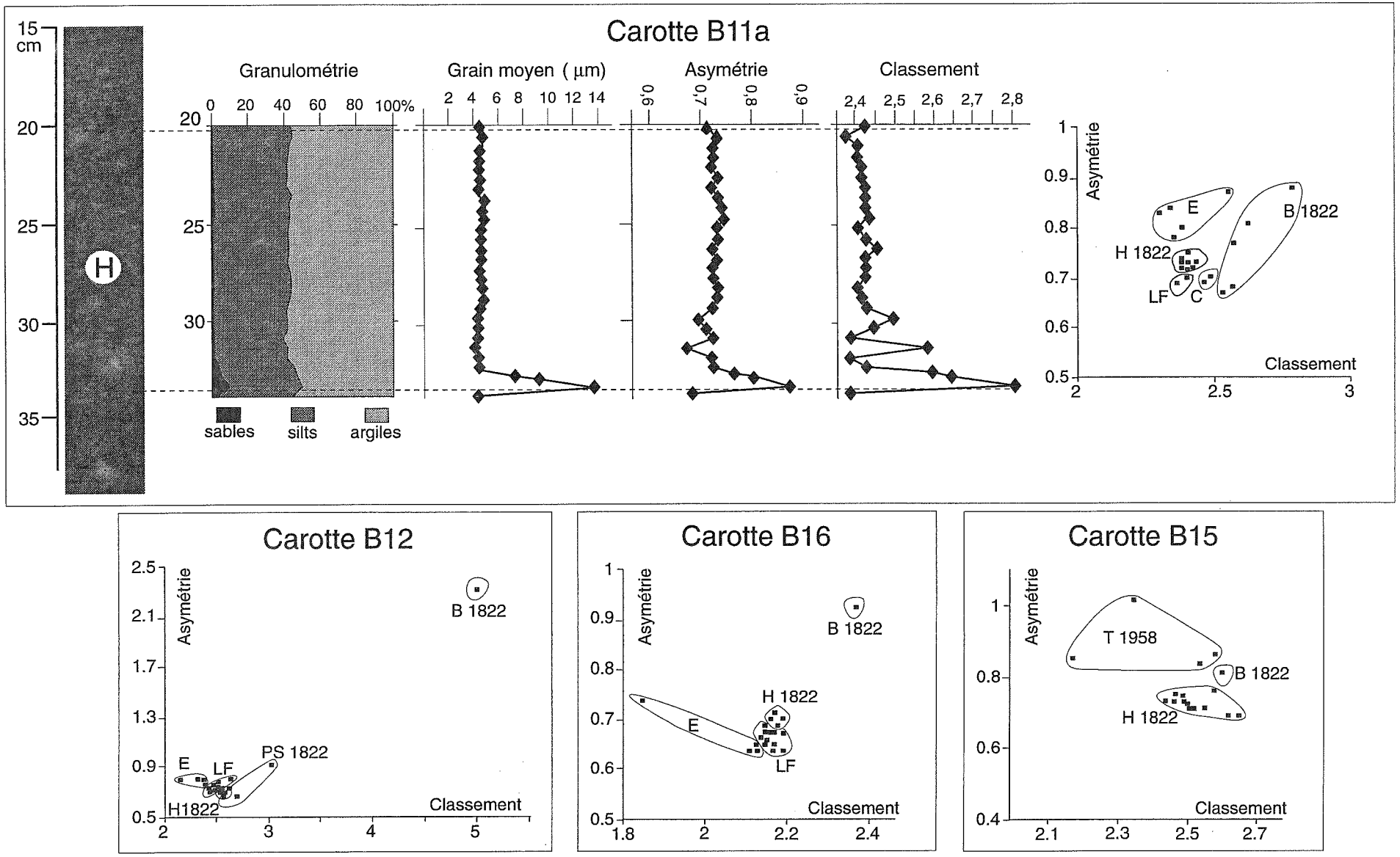


FIG.132. — Signature microgranulométrique du dépôt homogène de 1822. Plusieurs populations sont reconnaissables à partir de l'asymétrie et du classement des sédiments. E : sédiments eutrophisé, LF : lamination floue, T 1958 : turbidite de 1958, C : niveau de crues, PS 1822 : passées silteuses de 1822, B 1822 : base du dépôt de 1822 et H 1822 : dépôt homogène de 1822.

« stable ». De plus, l'oscillation amortie du classement du dépôt de 1822 pourrait traduire un milieu alternativement turbulent et rapide, qui évolue vers un retour à des conditions normales.

Par ailleurs, le classement et l'asymétrie des sédiments permettent de caractériser plusieurs populations dans l'ensemble de la colonne carottée et les différents diagrammes confirment les particularités du dépôt de 1822 (fig. 132). On note, à nouveau, que la base de ce dépôt est très marquée aux extrémités du bassin (carottes B12 et B16), mais qu'elle s'amortit au centre de la plaine lacustre (carottes B11a et B15) et se rapproche des caractéristiques des fines passées silteuses déposées au Sud du bassin (carotte B12).

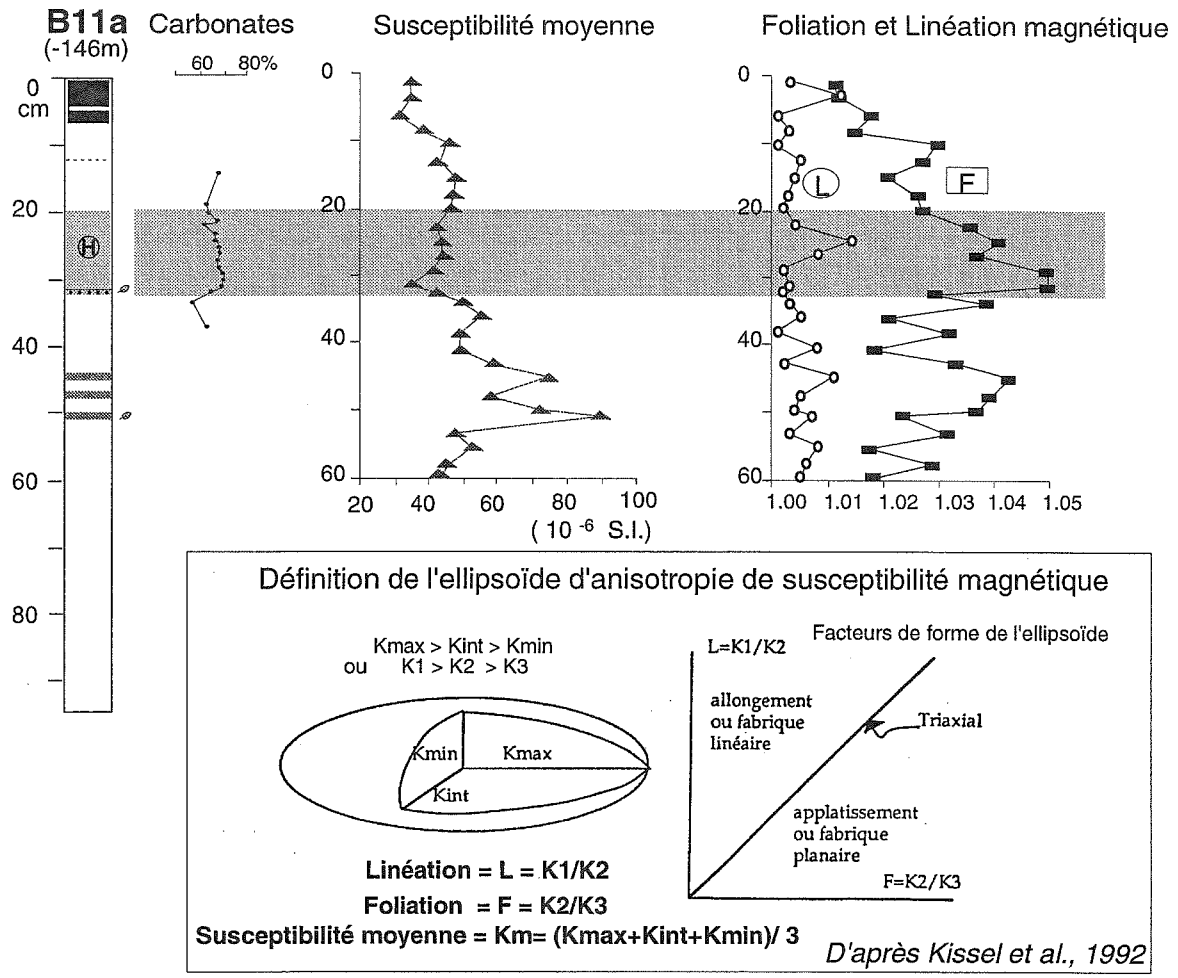
Deux carottes de la plaine lacustre du Bourget ont fait l'objet d'une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) des sédiments, sous la direction d'O. Averbuch à l'Université de Lille. L'échantillonnage a été réalisé en continu sur une demi-carotte, à partir de cubes de 2 cm de côté. Les mesures ont été éffectuées avec un pont de susceptibilité Kappabridge KLY-2, et chaque échantillon orienté a été mesuré suivant 15 positions différentes, dont 12 sont équivalentes, afin de vérifier la qualité des mesures et de calculer le tenseur de susceptibilité magnétique. Une description détaillée de la méthode est donnée par Averbuch [1993]. Les premières analyses réalisées sur une partie de la carotte B11a ayant été de bonne qualité et très significative, l'ensemble de la carotte B15 a par la suite été mesurée par Peyaud [1998].

Brièvement, la susceptibilité magnétique en champ faible d'une roche sédimentaire dépend 1) de la nature des minéraux qui la composent (comportement diamagnétique, paramagnétique ou ferromagnétique), 2) de la concentration de ces minéraux et 3) de la taille et de la forme des minéraux [Hamilton *et al.*, 1968]. Le quartz et la calcite sont les minéraux diamagnétiques les plus abondants et présentent un susceptibilité négative (opposée au champ appliqué). Dans les roches sédimentaires, les principaux minéraux paramagnétiques correspondent aux argiles (illite, chlorite) et présentent une susceptibilité positive (dans le sens du champ) dépendante de la température [Averbuch, 1993]. Le comportement ferromagnétique des minéraux résulte de l'alignement des moments magnétiques des molécules contenant l'élément Fe, dès que leur énergie d'interaction dépasse l'énergie d'agitation thermique. Dans les roches sédimentaires, la susceptibilité positive des minéraux ferromagnétiques est essentiellement due aux oxydes de fer et aux sulfures de fer (O. Averbuch, com. pers.).

L'ASM d'un échantillon peut être représentée géométriquement par un ellipsoïde triaxial (fig. 133), caractérisé par des axes principaux minimum (Kmin), intermédiaire (Kint) et maximum (Kmax), correspondant aux vecteurs propres du tenseur de susceptibilité magnétique (intensité, direction). Deux paramètres standards permettent de caractériser la forme de l'ellipsoïde : le facteur de linéation magnétique L= Kmax/Kint, et le facteur de foliation magnétique F=Kint/Kmin. Ces deux facteurs traduisent respectivement l'allongement et l'aplatissement de l'ellipsoïde. D'autre part, on peut définir la susceptibilité moyenne (Km) comme la moyenne de l'intensité des trois axes principaux. Ainsi, l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique d'une roche illustre l'orientation préférentielle des minéraux magnétiques qu'elle contient (fabrique magnétique), et peut permettre de reconnaître d'éventuelles variations dans les modes de dépôts des sédiments (fabrique sédimentaire; Taira, 1989), ou d'éventuelles perturbations du dépôt [Rochette *et al.*, 1991].

Dans la plaine lacustre du Bourget (fig. 133), le mode de dépôt produit généralement une fabrique planaire (F >> L) qui est assez courante dans les roches sédimentaires argileuses : la compaction étant ici probablement peu marquée, cette fabrique résulte principalement de l'orientation acquise par les particules lors de leur dépôt par décantation. Cependant, on notera une foliation globalement plus importante dans la carotte B11a. En général, la fabrique sédimentaire normale présente une anisotropie planaire et une foliation magnétique associée à la stratification. La légère diminution vers le sommet de la susceptibilité moyenne des sédiments apparaît liée à l'augmentation générale de la teneur en carbonates, et à la diminution des apports détritiques argileux. Sur la carotte B11a, les niveaux de crues historiques du Rhône qui ont été individuellement échantillonnées, se caractérisent par un pic de susceptibilité moyenne associé aux apports riches en illites et chlorites, mais peuvent également présenter un léger pic de linéation et un plus important pic de foliation. Cette fabrique semble traduire un dépôt distal par underflow, où la décantation des apports fins (pic de foliation) est toujours légèrement influencée par le courant de densité (variation de la linéation parallèle à la direction du paléocourant ; [Kissel *et al*, 1992 *in* Averbuch, 1993]).

Le dépôt de 1822 se caractérise principalement par la succession de deux pics de la foliation magnétique, le second étant également associé à un important pic de la linéation (fig. 133). La susceptibilité moyenne de ce dépôt diminue et est nettement plus faible à la base du dépôt de la carotte B11a, où la fraction grossière est plus abondante (fig. 129) et donc enrichie en grains de calcite et de quartz. La signature en ASM du faciès homogène traduit une décantation massive en deux temps : postérieurement au dépôt de la base grossière, le premier pic de foliation correspond à la décantation des silt-argileux (fig. 132), et le second pic de foliation, (couplé au pic principal de linéation) semble refléter une décantation argilo-silteuse légèrement influencée par une circulation au sein de la tranche d'eau considérée. Cette légère modification dans le mode de dépôt de la moitié supérieure du faciès homogène, est également visible dans le classement granulométrique de la carotte B11a (fig. 132).



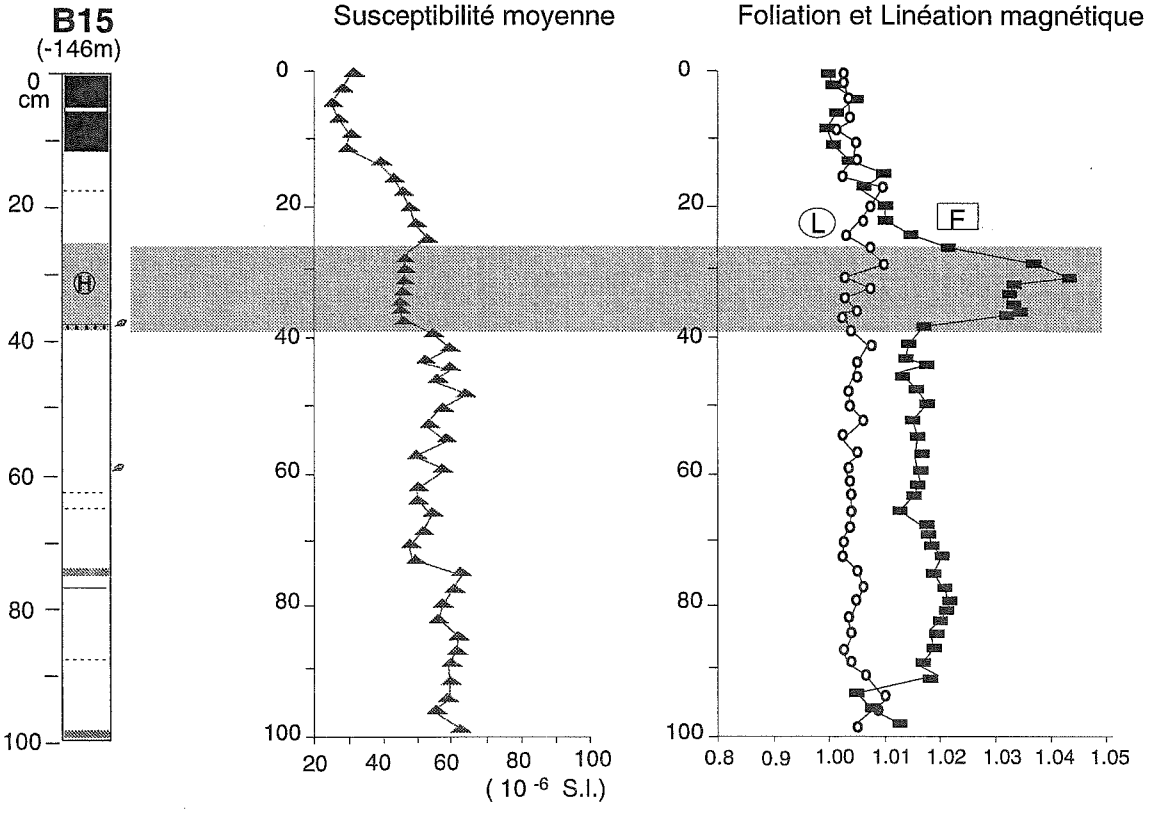


FIG. 133. — Signature ASM du dépôt homogène de 1822. Ce niveau se caractérise principalement par une forte foliation magnétique traduisant une fabrique sédimentaire très planaire.

2.2.3. *Plusieurs sources sédimentaires*

La signature granulométrique tri- à quadri-modale, ainsi que l'enrichissement en quartz et carbonates de la base grossière du dépôt de 1822 (fig. 134), semblent résulter des environnements littoraux de la baie de Grésine (carotte B13a), du flanc Nord du delta du Sierroz (carotte B7), et dans une moindre mesure du Nord du lac (carotte B17). Ces environnements littoraux plus grossiers sont en effet fortement carbonatés et riches en débris végétaux (fig. 95 et 97). De plus, les niveaux de 1822 se distinguent par leur asymétrie et leur classement, traduisant un dépôt dans un milieu particulièrement turbulent (fig. 134).

Selon Campy & Meybeck [1995], l'érosion des berges peut constituer une source notable de matériaux pour les environnements profonds, lorsqu'elles sont constituées de sédiments facilement mobilisables (alluvions anciennes fluviatiles, glaciaires sableuses ou argileuses, craie lacustre, molasse), ou qu'elles présentent une pente éloignée du profil d'équilibre et qu'elles sont largement exposées aux vagues (fig. 135). Dans le lac du Bourget, les berges sont principalement constituées de craie lacustre, et peuvent être localement bien développées malgré de fortes pentes (fig. 135). Cette morphologie littorale implique une action des vagues généralement limitée. Il est donc très probable que la remobilisation des environnements littoraux durant le séisme de 1822 ait principalement été produite par l'agitation violente des eaux du lac. Le niveau d'érosion observé dans la baie de Grésine par 15 m de fond (fig. 108) est particulièrement interéssant, puisqu'il permet de préciser l'influence de cette agitation en zone littorale. En effet, cette surface d'érosion nette signifie que l'action des vagues était alors toujours forte à 15 m de fond. Il semble donc que les particules grossières de la base du dépôt de 1822 proviennent essentiellement de l'érosion des environnements littoraux de la baie de Grésine et de la partie Nord du delta du Sierroz, où de larges beines sont associées à de fortes pentes orientées vers la plaine lacustre centrale (fig. 135). Il est également probable qu'une alimentation littorale au Nord du lac ait favorisé le dépôt de fines passées silteuses à l'extrémité Nord de la plaine lacustre (Carotte, B17, fig. 129).

En revanche, l'essentiel des sédiments fins composant le faciès homogène de 1822 semble provenir du plus important remaniement gravitaire historique, cartographié au sonar latéral et par sismique réflexion, le long du flanc NW du lac (fig. 136). Cette partie du flanc Ouest du lac essentiellement alimentée par les apports d'interflows distaux du Rhône (fig. 118) et la décantation de la production bio-induite dans la tranche d'eau, présente une pente d'environ 30°.

Volume remobilisé

La loupe d'arrachement de ce glissement est visible au sonar latéral par 60 m de fond : elle atteint 600 m de large et s'enraçine sur environ 20 m. On notera également que des apports grossiers associés au substratum molassique le long du littoral ont produit de petits canyons. Ces derniers pourraient avoir contribué à l'alimentation grossière de la base du dépôt de 1822. Le glissement en masse associé à la loupe d'arrachement a été cartographié lors de la campagne de sismique en 1993 : il s'est accumulé en pied de pente par 130 m de fond et son volume peut être estimé à 600 000 m^3 [Chapron *et al.*, accepté]. La configuration des réflecteurs de ce remaniement gravitaire semble traduire un glissement rotationnel (*slump*), mais la reconnaissance précise de ce glissement en masse, nécessiterait une analyse sédimentologique spécifique.

Stabilité des sédiments

Le développement d'un remaniement gravitaire est fonction de l'angle de la pente, de l'épaisseur de sédiment impliquée, de la contrainte de cisaillement du sédiment (*shear stress*) et de la résistance au cisaillement du sédiment (*shear strength*) le long du plan de glissement [Einsele, 1991]. La mesure de la cohésion non-drainée du sédiment permet d'estimer la résistance au cisaillement du sédiment, et la stabilité du matériel peut être estimée par le calcul d'un facteur de stabilité (fig. 136). Ce facteur prend en compte 1) la cohésion non-drainée (Cu en kPa ou kNm^3), 2) le poid des terres (densité déjaugée), 3) l'épaisseur de sédiment impliquée et 4) la pente [Mulder & Moran, 1995]. Le facteur de stabilité calculé pour le premier mètre de sédiment (Cu= 4 kNm^3; F= 2.8) est nettement supérieur à 1, et traduit une grande stabilité du matériel. Le plan de glissement du remaniement historique étant à 20 m environ, on ne peut ici que proposer un ordre de grandeur de la cohésion du sédiment à 20 m. Si l'on suppose que le glissement c'est développé sous son propre poids (soit un facteur de stabilité égal à 1) cela impliquerais une cohésion de 30 kPa. Cette valeur est relativement faible, et il semble raisonnable de proposer une cohésion plus forte, compte tenu de la forte cohésion du premier mètre de sédiment étudié. En effet, les travaux de Bauer-Plaindoux *et al.* [1998] ont souligné que la phase carbonatée des matériaux argileux, peut empêcher l'argile d'exprimer pleinement ses propriétés. Bien que des analyses supplémentaires soient nécéssaire, il semble que le facteur de stabilité à 20 m de profondeur soit supérieur à 1, et que la remobilisation des sédiments a nécessité une accélération horizontale de la gravité. Il est donc probable que les sédiments du lac du Bourget soient stables, et que ce glissement rotationnel historique a été déclenché par un séisme.

Distance à l'épicentre

Ce remaniement gravitaire historique majeur est situé à moins de 10 km de l'épicentre du séisme de 1822 dont l'intensité a atteint le degré MSK VIII ; il est donc très probable qu'il ait été déclenché en 1822, par un excès de pression interstitielle ayant réduit la résistance au cisaillement du sédiment. Cette hypothèse semble

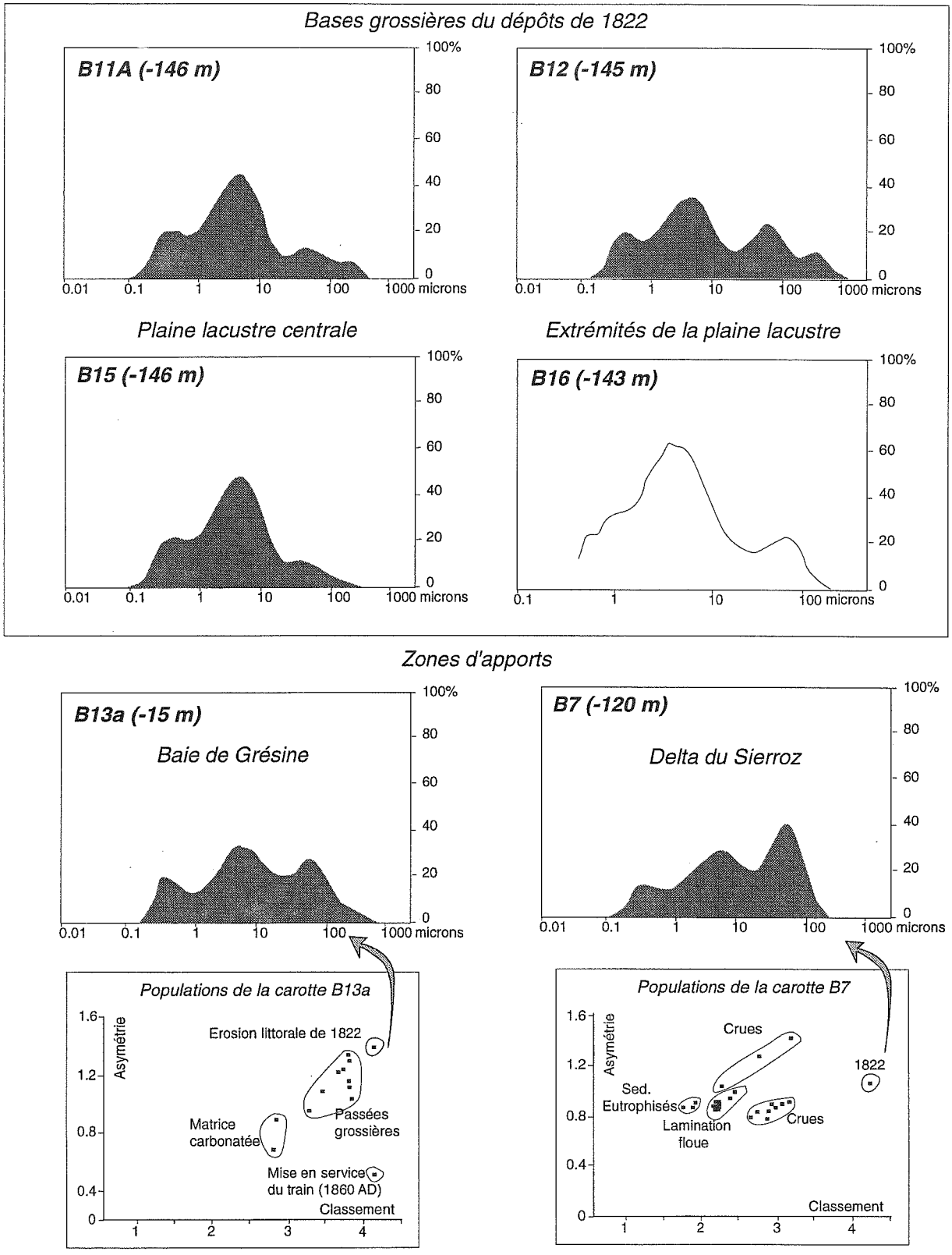
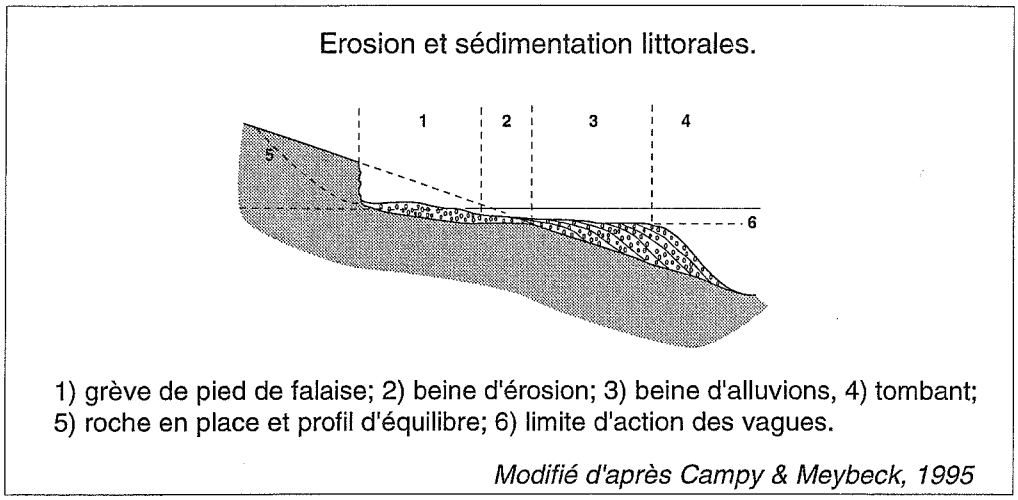


FIG. 134. — Signature microgranulométrique des niveaux grossiers de 1822. Au Sud de la plaine lacustre (carotte B 12) la base du dépôt de 1822 est plus sableuse et semble avoir été alimentée par les apports littoraux de la baie de Grésine et du delta du Sierroz. Les mesures granulométriques ont été réalisées sur le Malvern de l'Université de Savoie, sauf la carotte B16 mesurée sur le Malvern de l'Université de Lille 1 (focale 100).



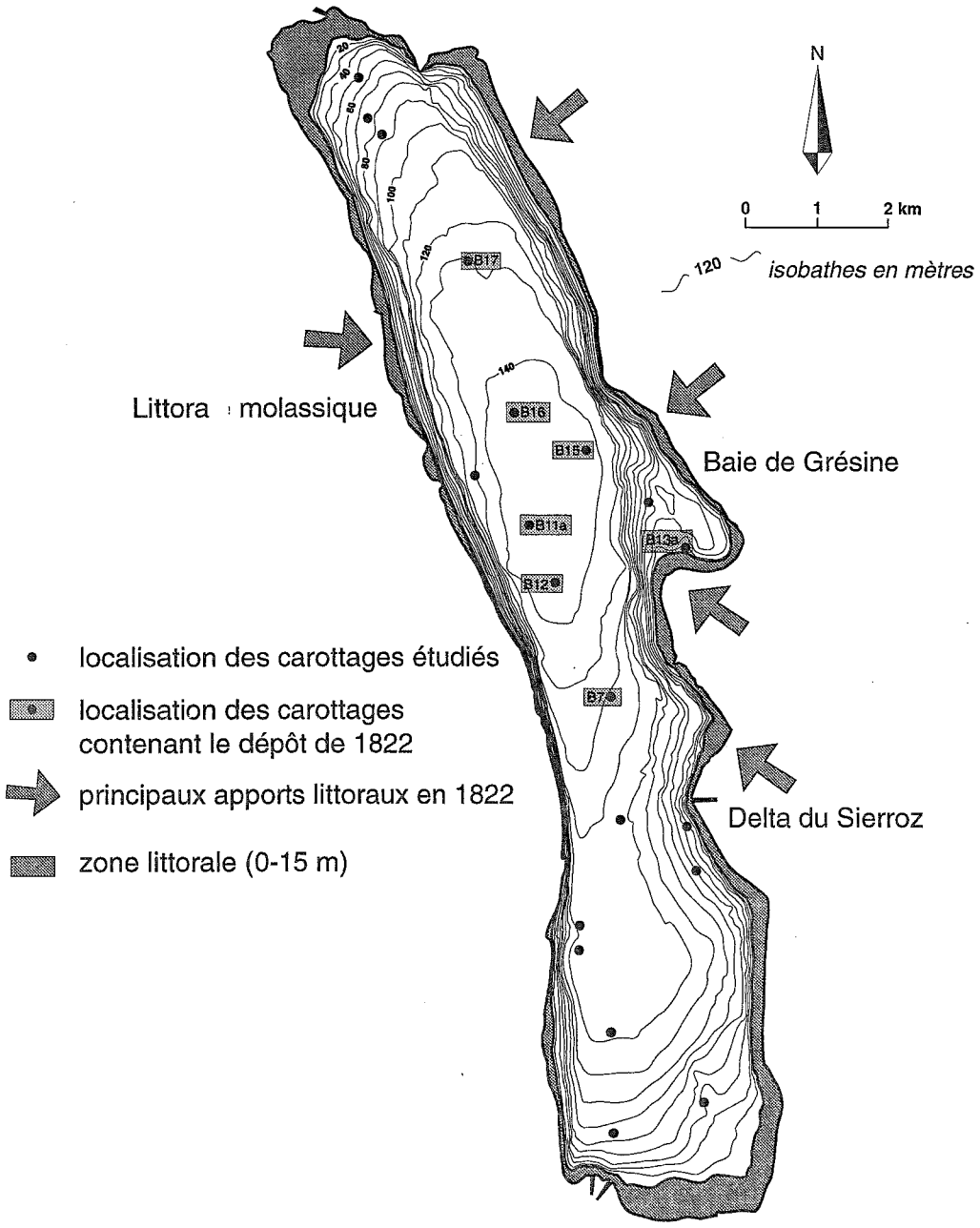


FIG. 135. — Contribution des environnements littoraux dans le dépôt grossier de 1822. Les principales zones d'apports proviennent des environnements littoraux développés sur de fortes pentes orientées vers la plaine lacustre centrale.

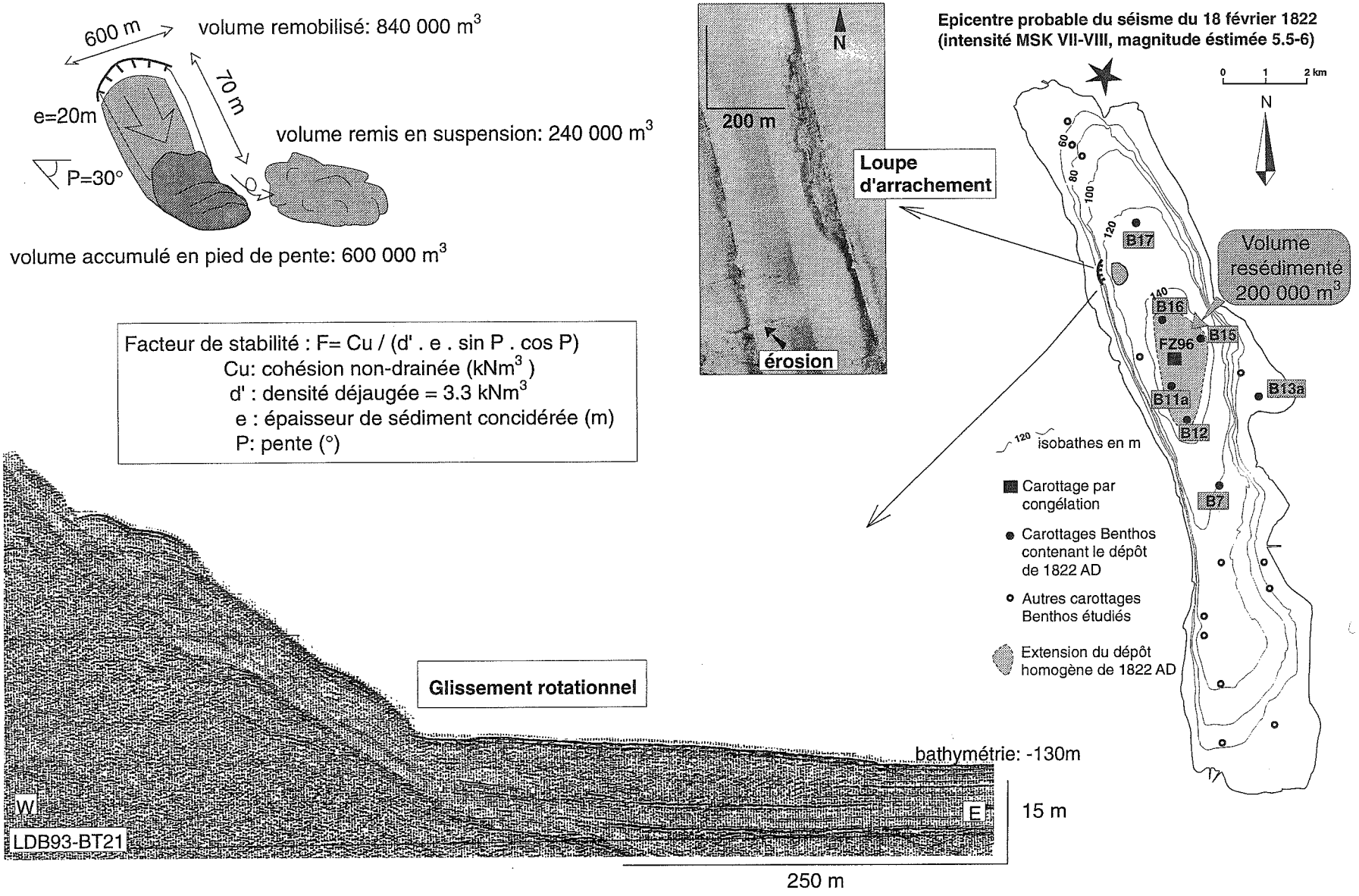


FIG. 136. — Origine des particules fines resédimentées dans la plaine lacustre en 1822.

confirmée par l'estimation des volumes associés à ce remaniement (fig. 136). Le volume de sédiments fins remobilisés sur 600 m de large, 20 m d'épaisseur et suivant 70 m de dénivelé peut être estimé à 840 000 m^3 environ. Le volume de sédiments accumulés en pied de pente étant d'environ 600 000 m^3, cela signifie que 240 000 m^3 de sédiments fins environ ont été remis en suspension lors de ce glissement. Ce volume remis en suspension est du même ordre de grandeur que l'estimation du volume resédimenté au centre de la plaine lacustre en 1822 (200 000 m^3 environ).

2.2.4. Une re-sédimentation contrôlée par l'oscillation de la tranche d'eau

Dans la littérature, deux principaux phénomènes peuvent favoriser l'oscillation des eaux durant un séisme : le déclenchement de glissements sous-aquatiques, et la propagation directe des ondes séismiques.

De nombreux glissements sous-aquatiques d'origine séismique ont induit la génération de larges vagues : des tsunamis en mer [Perissoratis *et al.*, 1986 ; Jansen *et al.*, 1987 ; Young *et al.*, 1992 ; Dawson *et al.*, 1988 ; Syvitski & Schafer, 1996] ou des effets de seiche dans certains lacs [Siegenthaler *et al.*, 1987 ; Doig, 1991 ; Shilts & Clague, 1992 ; Niemi & Ben-Avraham, 1994 ; Mirecki, 1996 ; Harbitz *et al.*, 1993]. Selon Jiang & Leblond [1992], le déclenchement d'un glissement en milieu aquatique est associé au développement de vagues en surface, plus ou moins grandes, selon la profondeur du site remanié, la dimension du glissement et la densité du matériel remanié. Lors du développement de glissements en milieu plus profond, les vagues générées en surface sont alors plus faibles, mais elles peuvent également être associées à des ondes de courants au sein de la tranche d'eau, malgré les effets de dispersion [Pedersen, 1998 ; Pedersen & Langtangen, 1998]. La prise en compte de l'effet de résonance dans la génération de vagues associées à des glissements sous-marins permet même de modéliser le développement d'une onde stationnaire au sein de la tranche d'eau, ou de plusieurs ondes selon l'importance de l'accélération du glissement [Pelinovsky, 1998]. En milieu lacustre, de tels phénomènes peuvent être largement amplifiés par la morphologie du bassin [Siegenthaler *et al.*, 1987].

En Europe, de nombreux effets de seiche associés à des séismes historiques majeurs et parfois lointains ont été décrits dans les fjords et les lacs [Harbitz, 1998 ; Tinti *et al.*, 1998]. Les vagues générées peuvent être plus ou moins violentes et stationnaires selon la distance et la magnitude des événements séismiques, mais aussi selon la morphologie des bassins [Harbitz *et al.*, 1993]. L'exemple le plus ancien est associé au séisme de Lisbonne (1755 AD ; M 8), ayant principalement généré un énorme tsunami dans l'Atlantique, mais également des vagues dans différents lacs et fjords [Roy. Soc. London, 1756] : en Ecosse des seiches ont été particulièrement bien décrites dans les lochs, alors qu'en Norvège des oscillations violentes se sont développées dans certains lacs, avec parfois des amplitudes de plus d'un mètre. Le séisme d'Assam (Inde, 1950 AD, M ~ 8.7) a généré d'importantes seiches dans 37 fjords et lacs norvégiens, dont la période était similaire à l'une des périodes du séisme, et Kvale [1955] interprète ces seiches comme étant produites par la propagation des ondes de Lowe. Mais des exemples plus récents de larges vagues dans les fjords norvégiens, évoluant parfois en effet de seiche par effet de résonance, ont également été associés à des glissements de terrains, des avalanches de neiges et des glissements sous-aquatiques [Harbitz *et al.*, 1993].

En résumé, il semble que la génération d'un effet de seiche dépende de la morphologie du bassin lacustre ainsi que de la distance à l'épicentre, et qu'elle peut être produite par la propagation directe d'ondes séismiques, et/ou par le développement de remaniements gravitaires au sein de la tranche d'eau.

Dans le lac du Bourget, les descriptions historiques d'inondations littorales et d'agitations brutales de l'ensemble des eaux du lac de l'ordre de 1 m d'amplitude traduisent très probablement un effet de seiche. Il semble ici, que l'agitation des eaux ait résulté de la propagation directe des ondes du séisme de 1822, ainsi que de l'effet de site le long des rives comblées du lac (marais de Châutagne au Nord et marais de la Leysse au Sud), mais que le développement de l'effet de seiche ait principalement été favorisé par le large glissement rotationnel [Chapron *et al.*, accepté]. Cette hypothèse s'appuie sur : 1) l'originalité des remaniements gravitaires de 1822, 2) le fait que les eaux du lac sont homogènes en Février, 3) la probabilité que le déclenchement séismique du large glissement rotationnel ait pû générer une onde de courant en profondeur, 4) la probabilité que l'entrée en résonance de cette onde de courant ait été favorisée par la morphologie lacustre de type fjord et 5) sur la grande similitude des enregistrements sédimentaires corrélés au plus fort séisme historique de la Suisse, par Siegenthaler *et al.* [1987] dans plusieurs bassins du lac Lucerne.

En effet, dans le lac Lucerne, les descriptions historiques des conséquences du séisme de 1601 (intensité > VIII) ont été particulièrement précises, et permettent d'établir que l'important effet de seiche (1 à 2 m d'amplitude et 10 minutes de périodes durant plusieurs jours) a principalement été provoqué par de larges glissements aériens et sous-lacustres. Le lac Lucerne est fortement encaissé dans une vallée glaciaire et se compose de trois bassins profonds séparés par d'importants verrous. Les différents bassins du lac ont été étudiés par sismique et carottages, et ils se caractérisent par de larges glissements rotationnels et coulées de boues, recouverts dans les plaines centrales par des dépôts de seiche très homogènes, pouvant atteindre 3 m d'épaisseur (fig. 128). Ces dépôts de seiche présentent quelques fines lamines sableuses à leur base et un très épais faciès homogène silto-argileux. Selon les auteurs, les passées grossières

résulteraient de l'érosion des zones peu profondes et de leur transport au fond des bassins durant l'effet de seiche, alors que les fines particules remises en suspension n'auraient décanté dans les parties profondes, que lorsque le lac serait redevenu calme. Plusieurs effets de seiche historiques et préhistoriques sont également décrits, et cette étude de référence souligne que l'épaisseur des dépôts de seiche dépend de l'amplitude de l'effet de seiche, qui est elle même liée aux volumes de sédiments remobilisés durant les séismes.

Ainsi, dans le lac du Bourget, le dépôt de 1822 correspond à un dépôt de seiche, dont le développement a été principalement contrôlé par l'agitation de l'ensemble de la tranche d'eau [Chapron *et al.*, 1998 a].

L'effet de seiche serait principalement associé au déclenchement du large glissement le long du flanc NW du lac, suivant un dénivelé de 70 m. L'essentiel des sédiments remaniés s'est accumulé en pied de pente, mais une importante remise en suspension s'est probablement produite au niveau de la rupture de pente par un ressaut hydraulique. Celui-ci a peut-être permis l'initiation d'un courant de turbidité, mais l'évolution de la bouffée turbide générée par le glissement a été contrôlée par l'oscillation violente de la tranche d'eau. Le nuage de densité ainsi formé a oscillé près du fond et développé la base grossière du dépôt de seiche. L'amortissement de l'effet de seiche a favorisé la stabilisation du nuage de densité dans la partie profonde du bassin, puis sa décantation massive lors du retour à des conditions hydrodynamiques stables.

La vitesse maximale des courants de fond associés à une onde stationnaire, peut être estimée en zone peu profonde et au niveau d'un noeud, à partir de l'équation de Weigel [1964] *in* Siegenthaler *et al.*, [1987] :

$$U_{max} = a\,(g/h)^{1/2}$$

où a est l'amplitude de l'onde, g l'accélération de la gravité et h la profondeur d'eau.

En supposant, pour le lac du Bourget, une amplitude de 1 m et une profondeur de 130 m, des vitesses maximales de courant de fond de 0.3 m/s peuvent être atteintes. La même estimation pour l'effet seiche de 1601 dans le lac Lucerne donne une vitesse maximale de 0.5 m/s pour 100 m de fond [Siegenthaler *et al.*, 1987]. Selon Church *et al.* [1975] et Sly [1994], de telles vitesses en environnement lacustre sont suffisantes pour éroder et transporter des sables fins à moyens.

Je propose donc que la formation de la base grossière de 1822 résulte de l'action des courants de fonds ayant permis 1) l'érosion des zones littorales et 2) le transport des particules littorales jusqu'au centre de la plaine lacustre. L'enrichissement en sables de la base du dépôt de seiche au Sud du bassin (carottes B12 et B11a, fig. 129) me semble principalement résulter d'une plus forte érosion littorale au niveau de la baie de Grésine et au Nord du delta du Sierroz. Le substratum de cette partie du lac étant constitué par les argiles lacustres post-Riss, il est probable qu'un effet de site particulièrement important s'y soit développé favorisant l'érosion des rives (une grange a d'ailleurs été détruite durant le séisme à Brison St Innocent).

Les fines alternances de passées silteuses et de silts argileux, développées sous la base du dépôt de seiche et aux extrémités de la plaine lacustre, semblent résulter d'un transport en traction-saltation comportant une charge en suspension plus ou moins importante, selon la turbulence du milieu. Ce faciès pourrait être associé à l'oscillation -près du fond et dans l'axe du bassin- d'eaux chargées en sédiments silto-argileux, et représenter un équivalent lacustre du faciès entrecroisé caractéristique de la partie intermédiaire d'un dépôt de tsunami au sein d'un estuaire [Takashimizu *et al.*, 1996 ; Takashimizu & Masuda, 1998]. En effet, ces faciès entrecroisés sont constitués de silt-sableux, et traduisent des paléo-courants de traction, comportant une importante charge en suspension, alternativement dirigé vers le continent ou vers le large. Ils sont parfois interrompus par des niveaux silto-argileux traduisant des phases de calme, lorsque la période d'oscillation des courants est suffisamment grande. Ce faciès entre-croisé évolue verticalement vers un faciès beaucoup plus fin, plus homogène et riche en débris végétaux, qui correspond à la diminution des oscillations en fin de dépôt.

Dans le lac du Bourget, les alternances de passées silteuses pourraient ainsi correspondre aux oscillations d'eaux chargées en sédiments près du fond, durant l'effet de seiche [Chapron *et al.*, 1998 b]. Leur répartition plus importante aux extrémités Nord et Sud du bassin, pourrait également traduire un « gradient de traction » plus important au centre du bassin. Les fines passées silteuses du lac du Bourget pourraient ainsi correspondre aux fines passées sableuses développées à la base des dépôts de seiche dans le lac Lucerne en 1601 [Siegenthaler *et al.*, 1987].

Les différentes étapes de la formation d'un dépôt de seiche sont récapitulées dans la fig. 137. La modélisation des effets hydrologiques associés au remaniement gravitaire de 1822 pourrait permettre de confirmer l'ensemble de ces hypothèses.

2.2.5. Des expulsions de fluides

Les descriptions historiques d'un fort bouillonnement de la surface du lac durant le séisme de 1822 [Billet, 1822 *in* Rothé, 1941] correspondent très probablement à des phénomènes d'échappement de fluides (eau ou gaz).

En effet, lors de la campagne de sonar latéral, plusieurs cratères d'effondrements d'environ 20 m de diamètre et 1 m de profondeur ont été cartographiés près de l'exutoire du lac (fig. 138). Ces cratères sont localisés à l'aplomb de failles listriques affectant le paléo-fan du Rhône et

Etape 1
Les sédiments reposent au fond du lac.

Etape 2
Séisme : agitation soudaine des eaux et déclenchement d'un glissement.

Etape 3
L'évolution du glissement génère une onde de courant, dont la réflexion entraîne un effet de seiche (entrée en résonance de l'ensemble de la tranche d'eau).

Etape 4
Les sédiments fins remis en suspension lors du glissement forment un nuage de densité qui oscille près du fond sous l'influence de l'effet de seiche.

Etape 5
L'effet de seiche provoque une érosion littorale et permet le transport de particules grossières vers le fond du bassin.

Etape 6
Dans les zones profondes les oscillations du nuage de densité développent de fines passées silteuse aux extrémités du bassin.

Etape 7
Les particules grossières littorales décantent au fond du bassin dans un milieu toujours turbulent.

Etape 8
Le nuage de densité se stabilise dans la partie la plus profonde du bassin durant l'amortissement de l'effet de seiche.

Etape 9
Les silts plus grossiers et les illites subissent une première décantation massive dans un milieu plus calme, alors que les silts fins et la majorité des argiles décantent masivement dans un milieu redevenu clame, suite à l'amortissement de l'effet de seiche.

Etape 10
Le dépôt de seiche ainsi formé se caractérise par une succession de fines passées silteuses aux extrémités du bassin, une base grossière riche en débris végétaux et un épais niveau fin très homogène, dont l'épaisseur est maximale au centre du bassin.

FIG. 137. — Représentation schématique des différentes étapes durant la mise en place d'un dépôt de seiche (Illustration Romuald Font).

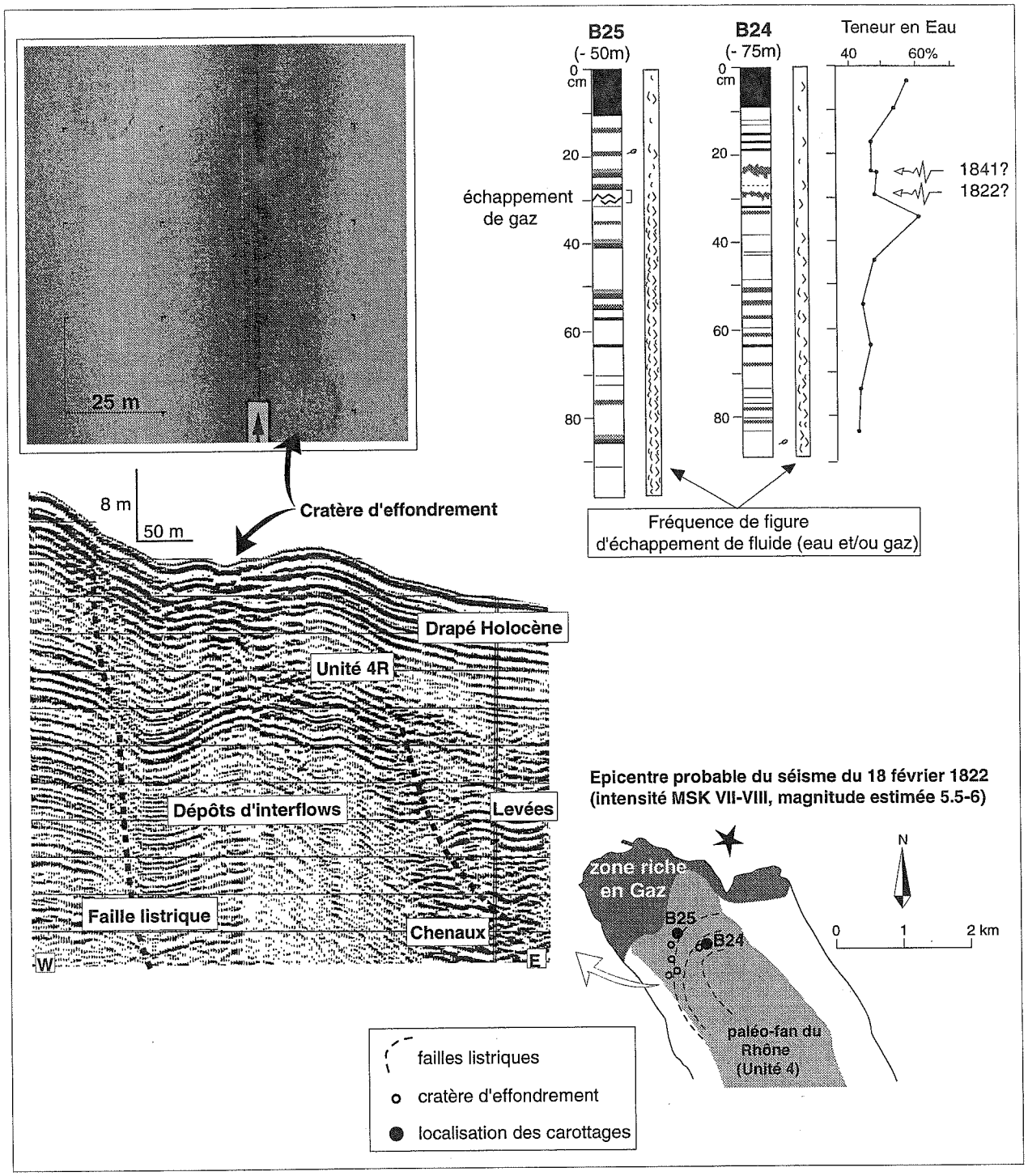


FIG. 138. — Figures d'échappements de fluides associées au séisme de 1822.

parfois le drapé holocène [Chapron *et al.*, 1996]. Un de ces cratères cartographié en sismique présente une structure conique qui s'enracine sur plus de 8 m et semble atteindre l'unité 4R (fig. 138).

Cet environnement est situé très près de l'épicentre du séisme de 1822, et il se caractérise dans sa partie proximale 1) par un emboîtement de systèmes en chenaux-levées affectés de failles listriques (cf. chapitre III), et 2) par un enrichissement en gaz au sein du drapé holocène (fig. 97). Les carottes B24 et B25 ont été prélevées dans cette zone et présentent vers la cote 30 cm des structures d'échappements d'eau ou de gaz (fig. 104 et 115). Bien que la corrélation de ces carottages avec le reste du lac apparaisse délicate (cf. chapitre IV), ces perturbations du remplissage sont développées à des profondeurs similaires et peuvent raisonnablement être corrélées aux séismes historiques de 1822 et/ou de 1841

(intensité MSK VI-VII) localisés sous le marais de Châutagne (cf. tableau 5).

Des cratères similaires associés à des séismes ont été décrits en mer [Field *et al.*, 1982], dans des environnements littoraux [Audemard & De Santis, 1991] ou fluviatiles [Davenport *et al.*, 1994]. Dans le lac du Bourget, il est probable que les niveaux liquéfiés en profondeur par le cisaillement cyclique des ondes séismiques soient associés au vaste remaniement gravitaire de l'Unité 4R (fig. 138).

2.3. Les effets des séismes de 1958 et 1964

2.3.1. Remaniements gravitaires

Plusieurs types de glissements gravitaires apparaissent liés à l'activité séismique de notre siècle : de légers glissements en pied de pente visibles en sismique et au sonar latéral, ainsi que deux générations de fines turbidites carbonatées identifiées par prélèvements de surface et carottages.

Sept glissements historiques ont pu être cartographiés à partir des données sismiques de 1993 et sonar latéral de 1995. Le plus important étant associé au séisme de 1822, six glissements localement développés en pied de pente pourraient être associés aux séismes historiques de notre siècle (tableau 5, fig. 112 et 139). Ces glissements sont accumulés loin des zones deltaïques, sous des pentes comprises entre 20 et 30° (fig. 100) et apparaissent principalement localisés le long des limites du vaste remaniement gravitaire de l'unité 4R (fig. 139). Les variations du niveau du lac au cours du siècle sont mineures et ne semblent pas pouvoir être à l'origine de ces glissements (fig. 113). De plus, à partir de la configuration des réflecteurs, ces remaniements pourraient traduire des coulées de boues liquéfiées.

Les deux générations de turbidite reconnues au sein du faciès eutrophisé sont corrélées aux séismes de 1958 et 1964. En superposant les données des prélèvements de surface et de carottages, il est possible de proposer une extension pour ces deux événements gravitaires (fig. 140). La répartition spatiale de la turbidite de 1958 souligne plusieurs zones d'alimentation littorale au Nord du lac, mais également un apport lié à l'environnement deltaïque du Sierroz. L'évolution du courant de turbidité a été contrôlée sur environ 5 km par la morphologie contrastée de la plaine lacustre dans l'axe du bassin, avant de décanter au centre de la plaine. On note également une bonne correspondance entre les zones d'apports proposées, la répartition des glissements en pied de pente et la cartographie des courbes d'iso-intensités associées à ce séisme (fig. 140). Cependant, au Sud du lac, la passée carbonatée prélevée sur la carotte B9a, pourrait résulter 1) du glissement cartographié en sismique plus au Sud, ou 2) d'apports littoraux localement développés au niveau de la prolongation sous-lacustre de la faille du Col du Chat. Cette passée grossière pourrait également exister au niveau de la carotte B2, mais le sommet de cette carotte a été fortement perturbé par le « bouchonnage » lors de l'acquisition.

Le séisme de 1964 semble avoir principalement déclenché des glissements en pied de pente près de son épicentre, ainsi qu'une turbidite le long du flanc Ouest du lac (fig. 140). L'évolution de cette turbidite paraît avoir été également fortement contrôlée par la morphologie du bassin. Il est même probable qu'elle ait été réfléchie contre le flanc Est du lac, avant d'évoluer vers le centre du bassin. En effet, ce type d'évolution a été reconnu dans le lac de Zürich, suite à la surcharge d'un environnement littoral en 1875 [Kelts & Hsü, 1980].

2.3.2. Tassements différentiels

Une vingtaine de ressauts rectilignes affectant les sédiments de surface a été cartographiée au sonar latéral dans la plaine centrale et certains ont pu être également reconnus en sismique (fig. 139). Le ressaut vertical semble être métrique, mais l'extension de ces ressauts peut dépasser 100 m. Ces structures peuvent affecter l'ensemble du drapé holocène et sont étroitement associées à l'extension du remaniement gravitaire de l'unité 4R.

J'interprète ces ressauts rectilignes historiques comme des figures de tassements différentiels, d'origines séismiques. L'influence de ces phénomènes de tassement pourrait permettre d'expliquer la foliation magnétique plus importante (fabrique sédimentaire plus planaire) dans les sédiments de la carotte B11a, par rapport aux sédiments de la carotte B15 (fig. 133 et 139).

2.3.3. Liquéfaction de sables

Plusieurs taches circulaires très rétrodiffusantes sont localement visibles au sonar latéral dans le Nord du lac, près des cratères d'effondrement (fig. 138 et 139). Ces taches présentent un certain alignement de direction NW-SE, et le faciès sonar fortement rétrodiffusant pourrait être lié à des épanchements de sables, dont la granulométrie contraste fortement avec la sédimentation actuelle.

J'interprète ces faciès sonar comme des volcans de sables, traduisant une importante liquéfaction en profondeur, au sein de niveaux sableux associés à l'environnement proximal du paléo-fan du Rhône (unité 4). L'association de volcans de sables et de cratères d'effondrements, a par ailleurs souvent été signalée [Field *et al.*, 1982 ; Audemard & De Santis, 1991 ; Davenport *et al.*, 1994 ; Sims & Garvin, 1995]. Ces phénomènes de liquéfaction semblent très récents, et pourraient être associés aux séismes des années 1958 ou 1961 dont les épicentres étaient localisés dans un rayon de 5 km environ (fig. 112).

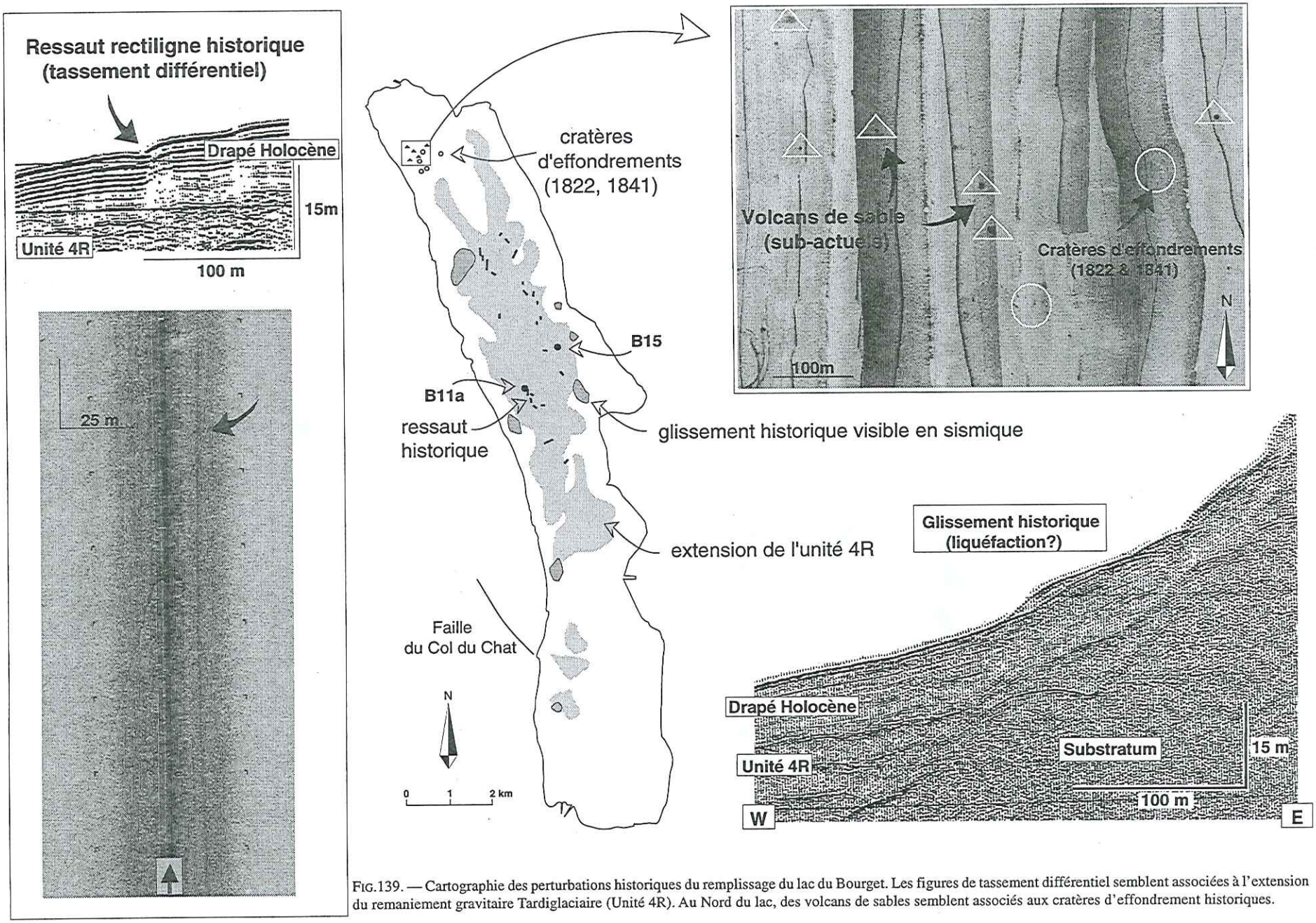


FIG.139. — Cartographie des perturbations historiques du remplissage du lac du Bourget. Les figures de tassement différentiel semblent associées à l'extension du remaniement gravitaire Tardiglaciaire (Unité 4R). Au Nord du lac, des volcans de sables semblent associés aux cratères d'effondrement historiques.

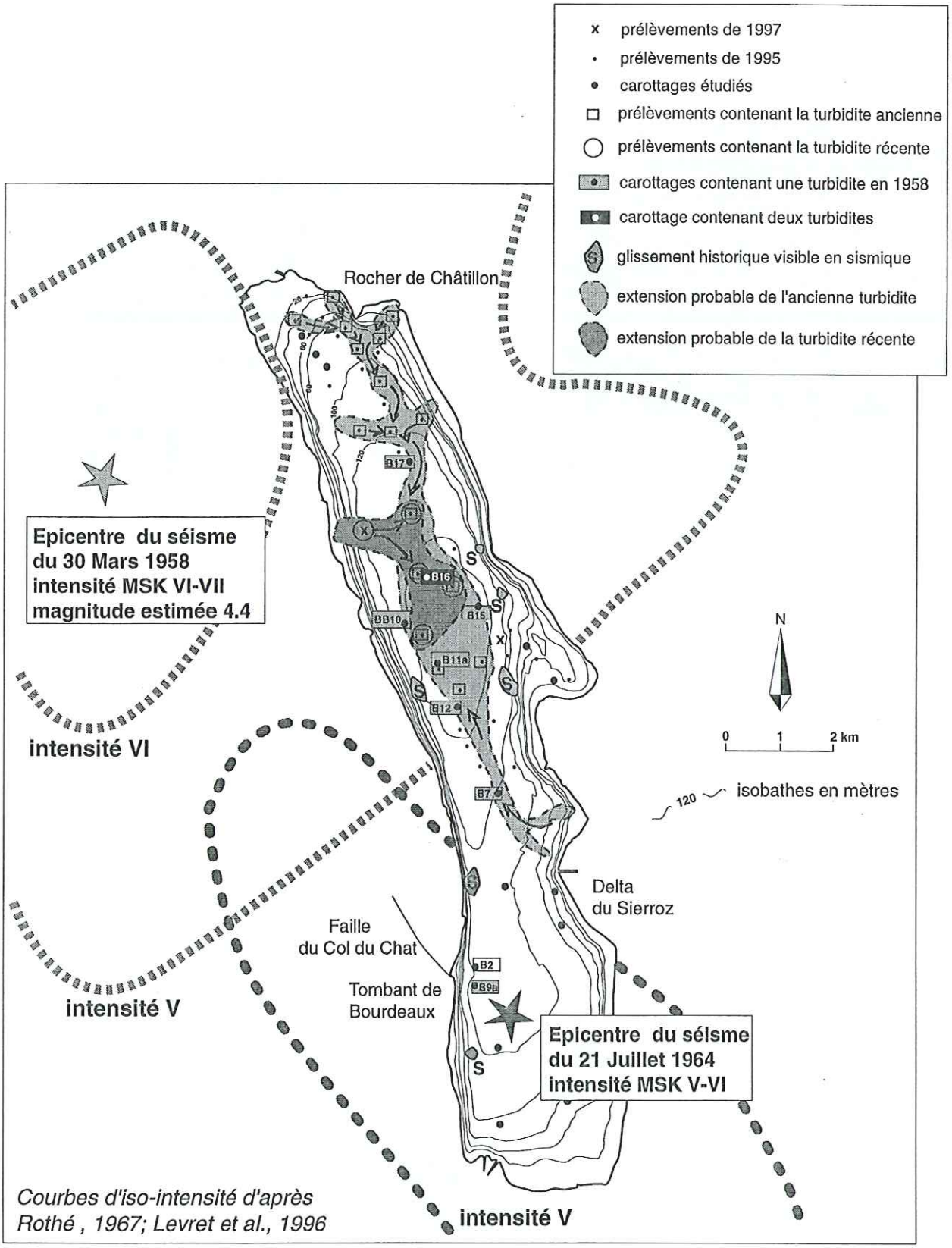


FIG. 140. — Remaniements gravitaires associés aux séismes de 1958 et 1964.

2.4. Une perturbation majeure à la transition Tardiglaciaire-Holocène : l'unité 4R

2.4.1. Contexte sédimentaire

Durant la seconde moitié du Tardiglaciaire (soit 13000 ans BP environ), l'Unité 4 reconnue en sismique correspond à un remplissage post-glaciaire dans un lac thermiquement stratifié (cf. chapitres II et III). Les apports du Sierroz et de la Leysse développent des deltas bottomsets principalement par interflows, alors que le Rhône construit un fan delta par interflows et underflows.

Au début de l'Holocène (entre 10000 et 9000 ans BP environ), le comblement des apports rhôdaniens a atteint le Nord du lac actuel, et l'a isolé de ce système fluviatile majeur (cf. fig. 89). La transition Tardiglaciaire-Holocène se caractérise ainsi, par une diminution très importante du détritisme, qui s'est traduite par la fin de la construction du fan delta du Rhône et la mise en place d'une sédimentation holocène dominée par la décantation des apports authigènes (unité 5).

Les remaniements gravitaires visibles dans l'unité 4 aux fronts des deltas ont probablement été favorisés par un fort taux de sédimentation et l'accumulation de gaz biogéniques. Le sommet de l'unité se caractérise par une augmentation des phénomènes gravitaires, dont un très important événement ayant principalement affecté les dépôts d'interflows au front du fan delta du Rhône, et remanié les dépôts d'underflows distaux au sein du bassin : l'unité 4R.

2.4.2. Effondrement polyphasé du bassin

L'unité 4R se développe dans l'ensemble de la plaine lacustre centrale, mais également dans la plaine Sud, au pied du flanc Ouest. Au centre du bassin Nord, il apparaît clairement que ces remaniements ne sont pas totalement synchrones, mais qu'ils reflètent une période d'instabilité, marquée par un événement majeur directement recouvert par le drapé holocène. Sur la figure 141, une première lentille présente un faciès transparent provenant de la partie Sud du bassin central. Elle est suivie d'un épais remaniement provenant du Nord du lac, caractérisé par un faciès plus chaotique et une base très irrégulière. Un dernier dépôt composé d'un faciès très transparent vient ensuite draper la dépression centrale du bassin au front des précédents glissements.

Ce dernier dépôt atteint une épaisseur de 4 m et présente une signature acoustique identique aux dépôts de seiches historiques reconnus par Siegenthaler *et al.* [1987] dans le lac Lucerne. Le faciès transparent correspond donc à la décantation massive des sédiments fins remis en suspension lors de la remobilisation du bassin, et traduit la fin d'un effet de seiche (sur le profil dont le signal a été déconvolué, le sommet du dépôt de seiche est particulièrement net). Le réflecteur, bien marqué à sa base, représente la fraction plus grossière décantée durant l'effet de seiche.

L'épais remaniement de la partie Nord du bassin présente une importante liquéfaction *in situ* qui se caractérise par des réflecteurs discontinus dont l'arrangement est plus chaotique vers la surface, alors que la base est irrégulière et plus transparente. [Prior & Coleman, 1979 ; Syvitski, 1987 ; Shilts & Clague, 1992 ; Syvitski & Schafer, 1996]. Il est également probable que des phénomènes d'échappement d'eau au sein des dépôts distaux d'underflows aient amplifié la liquéfaction [Van Rensbergen, 1996]. En effet, on note que la disparition irrégulière des réflecteurs à la base du remaniement est associée à de petites fractures verticales au sein de l'unité 4 (fig. 141). De telles structures ont également été décrites par De Batist *et al.* [1989], dans des séries argileuses yprésiennes de la Mer du Nord.

La coupe axiale de la plaine lacustre centrale présentée dans la figure 142, précise l'ampleur de ces remaniements et les différents faciès sismiques reconnus. Au Nord de la plaine centrale, une coulée de débris présente un faciès presque transparent et sa mise en place semble être liée au développement de liquéfaction *in situ* au centre du bassin. Par contre, le Sud du bassin apparaît essentiellement remanié par une succession de coulées liquéfiées qui se caractérisent par un faciès plus transparent.

La grande variabilité spatiale des différents faciès est présentée dans les annexes 12, 13 et 14. Cette cartographie permet de reconnaître des zones régulièrement remobilisées par des coulées liquéfiées durant la fin du Tardiglaciaire, et de mesurer l'ampleur de l'événement majeur polyphasé, remobilisé à la transition Tardiglaciaire-Holocène (fig. 143).

La détermination précise des types de glissement nécessiterait une étude sédimentologique à partir de carottes, mais la profondeur du bassin et l'épaisseur du drapé Holocène rendent cette opération très coûteuse. Il est cependant possible de cartographier les différentes composantes de cet événement à partir de leurs faciès sismiques (fig. 143). On note ainsi sur la carte isopaque 1) que l'unité 4R présente un volume d'environ 100 millions de m^3 réparti sur 24 km^2, 2) qu'elle atteint une épaisseur maximale au pied du flanc Ouest du lac, au niveau du glissement rotationnel latéral, 3) que la zone de liquéfaction *in situ* et la coulée de débris sont étroitement associées, 4) que le remaniement du bassin semble avoir induit des glissements régressifs évoluant en fines coulées liquéfiées, et 5) que le dépôt de seiche recouvre la zone la plus profonde dans le centre du bassin.

2.4.3. Un déclenchement séismique

Par analogie avec l'enregistrement historique du séisme de 1822, j'attribue une origine séismique à l'effondrement Tardiglaciaire-Holocène du bassin. En effet, des perturbations séismiques ont été attribuées à ce type d'effondrement de bassin (*basin collapse*) dans différents environnements marins [Prior & Coleman, 1979; Syvitski, 1987; Syvitski & Schafer, 1996] ou

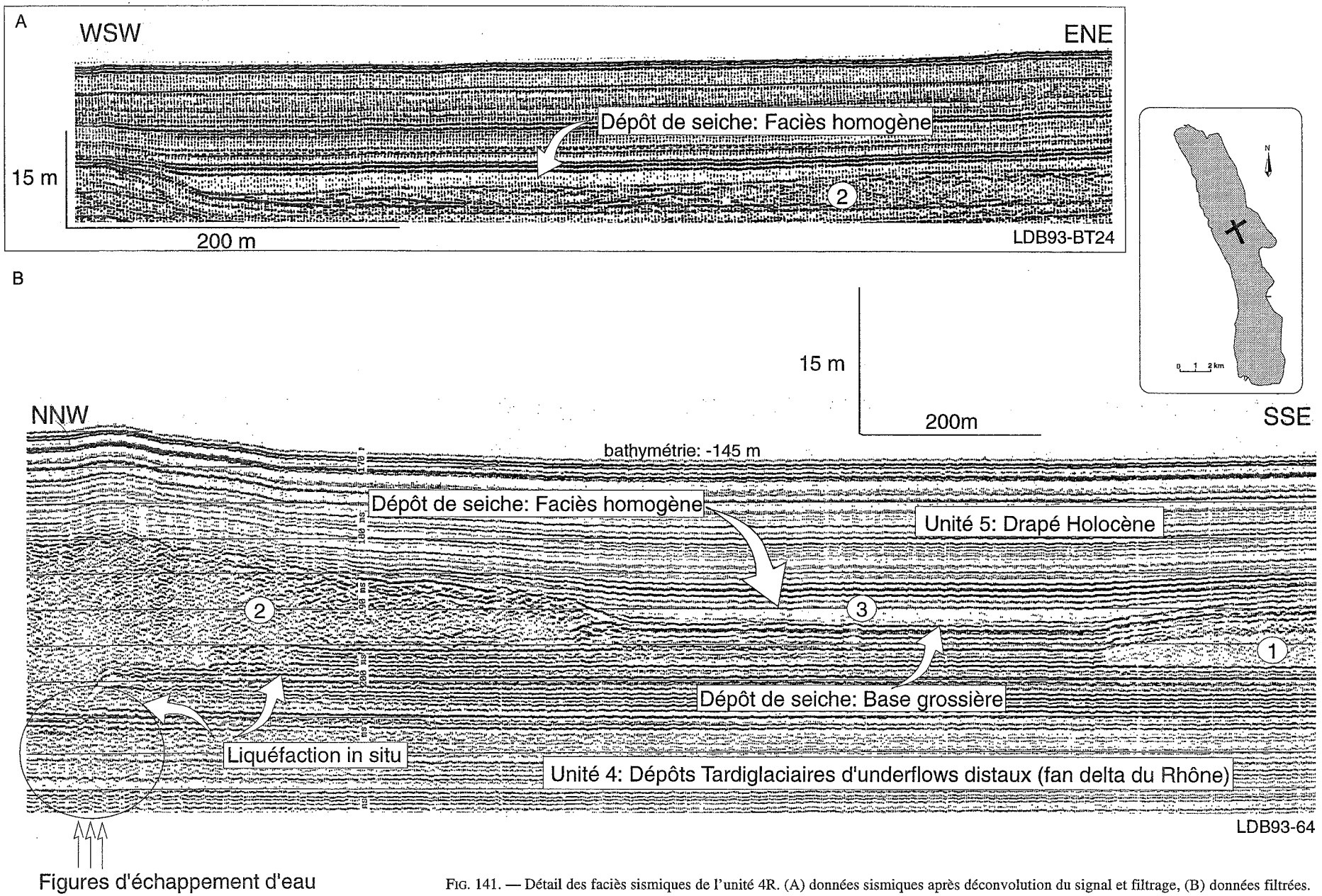


FIG. 141. — Détail des faciès sismiques de l'unité 4R. (A) données sismiques après déconvolution du signal et filtrage, (B) données filtrées.

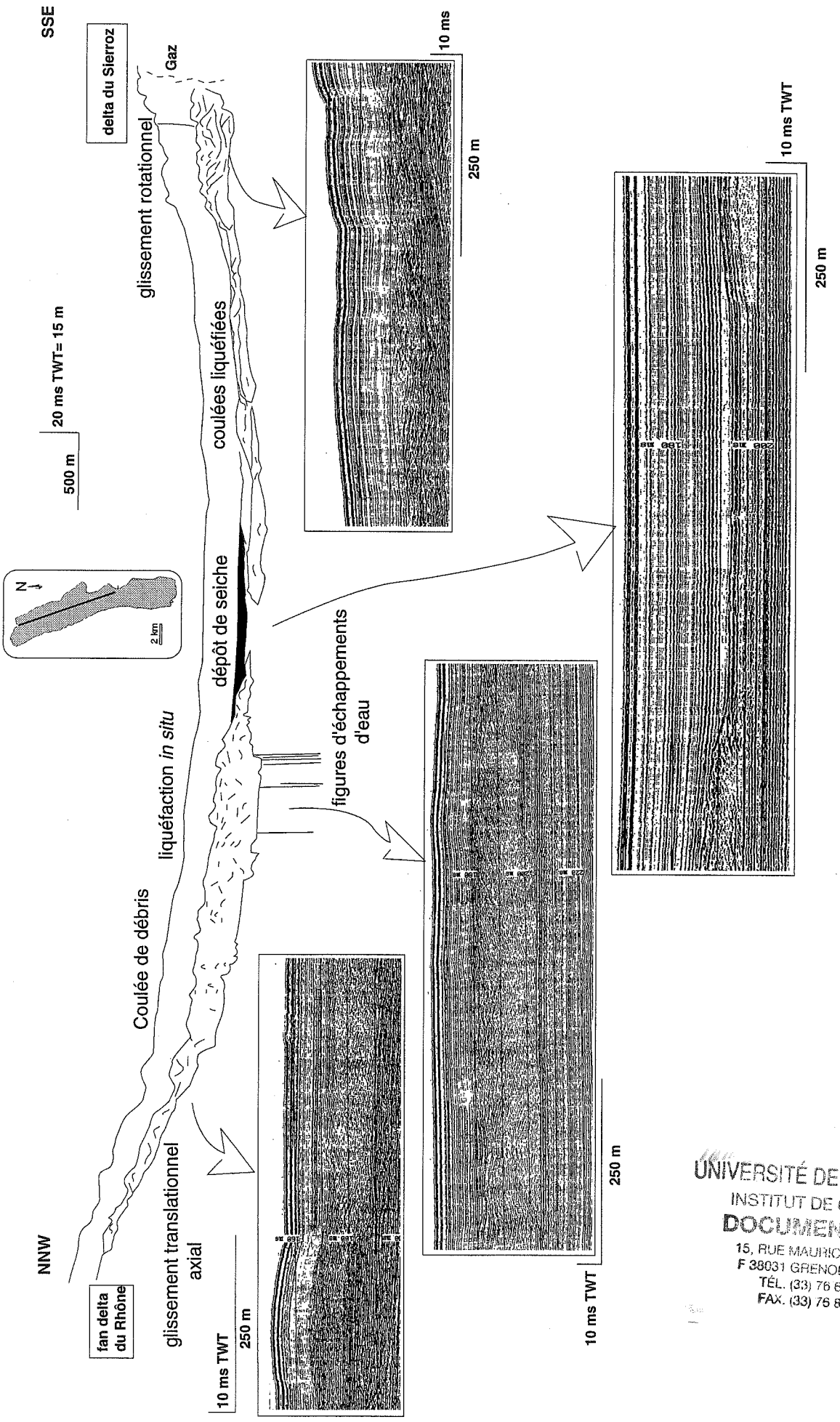


FIG. 142. — Faciès sismiques des principales composantes de l'unité 4R.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

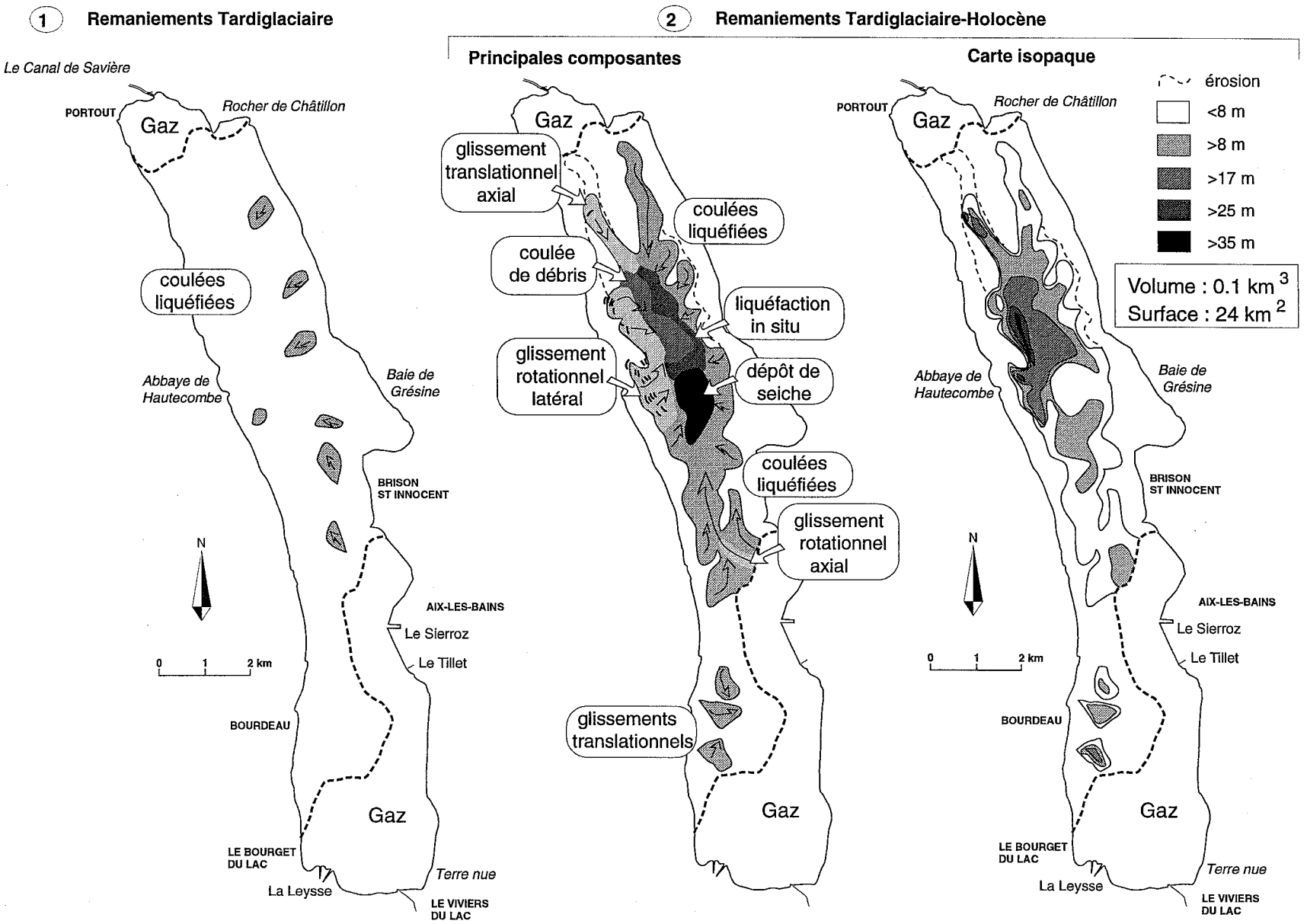


FIG. 143. — Cartographie de l'unité 4R. Le volume est calculé à partir d'une vitesse de 1.71 km/s.

lacustres [Siegenthaler *et al.*, 1987]. L'importance de ce remaniement semble être principalement liée à la très forte sédimentation Tardiglaciaire, à la morphologie du substratum molassique, ainsi qu'à la proximité d'un séisme majeur [Chapron *et al.*, 1996]. Les dépôts d'interflows rhôdaniens ont pu fortement s'accumuler au niveau des têtes de bancs de la molasse le long du flanc NW du lac, sous l'influence de la force de Coriolis. La déstabilisation des sédiments deltaïques par excès de pression interstitielle, a probablement été favorisée par un enrichissement en gaz, mais au Nord du lac, l'évolution des remaniements a été contrôlée par la morphologie du substratum molassique (annexes 12, 13, 14 et 17). Le glissement translationnel axial déclenché en zone proximale du fan delta a été canalisé contre le substratum et s'est transformé en une coulée de débris au niveau de la plaine lacustre, probablement lors de son interaction avec le glissement rotationnel latéral. Celui-ci a très certainement généré une forte vague au sein de la tranche d'eau, dont la réflexion a permis l'entrée en résonance de l'ensemble des eaux du lac. L'amortissement de la coulée de débris dans le bassin a fortement remanié les dépôts distaux d'underflows vers l'Est et le Sud. Ce remaniement brutal, ainsi que la propagation directe des ondes séismiques et la forte surcharge sédimentaire semblent être à l'origine de l'importante liquéfaction *in situ* observée au sein des alternances sablo-silteuses et argilo-silteuses. Il est également probable que l'ensemble des coulées liquéfiées résulte de l'évolution de glissements translationnels régressif en bordure du bassin, associés à sa liquéfaction (*basin collapse due to spontaneous liquefaction*), ainsi qu'au cisaillement cyclique des ondes séismiques et de l'oscillation de la tranche d'eau.

On remarque que les dépôts de seiche historiques et tardiglaciaires-holocènes se sont accumulés dans la même zone, mais que leur géométrie (volume et surface) est étroitement liée aux volumes de sédiments remaniés et à la morphologie de la partie la plus profonde du bassin.

3. — Comparaison avec les lacs voisins

3.1. La sismicité historique

Les effets du séisme de 1822 ayant été ressentis sur une vaste région et bien enregistrés dans le lac du Bourget, nous nous sommes intéressés aux remplissages historiques des lacs avoisinants.

3.1.1. Le lac d'Aiguebelette

Ce lac est situé à 30 km au SSW de l'épicentre du séisme de 1822, au pied du flanc Ouest de la Montagne de l'Epine près d'un accident NE-SW [Gidon *et al.*, 1969]. Plusieurs séismites ont également été définies au sein de la molasse burdigalienne dans les environs du lac [Beck *et al.*, 1997], mais également dans des dépôts lacustres quaternaires à l'affleurement [Lignier *et al*, en préparation].

Les sédiments profonds du lac d'Aiguebelette ont été prélevés avec le carottier à piston de M. Pourchet, à partir d'un Zodiac, le positionnement étant assuré par G.P.S..

Le premier carottage (LDA1) a été transporté verticalement et ouvert à l'Université de Savoie. Nous avons essayé 1) de prélever les échantillons pour mesurer les teneurs en ^{210}Pb et ^{137}Cs, et 2) de préserver la colonne sédimentaire pour réaliser une étude sédimentologique similaire à celle du Bourget.

Malheureusement, lors de l'extraction des sédiments du corps du carottier, la partie sommitale riche en matière organique et gorgée d'eau a été perturbée. Elle n'a donc pas pu permettre de datations. En revanche, la partie non perturbée présente une lithologie très intéressante et a été analysée (fig. 144). Une nouvelle carotte a été prélevée au centre de la plaine lacustre (LDA 2) afin de réaliser des datations précises et les 30 premiers centimètres ont été échantillonnés selon le mode opératoire établi par M. Pourchet. Les mesures du ^{210}Pb sont confirmées par les pics de ^{137}Cs des années 1965 et de Tchernobyl (1986), et permettent de définir jusqu'en 1929, un taux de sédimentation de 595 g/m^2/an, soit 1,8 mm/an. Selon Michel Pourchet, l'estimation du mixage est ici de 30 ans, mais l'évolution des pics historiques du ^{137}Cs indique un mixage assez constant dans le temps. La résolution de la datation correspond au pas d'échantillonnage dans la partie supérieure de la carotte (0.5 cm soit 3 ans), mais l'extrapolation de ce taux implique une résolution moindre (+/- 5 ans dans les 20 premiers centimètres, +/- 7 ans dans les 30 premiers centimètres, etc...).

Globalement, la sédimentation profonde du lac d'Aiguebelette présente un mode de 6 microns et se compose de 54% de silts, 40% d'argiles et 6% de sables. Cependant, la prolongation de la forte pente du flanc Est du bassin central le long de la Montagne de l'Epine, ainsi qu'un rapport Ad/Ao légèrement inférieur à 10, favorisent un apport par ruissellement (cf. Chapitre I, [Meybeck, 1995]). Ce ruissellement se traduit en profondeur, par de fines passées silteuses contenant en moyenne 8% de sables fins à très fins. On note également que certains niveaux présentent une lamination millimétrique plus marquée (fig. 144).

La carotte LDA1 se caractérise par deux turbidites silto-sableuses développées à 30 et 26 cm de profondeur. La première turbidite présente une base érosive, atteint deux centimètres d'épaisseur et contient 18 % de sables fins à moyens, ainsi que des débris végétaux. La surcharge sédimentaire, associée au développement de cette turbidite, est probablement à l'origine de la liquéfaction des lamines sous-jacentes. La seconde turbidite est moins épaisse, mais aussi grossière (19% de sables fins à moyens). Ces deux remaniements gravitaires présentent une signature microgranulométrique bien marquée traduisant un mode de dépôt dans un milieu turbulent et

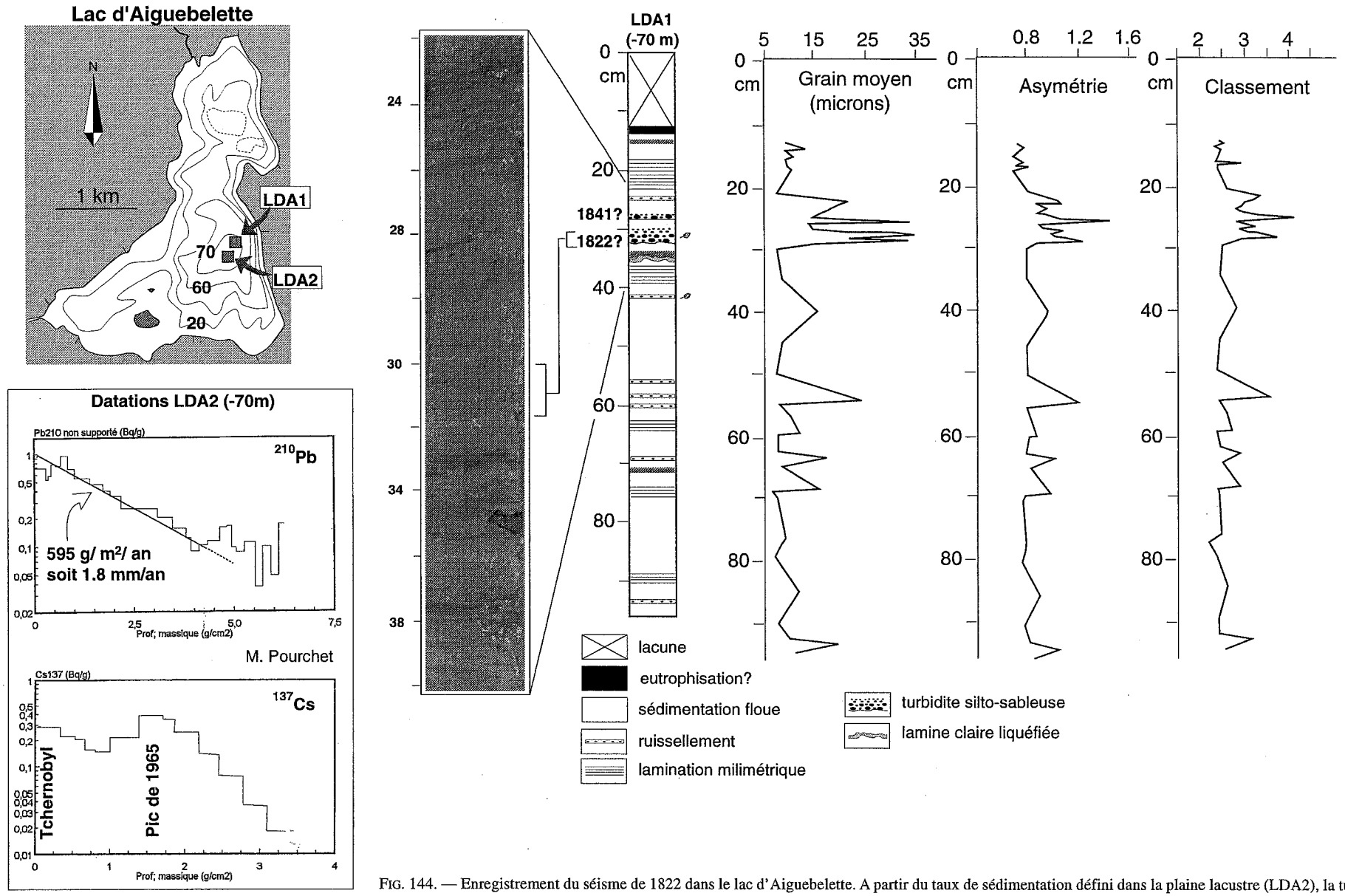


FIG. 144. — Enregistrement du séisme de 1822 dans le lac d'Aiguebelette. A partir du taux de sédimentation défini dans la plaine lacustre (LDA2), la turbidite silto-sableuse épaisse de 2 cm vers la cote 30 cm sur la carotte LDA1 correspondrait à l'enregistrement du séisme de 1822, et la seconde turbidite à 26 cm correspondrait à l'enregistrement du séisme de 1841.

de haute énergie, qui est atypique sur la période étudiée (500 ans). De plus ces deux événements ne sont espacés que de 4 cm, soit 22 ans selon le taux de sédimentation établis dans la carotte LDA 2.

Le flanc Est du lac d'Aiguebelette étant très incliné, composé de molasse (cf. fig. 34 et 35) et proche d'un accident décrochant, les ondes séismiques de 1822 et 1841 ont facilement pu destabiliser cet environnement littoral, comme cela a été démontré dans des environnements lacustres similaires [Karlin & Abella, 1992 ; Inouchi *et al.*, 1996]. Je propose donc de corréler les deux turbidites de la carotte LDA1 aux séismes de 1822 et 1841 ayant eu lieu à 30 km de distance.

3.1.2. Le lac de Chevelu

Ce bassin lacustre situé 3 km à l'Ouest du lac du Bourget est aujourd'hui presque comblé par des roselières, et divisé en deux petits lacs (fig. 145). Le Grand lac Chevelu étant plus protégé des activités humaines, et situé à 500 m seulement de la faille du Col du Chat, nous l'avons choisi pour tester un mode de carottage par plongée. Plusieurs carottages ont été réalisés au centre du bassin (- 6m). Le mode de carottage « BK'S » mis au point au LGCA permet au plongeur de choisir le site de prélèvement, de carotter avec précaution et de préserver ainsi l'interface eau-sédiment. L'extraction du carottier s'effectue depuis la surface par un système de palan. Une description détaillée de cette méthode est présentée par Desmet & Lignier [1998]. Un échantillonnage particulier est réalisé pour les mesures de ^{210}Pb et ^{137}Cs, à partir d'un tube dont les extrémités sont vissées avant l'extraction.

L'échantillonnage pour les datations a été réalisé sur place, selon un pas de 0.5 cm sur les 15 premiers centimètres, puis 1 cm jusqu'à la cote 25 cm. Les sédiments de la carotte CAT 1 sont silteux, riches en matière organique et bioturbés en surface, mais présentent localement une légère lamination, parfois perturbée, ainsi qu'une large passée sableuse nettement plus organique, entre 18 et 21 cm (fig. 145). Les analyses microgranulométriques soulignent deux niveaux particuliers : la passée sableuse organique épaisse de 3 cm, et une transition perturbée à la côte 28 cm entre un faciès beige homogène et un faciès gris-vert légèrement laminé (fig. 145).

Les datations sont en cours au LGGE, mais les résultats préliminaires soulignent des teneurs en ^{210}Pb et ^{137}Cs particulièrement constantes dans les 15 premiers centimètres. De telles valeurs pourraient traduire une importante bioturbation, mais également un très fort mixage qui pourrait être associé aux séismes historiques. En effet, cette zone est régulièrement soumise à de petits séismes localisés dans l'Ain (à Belley) ou directement sous la faille du Col du Chat, mais elle a également été soumise à de plus fort séismes : celui de 1822 et de 1784 d'intensité VI-VII, dont l'épicentre aurait été situé au Sud du lac du Bourget ([Rothé, 1941] ; tableau 5).

En supposant que le niveau perturbé à 28 cm de profondeur traduise l'effet du séisme de 1784 et en retranchant l'épaisseur du niveau sableux, le taux de sédimentation associé serait de 0.12 cm/an. En appliquant ce taux, l'année 1822 correspondrait à la côte 21 cm, et l'année 1841 à la côte 18.8 cm, c'est-à-dire à la passée sableuse organique.

Il est donc possible que le séisme de 1822 soit également enregistré dans ce lac, ainsi que le plus ancien séisme historique décrit par Rothé [1941]. Le niveau sableux organique pourrait traduire une déstabilisation de la roselière, dont la progression développe un léger surplomb dans le lac.

Ces hypothèses pourront être testées par les datations au ^{210}Pb, si le signal n'est pas trop perturbé.

3.1.3. Le lac d'Annecy

A ce jour le premier mètre de sédiment n'a été que très peu étudié dans le lac d'Annecy [Brauer, 1995 ; Buillit *et al.*, 1997 ; Thorndycraft *et al.*, 1998], et les travaux réalisés principalement dans le Petit lac ne signalent aucune pertubation du remplissage. Cependant, la cartographie sonar et bathymétrique du lac d'Annecy, couplée avec les données sismiques 2.5 kHz [Tolnay, 1998] souligne 1) des anomalies bathymétriques alignées selon la direction de la faille du Vuache ou du Front Subalpin, 2) des remaniements gravitaires sur de faibles pentes, 3) des déformations continues ou répétitives et 4) un alignement de dépressions circulaires dans la prolongation sous-lacustre de la faille du Vuache et de la dépression karstique du Boubioz.

3.1.4. Cartographie régionale

Les perturbations sédimentaires associées aux séismes historiques des environs du lac du Bourget peuvent se traduire de façons différentes, selon la période climatique considérée, la morphologie du bassin lacustre, la distance à l'épicentre et l'intensité du choc séismique. Ces perturbations sont résumées dans la figure 146.

Les perturbations sédimentaires liées au séisme de 1822 semblent se retrouver au sein des remplissages lacustres de trois lacs, dans un rayon de 30 km environ. Les plus importantes perturbations se sont développées près de l'épicentre, et ont remanié un environnement sédimentaire profond (- 60 m) ayant accumulé une partie du détritisme associé au Petit Age Glaciaire (apports d'interflows rhôdaniens). Ce remaniement, ainsi que la propagation directe des ondes séismiques et la morphologie du bassin, ont permis un effet de seiche et la formation d'un dépôt de seiche au centre du bassin. Les environnements littoraux ont été déstabilisés par l'amplification du choc séismique au sein de la vallée, et érodés par l'oscillation de la tranche d'eau. De violents phénomènes d'échappement de fluide se sont également produits très près de l'épicentre, formant des cratères

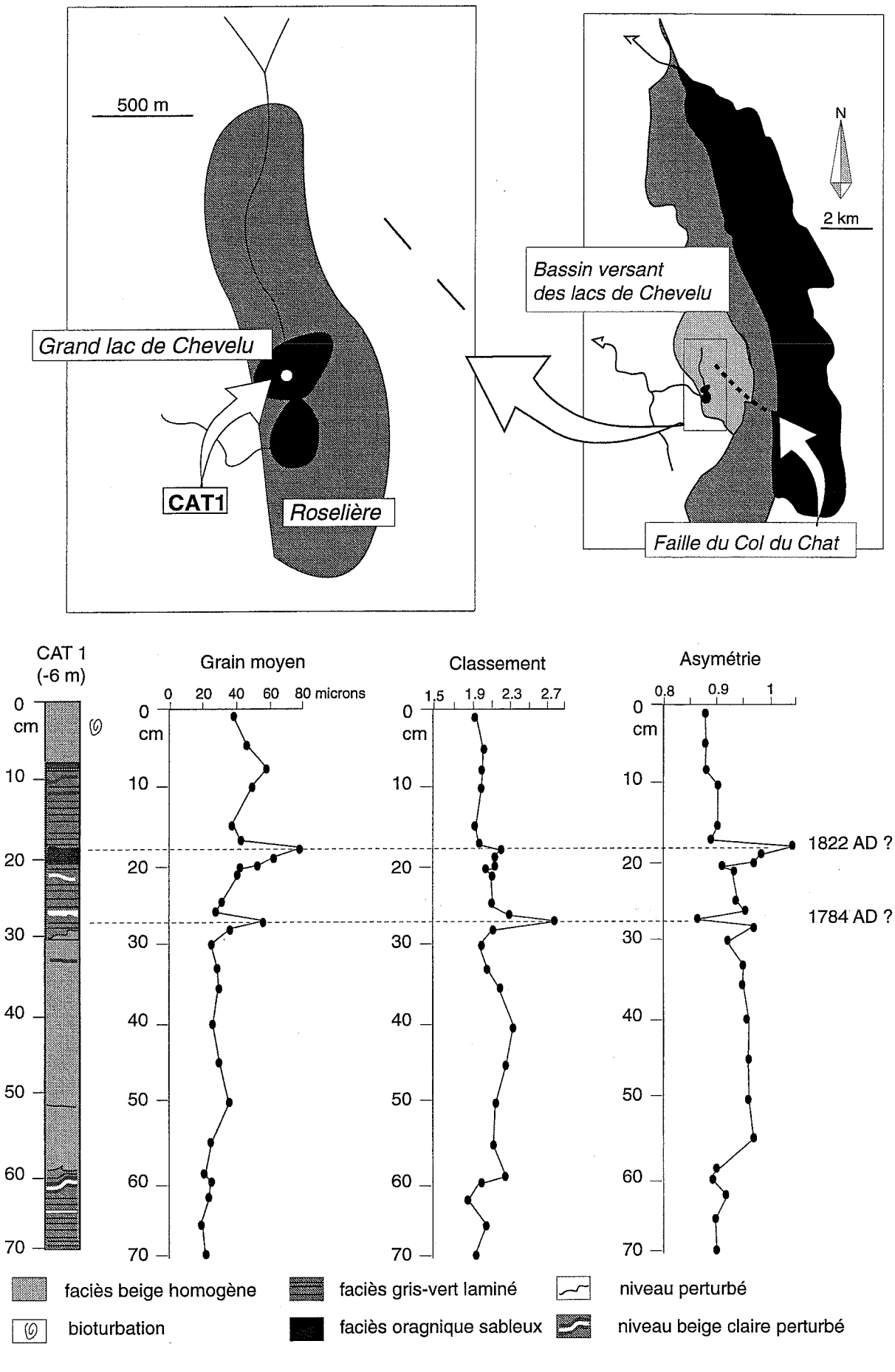


FIG. 145. — Perturbations de la sédimentation du lac de Chevelu.

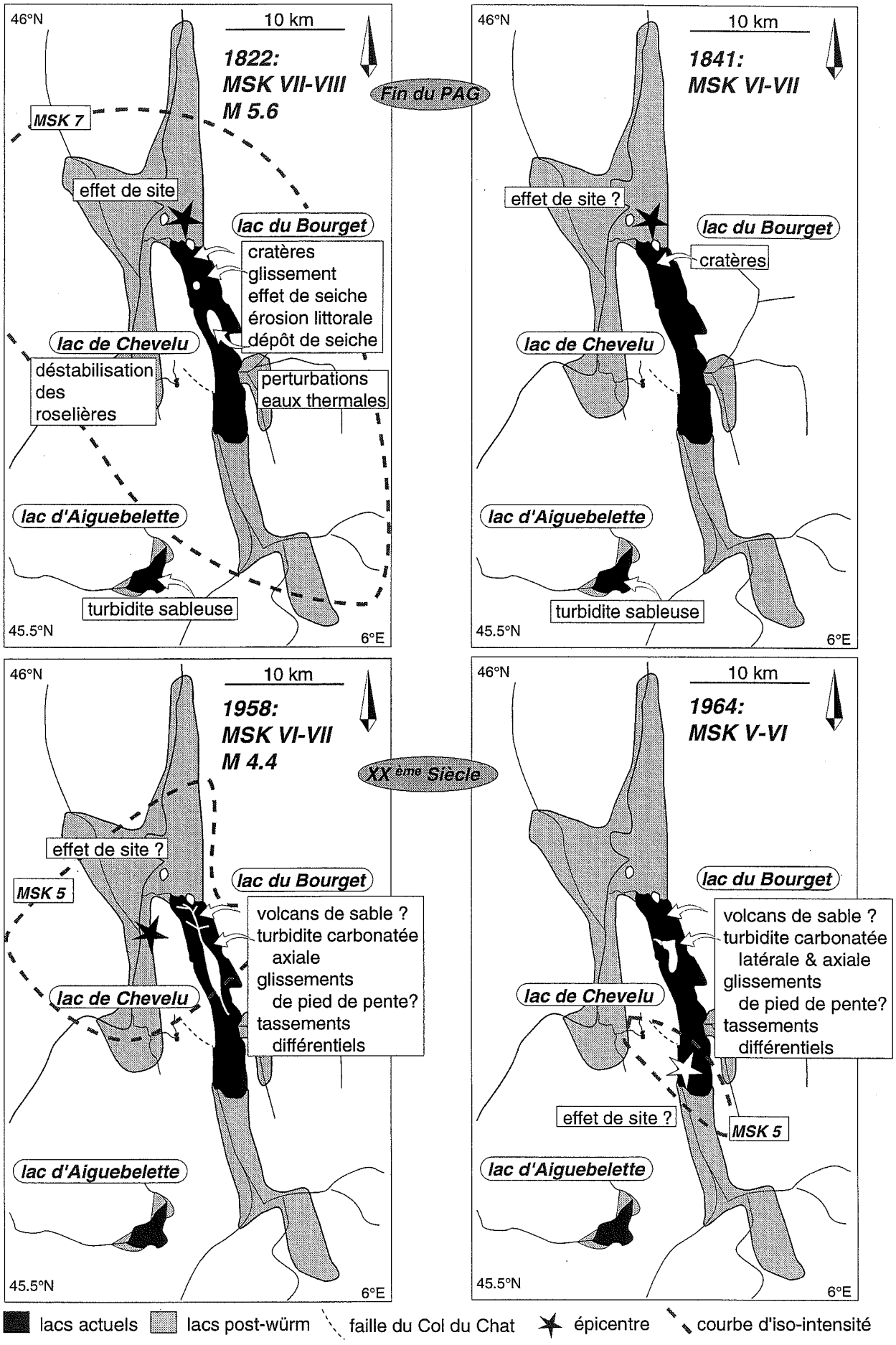


FIG. 146. — Cartographie régionale des perturbations induites par les séismes historiques.

d'effondrements. Dans un rayon de 12 km environ, ce séisme semble avoir déstabilisé la roselière d'un lac peu profond en phase de comblement avancée. Dans un rayon de 30 km, ce séisme a remanié un environnement lacustre littoral, dont l'évolution en un courant de turbidité a été favorisée par la morphologie abrupte du bassin.

Dix neuf ans plus tard (en 1841), un séisme un peu moins fort et localisé dans la même zone, n'a induit que de nouveaux échappements d'eau proches de l'épicentre, et une nouvelle remobilisation littorale à 30 km, ayant à nouveau évolué en courant de turbidité.

Cent trente six ans plus tard (1958), un séisme de même intensité, mais localisé à environ 6 km plus à l'Ouest, n'a été enregistré que dans un rayon inférieur à 10 km environ. Il a remobilisé des environnements littoraux près de l'épicentre et au front d'un delta, dont l'évolution en courant de turbidité a été contrôlée par la morphologie du bassin profond. Le choc séismique a également probablement produit des liquéfactions de sable en profondeur ayant formé des volcans de sables, plusieurs coulées boueuses en bordures du bassin, et un tassement différentiel au centre du bassin.

Cent quarante deux ans plus tard (1964), un séisme encore plus faible localisé au Sud du lac du Bourget n'a été enregistré que dans le bassin central du lac. Il a remanié du sédiment littoral ayant évolué en courant de turbidité, mais sa réflexion contre le flanc opposé du bassin a probablement favorisé un développement plus limité. Il est également possible que ce choc séismique ait formé des volcans de sable, des remaniements en pied de pente et un tassement différentiel au centre du bassin.

En résumé, ces événements historiques semblent confirmer l'enregistrement régional d'un séisme majeur en milieu lacustre, peu de temps après une période de fort détritisme. L'effet de « purge » des zones potentiellement instables, limite par la suite les perturbations d'origine séismique. Ces perturbations se traduisent essentiellement par des remaniements gravitaires, mais également par des phénomènes de tassement différentiel, de liquéfaction in situ et d'expulsion de fluides (eau et/ou gaz). L'évolution des phénomènes gravitaires (glissements en masse, coulées boueuses, dépôts de seiche, turbidites) apparaît essentiellement contrôlée par le type de sédiment remanié, la morphologie du bassin, ainsi que par d'éventuelles oscillations de l'ensemble de la tranche d'eau.

3.2. Une perturbation régionale à la transition Tardiglaciaire-Holocène ?

3.2.1. Le lac d'Annecy

Dans le lac d'Annecy, la diminution du détritisme tardiglaciaire s'est amorcée vers 14000 ans BP à la fin de l'Unité 3 (cf. Chapitre III, fig. 80, 81 et 83), et l'Unité 4 résulte de la progradation vers le Sud des delta bottomsets du delta du Fier dans un vaste lac périglaciaire [Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998]. A partir de 12000 ans BP, la sédimentation a été dominée par la production biogénique de la tranche d'eau, et le détritisme s'est limité aux fronts des deltas. La transition Tardiglaciaire-Holocène n'est pas visible en sismique, mais elle se caractérise par un net enrichissement en matière organique [Manalt, 1998].

Malgré un plus faible détritisme, des remaniements gravitaires ont été reconnus en sismique, en forage et au sonar latéral. Plusieurs remaniements gravitaires ont été décrits en sismique au sommet de l'unité 4 et le long des pentes lacustres [Van Rensbergen *et al.*, 1998]. Dans le forage (loin des zones d'apports), cette période d'instabilité se traduit par une succession de turbidites sableuses associées à des glissements en masse plus en amont, entre 13500 et 12000 ans BP (fig. 81, [Beck *et al.*, 1996 ; Manalt, 1998]). Des glissements en masse ont également été décrits le long des pentes dans l'unité 5 [Van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998 ; Tolnay, 1998 ; Beck *et al.*, sous presse]. Dans le forage, une turbidite sableuse s'est développée à 9500 ans BP et un remaniement polyphasé (turbidites, coulée de débris) a été daté à 3900 ans BP [Beck *et al.*, 1996].

Une origine séismique est en partie attribuée au développement répété de ces instabilités gravitaires [Beck *et al.*, 1996 ; Van Rensebergen *et al.*, 1998]. Cette interprétation s'appuie 1) sur le fait que les variations de niveau du lac sont restées limitées durant la période considérée [Monjuvent & Nicoud, 1987], 2) que le bassin lacustre est situé dans un contexte sismo-tectonique actif associé à la faille du Vuache, mais également au front Subalpin (cf. chapitre I), et 3) que le développement de remaniements gravitaires est observé quelque soit l'environnement sédimentaire (zones deltaïques ou non).

Il est possible que l'événement majeur ayant remanié l'ensemble du lac du Bourget à la transition Tardiglaciaire-Holocène corresponde au développement d'une turbidite sableuse dans la plaine du lac d'Annecy, loin de toutes zones d'apports. Les deux lacs étant situés à moins de 30 km de distance, il est très probable qu'un séisme majeur se soit produit dans les environs du lac du Bourget, il y a 9500 ans BP. Il est également possible que les coulées liquéfiées cartographiées durant la fin du Tardiglaciaire dans le bassin du lac du Bourget (fig. 143) puissent être synchrones des glissements en masse observés dans le lac d'Annecy, et traduire une activité sismo-tectonique de la faille du Vuache.

3.2.2. Le Petit lac Léman

Durant la fin du Tardiglaciaire (le Dryas récent), la sédimentation du Petit lac a principalement résultée de l'interaction des apports détritiques de la haute chaîne du Jura avec de forts courants le long de la rive suisse du lac (cf. chapitres II et III). A partir de l'Holocène, la sédimentation a été dominée par des apports authigènes (Unité 5) dans l'ensemble du Petit lac, et l'influence des courants semble avoir diminuée. Les fortes variations

Tardiglaciaire-Holocène du niveau lacustre ont favorisé de nombreux remaniements gravitaires le long du littoral [Moscariello, 1996].

Cependant un glissement en masse particulier a été reconnu entre Genève et les Hauts-Monts (S. Girardclos, com. pers.). Ce glissement a pu être daté grâce aux données palynologiques entre 9500 et 9000 ans BP, et il ne serait pas associé aux fluctuations lacustres.

Bien qu'une étude détaillée de ce glissement soit nécessaire, son âge pourrait traduire une perturbation séismique régionale il y a 9500 ans BP. Cette hypothèse est par ailleurs confortée par le développement d'une vaste zone riche en gaz au sein de l'unité 4, entre la rade de Genève et les Hauts-Monts (cf. fig. 36), ainsi qu'un développement très ponctuel de gaz à la hauteur des Hauts-Monts (cf. fig. 49). L'enrichissement en gaz des sédiments tardiglaciaires, pourrait ainsi avoir favorisé un remaniement gravitaire lors du séisme de 9500 ans BP localisé près du lac du Bourget, malgré la distance (environ 55 km).

4. — Influence tectonique sur la géométrie des remplissages étudiés

Les remplissages des lacs du Bourget, de Neuchâtel et du Léman semblent influencés par la prolongation sous-lacustre d'accidents connus à terre (cf. chapitre I).

4.1. Influence sur le lac du Bourget

La prolongation des accidents NW-SE de Culoz et du Col du Chat est visible dans la morphologie du substratum au Nord et au Sud du lac du Bourget (cf. fig. 38). L'activité récente de ces accidents semble être à l'origine d'une perturbation continue du remplissage lacustre, dont la nature dépend des environnements sédimentaires.

4.1.1. La faille du Col du Chat

L'approfondissement maximal du sous-bassin Sud du lac du Bourget est situé dans la prolongation sous-lacustre de la faille du Col du Chat (fig.147). En sismique, l'influence de cet accident se traduit par un décalage des dépôts sous-glaciaires associés au dernier maximum glaciaire (faciès 1b), et par une déformation continue du remplissage tardiglaciaire (unités 3 et 4).

La prolongation de l'accident a développé une zone de déformation tardiglaciaire de 500 m de large orientée NW-SE (fig. 147). Sur les profils sismiques, le déplacement vertical des réflecteurs parait très limité, et la géométrie de la déformation semble plutôt traduire un mouvement décrochant (en transpression ?). Malgré le développement de gaz à l'Est du lac, il apparaît clairement sur la carte bathymétrique, que cette zone de déformation a également affecté le dépôt d'esker (fig. 147). Les failles gravitaires qui décalent localement la terrasse de Kame à « Terre-nue »au SE du lac, pourraient également avoir une origine associée à l'accident du Col du Chat.

Par ailleurs, il semble très probable que les glissements translationnels tardiglaciaires-holocènes, mais aussi les coulées liquéfiées holocènes, aient eu un déclenchement séismique associé à cet accident, dont la séismicité historique est bien établie.

4.1.2. L'accident de Culoz

La prolongation de l'accident de Culoz a pu contribuer au très important surcreusement du substratum molassique au pied du verrou calcaire de Châtillon (fig. 59).

Durant le Tardiglaciaire, le contrôle de cet accident a principalement influencé la géométrie du comblement de l'extrémité Nord du lac (fig. 148). Ce milieu de haute énergie se caractérise par une migration complexe de systèmes fortement chenalisés, dont l'emboîtement paraît contrôlé par le rejeu d'une faille le long du flanc Ouest du fan. Le sommet du fan est également affecté par une succession de failles listriques qui se prolongent localement jusqu'à la surface.

Nous associons le déclenchement de l'unité 4R au rejeu de l'accident de Culoz à la transition Tardiglaciaire-Holocène. Un tel événement a également pu influencer le détournement du Rhône plus à l'Ouest, et donc contribuer à la chute du détritisme qui caractérise la transition Tardiglaciaire-Holocène dans le lac du Bourget.

4.2. Influence sur le lac de Neuchâtel

Au cours de ce travail, je me suis interessé au remplissage sédimentaire du lac de Neuchâtel, à l'occasion d'une campagne de sismique réflexion multitrace réalisée sous la coordination d'A. Pugin (dans le cadre d'une collaboration entre l'Insitut F.A. Forel et l'Université de Neuchâtel).

4.2.1. Contexte sédimentaire

La stratigraphie sismique du lac de Neuchâtel est assez similaire à celle des lacs du Bourget et d'Annecy (fig. 149). De la base au sommet, le remplissage du bassin est constitué par des dépôts sous-glaciaires (chenaux-tunnels, eskers deltas), des importants dépôts glacio-lacustres, et une épaisse sédimentation lacustre postglaciaire [A. Pugin, non publié]. Durant le Tardiglaciaire et une partie de l'Holocène, la sédimentation lacustre a été alternativement à dominante détritique ou authigènique, selon l'influence des apports de l'Aar au NE du lac [Schwalb, 1992].

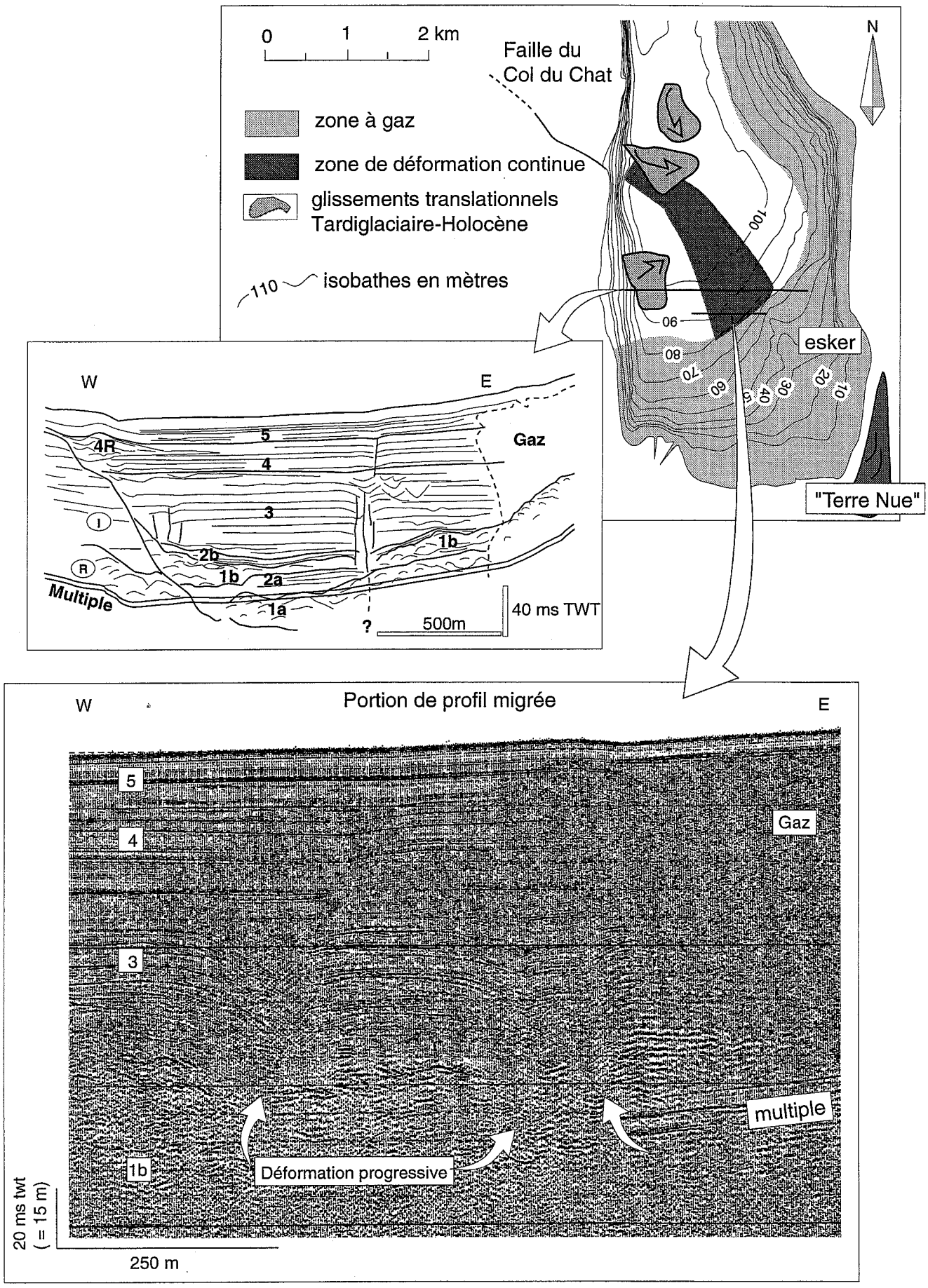


FIG. 147. — Perturbations associées à la faille du Col du Chat.

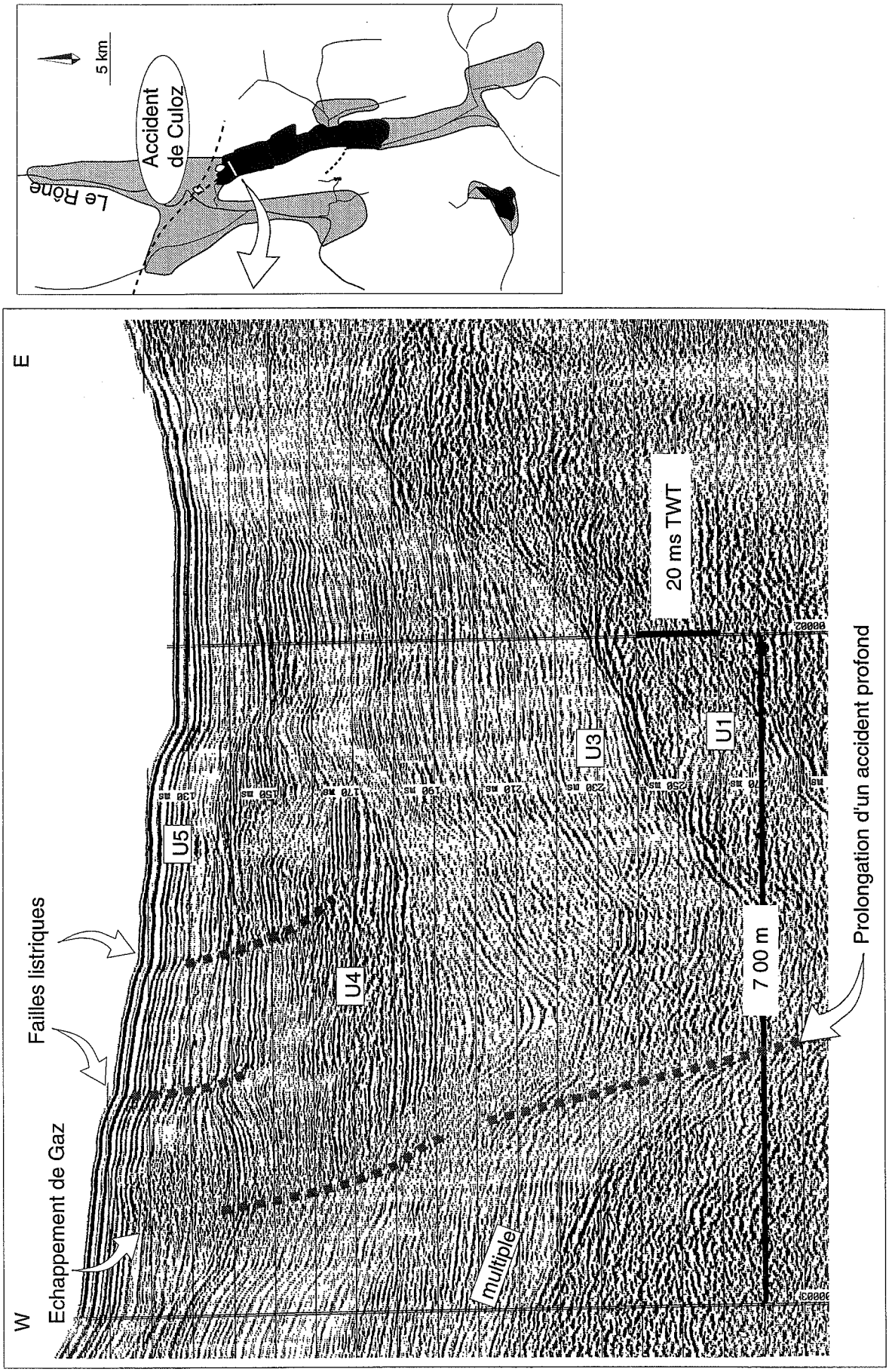


FIG. 148. — Perturbations associées à l'accident de Culoz.

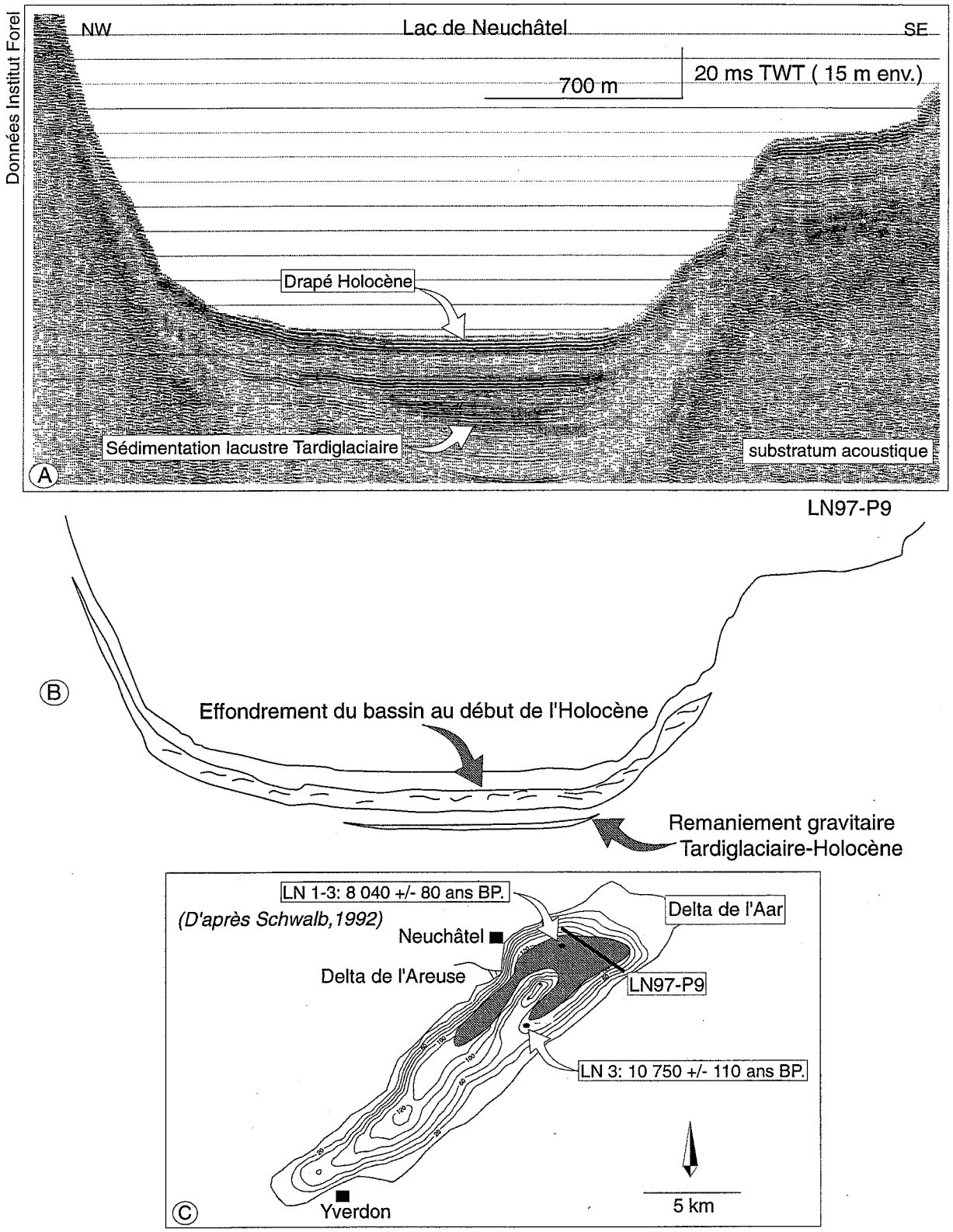


FIG. 149. — Remaniements tardiglaciaires-holocènes du bassin du lac de Neuchâtel. L'effondrement du bassin profond du lac visible en sismique (A et B), est daté par datation radiocarbone AMS de la fin du Boréal. On note également que la base du drapé Holocène est remaniée, et qu'un second événement gravitaire a été carotté à la transition Tardiglaciaire-Holocène. (C) localisation du profil sismique multitrace (Institut F.A. Forel), extension du remaniement gravitaire holocène (Pugin & Schwalb), localisation des carottages et carte bathymétrique.

4.2.2. Perturbations du remplissage

Les résultats préliminaires de la campagne réalisée par l'Insitut F.A. Forel ont permis de cartographier la prolongation d'une faille affectant l'ensemble du remplissage au SW du lac, ainsi que la propagation d'un front de chevauchement affectant le bassin molassique le long du flanc Est du lac [A. Pugin, non publié]. Pugin & Rossetti [1992] ont par ailleurs cartographié plusieurs failles inverses sous le principal affluent du lac (le delta de l'Areuse).

Le rejeu récent de ces accidents pourrait être à l'origine des anomalies des profils de rivières réconnues par Schaer *et al.* [1990] dans les environs du lac, et être associé à l'importante séismicité historique de la région d'Yverdon à l'Est du lac [Mantandon, 1942 et 1943, *in* Gache, 1994 ; Thouvenot *et al.*,1990 ; Baer *et al.*, 1997].

Le remplissage du lac présente également plusieurs remaniements gravitaire (fig. 149), dont les plus récents ont été datés de 8040 +/- 80 ans BP et 10750 +/- 110 ans BP par ^{14}C AMS [Schwalb, 1992]. Il est possible que ces glissements traduisent une instabilité sismo-tectonique, notamment le vaste remaniement gravitaire polyphasé qui a affecté le drapé holocène sur l'ensemble du bassin profond du lac (fig. 149).

4.3. Un contexte particulier dans le Léman

4.3.1. Les données de 1996

Au sein de la partie étudiée du Léman, la géométrie du remplissage post-würm apparaît dans son ensemble contrôlée par le verrou situé à l'Ouest d'Yvoire (cf. chapitres II et III). En effet, la contrepente (par rapport au flux glaciaire) du substratum à la transition Petit lac-Grand lac (*reverse gradient bedrock*) a induit une accumulation très importante de diamicte (unité 2) en aval du verrou d'Yvoire (cf. fig. 47 et 48), et le développement d'une stratigraphie de type « till-tongue » lors des stades de retrait A, B et C du glacier du Rhône. Le développement de cette géométrie a individualisé le bassin du Petit lac, dont le remplissage tardiglaciaire-holocène est très différent de celui du Grand lac. Lors des fluctuations du glacier du Rhône, l'importante remontée du substratum a également localement favorisé la compaction des diamictes à l'Est du verrou d'Yvoire (formation des réflecteurs G).

A partir des données sismiques disponibles, il n'est pas possible de bien visualiser la morphologie du substratum à la transition Grand lac-Petit lac, mais globalement, la molasse parait peu déformée en aval du verrou, et de plus en plus déformée vers l'Est, jusqu'au contact chevauchant de la molasse subalpine. Le verrou étant situé dans la prolongation directe de l'accident de Pontarlier, il est possible que cet accident jurassien délimite le bassin du Petit lac orienté NS, du bassin du Grand lac globalement orienté SW-NE, comme cela a déja été proposé par Serruya *et al.* [1964].

Au centre du Grand lac, la cartographie du substratum souligne un profond sillon central orienté E-W, délimitant la molasse subalpine au Sud et la molasse du plateau au Nord (cf. fig. 39). Le contact chevauchant de ces deux unités est visible au large de Lausanne (fig. 68), et selon la cartographie sismique de Vernet *et al.* [1974], celui-ci se prolonge vers le SW au front du delta de la Dranse. Selon Meybeck *et al.* [1969], le sillon central se prolongerait vers l'Est et se racorderait à un accident E-W au large d'Evian.

Le contexte proglaciaire du Grand lac (variations du niveau du lac, vidanges glaciaires) ayant pu favoriser d'importants remaniements gravitaires le long de la rive suisse durant le Tardiglaciaire (sous-unités 3c et 3d), il est délicat d'attribuer une origine séismique à ces glissements. Les remaniements apparaissent essentiellement liés au réflecteur G développé dans différentes parties du bassin, lors des fluctuations du glacier du Rhône : ces niveaux surcompactés produisent un fort réflecteur rectiligne légèrement incliné vers le centre du bassin, et représentent un plan de glissement pour les unités sus-jacentes (annexe 8, fig. 76).

L'observation la plus remarquable correspond à des développements très ponctuels de gaz au large de Versoix dans le Petit lac (fig. 47), et au front du delta de la Dranse dans le Grand lac (fig. 52). Les enrichissements en gaz semblent essentiellement affecter les unités tardiglaciaires et contribuer aux développements d'instabilités gravitaires tardiglaciaires-holocènes observées le long du delta de la Dranse. Il est également possible qu'un enrichissement en gaz au sein des unités sous-glaciaires (unités 1 et 2) favorise la signature acoustique du réflecteur G. En effet, des points brillants sont localement visibles dans l'unité 1, et il est probable que les niveaux de compaction glaciaire favorisent une accumulation de gaz au sein des diamictes.

4.3.2. Les résultats préliminaires de 1998

Ces particularités ont conduit JP Henriet (RCMG) à organiser une nouvelle campagne de sismique réflexion centrée sur le delta de la Dranse. Cette campagne réalisée début Octobre 1998, dans le cadre d'une collaboration entre le R.C.M.G., l'Institut F.A. Forel et le LGCA, a permis d'acquérir de nouvelles données sparker, ainsi que des données à très haute résolution (source Seistec). Les données sont actuellement en cours de traitement au R.C.M.G., mais les résultats préliminaires, confirment la superposition de deux réflecteurs G au SSW du Grand lac, et un très important dégazage au front du delta de la Dranse.

Lors de cette dernière campagne, nous avons également recoupé des chenaux associés au fan delta de la Dranse, et pu observer des phénomènes de fluages au

front du delta, principalement dans les zones enrichies en gaz. Une cartographie préliminaire des différents environnements est présentée dans la fig. 150. Les développements des réflecteurs G apparaissent associés aux stades de retrait glaciaire C et D. Ils ont favorisé de légers remaniements gravitaires affectant les sédiments sus-jacents, suivant la pente générale du bassin.

D'importantes remontées de gaz ont été observées de part et d'autre du profil LDG96-28, et leur cartographie semble confirmer un caractère ponctuel en diapir plus ou moins aligné suivant une direction SW-NE (fig. 150 et 151). On note que les remontées de gaz sont essentiellement accumulées au sein des dépôts tardiglaciaires (unités 3d et 4), et que cet enrichissement anormal au niveau de la plaine lacustre semble favoriser le développement d'un remaniement gravitaire régressif au sein des dépôts tardiglaciaires et holocènes du delta de la Dranse (fig. 151). De plus, une faille gravitaire active a été décrite dans cette zone, lors d'une plongée avec la submersible « F.A. Forel », ainsi que de nombreux petits pockmarks vers la plaine lacustre [Henriet, 1997].

Ces résultats préliminaires semblent souligner que les remaniements gravitaires tardiglaciaires-holocènes du Grand lac, sont essentiellement contrôlés par les stades de retrait du glacier du Rhône et une production anormalement forte de gaz. La géométrie en diapir des zones enrichies en gaz laisse supposer une origine profonde associée au front du chevauchement de la molasse subalpine (fig. 151) et peut-être à l'accident décrit par Meybeck *et al.* [1969] au large d'Evian. Compte tenu de l'environnement sédimentaire affecté, il semblerait que les structures observées traduisent le développement d'un important diapirisme argileux à la transition Tardiglaciaire-Holocène.

4.4. Discussion

Dans le lac du Bourget, l'influence du contexte sismo-tectonique peut être reconnu à partir de l'étude pluridisciplinaire du remplissage post-glaciaire et historique : il résulte de la prolongation des accidents de Culoz et du Col du Chat. Les différents types de perturbations associées à ces accidents semblent essentiellement liés aux différents modes de dépôts, à la proximité des accidents et à la génération de séismes.

Les exemples historiques confirment la grande sensibilité des milieux lacustres profonds aux perturbations d'orgines séismiques. Cette sensiblité semble essentiellement liée à de forts taux de sédimentation dominés par des processus de décantation, dans des milieux généralement très calmes. L'influence de la morphologie du bassin paraît déterminer la quantité et la texture du matériel remobilisable, mais également sa resédimentation.

Ainsi, en milieu profond relativement ouvert, un séisme pourra s'enregistrer sous la forme d'une turbidite sableuse au pied d'une forte pente lacustre, dont l'environnement littoral est relativement instable.

Par contre, en milieu plus fermé, la déstabilisation massive d'un environnement plus distal pourra s'enregistrer sous la forme d'un dépôt de seiche, si l'onde produite par le remaniement gravitaire est suffisante pour permettre l'entrée en résonance de l'ensemble de la tranche d'eau. Il semble également possible que l'entrée en résonance puisse être favorisée par la propagation « directe » des ondes séismiques. En revanche, si l'oscillation de la tranche d'eau reste négligeable, l'évolution du remaniement gravitaire sera essentiellement controlée par le mode de l'écoulement, et la morphologie de la plaine lacustre.

Ce travail montre que le développement de dépôts de seiche paraît être un bon marqueur de l'activité sismo-tectonique en environnement lacustre profond. Les exemples des lacs Lucerne et du Bourget permettent d'établir certains critères nécessaires à leur enregistrement, mais également de préciser certaines particularités sédimentologiques.

Le dépôt de seiche pourrait représenter un équivalent lacustre d'un dépôt marin d'*Homogenite* [Kastens & Cita, 1981], de turbidite réfléchie (*Contained Trubidite* ou *Reflected Turbidite,* [Pickering & Hiscott, 1985 ; Pickering *et al.,* 1992]), ou d'*Unifite* associée à une *sismo-turbidite* [Stanley & Maldonaldo, 1981 ; Bugge *et al.*, 1987; Rothwell *et al.*, 1998]. En effet, ces différents dépôts profonds sont essentiellement constitués de silt-argileux très homogènes, et comportent parfois à leur base de fines passées sableuses. Leur développement est principalement lié à la décantation massive de fines particules remises en suspension par le passage d'un tsunami [Kastens & Cita, 1981 ; Cita *et al.*, 1984 ; Heike, 1984 ; Cita *et al.*, 1996 ; Cita *et al.*, 1997] et/ou le développement ultime d'un important courant de turbidité. La réflexion (parfois répétée) d'une turbidite contre les flancs d'un étroit bassin, peut favoriser une sédimentation bimodale entre-croisée tant que l'énergie est suffisante, et aboutir à la décantation massive de la bouffée turbide [Pickering & Hiscott, 1985]. L'évolution ultime d'une sismo-turbidite contre un important relief sous-marin peut provoquer sa décantation en fond de bassin [Bugge *et al.*, 1987].

Les signatures acoustiques de tous ces dépôts sont très transparentes. Ils recouvrent parfois d'importants remaniements gravitaires et peuvent présenter une épaisseur maximale dans la partie la plus profonde du bassin. Il serait très intéressant de réaliser une étude microgranulométrique à haute résolution sur de tels dépôts, afin de comparer leur caractéristiques avec celles des dépôts de seiche.

Par ailleurs, l'étude d'exemples anciens pourrait permettre de confirmer une signature sédimentologique caractéristique. Par exemple, dans le remplissage glacio-

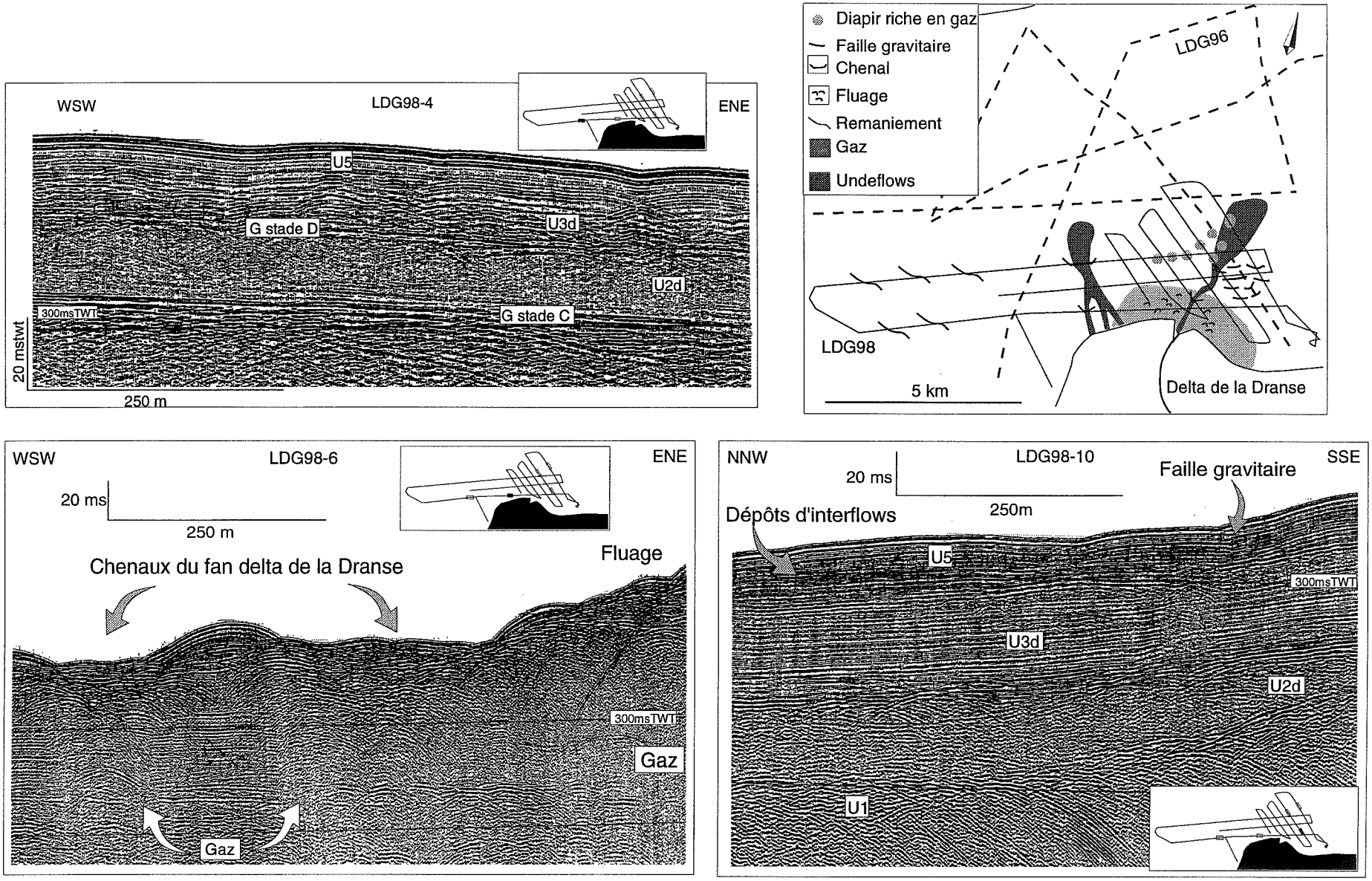
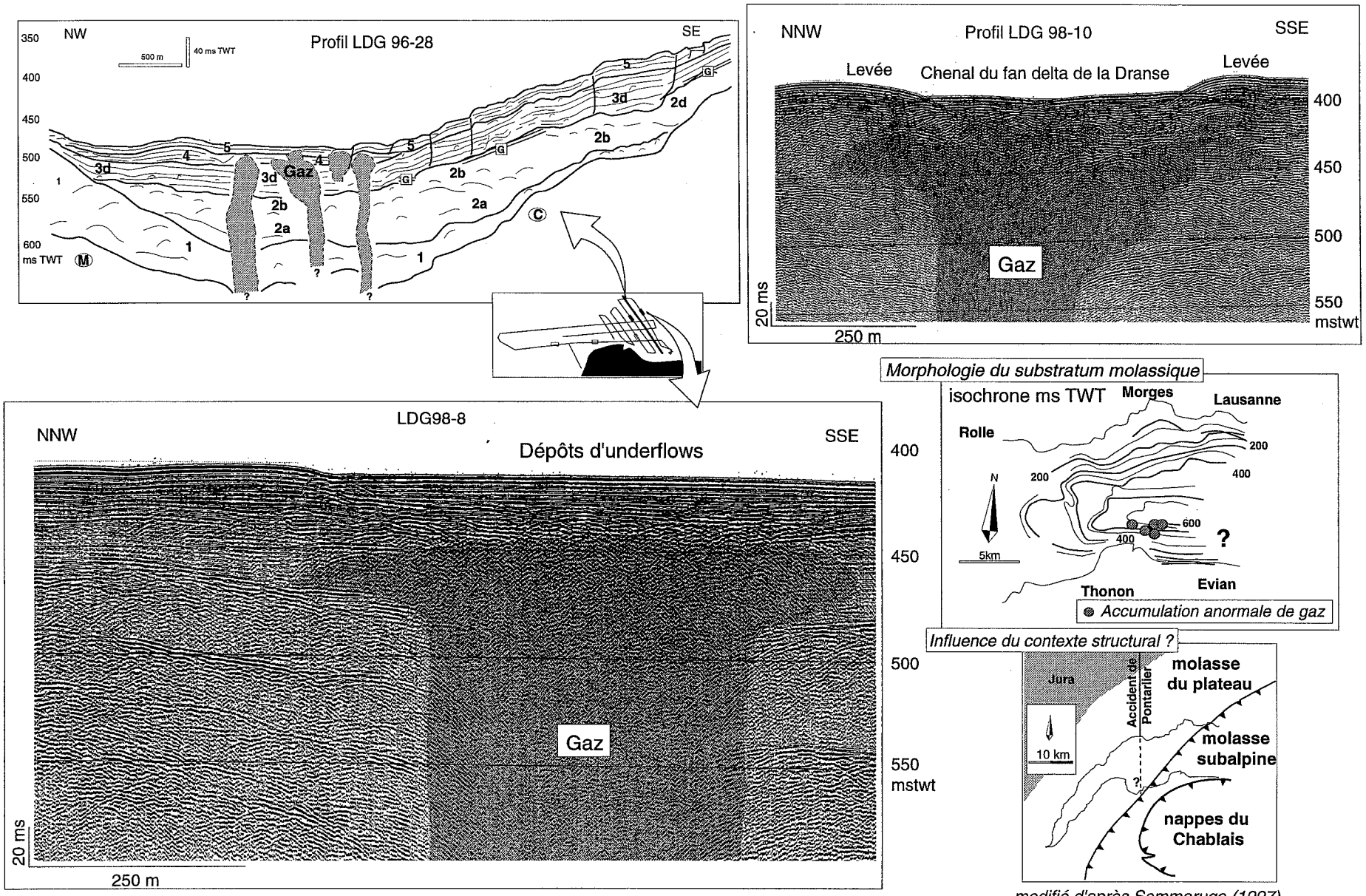


FIG. 150. — Résultats préliminaires de la campagne de 1998.



modifié d'après Sommaruga (1997) et Vernet et al. (1974)

FIG. 151. — Exemples de diapirs riches en gaz au front du delta de la Dranse.

lacustre quaternaire du graben de Kleszcow en Pologne, Van Loon *et al.* [1995] et Brodzikowski *et al.* [1997] ont décrit l'affleurement d'un vaste dépôt silto-argileux homogène atteignant 3 m d'épaisseur et s'affinant latéralement. Selon les auteurs, il résulterait de la décantation rapide en fond de bassin, de lamines parapélagiques distales remises en suspension par un déclenchement séismique.

Ce niveau correspond probablement à un dépôt de seiche, bien que l'influence de l'agitation des eaux du lac ne soit pas évoquée .

La reconnaissance de dépôts lacustres profonds anormalement homogènes dans diverses régions sismiquement actives, permettrait de confirmer l'importance de ce type de séismite. Des exemples récents ont été décrits dans certains lacs canadiens [Doig, 1991 ; Shilts & Clague, 1992]. Selon Sturm *et al.*, [1995], de tels dépôts homogènes associés à des glissements profonds correspondent à des dépôt d'homogenites. Sturm *et al.* [1998] ont reconnu différents niveaux d'homogenite dans la partie Nord du lac Baïkal, et les interpretent comme des marqueurs de la paléoséismicité.

CONCLUSION

Dans le lac du Bourget, la combinaison des données de sismique réflexion, de sonar à balayage latéral, de prélèvements de surface et de carottages courts, a permis d'établir la part respective des principaux mécanismes sédimentaires intervenant depuis la glaciation du Würm.

Dans le Léman, les données de sismique réflexion ont permis d'établir la stratigraphie sismique des remplissages du Petit lac et d'une partie du Grand lac, mais également de préciser les modalités et la chronologie du retrait du glacier du Rhône dans le bassin lémanique.

Une corrélation des remplissages sédimentaires post-Würm des lacs du Bourget, de Cerin, d'Annecy et du Léman est proposée à partir des faciès sismiques et des données chronologiques existantes dans le NW des Alpes.

Modalités de la déglaciation würmienne

Deux pulsations glaciaires würmiennes sont reconnues par sismique réflexion dans le remplissage du lac du Bourget. La première représente la base du remplissage et correspond à l'extension maximale des glaciers würmiens qui ont atteint les environs de Lyon (Complexe Morainique Externe) durant la fin du stade isotopique 3, il y a probablement environ 35000 ans BP. Durant le stade isotopique 2 (il y a 20000 ans BP environ), le dernier maximum glaciaire mondial (*the Last Glacial Maximum*), a été plus limité dans le NW des Alpes : le glacier de l'Isère a recouvert la moitié Sud du lac du Bourget (esker delta du stade de Brison St Innocent), et le glacier du Rhône n'a pas dépassé le bassin lémanique (Moraine supérieure du stade de Laconnex). Cette dernière pulsation glaciaire représente la base du remplissage du Léman, et a érodé une partie du remplissage du lac du Bourget. La dernière déglaciation würmienne s'est amorcée à la fin du Pléniglaciaire Supérieur (entre 18000 et 15000 ans BP). Elle semble avoir été rapide dans le lac du Bourget, mais plus tardive et polyphasée dans le bassin lémanique.

Evolution du lac du Bourget

La majorité du remplissage sédimentaire du lac du Bourget s'est formée durant le Tardiglaciaire (entre 15000 et 10000 ans BP) et résulte du retrait vers le Sud du glacier de l'Isère dans un lac pro-glaciaire de plus en plus vaste, puis de l'évolution vers un système péri-glaciaire dominé par des apports fluvio-glaciaires aux extrémités Nord, Sud et Est du bassin. A la fin du Dryas ancien (13000 ans BP environ) la partie Sud du bassin versant du lac du Bourget est libérée des glaces et le lac évolue vers un environnement post-glaciaire. Les apports fluviatiles de la Leysse et du Sierroz ont une charge de fond plus limitée et construisent des deltas bottomsets, alors que la charge de fond associée aux apports fluvio-glaciaires rhôdaniens favorise la construction d'un important fan delta au Nord du lac, jusqu'à la fin du Dryas récent (entre 11000 et 10000 ans BP).

Entre 10000 et 9000 ans BP, les apports rhôdaniens ont comblé l'extrémité Nord du lac du Bourget et le fleuve s'est détourné vers l'Ouest. Depuis l'Holocène, l'exutoire du lac s'écoule vers le Rhône, et seules les fortes crues rhôdaniennes se déversent dans le lac. Le développement de la végétation a stabilisé les sols et réduit les apports deltaïques, alors que le réchauffement progressif des eaux a favorisé une sédimentation interglaciaire dominée par les productions authigènes. Cinq phases de refroidissements majeurs ont cependant produit de fortes crues ayant affecté l'ensemble du lac il y a 8500, 6500, 4300, 2500 et 1500 ans BP environ.

Une estimation quantitative des taux d'accumulations à partir des données sismiques permet d'établir un flux

moyen de 0.34 g. cm^{-2}. an^{-1} durant la fin du Pléniglaciaire supérieur, de 0.9 g.cm^{-2}.an^{-1} durant le Tardiglaciaire et de 0.14 g. cm^{-2}. an^{-1} durant l'Holocène.

Evolution du Léman

L'essentiel du remplissage sédimentaire du Léman résulte du retrait du glacier du Rhône dans un lac proglaciaire de plus en plus vaste durant le Tardiglaciaire. L'oscillation de la ligne de broyage du glacier du Rhône a induit l'imbrication de diamictes aquatiques au sein des dépôts glacio-lacustres (géométrie en *till tongue*) dans la partie Nord du Petit lac durant le début du Dryas ancien (entre 15000 et 14000 ans BP environ), puis à la transition Petit lac-Grand lac et au large de Thonon dans le Grand lac, durant la fin du Dryas ancien (entre 14500 et 12700 ans BP environ).

Durant la transition Tardiglaciaire-Holocène, le Léman évolue vers un environnement péri-glaciaire, et le pic de détritisme du Dryas récent (entre 11000 et 9000 ans BP environ) favorise la progression du fan delta de la Dranse vers la plaine du Grand lac, alors que l'édification de deltas est soumise à l'influence de courants importants dans le Petit lac.

La stratification thermique des eaux du Léman durant l'Holocène a permis la mise en place d'une sédimentation dominée par les apports authigènes dans le Petit lac et le développement d'interflows au niveau des principaux deltas du Grand lac.

Comparaison des remplissages du lac du Bourget et du Léman

Les différences observées entre les remplissages du lac du Bourget et du Léman sont dues à la position plus proximale du Léman par rapport au flux glaciaire rhôdanien, et à la position périphérique du lac du Bourget par rapport au flux glaciaire isérois. La morphologie du substratum anté-Quaternaire du Léman, en contre pente par rapport au flux glaciaire, semble également avoir favorisé la formation de *till tongues* durant le retrait du glacier du Rhône, ainsi qu'un remplissage post-glaciaire différent entre le Grand lac et le Petit lac. Par ailleurs, la dimension du Léman et son orientation par rapport aux vents dominants favorisent l'influence de courants importants dans le Petit lac et a la transition Petit lac-Grand lac.

FONCTIONNEMENT ACTUEL DU LAC DU BOURGET ET ENREGISTREMENT À HAUTE RÉSOLUTION DU DERNIER MILLÉNAIRE

L'étalonnage des faciès sonar et l'analyse sédimentologique des dépôts de surface a permis de cartographier l'extension des environnements deltaïques actuels (apports par underflows et interflows de la Leysse et du Sierroz), de préciser le fonctionnement de l'exutoire (importance du débordement des crues rhôdaniennes), et de définir l'influence des remaniements gravitaires des pentes lacustres sur la sédimentation profonde de la plaine lacustre.

Une évolution de la sédimentation durant le dernier millénaire est proposée à partir de l'analyse sédimentologique à haute résolution de carottages courts (1 m en moyenne) réalisés sur l'ensemble du lac. La chronologie du remplissage établie à partir de l'extrapolation du taux de sédimentation défini sur le siècle par le ^{210}Pb et le ^{137}Cs au centre de la plaine lacustre (1.3 mm. an^{-1}), est validée par la reconnaissance d'événements historiques majeurs (crues, séismes, aménagements), et leur corrélation à l'échelle du lac.

Le plus faible taux de sédimentation de la baie de Grésine (1 mm. an^{-1}), permet de reconnaitre l'influence de l'Optimum Climatique de l'an 1000 et du Petit Age Glaciaire sur la sédimentation authigène, les fluctuations du niveau du lac et les assemblages d'Ostracodes. Des zones deltaïques aux plaines lacustres, les taux de sédimentation évoluant entre 5 et 1.3 mm. an^{-1}, l'étude du premier mètre de sédiment (soit environ 600 ans) a permis de préciser la signature du Petit Age Glaciaire. Celui-ci se traduit par une forte augmentation des régimes de crues entre le 17 ème et le 19 ème siècle, qui coïncide principalement avec le minimum d'activité solaire de Maunder (1650-1720 AD).

Contrôle climatique de la sédimentation lacustre à 45°N

Le calage chronologique a également autorisé une étude de l'évolution décennale et centenale de la sédimentation profonde (signal argileux, calcimétrie, lamination).

L'analyse spectrale de l'évolution du rapport smectite/illite, selon un échantillonnage centimétrique, souligne une très nette cyclicité de 45 ans durant le Petit Age Glaciaire (entre 1550 et 1850 AD). L'étude de la minéralogie des argiles du bassin versant et des sédiments lacustres actuels, permet de corréler cette évolution minéralogique à l'importance des apports terrigéniques locaux (bassins versants de la Leysse et du Sierroz) par rapport aux apports terrigéniques régionaux du Rhône. L'évolution du rapport smectite/illite de la plaine lacustre du lac du Bourget traduit donc une cyclicité des précipitations dans le NW des Alpes durant le Petit Age Glaciaire.

L'analyse spectrale de l'évolution des teneurs en carbonates, selon un échantillonnage centimétrique, révèle également une cyclicité de 45 ans sur l'ensemble de la période considérée (600 ans). Ces teneurs semblent traduire des variations de la production authigènique associées aux fluctuations de la température des eaux de surface et l'influence du lessivage du bassin versant

carbonaté lors de précipitations. Il n'est donc pas possible de corréler la cyclicité de la fraction carbonatée totale à un paramètre climatique particulier.

La partie Ouest de la plaine lacustre développe une fine lamination associée aux apports distaux de crues déviés par la force de Coriolis (interflows et underflows). La lamination semble donc essentiellement refléter des variations de précipitations. L'analyse spectrale des niveaux de gris associés à cette lamination selon un pas millimétrique, souligne une cyclicité de 45 ans sur l'ensemble de la période considérée, ainsi qu'une cyclicité de 4 à 5 ans très bien marquée durant le minimum d'activité solaire de Spörer (1450-1550 AD).

Le cycle de 45 ans de la sédimentation profonde du lac du Bourget pourrait correspondre au double cycle de Hale lié aux inversions du champ magnétique solaire, ou à la première harmonique du cycle de Gleissberg dont la période comprise entre 88 et 90 ans est associée aux variations de l'activité solaire.

Le cycle de 4 à 5 ans retrouvé durant le minimum de Spörer pourrait traduire l'influence à 45°N d'une perturbation cyclique des conditions atmosphériques, associée à des perturbations de type ENSO ou NAO. Des cyclicités similaires ont été reconnues durant la fin de notre siècle en Espagne à 40°N et durant l'Optimum Climatique de l'an 1000 en Afrique du Nord à 30°N.

L'enregistrement d'une cyclicité de 45 ans à partir de différents paramètres sédimentaires et en différentes parties de la plaine lacustre semble traduire l'influence d'un forçage solaire sur les précipitations régionales et la température des eaux du lac. Cependant, le bassin versant du lac du Bourget parait avoir une réponse non linéaire au forçage solaire, puisque toutes les fréquences pluridécennales de ce forçage n'ont pas été reconnues.

Enregistrement de l'instabilité sismo-tectonique

Dans le lac du Bourget, l'influence du contexte sismo-tectonique est particulièrement nette et résulte de la prolongation des accidents jurassiens NW-SE : la faille du Col du Chat et l'accident de Culoz. L'activité de ces accidents est à l'origine de différents types de perturbations du remplissage (déformation continue, remaniements gravitaires, phénomènes de liquéfactions) observés en sismique, au sonar latéral et par carottage. Une extension régionale des perturbations séismiques majeures ayant affecté le lac du Bourget est également proposée, à partir de la reconnaissance des effets des principaux séismes historiques dans les lacs voisins.

Déformation continue du remplissage du lac du Bourget

Ce type de perturbation affecte essentiellement les sédiments Tardiglaciaires. La prolongation de la faille du Col du Chat dans la partie Sud du lac est à l'origine d'une zone de déformation large de 500 m au sein des dépôts d'underflows distaux associés au retrait du glacier de l'Isère. Elle semble également avoir influencé le surcreusement glaciaire du substratum molassique en amont du verrou d'Aix-les-Bains, et affecté les dépôts sous-glaciaires. La prolongation au Nord du lac de l'accident de Culoz a contrôlé la migration des chenaux du fan delta du Rhône associés aux apports fluvio-glaciaires durant la fin du Tardiglaciaire. Cet accident a probablement favorisé le très important surcreusement glaciaire du substratum molassique au pied du verrou calcaire de Châtillon.

Remaniements catastrophiques du remplissage du lac du Bourget

Un séisme majeur est à l'origine d'un vaste remaniement polyphasé des sédiments tardiglaciaires reconnu en sismique entre 9000 et 10000 ans BP environ. Ce remaniement atteint 100 millions de m^3 et s'étend sur 24 km^2 environ. Il a principalement affecté les dépôts d'interflows et d'underflows du fan delta du Rhône, mais également les dépôts d'interflows du delta du Sierroz et les dépôts d'underflows du delta de la Leysse dans la prolongation de la faille du Col du Chat. Dans la prolongation de l'accident de Culoz, les dépôts du fan delta du Rhône ont généré un vaste glissement translationnel axial, ainsi qu'un large glissement rotationnel latéral ayant évolué en une coulée de débris au niveau de la plaine lacustre. Le remaniement et la liquéfaction *in situ* de la plaine lacustre ont généré une succession de fines coulées liquéfiées dans l'ensemble du bassin central. L'entrée en résonance de l'ensemble de la tranche d'eau (effet de seiche) qui a principalement été générée par la propagation des ondes séismiques et le large glissement latéral, a par la suite contrôlé la décantation de l'ensemble des fines particules remises en suspension, et développé un dépôt de seiche épais de 4 m dans la partie la plus profonde du bassin. Ce dépôt s'affine fortement latéralement dans toutes les directions et se caractérise par un faciès acoustique particulièrement transparent.

Le 18 Février 1822, le plus important séisme historique de la région (intensité MSK VII-VIII, magnitude estimée 5.5-6) localisé près de l'accident de Culoz au Nord du lac, a déclenché un effet de seiche qui a été amplifié par un glissement rotationnel latéral d'environ 840 000 m^3 cartographié en sismique et au sonar latéral au sein des dépôts d'interflows rhôdaniens. Ce séisme a également formé des cratères d'effondrements associés à des expulsions de fluides (eau et/ou gaz) à l'extrémité Nord du lac du Bourget, au niveau de failles listriques affectant le paléo-fan delta du Rhône. L'analyse détaillée des sédiments historiques atteste que l'oscillation de la tranche d'eau a provoqué une importante érosion littorale et contrôlé le transport de particules sablo-silteuses vers le centre de la plaine

lacustre principale. L'effet de seiche a également contrôlé l'oscillation du nuage de densité formé par environ 200 000 m^3 de fines particules remises en suspension lors du glissement latéral. Ces oscillations ont développé une succession de passées silteuses millimétriques aux extrémités Nord et Sud de la plaine lacustre. L'amortissement de l'effet de seiche a par la suite permis la décantation massive du nuage de densité dans la partie la plus profonde du bassin, et développé le faciès homogène silto-argileux d'un dépôt de seiche. Ce dépôt s'affine latéralement et présente une signature sédimentologique particulière.

La reconnaissance d'un dépôt de seiche semble donc être un bon marqueur de l'instabilité sismo-tectonique dans le lac du Bourget. Cependant, il est très probable qu'à la suite d'un grand glissement ayant «purgé» les pentes, une longue période sans possibilité d'enregistrements puisse s'écouler.

Extension régionale des perturbations séismiques

Les perturbations du séisme de 1822 semblent avoir affecté les remplissages lacustres dans un rayon de 30 km environ et développé des remaniements gravitaires dans les lacs de Chevelu (déstabilistation des roselières) et d'Aiguebelette (turbidite sableuse).

Dans le lac du Bourget, les déclenchements de deux fines turbidites, de liquéfaction de sables et de tassements différentiels reconnus en sismique, au sonar latéral, et/ou en carottes peuvent également être corrélés aux séismes historiques localisés à proximité du lac en 1841 (intensité MSK VI-VII), en 1958 (intensité VI-VII, magnitude 4.4) et en 1964 (intensité V-VI). Mais seules les perturbations du séisme de 1841 semblent avoir provoqué une turbidite sableuse dans le lac d'Aiguebelette.

Dans le lac d'Annecy, très peu d'études ont porté sur les sédiments historiques et aucune perturbation du remplissage n'a pu être corrélée au séisme de 1822. Cependant la cartographie sonar de l'ensemble du lac a révélé plusieurs anomalies morphologiques pouvant être associées à la faille du Vuache ou à la proximité du front subalpin. En revanche, de nombreux remaniements gravitaires ont été reconnus au sein du remplissage Tardiglaciaire-Holocène en sismique et/ou en forage, et une origine séismique est en partie attribuée au déclenchement répété de ces instabilités. Le développement d'une turbidite sableuse éloignée de toute zone d'apport il y a 9500 ans BP, pourrait ainsi traduire une extension régionale du séisme majeur ayant bouleversé le remplissage du lac du Bourget à la transition Tardiglaciaire-Holocène.

Un contexte particulier dans le Léman

L'instabilité du contexte pro-glaciaire du Grand lac ne permet pas d'attribuer une origine sismo-tectonique aux remaniements gravitaires cartographiés au sein des dépôts Tardiglaciaire. Cependant, l'enrichissement anormal en gaz des sédiments tardiglaciaires-holocènes accumulés au niveau du front de chevauchement de la molasse subalpine, pourrait être lié à une réactivation du contexte tectonique associée à la disparition soudaine de la surcharge glaciaire. Cette réactivation tardiglaciaire pourrait avoir eu une extension régionale et être à l'origine de la période d'instabilité gravitaire observée dans les lacs de Neuchâtel, de Lucerne, d'Annecy et du Bourget.

De plus, parmi les remaniements gravitaires historiques et préhistoriques reconnus dans le Léman, les plus vastes sont associés aux zones fortement enrichies en gaz, ou localisés dans la prolongation de l'accident de Pontarlier. Il est aujourd'hui bien établi que l'enrichissement en gaz des sédiments réduit fortement leur résitance au cisaillement, et favorise de vastes remaniements gravitaires lors de secousses séismiques [Haq, 1998 ; Cochonat, 1998 ; Mienert *et al.*, 1998.....], il n'est donc pas exclu qu'une partie de ces instabilités présente une origine séismique.

Perspectives

Ce travail montre qu'il est possible de réaliser des études paléoclimatiques à haute résolution dans les remplissages lacustres, à partir d'un composant terrigénique et que l'approche pluridisciplinaire et historique du remplissage facilite la reconnaissance des mécanismes de dépôts. Cela permet d'affiner l'analyse du signal climatique, mais également de préciser la fréquence des événements catastrophiques d'origine climatique ou sismo-tectonique. Il serait donc interessant de prospecter dans d'autres lacs présentant des caractéristiques similaires.

L'analyse du premier mètre de sédiment du lac du Bourget soulève de nombreuses questions et souligne l'intérêt que pourrait apporter des carottages plus longs.

La similitude des signatures acoustiques et sédimentologiques des dépôts de seiches et des « homogenites », ainsi que l'influence commune de l'oscillation de la tranche d'eau (effet de seiche / tsunami) est remarquable. Il serait donc pertinent de comparer leurs caractéristiques dans le détail.

Enfin, ce travail souligne une éventuelle correspondance entre les périodes de refroidissements reconnuent dans les glaces du Groënland, les événements de Heinrich reconnuent dans l'Atlantique Nord jusqu'à 55° N et les principales fluctuations glaciaires reconnuent dans le NW des Alpes à 45° N. La réalisation d'études similaires dans des fjords et différents lacs alpins pourrait permettre de préciser un éventuel couplage continent-océan.

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Hervé Chamley et Marc Tardy m'ont accueilli dans leurs laboratoires et m'ont permis de surveiller quotidiennement les humeurs du lac du Bourget, je leur en suis très reconnaissant.

Au cours de ce travail, j'ai été encadré par deux directeurs très attentifs. Leurs spécialisations se sont avérées complémentaires et m'ont permis de mener à terme une étude à la fois paléoclimatique et paléoséismique. Je leur en suis également très reconnaissant.

Jean-François Deconinck, m'a fait partager sa passion pour les argiles et ses remarques ont permis d'améliorer le manuscrit.

Grâce à Christian Beck j'ai pu découvrir l'environnement lacustre et l'importance des perturbations sédimentaires associées aux séismes, mais également pratiquer l'espagnol et travailler dans une ambiance chaleureuse.

Je tiens à remercier les membres du Jury pour l'intérêt qu'ils portent à mon travail :

Marc De Batist est à l'origine des campagnes de sismique réflexion réalisées sur nos lacs alpins. Son expérience, sa confiance et sa grande disponibilité m'ont été d'un grand réconfort. Je lui dois également d'avoir pu réaliser une partie de mes études dans différentes universités européennes grâce aux programmes Erasmus et Mercator. Cette expérience m'a ouvert de nouveaux horizons et a été très enrichissante. Je tiens aussi à le remercier d'avoir accepté d'être rapporteur sur mon travail de thèse.

Françoise Gasse a bien voulu accepter la charge de rapporter sur ce mémoire. J'en suis très flatté et je tiens vivement à la remercier.

Pierre Cochonat m'a fait l'honneur de juger ce travail, je lui en suis sincèrement reconnaissant. C'est grâce à lui que j'ai pu retourner dans les Alpes et appliquer mes connaissances en géologie marine à la limno-géologie.

Christian Ravenne, en participant à ce jury, témoigne de l'intérêt qu'il porte à mes thèmes de recherches et je tiens vivement à l'en remercier.

Jean-Paul Bravard a bien voulu participer à l'évaluation de mon travail et je lui en suis très reconnaissant.

Je tiens tout particulièrement à remercier Walter Wildi pour le support logistique qu'il nous a apporté lors de la campagne de carottage du lac du Bourget (le matériel de carottage de l'Insitut F.A. Forel, la technique de Blaise Villard, et le treuil de l'ETH Zürich).

Il m'est également agréable de remercier Walter Wildi et André Pugin pour leur accueil chaleureux à l'Institut F.A. Forel. Les discussions sur nos travaux de thèses respectifs avec Stéphanie Girardclos et Ira Baster ont par ailleurs été constructives.

Je tiens à remercier Jean-Pierre Henriet, de m'avoir permis de présenter quelques résultats préliminaires de la dernière campagne de sismique réalisée sur le delta de la Dranse.

Je suis très reconnaissant à Marc Desmet pour son aide lors de l'analyse spectrale du signal sédimentaire et sa bonne humeur.

Un grand merci également à Michel Pourchet pour son aide et sa passion des archives lacustres.

Pierre Marmonier, André Marguet et Jean Suspene, m'ont fait partager leurs connaissances archéologiques et environnementales, ainsi que leur enthousiasme. Je tiens sincèrement à les remercier.

Ce travail a été possible grâce au support logistique de l'équipe de la Capitainerie du Port d'Aix-les-Bains, du Syndicat Intercommunal du Lac du Bourget, de la Maison du Lac (Gérard Palolini), de l'Institut F.A. Forel (Blaise Villards) et de la CNR de Belley (Mr Julianni). Je leur en suis très reconnaissant.

Lors du traitement des données géophysiques j'ai eu la chance de bénéficier de l'expérience d'Eliane Le Drezen (Ifremer, Brest), de Jean-Michel Raillard (Genavir, Brest), de Christian Prud'homme (Genavir, Brest) et de Wim Versteeg (RCMG). Je tiens sincèrement à les remercier.

Enfin, je souhaite également remercier pour leur aide Sylvie Desmet, toute la famille Van Rensebergen, Gérard Nicoud, Philippe Recourt, André Paillet, Olivier Averbuch, Brigitte Van Vliet-Lanoé, Michel Magny, Hervé Richard, Gilles Bossuet, Marie Revel, Georges Thomas, Gilles Ménard, Raymond Castel, Andréa Moscariello, Christophe Béraldin, Sergio, Rico, Romuald Font, Isvan Almasi, Numa Bournay, Hendrayono, Katalin Tolnay, Sophie Moine, Herlinde Snauwaert, Maarten Vaneste, Bob, Pieterke, Ben De Mol, Xavier Gayte, Frédéric Manalt, Vincent Lignier, Mr et Mme L'Homme.

J'adresse un merci tout spécial à toute la famille Chapron pour son soutien a toute épreuve.

BIBLIOGRAPHIE

ABRI C., JOISTEN A., COARDELLE M., VERDEL E. (1996). - Les légendes du lac de Paladru parmi les récits de catastrophes du Dauphiné et de la Savoie. *Maison du Pays d'Art et d'Histoire des Trois Vals-lac de Paladru*. Charavines, p. 18-20.

ADAMS J. (1981).- Earthquake-damned lakes in New Zealand. *Geology*, **9**, p. 215-219.

ALEXANDRE P. (1991). - The seismic cataclysm of 29 March 1000 : genesis of a mistake. *Tectonophysics*, **193**, p. 45-52.

ALFARO P., MORETTI M., SORIA J. (1997). - Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.*, **90**, p. 531-540.

ALLEN P.A. & BASS J. (1993). - Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône-Alp Region, Eastern France : Implications for basin evolution. *Eclogae. geol. Helv.*, **86/1**, p. 121-172.

ANDRIEU V. HUBSCHMAN J., JALUT G., HERAIL G. (1988). - Chronologie de la déglaciation dans les Pyrénées françaises. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 55-67.

ANDREWS J.T. & TEDESCO K. (1992). - Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea : Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, **20**, p. 1087-1090.

APRAHAMIAN J., FOURNEAUX J.C., LACROIX B., USELLE J.P. (1970). - Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **271**, série D, p. 1071-1074.

ARN R. (1984). - Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. *Thèse de Doctorat*, Univ. de Lausanne, 307 p.

ATWATER B.F. & MOORE A.L. (1995). - A tsunami about 1000 yeears ago in Puget Sound, Washington. *Science*, **258**, p. 1614-1617.

AUDEMARD F. & DE SANTIS F. (1991). - Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.*, **44**, p. 5-16.

AVERBUCH O. (1993). - Caractérisation de la déformation dans les structures de chevauchement-plissement. Utilisation couplée du magnétisme des roches et de l'analyse structurale. *Thèse de Doctorat*, Université d'Orsay, 296 p.

BACONNAIS G., DOUDOUX B. & NICOUD G. (1981). - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de haute-Savoie. Conséquences hydrogéologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **292**, p. 1313-1918.

BAER M., DEICHMANN N., FÄH D., KRADOFLER U., MAYER-ROSA D., RÜTTENER E., SCHELER T., SELLAMI S., SMIT P. (1997). - Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1996. *Eclogae Geol. Helv.*, **90**, p. 557-567.

BALTZER A., HOLMES R., EVANS D..- Debris flows on the Sula Sgeir Fan, north-west of Scotland. *Geological Society of London*, sous presse.

BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G., ROUGERIE F. (1996). - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **382**, p. 241-244.

BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R.G., ZINDLER A. (1990). - Calibration of the C14 time scale over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, p. 405-410.

BARNERJEE I. & MCDONALD B.C. (1975).- Nature of esker sedimentation. In : A.V. JOPLIN & B.C. MCDONALD (Ed.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **23**, Tulsa, p. 456-458.

BATES R.L. & JACKSON J.A. (1987). - Glossary of geology. Third edition. *American Geological Institute*, Virginia, pp. 787.

BAUER-PLAINDOUX C., TESSIER D. & GHOREYCHI M. (1998). - Propriétés mécaniques des roches argileuses carbonatées : importance de la relation calcite-argile. *C.R.Acad. Sc. Paris*, **326**, p. 231-237.

BECK C., DEVILLE E., BLANC E., PHILLIPE Y., TARDY M. (1998). - Horizontal shortening control of Middle Miocene marine siliciclastic accumulation - Upper Marine Molasse - in the southern termination of the Savoy Molasse Basin (northwestern Alps/ southern Jura). *In* : Mascle A., Puigdefabregas C., Lutterbacher H.P. & Fernandez M. (Eds.). *Cenozoics Foreland Basins of Western Europe. Geological Society, Special Publications*, **134**, p. 263-278.

BECK C., ROCHETTE P., TARDY M.(1992). - Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux destructurés intercalés dans les rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, II, p. 1525-1532.

BECK C., MANALT F., CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M. (1996). - Enhanced seismicity in the early post-glacial period : evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, NW Alps. *J. Geodynamics*, **22**, p. 155-171.

BECK C., VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BERTHIER F., LALLIER S., MANALT F.. - The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (nothwestern Alps) : an overview from two seismic-reflection surveys. *Journal of Paleolimnology*, Special Issue CLIMASILAC Project, Lake Annecy, J.l. De Baulieu (Ed.). sous presse.

BEER J., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1991). - The time variations of the ^{10}Be and solar activity. *The Sun in Time*, C.P. Sonett, M. S. Guimpapa, M.S. Matthews, (Eds.), The University of Arizona Press, Tucson, p. 343-359.

BEN-MENAHEM A. (1976). - Dating of historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. *Nature*, **262**, p. 200-202.

BENEDETTI-CROUSET E. (1972). - Etude géodynamique du Lac d'Annecy et de son bassin versant. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris VI, 227 p.

BENTLEY C. (1996). - Water kept liquid by warmth from within. *Nature*, **381**, p. 645.

BERALDI R., MARGOTTINI C., MOLIN D., PARISI A. (1991). - Soil liquefaction : case histories in Italy. *Tectonophysics*, **193**, p. 141-164.

BERGER A. (1992). - Le climat de la terre. De Broeck University Ed., 479 p.

BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y., GODEFROY P., LAMBERT J. & LEVRET-ALBERT A. (1997). - *Les tremblements de terre en France, hier, aijourd'hui, demain...* Editions B.R.G.M., Orléans, 195 p.

BERNÉ S., AUGUSTIN J.M., BRAUD F., CHENE G., WALKER P. (1986). - Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales : améliorations de la technique d'observation par le sonar latéral. *Bull. Soc. géol. France*, **8/3**, II,p. 437-446.

BICHET V. (1997). - Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d'un bassin versant jurassien au cours du Postglaciaire. *Thèse de Doctorat*, Université de Dijon, 205 p.

BINI A., FELBER M., POMICINO N., ZUCCOLI L. (1996). - La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il lago di Como, il lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. *Geol. Insubr.*,**1/1**, p. 65-77.

BLANCHON P., SHAW J. (1995). - Reef drowing during the last deglaciation : Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, **23**, p. 4-8.

BLAVOUX B. (1988). - L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 69-79.

BLONDEL T., CHAROLLAIS J., SAMBETH U. & PAVANONI F. (1988). - La faille du Vuache (Jura méridional) : un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. Lausanne*. **79**, 2, p. 65-91.

BODIN J. & HOBLEA F. (1998). - Macrofracturation et directions des galeries spéléologiques : cas du Mont Granier (Chartreuse, france) traité par le logiciel LINEAM. *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 9-12.

BOND G., BROECKER W., JOHNSEN S., Mc MANUS J., LABEYRIE L., JOUZEL J., BONANI G. (1993). - Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, p. 143-147.

BOREL J.L., BROCHIER J.L., LUNDSTROM-BAUDAIS K. (1985). - Water level fluctuations of the lake of Paladru (Isère, France) in the X th and XI th centuries AD. *Ecologia Mediterranea*, XI, **1**, p. 179-183.

BOSWELL P.G.H. (1961). - *Muddy sediments*. Heffer, Cambridge, 200 p.

BOURNET P.E. (1996). - Contribution à l'étude hydrodynamique et thermique du lac du Bourget, courants de densité et ondes internes. *Thèse de Doctorat*. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 269 p.

BOVIN H., CORDONNIER M., DESTOMBES J.L., PERRETTE Y., J.J. DELANNOY, ZHILINSKAYA E. & ABOUKAIS A.. Comparative study of a stalagmite sample by stratigraphy laser induced fluorescence spectroscopy, EPR spectrometry & reflectance imaging. Sousmis à *Chemical Geology*.

BRAUER A. (1996). - Subsampling of Kullenberg cores, 20-24/05/1996, SILA Laboratory, Annecy. *Rapport préliminaire CLIMASILAC*, 10 p.

BRAVARD J.P. (1981). - La Chautagne, dynamique de l'environnement d'un pays savoyard. *Thèse de Doctorat*. Insitut des Etudes Rhôdaniennes des Universités de Lyon. Mem & Doc **18**, 182 p.

BRAVARD J.P. (1987). - Le Rhône du Léman à Lyon. Ed : l'Homme et la Nature, *la Manufacture*, 404 p.

BRAVARD J.P. (1989). - La métamorphose des rivières des alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'époque moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **25**, p. 145-157.

BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., ZIELINSKI T. (1997). - Development of a lake in a subsiding basin in front of a Saalian ice sheet (Kleszczow graben, central Poland). *Sedimentary Geology*, **113**, p. 55-80.

BROQUET P., GIDON M., MONJUVENT G. (1987). - Carte géologique 1/ 250 000, feuille de Thonon-Les-Bains. Editions B.R.G.M.

BUGGE T., BEFRING S., BELDERSON R.H., EIDVIN T., JANSEN E., KENYON N.H., HOLTEDAHL H., SEJRUP H.P. (1987). - A giant tree-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, **7**, p. 191-198.

BUILLIT N., LALLIER-VERGES E., DISNAR J.R., LOIZEAU J.L. (1997). - Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attesté par l'étude pétrolographique de la matière organique (Annecy, Le Petit Lac; France). *Bull. Soc. géol. France*, **168/5**, p. 573-583.

BUONCRISTIANI J.F. (1997). - Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantifications des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la Combe d'Ain (Jura, France). *Thèse de Doctorat*, Univ. de Bourgogne, 232 p.

C.I.P.E.L. (1995). - Commission internationale pour la protection des eaux du Léman contre la pollution, Campagne *1994. Rapp. Comm. int. prot. eaux Léman contre pollut*, p. 7-9.

CALVO J.P., RODRIGUEZ-PASCUA M., MARTIN-VELAZQUEZ S., JIMENEZ S., DE VICENTE G. (1998). - Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain : an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, **45**, p. 279-292.

CAMPY M. & MEYBECK M. (1995). - Les sédiments lacustres. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 185-219.

CAMPY M. (1982). - Le Quaternaire franc-comtois : Essai chronologique et paléoclimatique. *Thèse d'Etat*, Univ. de Franche-conté, 575 p.

CAMPY M., ARN R. (1991). The Jura glaciers : paleogeography in the Würmian circum-Alpine zone. *Boreas*, **20**, p. 17-27.

CAMPY M. (1992). - Paleogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Pal., Pal., Pal.*, **93**, p. 1-12.

CAMPY M., BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H., RICHARD J., OLIVE P. (1994). - Evolution des flux de matière depuis 12 000 ans dans la vallée du Doubs (france). *Bull. Soc. Géol. France*, **165**, p. 383-402.

CAMPY M., LAMY-AU-ROUSSEAU, NICOUD G. (1990). - Modalités de la déglaciation Würmienne dans le Nord-Ouest des Alpes (Nord Dauphiné, Savoie, Bassin lémanique). *Geodinamica Acta*, **4/4**, p. 211-225.

CAMPY, RICHARD H. (1988). - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 81-90.

CARBON D., CUSHING M., LEMEILLE F., GRELLET B., BITTERLI T., FLEHOC C. & INNOCENT C. (1998). - Ruptures et déformations cosismiques enregistrées par les spéléothèmes dans la zone épicentrale du séisme de Bâle. *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 32-34.

CHAMLEY H. (1989). - *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag Eds, 623 p.

CHAPRON E. (1993). - Deep sea sedimentation in the west Reykjanes basin (Irminger Basin, East Greenland) from reflection seismic data. *Mem. de DEA*, Université de Bretagne Occidentale, 83 p.

CHAPRON E., MANALT F., BECK C., VAN RENSBERGEN P., COCHONAT P., DE BATIST M., LE DREZEN E. (1995). - Instability events at different scales in two alpine lakes : Le Bourget and Annecy lakes. *First International Limno-geological Congress*, 21-25/08/95, Copenhagen, Denmark, Abstract p. 40.

CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., BECK C., DE BATIST M., PAILLET A. (1996). - Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire*, **7**, 2/3, p. 155-168.

CHAPRON E., BECK C., VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M. (1998 a). - Late glacial and Historical lacustrine « Homogenites » as seiche deposits (Lake Le Bourget) : seismites related to NW Alps tectonic activity?. *15 th International Sedimentological Congress*, 12-17/04/98, Alicante, Spain, Abstract p.251-252.

CHAPRON E., BECK C., POURCHET M., AVERBUCH O., DE BATIST M., DECONINCK J.F. (1998 b). - Acoustical and sedimentological signatures of seiches deposits in a deep alpine lake : a possible equivalente to tsunami deposit in deep basins? *International Tsunami Conference*, UNESCO/IOC, Paris, 26-28/05/98, Abstract. p. 29.

CHAPRON E., DECONINCK J.F., DESMET M., BECK C., POURCHET M., AVERBUCH O., PEYAUD J.B., RECOURT P. (1998 c). - Mise en evidence pour le dernier millénaire d'un signal paléoclimatique à haute résolution par l'utilisation des minéraux argileux : analyse d'une sédimentation lacustre profonde aux confins Alpes Occidentales/Jura. *Réunion Spécialisée de la S.G.F.* : « Argiles : Sédimentologie, diagénèse, environnement », 20-21/11/98, Lille, France, Abstract p. 25.

CHAPRON E., BECK C., POURCHET M., DECONINCK J.F.. - 1822 earthquake triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps).Accépté à *Terra Nova*, Juillet 1998.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., AMATO E., ESCHER A., BUSNARDO R., STEINHAUSSER N., MASCOTAY O. & DONZE P. (1983). - Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. Sc. Nat.* **76**, 3, p. 217-256.

CHATTERJEE M. (1994). - Le remplissage sédimentaire Tardiglaciaire-Holocène du lac du Bourget (partie Sud) : géométrie et génèse. Contribution à la mise en évidence de l'activité tectonique des confins Alpes Occidentales-Jura Méridional. *Mém. de DEA*, Université de Savoie, 45 p.

CHURCH M. & GILBERT R. (1975). - Proglacial fluvial and lacustrine environments. In : *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. A.V. Jopling & B.C. Mc Donald, (Eds.), The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **23**, Tulsa, p. 22-101.

CITA M.B., CAMERLENGHI A., KASTENS K.A., MC COY F.W. (1984). - News findings of Bronze age homogenites in the Ionina sea : geodynamic implications for the Mediterranean. *Marine Geology*, **55**, p. 47-62.

CITA M.B., CAMERLENGHI A., RIMOLDI B. (1996). - Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean : new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, **104**, p. 155-173.

CITA M.B., RIMOLDI B. (1997). - Geological and geophysical evidence for a Holocene Tsunami deposit in the Eastern Mediterranean deep-sea record. *J. Geodynamics*, **1/4**, p. 293-304.

CLAUSEN L. (1998). - Late Neogene and Quaternary sedimentation on the continental slope and upper rise offshore southeast Greenland : interplay of contour and turbidity processes. *In* : A.D. Saunders, H.C. Larsen & S.W. Wise (Eds.), *Proccedding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*,**152**, p. 3-18.

COCHONAT P. & PIPER D.J.W. (1994). - Source of sediments contribuing to the « Grand Banks » 1929 Turbidity current. *Atlas of Deep Water Environments : Architectural style in turbidite systems.* K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F.R. Lucchi & R.D.A. Smith (Eds.), Chapman &Hall, London.

COCHONAT P. (1996). - Processus gravitaires sous-marins d'origine sismique : déclenchement et évolution. *Séances spécialisée de le S.G.F « Paléoséismicité, sismites »*, Chambéry, 11 mai 1994, p. 8-9.

CONCHON O. (1992). - Que sont Günz et Mindel devenus? Approches récentes de la stratigraphie du Quaternaire. *Géochronique*, **44**, p. 16-18.

DAMONT P.E., & SONETT C.P. (1991). - Solar and terrestrial components of the atmospheric 14C variations spectrum. *The Sun in Time*, C.P. Sonett, M. S. Guimpapa, M.S. Matthews, (Eds.), The University of Arizona Press, Tucson, p. 360-388.

DAVENPORT C.A., LAP J.M.J., MAURENBRECHER P.M., PRICE D.G. (1994). - Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch : field investingations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. *Geologie en Minjnbouw*, **73**, p. 365-374.

DAWSON A.G., LONG D., SMITH D.E. (1988). - The Storrega Slide : evidence from Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, **82**, p. 271-276.

DE BATIST M., DE BRUYNE H., HENRIET J.P., MOSTAERT F. (1989). - Stratigraphic analysis of the Ypresian off the Belgian coast. *In* : The Quaternary and Tertiary Geology of the Southern Bight, North Sea. J.P. Henriet & G. De Moor (Eds.). *Ministry of Economic Affairs Belgian Geological Survey*, p. 76-88.

DEBELMAS J & KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, **56**, p. 21-58.

DE BEAULIEU J.L. & REILLE M. (1984). - Along Upper Pleistocene pollen record from Les Echets (France). *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **72**, p. 147-159.

DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P., RAOULT J.F. (1985). - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Revue de Géologie dynamique et de géographie physique*, **26/5**, p. 278-289.

DEGEER G. (1910). - A geochronology of the last 12 000 years. *11 th International Geological Congress*, Stockholm, p. 241-253.

DEICHMANN N. (1992). - Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.* **85**, 3, p. 701-705.

DELANNOY J.J. (1997). - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda : les apports morphologiques du karst. *Thèse d'Etat,* Univ. J. Fourrier, Grenoble, 678 p.

DELAUNAY A. & RAMPNOUX J.P. (1981). - Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges : analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* **23**, 7, p.203-212.

DELEBECQUE A. & GARCIN E. (1892). - Note sur les sondages du lac du Bourget et de quelques autres lacs des Alpes et du Jura français. *Extrait des Annales des Ponts et Chaussées, Décembre 1892*, 11p.

DELOGES J.R. & GILBERT R. (1995). - The sedimentary record of Moose Lake : implications for glacier activity in the Mount Robson area, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **32**, p. 65-78.

DE PUTTER T., LOUTRE M.F., WANSARD G. (1998). - Decadal periodicities of Nile River historical discharge (A.D. 622-1470) and climatic implications. *Geophysical Research Letters*, **25/16**, p. 3193-3196.

DESMET M. & LIGNIER V. (1998). - Mission CALAMAR 98, Carottage dans les lacs du Massif des Aiguilles Rouges. *Rapport de Mission*, Université de Savoie, 12 p.

DOIG R. (1986). - A method for determining the frequency of large-magnitude eartquakes using lake sediments. *Can. J. Earth. Sci.*, **23**, p. 930-937.

DOIG R. (1990). - 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Quebec. *Geology*, **18**, p. 820-823.

DOIG R. (1991). - Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. J. Earth. Sci.*, **28**, p. 1349-1352.

DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B., TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes Occidentales) : nappes de chariages oligocènes et déformations superposées. *C.R. Accad. Sci. Paris*, **295**, p. 63-68.

DORTHE-MONACHON C. (1988). - Les variations glaciaires dans la vallée de l'Arve (Haute-Savoie) après le dernier maximum würmien et jusqu'à l'Holocène. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 97-101.

DRAY M. (1993). - Les terrasses de Thonon : aspects géologiques de la déglaciation würmienne et interet hydrogéologique. *Quaternaire*, **4/2-3**, p. 77-82.

DRAY M. (1994). - Grands traits de la géologie du Bas-Chablais. Document du CRG de Thonon, Université de Paris 6, 30 p.

DROGUE C. (1998). - Les déformations discontinues ou cassantes des roches carbonatées dans les processus de la karstification. *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 57-58.

DUNNE L.A. & HEMPTON M.R. (1984). - Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey. *Sedimentology*, **31**, p. 401-412.

EBERLI G.P. (1984). - Water content and bulk density of Zübo sediments. *In* : Quaternary Geology of Lake Zürich : An interdisciplinary Investingation by Deep-Lake Drilling. K.J. HSÜ & K.R. KELTS (Eds.). *Contr. Sedimentology*, **13**, p. 115-124.

ENAY M., GIDON P., CAILLON M., DOUDOUX B. (1970). - Carte géologique au 1 : 50000 de la France. Feuille de Rumilly, B.R.G.M.

EINSELE G. (1991).- Submarine mass flow deposits and turbidites. In : *Cycles and Events in Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), Springer-Verlag, p. 313-339.

EL RUBINI M., GENNESSEAUX M., MAUFFRET A. (1985). - Consequences of El-Asnam Earthquakes : Turbidity Currents ans Slumps on the Algerian Margin (Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, **5**, p. 171-176.

ELLIOT M., LABEYRIE L., BOND G., CORTIJO E., TURON J.L., TISNERAT N., DUPLESSY J.C. (1998). - Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period : relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography,* **13**, p. 433-446.

ELLIS-EVANS J.C. & WYNN-WILLIAMS D. (1996). - A great lake under the ice, *Nature*, **381**, p. 644-646.

ENAY M., GIDON P., CAILLON P., DOUDOUX B. (1970). - Carte géologique de la France au 1/50 000 ième, Feuille de Rumilly, *Ed.* B.R.G.M.

ETLICHER B. & DE GOER DE HERVE A. (1988). - La déglaciation würmienne dans le Massif Central français : le point sur des travaux récents. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 103-110.

EYLES N. & MULLINS H.T. (1997). - Seismic-stratigraphy of Shuswap lake, British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology*, **109**, p. 283-303.

EYLES N. (1983). - *Glacial geology, an introduction for engeneers and earth scientists.* Edited by N. Eyles, Pergamon Press.

EYLES N.& EYLES CH. (1992). - Glacial depositional systems. *In « Facies models, response to sea level changes ».* Edited by R.G. Walter & N.P. James, Assoc. Geol. Canada.

FAIRBANKS R.G. (1989). - A 17 000 year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, p. 637-642.

FIELD M.E., GARDNER J.V., JENNINGS A.E., EDWARDS B.D. (1982). - Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, **10**, p. 542-546.

FINCKH P. (1981). - Heat flow measurments in 17 perialpine lakes. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **92**, II, p. 452-514.

FINCKH P.& KELTS K.. (1976). - Geophysical investigations into the nature of Pre-Holocene sediments of Lake Zurich. *Eclogae geol. Helv.*, **69/1**, p. 139-148.

FINCKH P., KELTS K., LAMBERT A. (1984). - Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **95**, p. 1118-1128.

FOREL A. F. (1892). - Le Léman, Monographie limnologique, **1**, F. Rouge (Ed), 543 p.

FOURNEAUX J.C. (1976). - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie Alpine*, **52**, p. 31-72.

FRECHET J., THOUVENOT F., JENATTON L., HOANG-TRONG P., FROGNEUX M. (1996). - Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **323**, p. 517-524.

GABUS J.H., LEMDAL G., WEIDMANN M. (1987). - Sur l'âge des terrasses lémaniques au SW de Lausanne. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **78/ 4**, p. 419-429.

GACHE S. (1994). - Les catastrophes naturelles en Savoie du Nord du milieu de 14 ème au 18 ème siècle. *Mém. de Maîtrise d'Histoire*, Université de Lyon II, 140 p.

GAILLARD J.F. (1995). - Limnologie chimique : principes et processus. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 115-184.

GAUTHIER S. (1998). - Analyse d'un signal sédimentaire à haute résolution dans un dépôt lacustre Tardiglaciaire, le lac de Cerin (Ain, france). *Mem. Maîtrise*, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 43 p.

GAYTE X. (1997). - Rôle de l'interface rivière-lac dans la modification des apports de nutriements à l'écosystème lacustre. *Thèse de Doctorat*, Université de Savoie, 159 p.

GAYTE X., CHAPRON E., GAERTNER J.C., SABATIER R., BECK C., FONTVIELLE D.. - Side scan sonar facies : usefulness in chemical and biological investingations of lake sediment. Sousmis à *Limnology and Oceanography*.

GLENN C.R. & KELTS K. (1991). - Sedimentary rythms in lake deposits. *In* : G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, p. 188-221.

GIDON P., PERRIER R., DOUDOUX B. (1969). - Carte géologique de la France, 1/50000, Feuille de Chambéry, Editions BRGM.

GIDON P. (1970). - Documents pour servir à l'histoire Quaternaire du lac du Bourget. *Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry*, Section sciences, **8**, p. 19-23.

GIOVANOLI F. (1988). - Records of riverborne turbidity currents and indications of slope failures in the Rhöne delta of Lake Geneva. *Limnol. Oceaon.*, **33/3**, p. 458-468.

GIOVANOLI F. (1984). -Operation, coring summary, and technical data. *In* « Quaternary geology of Lake Zürich : an interdisciplinary investingation by deep lake drilling », K.J. Hsü & K. R. Kelts (Eds.), Stuttgart. *Contr. Sedimentol.*, 13, p. 21-29.

GIOVANOLI F. (1990). - Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in lake Geneva. *In* : Large lakes : Ecological structure and function. M.M. TILZER & C. SERRUYA (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, p. 175-195.

GIOVANOLI F., KELTS K., FINCKH P., HSÜ K.J. (1984). - Geological framework, site survey and seismic stratigraphy. *In* « Quaternary geology of Lake Zürich : an interdisciplinary investingation by deep lake drilling », K.J. Hsü & K. R. Kelts (Eds.), Stuttgart. *Contr. Sedimentol.*, **13**, p. 21-29.

GIREL J. (1991). - Aménagements anciens et récents. Influences sur l'écologie d'un corridor fluvial : la leysse dans le bassin Chambérien. *Rev. Ecol.Alp. Grenoble*, **1**, p. 81-95.

GLANGEAUD L., LEENHARDT O., SERRUYA C. (1964). - Structures enregistrées par le « mud-penetrator » dans les sédiments quaternaires du Léman. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **258**, p. 4816-4818.

GROLEAU A. (1994). - Contribution à l'étude de l'influence des crues sur le cycle du phosphore dans le lac du Bourget.*Mém. de DEA*, Univ. paris XII, 57 p.

GROOTES P.M., STUIVER. M. WHITE, J.W.C. JOHNSEN S.L. & JOUZEL J. (1993). - Comparison of oxygene isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.

GROVE J. (1987). - *The Little Ice Age*. Methuen, London, 498 p.

GUELLEC S., LAJAT D., MASCLE A., ROURE F., TARDY M. (1990). - Deep seismic profiling and petroleum potential in the Western Alps : constraints with ECORS data, balanced cross sections and hydricarbon modelling. The potential of Deep Seismic Profilling for Hydrocarbon Exploration, Pinet B., Bois C. (Eds)., p. 425-437

GUIOT J., PONS A., DE BEAULIEU J.L., REILLE M. (1989). - A 140 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338**, p. 309-313.

GUTIERREZ-COUTINO R. (1975). - Contribution à l'étude géologique du Sud-Ouest du Massif des Bauges (Savoie). *Thèse 3 ieme cycle*, Travaux du département de Géologie structurale, Université de Paris VI, 150 p.

HAQ B.U. (1998). Natural gas hydrate : Searching for the long-term climatic and slope-stability records. In : J.P. Henriet & J. Mienert (Eds.). *Gas Hydrates : Relevance to World Margin Stability and Climat Change*. Geological Society, London, Special Publications, **137**, p. 303-318.

HARBITZ C.B. (1998). - Tsunami prediction, monitoring and warning in Norway. *International Conference on Tsunamis*, Paris, France, 26-28 Mai, 1998, p. 50.

HARBITZ C.B., PEDERSEN G., GJEVIK B. (1993). - Numarical simulations of large water waves due to landslides. *J. Hydraul. Eng.*, **19**, p. 25-31.

HAUSELMANN P., JEANNIN P.Y., BITTERLI T. (1998). - Relations entre karst et tectonique : l'exemple du Réseau des Sieben Hengste-Hohgant (Berne, Suisse). *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 103-104.

HEEZEN B.C. & EWING M. (1952). - Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.*, **250**, p. 849-873.

HEMPTON M.R. & DEWEY J.F. (1983). - Earthquake-induced deformational structures in yoiung lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, **98**, p. 7-14.

HENRIET J.P. (1997). - Rapport de plongées dans le Lac Léman, 15 et 16 septembre 1997. *Fond. pour l'étude et la protection de la mer et des lacs*, Cully, Suisse, 14 p.

HIEKE W. (1984). - A thick Holocene homogenite from the Ioninan abyssal plain (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, **55**, p. 63-78.

HOBLEA F. (1997). - Le gouffre Chavalley : Premières observations sur une cavité hydrothermale active découverte sur le chantier des nouveaux thermes à Aix-les-bains (Savoie, France). *Ét. Géogr. Phys.*, n° **XXVI**, p. 3-12.

HOMBREG C. (1997). - Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeurs. *Thèse de Doctorat*, Mém. Sc. Terre Univ.P. et M. Curie, n° 97-13.

HOUBLOT J. & JONKER J. (1968). - Recent sediments in the eastern part of lake of Geneva (Lac Léman). *Geologie en Mijnbuw*, **47/2**, p. 131-148.

HOVLAND M., JUDD A.G., KING L. (1986). - Charactéristic features of pockmarks on the North Sea floor and Scotian shelf. *Sedimentology*, **31**, p. 471-480.

HSÜ K.J. & KELTS K.R. (1984). - Quaternary geology of Lake Zürich : an interdisciplinary investingation by deep lake drilling », K.J. Hsü & K. R. Kelts (Eds.), Stuttgart. *Contr. Sedimentol.*, **13**, 210 p.

HUFF D. (1974). - Mineralogy and provenance of Pleistocene lake clay in an Alpine region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, p. 1455-1460.

HUTCHINSON I.& Mc MILLAN A.D. (1997). - Archeological evidence for village abandonment associated with Late Holocene earthquakes at the Northern Cascadia Subduction Zone. *Quat. Res.*, **48**, p. 79-87.

HUTCHINSON I., CLAGUE J.J., MATHEWES R.W. (1997). - Reconstructing the tsunami record on an emerging coast : a case study of Kanim Lake, Vancouver Island, British columbia, Canada. *Journal of Coastal Research*, **13/2**, p. 545-553.

HUTCHINSON G.E. (1957). - A treatise on Limnology. *Vol I : Geography, Physics and Chemistry*. Wiley., New York, 1015 p.

IMBERGER J. & PARKER G. (1985). - Mixed layer dynamics in a lake exposed to a spatialy variable wind field. *Limnol. Oceanogr.*, **30**, p. 473-488.

IMBERGER J. (1987). - Hydrodynamics of lakes. *Technical report*, Center for Water research, University of Western Australia, p. 401-423.

INOUCHI Y., KINUGASA Y., KUMON F., NAKANO S., YASUMATSU S., SHIKI T. (1996). - Turbidites as records of intense paleoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, **104**, p. 117-125.

JAILLET S. (1996). - Evolution de la morphogenèse dans le haut bassin versant de l'Arve depuis le Tardiglaciaire. *Mem. Maitrise de Géographie*, Université de savoie, 160 p.

JANSEN E., BEFRING S., BUGGE T., EIDVIN T., HOLTEDAHL H. & SEJRUP H.P. (1997). - Large submarine slides on the norwegian continental margin : sediments, transport and timing. *Marine Geology*, **78**, p. 77-107.

JEANNIN P.Y. (1991).- Mise en évidence d'importantes glaciations anciennes par l'étude des remplissages karstiques du Réseau des Sieben Hengste (Chaîne borbière helvétique). *Eclogae Geol. Helv.* **84/1**, p. 207-221.

JENNINGS A.E. & WEINER N.J. (1996). - Environmental change in eastern Greenland during the last 1300 years : evidence from foraminifera and lithofacies in Nansen Fjord, 68°N. *The Holocene*, **6/2**, p. 179-191.

JIANG L. & LEBLOND P.H. (1992). - The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates. *J.G.R.*, **97**, C 8, p. 12731-12744.

JONES P.D. (1990). - Le climat des mille dernières années, *La Recherche*, 21, **219**, p. 305-311.

JOUANNE F. (1994). - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. *Thèse de Doctorat.*. Mém. Sci. Terre, Univ. de Savoie, Chambéry, 254 p.

JOUANNE F., MENNARD G. & JAULT D. (1994). - Present-day vertical defromation of the French northwestern Alps/Southern Jura mountains : comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.* **119**, p. 151-165.

JOUANNE F., MENNARD G. & DARMENDRAIL X. (1995). - Present-day vertical displacement in the north-western Alps and southern Jura Mountains : data from leveling comparisons. *Tectonics*. **14/ 3**, p. 606-616.

KALUGIN I., BOBROV V. & VOROBYEVA S. (1998). - Lacustrine sedimentary records of climatic oscillations in the Teletskoye lake (Gorny Altaï, Siberia). *Active Tectonic Contiental Basins : Interaction between sedimentary and structural process*, Gent, Belgium, 30/04-2/05/1998, Abstract, p. 48.

KAPITSA A.P., RIDLEY J.K., de Q. ROBIN G., SIEGERT M.J., ZOTIKOV I.A. (1996). *Nature*, **381**, p. 684-686.

KARLIN R.E. & ABELLA S.E.B. (1992). - Paleoearthquakes in the Puget Sound region recorded in sediments form Lake Washington, U.S.A.. *Sciences*, **258**, p. 1617-1619.

KASTENS K.A. & CITA M.B. (1981). - Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **92**, p. 845-857.

KARABANOV E.B., WILLIAMS D.W., KUZMIN M.I., GVOZDKOV A., PROPENKO A., FRANCUS P., COLMAN S.M., NELSON C.H. (1998). - The climate related reversal changes of sedimentary environments of lake Baikal during Pleistocene. *Active Tectonic Continental Basins, Interaction between sedimentary and structural processes*, Gent, Belgium, 30/04-02/05/98, Abstract. p. 45.

KELTS K. & HSÜ K.J. (1978). - Freshwater carbonate sedimentation. In : *Lakes : Chemistry, Geology, Physics*. A. LERMAN (Ed.). Springer-Verlag, Berlin, p. 295-323.

KELTS K. & HSÜ K.J. (1980). - Resedimented facies of 1875 Horgen slumps on Lake Zürich and a process model of longitudinal transport of turbidity currents. *Eclogae geol. Helv.*, **73/1**, p. 271-281.

KERRIEN Y. & MONJUVENT G. (1990). - Notice explicative de la feuille de Belley au 1/50 000, *Ed.* B.R.G.M.

KING L.H., ROKOENGEN K., FADER G.B.J., TORGEIR G. (1991). - Till-tongue stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **130**, p. 637-659.

KIPFER R., PEETERS F. (1998). - Tectonic constraints on deep water renewal in lake Baïkal. *Active Tectonics Contiental Basins, interactions between structural and sedimentary processes*. April 30-May 2, 1998, Gent, Belgium, Abstract, p. 22.

KÜBLER B., JANTSCHIK R., HUON S. (1990). - Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes, dites « Sahariennes », du 24 Avril 1989 à Neuchâtel. Leur importance pour l'environnement, les soles et les sédiments. *Bull. de la Société neuchâteloise des Sciences Naturelles*, **113**, p. 75-98.

KUENEN P.H. (1958). - Experiments in geology. *Geol. Mag.*, **23**, p. 1-28.

KUKLA G., MC MANUS J.F., ROUSSEAU D.D. & CHUINE I. (1997). - How long and how stable was the last interglacial ? *Quat. Sc. Rev.*, **16**, p. 605-612.

KUROBAYASHI E. & TASTUOKA F. (1975). - Brief review of liquefaction during eartquakes in Japan. *Soils Found*, **15/4**, p. 81-92.

KVALE A. (1955). - Seismic seiches in Norway and England during the Assam earthquake of August 15, 1950. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **45**, p. 93-113.

LAMBERT A.M., KELTS K. J., MARSHALL N.F. (1976). - Measurements of density underflows from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, **23**, p. 87-105.

LAMY-AU-ROUSSEAU R. (1990). - Dynamique sédimentaire dans un lac proglaciaire. Deltas, Rythmites, Variations du niveau du l'eau, Changements climatiques. Exemple de la Combe d'Ain (Jura) au Pléniglaciaire würmien. *Thèse de Doctorat*, Mem. Geol. de l'Université de Dijon, **15**, 124 p.

LAUTRIDOU J.P. (1992). - Le Quaternaire en Bref. *Géochronique*, **44**, p. 15-16.

LEMBERT A.M. & HSÜ K.J. (1979). - Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, **26**, p. 453-461.

LEMMIN U. (1995). - Limnologie physique. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 60-106.

LEMMIN U., PERRINJAQUET C., GRAF W.H. (1987). - Etude de la variation saisonnière des phénomènes de mélange dans l'hypolomnion du Léman, campagne de 1987. *Rapport de la C.I.P.E.L. sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique*, p.86-91.

LEMMIN U., PERRINJAQUET C., GRAF W.H. (1988). - Etude de la variation saisonnière des phénomènes de mélange dans l'hypolomnion du Léman, campagne de 1988. *Rapport de la C.I.P.E.L. sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique*, p.89-105.

LEROY C. (1996). - Caractérisation et évolution dans le temps des particules dans le lac du Bourget. *Mém. DEA*, Université Paris XII, 90 p.

LEVRET A. (1991). - The effects of Novembre 1, 1755 « Lisbon » earthquake in Morocco. *Tectonophysics*, **193**, p. 83-94.

LEVRET A., CUSHING M., PEYRIDIEU G. (1996). - Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France, atlas de 140 cartes macrosismiques. *Document IPSN*, **1**, 399 p.

LEVY E.H., RUZMAIKINA A.A. & RUZMAIKINA T.V. (1991). - Magnetic history of the sun. . *The Sun in Time*, C.P. Sonett, M. S. Guimpapa, M.S. Matthews, (Eds.), The University of Arizona Press, Tucson, p. 589-632.

LIGNIER V. (1996). - Caractérisation des destructurations synsédimentaires d'origine sismique dans des sédiments lacustres quaternaires « les argiles du Trièves ». *Mem. D.E.A.*, Univ. Savoie, 39 p.

LIGNIER V., BECK C., CHAPRON E. (1998). - Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre (Argiles du Trièves, Alpes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **327**, p. 645-652.

LIGNIER V. CHAPRON E., BECK C., KALUGIN Y., KLERKX J., DE BATIST M. Neotectonic and paleoseismicity in active tectonic contiental basin : sedimentological contribution from Quaternary lacustrine sediments in NW Alps, Altaï and Tien-Shan. Accepté à *Geologische Rundschau.*

LOIZEAU J.L. (1991). - La sedimentation récente dans le delta du Rhône, Léman : processus et évolution. *Thèse de Doctorat*, Univ. Genève, N°2514, 209 p.

LORIUS C., JOUZEL J., RAYNAUD D., HANSEN J., LE TREUT H. (1990). - The ice-core record : climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, **347**. p. 139-145.

LOTTER A. & BOUCHERLE M. (1984). - Late glacial and post-glacial history of Amsoldingersee and vicinity, Switzerland. Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie, **46**, 2, p. 193-209.

LOTTER A.F., EICHER U., SIEGENTHALER U., BIRKS H.J.B. (1992). - Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, **7/ 3**, p. 187-204.

LUCKMAN B.H., BRIFFA K.R., JONES P.D. & SCHEIWEINGRUBER F.H. (1997). - Tree-ring based reconstruction of summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada AD 1703-1983. *The Holocene*, **7/4**, p. 375-389.

MAGNY M. (1993). - Holocene fluctuations of lake levles in the French Jura and sub-Alpine ranges, and their implications for past general circulation patterns. *The Holocene*, **3/4**, p. 306-313.

MAGNY M. (1995). - Une histoire du climat. Errance Ed., 176 p.

MANALT F. (1998). - Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales, le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie). *Thèse de Doctorat*, Université de Savoie, 227 p.

MANDIER P. (1988). - Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 123-128.

MANN M., RAYMOND S., BRADLEY S., HUGHES M.K. (1998). - Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. Nature, **392**, p. 779-787.

MANIA J., MUDRY J., BROQUET, CHAUVE P., WACOGNE R., DELHOMEL A. (1998). - Investigations et cartographie des aléas karstiques dans une zone tectonisée complexe du Jura Nord-Occidental (France). *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 111-113.

MANTANDON R. (1942). - Les séismes de forte intensité en Suisse. Revue pour l'étude des calamités, *Bulletin de l'Union Internationale de Secours*, extrait des fascicules 18-19.

MANTANDON R. (1943). - Les séismes de forte intensité en Suisse. Revue pour l'étude des calamités, *Bulletin de l'Union Internationale de Secours*, extrait des fascicules 20-21.

MARCO S. & AGNON A. (1995). - Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology*, **23/8**, p. 695-698.

MASLIN M.A., HAUG G.H., SARNTHEIN M., TIEDEMANN R., ERLENKEUSER H., STAX R. (1995). - Northwest Pacific site 882 : The intiation of Northern hemisphere glaciation. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **145**, p. 315-325.

MATTER A., DESSOLIN D., STURM M., SÜSSTRUNK A. (1976). - Reflexionsseismische Untersuchung des Brienzersees. *Eclogae. geol. Helv.* **66/1**, p. 71-82.

MATTER A., SÜSSTRUNK A., HINZ K., STURM M. (1971). - Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee. *Eclogae. geol. Helv.* **64/3**, p. 505-520.

MATTHEWS J.A., NESJE A. & DAHL S.O. (1996). - Reassessment of supposed early « Little Ice Age » and older Neoglacial moraines in the Sandane area of western Norway. *The Holocene*, **6/1**, p. 106-110.

MAURER H.R., BURHARD M., DEICHMANN N., GREEN A.G. (1997). - Active tectonism in the central Alps : contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9/2**, p. 91-94.

MAYSTRE D.H. & VERGAIN J. (1992). - Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois : genèse et chronologie. *Eclogae Geol. Helv.*, **85/1**, p. 169-194.

MELIERES M.A, POURCHET M., PINGLOT J.F. (1993). - Approche simplifiée du mixage dans les sédiments traité comme phénomène diffusif : Application aux sédiments lacustres. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **25**, p. 226-227.

MEYBECK M. (1995). - Les lacs et leur bassin. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 7-59.

MEYER R., LACASSIN R., BRULHET J. & MOUROUX B. (1994). - The Basel 1356 earthquake : which fault produced it ? *Terra Nova*. **6**, p. 54-63.

MIENERT. J., POSEWANG J., BAUMANN M. (1998). - Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin : possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. *In* : J.P. Henriet & J. Mienert (Eds.) « Gas Hydrates : Relevance to Word Margin Stability and Climate Change ». *Geological Society, London, Special Publication*, **137**, p. 275-291.

MILLER J.M.G. (1996). - Glacial sediments. In : *Sedimentary environments : Processes, Facies and Stratigraphy.* H.G. READING (Ed), 3ieme Edition, Oxford, p. 454-483.

MINOURA K. & NAKAYA S. (1991). - Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits : some examples form northeast Japan. *Journal of Geology*, **99**, p. 265-287.

MIRECKI J.E. (1996). - Recognition of the 1811-1812 New Madrid earthquakes in Reelfoot Lake, Tennessee sediments using pollen data. *Journal of Paleolimnology*, **15**, p. 183-191.

MITCHELL J.M. (1979). - Evidence of 22-year rythm of drought in the western United states related to the Hale solar cycle since the 17 th century. B.M. Mc Cormac & T.A. Seliga (Eds.) : *Solar-Terrestral Influences on Weather and Climate*, Dordrecht, p. 125-143.

MONISMITH S.G., IMBERGER J, MORISON M.L. (1990). - Convective motions in the sidearm of a small reservoir. *Limnol. Oceanogr.*, **35**, p. 1676-1702.

MONJUVENT G (1978). - Le Drac : morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin alpin. *Thèse d'Etat*, Université de Grenoble, 433 p.

MONJUVENT G. & NICOUD G. (1987). - Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. *Documents du C.E.R.L.A.T.*, **1**, p. 213-231.

MONJUVENT G. & NICOUD G. (1988). - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèses et réflexions. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 147-156.

MONJUVENT G. & USELLE J.P. (1973). - Interprétation des «argiles» d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A. 1969. *Bull. A.F.E.Q.*, **35**, p. 103-128.

MONJUVENT G. (1988). - La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géologie Alpine*, **64**, p. 61-104.

MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., BARRIER P., PATUREL D. (1993). - Les séismites : essai de typologie génétique. *Géochronique*, **46**, p. 15-17.

MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., PATUREL D. (1994). - Typologie génétique des sésimites d'après l'exemple des bassins Néogènes Bétiques (SE de l'Espagne). *Séances spécialisées de le S.G.F « Paléoséismicité, sismites »*., Chambéry, 11 mai 1994, p. 12-13.

MORNER N.A. (1996). - Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and Tsunamis. The automne 10.430 BP case in Sweden. *Quaternary Science Reviews*, **15**, p. 939-948.

MOSCARIELLO A. (1996). - Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland) : Sedimentary Record, Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle. *Thèse de Doctorat*, Université de Genève, Terre et Environnement, **4**, 230 p.

MOSCARIELLO A., PUGIN A., WILDI W., BECK C., CHAPRON E., DE BATIST M., GIRARDCLOS S., OCHS S.I., RACHOUD-SCHNEIDER A.M., SIGNER C. & VAN CLAUWENBERGHE T. (1998). - Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin molassique (Suisse occidentale et France). *Eclogae geol. Helv.*, **91**, p. 185-201.

MOUGIN P. (1931). - *La restauration des Alpes*. Edit. du Ministère de l'Agriculture (Direction Générale des Eaux et Fôrets - Eaux et génie rural). Imprimerie Nationale, Paris, 584 p.

MULDER T. & MORAN K. (1995). - Relationship among submarine instabilities, sea level variations, and the presence of an ice sheet on the continental shelf : An example from the Verill Canyon Area, Scotian Shelf. *Paleoceanography*, **10/1**, p. 137-154.

MULDER T. & COCHONAT P. (1996).- Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary Research*, **66/1**, p. 43-57.

MÜLLER G. & QUAKERNAAT J. (1969). - Diffractometric clay mineral analysis of recent sediments of lake Constance (Centrale Europe). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, p; 268-275.

NICOUD G. (1980a). - Sur l'origine des eaux thermo-minérales d'Aix-les-Bains (savoie). *C.R.Acad.Sc. Paris*, **292**, Série D 179, p. 432-435.

NICOUD G. (1980b). - Etude du Lac d'Aiguebelette. *Rapport Université de Savoie*, Chambéry, p. 27-35.

NICOUD G. (1985). - Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p.151-157.

NICOUD G., MONJUVENT G., MAILLET-GUY G. (1987). - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. h. s., **113**, p. 457-468.

NICOUD G. (1988). - Les formations quaternaires des banquettes de la vallée du Bourget. *Livret-Guide de l'A.F.E.Q.* « Quaternaire et préhistoire de l'avant-pays alpin du Nord. Plateau Savoyard, Grésivaudan, Vercors, Bauges », Chambéry, 12-15 /05/1988, 20 p.

NICOUD G., CODDET E., BLAVOUX B., DRAY M. (1993). - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas-Chablais (Bassin Lémanique, France). Implications hydrogéologiques. *Quaternaire*, **4**, p. 69-76.

NIEME T.N. & BEN-AVRAHAM Z. (1994). - Evidence for Jericho earthquakes from slumped sediments of the Jordan river delta in the Dead Sea. *Geology*, **2**, p. 395-398.

NIESSEN F., LISTER G., GIOVANOLI F. (1992). - Dust transport and paleoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe - implications from varves (Lake Constance). *Climate dynamics*, **8**, p. 71-81.

NORMAK W.R., , HESS G.R., STOW D.A.V. & BOWEN A.L. (1980). - Sediment waves on the Monterey fan levee : a preliminary physical interpretation. *Mar. Geol.*, **37**, p. 1-18.

NORMARK W. R. & DICKSON F. H. (1976). - Man-made turdidity currents in Lake Superior. *Sedimentology*, **23**, p. 815-831.

O'SULLIVAN P.E. (1983). - Annually-laminated lake sediments and the study of quaternary environnmental changes -a review. *Quaternary Science Reviews*, **1**, p. 245-313.

OBERMEIER S.F. (1996). - Using liquefaction-Induced features for paleoseismic analysis. In : *Paleoseismology*. J.P. Mc Calpin, Academic Press, New York, p. 331-396.

OLIVE P. (1972). - La région du Lac Léman depuis 15 000 ans : données paléoclimatiques et préhistoriques. *Rev. Géogr. Phys. Geol. dynam.*, XIV, **3**, p. 253-264.

OUILLET M. (1997). - Lake sediments and Holocene seismic hazard assesment within the St Laurence Valley, Quebec. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, p. 631-642.

OWEN H.G. (1987). - Deformation process in unconsolidated sands. In *: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. E.W Jones & M.F. Preston (Ed.). Geol. Soc. by Blackwell Scientific Publications, **29**, p. 11-24.

PARRIAUX A. & NICOUD G. (1993). - Les formations glaciaires et l'eau souterraine, exemple du contexte nord alpin occidental. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p.61-67.

PEDERSEN G & LANGTANGEN H.P. (1998). - Effects of dispersion on generation and propagation of Tsunamis. *International Conference on Tsunamis*, Paris, 26-28/05/1998 ; Abstract., p. 80.

PEDERSEN G. (1998). - An analytic approach to tsunami modeling. *International Conference on Tsunamis*, Paris, 26-28/05/1998; Abstract., p. 79.

PEIRY J.L. (1990). - Paléodynamique fluviale et chronologie de l'incision holocène de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Revue Géographique de l'Est*, **1**, p. 77-92.

PELINOVSKY E. (1998). - Tsunami wave generation by submarine landslides. *International Conference on Tsunamis*, Paris, 26-28/05/1998; Abstract., p. 85.

PENK A., BRUCKNER E. (1904). - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.

PERISSORATIS C., MITROPOULOS D., ANGELOPOUDOS I. (1984). - The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthinos gulf. An example from the February 24- March 4, 1981 activity. *Marine Geology*, **55**, 35-45.

PERRIN J.F. (1991). - Inventaire piscicole des lacs rhônalpins (campagnes 1989-1990). *Rap. ADAPRA*, p. 1-7.

PEYAUD J.B. (1998). - La sédimentation historique du lac du Bourget : contrôle climatique, sismique et anthropique. *Mém. de DEA*, Université de Lille 1, 52 p.

PHILIPPE Y. (1994). - Transfer zone in the Southern Jura Thrust Belt (Eastern France) : Geometry, Development, and comparison with analogue Modeling experiments. *In* : Mascle A. (Ed.) *Hydrocarbon and Petroleum geology of France*. European Assoc. of Petroleum Geologists, Special publications, 4, p. 327-346.

PICKERING K.T. & HISCOTT R.N. (1985). - Contained (reflected) turbidity currents in the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Qubec, Canada : an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, **32**, p. 373-394.

PICKERING K.T., UNDERWOOD M.B., TAIRA A. (1992). - Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough : flow collapse and reflection. *Geology*, **20**, p. 1099-1102.

PICKRILL R.A. & IRWIN J. (1983). - Sedimentation in a deep glacier-fed lake - Lake Tekapo, New Zealand. *Sedimentology*, **30**, p. 63-75.

PIPER D.J.W., COCHONAT P., OLLIER G., LE DREZEN E., MORRISON M., BALTZER A. (1992). - Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité : cas du séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre Neuve). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **314**, p. 1057-1064.

PLAZIAT J.C., PURSER B., PHILOBOS E. (1990). - Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. géol. France*, **VI/ 3**, p. 419-434.

PONEL P. (1994). - Les fluctuations climatiques au Pléniglaciaire würmien déduites des assemblages d'Arthropodes fossiles à La Grande Pile (Haute-Saône, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, p. 845-852.

POSTMA G. (1990). - An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova*, **2**, p. 124-130.

POURCHET M., MOURGUIART P., PINGLOT J.F, PREISS N., ARGOLLO J., WIRRMANN D. (1994). - Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**, p. 535-541.

POURCHET M., PINGLOT J.F. (1989). - Cesium 137 and Lead 210 in alpine lake sediments : measurments and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research*, **94**, c 9, p. 12761-12770.

PRIOR D.B. & COLEMAN J.M. (1979). - Submarine landslides, geometry and nomenclature. *Z. Geomorphology N. F.*, **23**, 4, p. 415-426.

PUGIN A. & ROSSETTI S. (1992). - Acquisition of land based high resolution seismic profiles in glacial basins, two case studies in the Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae. geol. Helv.* **85/2**, p. 491-502.

PUGIN A. & WILDI W. (1995). - Geological and geophysical exploration of alpine and peri-alpine glacial valleys. *Eclogae geol. Helv.*, **88/1**, p. 183-197.

PUGIN A. (1988). - Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.*, **3**, 20 p.

PUGIN A. (1989). - Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère : une analyse sédimentologique. *Eclogae. geol. Helv.* **82/1**, p. 285-324.

PUGIN A. (1991). - Séquences sédimentologiques glaciaires dans le Seeland et le Mitteland bernois et soleurois. *Eclogae. geol. Helv.* **84/1**, p. 177-205.

PUGIN A., WILDI W., PULLAN S.E., SHARPE D.R. (1997). - Seismo-facies charactéristics of sediments in glacial basins. *18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology*, Heidelberg, September 2-4, 1997, p. 285.

REILLY W. & GUBLER E. (1990). - Crustal strain in Switzerland 1878-1970. *Geophys. J. Int.* **103**, p. 251-256.

RENAULT-MISKOVSKY J. (1992). - La palynologie du Quaternaire européen : chronostratigraphie-paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *Géochronique*, **44**, p. 21- 24.

REVEL M., SINKO J.A., GROUSSET F.E., BISCAYE P.E. (1996). - Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles : Paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, **11**, p. 95-113.

RÉVIL J. (1893). - Les lacs de la Savoie, d'après des travaux récents. Extrait du *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Savoie*, p. 13-15.

REYNAUD C. (1981). - Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur du Sud du bassin genevois. *Thèse de Doctorat*, Université de Genève.

RINGROSE P.S. (1989). - Paleoseismic (?) liquefaction event in late quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, **1**, p. 57-62.

ROBERT C, GAUTHIER A., CHAMLEY H. (1984). - Origine autochtone et allochtone des argiles de haute altitude en Corse. *Géologie Méditerranéenne*, **XI/3**, p. 243-253.

ROCHETTE P., MONTJUVENT G., BECK C. (1991). - Semiperiodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Gresivaudan, SE France : inferences on today's seismic hazard. *Terra Nova, EUG VI abstracts*, **3**, p. 178.

RODO X., BAERT E., COMIN F.A. (1997). - Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century : relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Nino-Southern Oscillation. *Climate dynamics*, **13**, p. 275-284.

RODRIGEZ-PASCUA M.A. (1997). - Paleosismicitad en emplazamientos nucleares. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 286 p.

ROTHÉ E. (1941). - Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg VIII.

ROTHÉ E. (1941). - Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg III.

ROTHÉ E. (1952). - Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg IX.

ROTHÉ E. (1967). - Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg VIII.

ROTHÉ E. (1972). - Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg IX.

ROTHWELL R.G., THOMSON J., KAHLER G., (1998). - Low sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene « megaturbidite » in the western Mediterranean Sea. *Nature*, **392**, p. 377-380.

ROY. SOC. LONDON (1756). - Letters to Phil. Trans. Roy. Soc. London, Vol. **XLIX**, part I for the year 1755, p. 351-686.

SAUVAGE J. (1967). - Etude palynologique des sédiments du lac Léman (« Oldest Dryas » à Actuel). *C.R.Acad. Sc. Paris*, **264**, p. 250-252.

SCHAER J.P. & JEANRICHARD F. (1974). - Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes Suisses. *Eclogae geol. Helv.*, **67/1**, p. 101-119.

SCHAER J.P., BURKHARD M., TSCHANZ X., GUBLER E., MATHIER J.F. (1990). - Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences naturelles*, **113**, p. 21-35.

SCHOENEICH P. (1998). - Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine anvec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, **3/3**, p. 203-215.

SCHLUCHTER C. (1988). - The deglaciation of the Swiss-Alps : a paleoclimatic event with chronological problems. *Bull. A.F.E.Q.*, **2/3**, p. 141-145.

SCHWALB A. (1992). - Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz) :Rekonstruktion spät-und postglazialer klima- und Umweltveränderungen. *Thèse de Doctorat.* Travaux de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, **268**, 137 p.

SEIDENKRANTZ M.S., BORNMALM L., JOHNSEN S., KNUDSEN K.L., KUIJPERS A., LAURITZEN S.E., LEROY S. MERGEAI I., SCHWEGER C. & VAN VLIET-LANOE B. (1996). - Two-step deglaciation at the oxygen isotope stage 6/5e transition : the Zeifen-Kattegat climate oscillation. *Quat. Sc. Rev.*, **15**, p. 63-75.

SEILACHER A. (1969). - Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**, p. 155-159.

SEILACHER A. (1991). - Events and their signatures- an overview. In : *Cycles and Events in Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), Springer-Verlag, p. 221-226.

SERET G., DRICOT E. & WANSARD G. (1990). - Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, **346**, p. 453-456.

SERRUYA C. & SAUVAGE J. (1966). - Stratigraphie tardi- et post-glaciaire des sédiments du lac Léman. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **262**, p. 2397-2400.

SERRUYA C. (1969). - Les dépôts du lac Léman en relation avec l'évolution du bassin sédimentaire et les caractères du milieu lacustre. *Thèse de Géologie*, Université de Genève, n° 1439.

SERRUYA C., LEENHARDT O., GLANGEAUD L. (1964). - Strucutre et évolution post-oligocène de la région du lac Léman (France et Suisse). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **259**, p. 1752-1755.

SERVA L. (1994). - Ground effects in intensity scales. *Terra Nova*, **6**, p. 414-416.

SHACKLETON N.J. (1969). -The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society London*, **174**, p. 135-154.

SHAW J. (1985). - Subglacial and ice marginal environnements. In : G.M. ASHLEY, J. SHAW & N.D. SMITH (Ed.), *Glacial sedimentary environnements*. The Society of Paleontologists and Mineralogists, **16**, Tulsa, pp.

SHILTS W.W. & CLAGUE J.J. (1992). - Documentation of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling. *Can. J. Earth. Sci.*, **29**, p. 1018-1042.

SIEGENTHALER C., FINGER W., KELTS K., WANG S. (1987). - Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, **80/1**, p. 241-260.

SIGNER C. (1996). - Géométrie sédimentaire des bassins glaciaires péri-alpins (Quaternaire, Suisse). Etude par sismique réflexion haute résolution.*Thèse de Doctorat*..Publ. Dép. géol. paléontol. Univ. Genève, **21**, 236 p.

SIMS J.D. & GARVIN C.D. (1995). - Recurrent Liquefaction Induced by the 1989 Loma Prieta Earthquake and 1990 and 1991 Aftershocks : implications for paleoseismicity Studies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85/1**, p. 51-65.

SIMS J.D. (1973). - Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, **182**, p. 161-163.

SIMS J.D. (1975). - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**, p. 141-152.

SLY P.G. (1994). - Sedimentary processes in lakes. In : *Sediment transport and depositional processes*, K. Pue (Ed.), Blackwell scientific Publications, Oxford, p. 157-193.

SMALLEY I.J. (1971). - Nature of Quickclays. *Nature*, **231**, p. 310-311.

SMITH N.D. & ASHLEY G. (1985). - Proglacial lacustrine environment. In : *Glacial sedimentary environments*, Ashley G.M., Shaw J. & Smith N.D. (Ed). Society of Paleontologists and Mineralogists, **16**, Tulsa, 215 p.

SOMMARUGA A. (1997). - Geology of the central Jura and the molasse basin : news insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Thèse de Doctorat.* Mémoire de la Societé Neuchâteloise des Sciences Naturelles, **XII**, 220 p.

STANLEY D.J. & MALDONALDO A. (1981). - Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Sedimentology*, **28**, p. 273-290.

STUIVER M. & BRAZIUNAS T.F. (1993). - Sun, ocean, climate and atmpsheric $^{14}CO_2$: an evaluation of cuasal and spectral relationships. *The Holocene*; **3/4**, p. 289-305.

STUIVER M. (1993). - High-precision bidecedal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. *Radiocarbon*, **35**, p. 1-23.

STURM M. & MATTER A. (1972). -Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersees. *Eclogae geol. Helv.*, **65/3**, p. 563-590.

STURM M. & MATTER A. (1978). - Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastic detritus by density currents. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **2**, p. 147-168.

STURM M. (1979). - Origin and composition of clastic varves. In : *Moraines and varves*. C. SCHLÜCHTER (Ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, p. 281-285.

STURM M., VOLOGINA E.G., LEVINA O.V., RYVES D., LEES J.A. (1998). - Hemipelagic sedimentation and turbidites in the active tectonic basin of lake Baikal. *Active Tectonic Continental Basins, interaction between sedimentary and structural processes*. Gent, 30/04/98-2/05/98, Begium, Abstract. p. 23-24.

SYVITSKI J.P.M. (1987). - *Fjords : processes and products*. Springer-Verlag, New-York, 366 p.

TAIRA A. (1989). - Magnetic fabrics and depositional processes. In : *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, A. Taira & F. Masuda (Ed.), Tokyo, p. 43-77.

SYVITSKI J.P.M. & SCHAFER C.T. (1996). - Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, **104**, p. 127-153.

TAKASHIMIZU Y., SAKAI T. & MASUDA F. (1996). - Depositional facies and sequence of the Upper Pleistocene in Makinohara upland, Shizuoka, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102/10**, p. 879-893.

TAKASHIMIZU Y., & MASUDA F. (1998).- Sedimentary structures of earthquake-induced tsunami layers in the Uppet Pleistocene incised valley system, Shizuoka, Japan. *15th International Sedimentological Congress*, 12-17/04/98 Alicante, Spain, Abstract p. 753-754.

THORNDYCRAFT V., HU Y., OLDFIELD F., CROOKS P.R.J., APPLEBY P.G. (1998). - Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene*, **8/6**, p. 741-746.

THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R., JENATTON L. (1990). - SISMALP : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **1**, p. 1-10.

THOUVENOT F., FRECHET J., JENATTON L., THOMAS J.C. & PAUL A. (1997). - The 15-July 1996 Annecy earthquake, France : a detailed seismic mapping of the Vuache fault rupture zone. *Abstract Suplement N° 1 Terra Nova*, **9**. European Union of geosciences, strasbourg, France.

TINTI S., BAPTISTA M.A., HARBITZ C.B., MARAMAI A. (1998). - The unified European catalogue of Tsunamis : a GITEC experience. *International Conference on Tsunamis*, Paris, France, 26-28 Mai, 1998, p. 39.

TOLNAY K. (1998). - Caractérisation géométrique des glissements sédimentaires dans le remplissage Holocène du Lac d'Annecy. Implications pour l'origine des instabilités récentes. *Mém. DEA* « Dynamique de la Lithosphère », Université de Savoie, 45 p.

TORRANCE J.K. (1983). - Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology*, **30**, p. 547-555.

TROFTEN P.E. & MORNER N.A. (1993). - Paleoseismic records from southern Sweden : sedimentological criteria. *Terra Nova Abstract*. Second Nordic Symposium, Tanumstrand, Sweden, p. 12-13.

TROFTEN P.E. & MORNER N.A. (1993). - Paleoseismic records from southern Sweden : sedimentological criteria. *Terra Nova Abstract*. Second Nordic Symposium, Tanumstrand, Sweden, p. 12-13.

VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., ZIELINSKI T. (1995). - Shock-induced resuspension deposits from a pleistocene proglacial lake (Kleszczow graben, central Poland). *Journal of Sedimentary Research*, **65/2**, p. 417-422.

VAN RENSBERGEN P. (1996). - Seismic stratigraphic study of the glacial and lacustrine infill of lakes Annecy and Le Bourget. Thèse de Doctorat, Université de Gent, Texte book : 210 p, Seismic book : 160 p.

VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C., MANALT F. (1998). - High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps) : evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, **117**, p. 71-96.

VERNET J.P., HORN R., BADOUX H., SCOLARI G. (1974). - Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. *Eclogae geol. Helv.*, **67/3**, p. 515-529.

VERNET J.P., MEYBECK M., PACHOUD A., SCOLARI G. (1971). - Le Léman : une synthèse bibliographique (Géologie, structure, sédimentation et hydrologie). *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série), IV, n° **2**, p. 47-84.

VERNET J.P., MEYBECK M., PACHOUD A., SCOLARI G. (1971). - Le Léman : une synthèse bibliographique (Geologie, structure, sédimentation et hydrologie). *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série), **IV, 2**, p. 47-84.

VINCON-LEITE B. (1991). - Contribution de la modelisation mathématique à l'étude de la qualité des lacs sub-alpins : Le lac du Bourget (Savoie). *Thèse de Doctorat.* Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 247 p.

VINCON-LEITE B., BOURNET P.E., GAYTE X, FONTVIELLE D. & TASSIN B.. - Impact of a flood event on the biogeochemical behaviour of a mesotrophic alpine lake : Lake Bourget (Savoy). *Hydrobiologia*, sous presse.

VITTORI E., LABINI S., SERVA L. (1991). - Paleoseismology : review of the state of the art. *Tectonophysics*, **193**, p. 9-32.

VIVIAN R. (1975). - *Les glaciers des Alpes Occidentales, étude géographique.*, Imprimerie Allier, Grenoble, 520 p.

WEIRICH F. (1986). - The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology*, **33**, p. 261-277.

WESSELS M. (1998). - Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **140**, p. 421-432.

WIEGEL R.L. (1964). - *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall, M. R. Englowood & N.J. Cliffs (Ed.).

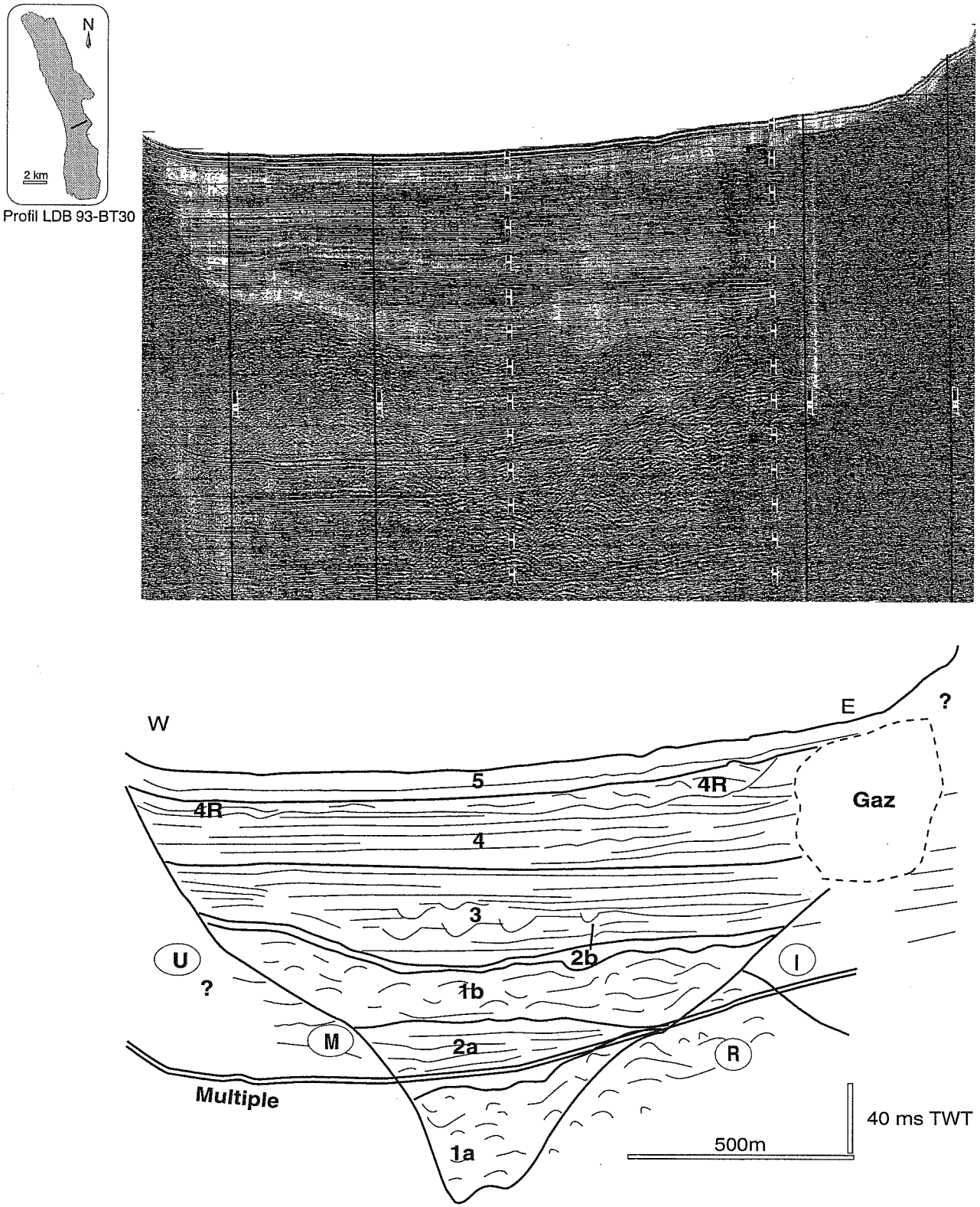
WILDI W., BLONDEL T., CHAROLLAIS J., JAQUET J.M. & WERNLI R. (1991). - Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaîne du Jura. *Eclogae geol. Helv.* **84/ 1**, p. 265-277.

WILLIAMS D.W. (1998). - Historic scientific accomplishments of the Baikal Drilling Project. *Active Tectonic Continental Basins, Interaction between sedimentary and structural processes*, Gent, Belgium, 30/04-02/05/98, Abstract. p. 43.

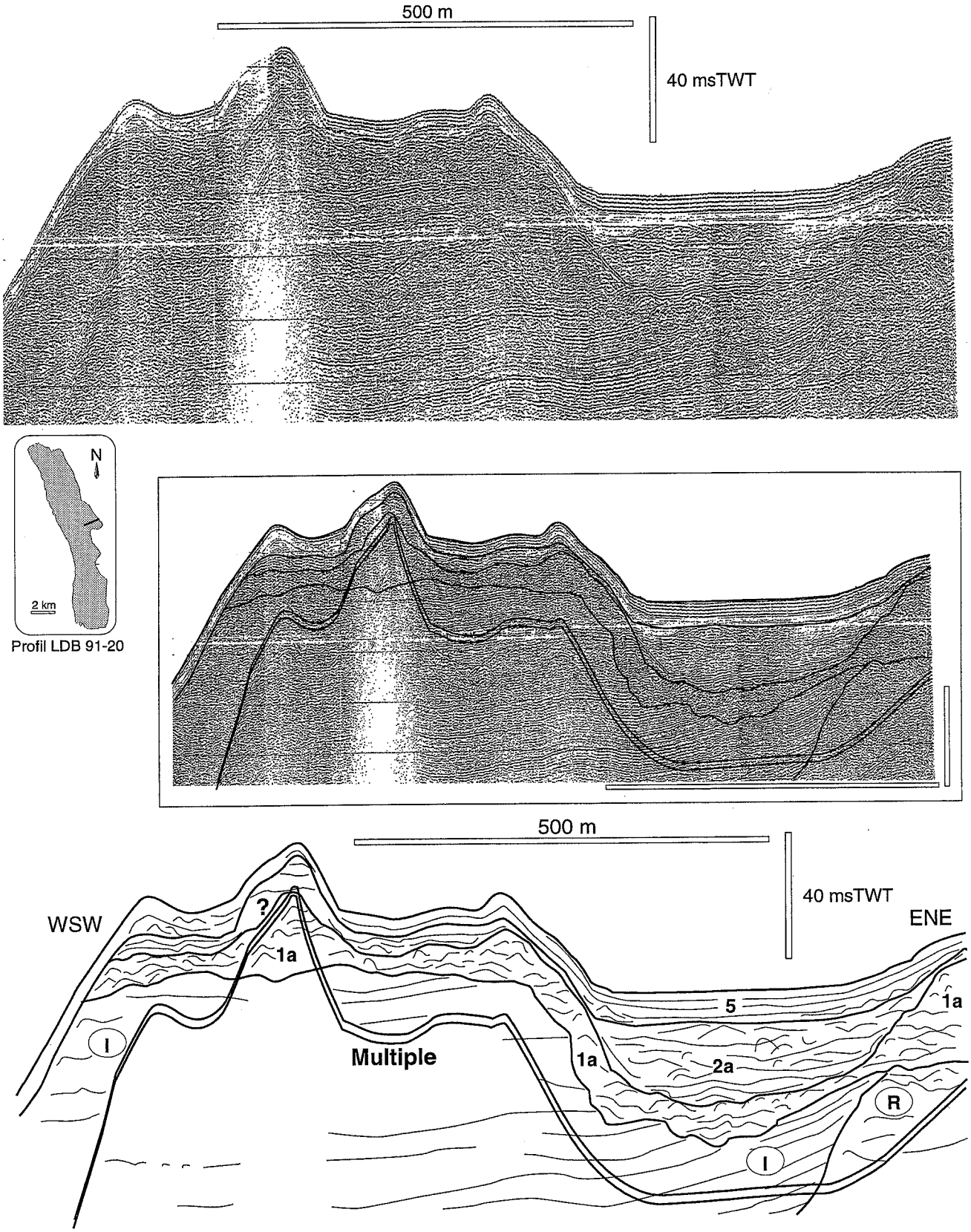
WINOGRAD I.J., LANDWEHR J.M., LUDWIG K.R., COPLEN T.B. & ROGGS A. (1997). - Duration and structure of the past four interglaciations. *Quat. Res.*, **48**, p. 141-154.

WOILLARD G. & MOOK W. (1982). - Carbon dates at Grande Pile : correlation of land and sea chronologies. *Science*, **215**, p. 159-161.

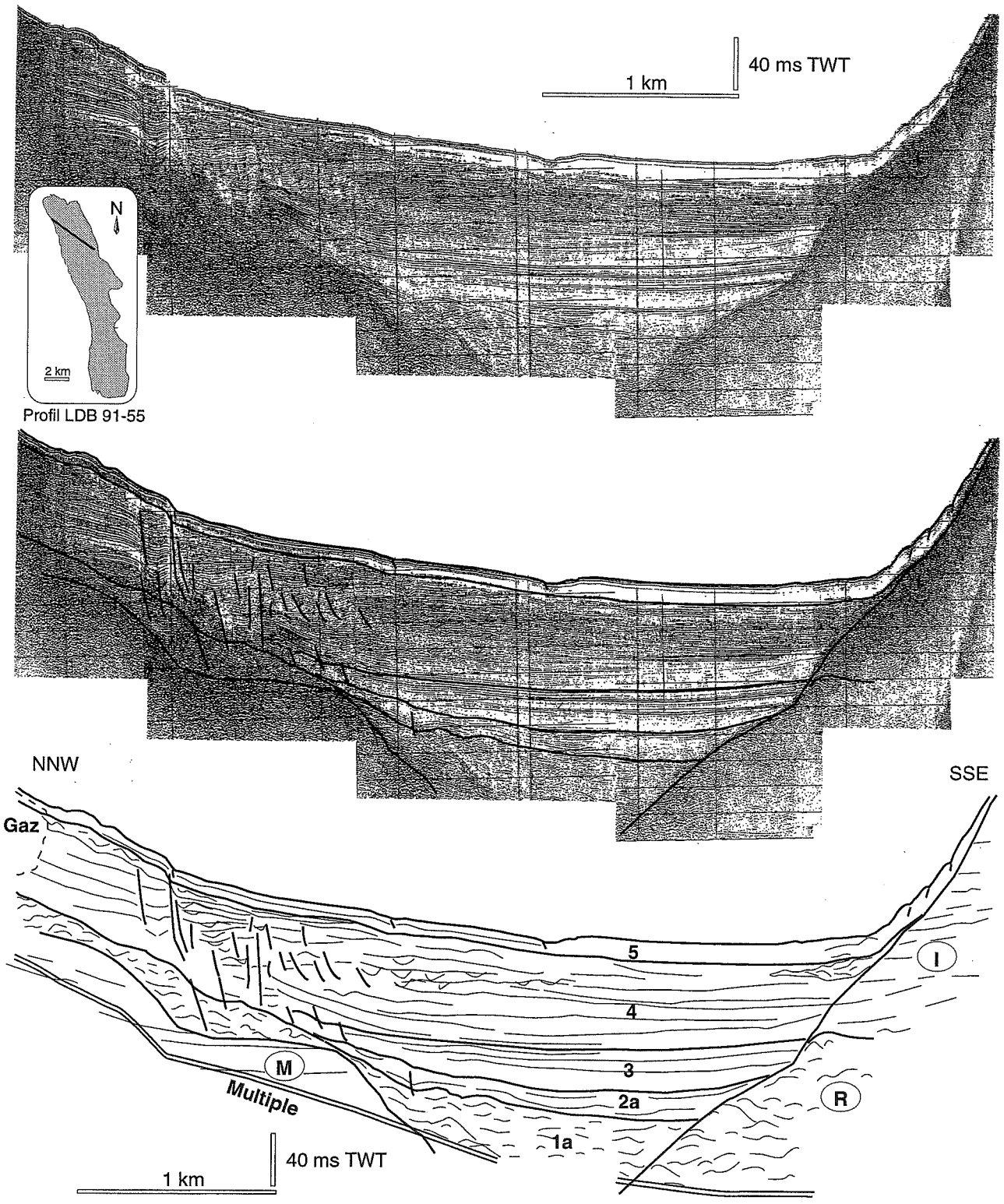
YOUNG R.W. & BRYANT E.A. (1992). - Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia : impact of the Lanai tsunami 105 ka ?. *Geology*, **20**, p. 199-202.



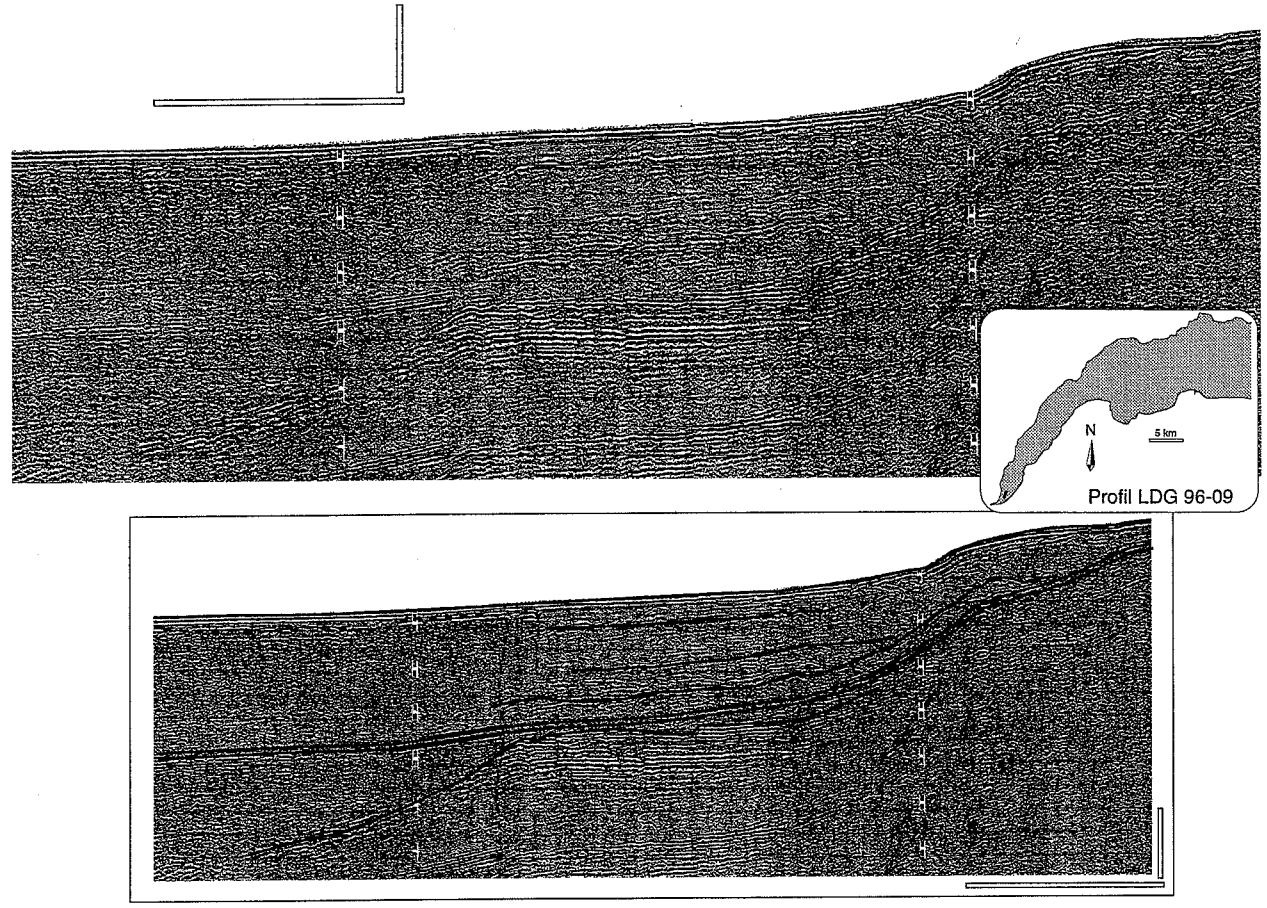
ANNEXE 1.— Coupe sismique au front du delta du Sierroz du lac du Bourget. Le contact entre les faciès M et C n'est pas visible sur le flanc Ouest. La morphologie de la surface d'érosion de la base du remplissage est maximale dans l'axe du bassin. Le sommet de l'unité 4 est remanié sur l'ensemble du bassin par des lentilles comportant des réflecteurs légèrement contournés (Unité 4R).

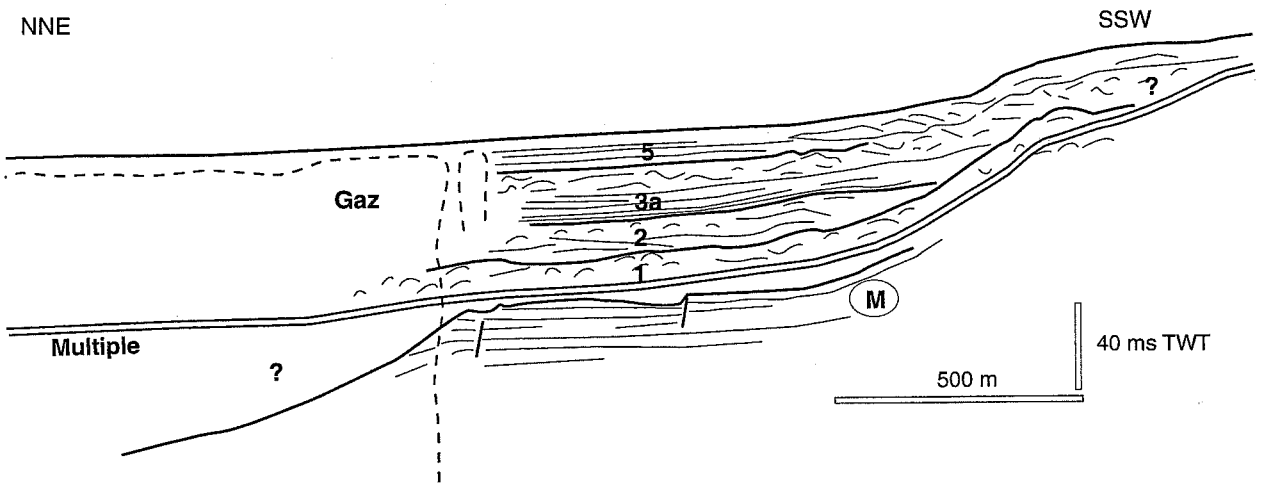


ANNEXE 2. — Coupe sismique du Sud de la baie de Grésine et son interprétation. Le faciès I constituant l'essentiel de la baie de Grésine présente des réflexions légèrement inclinées vers l'axe du bassin et en onlap contre le faciès R à l'Est. L'unité 1a recouvre l'irrégulière surface d'érosion de la base du remplissage sur l'ensemble de la baie et développe des reliefs positifs à l'Ouest et à l'Est du profil. L'unité 2a comble les dépressions de la baie et souligne une alimentation axiale principale vers l'Est. Les unité 3 et 4 sont absentes, alors que l'unité 5 drape l'ensemble de la baie de façon constante et développe vers l'Ouest des lentilles de réflecteurs contournés en direction du bassin.

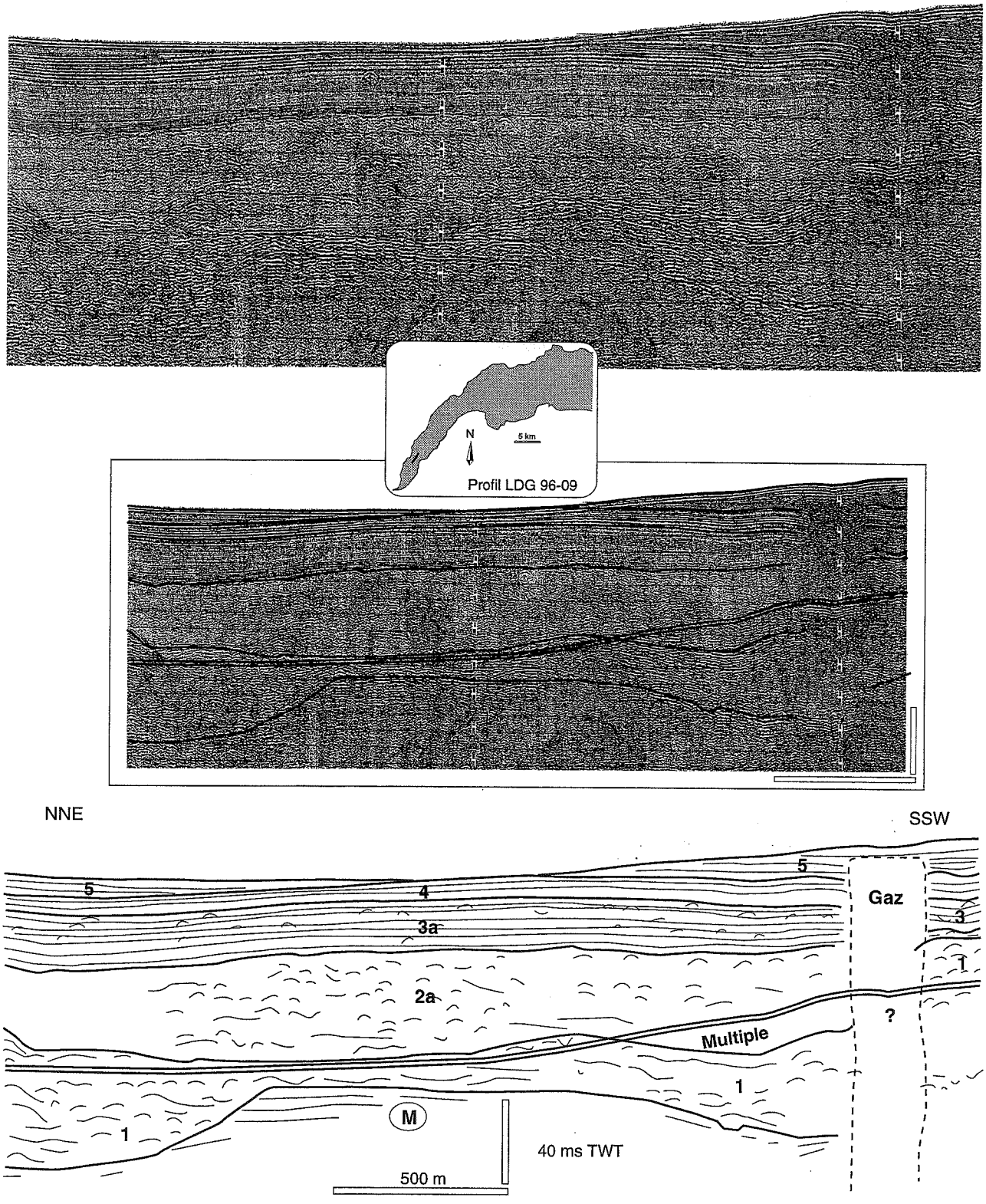


ANNEXE 3. — Coupe sismique du Nord du lac du Bourget et son interprétation. On note le rejeu des failles affectant l'ensemble du remplissage, ainsi que la puissance des unités 1a et 4. Vers le NNW, l'unité 4 présente de nombreux faciès de chenaux-levées imbriqués les uns dans les autres au niveau des failles, et souligne l'importance des apports du système du Rhône. Le sommet de l'unité 4 s'enrichit en gaz et présente également des lentilles composées de réflecteurs contournés. L'enrichissement en gaz de l'unité 5 souligne la continuité des apports du Rhône.

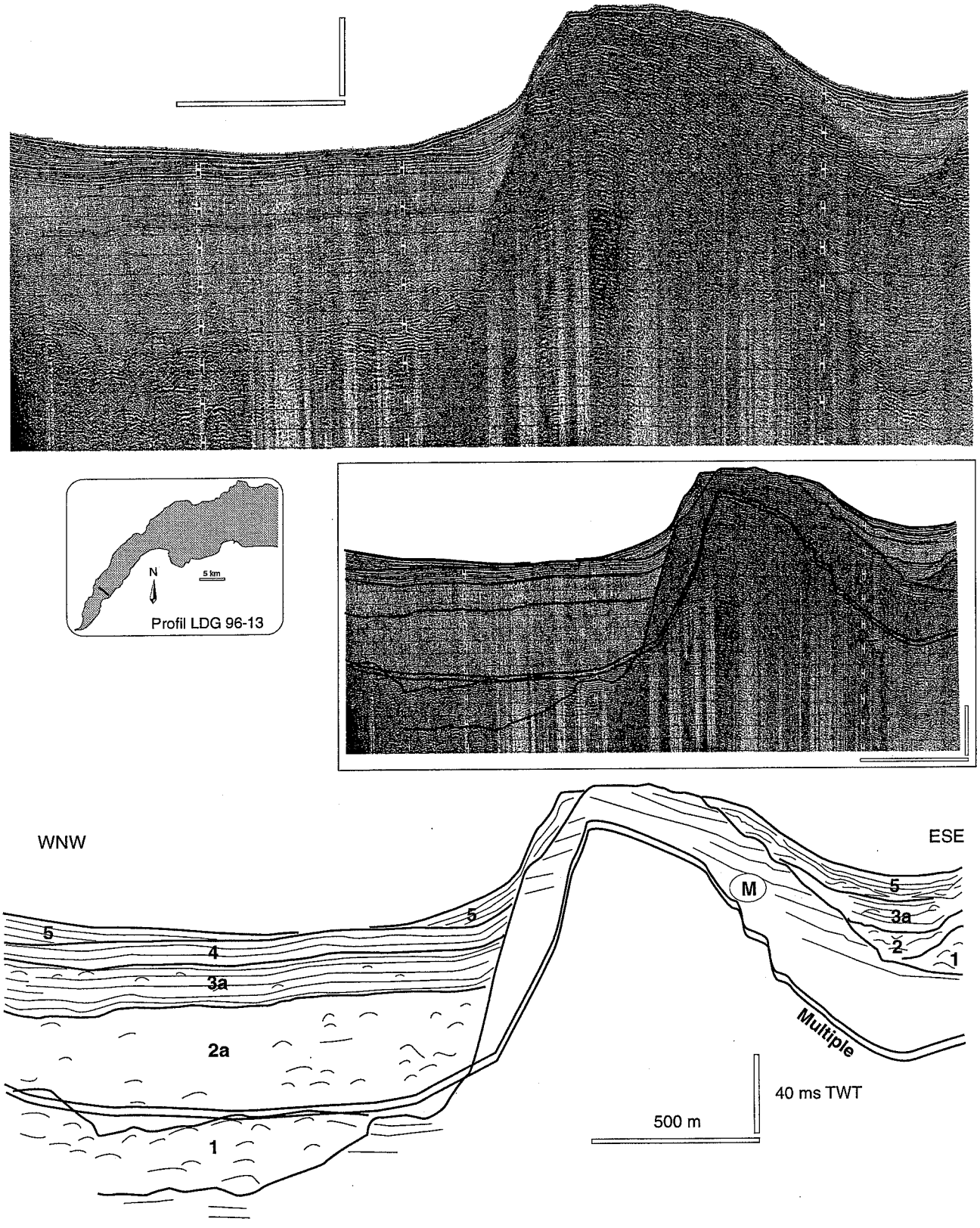




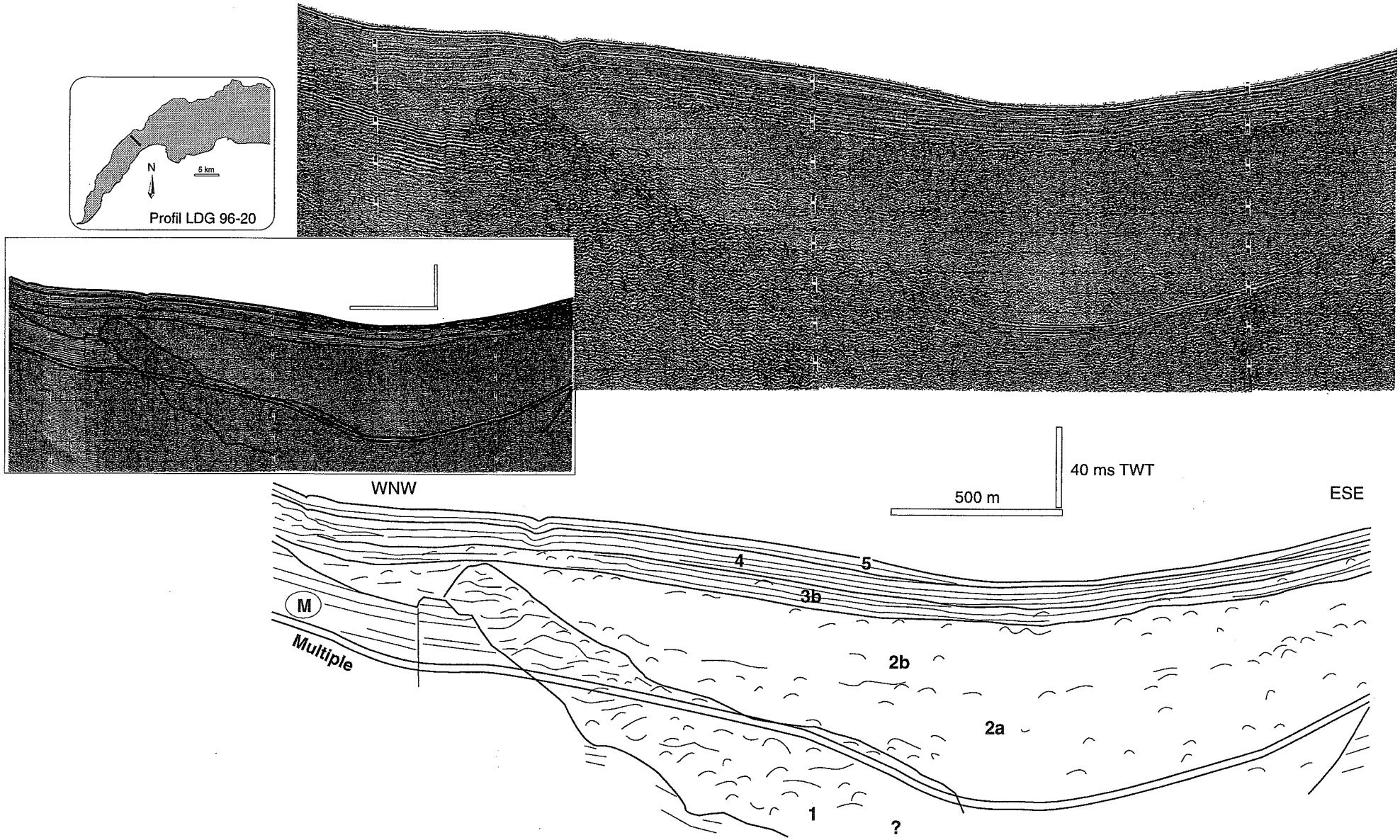
ANNEXE 4. — Coupe sismique longitudinale de la rade de Genève et son interprétation. Malgrè la qualité des données, il est possible de distinguer l'approfondissement du substratum vers le NE et l'importance des remaniements gravitaires dans les unités 3 et 5. Le substratum est localement faillé. L'unité 1 est peu profonde sous la rade et l'unité 2 se caractérise ici par des réflecteurs en downlap légèrement progradants. Les réflecteurs continus et de haute fréquence composant l'unité 3a sont localement préservés et en grande partie perturbés par une lentille composée de réflecteurs contournés provenant d ela rade. Les réflecteurs continus et de haute fréquence de l'unité 5 s'enrichissent en gaz vers le NNE et son également perturbés vers l'Ouest par une lentille de réflecteurs contournés.



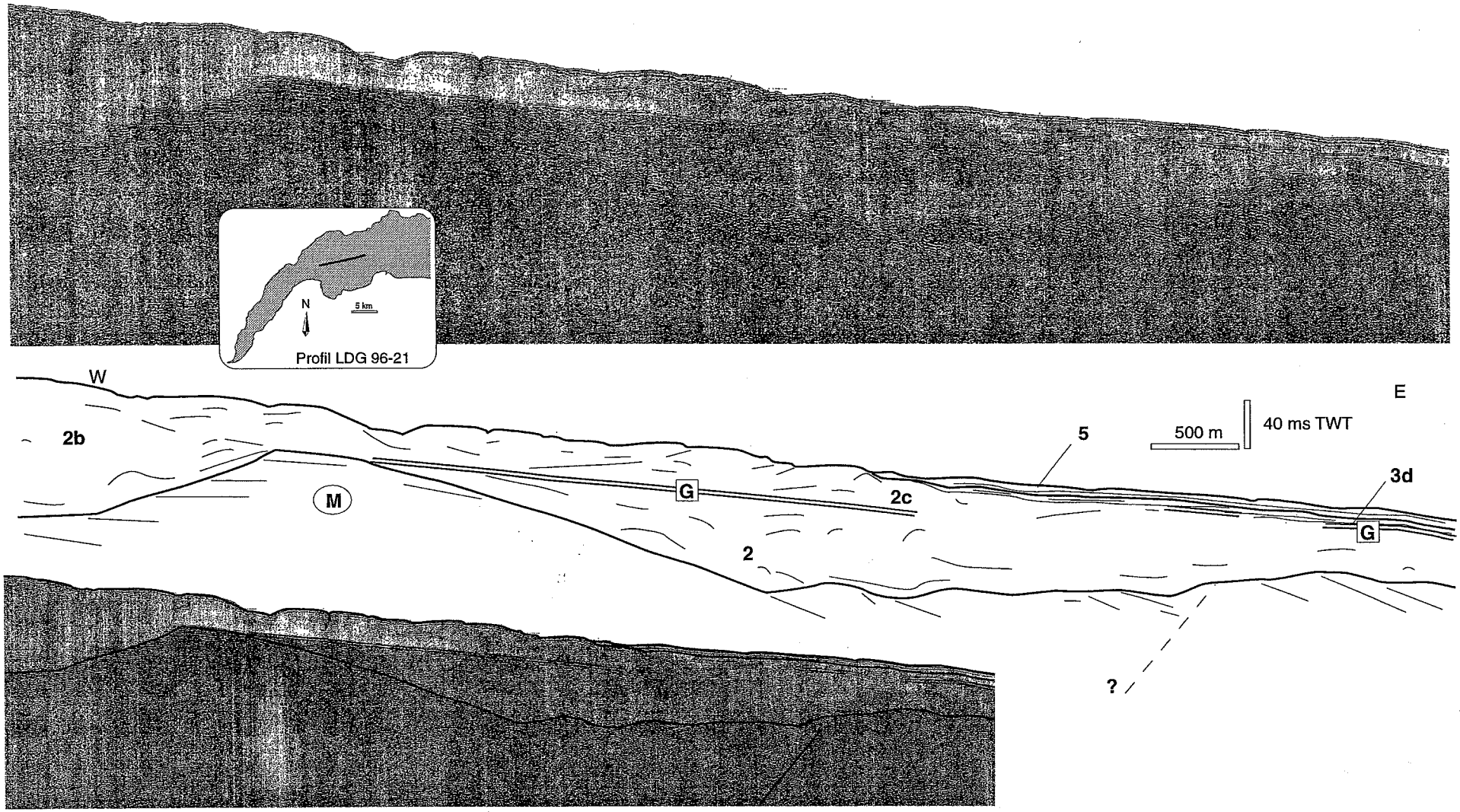
ANNEXE 5. — Coupe sismique longitudinale de la partie Sud du Petit lac et son interprétation. On note un développement de gaz très ponctuel, induisant une dépression du fond du lac. Les puissantes unité 1 et 2 amortissent les irrégularités du substratum dans l'axe du bassin. L'unité 3 s'épaissit vers le NNE, alors que l'unité 4 affleure au centre du profil et s'épaissit vers le SSW. La répartition de l'unité 5 est également variable dans l'axe du bassin, son sommet constituant une troncature d'érosion.



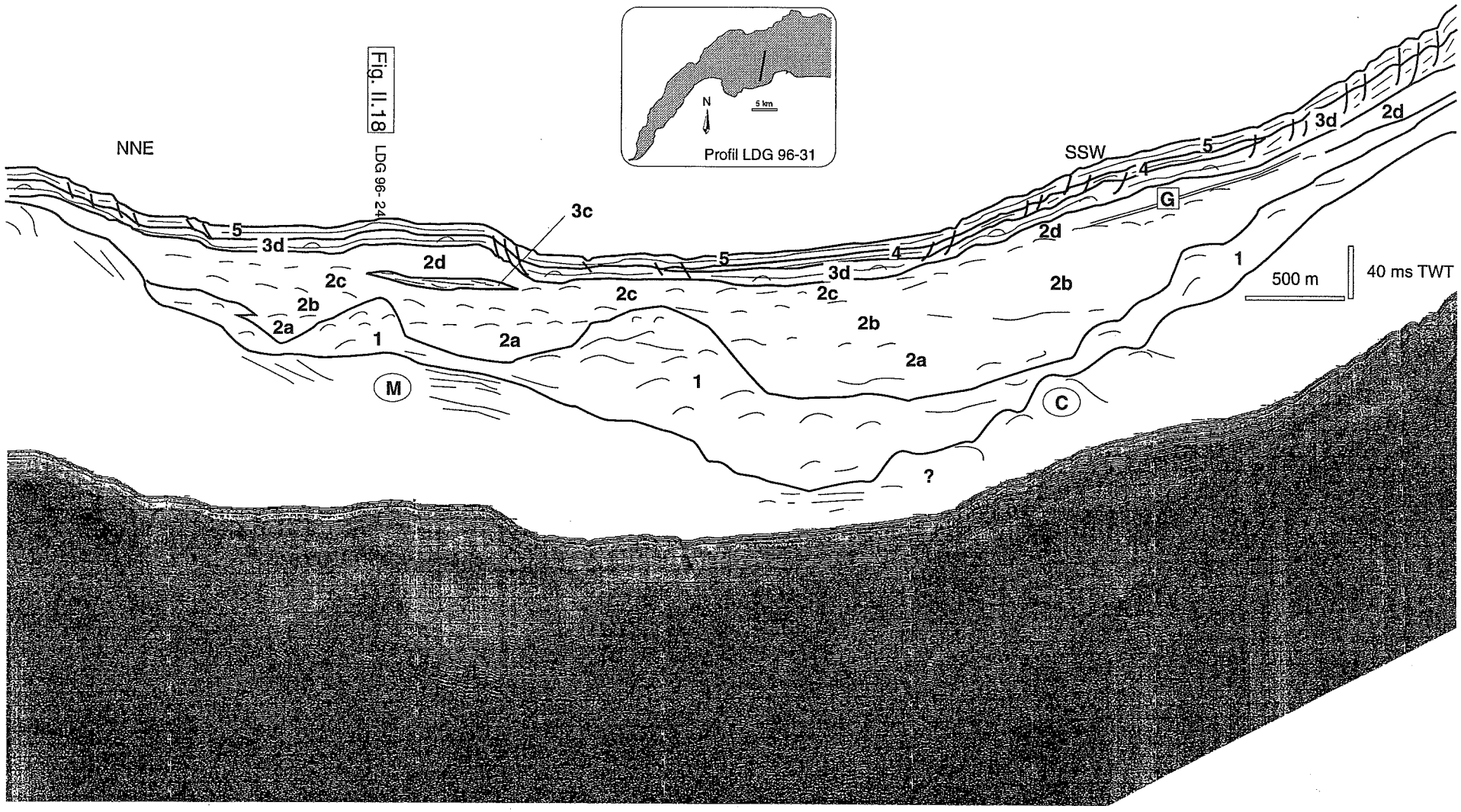
ANNEXE 6. — Coupe sismique transversale du Petit lac au niveau des «Hauts-Monts» et son interprétation. On note l'influence du haut-fond situé à l'Est de Versoix (les «Hauts-Monts») sur le remplissage sédimentaire. L'unité 1 se développe dans l'axe du bassin de façon irrégulière, et dans une moindre mesure à l'Est des Hauts-Monts. L'unité 2a atteint plus de 40 ms TWT d'épaisseur dans l'axe du bassin et est très limitée à l'Est. Le remplissage axial de l'unité 3 est plus limité, mais se retrouve également à l'Est des Hauts-Monts. L'unité 4 développe un remplissage axial uniquement dans le bassin et est moins développé vers l'Ouest. L'unité 5 présente une base en downlap et un remplissage se développant latéralement, drapant une grande partie des hauts-Montts. Vers l'est, une lentille composée de réflecteurs contournés affecte la base de l'unité.



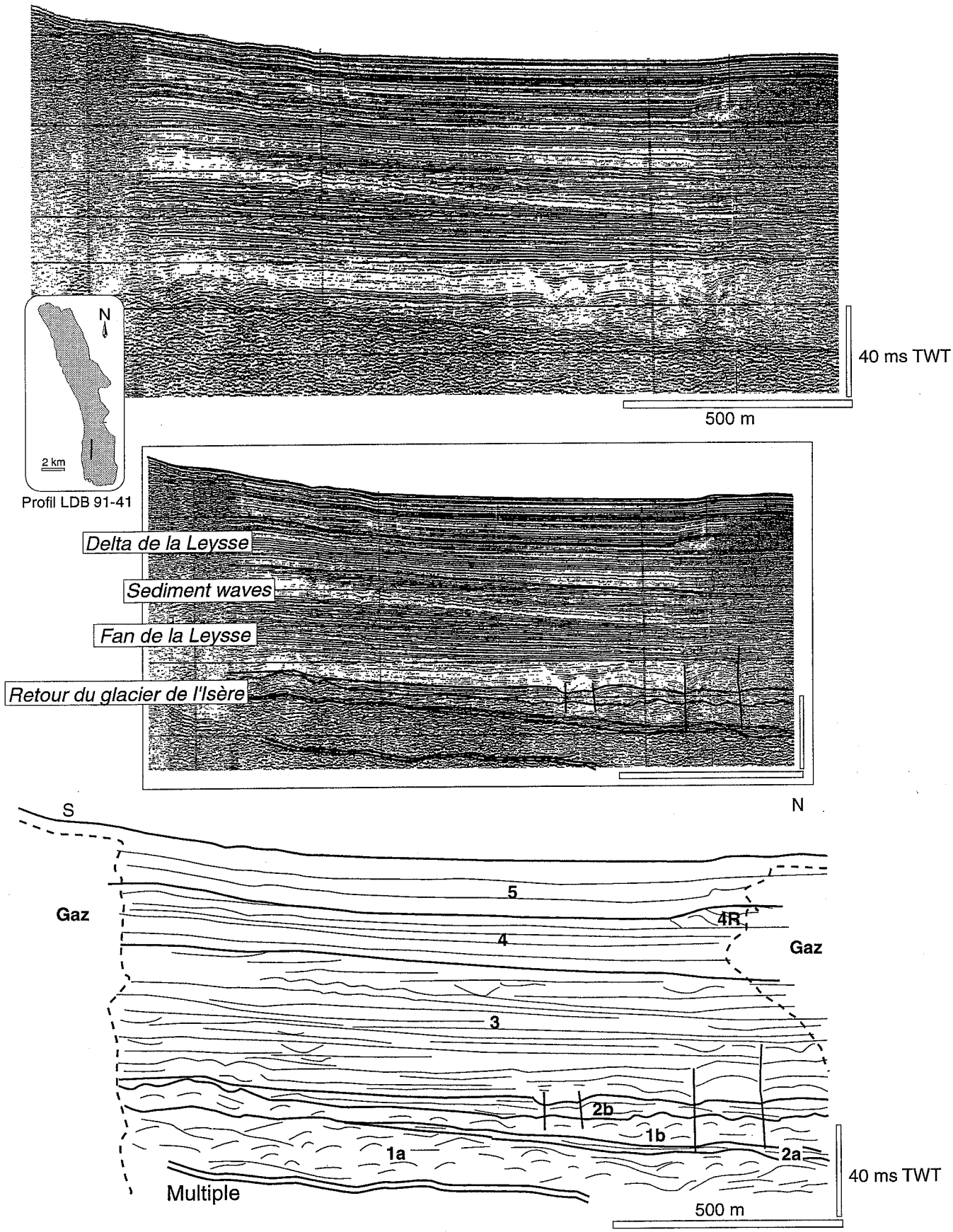
ANNEXE 7. — Coupe sismique du Nord du Petit lac et son interprétation. Le substratum est localement faillé. L'unité 1 est particulièrement développée sur le flanc Ouest et se caractérise par un important relief aggradant. L'unité 2 présente des diffractions plus ou moins alignées aux alentours de 160 ms TWT qui délimitent les sous-unités 2a et 2b. La sous-unité 2a est plus puissante dans le centre du bassin, alors que la sous-unité 2b est présente de part et d'autre du relief constitué par le sommet de l'unité 1. L'unité 3 est concordante et d'épaisseur constante. Les réflecteurs de l'unité 4 sont légèrement divergents vers l'Ouest. L'unité 5 présente une alimentation occidentale et des réflecteurs en downlap vers l'axe du bassin où son épaisseur est très limitée.



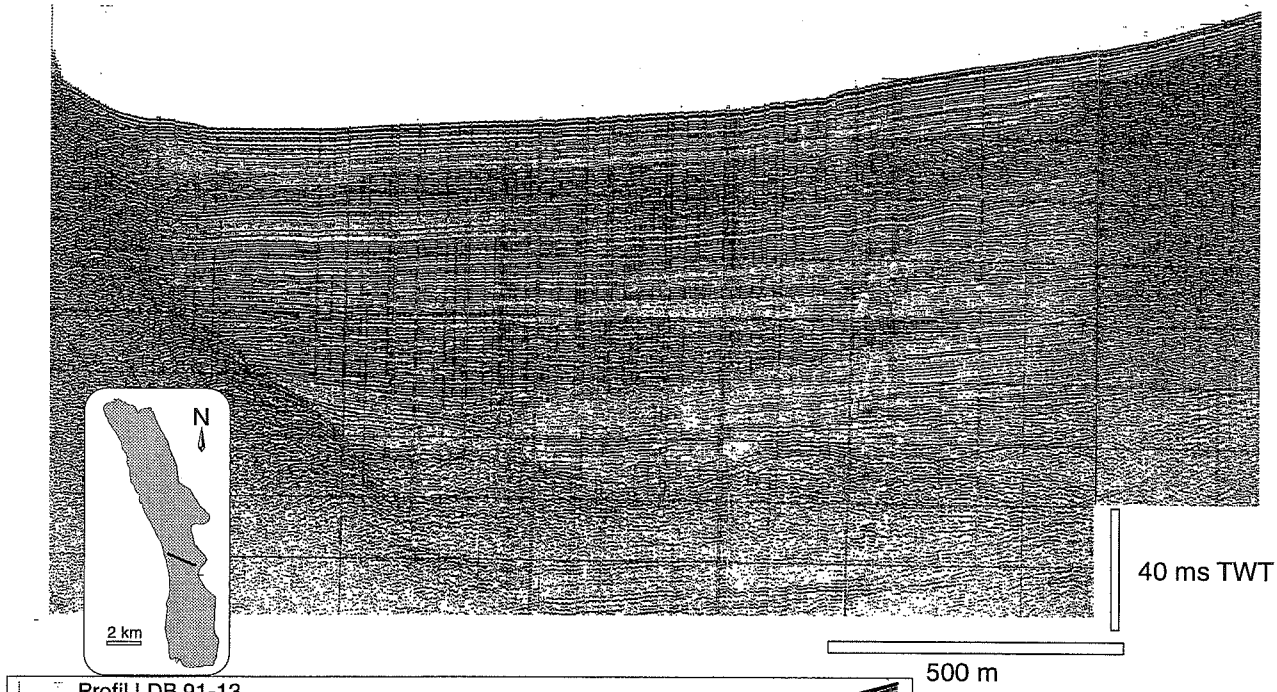
ANNEXE 8. — Coupe sismique de l'extrémité Ouest du Grand lac au niveau du haut-fond situé à l'Est de Rolle et d'Yvoire. On notera que le réflecteur G se trouve ici dans la continuité du haut-fond du substratum, et qu'il représente un plan de glissement pour le remplissage sous-jacent. La surface d'érosion du remplissage est parallèle à la stratification du substratum à l'Est du haut-fond. A l'Ouest de celui-ci la sous-unité 2b est affleurante (depuis la transition Petit lac-Grand lac). Au niveau du huat-fond, les unités 3d et 4 sont perturbées et présentent quelques réflecteurs contournés sur environ 8 km. C'est également a ce niveau que le réflecteur G se développe de façon très rectiligne, délimitant vers l'Est la sous-unité 2c. Le réflecteur G réapparaît à l'Est du profil et délimite les sous-unités 2c et 3d. L'unité 5 drape les irrégularités du remplissage et se développe vers l'Est. On notera également une importante diffrection oblique dans le substratum à l'Est de la figure.

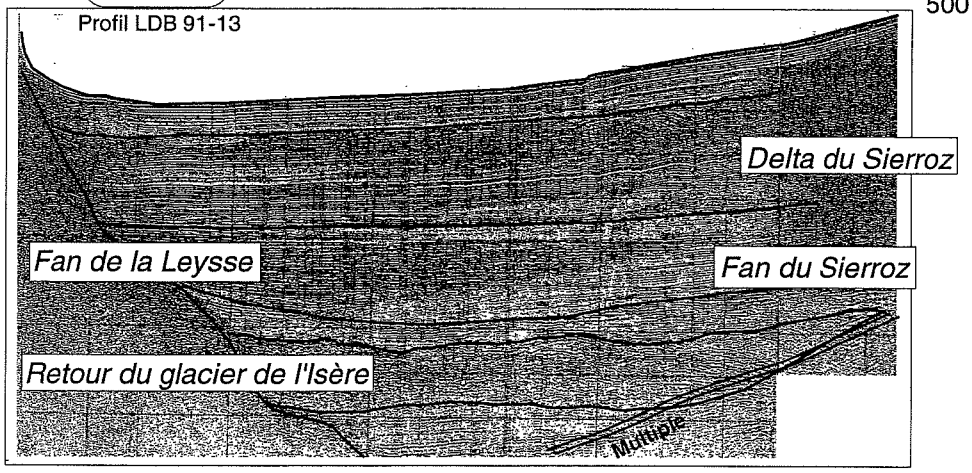


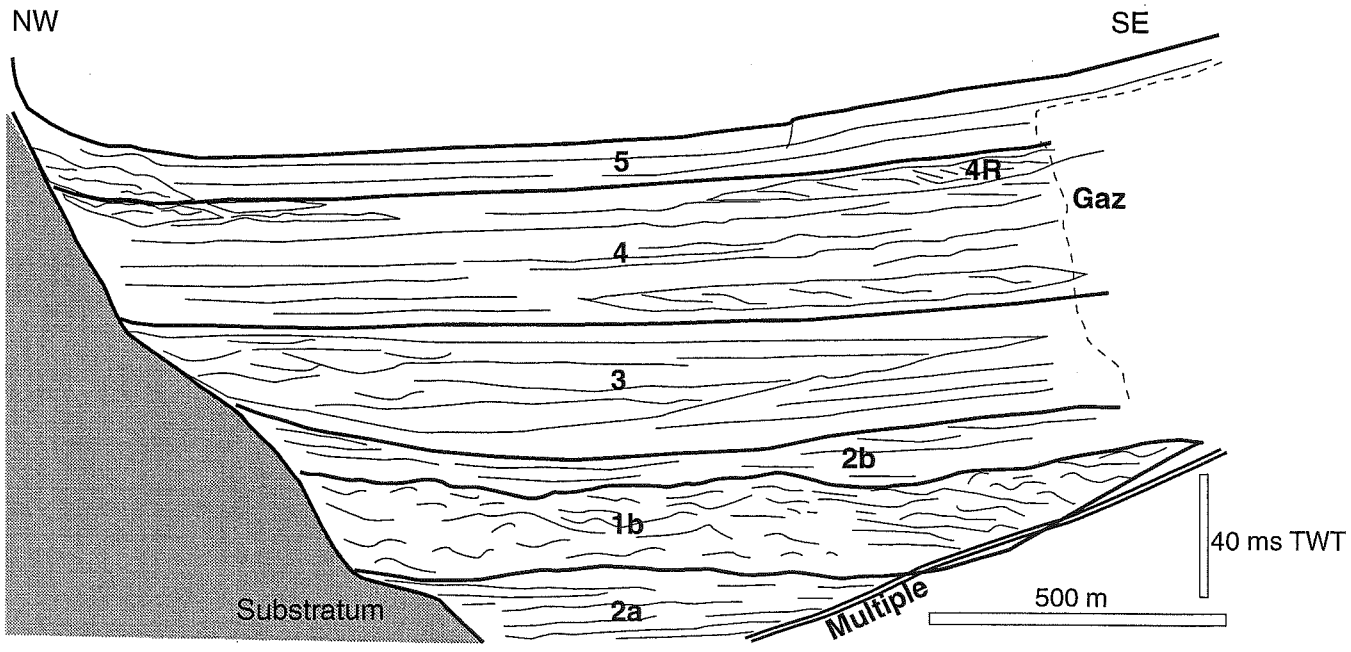
ANNEXE 9. — Coupe sismique transversale du Grand lac à l'Est du delta de la Dranse et son interprétation. On notera le changement de faciès du substratum au Nord et au Sud du sillon centrla, la répartition du réflecteur G ainsi que la préservation d'une lentille de sous-unité 3c. Le sillon du substratum atteint ici plus de 500 ms TWT de profondeur et délimite les faciès M et C. L'unité 1 se développe depuis le flanc Sud du bassin de façon irrégulière et construit des reliefs aggradants au centre du bassin. La sous-unité 2a se retrouve entre les reliefs de l'unité 1, alors que la sous-unité 2b recouvre l'ensemble du bassin central, et développe un surépaississement vers le SW. La sous-unité 2d recouvre les extrémités NE et SW du bassin en isolant une lentille de sous-unité 3c. Le réflecteur G apparaît ici développé vers le Sud, près de la transition 2b-2d. La sous-unité 3d présente une alimentation SSW et est affectée par de nombreuses ruptures de part et d'autre des flancs du bassin. L'unité 4 présente des réflecteurs en downlap vers l'axe du bassin, soulignant un apport provenant du SSW. L'unité 5 recouvre l'ensemble du bassin et montre ici une alimentation du SSW vers le NNE.



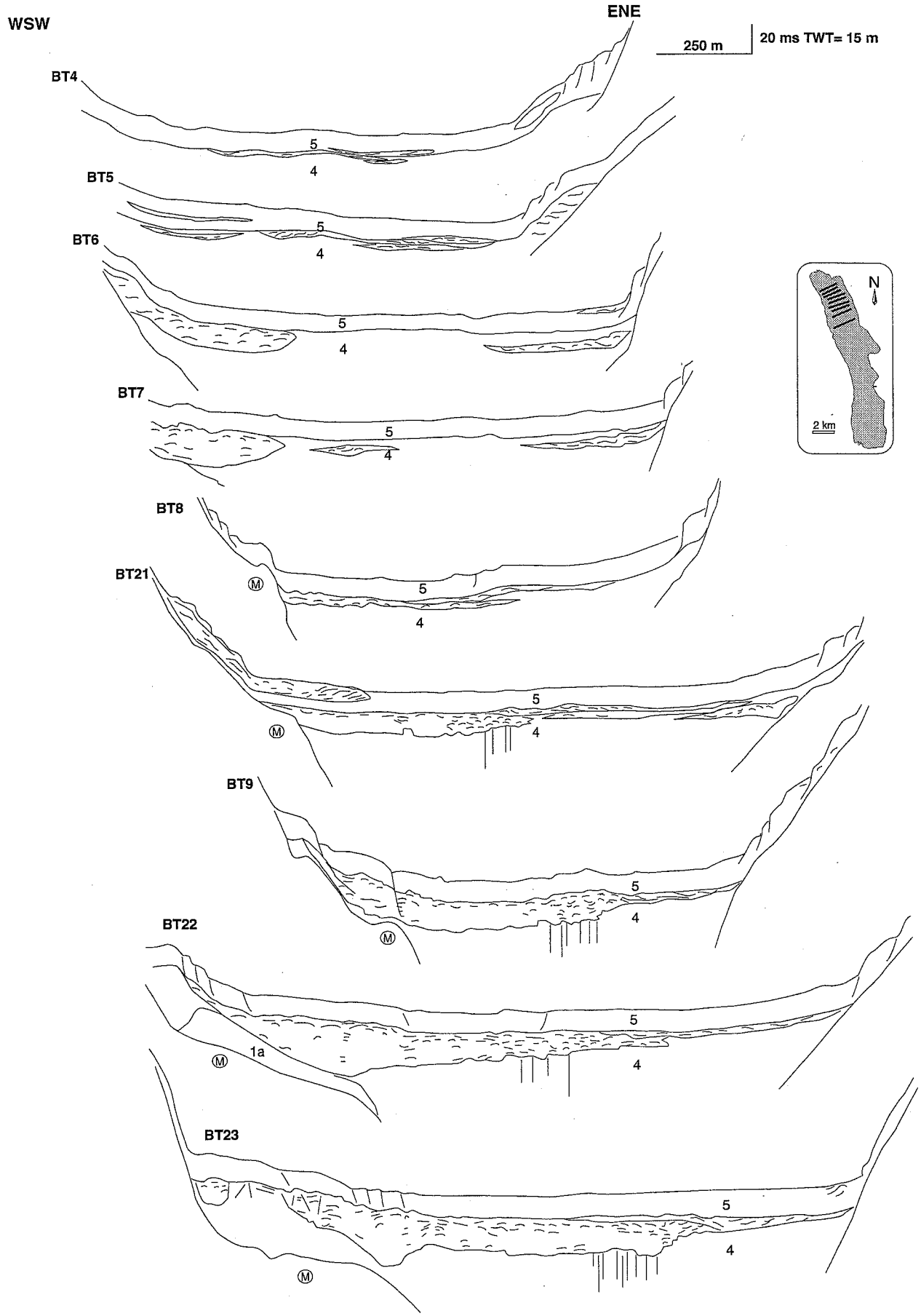
ANNEXE 10. — Détail du remplissage du Sud du lac du Bourget et son interprétation. On note le développement de failles affectant la base du remplissage. L'unité 2a est fortement érodée par l'unité 1b (dernière avancée glaciaire). L'unité 3 est chenalisée et développe des *sediment waves*. L'unité 4 est légèrement divergente vers le Sud et remaniée à son son sommet. L'unité 5 est légèrement divergente vers le Sud.



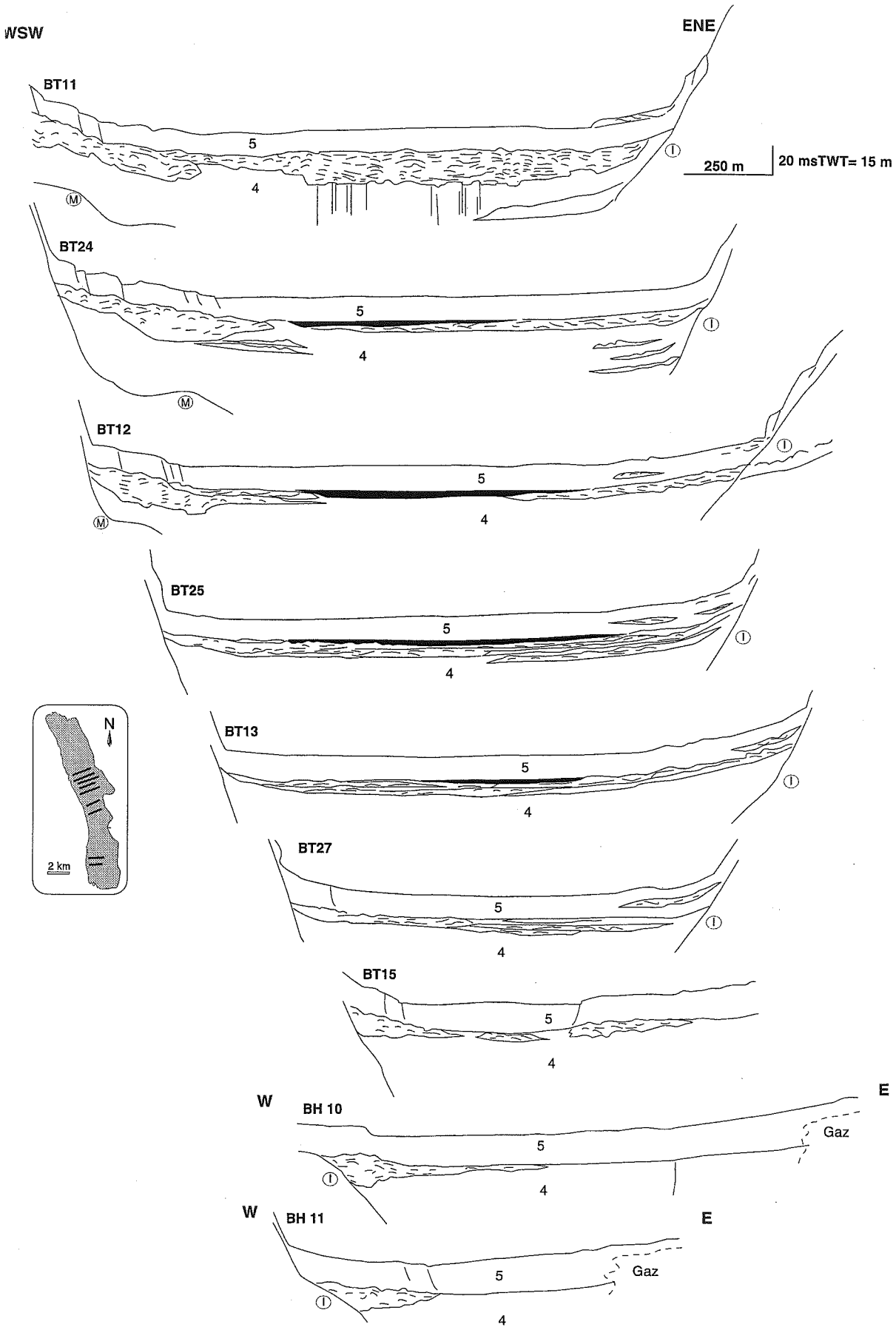




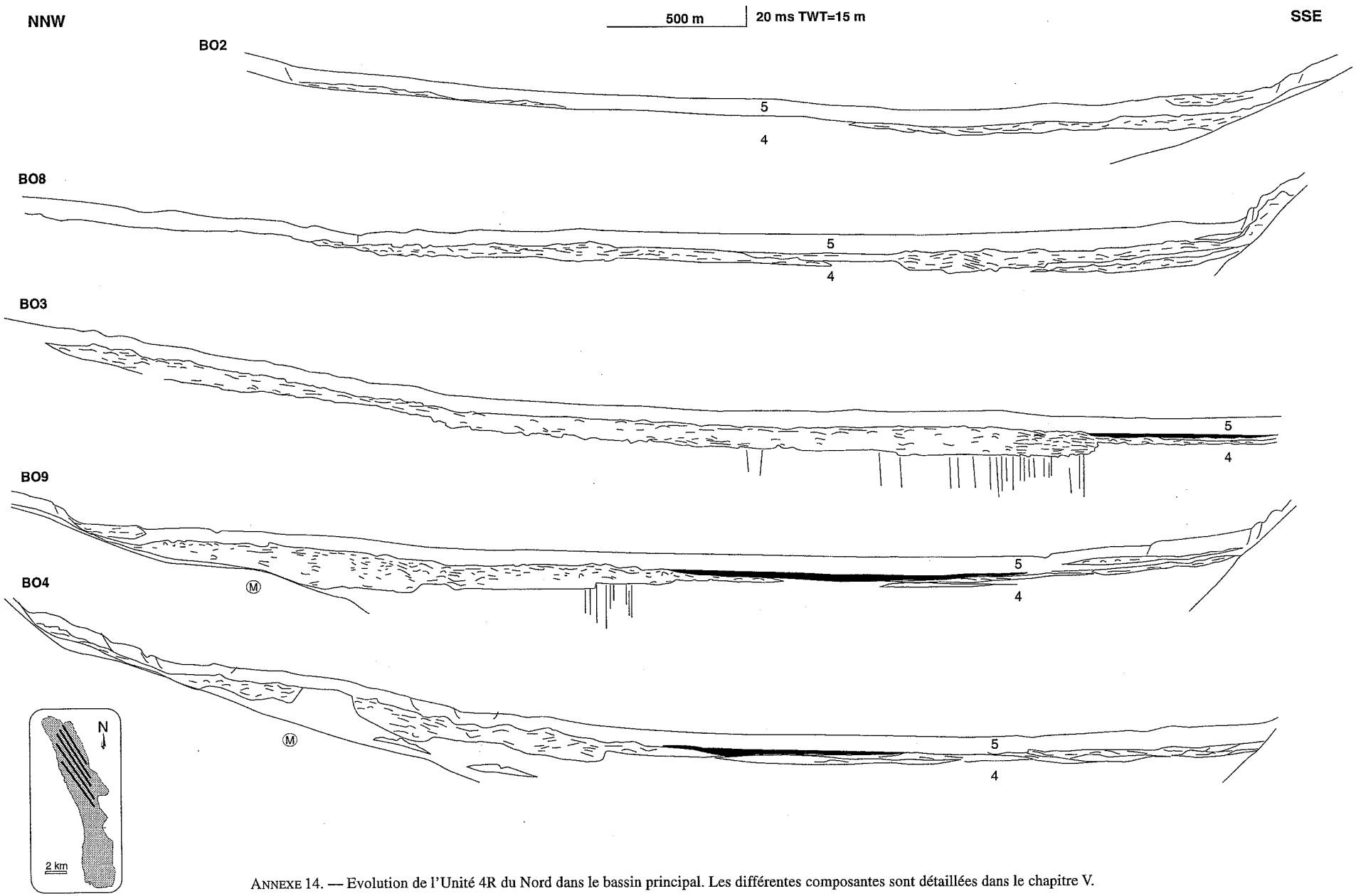
ANNEXE 11. — Coupe transverse au front du delta du Sierroz et son interprétation. On note l'irrégularité des dépôts sous-glaciaires associés au retour du glacier de l'Isère. Le fan du Sierroz est ici bien développé au SE, mais l'influence du fan de la Leysse est toujours grande dans l'axe du bassin. Le delta du Sierroz est affecté par des remaniements gravitaires et l'unité 5 est légèrement divergente vers le SE.



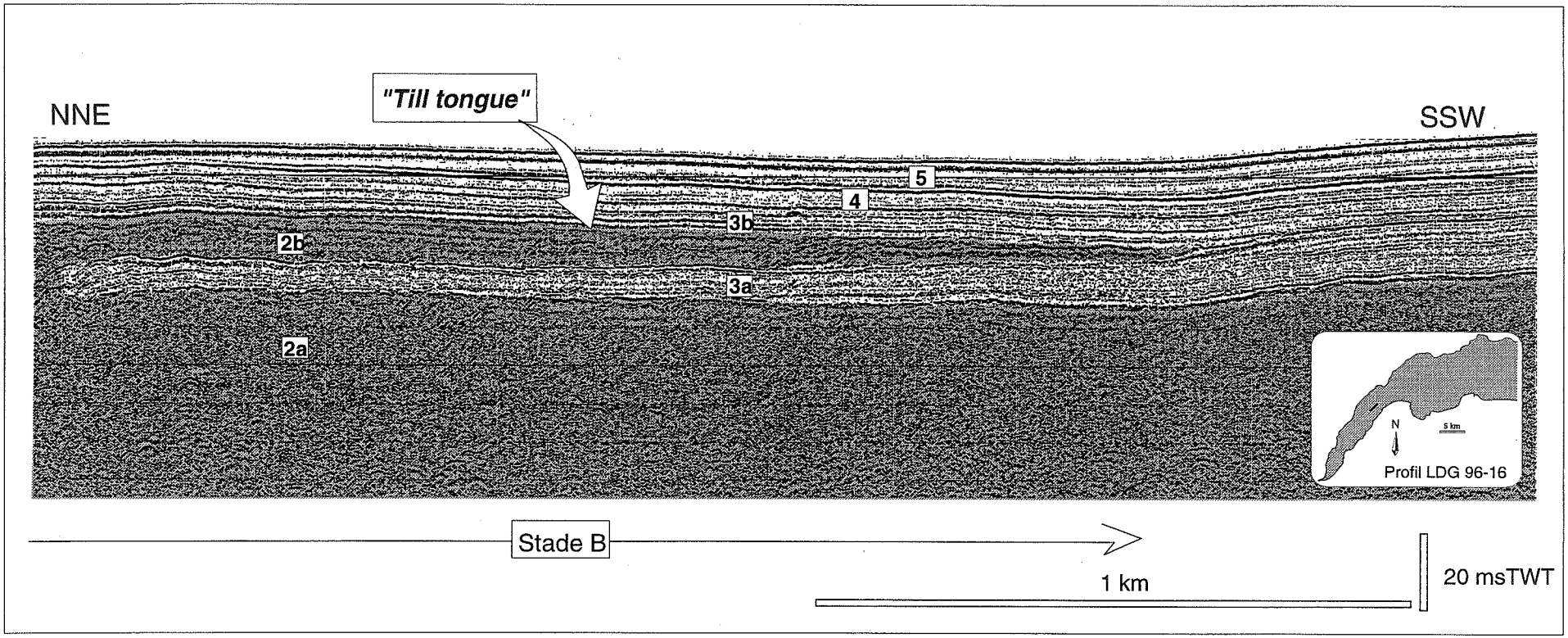
ANNEXE 12. — Evolution de l'Unité 4R du Nord au centre du bassin. Les différentes composantes sont détaillées dans le chapitre V.



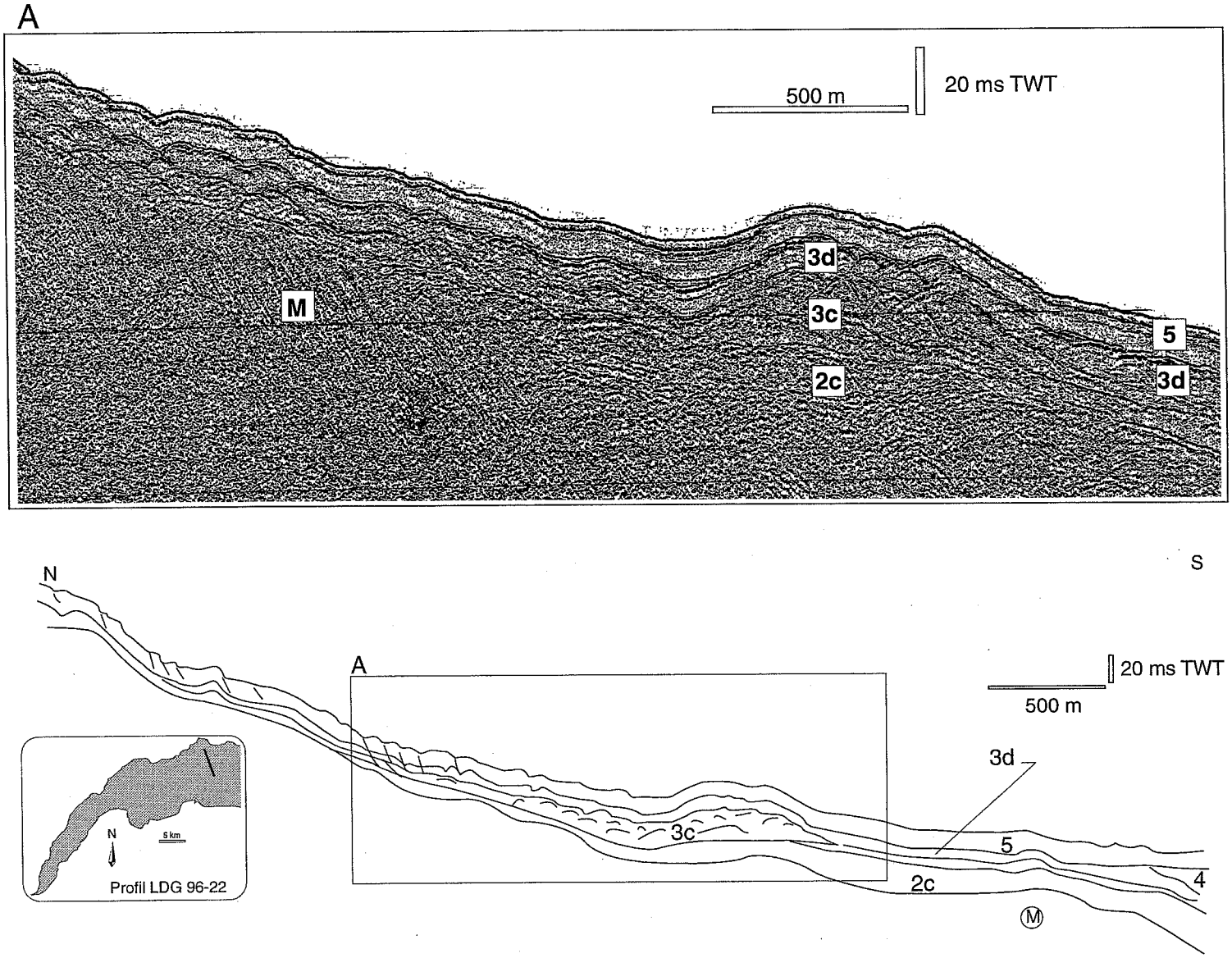
ANNEXE 13. — Evolution de l'Unité 4R du centre au Sud du bassin. Les différentes composantes sont détaillées dans le chapitre V.



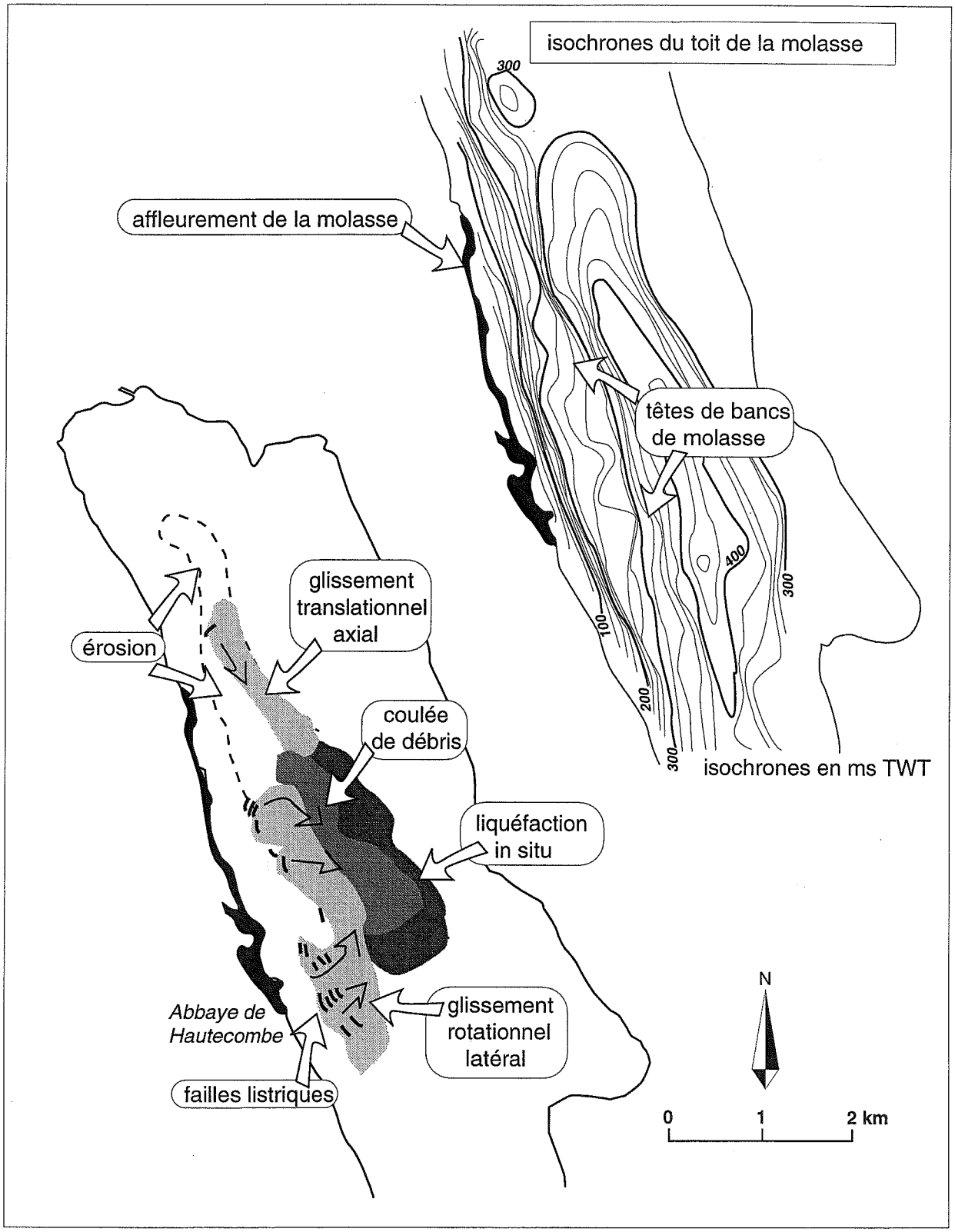
ANNEXE 14. — Evolution de l'Unité 4R du Nord dans le bassin principal. Les différentes composantes sont détaillées dans le chapitre V.



ANNEXE 15. — Portion de profil du Petit lac illustrant la géométrie en «till tongue» associée au stade B.



ANNEXE 16. — Exemple de glissement en contexte proglaciaire le long du flanc Nord du Grand lac Léman.



ANNEXE 17. — Contrôle morphologique de l'Unité 4R. On note que le glissement ratationnel latéral a affecté les sédiments déposés par interflows sur les têtes de bancs de molasse, et que le glissement translationnel axial s'est canalisé contre le substratum molassique

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Localisation des lacs alpins p 6

CHAPITRE I

Fig. 2 : Cadre géographique de l'Avant-Pays Alpin étudié p 8

Fig. 3 : Cadre géologique régional p 9

Fig. 4 : Cadre tectonique de l'arc jurassien p 11

Fig. 5 : Schéma structural et séismicité historique du Jura et du bassin molassique p 12

Fig. 6 : Vue tri-dimensionelle de l'extrémité méridionale des structures jurassiennes et des unités molassiques p 13

Fig. 7 : Comparaison de nivellement du secteur étudié p 15

Fig. 8 : Sismicité historique de la zone étudiée p 15

Fig. 9 : Chronologie et paleoclimatologie Quaternaire p 18

Fig. 10 : La glaciationdu Riss dans les Alpes et les grands lacs associés à la déglaciation p 19

Fig. 11 : Comblement des lacs interglaciaires Riss-Würm p 20

Fig. 12 : La glaciation du Würm dans les Alpes et les grands lacs associés à la déglaciation p 21

Fig. 13 : Chronologie du Pléniglaciaire Superieur, du Tardiglaciaire et de l'Holocène p 22

Fig. 14 : Principaux événements glaciaires dans les montagnes françaises p 23

Fig. 15 : Comblement des lacs post-glaciaires et holocènes p 24

Fig. 16 : Comparaison des fluctuations Holocène du niveau des lacs du Jura et des teneurs14C résiduel atmosphérique p 26

Fig. 17 : Répartition des lacs actuels et des affleurements des paléolacs p 27

Fig. 18 : Environnements géologique d'une vallée glaciaire et son remplissage sédimentaire p 28

Fig. 19 : Surcreusement glaciaire dans les vallées alpines et péri-alpines des Alpes du Nord p 30

Fig. 20 : Sillons dus à l'érosion glaciaire au Sud du lac du Bourget p 31

Fig. 21 : Dépôts associés à un lac d'obturation glaciaire p 32

Fig. 22 : Schéma d'un environnement pro-glaciaire durant le retrait d'un glacier p 32

Fig. 23 : Différents complexes sédimentaires dans un lac pro-glaciaire ou péri-glaciaire p 33

Fig. 24 : Capture du Rhône par la faille du Vuache p 34

Fig. 25 : Stratification thermique en milieu lacustre p 36

Fig. 26 : Stratification chimique en milieu lacustre p 36

Fig. 27 : Génèse des ondes stationnaires dans un lac p 37

Fig. 28 : Apports clastiques en milieu lacustre p 39

Fig. 29 : Modèle synthétique de la sédimentation clastique en milieu lacustre p 39

Fig. 30 : Le lac de Neuchâtel p 40

Fig. 31 : Le Léman p 41

Fig. 32 : Le lac d'Annecy p 42

Fig. 33 : Carte bathymétrique du lac du Bourget p 44

Fig. 34 : Carte géologique des bassins versants des lacs du Bourget et d'Aiguebelette p 45

Fig. 35 : Carte bathymétrique du lac d'Aiguebelette p 45

CHAPITRE II

Fig. 36 :Grille de navigation des campagnes de sismqiue réflexion p 47
Fig. 37 : Résultats du traitement des données sparker du Léman p 49
Fig. 38 : Faciès sismiques du substratum du lac du Bourget p 50
Fig. 39 : Faciès sismqiues du substratum du Léman p 52
Fig. 40 : Stratigraphie sismique synthétique du lac du Bourget p 53
Fig. 41 : Coupe sismique du sous-bassin Nord du lac du Bourget et son interprétation p 54
Fig. 42 : Coupe sismique au centre du lac du Bourget et son interprétation p 55
Fig. 43 : Coupe sismique au Nord du lac du Bourget et son interprétation p 56
Fig. 44 : Coupe sismique au Sud du lac du Bourget et son interprétation p 57
Fig. 45 : Carte isopaque des sept unités sismiques du lac du Bourget p 58
Fig. 46 : Carte isohypses des unités sismiques du lac du Bourget p 59
Fig. 47 : Coupe synthétique de la stratigraphie sismique du Léman p 62
Fig. 48 : Stratigraphie sismique du Léman p 63
Fig. 49 : Coupe sismique de la partie Sud du Petit lac et son interprétation p 64
Fig. 50 : Coupe sismique du flanc NW du Petit lac et son interprétation p 65
Fig. 51 : Coupe sismique longitudinale du Grand lac et son interprétation p 67
Fig. 52 : Coupe sismique transversale du Grand lac et son interprétation p 68
Fig. 53 : Cartographie de l'unité 1 dans la partie étudiée du Léman p 69
Fig. 54 : Cartes isopaques des sous-unités 2a, 3a, 2b et 3b dans le Léman p 70
Fig. 55 : Cartes isopaques des sous-unités 2c, 3c, 2d et 3d dans le Léman p 71
Fig. 56 : Cartes isochrones du toit des sous-unités 2a et 3d dans le Léman p 72
Fig. 57 : Répartition de l'unité 4 dans le Léman p 73
Fig. 58 : Cartographie de l'unité 5 dans le Léman p 74
Fig. 59 : Formations pre-würm de la cluse du Bourget p 76
Fig. 60 : Coupe axiale et transverssale du remplissage du bassin du lac du Bourget p 77
Fig. 61 : Détail du remplissage au centredu bassin et son interprétation p 79
Fig. 62 : Détail de l'unité 1b au large de Brison St Innocent et son interprétation p 81
Fig. 63 : Caractéristiques générales d'un éventail profond p 82
Fig. 64 : Coupe transversale de l'unité 4au Nord du lac du Bourget p 84
Fig. 65 : Coupes longitudinale de l'unité 4 au Nord du lac du Bourget p 85
Fig. 66 : Coupe transverssale de l'unité 4 au centre du bassin du lac du Bourget p 86
Fig. 67 : Revue des différents types d'apports gravitiaires p 88
Fig. 68 : Contact entre la molasse subalpine et la molasse du plateau dans le Léman p 89
Fig. 69 : Coupe sismique multitrace au Sud du Petit lac p 90
Fig. 70 : Dépôts associés aux stades de retrait du glacier du Rhône dans le Léman p 92
Fig. 71 : Exemple de remaniement gravitaire le long du flanc Nord du Grand lac p 93
Fig. 72 : Proposition de l'évolution des environnements de dépôts associés au retrait du glacier du Rhône dans la partie étudiée du Léman p 94

Fig. 73 : Association des réflecteurs G aux stades du retrait du glacier du Rhône p 96
Fig. 74 : Remplissage de la plaine centrale du Grand lac p 97
Fig. 75 : Influences des courants sur la construction des unités 4 et 5 du Petit lac p 98
Fig. 76 : Evolution annuelle des courants dans l'hypolimnion du Petit lac selon le vent dominant p 100

CHAPITRE III
Fig. 77 : Extension des bassins versant des lacs post-Würm du Bourget et du Léman p 102
Fig. 78 : Localisation et chronostratigraphie des sondages du Léman p 104
Fig. 79 : Corrélation des données sismiques airgun et sparker dans le Petit lac p 105
Fig. 80 : Géométrie du remplissage du lac d'Annecy p 109
Fig. 81 : Chronologie du remplissage du lac d'Annecy p 110
Fig. 82 : Synthèse bibliographique des données chronologiques localisées proche du lac du Bourget p 112
Fig. 83 : Corrélation des remplissages sédimentaires des lacs étudiés p 115
Fig. 84 : Détail de l'affleurement de Brison St Innocent p 117
Fig. 85 : Schéma paléogéographique de la zone étudiée lors de l'extension maximale de la glaciation würmienne p 118
Fig. 86 : Schéma paléogéographique de la zone étudiée durant le dernier maximumwürmien p 119
Fig. 87 : Schéma paléogéographique de la zone étudiée à la transition du Tardiglaciaire p 120
Fig. 88 : Schéma paléogéographique de la zone étudiée durant le Tardlglaciaire p 121
Fig. 89 : Schéma paléogéographique de la zone étudiée à la transition Tardlglaciaire-Holocène p 122
Fig. 90 : Comparaison des courbes isotopiques groënlandaises et du détritisme océanique p 126

CHAPITRE IV
Fig. 91 : Phases majeures de refroidissements durant l'Holocène p 128
Fig. 92 : Exemple des réflecteurs frots visibles dans le drapé Holocène p 129
Fig. 93 : Localisations des profils de sonar à balayage latéral et des prélèvements de surface p 131
Fig. 94 : Exemples de faciès sonar assocés au delta de la Leysse p 133
Fig. 95 : Teneurs en sables et en carbonates des sédiments de surface du lac du Bourget p 134
Fig. 96 : Répartition actuelle des minéraux argileux dans le lac du Bourget et son bassin versant p 136
Fig. 97 : Environnement sédimentaires actuels du lac du Bourget p 138
Fig. 98 : Exemples de développements d'interflows durant les crues de Mars p 139
Fig. 99 : Faciès sonar des environnements deltaïques p 141
Fig. 100 : Influence des pentes lacustres sur la morphologie des fonds p 142
Fig. 101 : Exemples de remaniements gravitaires affectant les pentes Nord du lac p 143
Fig. 102 : Evolution de turbidites au Nord du lac du Bourget p 144
Fig. 103 : Localisation des carottages du lac du Bourget p 146
Fig. 104 : Exemples des principaux facisè lithologiques des sédiments du lac du Bourget p 147
Fig. 105 : Evolution des teneurs en carbonates et en eau au front du delta de la Leysse p 148

Fig. 106 : Evolution de la matière organique du lac du Bourget p 149
Fig. 107 : Les environnements deltaïques du lac du Bourget p 151
Fig. 108 : Caractéristiques particulières de l'environnement de la baie de Grésine p 152
Fig. 109 : La sédimentation profonde du lac du Bourget p 153
Fig. 110 : Caractéristiques particulières des sédiments proche de l'exutoire du lac p 154
Fig. 111 : Datation des sédiments du lac du Bourget par le Plomb-210 p 155
Fig. 112 : La séismicité historique des environs du lac du Bourget p 156
Fig. 113 : Principales crues historiques du lac du Bourget p 158
Fig. 114 : Corrélations des principaux dépôts historiques du lac du Bourget p 160
Fig. 115 : Proposition de corrélation des carottes proches de l'exutoire p 161
Fig. 116 : Enregistrements paléoclimatiques de la baie de Grésine p 164
Fig. 117 : Enregistrements paléoclimatiques de la sédimentation du lac du Bourget p 165
Fig. 118 : Evolutions des environnements sédimentaires du lac durant le PAG p 166
Fig. 119 : Signal argileux de la sédimentation profonde du lac du Bourget p 167
Fig. 120 : Analyse spectrale de l'évolution du rapport S/I dans la carotte B16 p 168
Fig. 121 : Analyse spectrale du signal sédimentaire de la carotte B15 p 170
Fig. 122 : Analyse spectrale de la lamination du lac du Bourget par analyse d'image p 171
Fig. 123 : Signatures et influences des variations de l'activité solaire p 173
Fig. 124 : Contrôle de l'activité solaire sur la sédimentation du lac du Bourget p 174

CHAPITRE V
Fig. 125 : Exemples de perturbations synsédimentaires in situ lors d'un séisme p 178
Fig. 126 : Exemples de classification des perturbations synsédimentaires d'origine séismique p 180
Fig. 127 : Exemples de séismites dans les argiles d'Eybens à l'affleurement et en sondage p 180
Fig. 128 : Exemples de perturbations sédimentaires induites par des séismes p 182
Fig. 129 : Répartition du dépôt de 1822 dans le lac du Bourget p 184
Fig. 130 : Exemples du dépôt homogène associé au séisme de 1822 p 185
Fig. 131 : Signature texturale du dépôt de 1822 p 186
Fig. 132 : Signature microgranulométrique du dépôt homogène de 1822 p 187
Fig. 133 : Signature ASM du dépôt homogène de 1822 p 189
Fig. 134 : Signatures microgranulométrique des niveaux grossiers de 1822 p 191
Fig. 135 : Contribution des environnements littoraux dans le dépôt grossier de 1822 p 192
Fig. 136 : Origine des particules fines resédimentées dans la plaine lacustre de 1822 p 193
Fig. 137 : Représentation schématique des différentes étapes de la mise en place d'un dépôt de seiche p 196
Fig. 138 : Figures d'échappements de fluides associés au séisme de 1822 p 197
Fig. 139 : Cartographie des perturbations historiques du remplissage du lac du Bourget p 199
Fig. 140 : Remaniements gravitaires associés aux séismes de 1958 et 1964 p 200
Fig. 141 : Détail des faciès sismiques de l'unité 4R p 202
Fig. 142 : Faciès sismqiues des principales composantes de l'unité 4R p 203
Fig. 143 : Cartographie de l'unité 4R p 204

Fig. 144 : Enregistrement du séisme de 1822 dans le lac d'Aiguebelette p 206
Fig. 145 : Perturbations de la sédimentation du lac de Chevelu p 208
Fig. 146 : Cartographie régionale des perturbations induites par les séismes historiques p 209
Fig. 147 : Perturbations associées à la faille du Col du Chat p 212
Fig. 148 : Perturbations associées à l'accident de Culoz p 213
Fig. 149 : Remaniements Tardiglaciaire-Holocène du bassin du lac de Neuchâtel p 214
Fig. 150 : Résultats préliminaires de la campagne de 1998 p 217
Fig. 151 : Exemples de diapirs riches en gaz au front du delta de la dranse p 218

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Flux de sédimentation durant le Pléniglaciaire supérieur, le Tardiglaciaire et l'Holocène p 123
Tableau 2 : Masses de sédiments déposés durant le Pléniglaiciare, le Tardiglaciaire et l'Holocène p 123
Tableau 3 : Comparaison quantitative des remplissages sédimentaires des lacs du Bourget et de Cerin p 124
Tableau 4 : Estimation des âges des forts rélfectieurs composant le drapé Holocène p 128
Tableau 5 : Liste des séismes historiques localisés autour du lac du Bourget p 157

TABLE DES MATIERES

Résumé 3
Abstract 4

Introduction 5

Chapitre I : Cadre géologique, paléoclimatologie du Quaternaire et environnement lacustre 7
1. – Grands traits morphologiques de l'Avant-pays Alpin 7
2. – Cadre géologique régional 7
2. 1. Le substratum anté-Quaternaire 7
2. 1. 1. Les massifs cristallins externes 10
2. 1. 2. La zone subalpine 10
2. 1. 3. Le bassin molassique 10
2. 1. 4. Le Jura 12
2. 1. 5. Karstification 14
2. 2. La néotectonique régionale 14
2. 2. 1. Les mouvements horizontaux et verticaux actuels 14
2. 2. 2. La séismicité historique 14
2. 3. Le Quaternaire 15
2. 3. 1. Les particularités du Quaternaire 15
2. 3. 2. Chronologie et paléoclimatologie Quaternaire 16
2. 4. Les terrains quaternaires 25
2. 4. 1. Stratigraphie type d'une glaciation-déglaciation 25
2. 4. 2. Nature et morphologie des terrains quaternaires 28
2. 4. 3. Surface d'érosion glaciaire et sédiments sous-glaciaires 29
2. 4. 4. Sédiments glaciolacustres pro- et périglaciaires 30
2. 4. 5. Sédiments lacustres post- et interglaciaires 33
2. 5. Les déformations quaternaires 33
3. – Particularités de l'environnement lacustre 35
3. 1. Propriétés physiques des lacs 35
3. 1. 1. Un milieu stratifié 35
3. 1. 2. Hydrodynamisme du systeme lacustre 35
3. 2. Sédimentation lacustre 38
3. 2. 1. Apports autochtones 38
3. 2. 2. Apports allochtones 38
3. 3. Bassin versant des lacs actuels 40
3. 3. 1. Le lac de Neuchâtel 40
3. 3. 2. Le Léman 41
3. 3. 3. Le lac d'Annecy 42
3. 3. 4. Le lac du Bourget 43
3. 3. 5. Le lac d'Aiguebelette 43

Chapitre II : Stratigraphie sismique et modes de dépôts des remplissages du lac du Bourget et du Léman 46
1. – Campagnes de sismique réfléxion à haute résolution 46
1. 1. La campagne de 1991 sur le lac du Bourget 46
1. 2. La campagne de 1993 sur le lac du Bourget 46

1. 3. La campagne de 1996 sur le Léman 48
2. – Stratigraphie sismique des remplissages 48
2. 1. Le substratum du lac du Bourget 48
2. 1. 1. Faciès sismiques 48
2. 1. 2. La surface d'érosion du substratum 48
2. 1. 3. Morphologie du substratum 51
2. 2. Le substratum du Léman 51
2. 2. 1. La surface d'érosion du substratum 51
2. 2. 2. Morphologie du substratum 51
2. 3. Le remplissage sédimentaire du lac du Bourget 51
2. 3. 1. Le centre du bassin 53
2. 3. 2. Le bassin Nord *53*
2. 3. 3. Le bassin Sud 53
2. 3. 4. Cartographie sismique 53
2. 4. Le remplissage sédimentaire du Léman 60
2. 4. 1. Le Petit lac 61
2. 4. 2. La transition Petit lac -Grand lac 61
2. 4. 3. Le Grand lac 66
2. 4. 4. Cartographie sismique 66
3. – Faciès sismiques et modes de dépôts 75
3. 1. Le lac du Bourget 75
3. 1. 1. Le substratum 75
3. 1. 2. Le remplissage sédimentaire 78
3. 2. Le Léman 87
3. 2. 1. Le substratum *87*
3. 2. 2. Le remplissage sédimentaire 90

Chapitre III : Chronologies des remplissages lacustres étudiés 101
1. – Données antérieures 101
1. 1. Le Léman 101
1. 2. Le lac d'Annecy 101
1. 3. L'évolution du détritisme post-würm 101
2. – Chronologie Tardiglaciaire-Holocène 102
2. 1. Chronologie du remplissage du Léman 102
2. 1. 1. Sédiments superficiels 102
2. 1. 2. La sédimentation Tardiglaciaire 103
2. 2. Chronologie du remplissage des bassins versants de l'Arve, de la Valserine et des Usses 107
2. 2. 1. La vallée de l'Arve 107
2. 2. 2. La vallée de la Valserine 107
2. 2. 3. La vallée des Usses 108
2. 3. Chronologie du remplissage du lac d'Annecy 108
2. 3. 1. Le Fier 108
2. 3. 2. Le lac d'Annecy 108
2. 4. Chronologie du remplissage du lac du Bourget 111
2. 4. 1. La fin du comblement du paléolac du Bourget 111
2. 4. 2. L'évolution de détritisme régional 111
2. 4. 3. Corrélation du remplissage du lac du Bourget 113
3. – Evolutions de la glaciation du Würm 114
3. 1. Deux fluctuations glaciaires 114
3. 2. L'arrivée des glaciers würmiens 116
4. – Approche quantitative des remplissages 116
4. 1. Le remplissage du lac du Bourget 116
4. 2. Comparaison des remplissages des lacs du Bourget et de Cerin 124

5. — Discussion 125
5. 1. Enregistrements des fluctuations würmiennes dans le NW des Alpes 125
5. 2. Comparaison avec les fluctuations glaciaires dans l'Atlantique Nord 125

Chapitre IV : Etude sédimentologique du drapé Holocène du lac du Bourget 127
1. – Evolution de la sédimentation durant l'Holocène 127
1. 1. La sédimentation profonde du lac du Bourget : données sparker 127
1. 2. Evolutions littorales et des plaines alluviales : données historiques et archéologiques 130
1. 2. 1. La plaine alluviale du Rhône 130
1. 2. 2. La plaine alluviale de la Leysse 130
2. – Cartographie des sédiments de surface du lac du Bourget 130
2. 1. Acquisitions des données de surface 130
2. 1. 1. Données bathymétriques et de sonar latéral 130
2. 1. 2. Données sédimentologiques de surface 132
2. 2. Analyses sédimentologiques de surface 132
2. 2. 1. Teneurs en carbonates 132
2. 2. 2. Granulométrie 132
2. 2. 3. Evolution spatiale de la minéralogie des argiles 135
2. 3. Cartographie des environnements sédimentaires 137
2. 3. 1. Le delta de la Leysse 137
2. 3. 2. Le delta du Sierroz 140
2. 3. 3. L'exutoire du lac 140
2. 3. 4. La baie de Grésine 140
2. 3. 5. Les pentes 140
2. 3. 6. Les plaines lacustres 140
3. – Sédimentation historique 145
3. 1. Campagne de carottages courts 145
3. 2. Analyse sédimentologique 145
3. 2. 1. Caractéristiques générales 145
3. 2. 2. Environnements deltaïques 149
3. 2. 3. La baie de Grésine 150
3. 2. 4. Les plaines lacustres 150
3. 2. 5. L'exutoire 150
3. 3. Datations et corrélations 152
3. 3. 1. Datation par le 210 Pb 154
3. 3. 2. Séismes historiques 156
3. 3. 3. Crues historiques et aménagements majeurs 157
3. 3. 4. Corrélations 159
3. 3. 5. Discussion 159
3. 4. Signature du Petit Age Glaciaire 162
3. 4. 1. Données historiques 162
3. 4. 2. Signature sédimentologique 163
3. 4. 3. Cyclicité du signal sédimentaire 166
3. 4. 4. Discussion 169

Chapitre V : Perturbations sismo-tectoniques de la sédimentation lacustre régionale 176
1. – Enregistrement de la paléosismicité en milieu lacustre 176
1. 1. La paléosismicité 176
1. 1. 1. L'intensité des séismes 176
1. 1. 2. Origines des perturbations sédimentaires 177
1. 2. Les séismites 177
1. 2. 1. Les perturbations *in situ* 178

1. 2. 2. Les perturbations indirectes 178
1. 3. Enregistrement en milieu lacustre 179
1. 3. 1. Les perturbations *in situ* 179
1. 3. 2. Les perturbations indirectes 179
2. – Contrôle sismotectonique des remaniements gravitaires du lac du Bourget 181
2. 1. Enregistrements de la séismicité historique 181
2. 2. Les remaniements gravitaires de 1822 AD 183
2. 2. 1. Une répartition particulière 183
2. 2. 2. Signatures texturales 183
2. 2. 3. Plusieurs sources sédimentaires 190
2. 2. 4. Une re-sédimentation contrôlée par l'oscillation de la tranche d'eau 194
2. 2. 5. Des expulsions de fluides 195
2. 3. Les effets des séismes de 1958 et 1964 198
2. 3. 1. Remaniements gravitaires 198
2. 3. 2. Tassements différentiels 198
2. 3. 3. Liquéfaction de sables 198
2. 4. Une perturbation majeure à la transition Tardiglaciaire-Holocène : l'unité 4R 201
2. 4. 1. Contexte sédimentaire 201
2. 4. 2. Effondrement polyphasé du bassin 201
2. 4. 3. Un déclenchement séismique 201
3. – Comparaison avec les lacs voisins 205
3. 1. La sismicité historique 205
3. 1. 1. Le lac d'Aiguebelette 205
3. 1. 2. Le lac de Chevelu 207
3. 1. 3. Le lac d'Annecy 207
3. 1. 4. Cartographie régionale 207
3. 2. Une perturbation régionale à la transition Tardiglaciaire-Holocène ? 210
3. 2. 1. Le lac d'Annecy 210
3. 2. 2. Le Petit lac Léman 210
4. – Influence tectonique sur la géométrie des remplissages étudiés 211
4. 1. Influence sur le lac du Bourget 211
4. 1. 1. La faille du col du Chat 211
4. 1. 2. L'accident de Culoz 211
4. 2. Influence sur le lac de Neuchâtel 211
4. 2. 1. Contexte sédimentaire 212
4. 2. 2. Perturbations du remplissage 215
4. 3. Un contexte particulier dans le Léman 215
4. 3. 1. Les données de 1996 215
4. 3. 2. Les résultats préliminaires de 1998 215
4. 4. Discussion 216

Conclusion 220
Remerciements 224
Bibliographie 225
Annexes 237
Liste des figures et tableaux 254
Table des matières 258

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 56 56
FAX. (33) 76 87 82 43

GÉOLOGIE ALPINE
MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	50 F
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	50 F
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	épuisé
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	50 F
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	50 F
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	t.I épuisé t. II 20 F
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	50 F
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	20 F
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	150 F
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	150 F
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. " Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p.	100 F
T.16	6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p. ..	60 F
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanien-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p.	100 F
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p.	450 F
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université. Chambéry	non publié
T.22	JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p.	150 F
T.23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	150 F
T.24	BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse).	150 F
T.25	BLANC (E.)1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I.	150 F

T.26 LEMENNICIER (Y.) 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakoorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I. ..... épuisé

T.27 CROUZET (C.) 1997. - Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie. ..... 150 F

T.28 LAZARRE (J.) 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, france). Tectonique des socles et ds bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I ..... 170 F

T.29 FUDRAL (S.) 1998. - Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p. Thèse de l'Université de Savoie. ..... 275 F

GÉOLOGIE ALPINE
BULLETIN

	du	T. 33	1956	au	T. 55	1979	30 FF l'exemplaire
	du	T. 57	1981	au	T. 69	1993	100 FF l'exemplaire
sont épuisés		*T. 56*	*1980*	*et*	*T. 61*	*1985*	
		T. 70	1994	130 FF	l'exemplaire		
		T. 71	1995	130 FF	l'exemplaire		
		T. 72	1996	130 FF	l'exemplaire		
		T. 73	1997	130 FF	l'exemplaire		
		T. 74	1998	130 FF	l'exemplaire		

T 70 1994 = 3 articles géologie alpine + Thèse d'Université TALAVERA MENDOZA O. - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères méxicaines, p. 47-242.

T 71 1995 = 5 articles géologie alpine + Thèse d'Université BENITEZ S. - Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, p. 3-163.

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu

GÉOLOGIE ALPINE
SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

N°1 Géoatelier Alpin. Résumés. Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p. ..... 50 F

N°2 Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés. Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p. ..... épuisé

N°3 ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip. Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p. ..... 50 F

N°4 Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France. Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p. ..... épuisé

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P) . Types figurés -143 espèces ..... 250 F

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.
Les commandes provenant de l'étranger sont à régler de préférence par carte bancaire.
Foreign buyers please use a credit card.

Adressez vos demandes à : *Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation*
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)
Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr