



**HAL**  
open science

# Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie) - Alpes françaises

Frederic Manalt

## ► To cite this version:

Frederic Manalt. Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie) - Alpes françaises. Stratigraphie. Université de Savoie, 1998. Français. NNT: . tel-00715689

**HAL Id: tel-00715689**

**<https://theses.hal.science/tel-00715689>**

Submitted on 9 Jul 2012

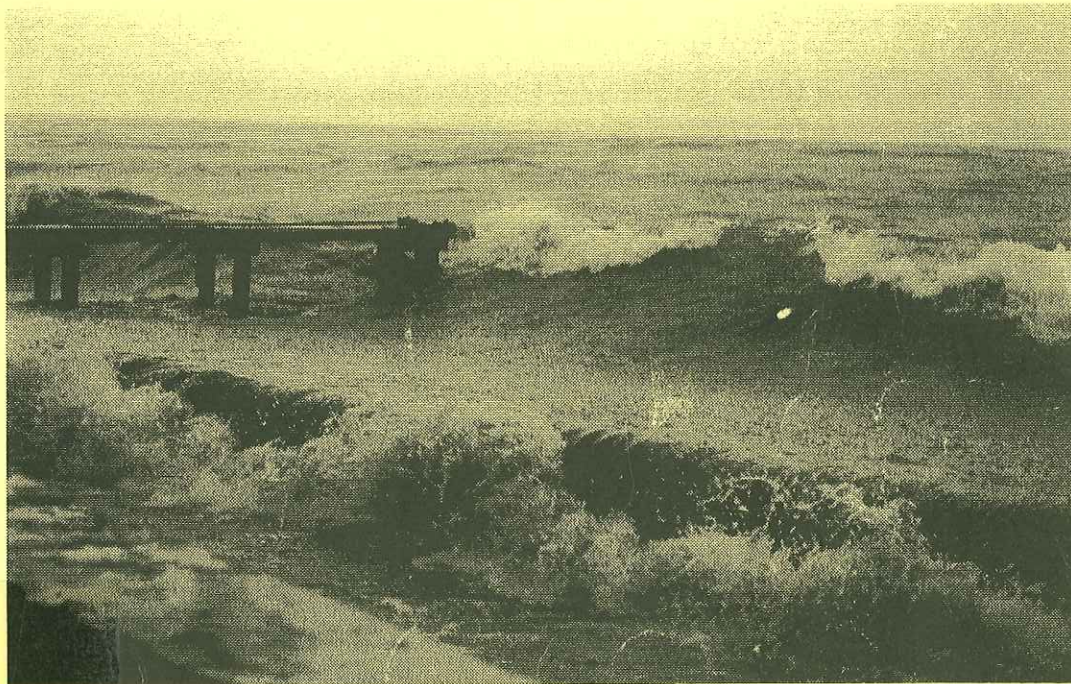
**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

TA, 1053, 1998/4 820

## ENREGISTREMENT LACUSTRE DE LA DERNIERE DEGLACIATION DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES

Le remplissage sédimentaire  
du lac d'Annecy (Haute-Savoie)



Thèse présentée le 6 Mars 1998 par  
Frédéric MANALT

Devant le jury d'examen composé de : M. Tardy, Professeur, Université de Savoie, président  
C. Beck, Professeur, Université de Savoie, directeur de thèse  
M. Campy, Professeur, Université de Bourgogne, rapporteur  
W. Wildi, Professeur, Université de Genève, rapporteur  
F. Berthier, Ingénieur BRGM, examinateur  
M. Deynoux, Directeur de Recherche, Université de Strasbourg, examinateur  
F. Oldfield, Professeur, Université de Bern, examinateur

B.U. DE SAVOIE



D

032 152433 8

TA - 1054. 1998 / 4 Br

**ENREGISTREMENT LACUSTRE  
DE LA DERNIERE DEGLACIATION  
DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES**

Le remplissage sédimentaire  
du lac d'Annecy (Haute-Savoie)



Thèse présentée le 6 Mars 1998 par  
Frédéric MANALT

devant le jury d'examen composé de : M. Tardy, Professeur, Université de Savoie, président  
C. Beck, Professeur, Université de Savoie, directeur de thèse  
M. Campy, Professeur, Université de Bourgogne, rapporteur  
W. Wildi, Professeur, Université de Genève, rapporteur  
F. Berthier, Ingénieur BRGM, examinateur  
M. Deynoux, Directeur de Recherche, Université de Strasbourg, examinateur  
F. Oldfield, Professeur, Université de Bern, examinateur

## **Avant-propos**

A l'issue de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu aux membres du jury :

C. Beck, à l'origine de ce travail, a été un directeur de thèse attentif et disponible. Son soutien et sa bonne humeur ont contribué à l'élaboration de ce mémoire dans de bonnes conditions.

F. Berthier, examinateur et secrétaire du groupe de recherche CLIMASILAC, a mis toute son énergie dans l'avancement des travaux sur le lac d'Annecy.

M. Tardy m'a accueilli dans son laboratoire et a accepté de présider ce jury. Je tiens à le remercier de la confiance qu'il m'a accordée.

M. Campy a bien voulu accepter la charge de rapporteur de ce mémoire. Je lui dois également mon attrait pour la géologie du Quaternaire. Je lui en suis sincèrement reconnaissant.

M. Deynoux, en participant à ce jury, témoigne de l'intérêt qu'il porte à mon travail.

F. Oldfield m'a fait l'honneur de juger ce mémoire. Je l'en remercie vivement.

W. Wildi a bien voulu être rapporteur de ce travail. Je tiens à lui adresser mes sincères remerciements.

De nombreuses personnes ont contribué à l'élaboration de cette étude d'une manière ou d'une autre.

F. David, J. R. Disnar, A. Marguet, J.C. Druart et J.L. De Beaulieu m'ont accordé leur confiance et fourni de nombreuses données non encore publiées.

G. Nicoud m'a fait profiter de son excellente connaissance des formations superficielles. Son aide et ses précieux conseils ont beaucoup contribué à l'élaboration de ce mémoire.

P. Van Rensbergen, avec qui j'ai «partagé» le lac d'Annecy, m'a également fait profiter de ses connaissances en géophysique et en spiritueux. M. DeBatist m'a accueilli au R.C.M.G. de Gand et a mis à ma disposition les moyens nécessaires au traitement des données géophysiques.

A. Brauer (GFZ, Potsdam) m'a prêté de nombreuses lames minces et fourni d'importantes données chronologiques. J.F.W. Negendank m'a invité dans son laboratoire à Potsdam. C. Müller a gracieusement accepté d'identifier les nanofossiles présents dans certains échantillons. A. Moscariello, D. Fontvieille, P. Faivre et X. Gayte m'ont fourni de nombreuses références bibliographiques. M. Desmet a accepté de relire une partie de ce mémoire et m'a fait profiter de son expérience. Je remercie également G. Ménard pour ses longues discussions tardives sur la néotectonique de la région annécienne.

J.F. Deconinck s'est penché sur les diffractogrammes les plus problématiques. Sa compétence et ses remarques ont permis d'affiner l'analyse des minéraux argileux. Je lui dois également de nombreuses références bibliographiques. P. Recourt a réalisé les analyses microgranulométriques et une partie des analyses en diffraction X.

André Paillet et Marc Dzikowski m'ont fait profiter de leurs connaissances informatiques.

Je tiens également à remercier chaleureusement les thésards de l'Université de Savoie qui m'ont apporté leur soutien, moral et technique : Emmanuel Chapron, marin d'eau douce et complice de la première heure, Vincent Lignier (le sploc désagrégé), Jean-François Marconnet (le millimètre, ça se mérite...), Christian Crouzet (le paléomagnétiseur), David Lhomme (le cavalier qui surgit hors de la nuit), Hendaryono (l'ami du soir). Merci également à L. Bronner pour la photo de couverture, prise sur le lac un jour de tempête...

J'adresse enfin toute ma reconnaissance à mes parents, ainsi qu'à Agnès et Charlotte, pour leur soutien financier et affectif...

Le vierge, le vivace et le bel aujourd'hui  
 Va-t-il nous déchirer avec un coup d'aile ivre  
 Ce lac dur oublié que hante sous le givre  
 Le transparent glacier des vols qui n'ont pas fui !

Mallarmé, «Le Cygne», 1885.

## Sommaire

<b>Introduction .....</b>	<b>15</b>
<b>Chapitre I : Présentation générale .....</b>	<b>21</b>
I-1 : Cadre géologique et orographique régional .....	21
I-2 : Cadre structural et néotectonique régional .....	23
I-2-1 : <i>Cadre structural</i> .....	23
I-2-2 : <i>Cadre néotectonique</i> .....	25
I-3 : Le lac d'Annecy et son bassin hydrographique actuel .....	28
I-4 : Cadre chrono-climatique de la genèse des grands lacs naturels du Nord-Ouest des Alpes .....	30
I-5 : Données sur les modalités de la dernière déglaciation dans les Alpes nord- occidentales .....	35
I-6 : Quelques exemples de remplissages lacustres périalpins .....	38
I-6-1 : <i>Le Léman</i> .....	39
I-6-2 : <i>Lac de Lugano</i> .....	42
I-6-3 : <i>Lac de Neuchâtel</i> .....	43
I-6-4 : <i>Lac de Zürich</i> .....	45
I-6-5 : <i>Conclusions</i> .....	46
<b>Chapitre II : Imagerie géophysique du remplissage lacustre .....</b>	<b>51</b>
II-1 : Campagne de sismique - réflexion à haute résolution (2,5 kHz) .....	51
II-1-1 : <i>Localisation et navigation</i> .....	51
II-1-2 : <i>Morphologie du substratum acoustique</i> .....	51

II-1-3 : Géométrie simplifiée du remplissage sédimentaire .....	54
II-1-4 : Remaniements gravitaires .....	54
II-1-5 : Choix du site de forage profond .....	54
II-2 : Campagne de sismique - réflexion haute résolution Sparker Monotrace ....	57
II-2-1 : Positionnement, acquisition et traitement .....	57
II-2-2 : Stratigraphie sismique .....	57
II-2-2-1 : Le substratum .....	59
II-2-2-2 : Unité basale .....	60
II-2-2-3 : Unité 1 .....	62
II-2-2-4 : Unité 2 .....	62
II-2-2-5 : Sous-unité 3a .....	62
II-2-2-6 : Sous-unité 3b .....	63
II-2-3 : Interprétation .....	63
II-2-3-1 : Le substratum .....	63
II-2-3-2 : Unité basale .....	67
II-2-3-3 : Unité 1 .....	76
II-2-3-4 : Unité 2 .....	77
II-2-3-5 : Sous-unité 3a .....	77
II-2-3-6 : Sous-unité 3b .....	77
II-3 : Conclusions .....	78
<b>Chapitre III : Lithostratigraphie du remplissage sédimentaire .....</b>	<b>81</b>
III-1 : Analyses macroscopiques des différents forages .....	81
III-1-1 : Le forage lacustre profond .....	81
III-1-1-1 : Présentation du forage profond .....	81
III-1-1-2 : Description de la série sédimentaire .....	83
III-1-1-2-1 : Unité basale .....	83
III-1-1-2-2 : Unité 1 .....	85
III-1-1-2-3 : Unité 2 .....	86
III-1-1-2-4 : Sous-unité 3a .....	87
III-1-1-2-5 : Sous-unité 3b .....	87
III-1-1-3 : Conclusions .....	87
III-1-1-4 : Forage Kullenberg LA-18 .....	88
III-1-2 : Analyse macroscopique du forage de Saint-Jorioz .....	88

III-1-2-1 : Description de la série recoupée .....	90
III-1-2-2 : Conclusions .....	90
III-1-3 : Analyse macroscopique du forage des Iles .....	91
III-1-3-1 : Description de la série recoupée .....	91
III-1-3-2 : Conclusions .....	93
III-2 : Analyses microgranulométriques des différents forages .....	94
III-2-1 : Analyses sur le forage profond et le forage Kullenberg LA-18 .....	94
III-2-2 : Analyses sur le forage de Saint-Jorioz .....	98
III-3 : Analyses en diffraction X (minéraux argileux) des différents forages .....	98
III-3-1 : Méthode .....	100
III-3-2 : Analyses sur le forage profond et le forage Kullenberg LA-18 ...	100
III-3-2-1 : Variations du cortège argileux .....	102
III-3-2-2 : Analyse statistique .....	106
III-3-2-3 : Cristallinité de l'illite .....	106
III-3-3 : Analyses sur le forage de Saint-Jorioz .....	109
III-3-3-1 : Variations du cortège argileux .....	109
III-3-3-2 : Cristallinité de l'illite .....	110
III-3-4 : Analyses sur le forage des Iles .....	111
III-3-4-1 : Variations du cortège argileux .....	111
III-3-4-2 : Cristallinité de l'illite .....	113
III-4 : Etat de la matière organique .....	114
III-5 : Contenu en carbonates .....	115
III-6 : Corrélation des différents forages .....	116
III-7 : Corrélation avec les données géophysiques .....	117
III-8 : Conclusions .....	121
<b>Chapitre IV : Analyse de la lamination .....</b>	<b>129</b>
IV-1 : Analyse microscopique de la lamination .....	129
IV-1-1 : Forage profond d'Annecy .....	129

IV-1-1-1 : Les différents types de lamine .....	129
IV-1-1-2 : Composition des lamines .....	135
IV-1-1-3 : Succession des types de lamine .....	136
IV-1-2 : Forage de Saint-Jorioz .....	136
IV-1-3 : Conclusions .....	138
IV-2 : Analyse microgranulométrique de la lamination du forage profond .....	138
IV-2-1 : Données granulométriques .....	139
IV-2-2 : Interprétations .....	141
IV-3 : Analyse des minéraux argileux en fonction de la lamination du forage profond .....	142
IV-3-1 : Méthode .....	142
IV-3-2 : Analyses dans l'unité 1 .....	143
IV-3-3 : Analyses dans l'unité 2 .....	145
IV-3-4 : Analyses dans les sous-unités 3a et 3b .....	147
IV-3-5 : Conclusions .....	147
IV-4 : Interprétations en termes de mécanismes sédimentaires .....	148
IV-5 : Aspect chronologique de la lamination .....	151
IV-6 : Perturbations de la continuité du signal sédimentaire .....	152
IV-6-1 : Remaniements gravitaires .....	152
IV-6-2 : Perturbations de la lamination .....	154
IV-7 : Conclusions .....	155
<b>Chapitre V : Caractérisation des bassins versants et origine du matériel sédimentaire terrigénique .....</b>	<b>161</b>
V-1 : Définition des bassins versants .....	161
V-1-1 : Bassins versants hydrographiques .....	161
V-1-2 : Bassins versants glaciaires .....	163
V-2 : Caractérisation des bassins versants par les cortèges de minéraux argileux .....	163

V-3 : Conclusions sur la provenance du matériel argileux présent dans le remplissage sédimentaire du lac .....	170
---	-----

**Chapitre VI : Données chronologiques et essai de reconstitution paléogéo-  
graphique de la déglaciation .....**

VI-1 : Données chronologiques sur le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy .....	177
VI-1-1 : Datations <sup>14</sup> C (AMS) .....	177
VI-1-2 : Analyses palynologiques .....	179
VI-1-3 : Rythmicité sédimentaire .....	181
VI-2 : Essai de reconstitution paléogéographique de la déglaciation dans la cluse annécienne .....	183
VI-3 : Conclusions .....	193

**Conclusions générales .....**

**Références bibliographiques .....**

**Annexes .....**

**Index des figures, tableaux et planches photographiques .....**



# Introduction

## Introduction

### *Problématique :*

Le travail présenté ici consiste en l'analyse sédimentologique d'un remplissage lacustre. Il a pour but de comprendre sa dynamique sédimentaire et son évolution depuis la dernière déglaciation jusqu'à nos jours. Cette étude est destinée à préciser les modalités de la déglaciation würmienne et sa chronologie, aux confins Alpes - Jura méridional, permettant ainsi de mieux cerner la réponse d'un système glaciaire aux variations climatiques engendrant le passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire. En effet, les remplissages lacustres représentent des objets privilégiés pour ce type de reconstitution, en raison de la précision et de la continuité de l'enregistrement qu'ils fournissent mais également grâce à leur sensibilité aux conditions environnementales du bassin versant (Campy *et al.*, 1994; Magny, 1995; Bichet, 1997).

Ces remplissages constituent des pièges sédimentaires efficaces aux apports particuliers en provenance du bassin versant, glaciaire ou hydrographique. Leur étude est donc susceptible de nous renseigner sur les modalités, la vitesse et la chronologie de la disparition des glaciers dans la dépression lacustre et son bassin versant. Cette analyse peut, de plus, apporter des précisions sur l'intensité de l'érosion mécanique et sur les variations de la couverture végétale auxquelles le bassin versant a été soumis.

La comparaison des résultats de cette étude avec les données bibliographiques disponibles sur la déglaciation würmienne dans les Alpes devrait permettre de définir si cette déglaciation s'est avérée, oui ou non, synchrone à l'échelle du massif alpin.

### *Objet :*

L'objet de l'étude est le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy. L'occupation de la dépression lacustre par un, voire deux glaciers lors du dernier maximum würmien est établie (Benedetti-Crouzet, 1972; Campy *et al.*, 1990; Négrel *et al.*, 1997) et la présence du lac actuel laisse supposer la continuité de l'enregistrement sédimentaire de la déglaciation de la dépression à nos jours.

De plus, grâce à la réalisation d'un programme de recherche scientifique pluridisciplinaire (programme CLIMASILAC, mis en place avec l'appui du Conseil Général de Haute-Savoie et le Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy), le lac d'Annecy et son remplissage sont aujourd'hui l'objet d'études approfondies dans diverses disciplines complémentaires (palynologie, étude de la matière organique, propriétés magnétiques, *etc.*). L'étude sédimentologique présentée ici entre donc dans le cadre d'une étude globale en cours. Elle s'inscrit également dans le cadre des travaux effectués sur la géodynamique récente à actuelle des Alpes Nord-occidentales (Darmendrail, 1994; Jouanne, 1994). De nombreux auteurs ont en effet mis en évidence la sensibilité des dépôts lacustres à une activité sismo-tectonique suffisamment marquée (Sims, 1975; El Isa et Mustafa, 1986; Doig, 1991; Rochette *et al.*, 1991; Beck *et al.*, 1992; Van Loon *et al.*, 1995; Chapron *et al.*, 1996).

#### **Méthodes et outils :**

La reconstitution de l'histoire sédimentologique du lac s'appuie sur :

- la reconnaissance de la géométrie du remplissage lacustre,
- l'établissement de la stratigraphie précise de celui-ci,
- la caractérisation des sources sédimentaires et leur évolution au cours du temps,
- la reconnaissance des mécanismes de dépôt dans la dépression lacustre,

afin d'accéder à la compréhension du signal sédimentaire.

Les outils employés pour l'investigation du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy sont de plusieurs natures :

- investigations indirectes : les images de deux campagnes successives de sismique-réflexion (réalisées en 1990 et 1993), de résolution différente, ont été utilisées afin de déterminer la stratigraphie sismique du remplissage.

- investigations directes : la réalisation (en 1993) d'un forage profond carotté dans le Lac d'Annecy par le groupe CLIMASILAC, a constitué la principale source d'informations et d'échantillons pour l'analyse du remplissage lacustre. Une campagne de carottages de type Kullenberg réalisée en 1995 par A. Brauer (GFZ Potsdam, Allemagne) a permis d'obtenir de nombreuses données supplémentaires concernant la partie superficielle du remplissage.

Ces données ont été complétées par deux forages réalisés à terre ayant recoupé des dépôts lacustres.

Enfin, les bassins versants (glaciaires et hydrographiques) ont fait l'objet d'un échantillonnage dans le but de déterminer les sources sédimentaires du lac depuis le début de son remplissage. Ce «traçage» des sources est basé sur la composition des cortèges de minéraux argileux présents dans les formations à l'affleurement.

Les carottes et les échantillons ainsi recueillis ont permis de réaliser des analyses macroscopiques (établissement des faciès et reconnaissance des séries sédimentaires...), microscopiques (analyses des microfaciès à partir de frottis et de lames minces), microgranulométriques (à l'aide d'un microgranulomètre laser) et en diffraction X (reconnaissance des cortèges de minéraux argileux).

#### **Organisation du mémoire :**

Ce travail s'articule en six chapitres :

Le chapitre 1 fixe le cadre global de l'étude et définit la morphologie actuelle du lac d'Annecy et de son bassin versant. Il précise le contexte chronologique et climatique de la dernière glaciation et présente quelques exemples de remplissages lacustres périalpins.

Le chapitre 2 présente l'image du remplissage sédimentaire à travers les données de sismique - réflexion. L'interprétation de la stratigraphie sismique établie permet de mettre en évidence certains des mécanismes de dépôt et les directions des principaux flux sédimentaires, à travers le faciès et la géométrie des unités définies.

Le chapitre 3 présente la lithostratigraphie du remplissage. L'étude des différents forages recoupant la série permet de distinguer les grandes phases de la sédimentation lors de la déglaciation et de mettre en évidence les changements de sources d'apports enregistrés dans la composition minéralogique du remplissage lacustre.

Le chapitre 4 consiste en l'analyse du signal sédimentaire. L'étude détaillée de la lamination et de sa rythmicité doit permettre de caractériser les processus de dépôt contrôlant la sédimentation.

Le chapitre 5 traite des bassins versants, glaciaires et hydrographiques, de la dépression lacustre et tente de définir la provenance des apports sédimentaires à travers la composition en minéraux argileux de ces bassins versants.

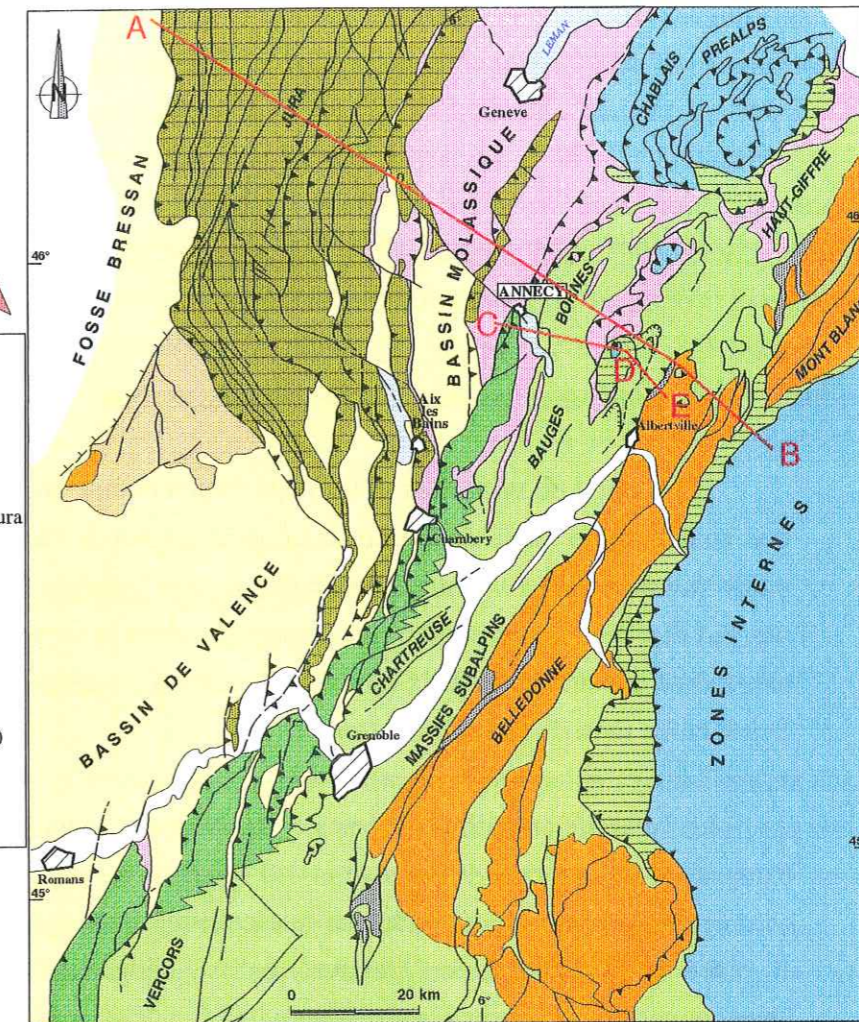
Le chapitre 6 présente les données chronologiques disponibles sur le remplissage ainsi qu'un essai de reconstitution paléogéographique de la déglaciation, à partir des interprétations établies dans les chapitres précédents et des données bibliographiques existantes.

# Chapitre I

## Présentation générale

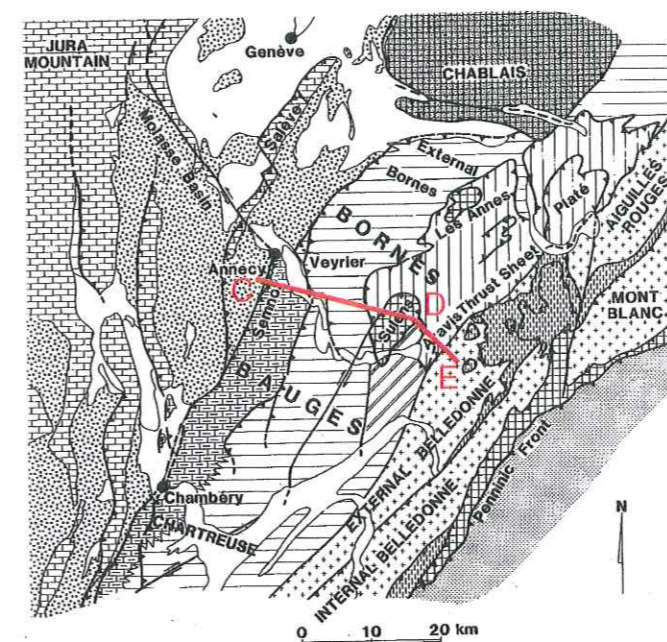


- Formations mio-pliocènes
- Formations oligo-aquitaines
- Sédiments mésozoïques autochtones de l'avant-pays alpin
- Formations mésozoïques décollées du Jura
- Domaine pré-subalpin
- Domaine subalpin
- Unités ultra-helvétiques
- Zones internes indifférenciées (principalement ignéo-métamorphiques)
- Bassin Carbonifère - Permien
- Socle ignéo-métamorphique



D'après Deville *et al.*, 1995.

Fig. I-2 : Carte structurale des chaînes subalpines et du bassin molassique méridional



- 1 : Mésozoïque jurassien
- 2 : Molasses tertiaires
- 3 : Unités pré-subalpines
- 4 : Soubassement hercynien
- 5 : Unité des Bornes
- 6 : Nappe Aravis-Platé
- 7 : Unité Charvin - Dent de Cons
- 8 : Nappes du Mont Joly
- 9 : Unité ultra-helvétique

Fig. I-1 : Carte structurale des Alpes occidentales

D'après Guellec *et al.*, 1989.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

## Chapitre I : Présentation générale

### I-1 : Cadre géologique et orographique régional

D'un point de vue général, les Alpes peuvent être divisées en deux parties distinctes : une zone externe (zone dauphinoise *s.l.* pour les Alpes françaises, zone helvétique pour la partie suisse) et une zone interne, séparées par le chevauchement pennique frontal. Il ne sera pas fait état de la zone interne qui n'entre pas dans le secteur d'étude. La zone externe est elle-même constituée de deux ensembles majeurs : la zone subalpine à l'Ouest et au Nord-Ouest et les massifs cristallins externes (Fig. I-1).

Les massifs cristallins externes, composés des Massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera, sont constitués de matériel essentiellement ignéo-métamorphique (schistes, micaschistes, gneiss, amphibolites, granites). Leur mise en place date de phases compressives tardives néogènes (Debelmas et Kerckhove, 1980). Leur couverture sédimentaire est représentée par des terrains d'âge westphalien à nummulitique (Quaternaire excepté). Cette couverture repose directement sur le socle mais peut également être pincée en écaillés à valeur synclinale ou décollée, au niveau du Keuper ou du Lias (Debelmas *et al.*, 1979).

Les Massifs Subalpins (ou Chaînes Subalpines) comprennent les Chaînes Subalpines du Sud et les Chaînes Subalpines du Nord. Celles-ci sont constituées, du Nord au Sud, des massifs du Haut-Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Chartreuse et du Vercors (Fig. I-2). Ces massifs sont séparés des massifs cristallins externes par un profond sillon d'érosion : le sillon subalpin, emprunté au Sud-Ouest par le cours de l'Isère. Ces massifs sont séparés les uns des autres par une série de cluses transverses.

Les formations sont 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. Les terrains tertiaires discordants sont représentés par une trilogie «calcaires - marnes - grès» transgressive d'Est en Ouest d'âge Lutétien à Burdigalien. Ils contiennent notamment les séries flyschoides bartono-stampienne dont les «Grès de Taveyannaz» à débris volcaniques dans les Bornes (Debelmas *et al.*, 1979; Doudoux *et al.*, 1992a).

Ces massifs subalpins forment avec le bassin molassique tertiaire l'avant-pays alpin. Le bassin molassique est bordé au Sud-Est par les chaînes subalpines et au Nord-Ouest par les premiers contreforts du Jura interne. Il a été comblé par des sédiments tertiaires syntectoniques liés à la flexuration de l'avant-pays (Deville *et al.*, 1994). Il s'agit principalement de grès et de carbonates, marins ou continentaux dont les âges s'étendent du Rupélien au Tortonien (Mugnier et Ménard, 1985; Berger J.P., 1992; Allen et Bass, 1993; Deville *et al.*, 1994). A l'affleurement, la zone d'étude comprend essentiellement de la molasse continentale inférieure datée de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur (Chattien - Aquitanien) surtout constituée de carbonates d'eau douce et de grès feldspathiques (Reggiani, 1989; Deville *et al.*, 1994).

### I-2 : Cadre structural et néotectonique régional

#### *I-2-1 : Cadre structural*

Les massifs subalpins se situent dans un cadre structural particulier : ils présentent des structures chevauchantes en direction du Nord-Ouest (décollement généralisé au niveau des évaporites du Trias), associées à un écaillage du socle sous-jacent (Figs. I-3a et I-3b). Les massifs subalpins sont chevauchants sur le bassin molassique au niveau du front subalpin. Ces chevauchements sont d'âge Oligocène supérieur - Aquitanien/Burdigalien (Guellec *et al.*, 1989) avec un rejeu tardif possible au Miocène supérieur.

Les Bauges sont fréquemment subdivisées en deux unités :

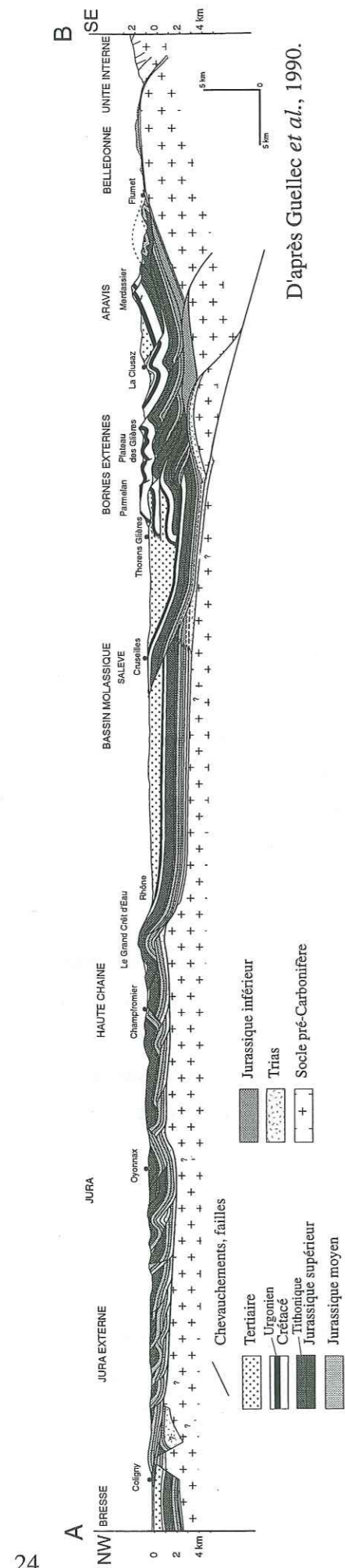
- l'unité du Semnoz, constituée principalement de l'anticlinal du Semnoz et du synclinal de Leschaux (également appelée unité pré-subalpine). Ces structures plicatives sont à caractère jurassien (Doudoux *et al.*, 1992a).

- l'unité des Bauges moyennes, pouvant être comparée à l'unité des Bornes externes. Elle en est toutefois séparée par un décrochement senestre N 160°, au niveau de la cluse annécienne.

Les Bornes *s.l.* sont constituées de :

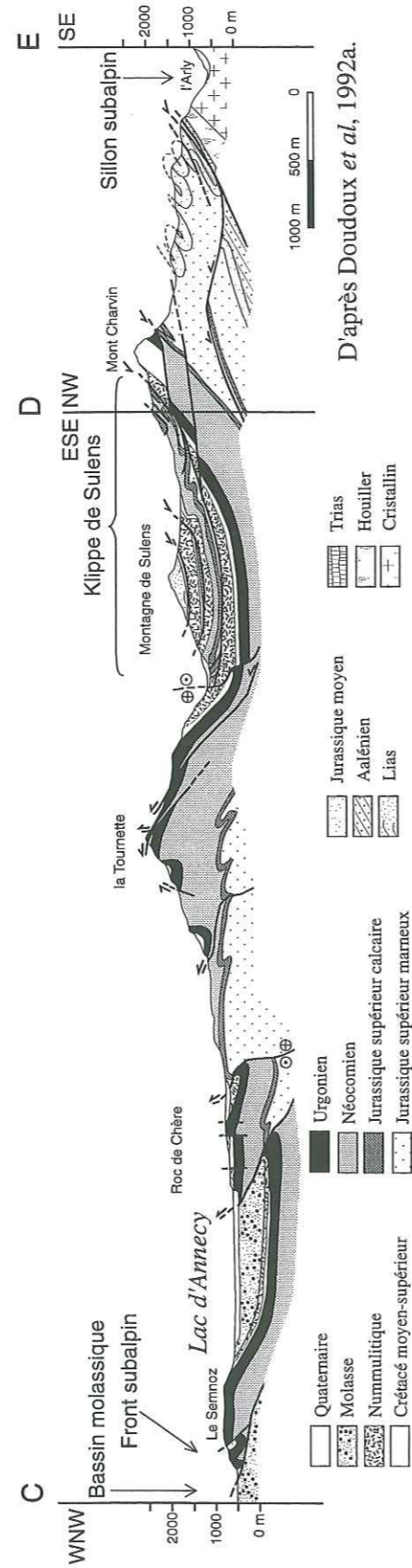
- l'unité des Bornes externes au Nord-Ouest
- la nappe des Aravis au Sud-Est.

Les Bornes externes sont elles-mêmes chevauchées par la nappe des Aravis dans leur partie orientale. La mise en place de la nappe des Aravis est mal datée. Elle serait contemporaine du chevauchement crustal du massif de Belledonne c'est-à-dire Oligocène supérieur - Miocène inférieur (Chaplet, 1989).



**Fig. I-3a : Coupe équilibrée du Massif des Bornes et de la bordure Sud-Est du bassin molassique**

La localisation de cette coupe se situe sur la figure I-2.



**Fig. I-3b : Coupe des Bornes, du sillon subalpin au bassin molassique**

La localisation de cette coupe se situe sur les figures I-1 et I-2.

Il faut noter la présence dans les Bornes de deux klippes principales : la klippe des Annes et la klippe de Sulens. Cette dernière présente une genèse complexe, puisqu'elle est constituée d'un empilement de nappes ultra-helvétiques et de nappes sub-briançonnaises (Doudoux *et al.*, 1992a) (Fig. I-3b). Leur mise en place est datée de la fin de l'Oligocène (Doudoux *et al.*, 1982).

Ces massifs sont bordés à leur limite orientale par les massifs cristallins externes et plus précisément par le massif des Aiguilles Rouges et le rameau externe du Massif de Belledonne. L'écaillage du Massif de Belledonne correspondrait à une phase tectonique postérieure aux chevauchements évoqués précédemment. Il serait d'âge Burdigalien - transition mio-pliocène. Il entraîne le soulèvement des Bornes, une fracturation et une nouvelle phase de chevauchements au sein des massifs subalpins (Guellec *et al.*, 1989).

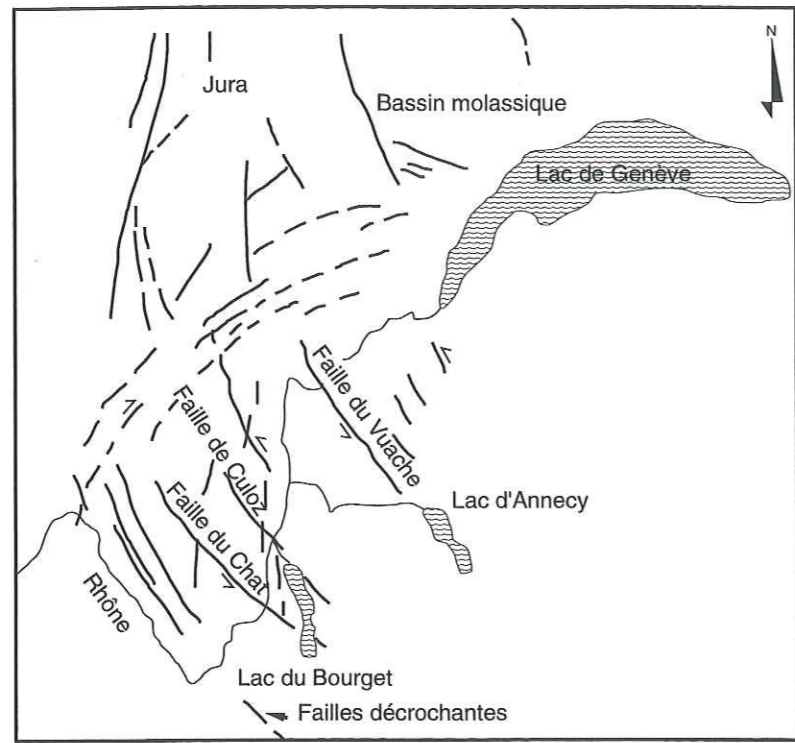
Le bassin molassique est affecté par une série d'accidents orientés Nord-Ouest / Sud-Est : faille du Col du Chat, faille de Culoz et faille du Vuache (localisées sur la figure I-4). Cette dernière est située dans l'axe de la dépression annécienne et a entraîné un affaissement du compartiment Sud. Elle a également fonctionné en mouvement décrochant senestre (De-launay et Rampoux, 1981; Charollais *et al.*, 1983). Une sismicité non négligeable ainsi qu'une déformation de terrains quaternaires marquent son activité actuelle (Jouanne, 1994). Il est possible que la prolongation de cet accident sous le compartiment chevauchant des massifs subalpins externes soit en partie responsable de la cluse séparant les Bornes et les Bauges, où s'est installé le lac d'Annecy (Enay et Donze, 1972).

Les Bauges et la partie Sud des Bornes sont recoupées par un autre accident majeur : la «faille d'Arcalod». Il s'agit d'une faille subverticale orientée Nord 30°, affaisant le compartiment oriental. Elle a également joué en décrochement dextre. Son fonctionnement est tardif, postérieur à l'arrivée de la klippe de Sulens, voire à la fin du Miocène (Doudoux, 1973).

*I-2-2 : Cadre néotectonique*

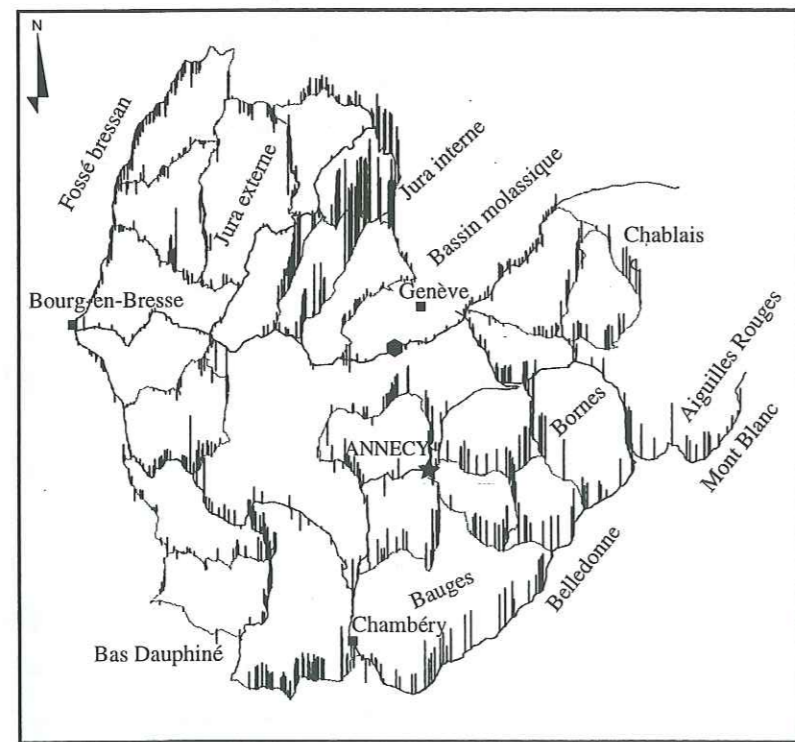
La figure I-5 présente les déplacements verticaux déduits de comparaisons de nivellement des Alpes Occidentales (Jouanne *et al.*, 1995). En ce qui concerne la zone étudiée, il semblerait que le massif de Belledonne présente une surrection par rapport aux massifs des Bauges et des Bornes, eux-mêmes en surrection par rapport au bassin molassique (le point de référence est pris dans le bassin molassique). Suivant un axe Nord-Ouest / Sud-Est, la surrection actuelle augmente donc lorsque l'on se rapproche des zones internes. On notera également l'importante surrection du Jura interne vis à vis du bassin molassique méridional.

La zone étudiée présente une activité sismique relativement importante, comme le montre



D'après Pavoni, 1961.

Fig. I-4 : Localisation des principaux accidents décrochants du bassin molassique méridional

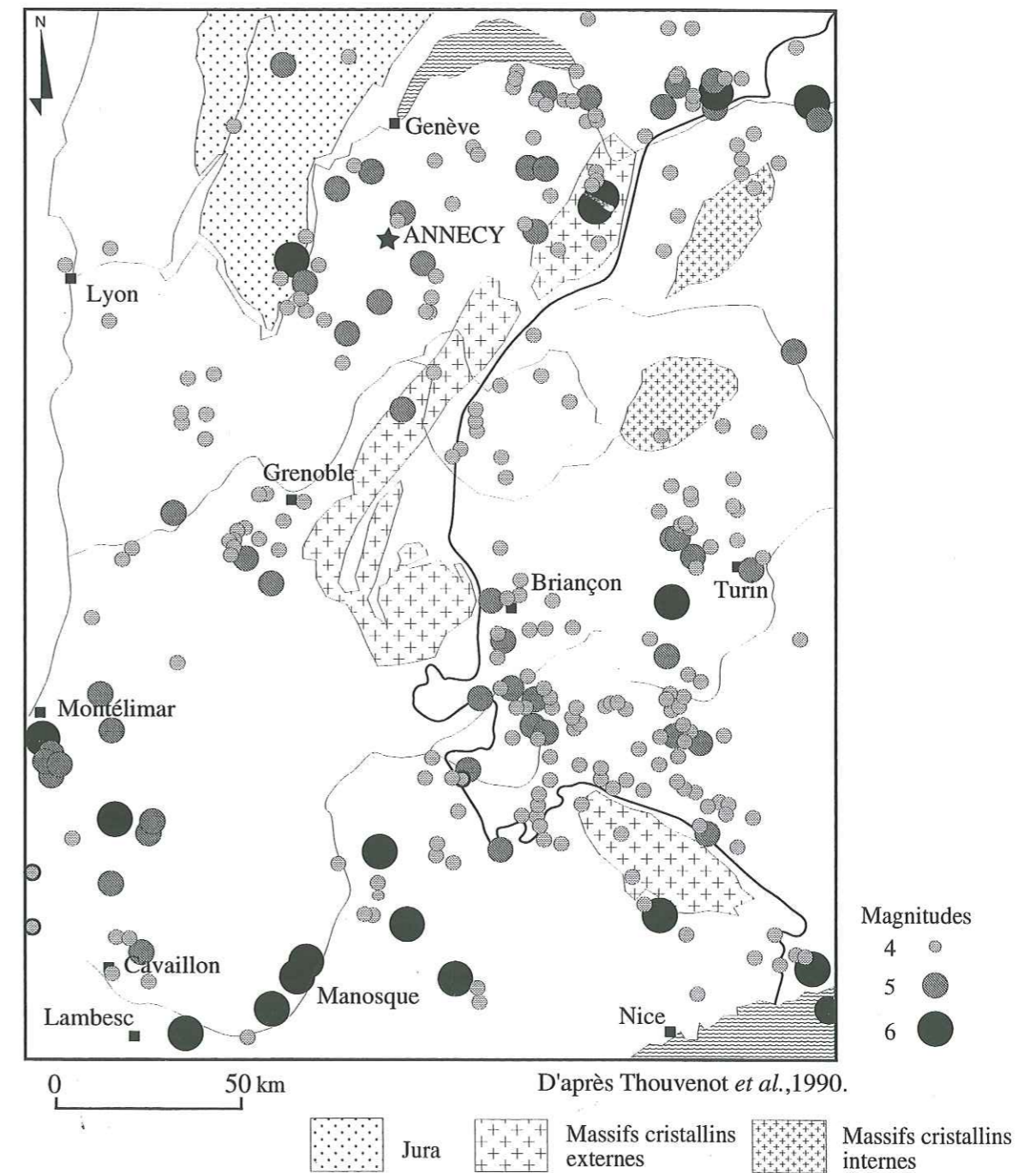


D'après Jouanne, 1994.

— Profil de 1<sup>er</sup>, 2<sup>nd</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre  
 ● Point de référence  
 — Surrection de 1 mm/an  
 — Subsidence de 1 mm/an

Fig. I-5 : Taux de déplacement actuel des Alpes nord-occidentales, du bassin molassique et du Jura méridional, calculés par rapport à un point de référence.

la carte de sismicité historique présentée sur la figure I-6, ainsi que deux séismes très récents : le séisme du Grand-Bornand (décembre 1994) d'une magnitude de 5,1 (Fréchet *et al.*, 1996) et le séisme du 15 Juillet 1996, dont l'hypocentre a été situé à la verticale de la faille du Vuache, d'une magnitude de 5,2 (Thouvenot, 1996).



D'après Thouvenot *et al.*, 1990.

● Magnitudes  
 4 ●  
 5 ●  
 6 ●

■ Jura    ■ Massifs cristallins externes    ■ Massifs cristallins internes

Fig. I-6 : Sismicité historique des Alpes Occidentales, période 1500 - 1990.



I-3 : Le lac d'Annecy et son bassin versant hydrographique actuel

Le lac d'Annecy, avec le Léman et le lac du Bourget, fait partie des plus grands lacs naturels français. Il s'étend entre 45°54' et 45°47' de latitude Nord, et 6°7' et 6°15' de longitude Est. Situé au Sud-Sud-Est de la ville d'Annecy, il occupe une vallée orientée Nord-Ouest / Sud-Est et occupe une position en «baïonnette», recoupant les structures alpines. Il est divisé en deux sous-bassins : le Petit Lac au Sud et le Grand Lac au Nord séparés par un étranglement constitué du Roc de Chère en rive Est et du Mont Gerbet en rive Ouest (Fig. I-7).

Sa longueur totale est de 14 km, pour une largeur maximale de 3 km. Sa surface est de 26,5 km<sup>2</sup>. La profondeur maximale atteinte dans le Grand Lac est de 64,5 m si l'on excepte le «Trou du Boubioz», dépression d'origine karstique qui, elle, atteint une profondeur de 82 m (Benedetti - Crouzet, 1972).

La profondeur maximale du Petit Lac est de 54,5 m. Entre ces deux sous-bassins, la profondeur minimale (seuil) est de 50 m. L'ensemble du lac représente un volume de 1280 . 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, avec un temps de résidence moyen de 3,8 ans (Benedetti - Crouzet, 1972).

Les principaux affluents actuels du lac sont, par ordre d'importance l'Eau Morte avec 40 % des apports liquides (embouchure au Sud du Petit Lac), l'Ire (15%), (embouchure au sud du Petit lac) et le Laudon (12%), (embouchure en rive ouest du Grand Lac)(Benedetti - Crouzet, 1972). L'exutoire du lac est formé par le canal du Thiou et par le canal de Vassé (reliés entre eux par le canal Saint-François) tous deux situés à l'extrémité Nord du Grand Lac. Ce sont des affluents du Fier.

La morphologie du bassin versant hydrographique actuel est présentée sur la figure I-7. Sa superficie est de l'ordre de 280 km<sup>2</sup>. Le lac représente donc moins de 10% de la surface de son bassin versant. L'altitude varie de 2351 m (la Tournette) à 446,5 m, cote actuelle du lac. Son altitude moyenne est de 900 m et sa pente moyenne est de 6% (Benedetti - Crouzet, 1972).

Le bassin versant actuel du lac d'Annecy est composé de terrains sédimentaires (si l'on excepte les blocs et galets ignés et métamorphiques contenus dans certaines formations glaciaires). Les alternances marnes - calcaires constituent l'essentiel des formations à l'affleurement (33% de calcaires, 30% de marnes) et concernent une série stratigraphique qui s'étend du Lias à l'Oligocène inférieur (Quaternaire excepté). Les terrains les plus représentés sont ceux du Crétacé (Fig. I-8).

Les principaux abrupts et sommets subalpins sont constitués par la barre urgonienne et dans une moindre mesure par les calcaires tithoniques.

La molasse continentale inférieure (d'âge Chattien - Aquitaniens) représente 6 % des

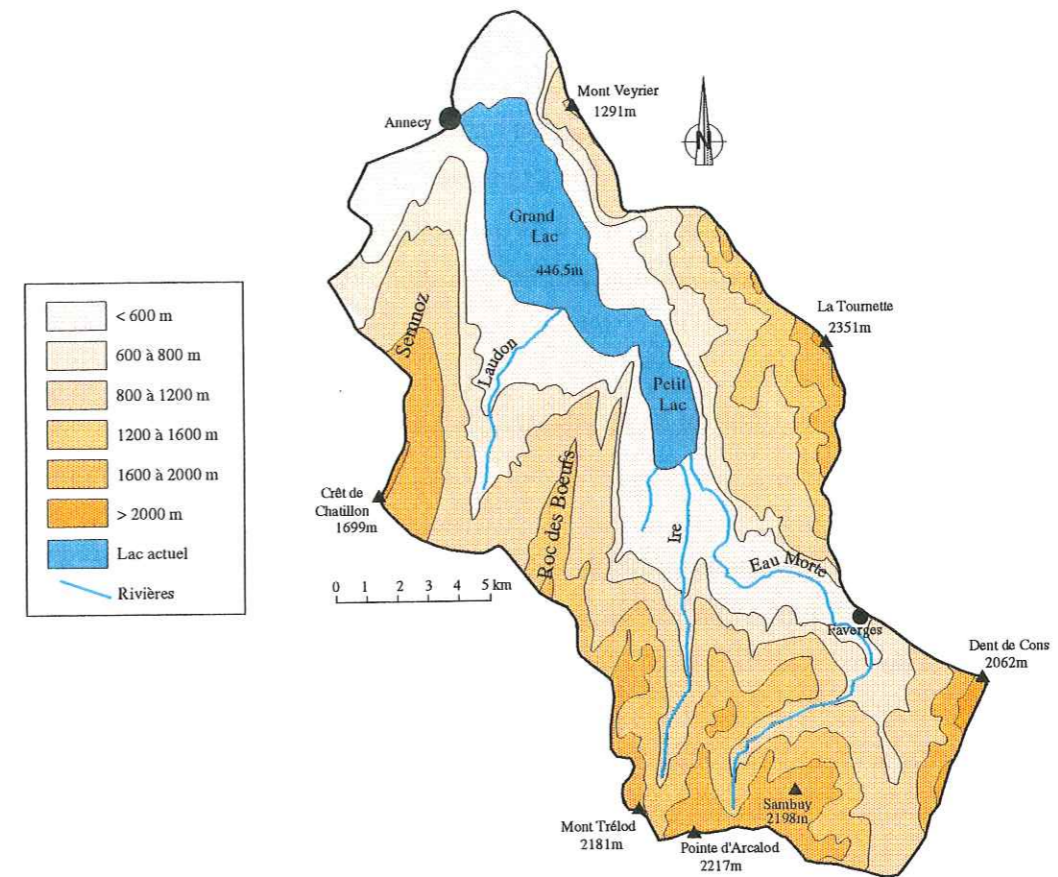
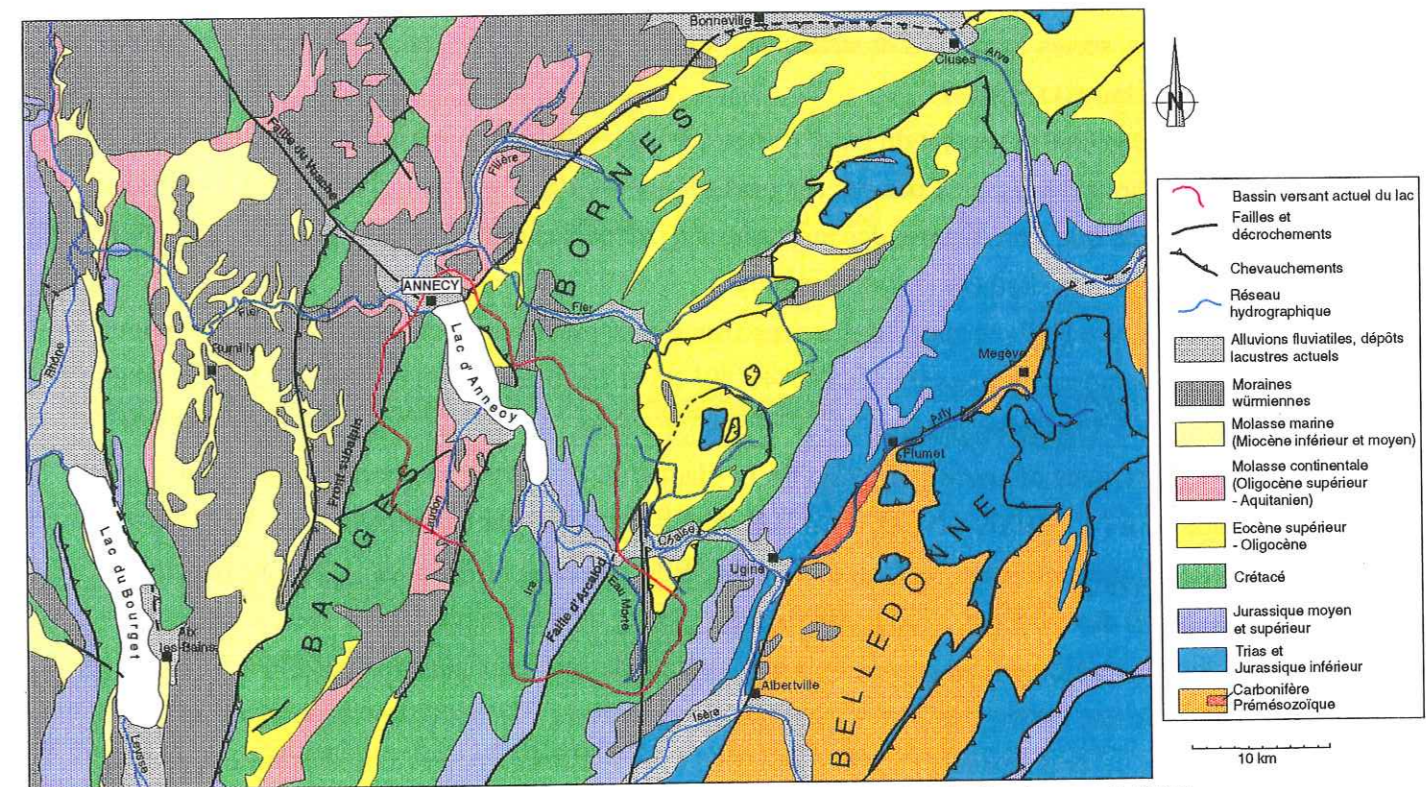


Fig. I-7 : Le lac d'Annecy actuel et son bassin hydrographique



D'après cartes BRGM 1/250 000, Tardy (inédit), Doudoux et al., 1992b.

Fig. I-8 : Carte géologique simplifiée des Alpes nord-occidentales

terrains affleurants. Principalement localisée dans le synclinal de Leschaux (vallée du Laudon), elle est essentiellement constituée de grès grossiers (Doudoux *et al.*, 1992a).

Les terrains quaternaires (31% des formations à l'affleurement, Benedetti-Crouzet, 1972) sont représentés par la moraine supérieure würmienne, les alluvions de fond de vallée (fluviales, lacustres) et des cônes de déjection. La moraine inférieure rissienne et les terrains interglaciaires («alluvions anciennes» et lignites) ne sont que rarement observés.

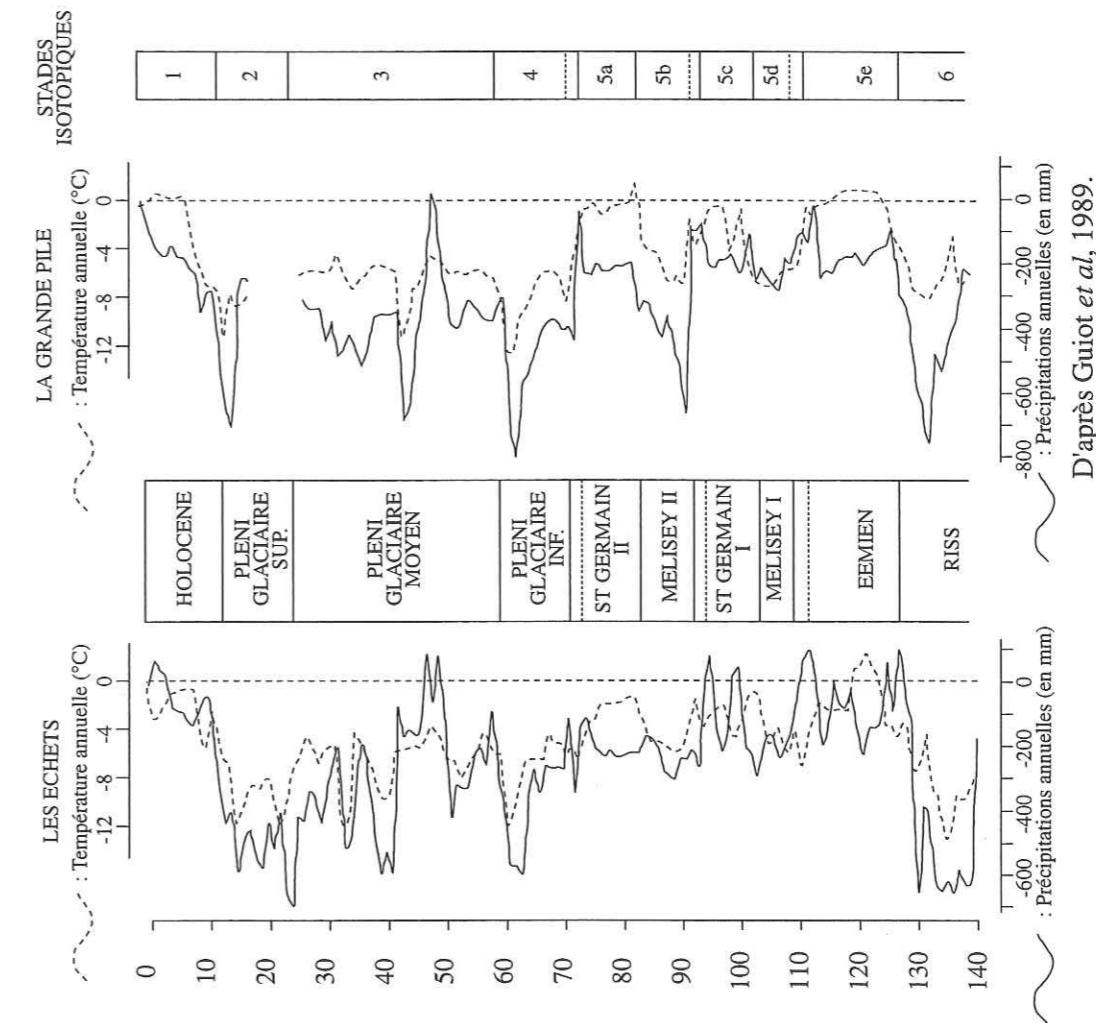
**I-4 : Cadre chrono-climatique de la genèse des grands lacs naturels du Nord-Ouest des Alpes**

Le Quaternaire, dans les régions tempérées de l'hémisphère Nord, est marqué par d'importantes variations climatiques : une succession de périodes glaciaires et de périodes interglaciaires. Au début du siècle, Penck et Brückner (1909, *in Williams et al.*, 1993) puis Eberl (1928, *in A. Berger*, 1992) et Schaefer (1957, *in Conchon*, 1992) établirent les bases d'une chronologie quaternaire en milieu continental, d'après la position et le degré d'altération de terrasses fluvio-glaciaires. Chaque période glaciaire reçut le nom du cours d'eau où elle fut définie : Würm, Riss, Mindel, Günz, Donau et Biber.

Cette chronologie s'est toutefois avérée incomplète et il semble que cette terminologie ne puisse plus être utilisée, excepté pour la dernière glaciation dite würmienne (A. Berger, 1992; Conchon, 1992). La stratigraphie du Quaternaire dans son ensemble s'appuie maintenant sur différents paramètres : échelle magnétostratigraphique, variations faunistiques et floristiques, séries lœssiques et stades isotopiques de l'oxygène (marqueurs du volume des calottes polaires) (Fig. I-9).

Dans le bassin versant du lac d'Annecy, seuls les deux derniers cycles glaciaires - interglaciaires sont représentés par des témoins sédimentaires. En milieu continental, c'est pour cette période que l'on dispose des informations paléoclimatiques les plus précises, essentiellement grâce aux données palynologiques.

La figure I-10 présente les données climatiques issues de deux séries de référence pour l'Europe occidentale : Les Echets (45°48'30"N) et La Grande Pile (47°44'N). Ces courbes mettent en évidence les deux derniers cycles glaciaires - interglaciaires (Guiot *et al.*, 1989). L'enregistrement démarre par la fin de la glaciation dite rissienne correspondant au stade isotopique 6 (≈ 130 000 - 175 000 ans B.P., Fig. I-11) défini par Martinson *et al.* (1987). Cette période se présente comme froide et sèche. Elle correspond dans les Alpes au maximum d'extension des glaciers, avec notamment le glacier du Rhône qui atteint alors les alentours de Lyon et une altitude de la glace dans le bassin molassique pouvant dépasser 1400 m (Campy, 1992). Elle est suivie par l'avant-dernier interglaciaire, l'Eémien, correspondant au stade isotopique 5e (≈ 110 000 - 130 000 ans B.P., Ponel, 1994), chaud (température estivale de



D'après Guiot *et al.*, 1989.

**Fig. I-10 : Reconstruction des variations des précipitations annuelles et de la température moyenne pour les sites de La Grande Pile et des Echets. Les précipitations et la température sont exprimées en écarts par rapport aux valeurs actuelles (1 080 mm et 9,5°C pour la Grande Pile et 800 mm et 11°C pour Les Echets).**

CHRONOLOGIE GLACIAIRE	POLLINIQUE	PALEO-MAGNETISME	STADES ISOTOPIQUES	DATEATIONS B.C.
HOLO-CENE	POST-GLACIAIRE		1	- 8.200
PLEISTOCENE SUPERIEUR	TARDI-GLACIAIRE		2	
	WURM RECENT ou WECHSEL	LASCHAMP MUNGO	3	- 35.000
PLEISTOCENE MOYEN	WURM ANCIEN		4	
	RISS - WURM		5	- 80.000
	RISS ou SAAL sup.	BLAKE	6	- 120.000
	MINDEL - RISS moy.	JAMAICA	7	- 250.000
PLEISTOCENE INFÉRIEUR	MINDEL ou ELSTER ancten		8	- 350.000
	GUNZ - MINDEL	LEVANTIN	9	
	GUNZ		10	
	CROMERIEN		11	
	BAYELIEN MENAPIEN WAALIEN EBURONIEN		12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24	- 650.000 - 700.000 - 900.000
	TIGLIEN	JARAMILLO A V A M A V A U A T A V A K		- 1.200.000
	DONAU - GUNZ	OLDUVAI		- 1.800.000

D'après Renault-Miskovsky, 1992.

**Fig. I-9 : Cadre chronostratigraphique et paléoclimatique du Quaternaire européen.**

2°C supérieure à l'actuel sur l'ensemble de l'Europe, (A. Berger, 1992) et humide (Figs. I-10 et I-11). A l'échelle mondiale cette période correspond à un niveau marin de 6 m (Shakleton, 1987 in Lorius, 1993) à 7 m (Bard *et al.*, 1990) plus élevé qu'à l'actuel. Débute ensuite la glaciation würmienne *s.l.* qui se traduit au niveau mondial par une importante chute du niveau marin (-60 m, d'après A. Berger, 1992). S'ensuit une période complexe marquée par d'importantes variations de température et d'humidité.

On notera en Europe occidentale la présence de deux stades froids et secs : Mélisey I et II (stades isotopiques 5d et 5b) ainsi que de deux interstades relativement chauds et humides, sans toutefois atteindre les caractéristiques d'un interglaciaire : Saint Germain I et II (stades isotopiques 5c et 5a, Woillard, 1978; Seret *et al.*, 1990; A. Berger, 1992). Ce dernier est suivi

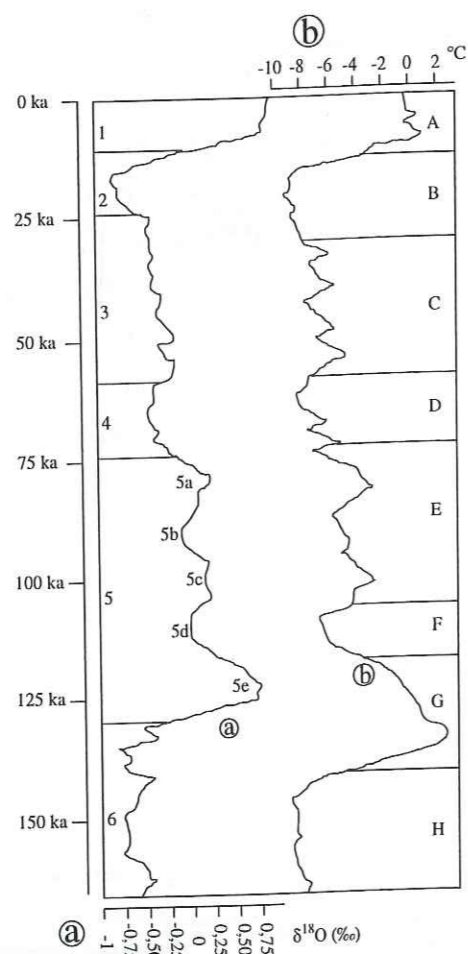


Fig. I-11 : Enregistrements climatiques dans la calotte glaciaire antarctique (Vostok).  
 - a : Variation du  $\delta^{18}O$  et limites des stades isotopiques marins définis par Martinson *et al.*, 1987.  
 - b : Variation au cours du temps de la température (écart à la température actuelle de -55,5°C) d'après les contenus en Deutérium ( $\delta D$ ).

D'après Jouzel *et al.*, 1987.

à 72 000 ans B.P. par le Würm *s.s.* qui peut être subdivisé en trois périodes principales : le Pléniglaciaire würmien inférieur ( $\approx 72\ 000 - 60\ 000$  ans B.P.) froid et humide puis très froid et très sec, le Pléniglaciaire moyen ( $\approx 60\ 000 - 25\ 000$  ans B.P.), froid et sec et le Pléniglaciaire würmien supérieur ( $\approx 25\ 000 - 15\ 000$  ans B.P.), caractérisé par des températures très basses, sans équivalent depuis la glaciation antérieure (Guiot *et al.*, 1989). Selon les auteurs, le maximum glaciaire au niveau mondial serait atteint entre 21 000 et 17 000 B.P. Le niveau marin était alors  $121 \pm 5$  m plus bas qu'aujourd'hui (Fairbanks, 1989) et les calottes glaciaires à leur maximum d'extension. Leur épaisseur pouvait atteindre 4000 m (CLIMAP 1981 in A. Berger, 1992; Crowley et North, 1991). La figure I-12 montre le développement de la calotte scandinave ainsi que l'extension du permafrost sur l'Europe occidentale pour cette période, comparés à l'actuel.

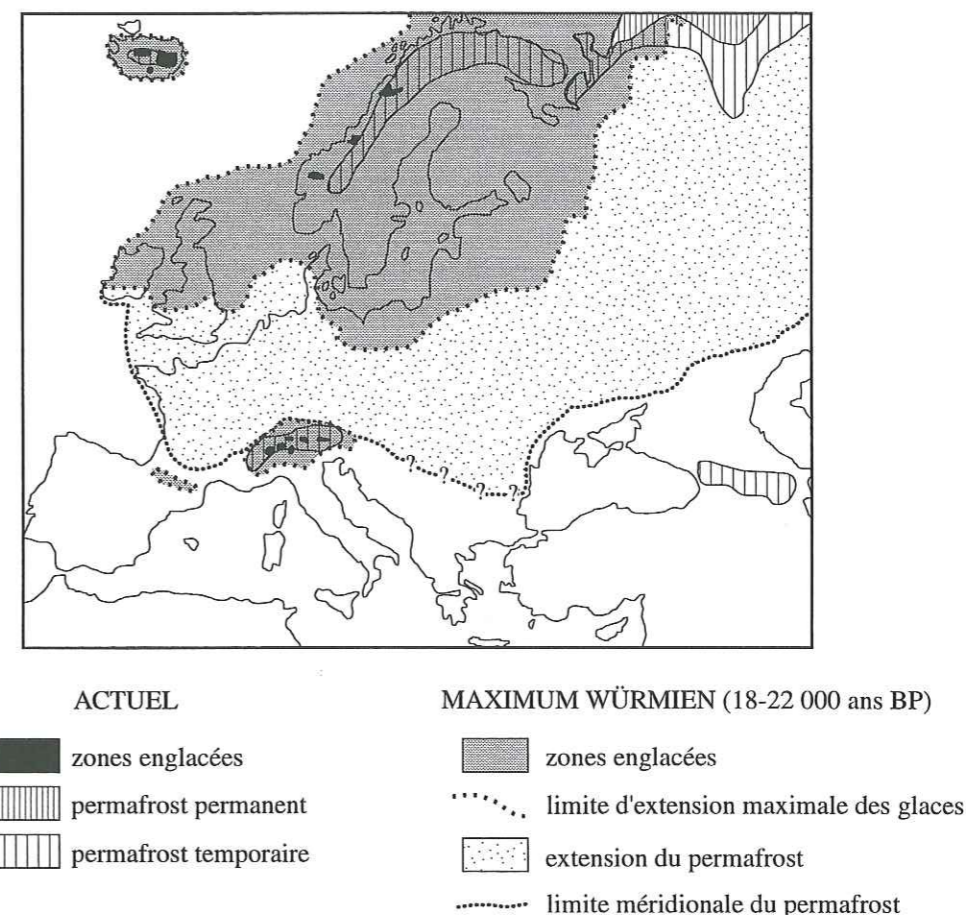
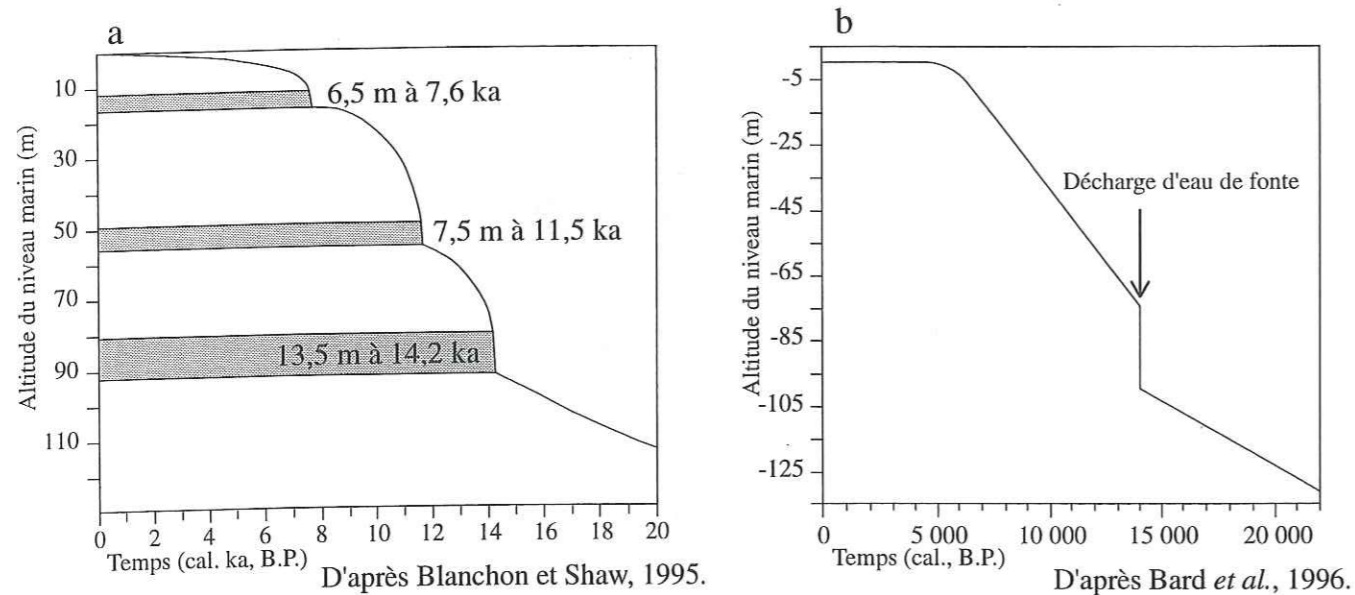


Fig. I-12 : Zones glaciaires et périglaciaires d'Europe et de Scandinavie à l'actuel et au dernier maximum glaciaire.

D'après Maarleveld 1976, Anderson 1981, Baulin et Danilova 1984, Harris 1985, in Williams *et al.*, 1993.

La déglaciation s'amorce après ce maximum glaciaire. C'est le Tardiglaciaire, correspondant globalement aux chronozones palynologiques du Dryas ancien, du Bølling, de l'Allerød et du Dryas récent. De vitesse modérée au Dryas ancien, la déglaciation s'accélère

ensuite et semble s'effectuer rapidement, par pulsations successives. En milieu océanique, le nombre de phases de remontée brutale du niveau marin liées à la fonte des glaces polaires varie selon les auteurs de 1 à 3 (Figs. I-13a et I-13b). Le recoupement de ces différentes données met en évidence une accélération importante de la fonte située aux alentours de 14 000 ans cal. B.P. (Duplessy *et al.* in Ruddiman *et al.*, 1985; Bard *et al.*, 1990; Blanchon et Shaw, 1995; Bard *et al.* 1996) avec des vitesses de remontée très fortes pouvant parfois dépasser 2 m par siècle (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Blanchon et Shaw, 1995).



Figs. I-13a et I-13b : Reconstitutions des variations du niveau marin lors de la dernière déglaciation à partir de récifs coralliens de la Barbade (a) et de récifs coralliens tahitiens (b).

La déglaciation mondiale est interrompue par une phase plus froide (au Dryas récent), entre 11 000 et 10 000 ans B.P., identifiée par les analyses palynologiques mais aussi en milieu océanique (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990) et dans les calottes polaires (Lorius *et al.*, 1990). On entre ensuite dans la période holocène, à l'intérieur de laquelle la palynologie permet de distinguer plusieurs chronozones, correspondant à des phases climatiques distinctes (A. Berger, 1992; Magny, 1995) (Fig. I-14).

En Europe, le Préboréal (base de l'Holocène) est caractérisé par un climat sec et une augmentation des températures. Ce réchauffement va s'accroître durant le Boréal et l'Atlantique (qui constitue l'Optimum Climatique), chaud et humide (climat tempéré doux). La température moyenne peut être alors considérée comme de 2 °C supérieure à l'actuelle. Le Subboréal voit les températures légèrement diminuer et le climat est alors temporairement plus sec.

Années solaires avant J.-C.	AGES B.P.	CHRONOZONES	CIVILISATIONS
		SUBATLANTIQUE	Gallo-Romain Age du Fer
820	2 700	SUBBORÉAL	Age du Bronze
3 450	4 700	ATLANTIQUE récent	Néolithique
4 880	6 000	ATLANTIQUE ancien	
6 900	8 000	BORÉAL	Mésolithique
8 030	9 000	PRÉBORÉAL	
9 200	10 000	DRYAS récent	Paléolithique
10 970	11 000	ALLERØD	
13 000	12 000	BØLLING	
	12 700	DRYAS ancien	
	14 000		
16 000	15 000	PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR	
19 500	18 000	MAXIMUM GLACIAIRE	

D'après Magny, 1995.

Fig. I-14 : Tableau chronologique du Pléniglaciaire supérieur, du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

Les températures continuent de descendre durant la phase subatlantique qui présente alors un climat frais et humide (Tricot, 1990 in A. Berger, 1992; Renault - Miskovsky, 1992; Magny, 1995).

I-5 : Données sur les modalités de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales

Les différentes phases de glaciation - déglaciation würmiennes en Europe Occidentale se révèlent relativement complexes, tant du point de vue des mécanismes que de la chronologie. En ce qui concerne le Nord-Ouest des Alpes, une reconstitution de la déglaciation finiwürmienne a été proposée par Campy *et al.* (1990) : le flux glaciaire majeur est constitué du glacier rhodanien (Fig. I-15). Après avoir atteint son extension maximale (matérialisée par le «Complexe des moraines internes», situé à quelques kilomètres à l'Est de Lyon), il semble

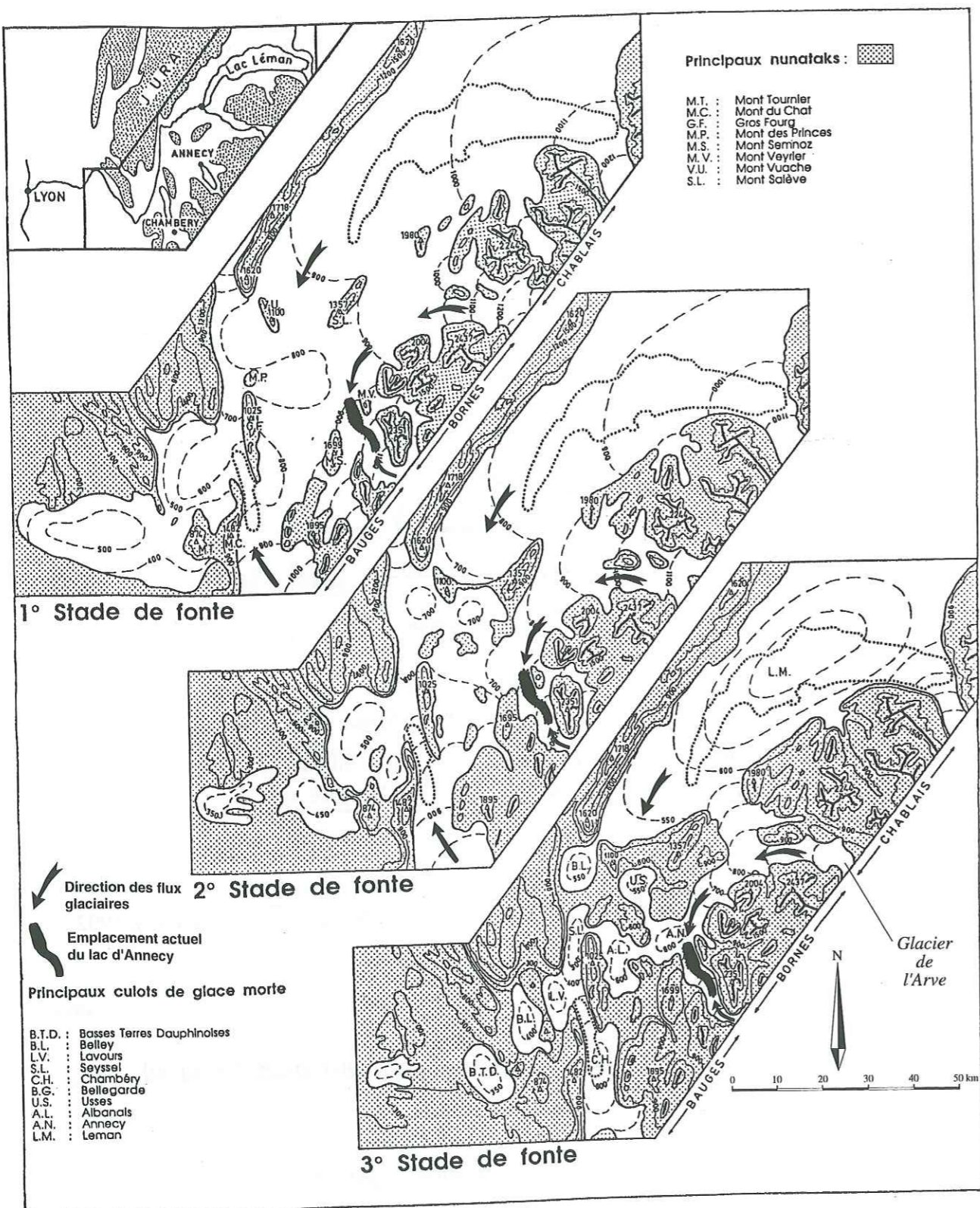


Fig. I-15 : Evolution de la paléogéographie glaciaire au cours des trois stades principaux de fusion dans la moyenne vallée du Rhône d'après Campy *et al.*, 1990.

que la fonte de ce glacier ne se soit pas effectuée par un recul progressif de son front, mais par ablation sur place de glaces rendues «mortes» par manque d'alimentation (Nicoud, 1985; Monjuvent et Nicoud 1988; Campy *et al.*, 1990). Ce mécanisme aurait été favorisé par la présence de bassins successifs séparés par des seuils plus ou moins transverses, entraînant le découpage du glacier en culots individualisés. Un certain nombre de formations juxtaglaciaires est associé à cette fonte sur place.

En ce qui concerne la chronologie de la déglaciation, deux hypothèses sont avancées :

- hypothèse d'un **maximum glaciaire** (correspondant au stade d'avancée maximale du front du glacier) **au Würm moyen**, antérieur à 34 000 ans B.P. ayant mis en place les moraines «internes» de Lagnieu (Blavoux, 1988; Monjuvent et Nicoud, 1988a; Nicoud *et al.*, 1993). L'extension du glacier rhodanien du Würm récent resterait relativement restreinte, ne dépassant pas la région genevoise (moraine frontale de Laconnex ?). Elle présenterait un certain nombre d'oscillations responsables de la mise en place du complexe morainique d'Evian où 6 épisodes d'englaciation ont été datés, entre 26 200 ±1200 et 23 500 ±1200 ans B.P. La déglaciation s'amorcerait vers 16 000 ans B.P. et s'achèverait vers 13 000 ans B.P. (Olive, 1972, Arn, 1984, Gabus *et al.*, 1987 in Nicoud *et al.*, 1993).

- hypothèse d'un **maximum glaciaire au Würm récent** postérieur à 26 000 ans B.P. (Schlüchter, 1988; Magny, 1995), corrélé avec le dernier refroidissement mondial (18 000 - 20 000 ans B.P.). La déglaciation postérieure est supposée très rapide (de quelques centaines d'années à 2 000 ans maximum) et autour de 13 000 ans B.P. en amont du bassin lémanique (Schlüchter, 1988).

Aucune donnée chronologique directe n'est disponible pour l'instant sur la déglaciation de la dépression annécienne. Les deux hypothèses présentées ci-dessus ne concernent que le glacier rhodanien, alors que la dépression annécienne pouvait recevoir un glacier en provenance du Sud-Sud-Est (alimenté par une zone plus interne, telle que la vallée de l'Arly) et/ou la diffluence Sud-Ouest du glacier de l'Arve (Fig. I-15).

En ce qui concerne les autres vallées glaciaires alpines ainsi que les autres massifs montagneux, une tentative de corrélation présentée sur la figure I-16 a été effectuée par Monjuvent et Nicoud (1988b) même si certaines datations sont sujettes à discussion.

Dans la vallée de l'Arve, plusieurs phases de retrait ont pu être mises en évidence (Dorthe - Monachon, 1988) après la séparation du glacier de l'Arve du glacier du Rhône, mais aucune datation absolue n'a pu être effectuée. Ces phases sont toutefois supposées Würm final et postérieures (post 17 000 ans B.P., Dorthe - Monachon, 1988; Monjuvent et Nicoud, 1988b).

Dans les Alpes du Sud, Jorda (1988) situe le maximum glaciaire au Würm récent, entre 24 000 et 29 000 ans B.P. L'interstade qui fait suite à ce maximum est lui même suivi d'une

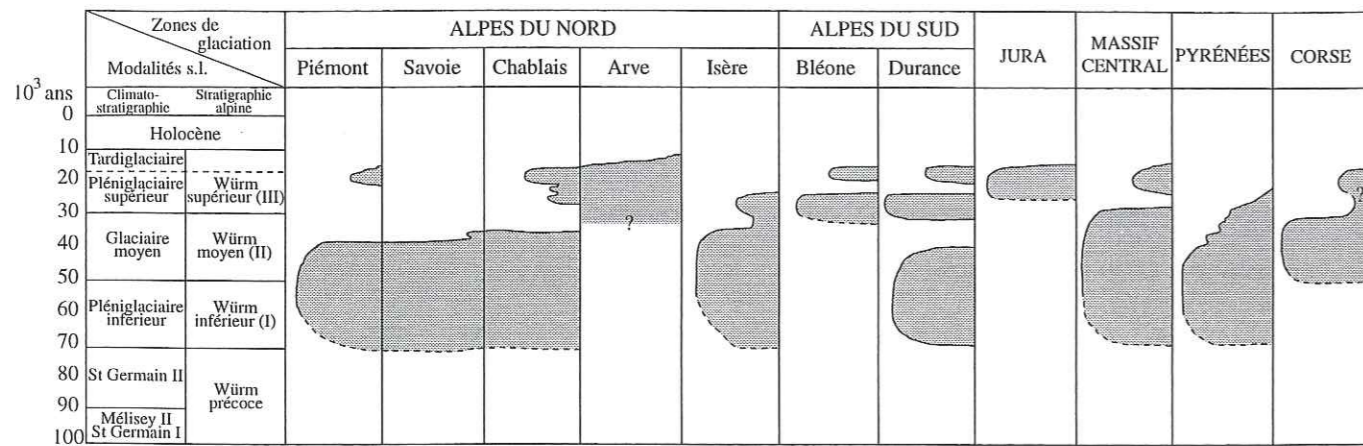


Fig. I-16 : Principaux événements glaciaires dans les montagnes françaises (Alpes Maritimes et Vosges exceptées), d'après Monjuvent et Nicoud, 1988b.

réavancée glaciaire à partir de 20 000 ans B.P. Les grandes vallées seraient désenglacées avant 15 000 ans B.P. La déglaciation finale aurait été extrêmement rapide (Jorda et Rosique, 1994).

Le maximum glaciaire würmien dans le massif jurassien est attribué au Würm récent (Campy et Richard, 1988) et aurait été suivi d'un retrait glaciaire rapide présentant néanmoins cinq phases de stabilisation. L'âge de cet événement glaciaire est estimé entre 25 000 et 15 000 ans B.P.

Dans le Massif Central, le maximum glaciaire est antérieur à 28 000 ans B.P. La dernière récurrence glaciaire est attribuée au Würm récent (antérieure à 18 000 ans B.P., Etlicher et De Goer De Herve, 1988).

En Corse, trois extensions glaciaires sont reconnues depuis le Würm moyen. Les vallées ont été abandonnées des glaces à partir de 18 000 ans B.P. A l'Allerød, les glaciers de cirque avaient fini de fondre (Conchon, 1988).

C'est dans les Pyrénées que la déglaciation semble la plus précoce : le maximum glaciaire est antérieur à 38 000 ans B.P. Une récurrence de moindre extension est mise en évidence, antérieure à 26 000 ans B.P. La déglaciation s'ensuit jusqu'à environ 15-16 000 ans B.P. (Andrieu *et al.*, 1988).

I-6 : Quelques exemples de remplissages lacustres périalpins

Les remplissages des principaux lacs périalpins constituent d'excellentes archives sédimentaires à l'échelle du Postglaciaire. Pour cette raison, un certain nombre d'entre eux ont déjà fait l'objet d'études sédimentologiques détaillées. Les grands lacs suisses (Léman, lac de Zürich, de Brienz, de Neuchâtel) sont des lacs de surcreusement glaciaire et leur profon-

deur initiale se situe souvent plus bas que le niveau actuel de la mer (Nicoud *et al.*, 1987; Pugin, 1988; Campy et Macaire, 1989). Ces lacs sont donc de même origine et se situent dans un contexte géodynamique voisin de celui du lac d'Annecy. Afin de mettre en évidence quels types de dépôt et quelles successions sédimentaires constituent ces remplissages, quelques exemples sont succinctement décrits ici, ceci permettant également de mieux définir le cadre chrono-climatique du remplissage lacustre annécien. Le choix s'est porté sur les remplissages de lacs de taille conséquente disposant de données de forages carottés. La localisation de ces lacs, leurs caractéristiques globales ainsi que le positionnement des forages décrits ci-dessous sont présentés sur la figure I-17.

*I-6-1 : Le Léman*

Une étude sédimentologique détaillée a été effectuée sur la partie occidentale du Léman (le Petit Lac) correspondant à la rade de Genève, par l'intermédiaire de plusieurs forages (A. Moscariello, 1996).

Comme le présente la figure I-18, cinq unités sédimentaires principales ont pu être reconnues par cet auteur dans le carottage le plus complet du remplissage sédimentaire.

A la base de celui-ci, directement au contact du « substratum » molassique sous-jacent, l'unité A est composée de sables et de silts laminés. Elle reflète un environnement de dépôt de type deltaïque, en milieu proglaciaire, probablement alimenté par un torrent sous-glaciaire.

Elle est recouverte par l'unité B, constituée par l'empilement de différents types de moraines : moraine de fond, moraine de retrait et moraine sous-aquatique.

L'unité C, composée de graviers grossiers associés à des sédiments fins stratifiés et à des diamictes massives, est interprétée comme une unité lacustre proglaciaire, liée à l'activité de torrents sous-glaciaires, de flux gravitaires et à de la remobilisation de moraines supraglaciaires.

L'unité D, constituée de turbidites auxquelles viennent s'associer des varves dans sa partie supérieure, met en évidence l'abandon de la dépression lacustre par le glacier.

Au sommet de l'enregistrement sédimentaire, l'unité E présente un changement important des conditions hydrodynamiques puisque dominant alors les processus de décantation de matériel d'origine biogène. Une réaugmentation des apports terrigènes au sommet de la carotte est attribuée à l'action anthropique sur le bassin versant (déforestation).

Du point de vue chronologique, l'essentiel des données repose sur les analyses palynologiques qui ont permis de définir les principales subdivisions du Tardiglaciaire et de l'Holocène (partie supérieure de l'unité D et unité E). On notera l'absence du Bølling, liée à un slump. De la déglaciation à l'Allerød, la sédimentation est uniquement détritique (moraines, turbidites, varves). Durant l'Allerød apparaissent les premières traces de sédimentation

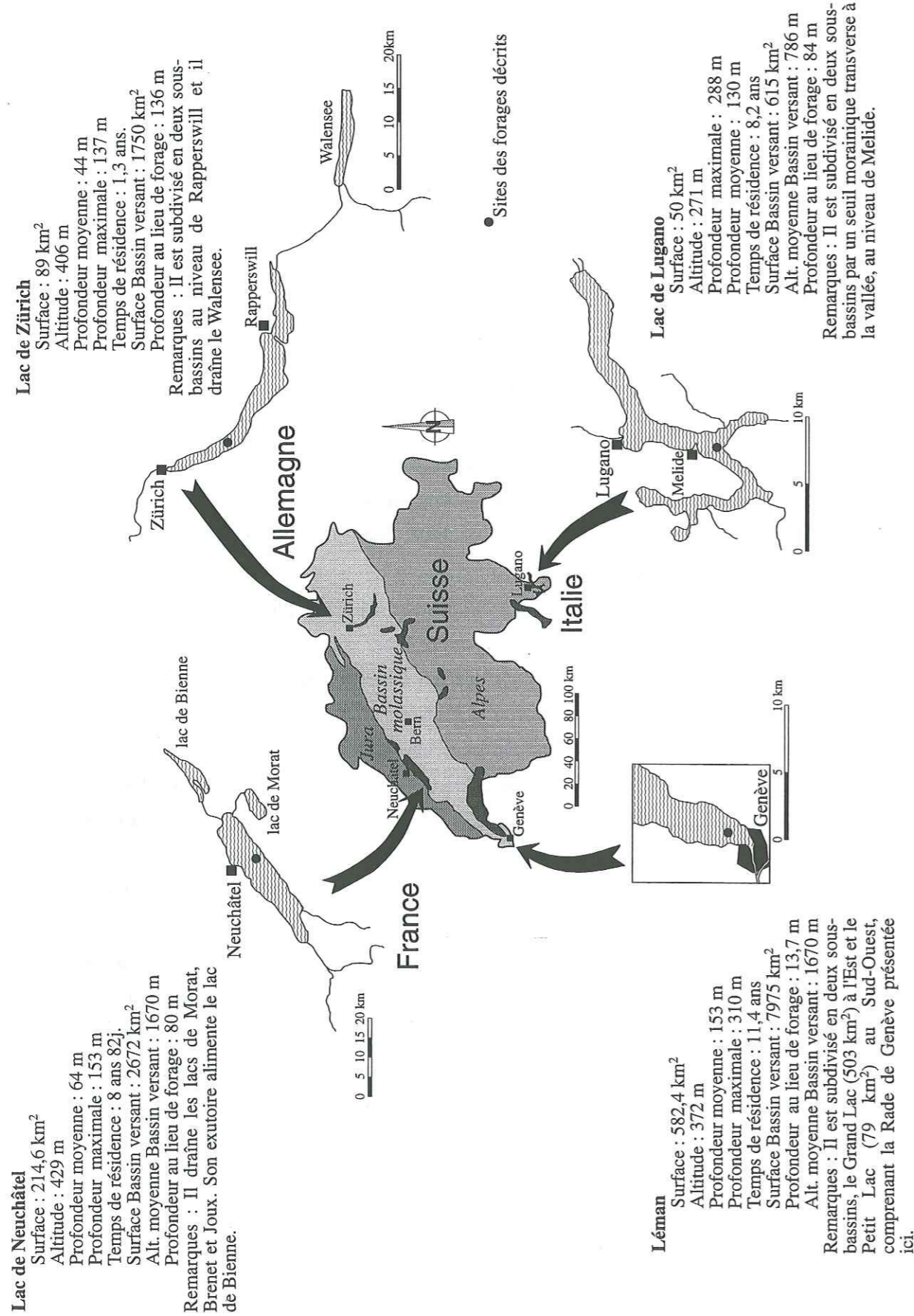
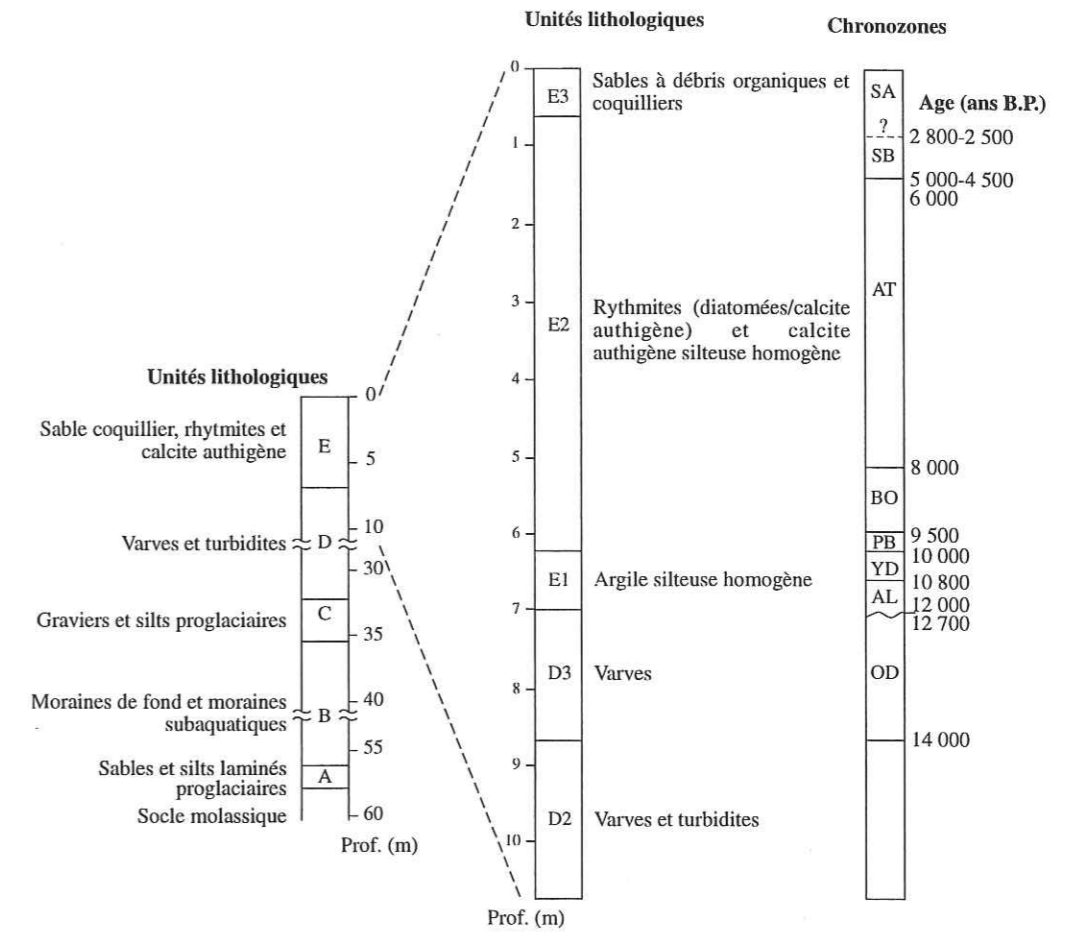


Fig. I-17 : Localisation et principales caractéristiques de 4 grands lacs péri-alpins

D'après Liechti, 1994; Lister, 1984, 1985; Moscariello, 1996; Niessen et Kelts, 1989; Schwalb, 1992 et Wick, 1989.



Chronozones : SA : Subatlantique; SB : Subboréal; AT : Atlantique; BO : Boréal; PB : Préboréal; YD : Dryas récent; AL : Allerød; BØ : Bølling; OD : Dryas ancien.

Fig. I-18 : Description simplifiée d'un carottage (F3) du remplissage sédimentaire de la rade de Genève (Léman)

D'après Moscariello, 1996.

biogène (ostracodes, algues, calcite biogène). La détérioration des conditions climatiques au Dryas récent se traduit par une réaugmentation des apports détritiques, liée à l'accentuation des processus de lessivage des sols sur le bassin versant. L'amélioration de ces mêmes conditions à partir du Préboréal entraîne l'installation définitive de la sédimentation authigène dans le bassin lacustre.

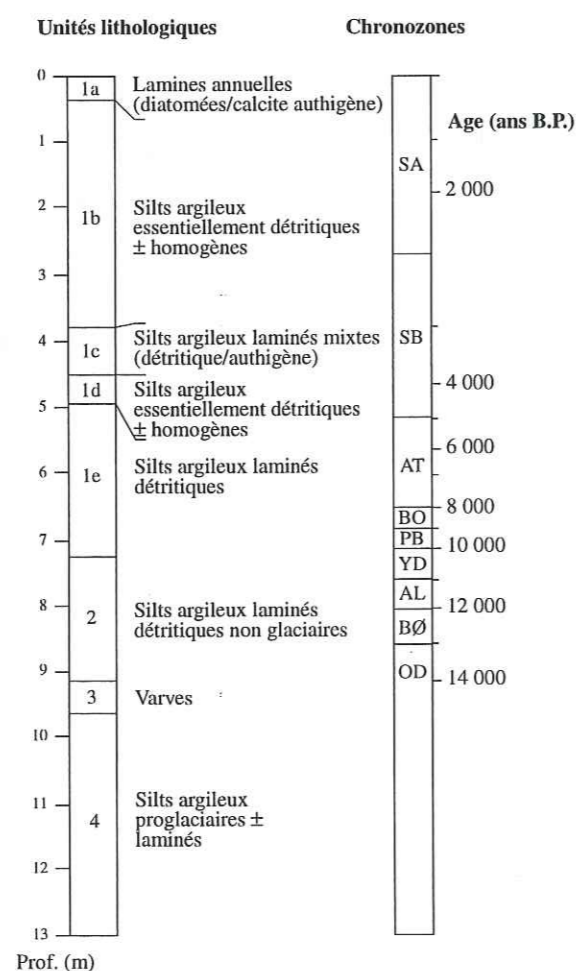
Deux datations <sup>14</sup>C AMS ont été effectuées sur des débris de bois trouvés à la base de l'unité C (lacustre proglaciaire) de deux carottes différentes. Les âges obtenus sont >32 500 ±300 et 18 940 ±210 ans B.P. Le retrait du glacier de la Rade de Genève serait donc postérieur à la date la plus récente. Ces dates sont toutefois fragiles étant donné la différence des âges mesurés concernant deux dépôts stratigraphiquement corrélés déposés en un intervalle de temps supposé court (remaniements ?). De plus certaines datations <sup>14</sup>C AMS effectuées

dans la partie holocène du remplissage sont en désaccord avec les âges habituellement attribués aux zones polliniques.

### I-6-2 : Lac de Lugano

Un forage carotté a été effectué dans le remplissage sédimentaire du lac de Lugano (Niessen et Kelts, 1989).

Quatre unités sédimentaires principales ont été définies sur ce carottage de 13 m qui n'a pas atteint le substratum (Fig. I-19). La chronologie du remplissage a été définie à l'aide de datations  $^{14}\text{C}$ , d'analyses palynologiques et de corrélations géomagnétiques.



Chronozones : SA : Subatlantique; SB : Subboréal; AT : Atlantique; BO : Boréal; PB : Préboréal; YD : Dryas récent; AL : Allerød; BØ : Bølling; OD : Dryas ancien.

Fig. I-19 : Description simplifiée d'un carottage (LG 83-17) du remplissage sédimentaire du lac de Lugano

D'après Niessen et Kelts, 1989.

A la base du forage, l'unité 4 se compose de silts argileux parfois laminés (varves *s.s.*), dans lesquels viennent s'intercaler des turbidites sableuses. Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts proglaciaires, avec un glacier en position proximale.

L'unité 3 sus-jacente présente la transition entre les sédiments proglaciaires et les sédiments lacustres non glaciaires de l'unité 2. Elle se serait déposée durant le retrait du glacier hors du bassin versant. Les lamines identifiées en base d'unité correspondraient à des varves *s.s.* La déglaciation de la majeure partie du bassin versant enregistrée ici aurait été courte (durée estimée à 700 ans).

Les lamines détritiques d'origine non glaciaire qui constituent l'unité 2 résulteraient uniquement des apports liés au ruissellement sur le bassin versant (quasi-absence d'apports autochtones). Elles se seraient mises en place dans un lac non stratifié subissant parfois des refroidissements temporaires.

L'unité 1 correspondant à la période holocène, subdivisée en 5 sous-unités, présente à la base un taux de sédimentation et une productivité faible, du Préboréal à l'Atlantique (sous-unité 1e). Cette faible productivité durant l'optimum climatique est interprétée comme résultant de la faiblesse des apports (notamment en nutriments) en provenance du bassin versant pour cette période. La base du Subboréal est marquée par une augmentation des apports détritiques et par une augmentation de la productivité lacustre (sous-unités 1d et 1c). Cette productivité chute ensuite, en raison d'un rafraîchissement climatique. La sédimentation est alors essentiellement détritique (sous-unité 1b) durant toute la fin du Subboréal et le Subatlantique. On notera que la partie sommitale du remplissage lacustre (55 à 0 ans B.P.) est constituée de lamines annuelles composées d'une alternance de niveaux à diatomées et de calcite authigène. Elle serait directement liée à l'eutrophisation anthropique du lac.

### I-6-3 : Lac de Neuchâtel

Le lac de Neuchâtel a fait récemment l'objet d'une étude sédimentologique détaillée s'appuyant sur plusieurs forages carottés (Schwalb, 1992).

Le forage décrit (Fig. I-20) est celui qui recoupe la tranche de temps la plus longue. Sa chronologie est basée sur les analyses polliniques et sur 8 datations  $^{14}\text{C}$  AMS. Sa longueur dépasse les 11 mètres mais il n'a pas atteint le substratum.

A la base, l'unité 7 est constituée de varves *s.s.* On se situe alors dans un contexte proglaciaire. Les températures estimées sont de 6 à 9°C inférieures à l'actuel. La productivité biologique du lac est très faible pour la majeure partie de cette unité (qui correspond au Dryas ancien). Cette productivité augmente ensuite lors de la transition Dryas ancien - Bølling, en raison de l'amélioration des conditions climatiques. On passe alors graduellement de l'unité 7 à l'unité 6. Cette dernière est constituée de lamines silto-argileuses mixtes (détritique / authigène) et ce jusqu'à la transition Allerød - Dryas récent. Le Dryas récent est marqué par



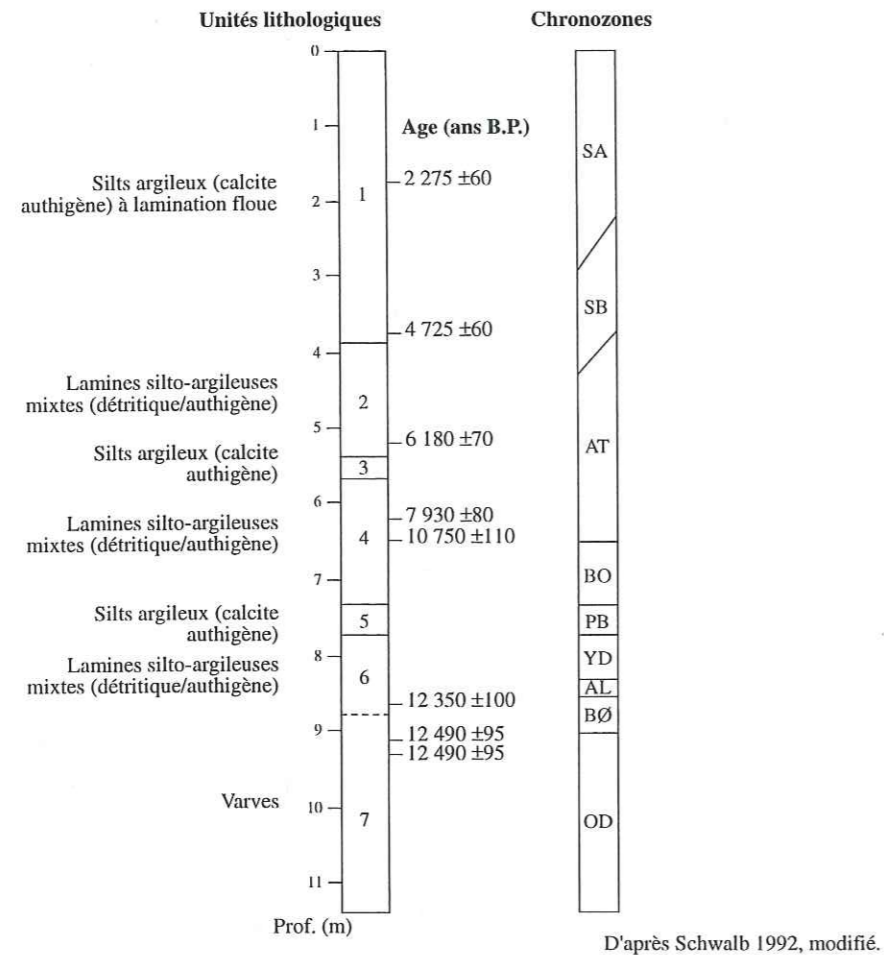


Fig. I-20 : Description simplifiée d'un carottage (LN03) du remplissage sédimentaire du lac de Neuchâtel

une recrudescence des apports détritiques, liés aux grandes quantités d'eaux de fonte glaciaire. La forte oxygénation des eaux lacustres, favorisée par une action éolienne importante, augmente encore la productivité biologique.

Les unités sédimentaires 5, 3 et 1 sont caractérisées par le même faciès composé essentiellement de calcite authigène (silts argileux), directement lié à l'absence de l'écoulement de l'Aar dans le lac durant ces périodes, réduisant ainsi considérablement les apports détritiques. En revanche, lorsque l'Aar alimente le lac, la sédimentation est «mixte» (alternance de niveau à calcite authigène et de niveaux détritiques) : unités 4 et 2. L'écoulement de l'Aar dans le lac de Neuchâtel a été corrélé avec le recul des glaciers (lui même contraint par des facteurs climatiques), la période du Dryas récent faisant exception probablement en raison de l'alternance très marquée des saisons qui permet alors une production élevée d'eaux de fonte durant les mois d'été.

On notera également vers la fin de l'Atlantique un accroissement des apports détritiques, supposé d'origine anthropique (mise en culture du bassin versant). On passe alors d'un lac oligotrophe à un lac mésotrophe.

I-6-4 : Lac de Zürich

La réalisation d'un forage carotté profond dans le remplissage sédimentaire du lac de Zürich a permis d'effectuer une étude sédimentologique détaillée des formations rencontrées (Lister, 1984, 1985). La chronologie de la série sédimentaire a été établie à partir d'analyses palynologiques, d'analyses de thermoluminescence, de datations <sup>14</sup>C AMS, d'analyses isotopiques et de déclinaison magnétique.

Le forage d'une longueur totale de 201 m a recoupé le substratum molassique sur près de 50 m. L'analyse du remplissage sédimentaire sus-jacent a permis de distinguer 20 unités successives (Fig. I-21).

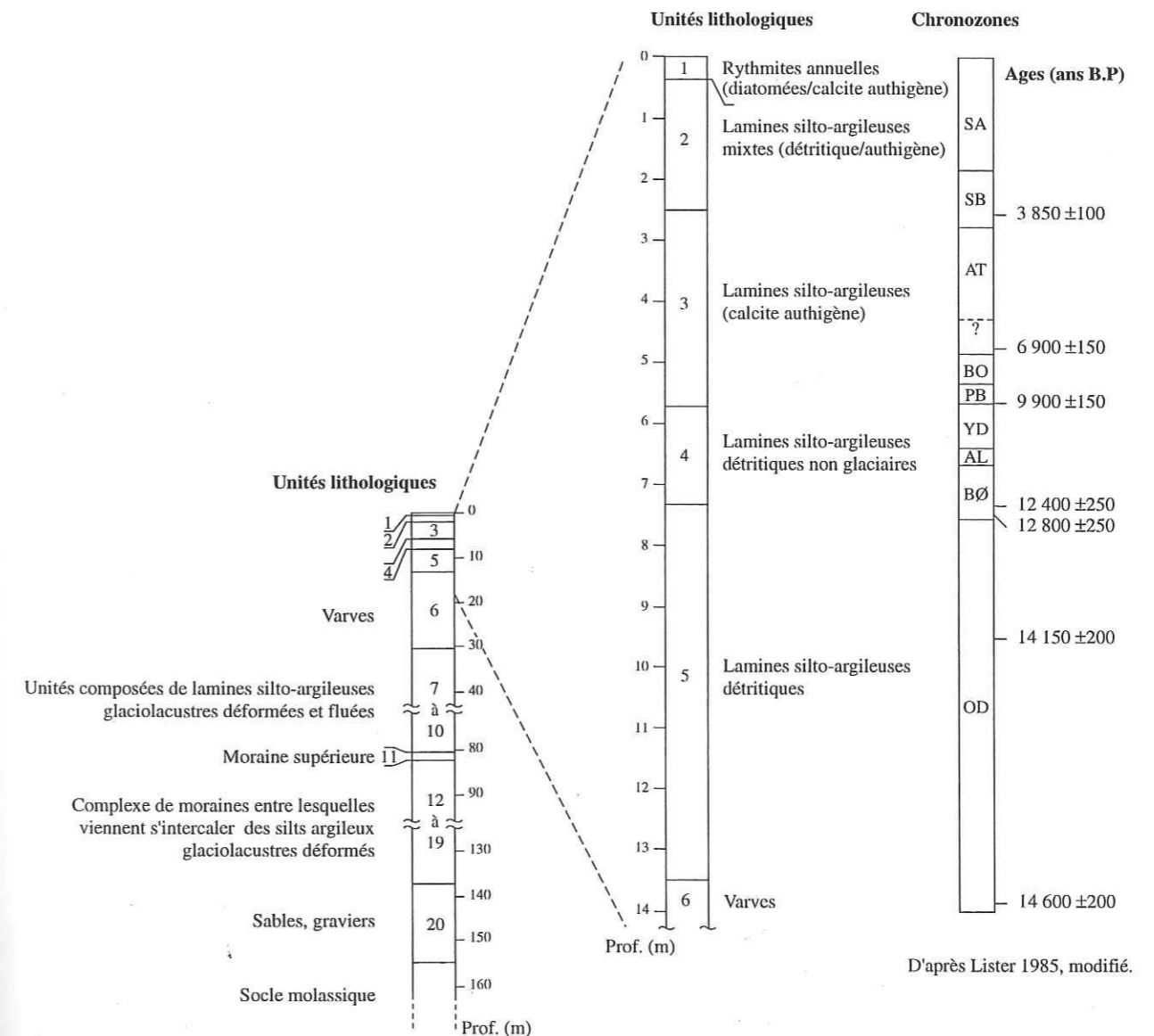


Fig. I-21: Description simplifiée d'un carottage (ZUBO 80) du remplissage sédimentaire du lac de Zürich

A la base, l'unité 20 est constituée de sables et de galets sans matrice et interprétée comme résultant d'un épandage fluvio-glaciaire lors d'un interstade ou d'un interglaciaire antérieur à la dernière glaciation.

Les unités sédimentaires 19 à 11 sont constituées de moraines (unités 19, 18, 15, 13, 11) entre lesquelles viennent s'intercaler des boues glaciolacustres déformées (unités 17, 16, 14, 12), antérieures au dernier passage du glacier (car compactées). La moraine supérieure (unité 11) est interprétée comme liée au retrait glaciaire du Würm récent.

Les unités sédimentaires 10 à 5 se situent en contexte proglaciaire. On passe ainsi de silts argileux sous- puis proglaciaires (unité 10) à des lamines silto-argileuses déformées (unités 9, 8 et 7) puis à des varves s.s. (unité 6). L'unité 5 (Dryas ancien - début du Bølling) est constituée de lamines silto-argileuses présentant une alternance entre les apports des eaux de fonte glaciaire et les apports liés au ruissellement. Elle marque la disparition du glacier dans le bassin versant du lac.

Les unités suivantes ne présentent plus d'influence glaciaire. L'unité 4 (représentant l'essentiel du Tardiglaciaire) est composée de lamines silteuses carbonatées d'origine détritique. L'unité 3, composée de lamines silto-argileuses de calcite authigène marque le début de l'Holocène avec l'apparition puis l'augmentation de la production biogène liée à l'amélioration des conditions climatiques ainsi qu'une forte diminution des apports détritiques. Elle recouvre les chronozones du Préboréal, du Boréal, de l'Atlantique et de la base du Subboréal.

L'unité 2 présente une lamination silto-argileuse «mixte» (calcite authigène - éléments détritiques) dans laquelle viennent s'intercaler des turbidites sableuses. Elle représente la majeure partie du Subboréal et du Subatlantique.

Au sommet de la série, l'unité 1 est composée de rythmites annuelles (alternance de niveaux à diatomées et de niveaux à calcite authigène) déposées durant les 100 dernières années.

I-6-5 : Conclusions

Un certain nombre de différences sont mises en évidence entre les différents remplissages présentés. L'épaisseur correspondant aux différentes chronozones varie d'un lac à l'autre, de même que l'importance du détritisme au cours de la période holocène. Les caractères de la sédimentation biogène fluctuent également. Une partie de ces différences peut être liée à la position des forages décrits (déterminant pour partie les milieux de dépôt). La distance site de forage - embouchure d'affluent(s), la profondeur du forage, etc... influent sur les proportions relatives sédimentation détritique - sédimentation biogène. La différence des contextes géographiques et géomorphologiques de chacun de ces lacs joue également un rôle. La taille, l'altitude et la pente de leur bassin versant, la présence éventuelle de lacs en amont ainsi que le temps de résidence des eaux influent sur l'importance des apports détritiques au lac ainsi

que sur la sédimentation biogène (apports en nutriments). Il faut également prendre en compte certains phénomènes locaux qui influent directement sur la nature des sédiments déposés, comme par exemple les captures et les abandons successifs de l'Aar dans le lac de Neuchâtel. De la même manière l'impact anthropique sur les bassins versants n'a sans doute pas été similaire dans les 4 exemples cités...

Toutefois, les remplissages lacustres brièvement décrits ci-dessus présentent un certain nombre de points communs (Fig. I-22). On notera essentiellement :

- l'enregistrement d'une seule phase de déglaciation (déglaciation considérée comme rapide dans la plupart des cas (Lister, 1984; Niessen et Kelts, 1989; Niessen *et al.*, 1992; Moscariello, 1996)).
- l'influence glaciaire, mise en évidence par la présence de varves au Dryas ancien cesse de façon relativement synchrone à la transition Dryas ancien - Bølling.
- l'installation d'une sédimentation biogène dominante à partir du Préboréal pour les trois lacs suisses (Léman, lac de Neuchâtel et lac de Zürich), le lac de Lugano présentant une composante détritique beaucoup plus marquée, y compris jusqu'à une période très récente (début du XX<sup>e</sup> siècle).

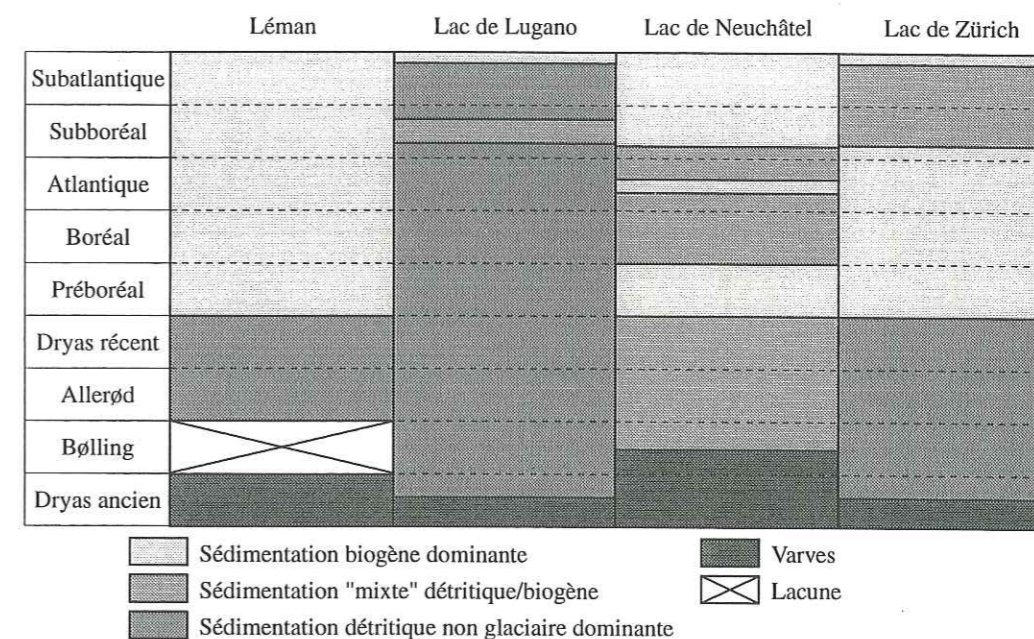


Fig. I-22 : Description simplifiée des différents types de sédimentation dans 4 lacs périalpins durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

D'après Lister, 1985; Niessen et Kelts, 1989; Schwalb, 1992; Moscariello, 1996.

De fortes similitudes sont également mises en évidence dans la succession des unités sédimentaires observées. Sur cette base, une «succession - type» peut être proposée :

Celle-ci comprendrait à la base une moraine ou un complexe morainique (moraines de

fond, moraines subaquatiques) dans lequel viennent s'intercaler des dépôts lacustres proglaciaires proximaux, mis en place lors du retrait glaciaire ou lors de stades de réavancée dans un contexte global de retrait.

Elle est généralement suivie par une unité composée de silts argileux proglaciaires liés aux apports de matériel glaciaire par les eaux de fonte durant le retrait du glacier, suivie par des dépôts varvés.

Apparaissent ensuite les silts argileux non-glaciaires dus au développement du ruissellement sur le bassin versant au fur et à mesure que celui-ci est libéré des glaces. On est alors en présence de deux sources d'apports : la première directement liée au glacier et au matériel facilement remobilisable qu'il abandonne en amont de la dépression lacustre, la deuxième est la conséquence de l'érosion météorique sur le bassin versant.

L'unité sus-jacente n'est généralement composée que de silts argileux non glaciaires, marquant ainsi la disparition du glacier du bassin versant.

La sédimentation biogène apparaît ensuite, liée à l'amélioration des conditions climatiques. On est alors en présence d'une sédimentation mixte détritique/biogène.

Le développement de la végétation sur le bassin versant peut ensuite réduire très fortement les apports détritiques au lac. Se dépose alors essentiellement du matériel biogène : calcite authigène, diatomées...

Il faut noter que l'influence anthropique peut entraîner une réaugmentation du détritisme, liée à la déforestation du bassin versant lors de sa mise en culture. On notera également l'eutrophisation très récente (dernier siècle) de certains lacs, directement corrélée à l'activité humaine.

## Chapitre II

# Imagerie géophysique du remplissage lacustre

## Chapitre II : Imagerie géophysique du remplissage lacustre

Cette imagerie est issue de deux campagnes de sismique -réflexion haute résolution distinctes, réalisées avec des outils de pénétration différentes, en 1990 et en 1993.

### II-1 : Campagne de sismique - réflexion à haute résolution (2,5 kHz)

La première campagne de géophysique sur le lac d'Annecy a été réalisée en février 1990 (période d'homothermie des eaux lacustres) par le B.R.G.M. La haute fréquence du matériel utilisé (2,5 kHz) s'est avérée bien adaptée à l'acquisition de données sur des sédiments lacustres. Toutefois la pénétration obtenue avec ce type d'outil n'a pas toujours permis de définir avec précision la morphologie du substratum acoustique et du remplissage sédimentaire dans les zones les plus profondes.

Les principaux objectifs de cette campagne étaient de définir une première géométrie du remplissage sédimentaire et de localiser des cibles de forage adaptées aux contraintes logistiques (longueur de tige de 110 m) et aux objectifs scientifiques (série la plus complète possible d'un point de vue chronologique, non perturbée, éloignée des principales sources d'apports détritiques).

#### *II-1-1 : Localisation et navigation*

La navigation de cette campagne est présentée sur la figure II-1. Elle consiste en une série de profils transverses, réalisés sur la partie Nord du lac d'Annecy (Grand Lac). Les corrélations entre profils transverses ont parfois été rendues difficiles par l'absence de profils longitudinaux. La stratigraphie sismique du Petit Lac n'a pu être étudiée, en raison de l'absence de pénétration sismique, liée à la présence de gaz issus de la matière organique dans la partie superficielle des sédiments (Hovland *et al.*, 1994). Sur cette même figure sont également localisées les «zones à gaz» du Grand Lac, situées au Nord (Baie d'Annecy) et au Sud (face au delta du Laudon).

#### *II-1-2 : Morphologie du substratum acoustique*

La géométrie du substratum est abordée succinctement ici, en raison de la pénétration restreinte de l'appareillage utilisé. On notera toutefois que la profondeur maximale est atteinte dans la dépression centrale, dans l'axe du bassin (Fig. II-2). La remontée de ce substra-

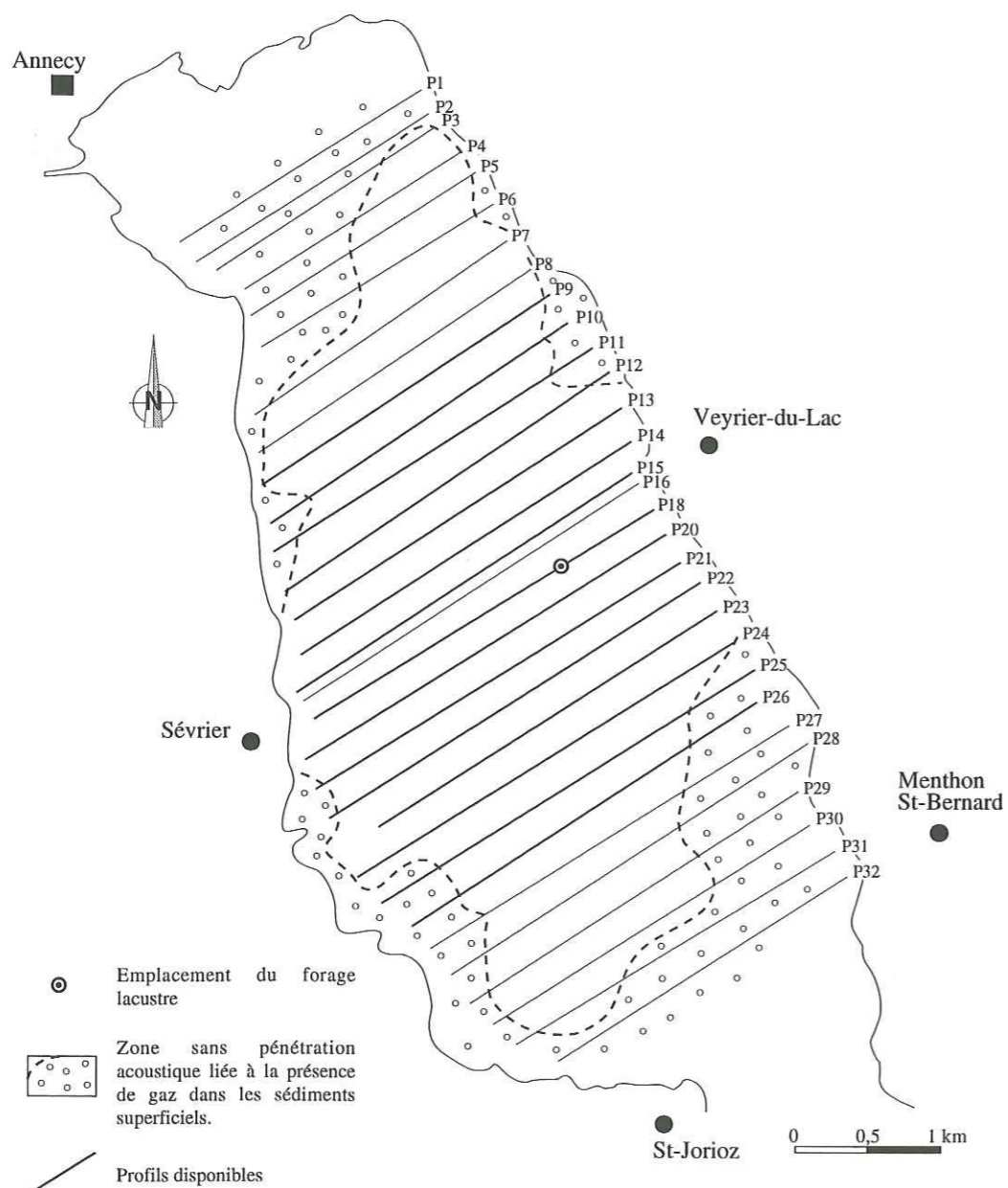


Fig. II-1 : Navigation de la campagne de sismique-reflexion 2,5 kHz

D'après Clément, 1993.

tum en direction des rives se fait par une pente raide à l'Ouest et plus douce vers l'Est. Cette pente n'est pas homogène et présente des «ressauts» (visualisés ainsi en raison de l'exagération verticale des profils) en direction des deux rives. Dans la partie Sud du Grand Lac, une vallée peu profonde orientée Nord-Sud rejoint la dépression principale, isolant ainsi un haut-fond toujours observable dans la morphologie actuelle : le Crêt de Châtillon (Fig. II-2). Ainsi, le substratum acoustique met en évidence un bassin de sédimentation compartimenté transversalement, composé d'une partie centrale profonde et de compartiments latéraux plus éle-

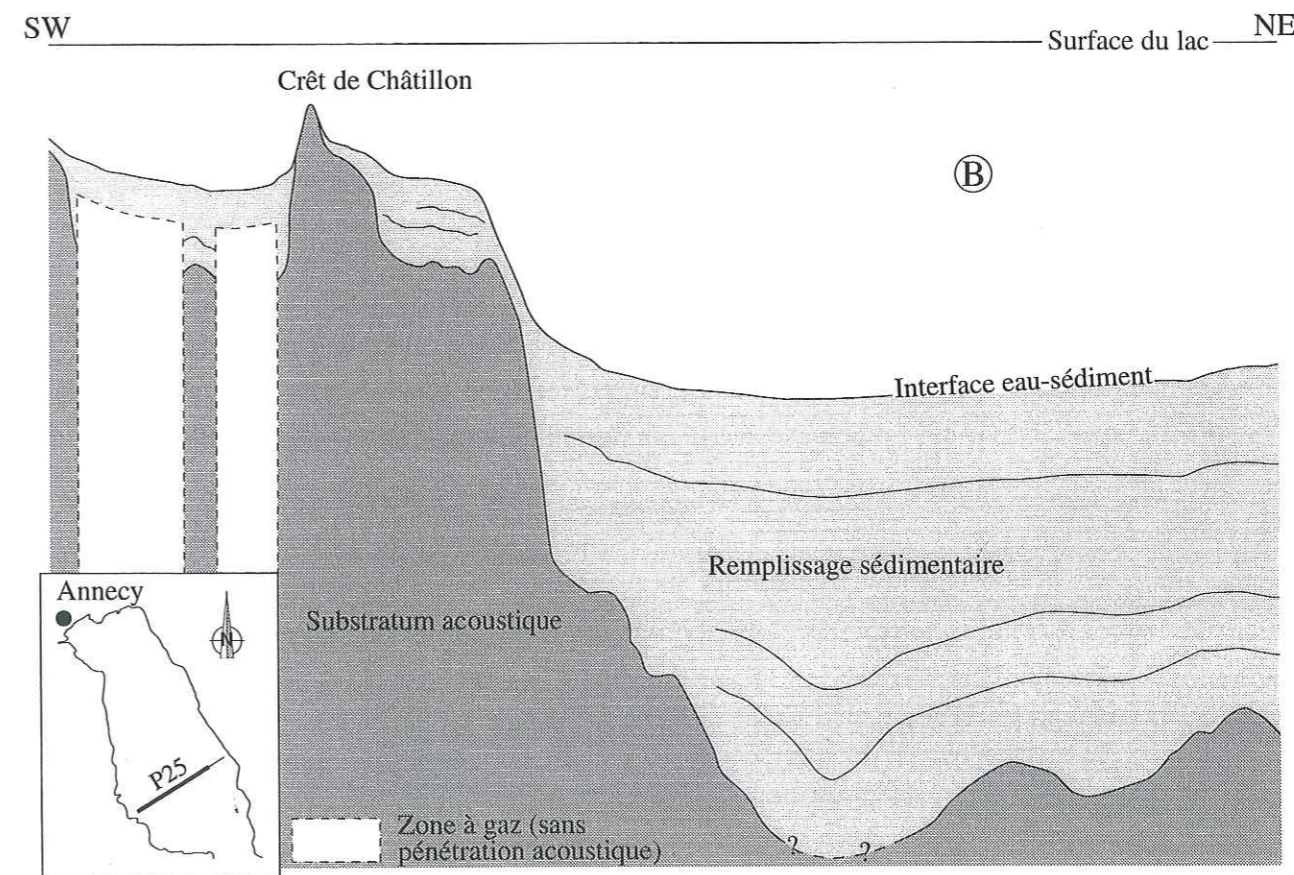
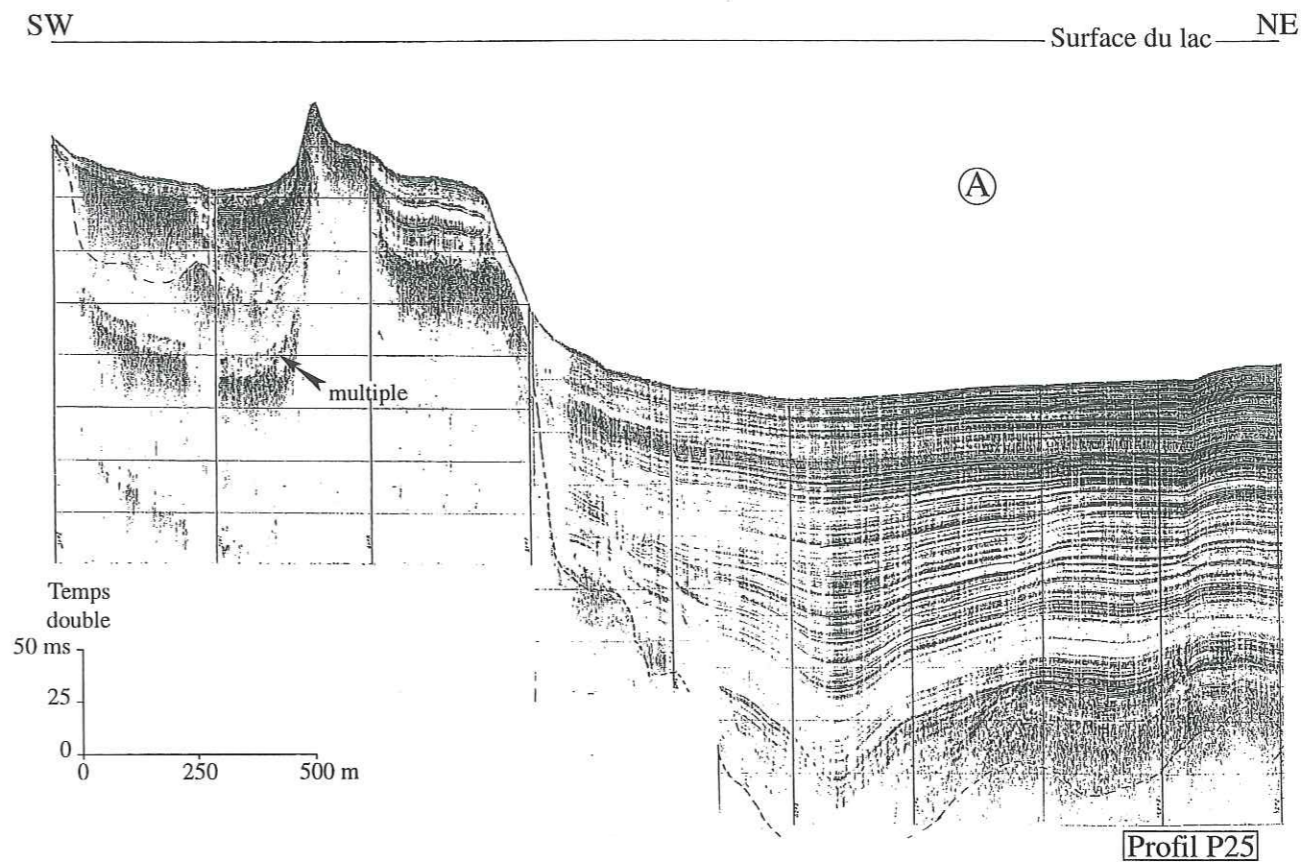


Fig. II-2 : Profil sismique transverse 2,5 kHz (A) issu de la campagne B.R.G.M. 1990 et son interprétation (B). L'épaisseur du remplissage atteint son maximum dans la partie centrale de la dépression. Le haut-fond du Crêt de Chatillon individualise une dépression secondaire qui vient se raccorder à la dépression principale.

vés. Cette morphologie est, pour l'essentiel, ennoyée par le remplissage postérieur.

II-1-3 : Géométrie simplifiée du remplissage sédimentaire

Les différents profils sismiques mettent en évidence une épaisseur maximale du remplissage sédimentaire dans leur tiers central (Figs. II-2 et II-3). En direction des rives, la série sédimentaire voit son épaisseur diminuer, très probablement par condensation; en effet, malgré une épaisseur moindre, la série semble toujours rester complète.

A la base du remplissage, l'unité 1, au contact du substratum acoustique, présente un surépaississement de sa partie centrale très important. Le faciès sismique est transparent (Fig. II-3). Quelques réflecteurs peu continus sont discernables à son sommet. La continuité de ces réflecteurs augmente très nettement latéralement, lorsque l'on s'éloigne de la partie axiale de remplissage, en direction des rives.

Se superpose ensuite une unité à réflecteurs très continus (notée unité 2, Fig. II-3), de plus forte amplitude et convergents en direction des rives. Le surépaississement central est moindre que pour l'unité précédente mais encore très marqué.

Dans la partie supérieure du remplissage (unité 3), le surépaississement central diminue et finit par disparaître totalement. On est alors en présence d'un «drapé lacustre» d'épaisseur constante, excepté sur les zones de forte pente. Celui-ci se caractérise par des groupes de réflecteurs continus séparés par un faciès plus transparent, ceci pratiquement sans variabilité latérale sur l'ensemble de la zone couverte par la sismique.

II-1-4 : Remaniements gravitaires

Dans ce remplissage sédimentaire, un certain nombre de remaniements gravitaires ont pu être observés sur l'ensemble des profils. Ils se situent de façon générale sous des zones où la pente est importante (plus de 8°, en raison d'une forte inclinaison du substratum acoustique sous-jacent). Ils sont mis en évidence par une désorganisation des réflecteurs, voire un faciès chaotique et encadrés par des réflecteurs continus. Quelques exemples sont présentés sur les figures II-3 et II-4. Il faut signaler que la majorité de ces événements gravitaires se situe dans les 25 premières millisecondes du remplissage, c'est-à-dire dans l'unité notée 3 sur la figure II-3. Sur quelques profils, on constate également des événements gravitaires simultanés sur le flanc Sud-Ouest et sur le flanc Nord-Est de la dépression lacustre.

II-1-5 : Choix du site de forage profond

L'emplacement choisi pour le forage profond est présenté sur la figure II-3. La très bonne résolution du profil 18 était un atout pour les corrélations forage-sismique. Sur le site,

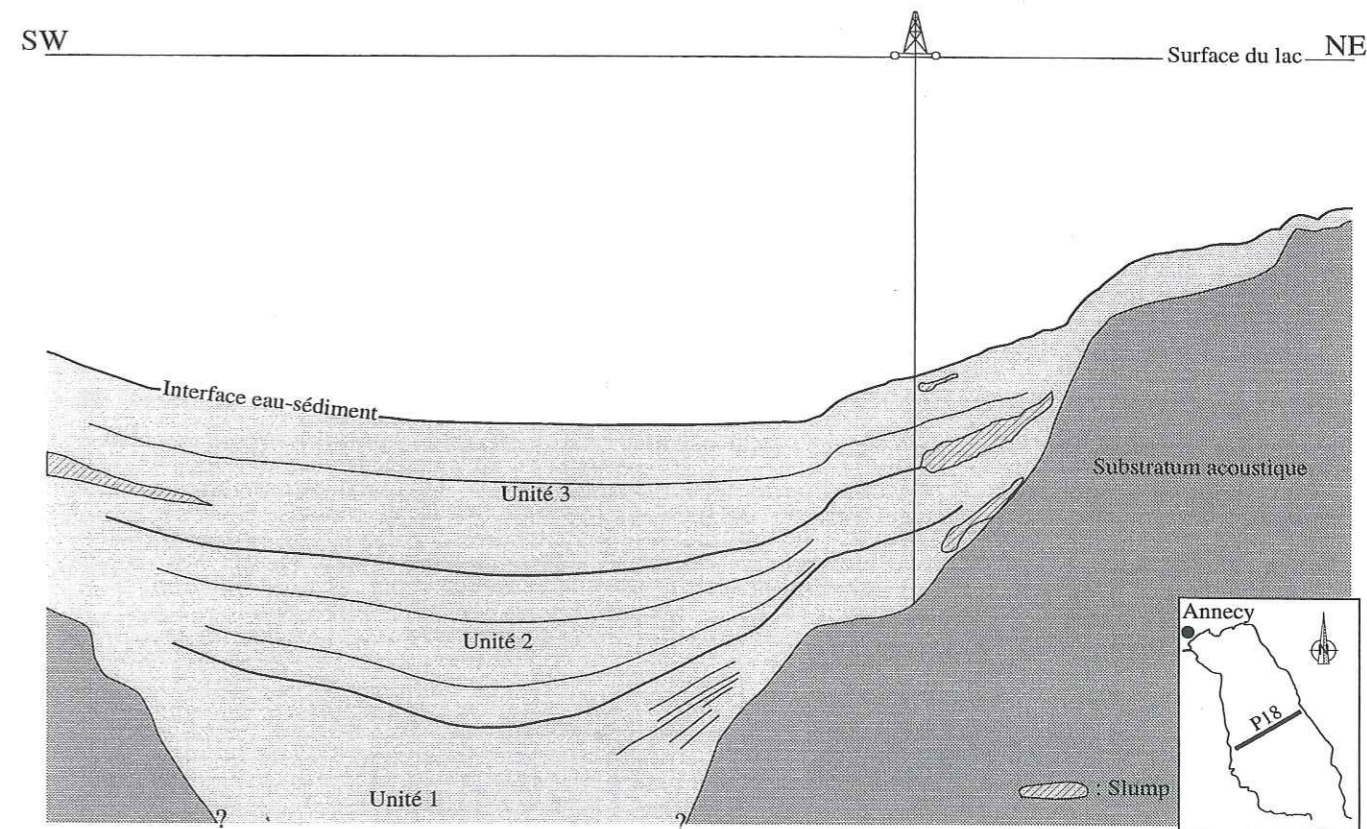
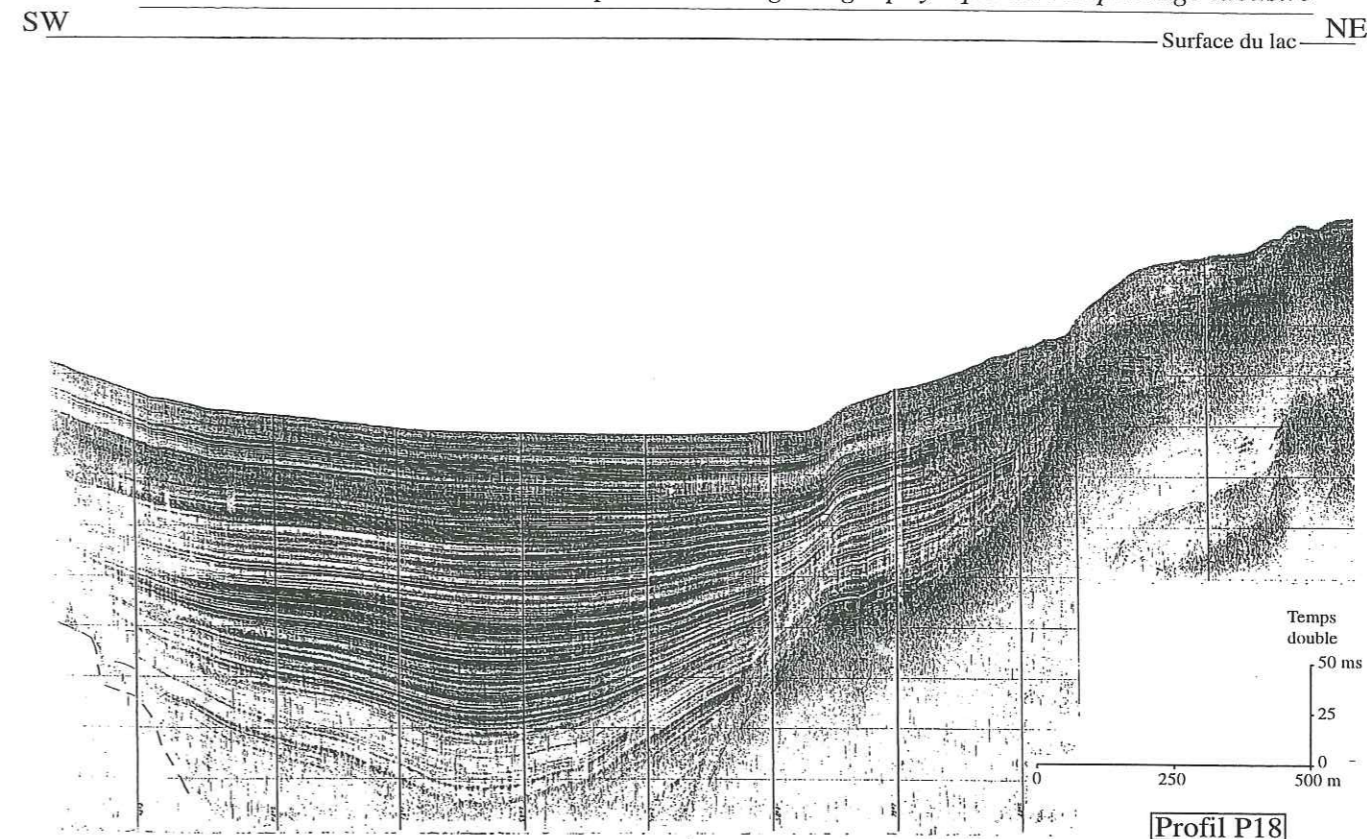


Fig. II-3 : Profil sismique transverse (2,5 kHz) recoupant le site de forage choisi. La succession des principaux faciès sismiques décrits dans le texte est bien marquée. On note également la présence de slumps dans le remplissage lacustre.

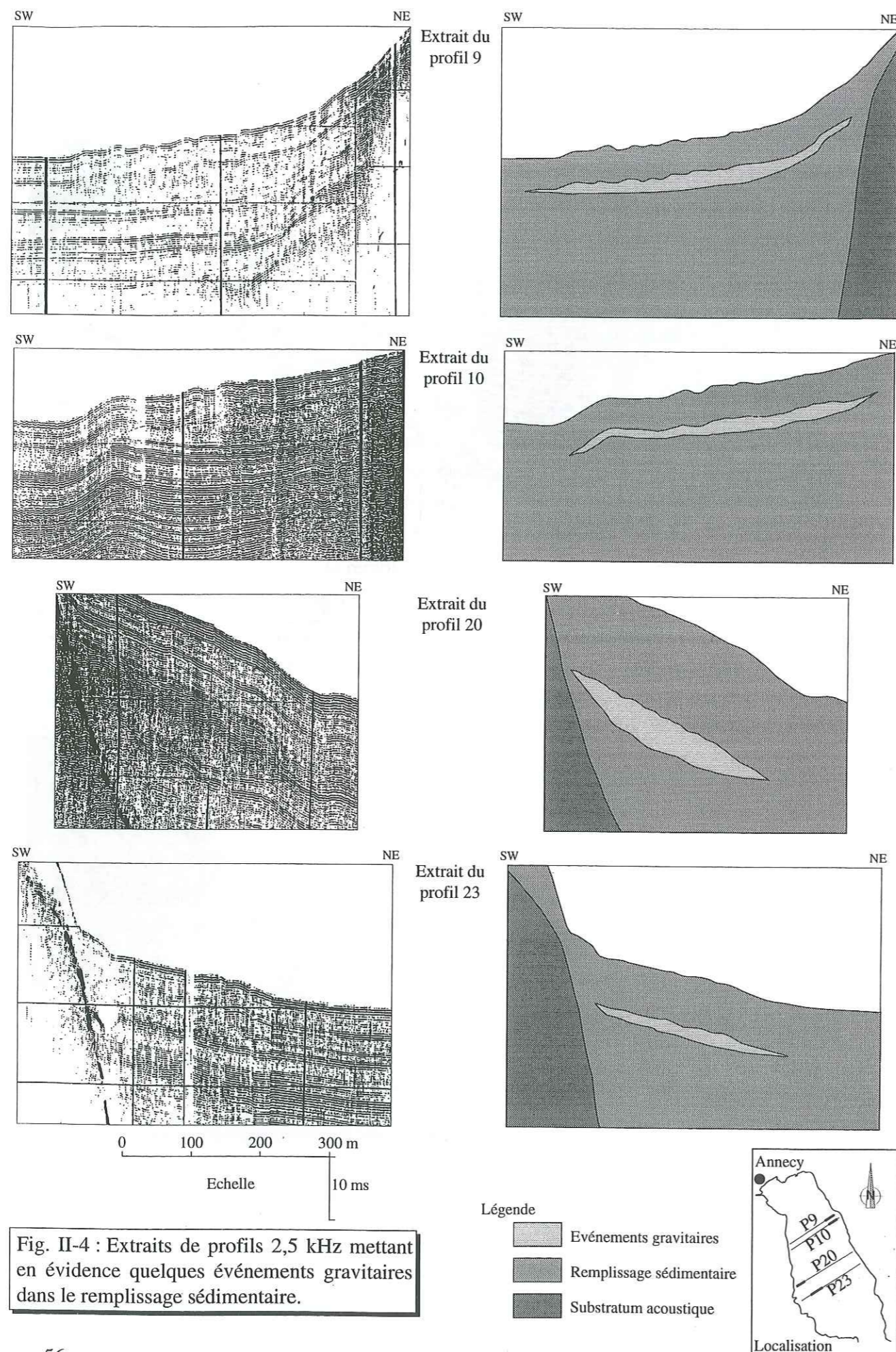


Fig. II-4 : Extraits de profils 2,5 kHz mettant en évidence quelques événements gravitaires dans le remplissage sédimentaire.

la série apparaît litée de la base au sommet. De plus, l'épaisseur eau+sédiment était de l'ordre de grandeur du train de tige (avec des vitesses de propagation volontairement surestimées (Clément, 1993), à savoir Vitesse (eau) = 1,5 km/s et Vitesse (sédiment) = 1,8 km/s). Cet emplacement s'est révélé conforme aux exigences scientifiques, puisque ce site est relativement éloigné de la partie Nord du Grand Lac, longtemps soumise aux apports du Fier. L'intégralité de la série sédimentaire est recoupée, à l'exception peut-être de la base de l'unité 1 (Fig. II-3).

### II-2 : Campagne de sismique - réflexion haute résolution Sparker Monotrace

Cette campagne de sismique - réflexion a été effectuée en 1993, par le Renard Center of Marine Geology of Ghent (R.C.M.G.), en collaboration avec le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie et avec l'appui logistique du groupe de recherche CLIMASILAC. Grâce à un outil récemment mis au point par le R.C.M.G., cette campagne a permis l'acquisition de données à haute résolution sur l'ensemble de la pile sédimentaire du remplissage du lac, ainsi que sur la partie superficielle du substratum.

#### II-2-1 : Positionnement, acquisition et traitement

Le matériel mis en œuvre lors de cette campagne fut un Sparker CENTIPEDE monotrace (500 Joules). Les données enregistrées non filtrées sur DAT (Digital Audio Tape) ont été traitées au R.C.M.G. sur le logiciel Elics Delph-2. Les seules modifications apportées aux profils bruts ont été l'application d'un filtre de fréquence (240 - 2400 Hz), une sommation de deux traces successives («stack») et d'un système de gain automatique («Automatic Gain Control»).

Le positionnement a été effectué par le Laboratoire National d'Hydraulique à l'aide du système de positionnement AXYLE. Toutefois, un problème technique a entraîné une incertitude non négligeable quant à la position du bateau. La navigation originale (Fig. II-5a) a donc fait l'objet de modifications : les profils utilisés ont été repositionnés à la main, en utilisant leurs points d'intersection (Fig. II-5b).

#### II-2-2 : Stratigraphie sismique

Les profils issus de cette campagne de sismique ont été étudiés en parallèle par Pieter Van Rensbergen, du R.C.M.G. et moi-même. Nos découpages des principales unités sismiques se sont révélés similaires. Par contre, le traitement des données brutes par P. Van Rensbergen a été effectué de façon plus poussée, avec notamment une déconvolution du

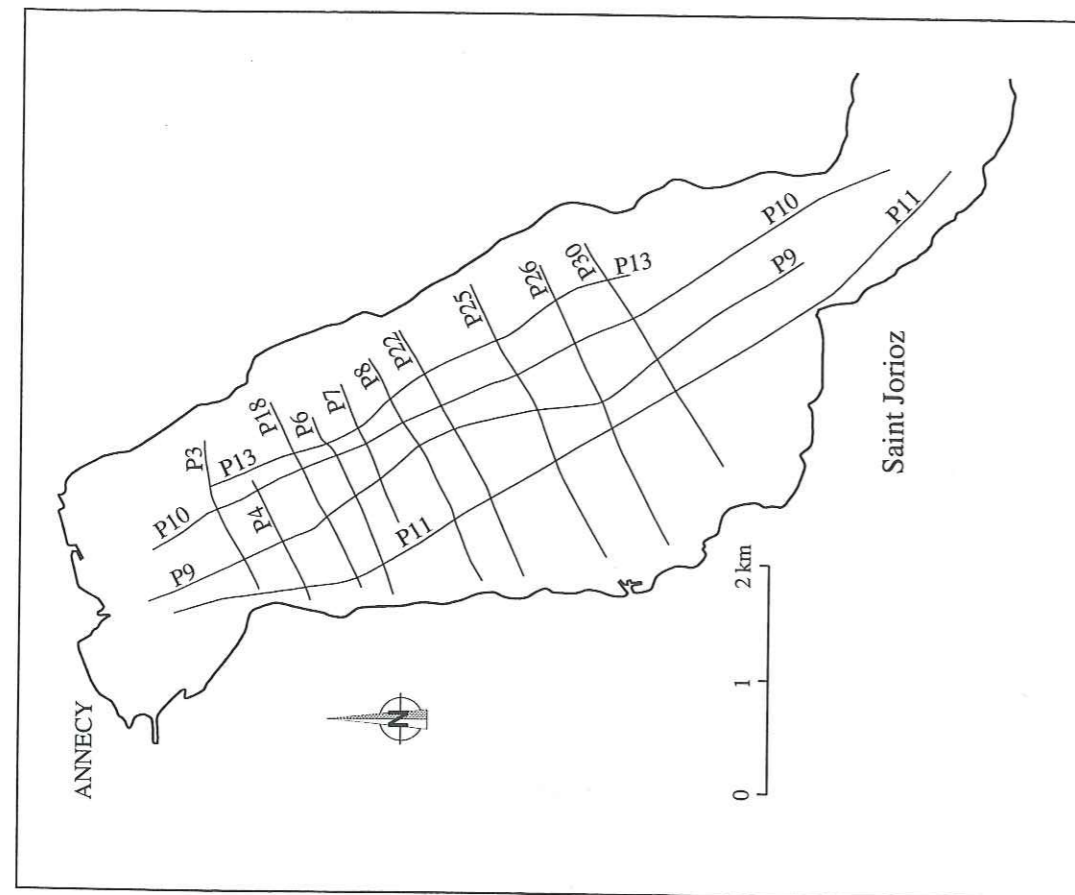


Fig. II-5b : Navigation corrigée des profils utilisés de la campagne de sismique-réflexion haute résolution Sparker monotrace 1993.

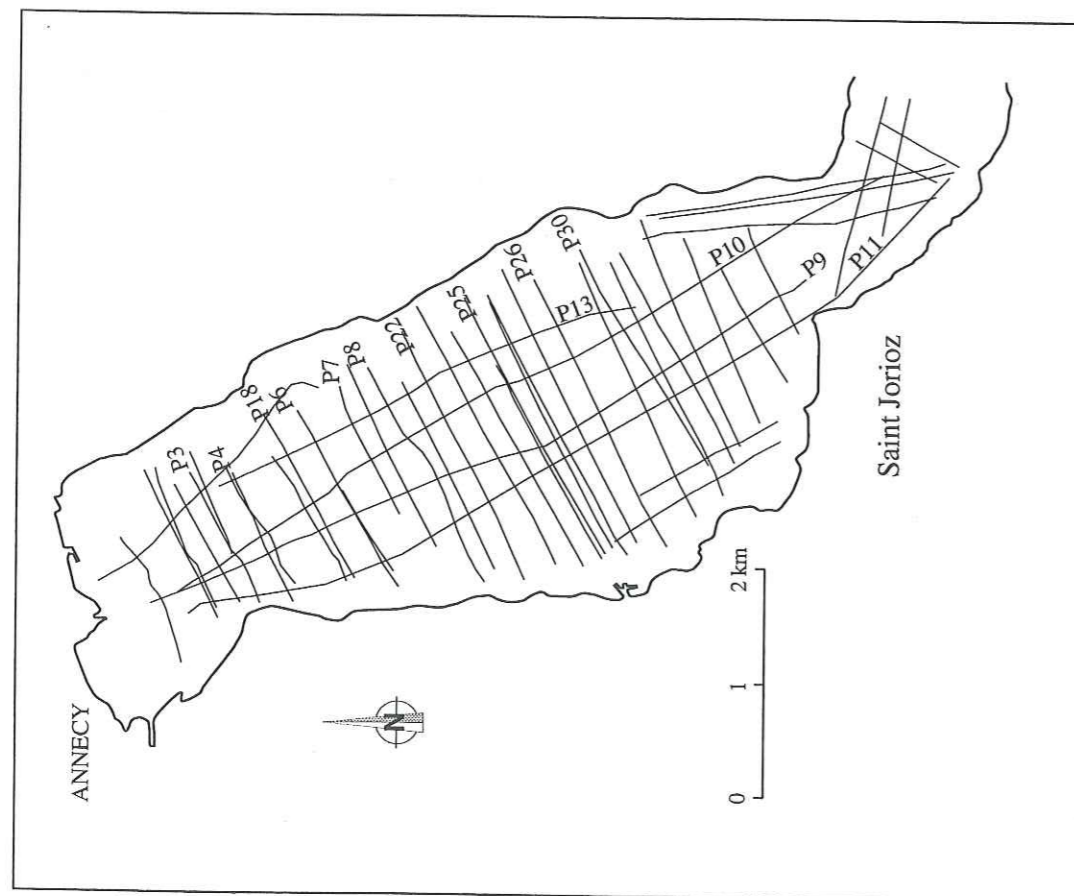


Fig. II-5a : Navigation non corrigée de l'ensemble des profils de la campagne de sismique-réflexion haute résolution Sparker monotrace 1993.

signal et une migration des profils (effectuées avec le logiciel de traitement Phoenix Vector, sur station Sun Spark. Pour plus de détail, voir Van Rensbergen, 1996). Ce traitement lui a permis de distinguer différents faciès dans le substratum et de mieux visualiser le contact substratum acoustique - remplissage sédimentaire. Il a également mis en évidence un certain nombre de sous-unités dans l'unité basale du remplissage. Pour cette raison, les données concernant le substratum acoustique et la partie inférieure du remplissage (unité basale et unité 1) ainsi que leur interprétation sont issues de Van Rensbergen (1996).

Les vitesses de propagation utilisées pour estimer les épaisseurs des différentes unités sédimentaires ainsi que la position du substratum acoustique sont celles définies par Finckh *et al.* (1984) à partir de données de sismique - réfraction dans le lac d'Annecy (Tableau II-1).

Profondeur (sous la surface du lac)	Temps double (en millisecondes)	Vitesse
0-70 m	0-96 ms	1,45 km/s
70-90 m	96-122 ms	1,55 km/s
90-183 m	122-232 ms	1,69 km/s
183-327 m	232-322 ms	3,60 km/s
>327 m	>322 ms	6,68 km/s

Tableau II-1 : Vitesses de propagation acoustique dans le lac d'Annecy, son remplissage sédimentaire et son substratum.

D'après Finckh *et al.*, 1984.

### II-2-2-1 : Le substratum

Le toit du substratum a pu être mis en évidence soit par la présence d'une surface érosive recoupant les réflexions du substratum lorsque celui-ci est stratifié, soit par un net changement de faciès à la base du remplissage sédimentaire. Sa géométrie est présentée sur la figure II-6.

Plusieurs faciès sismiques caractérisent le substratum acoustique du lac d'Annecy (Fig. II-6). Le faciès noté S<sub>1</sub> correspond à un faciès stratifié : les réflecteurs d'amplitudes variées sont parallèles et subhorizontaux. Ce faciès constitue essentiellement le substratum d'une ancienne vallée tributaire de la dépression principale et isolée de cette dernière par le haut-fond du Crêt de Châtillon. Le faciès S<sub>2</sub> est caractérisé par des réflexions parallèles de forte amplitude plongeant vers le Sud-Est. Est laissée en blanc sur la carte la zone où le faciès du substratum n'a pu être défini avec précision.



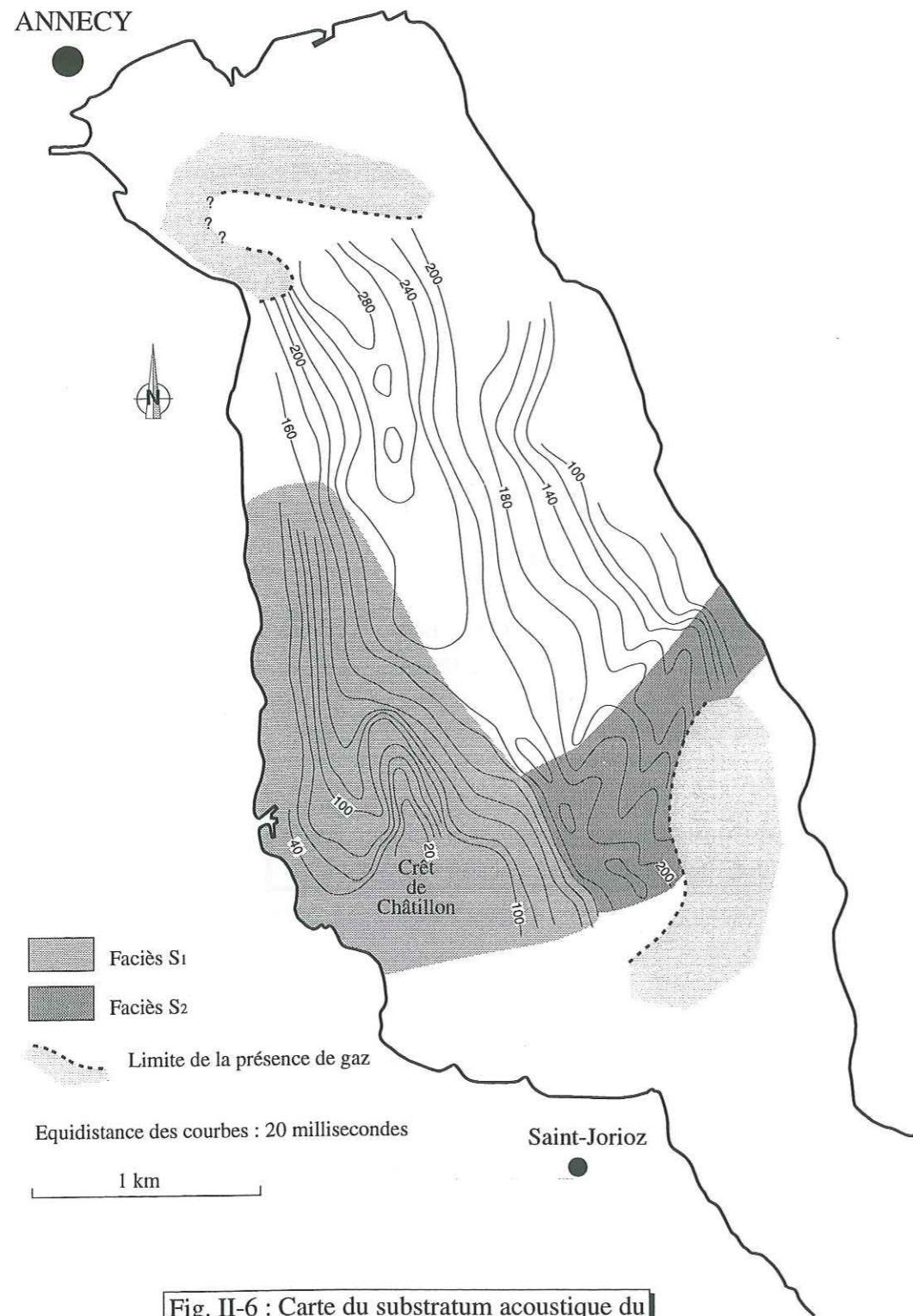


Fig. II-6 : Carte du substratum acoustique du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy

D'après Van Rensbergen, 1996.

II-2-2-2 : Unité basale

L'unité basale est une unité irrégulière qui recouvre le toit du substratum. Elle atteint son épaisseur maximale dans la partie Nord du Grand Lac avec 50 ms temps-double soit

environ 55 m. Sa morphologie particulière est visualisée sur la carte isopaque de la fig. II-7.

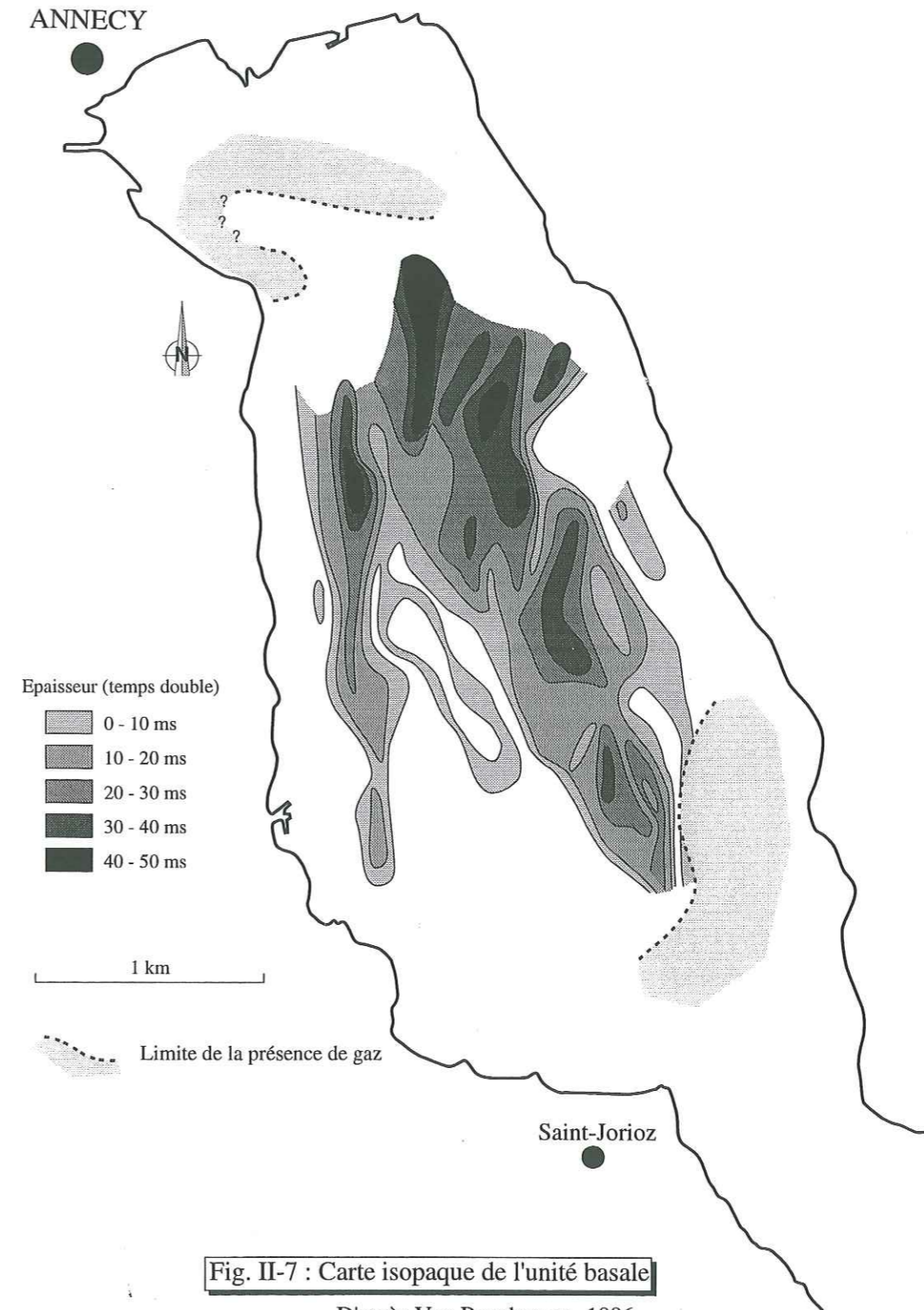


Fig. II-7 : Carte isopaque de l'unité basale

D'après Van Rensbergen, 1996.

Le caractère principal de cette unité consiste en une succession de 4 rides, obliques à perpendiculaires à l'axe du bassin. Les réflecteurs visualisés dans ces rides présentent une géomé-

trie progradante (en direction du Nord-Ouest) à aggradante. Quinze sous-unités ont pu être distinguées au sein de ces 4 rides et l'une d'entre elles vient s'intercaler au sein de l'unité postérieure (unité 1). Fig. II-8a et II-8b. D'après leurs positions respectives, ces sous-unités semblent s'être mises en place lors de 4 phases successives (Fig. II-9). Ce découpage met en évidence une migration globale des dépôts en direction du Sud-Est. Un faciès le plus souvent chaotique et rarement stratifié sépare ces rides bien individualisées.

*N.B. : Cette unité est notée «unité basale» afin que l'on puisse par la suite conserver la même numérotation entre les unités sismiques décrites ici et les unités définies sur le forage profond, numérotées par l'équipe du projet «Grande Carotte» de Climasilac. Il en va de même pour les sous-unités notées 3a et 3b et non unité 3 et unité 4.*

#### II-2-2-3 : Unité 1

L'unité 1 se compose principalement d'un faciès chaotique dans sa partie axiale, qui passe dans sa partie supérieure à un faciès stratifié en direction des rives (Fig. II-8, II-10a et II-10b). Ce dernier présente des réflecteurs de faible amplitude, divergents en direction de l'axe du bassin et présentant des terminaisons en onlap en direction des berges. Cette unité (Fig. II-11) présente un dépôt-centre principal au Nord (100 ms temps-double soit environ 85 m) et un second au Sud (70 ms temps-double soit environ 56 m).

La limite inférieure de l'unité 1 est constituée par le toit du faciès chaotique de l'unité basale, tandis que sa limite supérieure est représentée par un ensemble de réflecteurs peu espacés, très continus et de forte amplitude (Figs. II-8a, b et II-10a, b).

#### II-2-2-4 : Unité 2

L'unité 2 est caractérisée par des réflecteurs d'amplitude moyenne à forte et de forte continuité. Ces réflecteurs sont divergents en direction de l'axe du bassin (Fig. II-8a, b et II-10a, b). La morphologie de cette unité est présentée sur la carte isopaque de la figure II-12. L'épaisseur maximale est atteinte le long de l'axe du bassin et décroît rapidement lorsque l'on s'éloigne perpendiculairement, en direction des rives du lac. L'unité 2 atteint une épaisseur maximale de 55 ms temps-double (soit environ 47 m) avec un dépôt-centre situé dans la partie Sud du Grand Lac. La limite supérieure de cette unité est essentiellement marquée par le passage d'une géométrie des réflecteurs divergente en direction de l'axe du bassin à une géométrie des réflecteurs divergente en direction du Nord (sous-unité 3a).

#### II-2-2-5 : Sous-unité 3a

La sous-unité 3a est marquée par un important dépôt-centre situé dans la partie Nord

du Grand Lac, dont l'épaisseur atteint 65 ms temps-double (environ 55 m). Les réflecteurs sont d'amplitude variable et la continuité est forte, excepté dans la partie Nord où les réflecteurs divergent en direction de la rive (Figs. II-13a et II-13b). Seuls les réflecteurs de forte amplitude conservent alors une bonne continuité. La limite supérieure de cette sous-unité est marquée par la disparition de la divergence des réflecteurs. C'est dans cette sous-unité qu'est recensée la majorité des événements gravitaires affectant le remplissage. Ceux-ci sont mis en évidence par un faciès chaotique et peuvent former des lentilles atteignant une épaisseur de 7 ms temps-double (environ 6 m).

#### II-2-2-6 : Sous-unité 3b

La sous-unité 3b présente des réflecteurs parallèles très continus, d'amplitude moyenne. Son épaisseur est constante (10 ms temps-double, soit environ 8,5 m) sur toute la surface cartographiée, si l'on excepte un très faible épaissement (2 ms temps-double) dans la partie Nord du Grand Lac (Figs. II-13a et II-13b).

La figure II-14 présente la carte isopaque de l'unité 3. Toutefois étant donné l'absence de variation d'épaisseur de la sous-unité 3b, cette carte reflète la morphologie de l'unité 3a. On notera essentiellement l'important dépôt-centre dans la partie Nord du Grand Lac. Ailleurs, les variations d'épaisseur sont très limitées, excepté sur les flancs Est et Ouest du bassin.

### II-2-3 : Interprétations

#### II-2-3-1 : Le substratum

Le toit du substratum est constitué d'une surface érosive, ainsi que le montrent les tronçatures d'un certain nombre de réflecteurs qu'il contient. La vallée annécienne se situant en domaine péri-alpin, cette surface est interprétée comme résultant de l'érosion glaciaire, en accord avec Finckh *et al.*, 1984. D'après les cartes géologiques (Fig. I-8) cette vallée est creusée dans des terrains mésozoïques, de la molasse tertiaire continentale et des sédiments quaternaires. On a donc cherché à établir une correspondance entre les différents faciès sismiques reconnus et ces formations.

Le faciès S<sub>1</sub> correspond à une série sédimentaire litée dont l'environnement de dépôt serait de forte énergie à la base et de faible énergie au sommet. Van Rensbergen (1996) interprète ce faciès comme des dépôts glaciolacustres anciens, par analogie avec les dépôts observés dans le lac du Bourget, avec le même outil, présentant le même faciès sismique mais également observés à terre (Baie de Brison). Toutefois, de tels dépôts, d'âge interglaciaire Riss-Würm, ont été observés à terre sur la rive Ouest du Petit Lac mais n'ont pas été mentionnés sur la rive Ouest du Grand Lac. Il faut noter que le Crêt de Châtillon, constituant un haut-fond étroit entouré de pentes raides, est constitué par ce faciès. Il peut sembler cu-

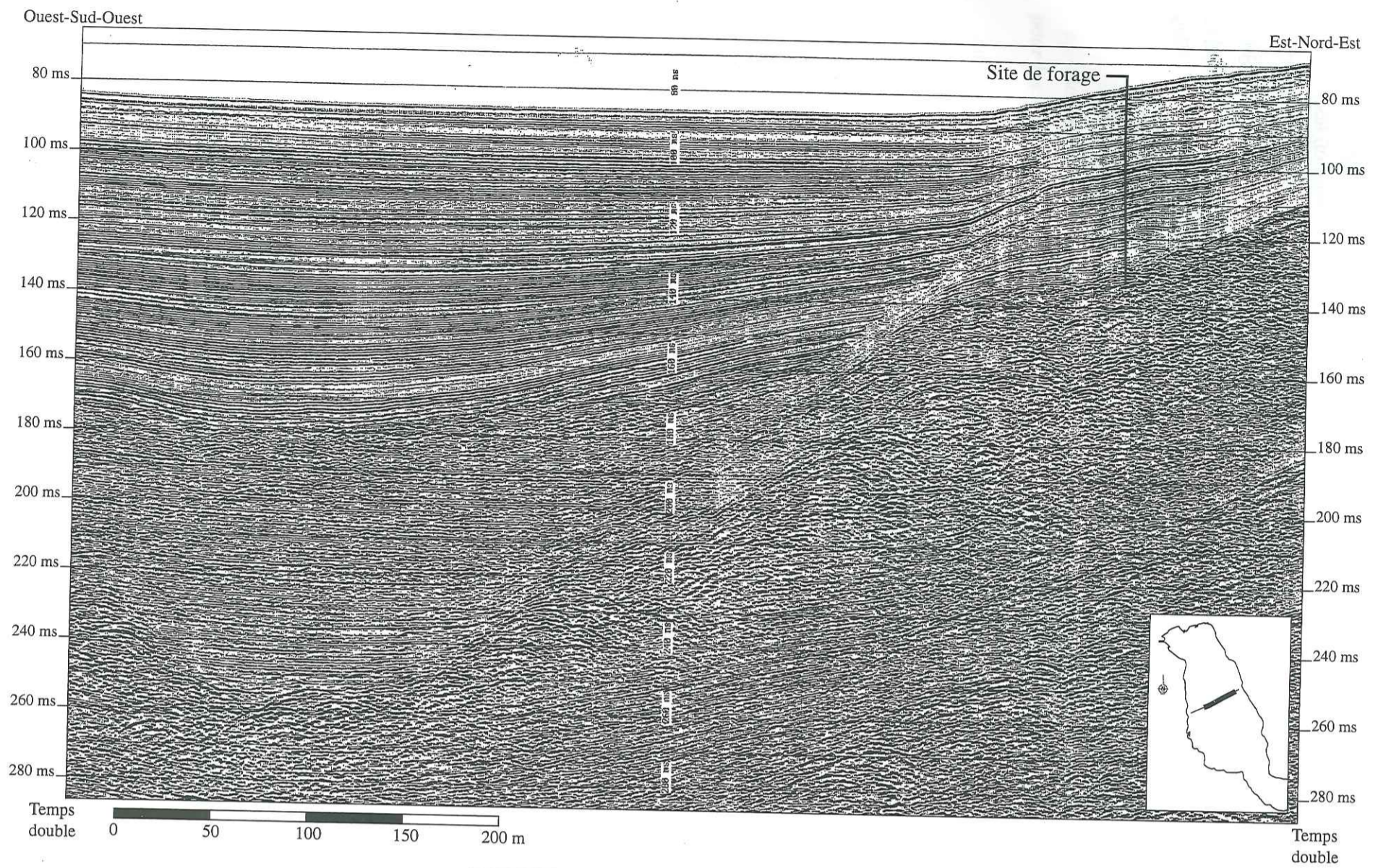


Fig. II-8a : Extrait du profil sismique 22

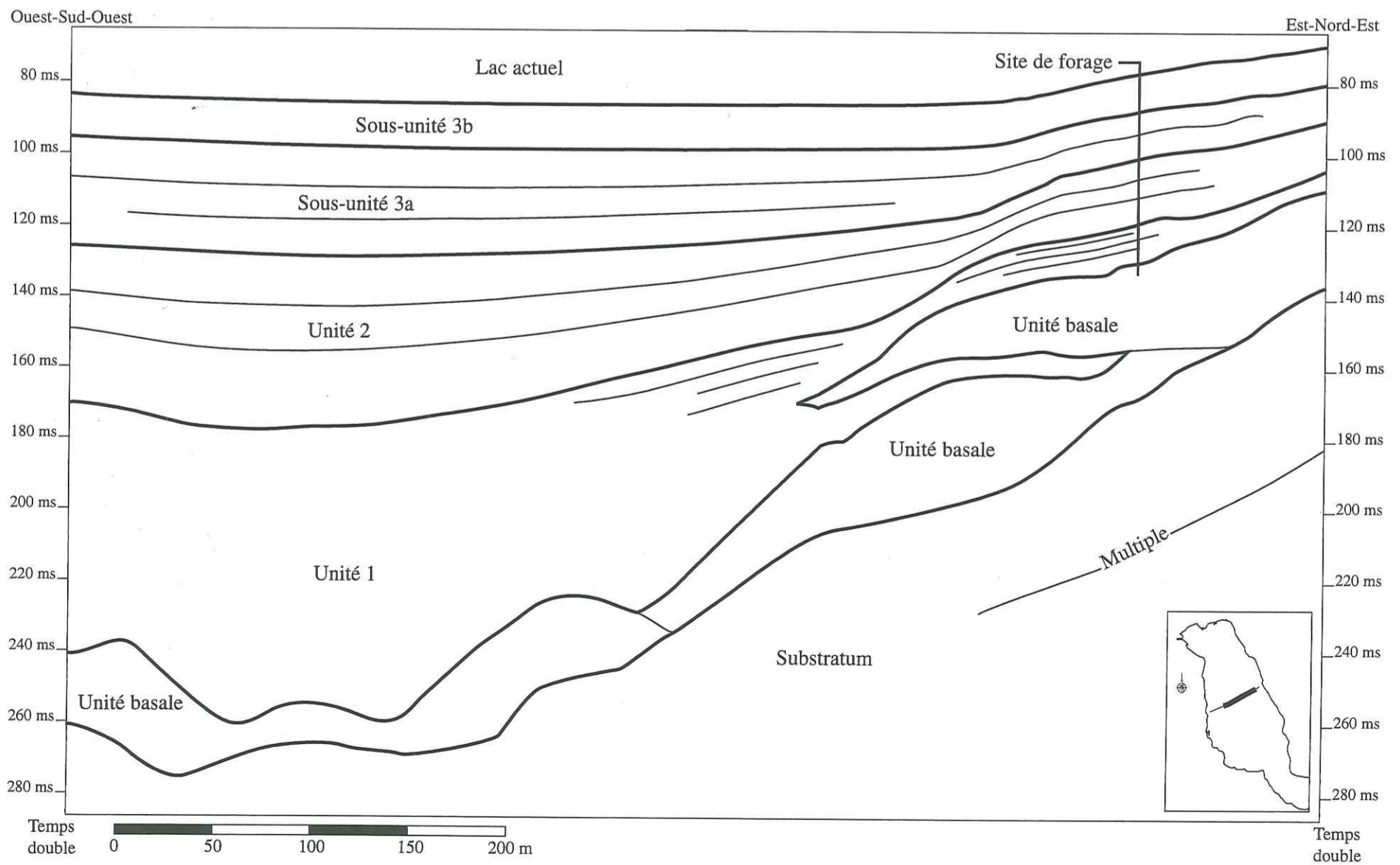


Fig. II-8b : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 22

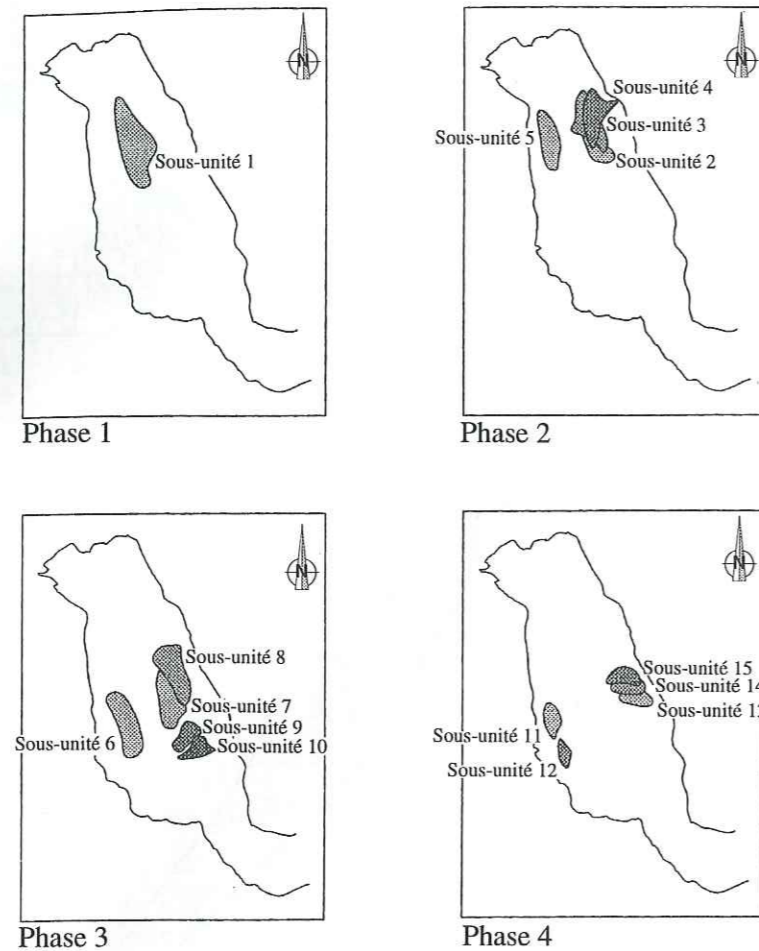


Fig. II-9 : Localisation des différentes sous-unités de l'unité basale, réparties en 4 phases de dépôt successives.

D'après Van Rensbergen, 1996.

rieux que ces dépôts, peu résistants à l'érosion mécanique, aient été épargnés par l'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire postérieure. C'est pourtant ce que l'on observe en rive Est du lac du Bourget, où la surface d'érosion recoupant ces dépôts présente également une pente très prononcée. Cette surface d'érosion glaciaire recoupant des sédiments attribués à l'interglaciaire Riss - Würm est donc interprétée comme résultant de l'action du glacier würmien. Le remplissage sédimentaire situé au dessus de cette surface serait donc postérieur à la glaciation würmienne.

Le faciès noté S2 est interprété comme de la molasse continentale, identifiée sur les rives du Grand Lac. Les réflecteurs parallèles de forte amplitude plongeant vers le Nord-Est (Van Rensbergen, 1996) résulteraient des alternances marnes-grès observées à terre dans la molasse.

Une coupe simplifiée transverse à la vallée, basée sur l'interprétation de ces différents faciès est présentée sur la figure II-15. On constate que l'érosion glaciaire ne s'est pas effectuée de façon différentielle selon les différents types de substratum. Cette érosion semble

avoir été maximale dans la partie axiale du bassin, sur une zone relativement étroite et étirée. Cette morphologie semble suggérer que, dans la vallée annécienne, les eaux d'écoulement sous-glaciaires ont constitué le principal agent de l'érosion glaciaire, comme souvent en région tempérée (Iverson, 1995).

On notera également que bien que la vallée d'Annecy se situe dans le prolongement exact de la faille du Vuache, aucune structure tectonique affectant le substratum et le remplissage sédimentaire n'a pu être observée sur les profils.

#### II-2-3-2 : Unité basale

Cette unité se situe immédiatement au contact de la surface d'érosion glaciaire attribuée au Würm. La série de rides parallèles qui constitue cette unité s'est formée à la base du surcreusement glaciaire et non sur les flancs de la dépression du substratum. L'organisation de cette unité en corps progradants et aggradants laisse supposer une source des apports sédimentaires ponctuelle et une augmentation intermittente de l'espace disponible. Ces deux observations s'opposent à l'interprétation de cette unité comme une suite de moraines frontales ou latérales (ces dernières verraient leur altitude diminuer au cours des épisodes successifs de fonte glaciaire, Boulton et Eyles, 1983).

De même, l'intercalation d'un prisme appartenant à l'unité basale dans la partie inférieure de l'unité 1 met en évidence la contemporanéité de dépôt du sommet de l'unité basale et de la base de l'unité 1. Cette dernière s'étant déposée en milieu aquatique (voir paragraphe suivant), il faut admettre que la mise en place de l'unité basale a également eu lieu sous l'eau.

L'unité basale est donc interprétée comme une série de «subaqueous outwash fan» mis en place dans un lac pro- ou sous-glaciaire (Van Rensbergen, 1996). Un «subaqueous outwash fan» se forme au front du glacier, par les apports des eaux de fonte sous-glaciaire dans un milieu aquatique (Rust et Romanelli, 1975). Quand il se trouve au débouché d'un tunnel sous-glaciaire, il prend le nom d'esker-delta (Banerjee et MacDonald, 1975). Son mode de mise en place est schématiquement présenté sur la figure II-16. Ces formations sont de dimensions compatibles avec celles observées par Banerjee et MacDonald (1975). Actuellement, ces dépôts peuvent être occasionnés par une augmentation temporaire de la fonte du glacier, entraînant la vidange des sédiments stockés dans le tunnel sous-glaciaire. L'espace disponible est créé par le recul du glacier et par la fonte de ce dernier à l'embouchure du tunnel sous-glaciaire.

La position de ces esker-deltas matérialise à un instant donné la position du front du glacier. Il semble donc que le glacier occupant la vallée se soit retiré en direction du Sud-Est, comme l'atteste la migration des quatre rides principales. De la même manière, la progradation observée en direction du Nord-Ouest indique une source principale des apports située au Sud-Est.

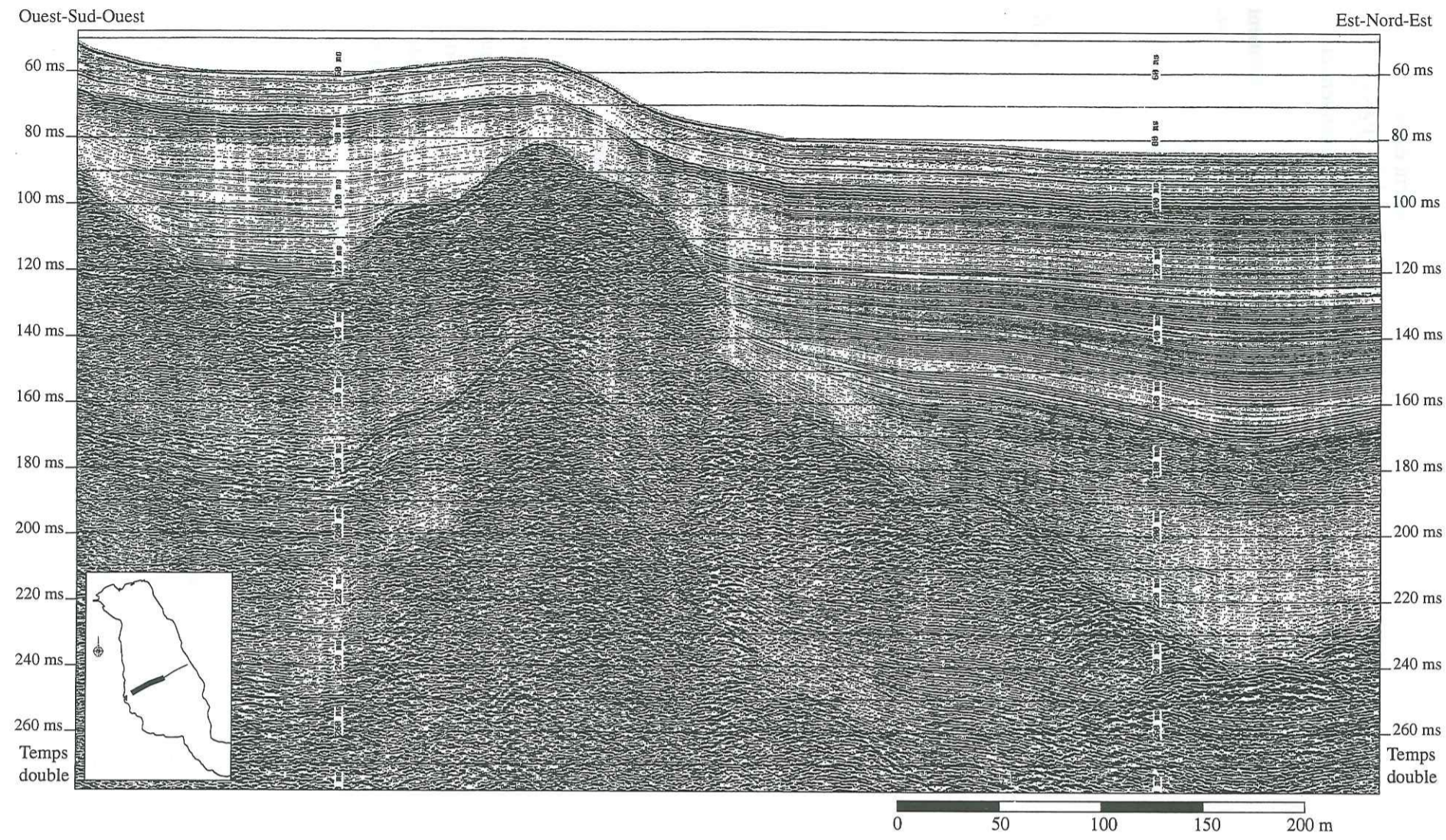


Fig. II-10a : Extrait du profil sismique 25

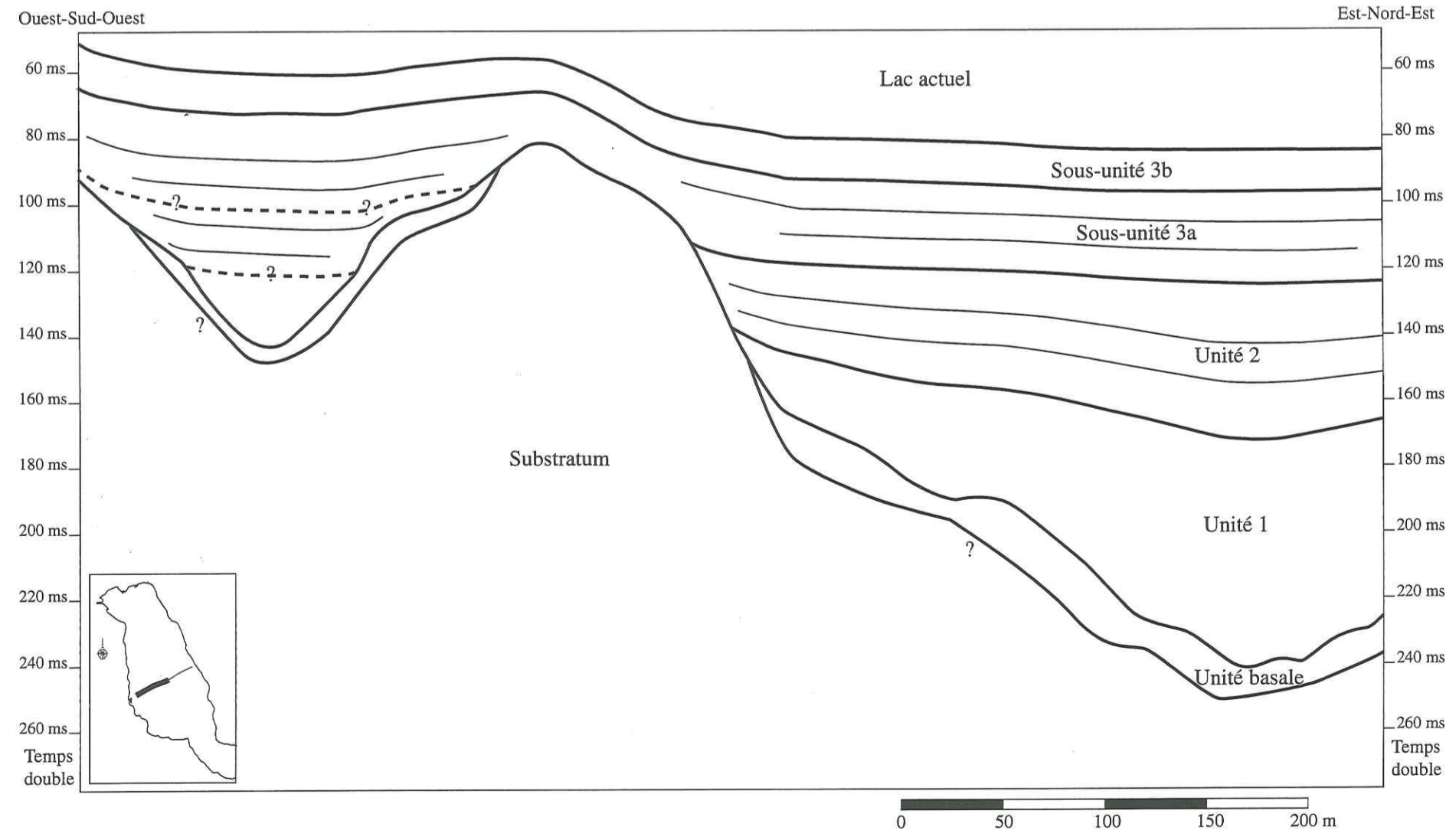


Fig. II-10b : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 25

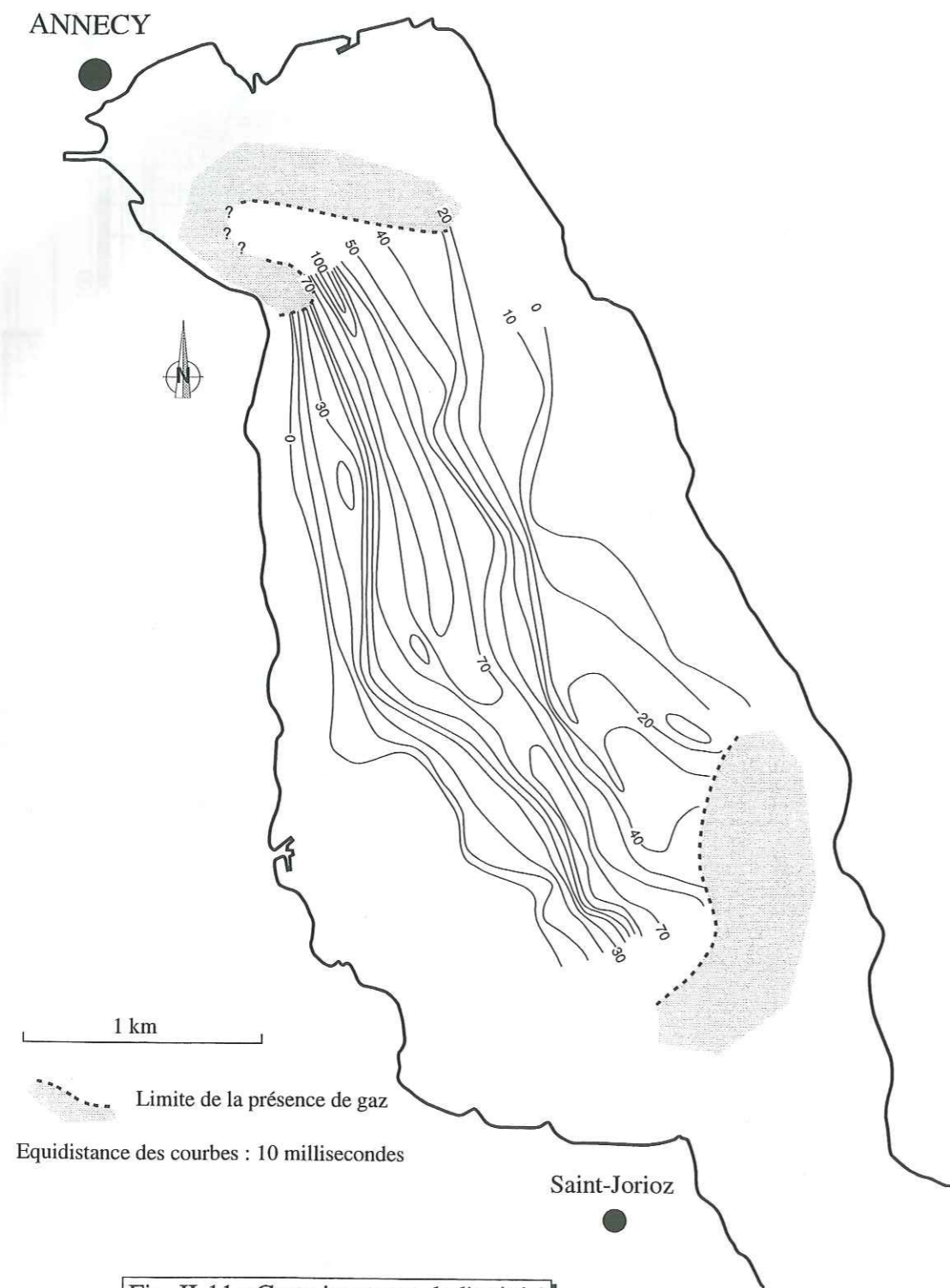


Fig. II-11 : Carte isopaque de l'unité 1  
D'après Van Rensbergen, 1996.

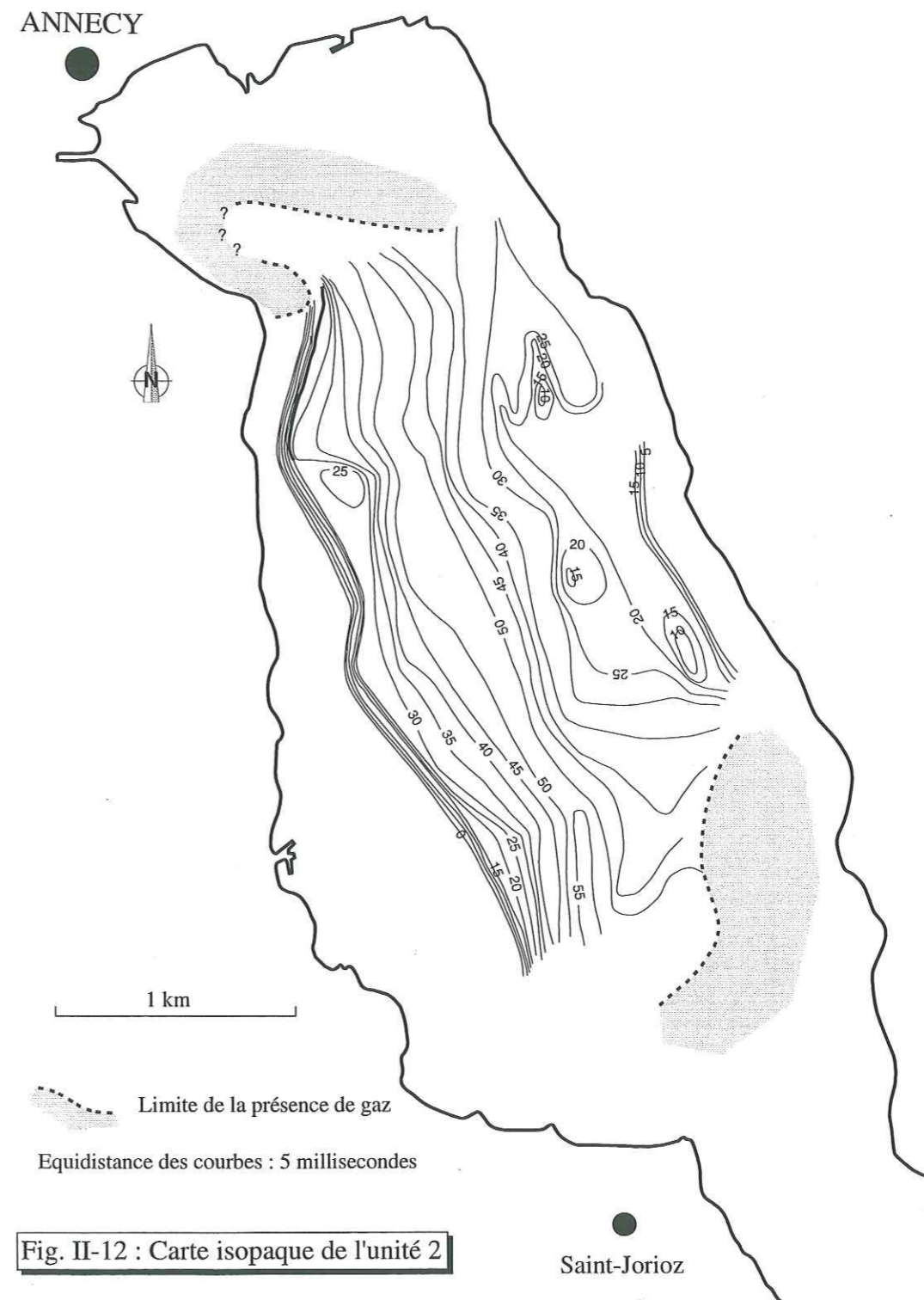


Fig. II-12 : Carte isopaque de l'unité 2

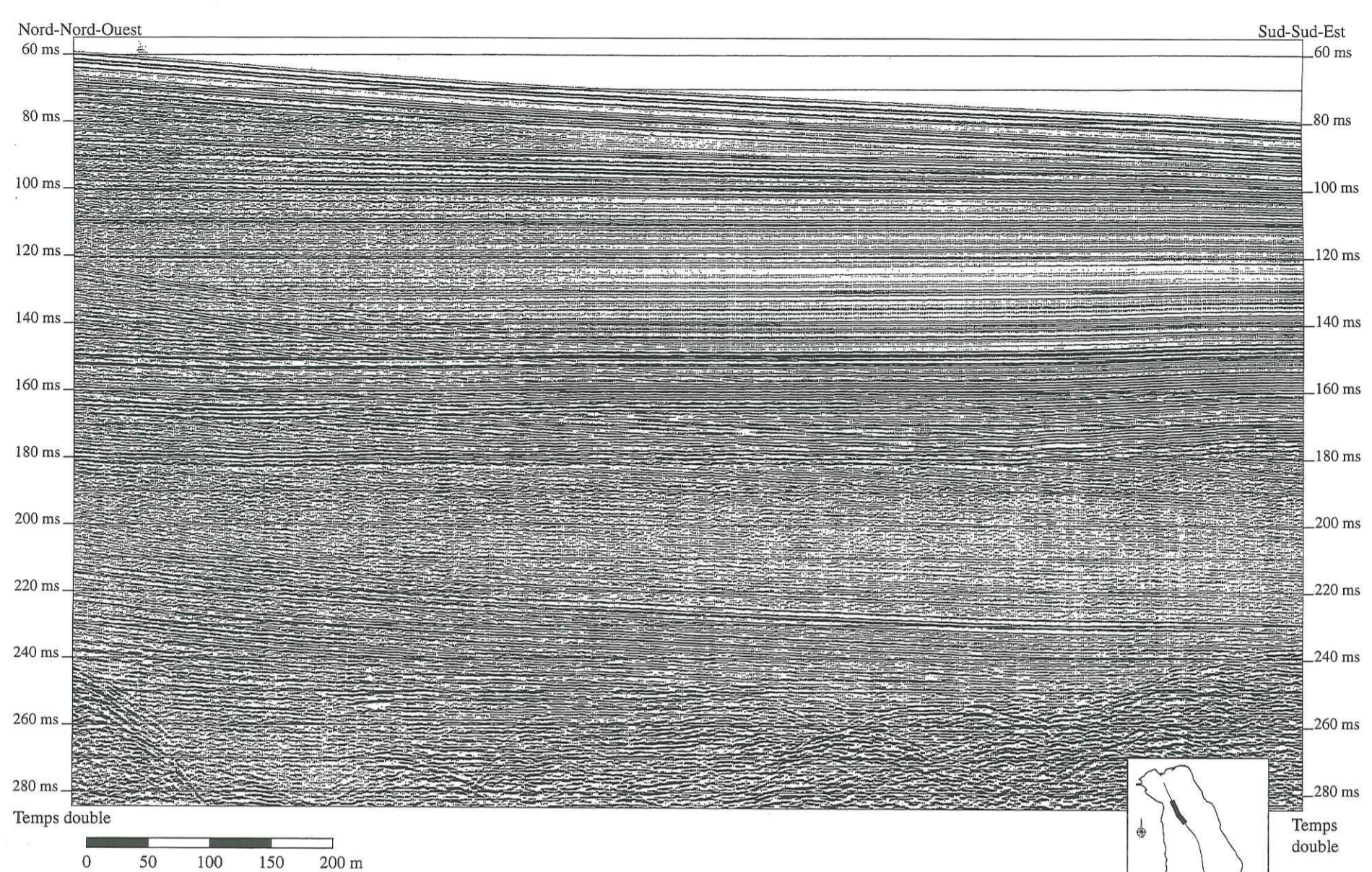


Fig. II-13a : Extrait du profil sismique 9

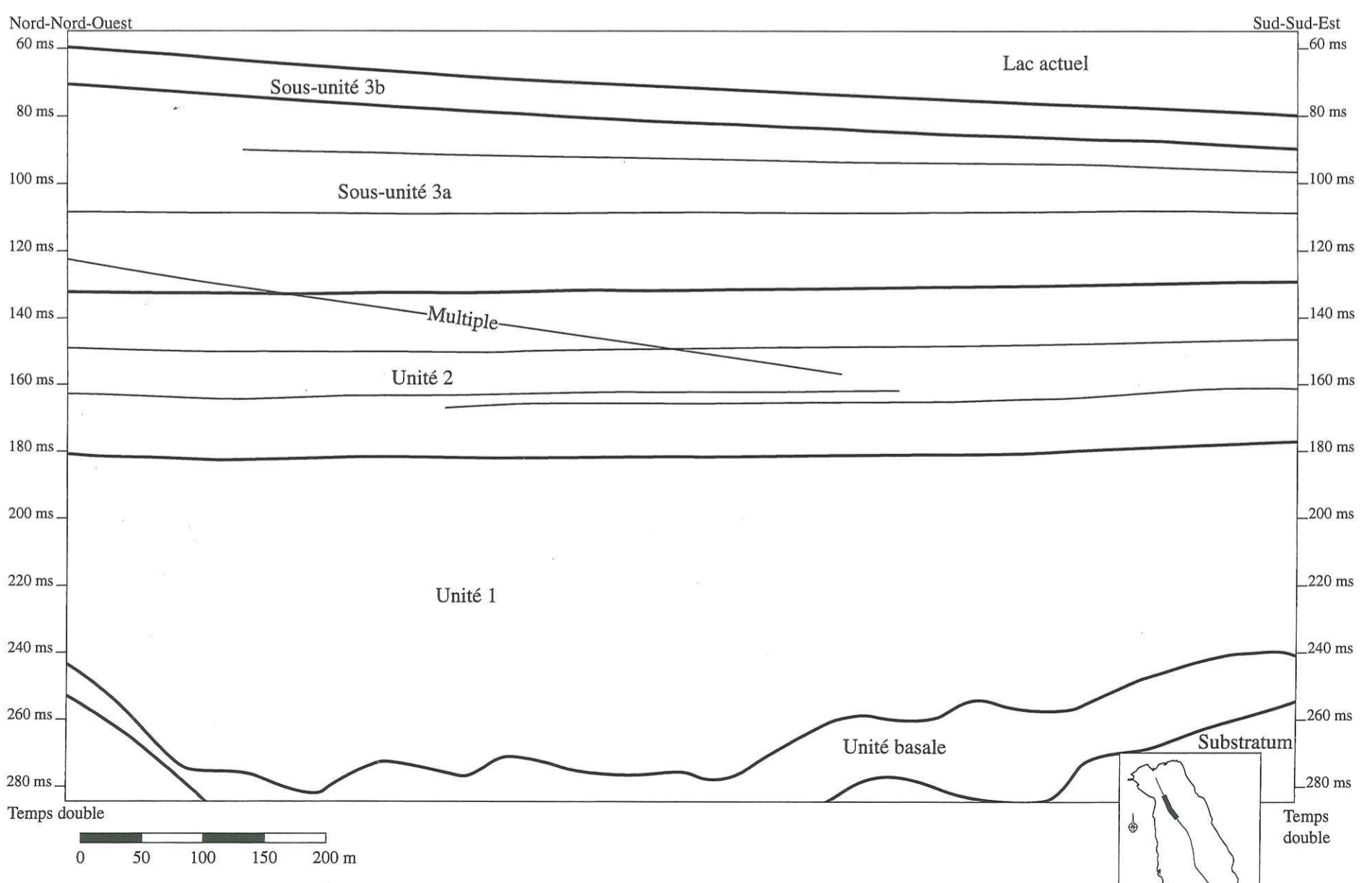


Fig. II-13b : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 9

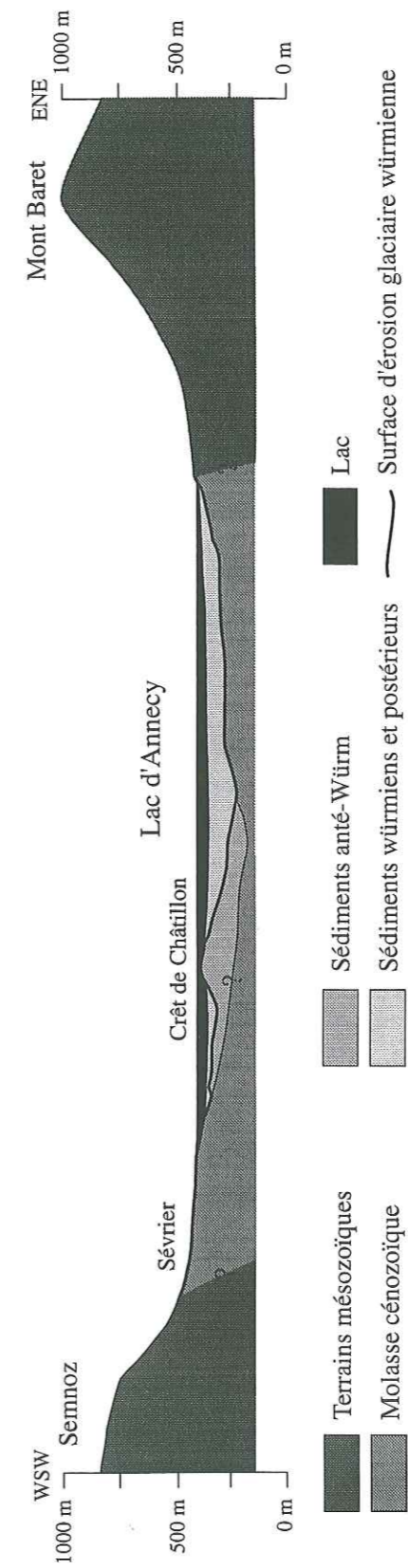
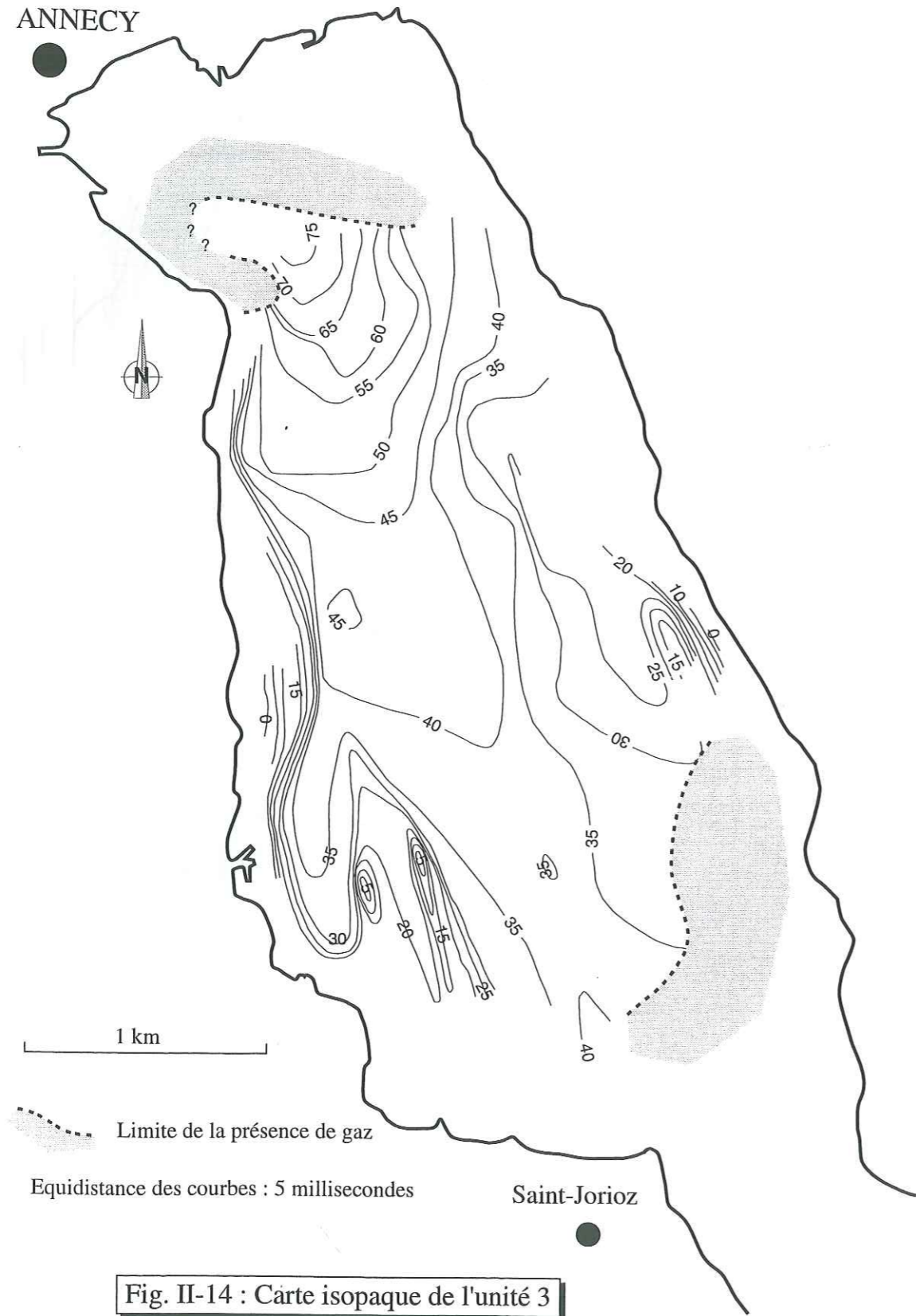


Fig. II-15 : Coupe schématique de la vallée d'Annecy basée sur l'interprétation des profils sismiques, redessinée à l'échelle 1/1. Les points d'interrogation indiquent les limites incertaines n'ayant pu être définies sur les profils.

Van Rensbergen, 1996.



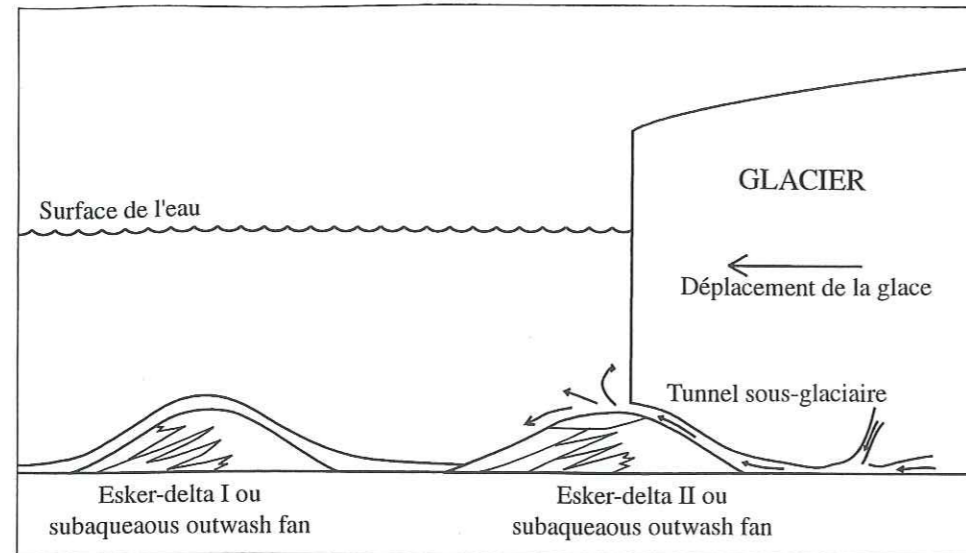


Fig. II-16: Représentation schématique d'une succession d'esker deltas au front d'un glacier lors de son retrait.

D'après Banerjee et MacDonald, 1975 in Van Rensbergen, 1996.

Le faciès chaotique situé entre ces esker-deltas est interprété comme résultant d'apports par les eaux de fonte déposés plus en aval du tunnel sous-glaciaire, se déposant en milieu lacustre sous forme d'underflows et de mouvements gravitaires (Van Rensbergen, 1996).

#### II-2-3-3 : Unité 1

L'augmentation de la stratification du faciès sismique de l'unité 1 en direction des rives laisse supposer un meilleur classement des sédiments dans un milieu d'énergie de plus en plus faible. Le faciès chaotique résulterait de dépôts en milieu de forte énergie, alors que les dépôts stratifiés mettraient en évidence des dépôts mieux classés et moins grossiers, situés de façon plus distale par rapport aux sources d'apports sédimentaires.

Dans ce contexte, l'unité 1 est interprétée comme résultant d'apports par underflow (ou courants hyperpycniaux), issus des eaux de fonte glaciaire dans un lac pro- ou sous-glaciaire (Van Rensbergen, 1996). Ce processus de dépôt, souvent considéré comme dominant dans les lacs proglaciaires (Gustavson, 1972 in Ashley, 1975; Pickrill et Irwin, 1983; Drewry, 1986; Reading, 1996) expliquerait la morphologie de cette unité (Fig. II-11) : épaisseur maximale dans l'axe du bassin qui décroît rapidement en direction des rives. La présence de deux dépôts-centre (le principal au Nord et un de moindre importance au Sud) laisse supposer l'existence de deux sources sédimentaires simultanées.

L'intercalation d'une sous-unité de l'unité basale dans l'unité 1 pourrait être liée à une réavancée du front du glacier lors du dépôt de l'unité 1. Ces deux unités se sont donc au moins partiel-

lement mises en place de façon contemporaine, en milieu aquatique.

#### II-2-3-4 : Unité 2

La morphologie de l'unité 2 semble relativement comparable à celle de l'unité 1. Ces deux unités diffèrent toutefois par le faciès sismique puisque dans l'unité 2, celui-ci est entièrement stratifié. Les réflecteurs sont divergents en direction de l'axe du bassin et c'est dans la partie centrale du remplissage qu'ils présentent l'amplitude la plus forte. Ceci est typique d'une sédimentation alimentée par des courants de fond. Les apports se feraient donc par underflows. Ces derniers, guidés par la morphologie de la dépression, mettraient en place des sédiments plus grossiers dans l'axe du bassin qu'à proximité des rives, ce qui explique la différence d'amplitude des réflecteurs décrite plus haut mais également la diminution importante de l'épaisseur de cette unité à proximité de la rive Ouest : la pente plus raide du substratum limite la répartition de ces underflows à la partie la plus profonde de la dépression lacustre.

L'apport des sédiments se ferait essentiellement en provenance du Sud, ainsi que le laisse supposer la position du dépôt-centre de cette unité (Fig. II-12). Le toit de l'unité 2, qui descend régulièrement en direction du Nord suggère également une alimentation en provenance du Petit Lac.

#### II-2-3-5 : Sous-unité 3a

Le caractère principal de cette sous-unité est la présence d'un important dépôt-centre dans la partie Nord du Grand Lac. Les réflecteurs y sont divergents en direction de la rive. Ceci est interprété comme la mise en place du delta du Fier, alors principal affluent du lac. On passe donc d'un remplissage de type axial dans l'unité précédente à un remplissage centripète. Le mode de dépôt ne s'effectuerait plus par underflows, mais par la mise en place de deltas à proximité des embouchures et par interflows et/ou overflows (courants hypopycniaux). La différence de densité entre les eaux du lac et les eaux fluviales est probablement plus faible que précédemment. Il est probable que la quantité de matériaux en suspension diminue fortement lors de la transition unité 2 / sous-unité 3a, puisqu'il s'agit du facteur prédominant à la formation d'underflows (Ashley, 1995). On note également que cette transition est marquée par un changement brutal dans la direction des apports : dans la sous-unité 3a, la principale source d'apports se situe au Nord du Grand Lac.

#### II-2-3-6 : Sous-unité 3b

La sous-unité 3b se caractérise par une épaisseur quasi-constante sur l'ensemble du Grand Lac. La source des apports ne peut plus être considérée comme ponctuelle. On est en

présence d'un drapé lacustre, interprété comme résultant de la décantation de matériel en suspension. Les apports détritiques sont alors très réduits par rapport à l'unité précédente. Durant le dépôt de la première moitié de cette unité, le Fier alimente encore le lac. Il prend ensuite son cours actuel, l'abandon du lac par le Fier étant bien mis en évidence par la géométrie strictement parallèle des réflecteurs dans la partie supérieure de cette unité, au droit de son ancienne embouchure (Figs. II-10a et II-10b).

La transition sous-unité 3a / sous-unité 3b correspondrait donc au passage d'une sédimentation où les apports s'effectuent latéralement à une sédimentation par décantation, telle qu'elle s'effectue encore de nos jours.

### II-3 : Conclusions

Les deux campagnes de sismique-réflexion effectuées sur le Grand Lac se sont révélées complémentaires. La campagne 2,5 kHz a permis de définir une première stratigraphie sismique, de mettre en évidence de façon précise un certain nombre de glissements gravitaires et de perturbations dans les sédiments stratifiés du remplissage et de définir un site de forage. La campagne Sparker Monotrace a mis en évidence différents faciès dans le substratum. L'interprétation de ces derniers laisse supposer que la surface érosive formant son toit est liée au passage du glacier würmien. L'analyse effectuée par Van Rensbergen (1996) distingue une unité basale principalement constituée d'esker-deltas, mis en place au contact d'un front glaciaire, en milieu subaquatique. Le retrait du glacier se serait effectué en direction du Sud dans la dépression correspondant au Grand Lac actuel. Les deux unités sédimentaires sus-jacentes se seraient mises en place sous l'influence d'underflows. Toutefois la source principale des apports de l'unité 1 se situerait au Nord du Grand Lac alors qu'elle se situerait au Sud du Grand Lac pour l'unité 2. Le passage à la sous-unité 3a est marqué par un changement des mécanismes sédimentaires puisque la sédimentation ne s'effectue alors plus par l'intermédiaire d'underflows mais par la mise en place de deltas progradants, d'interflows et/ou d'overflows. Les apports s'effectuent alors en provenance du Nord, essentiellement par l'intermédiaire du Fier. La mise en place de la sous-unité 3b correspondrait à une diminution importante des apports détritiques et voit l'abandon de la dépression lacustre par le Fier. La sédimentation s'effectue alors essentiellement par décantation en milieu calme et entraîne la mise en place d'un drapé lacustre.

## Chapitre III

# Lithostratigraphie du remplissage sédimentaire

## Chapitre III : Lithostratigraphie du remplissage sédimentaire

L'étude sédimentologique détaillée du remplissage lacustre du lac d'Annecy a été effectuée principalement sur le forage profond, réalisé dans le cadre du programme CLIMASILAC. Deux forages terrestres ont également été utilisés : le forage des Iles (réalisé en destructif, en 1994) à proximité d'Annecy et le forage de Saint-Jorioz (carottage réalisé en 1994), implanté sur le delta du Laudon. Afin de compléter les données sur la partie la plus superficielle du remplissage, un forage de type Kullenberg (LA-18), réalisé en 1995 par le Geoforschungszentrum de Potsdam sous la conduite de A. Brauer, a été intégré à cette étude. La localisation de ces forages est présentée sur la figure III-1.

### III-1 : Analyses macroscopiques des différents forages

#### *III-1-1 : Le forage lacustre profond*

##### III-1-1-1 : Présentation du forage profond

Le forage profond est constitué en réalité de trois forages éloignés d'une dizaine de mètres : AN-I, AN-II et AN-III. Ils ont été réalisés à 700 m de la côte Est du Grand Lac, à partir d'une plate-forme ancrée à 56 m de fond (appareillage de forage-carottage SEDIDRILL 500 et carottier à piston du laboratoire de Géologie du Quaternaire, Université d'Aix-Marseille III). Les carottes ont été prélevées par tronçons successifs (de longueur comprise entre 0,2 et 1,2 m). Les limites de tronçons ont été décalées d'un forage à l'autre afin d'obtenir une série complète. La lamination présente dans l'essentiel de la série a permis une corrélation très fine entre les trois forages, en raison de la quasi-absence de variation latérale. Ces corrélations sont présentées sur la figure III-2. Cette excellente corrélation a permis de constituer une carotte composite la plus complète possible. C'est à elle que l'on fera référence par la suite («forage profond» d'Annecy).

Une incertitude demeure toutefois en ce qui concerne la partie supérieure de la carotte, puisque les cotes de forage commencent à 57 m (carotte AN-III) et que la profondeur d'eau

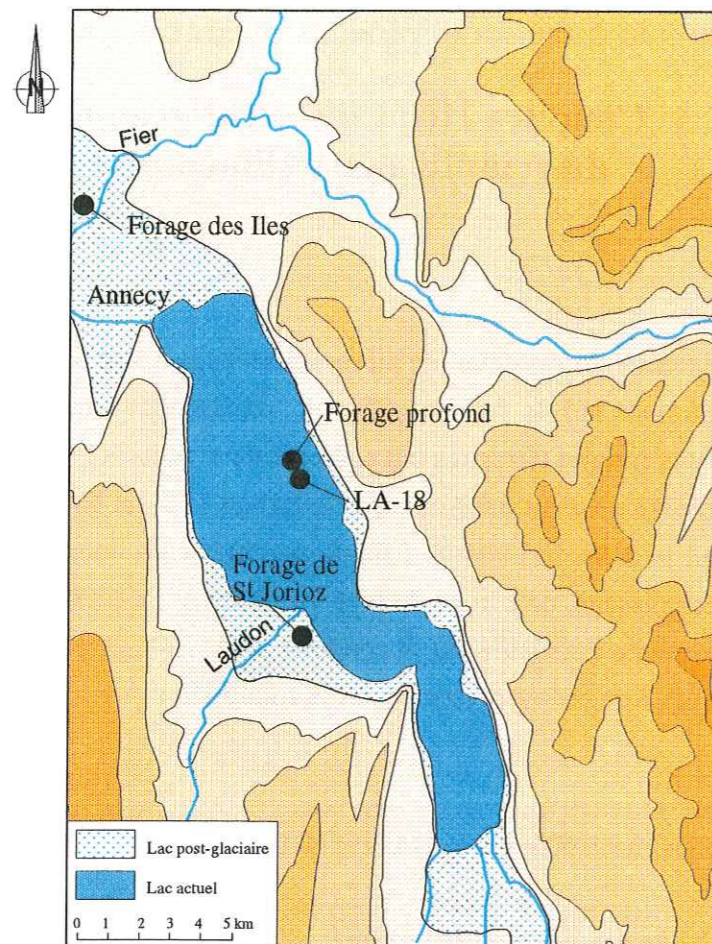


Fig. III-1 : Localisation des forages recoupant le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy

était estimée à 56 m. La série sédimentaire a été recoupée sur une épaisseur de 44 mètres.

Le forage profond d'Annecy a été subdivisé en 5 unités principales. Cette subdivision est basée sur l'ensemble des analyses effectuées, qui permettent de les distinguer dans la plupart des cas. Toutefois ces unités ne sont pas numérotées logiquement de 1 à 5, car la numérotation adoptée lors des premiers travaux par l'ensemble du groupe de recherche de CLIMASILAC a été conservée afin de garder une nomenclature homogène entre les différentes équipes participantes. La partie inférieure du forage constitue donc l'unité dite «basale» et l'on a gardé la subdivision de l'unité 3 en sous-unité 3a et sous-unité 3b, alors que les différences entre ces deux sous-unités sont tout aussi (voire plus) importantes qu'entre deux unités.

Ces 5 unités sont bien définies macroscopiquement et sont présentées sur la figure III-3. Mises à part l'unité basale et la sous-unité 1b, la série est constituée de silts argileux laminés. La distinction macroscopique des différentes unités est basée sur les différents types de lamination observés.

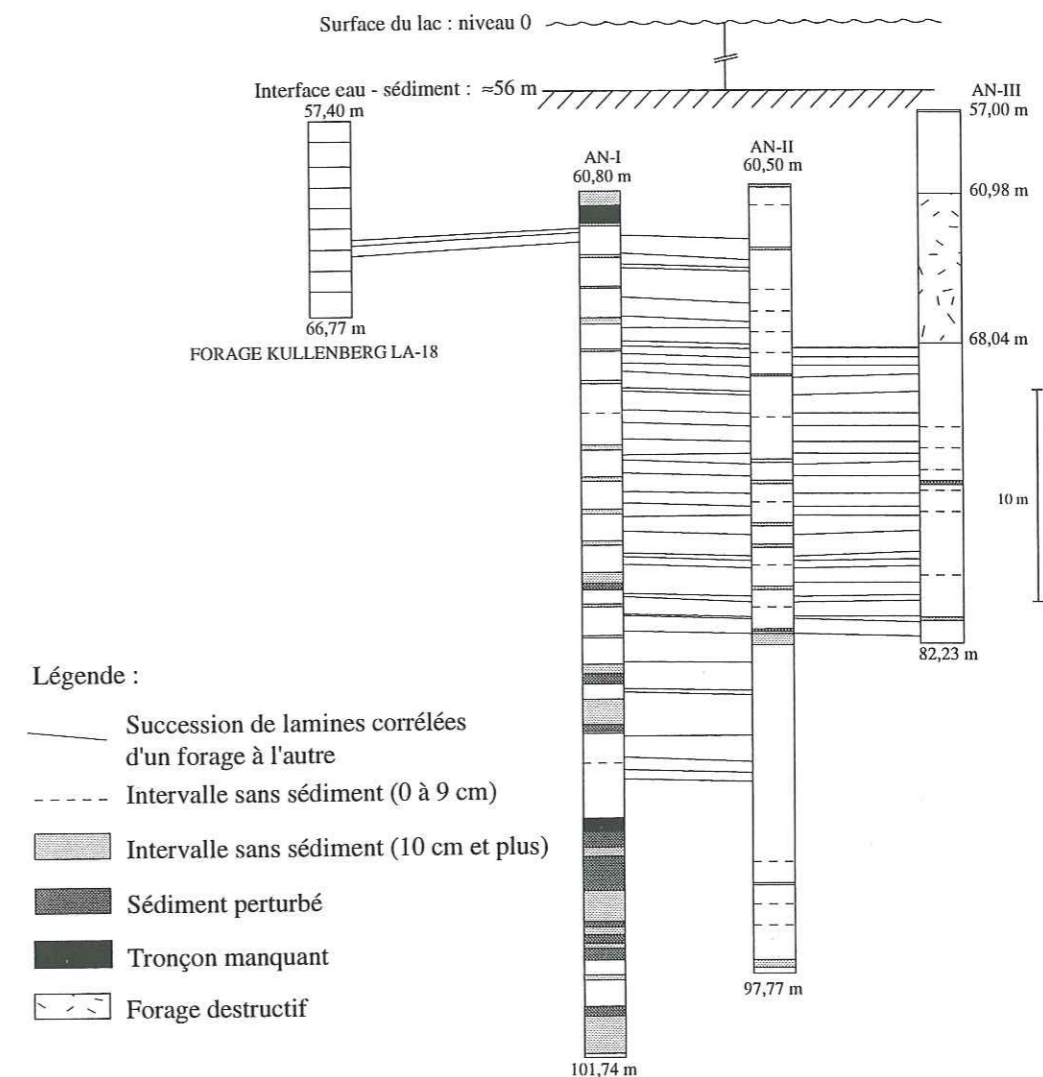


Fig. III-2 : Corrélations entre les forages lacustres profonds CLIMASILAC (AN-I, AN-II et AN -III) et le forage Kullenberg LA-18.

### III-1-1-2 : Description de la série sédimentaire

#### III-1-1-2-1 : Unité basale : 45,74 m - 43,74 m

La base de la carotte est constituée de galets centimétriques à pluricentimétriques (diamètre pouvant atteindre 4 cm) et de graviers, certains présentant une forme arrondie, d'autres ayant été brisés lors du forage (cassures très fraîches) enrobés dans une matrice silto-argileuse grisâtre compacte (faciès de type diamicton, Planche photo n°I). Les galets sont constitués en majorité de carbonates, parfois gréseux. On relève toutefois la présence de roches métamorphiques à texture foliée. Le taux de récupération dans cette unité n'est que de 10%.

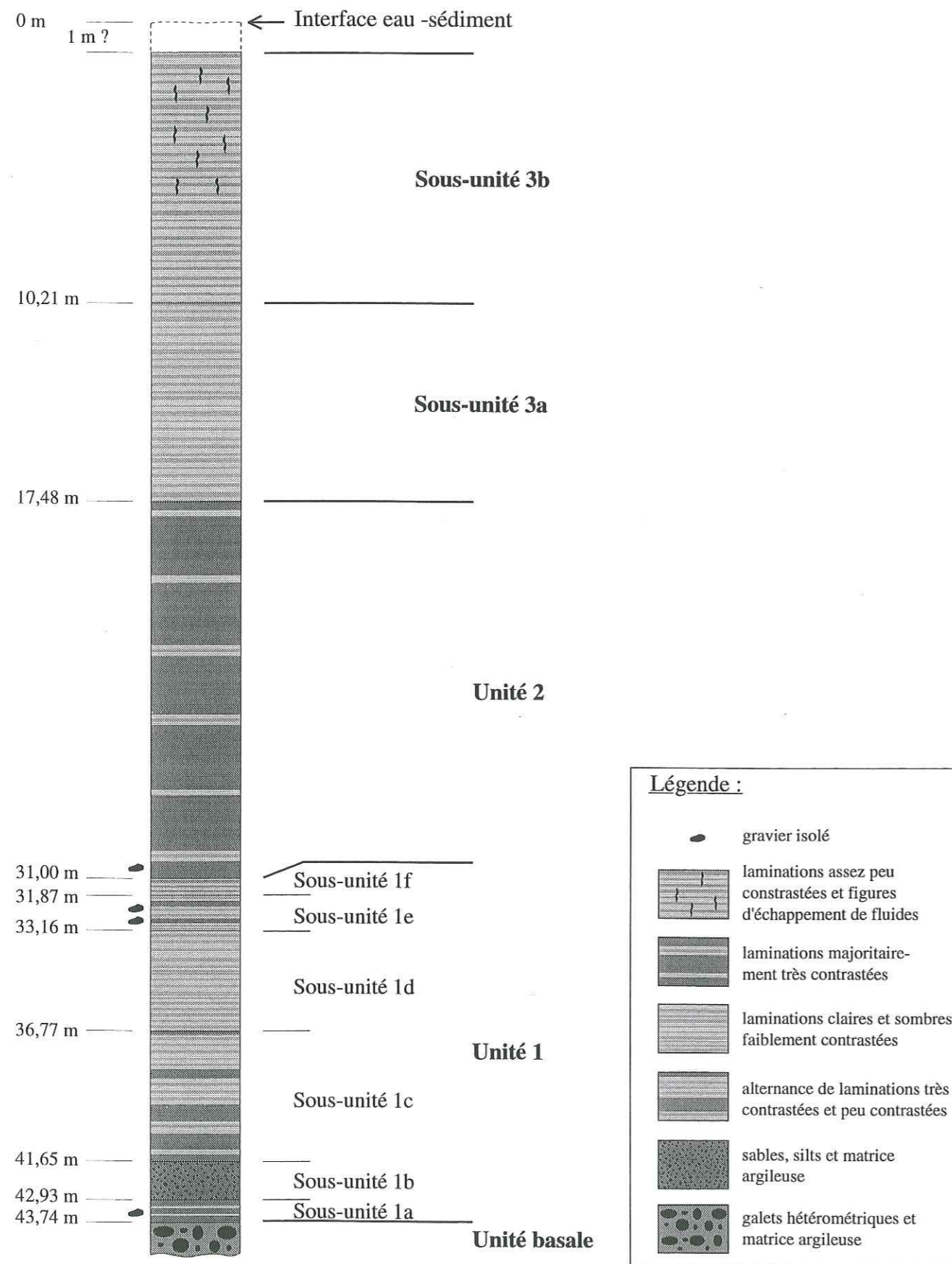


Fig. III-3 : Log schématique du forage profond d'Annecy

III-1-1-2-2 : Unité 1 : 43,74 m - 31,00 m

- sous-unité 1a : 43,74 m - 42,93 m

Le sédiment très fin et silto-argileux situé au-dessus de l'unité basale est beaucoup moins compact que celle-ci. L'observation de la lamination est rendue difficile par les perturbations dues au forage (niveaux flués). Toutefois celle-ci a existé ainsi qu'en témoignent les restes de couches, observables par contraste de couleur : des couches claires alternent avec des couches beaucoup plus sombres, grisâtres et plus épaisses (Planche photo n° I).

- sous-unité 1b : 42,93 m - 41,65 m

Elle est constituée par un niveau à sables et graviers, enrobés dans une matrice grisâtre silto-argileuse, sans tri granulométrique observable, excepté dans les dix derniers centimètres, où la granulométrie des sables et graviers diminue. On notera que bon nombre de graviers présentent des facettes planes et des arêtes arrondies (Planche photo n° I).

- sous-unité 1c : 41,65 m - 36,77 m

Elle est constituée de silts argileux laminés. A la base, les couches sombres et grisâtres sont épaisses (atteignant parfois 20 centimètres) et homogènes, excepté quelques niveaux silto-sableux peu épais (millimétriques). Les couches claires présentent une épaisseur moyenne très inférieure, d'environ deux centimètres. Leur couleur est homogène. La base des couches sombres est généralement tranchée (Planche photo n° I). Le passage couche sombre - couche claire est parfois marqué par une alternance rapide de couches claires et de couches sombres très fines (infra-millimétriques).

En remontant dans cette sous-unité, l'épaisseur des couches claires augmente, tandis que l'épaisseur des couches sombres diminue. Le rapport épaisseur des couches claires / épaisseur des couches sombres s'inverse, les couches claires pouvant atteindre une épaisseur de plus de 20 centimètres tandis que celle des couches sombres dépasse rarement 10 centimètres. Parallèlement, l'aspect des couches claires évolue : homogènes à la base, ces couches présentent lorsque l'on remonte dans cette sous-unité une lamination interne contrastée, millimétrique et dépassant rarement 1 centimètre d'épaisseur.

- sous-unité 1d : 36,77 m - 33,16 m

Elle est marquée par la disparition des couches sombres grisâtres. La lamination que l'on y observe est celle décrite précédemment à l'intérieur des couches claires (Planche photo n° II). On note la présence de quelques niveaux silto-sableux d'épaisseur inférieure à 3 millimètres.

- sous-unité 1e : 33,16 m - 31,87 m

Cette sous-unité voit la réapparition de couches sombres grisâtres. Leur épaisseur est comprise entre 0,7 et 2 centimètres, tandis que celle des couches claires varie entre 4 et 18 centimètres (Planche photo n° II). Ces couches claires présentent toujours une lamination interne à faible contraste. La base des couches sombres est tranchée alors que leur sommet s'éclaircit progressivement.

- sous-unité 1f : 31,87 m - 31,00 m

Comme dans la sous-unité 1d, on assiste à la disparition des couches sombres grisâtres. Le contraste entre les couches les plus claires et les couches les plus sombres est toutefois plus fort que précédemment. Les couches les plus claires ont une épaisseur variant de 1 à 10 millimètres tandis que les plus sombres dépassent rarement 2 millimètres (Planche photo n° II). Quelques niveaux silto-sableux peu épais (environ 1 millimètre) s'intercalent dans la lamination.

III-1-1-2-3 : Unité 2 : 31,00 m-17,48 m

Transition unité 1 - unité 2 : 31,00 m

La transition unité 1 - unité 2 est brutale (15 cm; planche photo n° II). La base montre la réapparition de couches sombres grisâtres dont l'épaisseur varie entre 0,3 et 2 centimètres et augmente vers le haut. L'épaisseur des couches claires chute fortement et ces dernières présentent une lamination emboîtée à faible contraste. Le contact couche sombre - couche claire est brutal tandis que le contact couche claire - couche sombre est soit net soit flou (dégradé).

Unité 2 : 31,00 m - 17,48 m

Cette unité est caractérisée par d'épaisses couches sombres (1 millimètre à 7 centimètres) où l'on distingue parfois des passées légèrement plus claires. Les couches claires sont beaucoup plus fines (0,1 à 2 centimètres) et présentent également par endroit une lamination claire à faible contraste (Planche photo n° III). On ne note pas, à l'oeil nu, d'évolution sensible de variation d'épaisseur en remontant dans l'unité 2.

Au toit d'une couche sombre, la transition avec la couche claire est généralement tranchée, rarement graduelle. Au toit d'une couche claire, le contact avec la couche sombre semble indifféremment brutal ou progressif.

On note la présence de rares niveaux silto-sableux, le plus souvent intercalés à la base des couches claires, plus rarement au sommet des couches claires ou à la base des couches sombres.

III-1-1-2-4 : Sous-unité 3a : 17,48 m - 10,21 m

Transition unité 2 - sous-unité 3a : très brutale, elle est marquée par la disparition des couches sombres grisâtres (Planche photo n° III).

Sous-unité 3a : 17,48 m - 10,21 m.

Elle n'est constituée que de couches claires. La lamination correspond donc à la lamination contrastée présente dans les couches claires, observée précédemment (Planche photo n° III). Cette lamination est très fine (millimétrique) avec quelque rares couches plus épaisses (maximum de 3 centimètres). On note dans cette sous-unité la présence de très nombreux niveaux silto-sableux peu épais, d'épaisseur généralement comprise entre 0,1 et 1 centimètre (4 cm maximum).

III-1-1-2-5 : Sous-unité 3b : 10,21 m - 0,00 m

La transition entre la sous-unité 3a et la sous-unité 3b semble très progressive.

La sous-unité 3b se distingue de la précédente par une lamination grisâtre, plus floue et plus contrastée (Planche photo n° III). Les niveaux grossiers présents dans la sous-unité 3a deviennent plus rares. On note la présence de fentes perpendiculaires à la lamination dans les tronçons ouverts (de taille centimétrique à pluricentimétrique). Les débris végétaux sont beaucoup plus fréquents que dans les unités précédentes.

Les sédiments directement situés sous l'interface eau - sédiment n'ont pu être prélevés avec la technique de forage utilisée.

Il faut également signaler la présence, dans l'unité 1 et à la base de l'unité 2, de quelques graviers isolés dans les silts argileux. La position de ces derniers est présentée sur la figure III-3.

III-1-1-3 : Conclusions

L'unité basale est constituée d'un mélange hétérométrique qui s'étale des argiles aux galets. En milieu glaciaire ou proglaciaire, ce type de mélange est fréquent et peut appartenir à de nombreux types de dépôt (moraine de fond, latérale, aquatique, esker... ; Banerjee et MacDonald, 1975; Brodzikowsky et Van Loon, 1991). La compaction du sédiment, plus élevée que dans l'unité sus-jacente, laisse supposer que cette unité a subi le poids du glacier. La corrélation avec les données de sismique-réflexion permettra de définir la morphologie et de préciser l'interprétation de cette unité.

La sous-unité 1a, silto-argileuse et laminée est interprétée comme mise en place en un milieu lacustre. La présence de graviers millimétriques à centimétriques indique un transport par glace flottée (ice-rafting). L'environnement de dépôt est donc de type glaciolacustre. La sous-unité 1a s'est donc probablement mise en place dans un lac proglaciaire.

La sous-unité 1b est beaucoup plus grossière et non laminée. Elle indique un retour à un environnement plus proximal, de plus forte énergie de dépôt. Le reste de la série est entièrement laminé et composé de silts argileux.

L'unité 1 se caractérise par une lamination à dominante sombre à la base qui passe à une lamination essentiellement claire au sommet. Elle comporte à sa base et à son sommet des dropstones laissant supposer un environnement glaciolacustre.

L'unité 2 est caractérisée par une lamination très homogène qui se distingue nettement de celle des unités sous et sus-jacentes. Les transitions à sa base et à son sommet sont brutales. La présence d'un dropstone a été relevée à sa base et laisse supposer, comme pour l'unité 1 un environnement proglaciaire.

La sous-unité 3a est marquée par une lamination très fine et par de nombreux niveaux sableux. On retiendra enfin que la transition avec l'unité 3b est progressive et que cette dernière présente une quantité de débris organiques beaucoup plus élevée que dans les unités précédentes. Les fentes verticales, observées suite à l'ouverture des carottes, résulteraient d'échappements de gaz, ces derniers étant probablement liés à la présence de matière organique dans le sédiment.

Les différents types de laminations qui distinguent les unités seront analysés en détail dans le chapitre IV.

#### III-1-1-4 : Forage Kullenberg LA-18

Un forage Kullenberg a été réalisé à proximité du forage profond (Fig. III-1), afin d'obtenir un meilleur prélèvement des sédiments situés à l'interface eau - sédiment. D'une longueur de 9,37 m, ce forage a été implanté à une profondeur de 57,4 m. Il présente une lamination similaire à celle observée dans l'unité 3b du forage profond. Une corrélation macroscopique a été effectuée entre ce forage et le forage profond (Fig. III-2). Le forage Kullenberg LA-18 a été essentiellement utilisé afin de compléter les analyses microgranulométriques et en diffraction X au sommet du remplissage sédimentaire.

#### III-1-2 : Analyse macroscopique du forage de Saint-Jorioz

Le forage de Saint-Jorioz a été réalisé à terre sur le delta du Laudon. Il a été réalisé à

l'aide d'un carottier à câble (système Mazier). Il se situe à la cote 448 m.

Un log schématique de la série recoupée est présenté sur la figure III-4. Cinq unités successives ont été distinguées. On notera que ce forage long de 52,50 m n'a pas atteint le substratum.

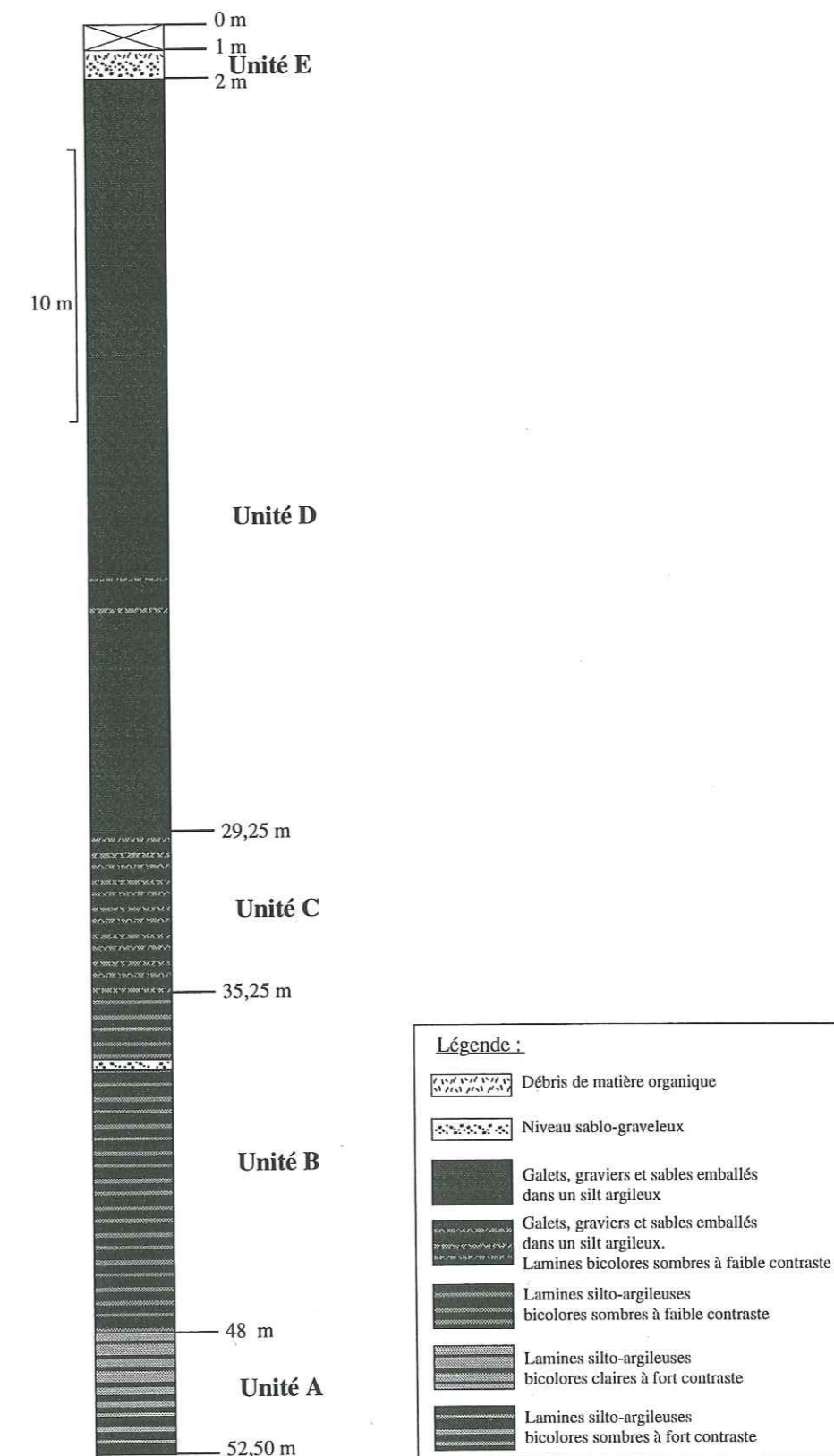


Fig. III-4 : Log schématique du forage carotté de Saint-Jorioz

## III-1-2-1 : Description de la série recoupée

Cette description est sommaire en raison des nombreuses perturbations de forage rencontrées (liées à la présence de galets pluricentimétriques). La partie supérieure de ce forage présente un taux de récupération parfois inférieur à 50%.

## - Unité A : 52,50 m - 48,00 m

Constituée de silts argileux, cette unité présente une lamination contrastée. Les couches sombres dominent à la base (épaisseur dépassant 25 cm, les couches claires dépassant rarement 1 cm) mais leur épaisseur diminue vers le haut au profit des couches claires. Le forage a été stoppé avant d'atteindre la limite inférieure de cette unité.

## - Unité B : 48,00 m - 35,25 m

Cette unité est homogène et présente une lamination peu contrastée, dominée par des couches sombres silto-argileuses. Elle contient également des passées sablo-graveleuses intercalées dans la lamination.

## - Unité C : 35,25 m - 29,25 m

Cette unité se caractérise par une lamination difficilement observable car elle est perturbée par des crachées grossières (galets, graviers et sables). En dehors de ces sédiments grossiers, la lamination silto-argileuse semble identique à celle observée dans l'unité B (peu contrastée et dominée par des couches sombres).

## - Unité D : 29,25 m - 2,00 m

Cette unité voit la disparition de la lamination encore observable dans l'unité C. Elle est composée de galets, graviers et sables emballés dans une matrice silto-argileuse grisâtre plus ou moins sombre. Le taux de récupération du forage est plus faible que dans les autres unités en raison de la présence de galets pluricentimétriques. Quelques rares traces de lamination ont pu être observées aux alentours de la cote -20 m.

## - Unité E : 2,00 m - 1,00 m

L'unité supérieure est constituée de niveaux de débris organiques intercalés dans des niveaux sablo-graveleux. Elle est recouverte par des remblais anthropiques.

## III-1-2-2 : Conclusions

La lamination présente dans les unités A et B indique que ces dernières se sont mises en place en milieu lacustre.

Le rapport épaisseur des couches sombres / épaisseur des couches claires dans l'unité A est fort à la base et diminue vers le sommet de l'unité. En cela, cette unité semble relativement comparable à l'unité 1 du forage profond décrite plus haut.

L'unité B est homogène et les couches sombres dominent nettement la lamination. On notera toutefois que le contraste entre les couches sombres et les couches claires est plus faible sur la carotte de Saint-Jorioz que sur le forage profond.

Les galets et graviers qui viennent se surimposer à la lamination dans l'unité C mettent en évidence un milieu de plus forte énergie. Certains galets sont très bien roulés et semblent indiquer une provenance fluviale. Ces niveaux grossiers sont donc interprétés comme liés à la proximité du delta du Laudon.

Ces apports grossiers augmentent et viennent se substituer à la lamination dans l'unité D. L'unité E contient des niveaux sablo-graveleux, mis en place en régime fluviale. Elle contient également des sédiments riches en débris organiques végétaux parfois reconnaissables (feuilles, tiges...). Elle correspondrait donc à la phase finale du comblement sur le lieu du forage.

D'un point de vue global, ce forage présente donc des sédiments de plus en plus grossiers de la base au sommet. Cette augmentation de la granulométrie indique un hydrodynamisme de plus en plus élevé. Ceci est à mettre en rapport avec l'implantation du site : les unités basales (A et B) se mettent en place en milieu lacustre de faible énergie. Les arrivées de plus en plus grossières (unités C et D) pourraient être liées au développement du delta du Laudon. L'unité E déposée en milieu subaérien marque la fin de la série lacustre.

## III-1-3: Analyse macroscopique du forage des Iles

Le forage des Iles a été commandité par le service de l'Eau et du Milieu Naturel du Conseil Général de Haute-Savoie. Il est localisé en rive droite du Fier et a été implanté à la cote 429 m. C'est un forage destructif réalisé au rotary à boue, en circulation inverse. Il se situe sur la partie comblée du lac postglaciaire. En raison de la nature du matériel étudié (débris de forage), il n'a pas été possible d'effectuer une analyse sédimentologique poussée. Un échantillon par mètre a été prélevé. Ce forage malgré une longueur de 150 m, n'a pas atteint le substratum pré-quatenaire.

## III-1-3-1 : Description de la série recoupée

La figure III-5 présente une représentation schématique de la série recoupée. Quatre unités sédimentaires ont été distinguées :

## - Unité A : 150 - 105 m

Cette unité est composée de silts argileux ocres et d'une fraction sablo-graveleuse. Aucune trace de lamination n'a pu être observée sur les débris de forage. Il est possible que ce mélange hétérogranulaire soit dû à une succession de passées grossières et de niveaux



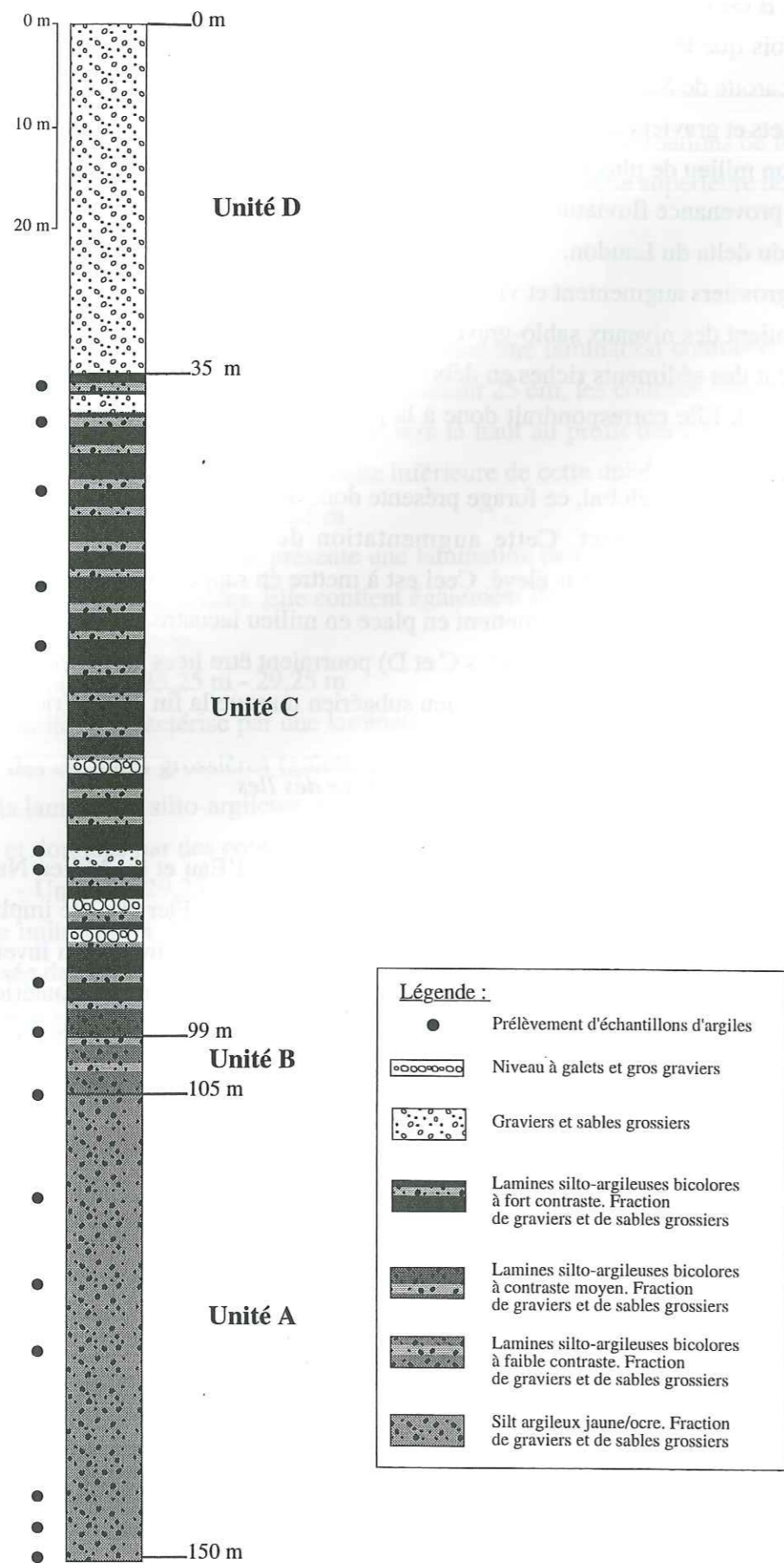


Fig. III-5 : Log schématique du forage des Iles

silto-argileux distincts et mélangés lors de la remontée des débris. Il en va de même pour les unités sus-jacentes.

- Unité B : 105 m - 99 m

L'unité B est constituée de silts argileux laminés mélangés à une fraction grossière sablo-graveleuse. La lamination est jaunâtre et peu contrastée. Il n'a pas été possible d'effectuer de mesure d'épaisseur de lamine.

- Unité C : 99 m - 35 m

Cette unité présente une composition similaire à la précédente. Elle s'en distingue par une lamination plus sombre et plus contrastée (gris sombre à jaunâtre). On distingue dans sa partie inférieure et sous son sommet plusieurs niveaux grossiers (galets, graviers et sables) essentiellement carbonatés sans matrice silto-argileuse. Ils sont le siège d'importantes circulations d'eau (artésianisme).

- Unité D : 38 m - 0 m

Cette unité est marquée par la disparition des silts argileux. Elle est constituée de 35 m de galets, graviers et sables carbonatés et constitue un aquifère exploité.

### III-1-3-2 : Conclusions

L'unité A n'a pas permis d'observer de lamination. Soit parce que celle-ci est réellement absente, soit parce que l'homogénéisation subie lors de la remontée des débris a suffi à la faire disparaître. Toutefois, étant donné qu'une lamination a pu être observée dans les unités B et C, cette dernière hypothèse semble peu probable. Il est difficile de conclure sur les conditions de dépôt d'après ces seules observations.

L'unité B, principalement composée de silts argileux laminés, se serait déposée en milieu lacustre (ou glacio-lacustre). La lamination claire domine.

L'unité C est quant à elle dominée par une lamination beaucoup plus sombre. La fraction grossière contenue dans la partie supérieure de l'unité ne peut être imputée à un mélange avec des niveaux supérieurs lors de la foration. Il n'a pas été possible de déterminer avec certitude si cette fraction grossière est intercalée dans la lamination ou si elle en fait partie. Toutefois étant donné la granulométrie des sédiments laminés, la première hypothèse semble la plus probable. Dans tous les cas, la présence de cette fraction laisse supposer un hydrodynamisme important lors de sa mise en place. On se situerait donc dans un environnement lacustre proximal.

L'unité D, constituée uniquement de galets, sables et graviers sans matrice est connue par ailleurs et interprétée comme des alluvions fluviales déposées par le Fier. (Nicoud, comm. pers.). La transition unité C - unité D montre donc le passage d'un environnement lacustre

proximal (probablement deltaïque, comme le laisse supposer la sismique faite dans le Grand Lac) à un environnement fluvial.

III-2 : Analyses microgranulométriques des différents forages

Les analyses microgranulométriques ont été réalisées sur un microgranulomètre laser Malvern Mastersizer X (focale : 100 mm) au laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille.

III-2-1 : Analyses sur le forage profond et le forage Kullenberg LA-18

Les analyses effectuées sur le forage profond ont porté sur 134 échantillons. Les passées grossières sableuses ont fait l'objet d'un échantillonnage distinct et leur granulométrie est présentée séparément (voir chapitre IV). L'évolution des différentes fractions granulométriques est présentée sur la figure III-6a. On notera que la fraction «argiles» contient les grains dont la taille est comprise entre 0 et 2 µm (ceci de manière à travailler sur la même fraction que lors des analyses des minéraux argileux). La fraction «sables», toujours inférieure à 5%, regroupe les grains dont la taille est supérieure à 63 µm. Sur les figures III-6a et III-6b, il faut également remarquer que les échantillons ne sont pas situés en fonction de leur position réelle dans le forage mais simplement dans l'ordre stratigraphique.

Les variations de granulométrie au sein d'une même unité (ou sous-unité) semblent essentiellement dues au type d'échantillon prélevé : couche claire, couche sombre, mélange des deux types... Ces variations seront analysées dans le chapitre IV.

Dans l'unité basale, seule la matrice silto-argileuse a été prélevée. Elle contient 78% de silts, 20% d'argiles et 2% de sables (Fig. III-6a). Le passage à la sous-unité laminée 1a est marqué par une diminution de la taille moyenne des grains (moins de 1% de sables, 70% de silts et 29% d'argiles). La sous-unité 1b, non laminée et graveleuse est la plus grossière de la série. Seule la matrice a été analysée dans le microgranulomètre. Elle est constituée de 4% de sables, 76% de silts et 20% d'argiles. Le passage à la sous-unité 1c montre une diminution brutale de la taille des grains (moins de 1% de sables, 65% de silts et 35% d'argiles). La quantité de sable reste inférieure à 1% dans le reste de la série. La sous-unité 1d est légèrement moins grossière que la précédente (61% de silts, 39% d'argiles). Les sous-unités 1e et 1f présentent une granulométrie similaire à celle de la sous-unité 1d.

La transition avec l'unité 2 montre une augmentation marquée de la taille des grains : la quantité moyenne de silts passe à 75 % (+14% par rapport à la sous-unité 1f) et les argiles à 24%. On ne note pas d'évolution sensible au sein de cette unité.

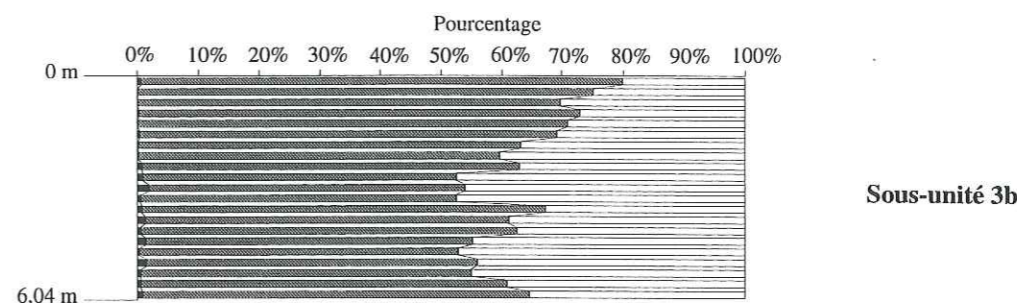


Fig. III-6b : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage LA-18

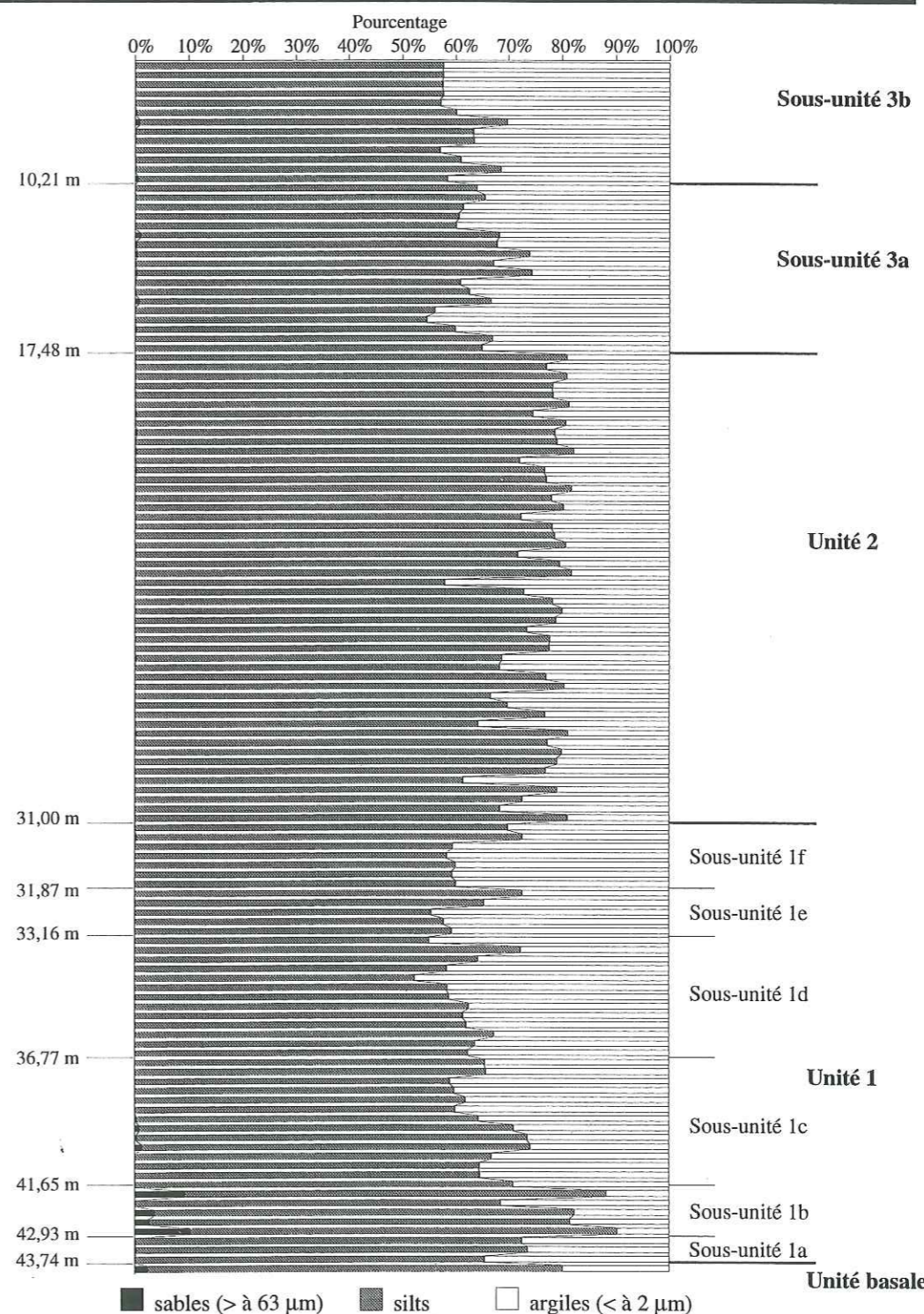


Fig. III-6a : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage profond

Le passage à la sous-unité 3a est marqué par un retour de la taille moyenne des grains à des valeurs proches de celles observées dans l'unité 1 : 65% de silts et 35% d'argiles. Cette sous-unité n'est pas très homogène et le taux de silts peut atteindre 73%. La quantité d'argiles décroît en conséquence. La transition avec l'unité 3b ne présente pas de variation significative. On note dans cette sous-unité qu'entre 7 m et 8,4 m, la granulométrie est extrêmement homogène (58% de silts, 42% d'argiles).

Les analyses sur le forage profond ont été effectuées sur la carotte AN-I. Elles n'ont pu être réalisées jusqu'au sommet de la série sédimentaire, non prélevée sur cette carotte (Fig. III-2). Grâce à la corrélation effectuée par l'analyse macroscopique (successions de lamines reconnues sur les deux forages), elles sont relayées par celles effectuées sur le forage LA-18 qui démarrent à la cote 6,04 m (21 échantillons, Fig. III-6b). Bien que la proportion de sables ait augmenté, la quantité de silts ne présente pas de variation importante. Les sables disparaissent dans les 3 derniers mètres du remplissage tandis que la proportion de silts augmente en passant de 52 à 79%.

Afin de mieux cerner les changements granulométriques constatés précédemment, les variations du grain moyen sont présentées sur les figures III-7a et III-7b.

Le grain moyen (GM) est un paramètre qui donne une idée plus globale de la granulométrie de l'échantillon concerné que la médiane ou la moyenne. Il est donné par la formule suivante :

$$GM = (P10 + P30 + P50 + P70 + P90) / 5$$

où P10=percentile (10), P30=percentile (30), P50=percentile (50), etc...

Le grain moyen de la matrice de l'unité basale est de 12,4 µm (Fig. III-7a). Il passe à 7 µm de moyenne dans la sous-unité 1a. La sous-unité 1b, plus grossière présente un grain moyen de 15,2 µm (valeur moyenne). La sous-unité 1c montre une diminution de ce grain moyen à 6,2 µm. Cette diminution de la taille des grains est encore présente dans la sous-unité 1d (grain moyen : 5 µm). Les sous-unités 1e et 1f ne montrent pas de variation significative (respectivement 5 et 4,8 µm).

L'unité 2 est plus grossière et présente une valeur moyenne de grain moyen de 7,3 µm. La diminution de la taille des grains est également très nette lors de la transition unité 2 - sous-unité 3a. Cette dernière est caractérisée par un grain moyen de 5,3 µm (valeur moyenne). Comme précédemment, la transition sous-unité 3a / sous-unité 3b n'est pas nettement marquée. Entre 6,8 et 8,4 m, le grain moyen est constant et d'une valeur de 3,4 µm. Dans les 3 derniers mètres du remplissage le grain moyen augmente et passe de 3,5 à 8,66 µm (Fig. III-7b).

Il faut donc retenir que dans le forage profond, l'unité 1 est caractérisée par une sous-unité particulièrement grossière (sous-unité 1b). La taille des grains diminue dans les sous-

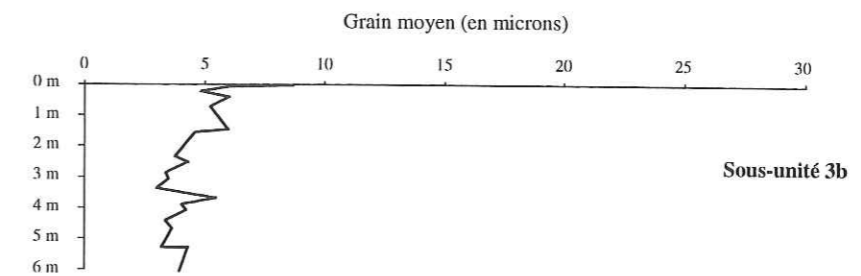


Fig. III-7b : Evolution du grain moyen dans le forage LA-18

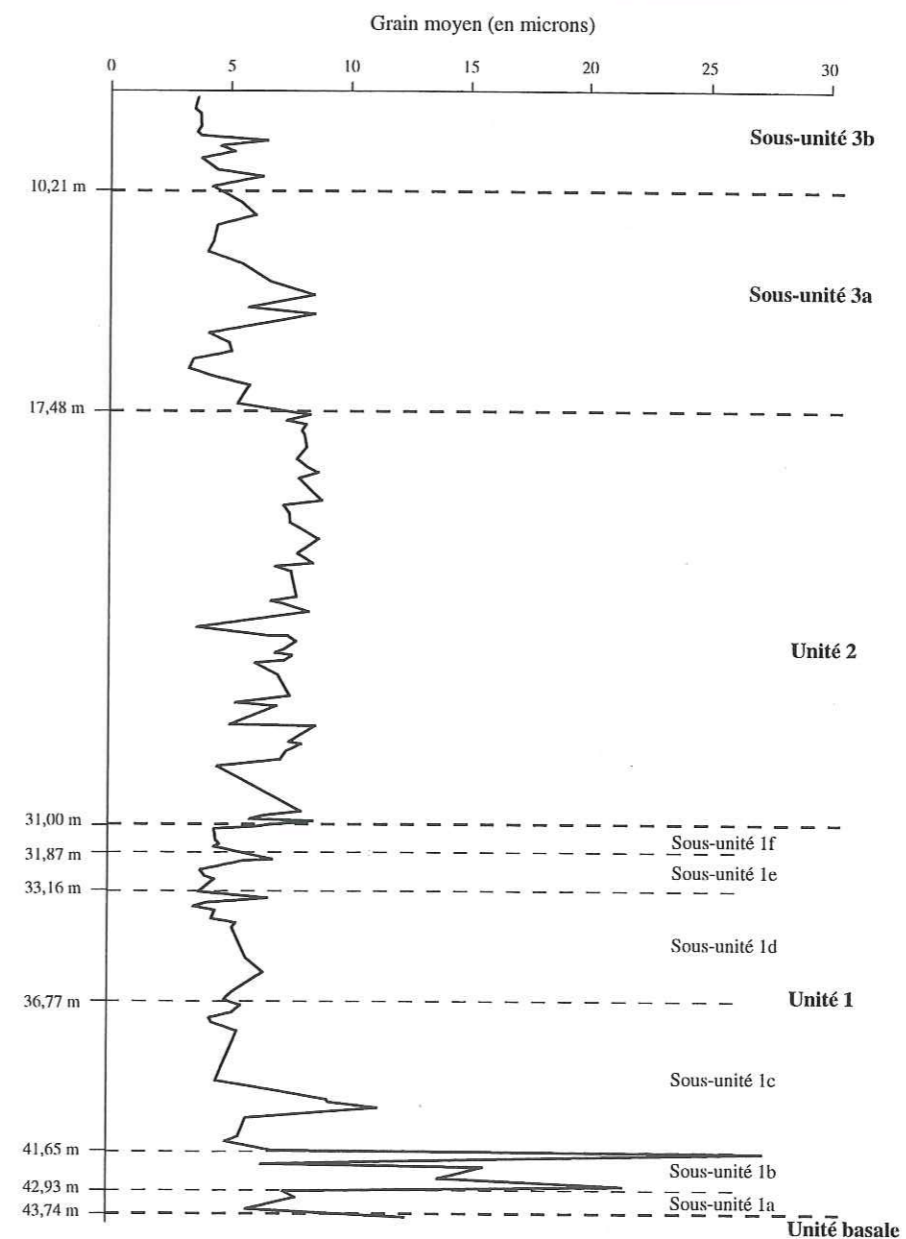


Fig. III-7a : Evolution du grain moyen dans le forage profond

unités 1c et 1d puis ne semble pas varier de manière significative jusqu'au sommet de l'unité 1. Par contre, la granulométrie permet de mettre en évidence les transitions brutales situées à la base et au sommet de l'unité 2. Celle-ci est homogène et présente un grain moyen de 7,3

µm, nettement supérieur à celui de l'unité 1 (sous-unité 1b exceptée) et de la sous-unité 3a. La transition sous-unité 3a - sous-unité 3b n'est pas marquée par une variation brutale de la granulométrie. On note dans la sous-unité 3b une période où la granulométrie est très homogène, entre 7 et 8,4 m de profondeur. Les trois derniers mètres du remplissage montrent une augmentation progressive de la taille moyenne des grains.

III-2-2 : Analyses sur le forage de Saint-Jorioz

La figure III-8 présente l'évolution des fractions granulométriques dans le forage de Saint-Jorioz. Les limites d'intervalles (argiles, silts et sables) sont les mêmes que pour les forages précédents. Sur les échantillons présentant des galets et graviers, seule la matrice silto-argileuse a été analysée.

L'unité A présente un taux de sables moyen de 1,5%, 75% de silts et 23,5% d'argiles. La quantité de silts augmente de la base au sommet (on passe de 65 à 80%), au détriment de la quantité d'argiles.

La base de l'unité B est marquée par la quasi-absence de sables. Les pourcentages d'argiles et de silts n'évoluent pas de manière sensible. On note la présence de plusieurs niveaux sableux (jusqu'à 98% de sables) qui ne contiennent pas (ou très peu) d'argiles. En dehors de ces niveaux particulièrement grossiers, la proportion de silts est comprise entre 75 et 80%, le reste étant constitué par des argiles.

La transition avec l'unité C est peu marquée. Toutefois cette dernière contient une proportion de sables plus importante dans la quasi-totalité de ses échantillons. Cette quantité de sables augmente au sommet de l'unité.

L'unité D est encore plus grossière. La transition avec l'unité sous-jacente est marquée par une augmentation brutale de la quantité de sables, qui atteint 30% à la base de l'unité D. Plus haut, la quantité de sables est variable et peut atteindre 70%.

Deux analyses seulement ont pu être réalisées dans l'unité E. Elles montrent une quantité d'argiles inférieure à 5% et une quantité de sables d'environ 20%.

On retiendra donc que l'unité A présente une fraction sableuse inférieure à 5% et que la quantité de silts augmente de la base au sommet. L'unité B montre quelques échantillons très grossiers, en dehors desquels elle ne contient quasiment pas de sables et une quantité de silts similaire à celle observée au sommet de l'unité A (80%). La granulométrie augmente globalement quand on s'élève dans l'unité C puis dans l'unité D.

III-3 : Analyses en diffraction X (minéraux argileux) des différents forages

L'étude des minéraux argileux dans le forage profond d'Annecy ainsi que dans les

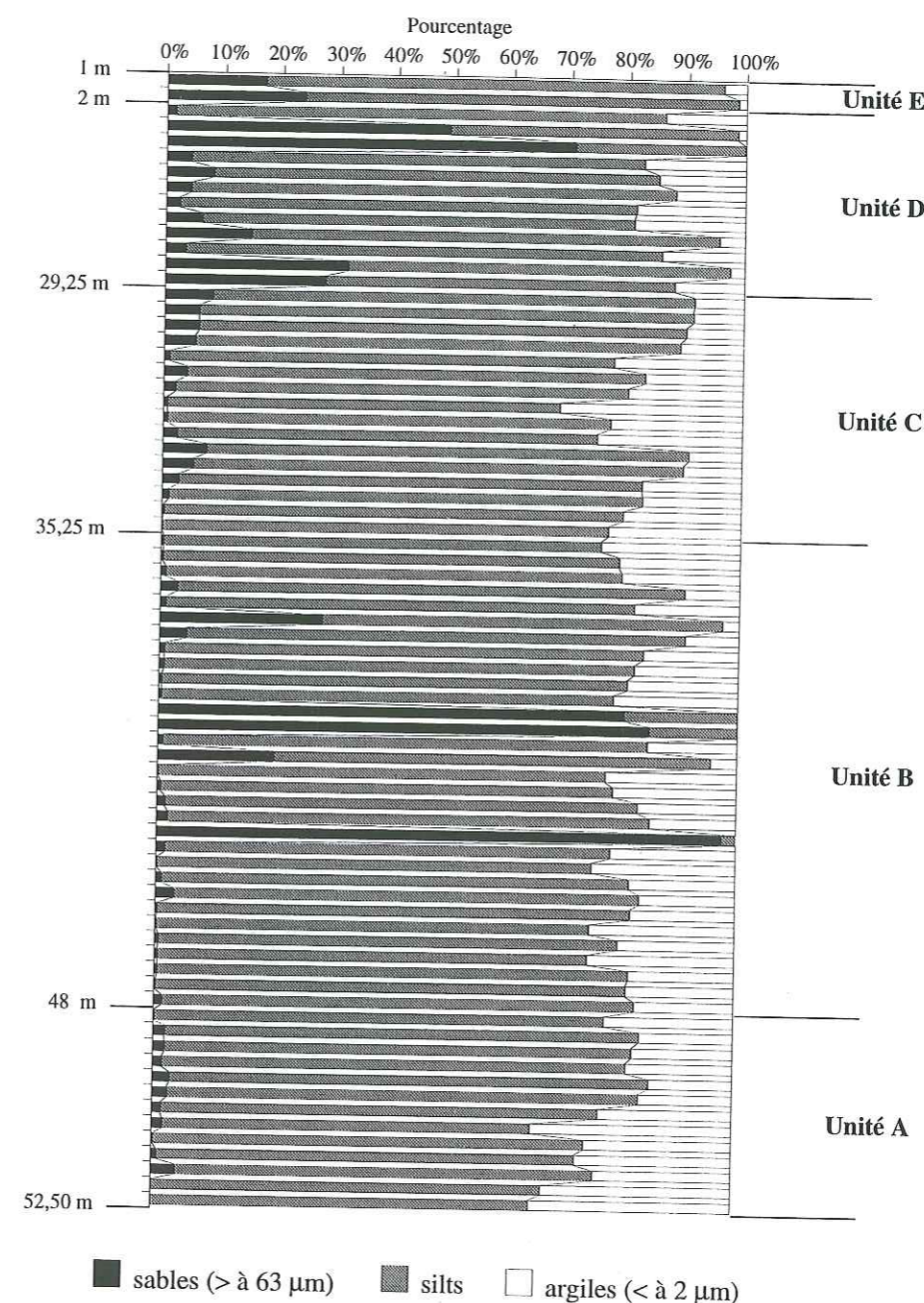


Fig. III-8 : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage de Saint-Jorioz. On notera que les échantillons ne sont pas situés en fonction de leur profondeur réelle mais dans l'ordre stratigraphique.

forages des Iles et de Saint-Jorioz a pour objectif la détermination du type de matériel déposé durant le remplissage sédimentaire du lac et la détection d'une éventuelle évolution des cortèges de minéraux argileux dans la série (mise en évidence de changements de source d'apports).

III-3-1 : Méthode

Tous les échantillons prélevés ont été préparés selon la méthode préconisée par T. Holtzapffel (1985).

Après délitage dans l'eau distillée, les échantillons ont tout d'abord été traités à l'acide chlorhydrique dilué sous agitation permanente, afin d'opérer une décarbonatation progressive. Après plusieurs rinçages par centrifugation, la matière organique a été supprimée par addition d'eau oxygénée. L'échantillon est ensuite rincé à l'eau déminéralisée jusqu'à sa défloculation. On prélève alors une fraction inférieure à deux microns (prélèvement du centimètre supérieur de l'échantillon après un temps de repos de 48 minutes, d'après la loi de Stokes). Cette fraction est ensuite centrifugée (40 minutes à 3500 tours/minute) 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 conduites au Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de Lille sur un diffractomètre Philips PW 1730. Pour chaque échantillon, trois passages au diffractomètre ont été effectués :

- sans traitement préalable (après simple séchage à température ambiante, essai dit «naturel»)
- après saturation à l'éthylène glycol
- après chauffage (deux heures à 490°C).

L'étude de ces 3 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% (Holtzapffel, 1985).

III-3-2 : Analyses sur le forage profond et le forage Kullenberg LA-18

Les minéraux argileux ont été étudiés sur les différentes carottes du forage profond (carottes AN-I, AN-II, AN -III). Les 133 échantillons prélevés sur ces trois carottes différentes ont été placés relativement les uns par rapport aux autres afin d'obtenir une représentation la plus complète possible. Le forage Kullenberg a permis de resserrer l'échantillonnage dans la partie sommitale de la série (13 échantillons sur 6 m).

Les assemblages argileux sont constitués de chlorite, d'illite, de kaolinite, d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de smectite (en l'absence de kaolinite, la chlorite s'est révélée ferrifère. Il n'a pas été possible de conclure en présence de kaolinite). Cette smectite s'est révélée être en fait un interstratifié illite-smectite. La proportion de smectite a été estimée en utilisant la méthode décrite par Inoué *et al.* (1989), après calcul d'un «saddle index» ( Fig. III-9a). Selon les courbes utilisées, cette proportion est comprise entre 42 et 77% (Fig. III-9b). Cet index ne présente pas d'évolution dans la série sédimentaire recoupée. Pour simpli-

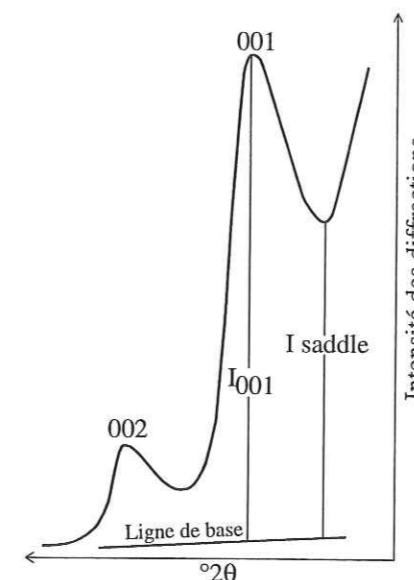


Fig. III-9a : Mesure et calcul du "Saddle Index" ( $I_{\text{saddle}}/I_{001}$ ) sur diffractogramme

D'après Inoué *et al.* (1989)

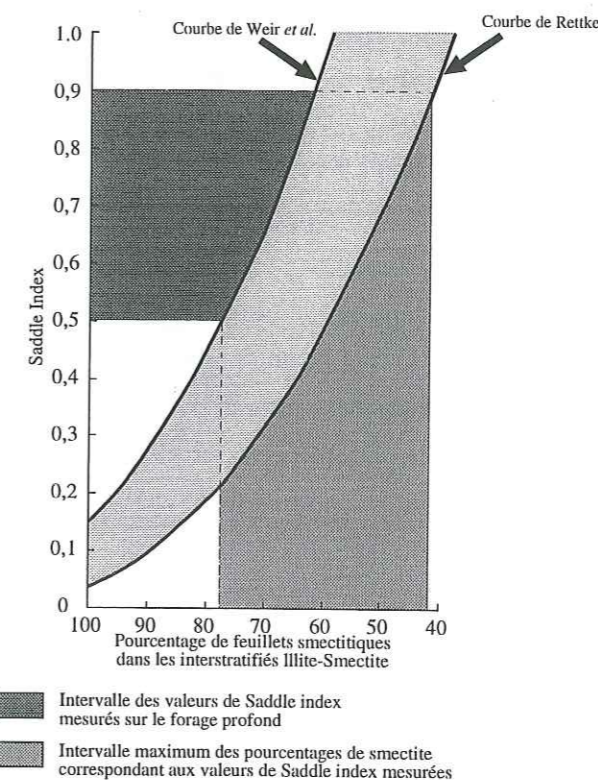


Fig. III-9b : Estimation de la quantité de smectite dans un interstratifié irrégulier Illite-Smectite

D'après Inoué *et al.* (1989)

fier les descriptions, cet interstratifié riche en smectite sera appelé «smectite» par la suite.

III-3-2-1 : Variations du cortège argileux

Ces minéraux argileux ont permis de distinguer cinq unités différentes. Toutefois, en raison des perturbations de forage rencontrées dans la carotte AN-I (carotte ayant fourni l'essentiel des échantillons utilisés pour l'analyse des minéraux argileux), il n'a pas été possible de replacer sur les logs argileux les positions des sous-unités distinguées dans l'unité 1 sur la carotte AN-II (l'unité 1 n'étant pas corrélée de façon précise dans sa partie inférieure).

Les variations des cortèges de minéraux argileux du forage profond sont présentées sur la figure III-10, celles du carottage Kullenberg LA-18 sur la figure III-11.

- Unité basale : Elle se caractérise par un pourcentage relatif de chlorite de 27% et un pourcentage d'illite de 47%. Les interstratifiés représentent 13% de la fraction argileuse. Le pourcentage de «smectite» varie entre 6 et 10% alors que celui de la kaolinite est de l'ordre de 5%.

- Unité 1 : La transition unité basale - unité 1 est marquée par une augmentation significative du pourcentage relatif de chlorite, qui passe de 27 à 35%. Cette forte augmentation du taux de chlorite est corrélée à une diminution du taux d'illite : de 48% dans la moraine, on passe à 42% à la base de l'unité 1. Les interstratifiés évoluent de la même manière en voyant leur pourcentage passer de 14 à 8%. La «smectite» et la kaolinite ne présentent pas de variation significative lors de cette transition.

A l'intérieur de l'unité 1, le pourcentage de chlorite est compris entre 25 et 52% (valeurs extrêmes) avec un taux moyen de 37%. Les autres minéraux argileux présentent des valeurs moyennes de 42% pour l'illite, 8% pour les interstratifiés, 7% pour la «smectite» et 6% pour la kaolinite. L'illite, les interstratifiés 10-14S et la kaolinite ne semblent pas présenter d'évolution sensible au sein de cette unité. Le pourcentage de «smectite» augmente dans la partie supérieure de l'unité 1, au détriment de celui de la chlorite. Un diffractogramme typique de cette unité (et des suivantes) est présenté sur la figure III-12.

- Unité 2 : La transition unité 1 - unité 2 est très tranchée : on assiste à la disparition pratiquement totale de la kaolinite (taux moyen inférieur à 1%, valeurs extrêmes : 0 et 11%), et à une très forte diminution de la «smectite» (taux moyen : 2%, valeurs extrêmes : 0 et 16%) et des interstratifiés (taux moyen : 4%, valeurs extrêmes : 0 et 12%). La présence de kaolinite, de «smectite» et d'interstratifiés dans certains échantillons sera discutée dans le chapitre 4. La chlorite et l'illite sont, elles, en forte hausse et constituent l'essentiel du cortège argileux avec respectivement des moyennes de 45% (valeurs extrêmes : 24 et 54%) et 48% (valeurs extrêmes : 38 et 56%). On ne note pas d'évolution sensible au sein de cette unité.

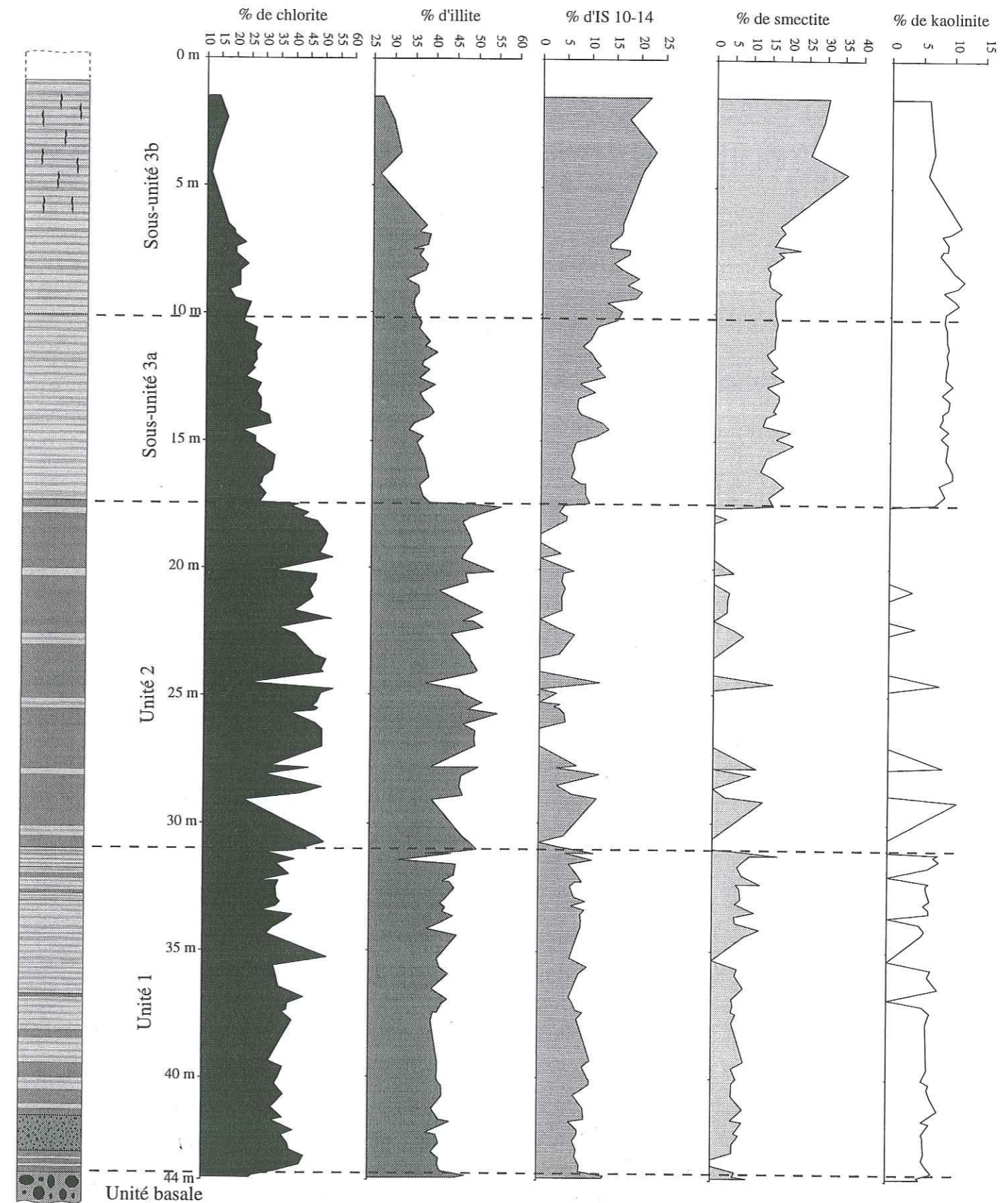


Fig. III-10 : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage profond

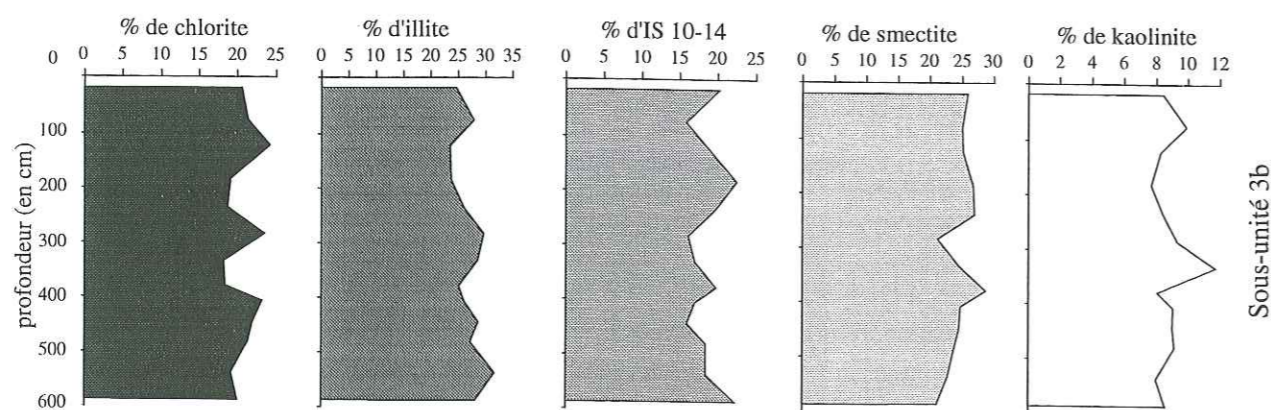
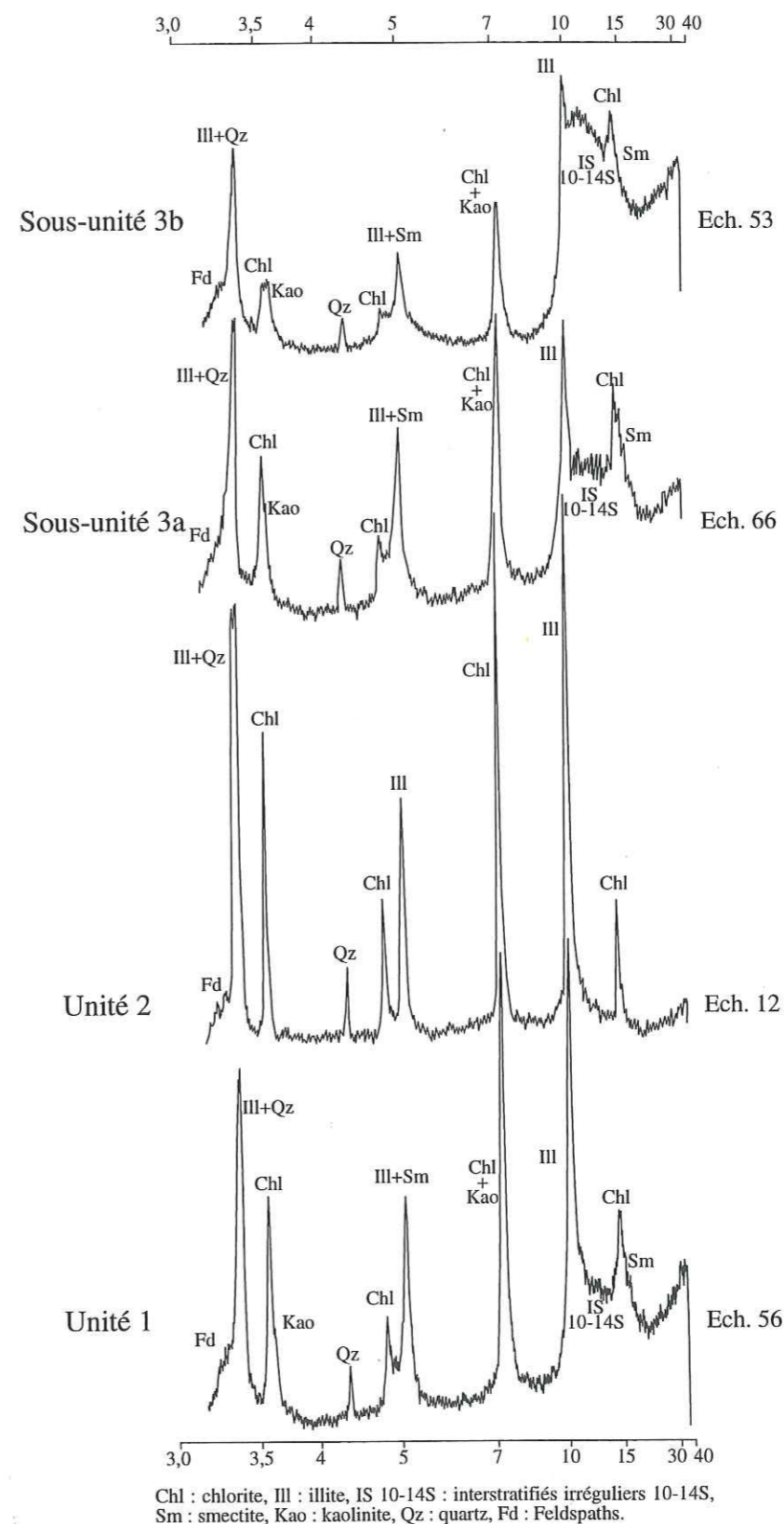


Fig. III-11 : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage LA-18

- Sous-unité 3a : De même qu'à la base de l'unité 2, la transition unité 2 - sous-unité 3a est marquée de façon brutale par les variations d'assemblages argileux. La «smectite», les interstratifiés 10-14S et la kaolinite voient leurs pourcentages augmenter de façon très importante. Le taux moyen d'interstratifiés qui était de 4% dans l'unité 2 passe à 10% dans la sous-unité 3a (valeurs extrêmes : 6 et 15%). De la même manière, le taux de «smectite» passe de 2 à 16% (valeurs extrêmes : 13 et 19%) et la kaolinite de 1 à 9% (valeurs extrêmes : 7 et 10%). Corrélativement, le taux de chlorite chute de 45 à 28% en moyenne (valeurs extrêmes : 22 et 32%). Il en est de même pour l'illite dont le pourcentage tombe de 48 à 37% (valeurs extrêmes : 34 et 40%).

Du point de vue qualitatif, la sous-unité 3a est donc similaire au sommet de l'unité 1. Par contre d'un point de vue quantitatif, on remarque que les pourcentages de «smectite» et de kaolinite y sont plus élevés. Cette augmentation est compensée par une baisse des pourcentages relatifs de chlorite et d'illite. Les pourcentages d'interstratifiés ne présentent pas de différence notable.

- Sous-unité 3b : La transition avec l'unité précédente ne présente pas de changement net dans les cortèges argileux. La sous-unité 3b présente toutefois une évolution de la base vers le sommet : si le pourcentage de kaolinite ne semble pas varier de façon significative, la quantité relative d'interstratifiés 10-14S et de smectite augmente lorsqu'on s'élève dans la série, pour atteindre respectivement 20 et 25%. Ces changements se produisent essentiellement entre 7 et 5 m de profondeur. Cette évolution visible dans la partie supérieure du forage profond est plus difficilement observable dans le forage LA-18 en raison de l'absence de la base de la sous-unité 3b.



Chl : chlorite, Ill : illite, IS 10-14S : interstratifiés irréguliers 10-14S, Sm : smectite, Kao : kaolinite, Qz : quartz, Fd : Feldspaths.

Fig. III-12 : Diffractogrammes typiques (essais naturels) de chacune des unités du forage profond

## III-3-2-2 : Analyse statistique

Une analyse statistique a été effectuée afin de déterminer si les moyennes de chaque minéral argileux sont significativement différentes d'une unité à l'autre. Toutefois deux moyennes (exemple : taux de chlorite dans l'unité 1 et taux de chlorite dans l'unité 2) ne peuvent être comparées que si les variances des deux échantillonnages concernés ne sont pas significativement différentes. Ce test de comparaison des variances (test F) montre que certaines variances sont significativement différentes. Ceci est probablement lié au fait que l'échantillonnage au sein d'une même unité sédimentaire a été effectué sur des niveaux différents (couches claires, couches sombres, mélange des deux types de couche...) qui ne contiennent pas nécessairement les mêmes pourcentages de minéraux argileux. Ces variations seront traitées dans le chapitre 4.

Dans tous les cas où les variances ne sont pas significativement différentes (voir annexe 1), un test de Student (test t) d'égalité des moyennes a été effectué. A chaque fois, ce test a montré que les moyennes comparées sont significativement différentes (seuil de signification  $\alpha$  de 0,05, c'est-à-dire que l'on a 95 chances sur 100 de ne pas se tromper en rejetant l'hypothèse nulle : les deux moyennes comparées sont égales). D'un point de vue statistique, les variations de cortège argileux (décrites précédemment) entre les différentes unités sédimentaires sont donc bien significatives.

On retiendra donc que les unités définies macroscopiquement ont pu être distinguées en fonction de leur contenu en minéraux argileux. L'illite et la chlorite sont présentes dans toutes les unités et dominant nettement les cortèges dans l'unité 2. Les interstratifiés 10-14S et la «smectite» varient de manière inverse à la chlorite et à l'illite : ils sont très peu représentés dans l'unité 2. On notera que leurs pourcentages augmentent dans l'unité 3b, au sommet de la série. Il faut également remarquer que l'unité 1 semble présenter une composition intermédiaire entre celle de l'unité 2 et celle de la sous-unité 3a.

## III-3-2-3 : Cristallinité de l'illite

Afin de compléter nos arguments sur les sources détritiques ayant alimenté le lac d'Annecy au cours de son remplissage, une étude a été effectuée sur la cristallinité de l'illite.

La cristallinité de l'illite permet de mettre en évidence l'intensité de la diagenèse d'enfouissement et du métamorphisme faible subie par les roches qui la contiennent, notamment dans les Alpes externes françaises (Aprahamian 1974, 1988 et voir chapitre VI). Dans des sédiments détritiques, cette cristallinité peut être héritée des matériaux sources. Le remplissage du lac d'Annecy entre dans cette catégorie puisque l'épaisseur de son remplissage n'autorise pas de recristallisation récente de l'illite par enfouissement.

Pour définir la qualité de la cristallinité de l'illite, nous avons utilisé l'indice de Kübler (Kübler, 1966 in Holtzapffel, 1985). Il correspond à la largeur (mesurée en mm puis convertie en  $^{\circ}2\theta$ ) à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond du pic à 10 Å sur l'essai glycolé. La précision de cette mesure est de l'ordre de  $0,05^{\circ}2\theta$ . Plus cet indice est faible, mieux l'illite est cristallisée.

La mesure de cet indice sur les échantillons prélevés sur le forage profond du lac d'Annecy a permis d'établir la courbe présentée sur la figure III-13. Pour des raisons pratiques, les sous-unités 3a et 3b sont regroupées sur cette figure. Elles sont distinguées sur la figure III-14.

La moyenne mobile sur 7 variables (moyennes de 7 valeurs successives stratigraphiquement, positionnées sur la valeur centrale) permet de lisser la courbe et d'obtenir une tendance générale. Malgré une variabilité importante, l'indice de Kübler permet de distinguer les principales unités sédimentaires.

L'unité 1 présente un indice de Kübler moyen de  $0,3^{\circ}2\theta$ , l'unité 2 de  $0,25^{\circ}2\theta$ , la sous-unité 3a de  $0,35^{\circ}2\theta$  et la sous-unité 3b de  $4,28^{\circ}2\theta$ . Toutefois en raison des variations parfois importantes à l'intérieur même d'une unité, une analyse en fréquences a été effectuée. Pour chaque unité sédimentaire, les indices ont été regroupés par classes de  $0,05^{\circ}2\theta$ . Le nombre d'indices présents dans chaque classe a été reporté sous forme d'histogrammes (Fig. III-12) pour les unités 1 et 2, et de courbes (Fig. III-14) pour les sous-unités 3a et 3b.

Cette représentation permet de mieux percevoir la répartition de ces indices à l'intérieur des différentes unités sédimentaires.

L'unité 1 présente un histogramme relativement symétrique et étroit, avec un mode bien prononcé sur la classe  $0,25-0,3^{\circ}2\theta$  (mesures de 42 échantillons).

L'histogramme de l'unité 2 est beaucoup plus étalé et asymétrique. Le mode est atteint pour la classe  $0,15-0,2^{\circ}2\theta$  (mesures de 44 échantillons).

La répartition des indices dans la sous-unité 3a est encore plus large. Son mode est contenu dans l'intervalle  $0,3-0,35^{\circ}2\theta$  (mesures de 26 échantillons).

La sous-unité 3b est celle qui présente les indices de Kübler les plus forts. Le mode est atteint dans la classe  $0,4-0,45^{\circ}2\theta$  (mesures de 19 échantillons).

Il apparaît donc que l'illite contenue dans les différentes unités sédimentaires ne présente pas une cristallinité homogène. Le remplissage ne pouvant occasionner de recristallisation, il faut admettre la présence de sources distinctes de matériel illitique, dont les contributions respectives auraient varié au cours du remplissage de la dépression annécienne. L'unité 2 est celle qui présente la cristallinité la plus élevée. L'unité 1 présente des indices de Kübler intermédiaires entre ceux de l'unité 2 et ceux, plus élevés, de la sous-unité 3a. La sous-unité 3b est celle qui présente les illites les plus mal cristallisées.



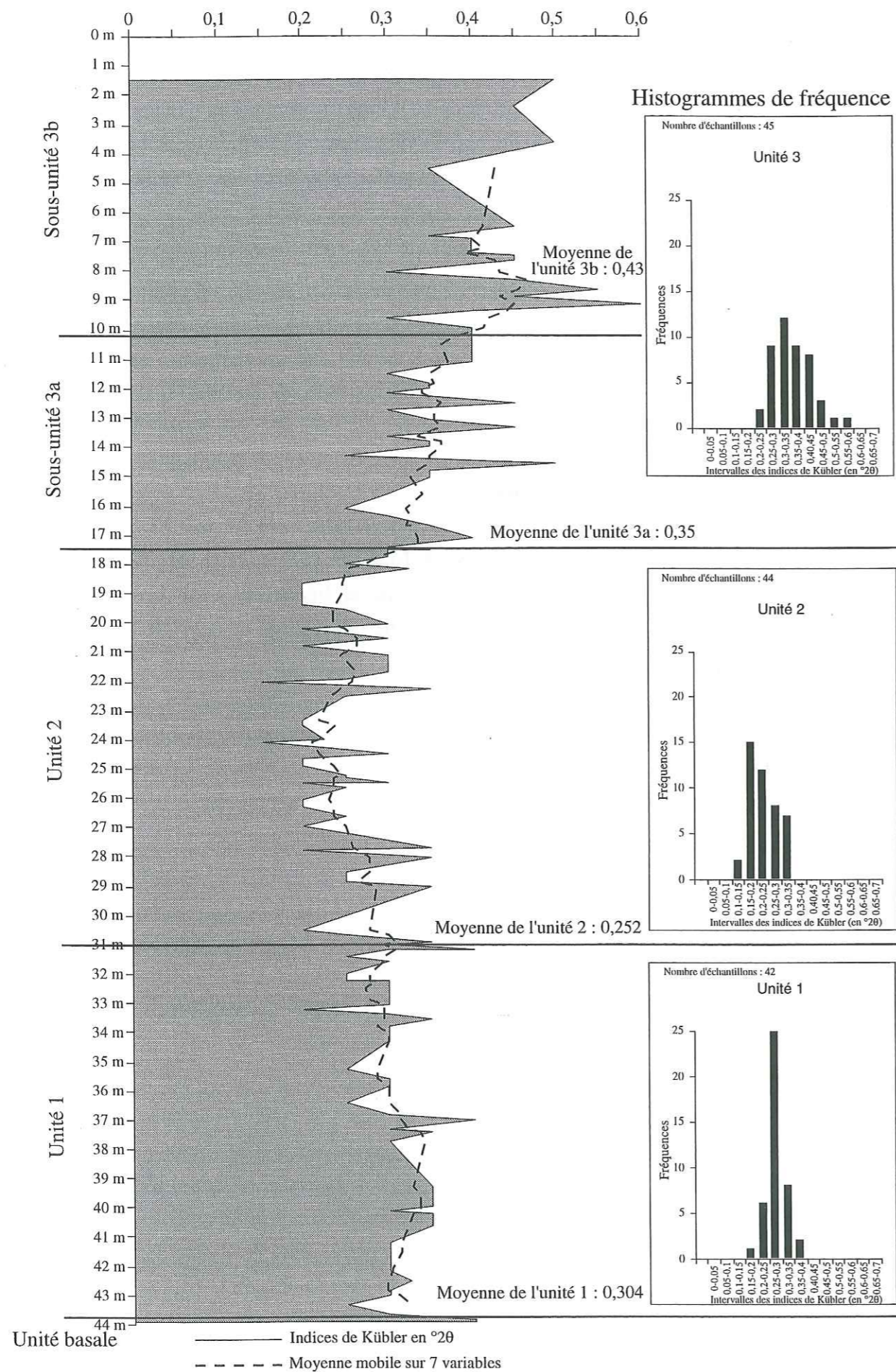


Fig. III-13 : Evolution de l'indice de cristallinité de l'illite dans le forage profond

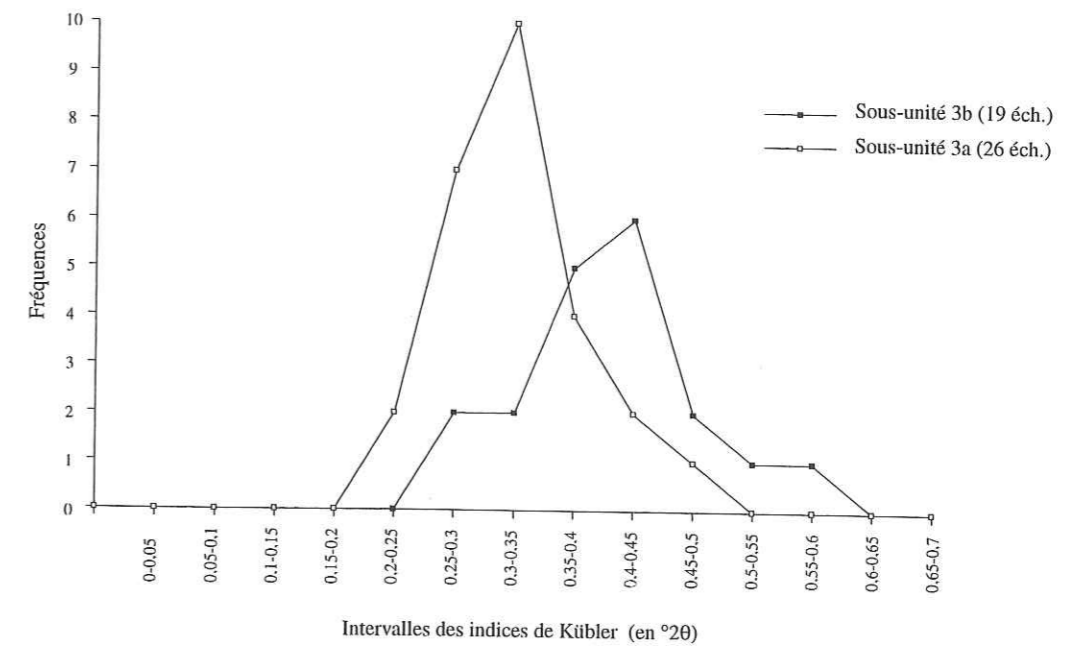


Fig. III-14 : Répartition des indices de Kübler dans les sous-unités 3a et 3b

III-3-3 : Analyses sur le forage de Saint-Jorioz

Vingt échantillons ont été prélevés sur l'ensemble du forage de Saint-Jorioz (partie supérieure de l'unité D exceptée). Les minéraux identifiés sont les mêmes que sur le forage profond. Les variations de cortèges sont présentées sur la figure III-15.

III-3-3-1 : Variations du cortège argileux

L'unité A contient peu d'interstratifiés 10-14S et de kaolinite (à peine plus de 2% en moyenne), 42 % d'illite, 36 % de chlorite et 17% de «smectite» (valeurs moyennes). La transition avec l'unité B est marquée par une augmentation des pourcentages de chlorite et d'illite (qui passent respectivement à 47 et à 46%) alors que la quantité de «smectite» chute à 0. La quantité d'interstratifiés augmente de 4% (ce qui reste en dessous de la marge d'erreur).

Les unités C et D ne montrent pas de différence significative de composition par rapport à l'unité B.

L'unité E, qui constitue la partie sommitale du forage, présente un pourcentage de «smectite» élevé (48%). C'est également celle qui présente les taux d'interstratifiés 10-14S et de kaolinite les plus forts (respectivement 11 et 10%). Les pourcentages de chlorite et d'illite sont beaucoup plus faibles que dans les unités précédentes (respectivement 13 et 19%).

On retiendra donc que L'unité A présente un contenu argileux différent de celui des

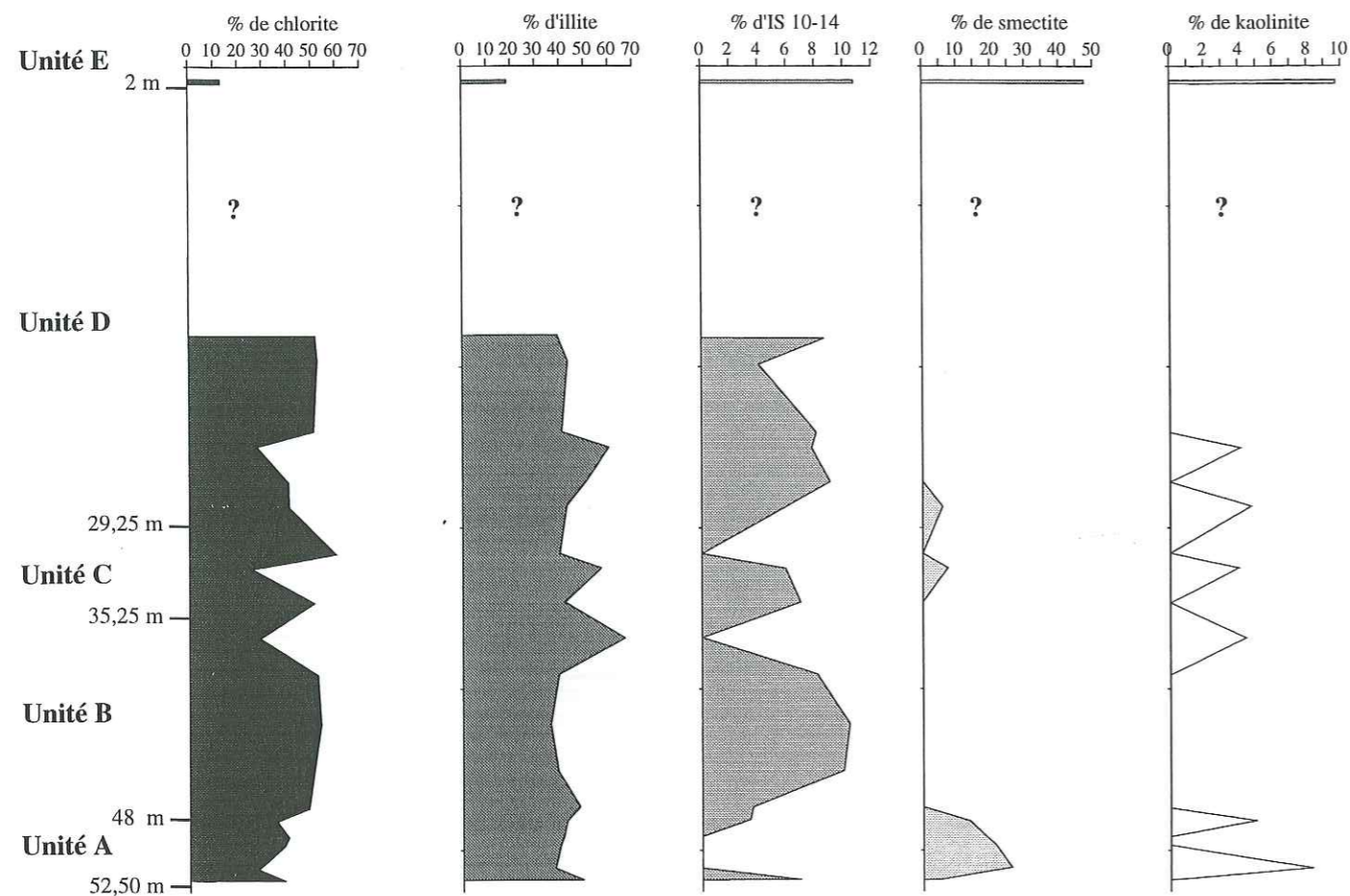


Fig. III-15 : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage de Saint-Jorioz

unités B, C et D, ces dernières étant plus riches en chlorite et en illite et plus pauvres en «smectite». Les pourcentages d'IS 10-14S et de kaolinite ne varient pas en dehors des marges d'erreur. On notera que cette différence de composition est moins marquée que celles observées dans le forage profond.

L'unité E, de composition très différente, est composée d'une quantité importante de «smectite», d'interstratifiés et de kaolinite, aux dépens des pourcentages de chlorite et d'illite.

### III-3-3-2 : Cristallinité de l'illite

Les variations de cet indice sont présentées sur la figure III-16. En raison du faible nombre d'échantillons examinés, la description reste succincte et ne dégage que des tendances.

L'unité A présente un indice de Kübler moyen de  $0,31^{\circ}2\theta$ . La valeur moyenne de cet indice chute à  $0,29^{\circ}2\theta$  dans l'unité B. Elle reste comparable dans les unités C et D. L'unité E n'est représentée que par une seule valeur mais cette dernière est relativement élevée :  $0,35^{\circ}2\theta$ .

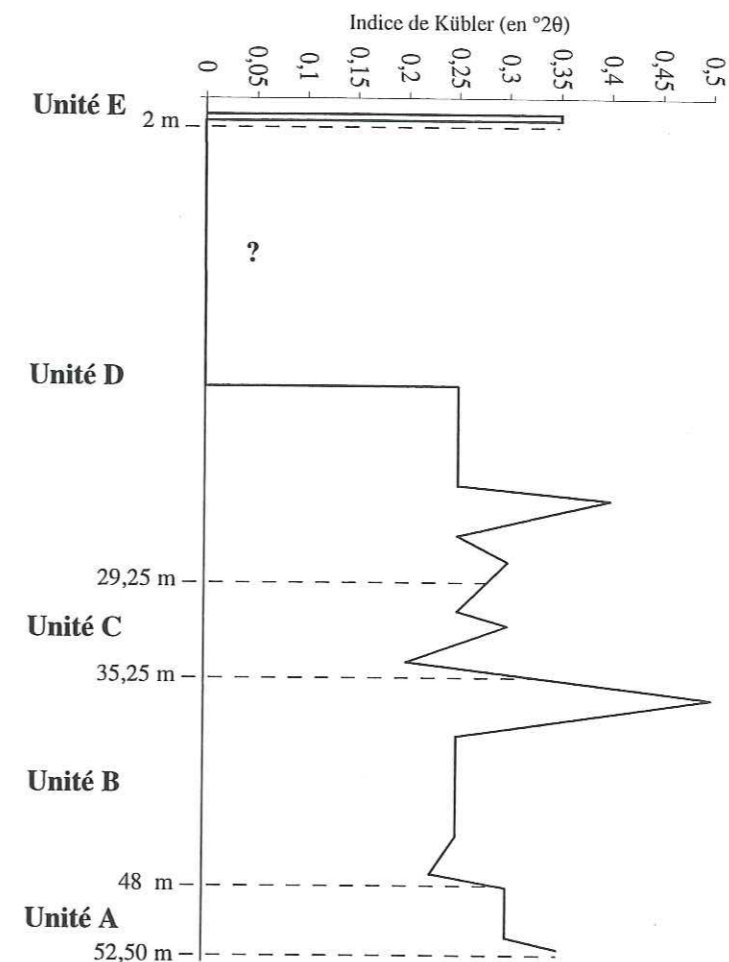


Fig. III-16 : Evolution de la cristallinité de l'illite dans le forage de Saint-Jorioz

De la même manière que dans l'analyse des cortèges argileux, l'unité A se distingue de 3 unités peu différenciées (B, C et D).

### III-3-4 : Analyses sur le forage des Iles

En raison du mode de prélèvement (débris de forage) cette étude est restée sommaire. Seize échantillons ont été analysés. L'unité D ne comportant pas de silts argileux, elle n'a pu être intégrée dans cette étude. Les mêmes minéraux argileux que dans les forages précédents ont été identifiés.

#### III-3-4-1 : Variations du cortège argileux

L'évolution des cortèges argileux est présentée sur la figure III-17. L'unité A présente une évolution de la base vers le sommet. Sa partie inférieure est nettement dominée par les pourcentages de chlorite et d'illite (tous deux à environ 40%). Le taux de smectite est com-

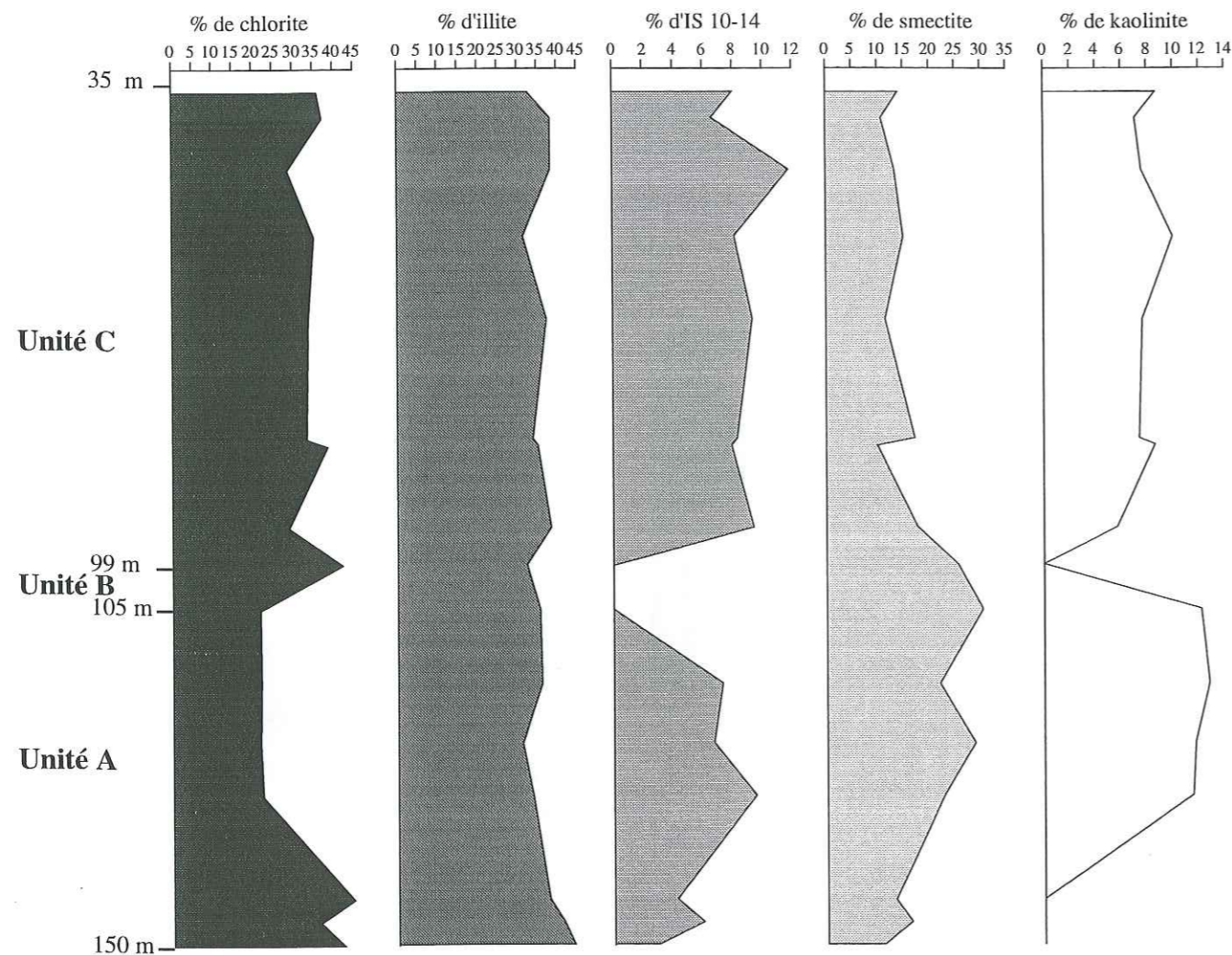


Fig. III-17 : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage des Iles

pris entre 10 et 15%, alors que le taux d'interstratifiés 10-14S est d'environ 5%. La kaolinite est absente. En remontant dans la série, les pourcentages d'illite et surtout de chlorite diminuent pour atteindre respectivement 36 et 22 % au sommet de l'unité A. Corrélativement, les taux de smectite et de kaolinite augmentent jusqu'à des valeurs de 25 et 13%. La quantité d'interstratifiés 10-14S est faible et son pourcentage varie peu (dans une fourchette inférieure à 5%, ce qui est la marge d'erreur admise).

L'unité B ne comporte que 3 échantillons. Elle montre une disparition des interstratifiés 10-14S. Les quantités relatives d'illite et de smectite de changent pas. En revanche, la transition unité B - unité C présente des changements importants : le pourcentage de chlorite augmente de plus de 10%, celui de la kaolinite chute à zéro avant de remonter à une valeur inférieure à celle observée dans les unités A et B (8%). La quantité de smectite diminue d'environ 10%. Les quantités relatives de chacun de ces minéraux ne montrent pas d'évolution sensible au sein de l'unité C.

On retiendra donc que l'unité A présente une diminution des pourcentages de chlorite et d'illite (au profit des autres minéraux présents) de la base vers son sommet et que la transition unité B - unité C est marquée par une diminution des quantités de smectite et de kaolinite, au profit du pourcentage de chlorite.

III-3-4-2 : Cristallinité de l'illite

Les variations de l'indice de Kübler sont mises en évidence sur la figure III-18. Celles-ci sont peu marquées : l'unité A et l'unité B présentent un indice comparable (0,3°2θ). L'unité C est plus variable et présente un indice peu différent mais globalement plus faible, d'une valeur moyenne de 0,28°2θ.

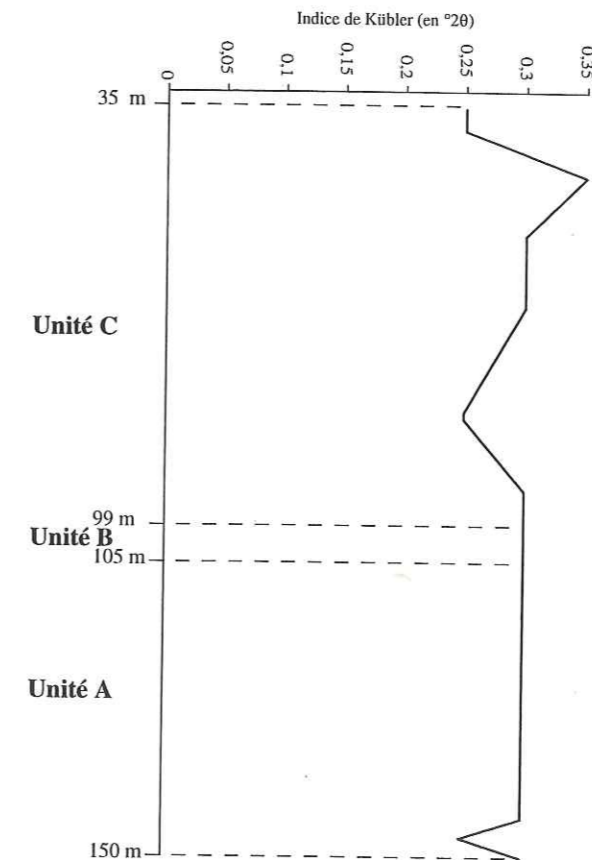


Fig. III-18 : Evolution des indices de Kübler dans le forage des Iles

## III-4 : Etat de la matière organique

Une étude de la matière organique a été effectuée par J.R. Disnar (U.M.R. 6531, Université d'Orléans) par pyrolyse Rock-Eval. L'analyse a porté sur 120 échantillons. Les paramètres fournis par cette méthode sont les teneurs en Carbone Organique Total (COT) et l'Index d'Hydrogène (IH). Les observations et conclusions présentées ci-dessous m'ont été communiquées par J. R. Disnar (1995) dans le cadre du groupe CLIMASILAC.

Dans la partie inférieure de la série (unités basale, 1, 2 et 3a), les valeurs de COT sont faibles (0,2-0,4% COT) et ne montrent pas de variations significatives (Fig. III-19).

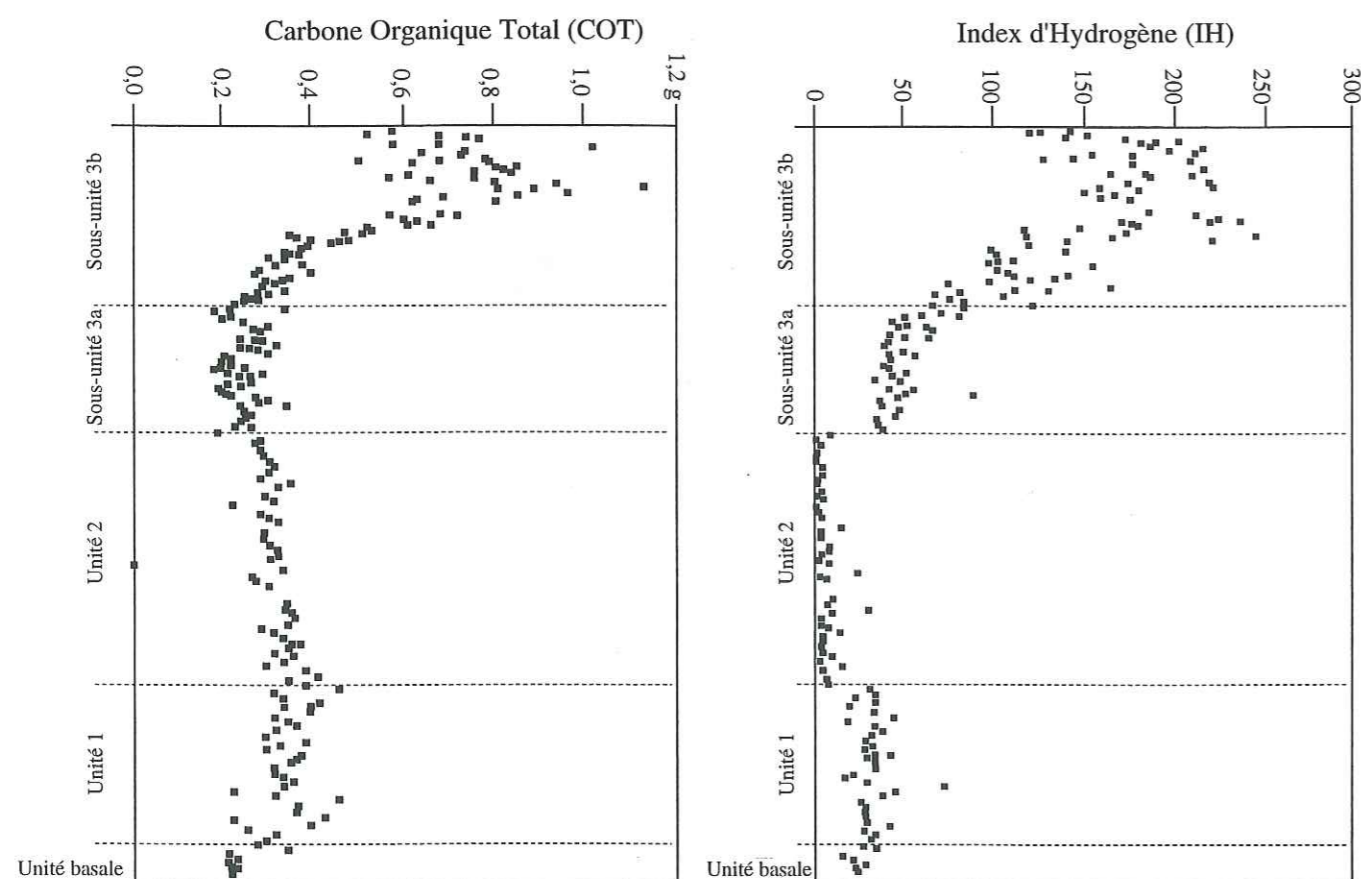


Fig. III-19 : Evolution de la matière organique dans le forage profond (Carbone Organique Total et Index d'Hydrogène) d'après J.R. Disnar.

La base de la sous-unité 3b montre une augmentation progressive du COT qui s'accroît vers le haut pour atteindre des valeurs proches de 1% au sommet de la série. Dans la sous-unité 3b, les variations de l'IH sont parallèles à celles du COT. En revanche, contrairement au COT, l'Index d'Hydrogène permet de nettement distinguer les unités 1, 2 et 3a.

L'unité 2 est celle qui présente les valeurs les plus faibles (IH≈0). La sous-unité 3a

montre des valeurs plus élevées, comprises entre 40 et 50. L'unité 1 met en évidence des valeurs intermédiaires entre celles de l'unité 2 et celles de la sous-unité 3a (IH≈25).

Les transitions à la base et au sommet de l'unité 2 sont brutales alors que celle comprise entre les sous-unités 3a et 3b est très progressive (J.R. Disnar y intercale une unité intermédiaire). Les valeurs de l'IH dans la sous-unité 3b sont comprises entre 100 et 250.

Les conclusions tirées de cette étude préliminaire par J.R. Disnar sont les suivantes : «L'unité 1 ne renferme a priori que du matériel organique remanié du substratum du bassin versant (MOR), caractérisé par de faibles valeurs de l'IH (1-50) et des valeurs de  $T_{max}$  élevées (440-445°C, voir Manalt et al., soumis). Il en est vraisemblablement de même pour l'unité 2 mais avec un matériel très fortement altéré et déshydrogéné. La sous-unité 3a renferme du MOR et de très faibles proportions de matière organique contemporaine de la sédimentation (MOCS). Cette proportion augmente progressivement au sommet de la sous-unité 3a et à la base de la sous-unité 3b. Plus haut, la sous-unité 3b ne contient pratiquement plus que de la MOCS. Cet accroissement progressif de la MOCS marque une augmentation progressive des apports carbonés au piège lacustre, conséquence du développement de la production biologique sur le bassin versant».

## III-5 : Contenu en carbonates

L'étude du contenu en carbonates a été effectuée sur le forage profond par J. Casanova (B.R.G.M.). La courbe présentée sur la figure III-20 est extraite de Casanova *et al.* (soumis).

Les différentes unités sédimentaires distinguées auparavant présentent chacune un contenu en carbonate particulier. L'unité 1 montre un taux moyen d'environ 35% (pourcentage du poids sec total) et une légère décroissance de la base au sommet.

La transition avec l'unité 2 est marquée par une chute brutale de la quantité de carbonates. L'unité 2 ne montre pas d'évolution particulière de cette teneur qui se situe en moyenne autour de 25%.

La transition unité 2 - sous-unité 3a montre une brutale réaugmentation du taux de carbonates. La sous-unité 3a ne montre pas d'évolution sensible de son contenu en carbonates (environ 35%). Le contact avec la sous-unité 3b est progressif et la teneur en carbonate augmente progressivement dans cette dernière jusqu'à atteindre la valeur de 80%. Ce taux de carbonates se stabilise autour de cette valeur puis décroît légèrement dans la partie sommitale de la série jusqu'à 50%.

On notera les similitudes marquées entre les variations du taux de carbonates et les variations de l'Index d'Hydrogène de la matière organique décrites plus haut.

L'augmentation du taux de carbonates dans la sous-unité 3b est interprétée comme

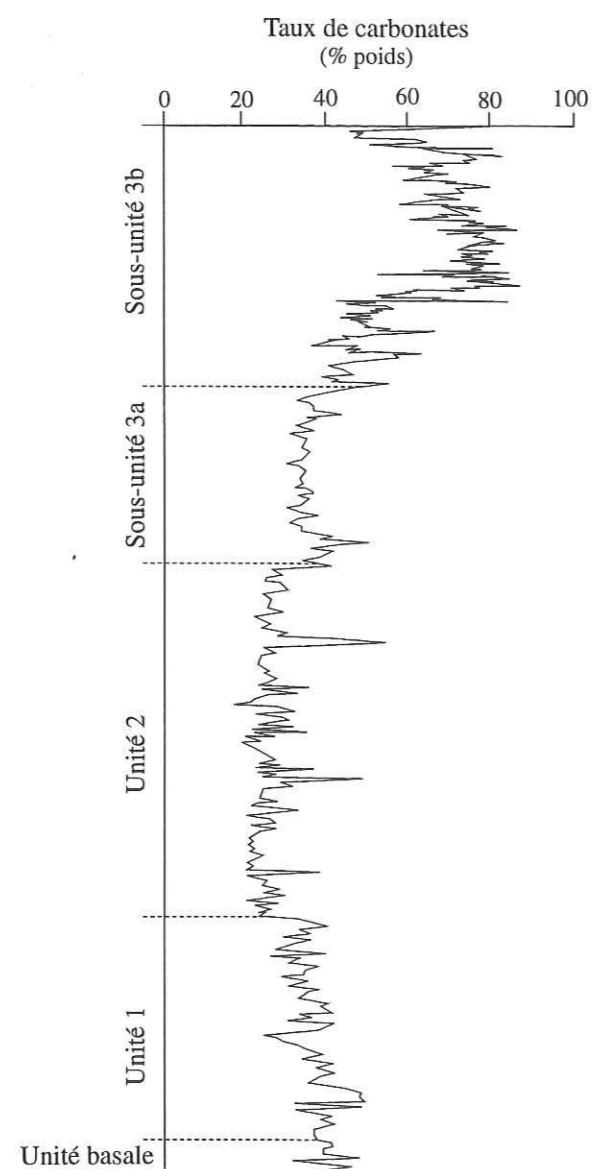


Fig. III-20 : Evolution du taux de carbonates dans le forage profond, d'après Casanova *et al.*, soumis.

résultant du développement planctonique dans la tranche d'eau, qui entraîne la précipitation de calcite (par déplacement de l'équilibre carbonaté de l'eau, voir chapitre IV).

### III-6 : Corrélation des différents forages

Le forage profond, le forage de Iles et le forage de Saint-Jorioz ont fait l'objet d'une tentative de corrélation basée essentiellement sur les variations des cortèges de minéraux argileux.

Dans le forage profond, la transition entre l'unité 1 et l'unité 2 est marquée par des

variations brutales : augmentation des taux de chlorite et d'illite et quasi-disparition des autres minéraux argileux présents. Cette variation a pu être retrouvée sur les autres forages, quoique de façon moins marquée. Sur le forage de Saint-Jorioz, c'est la transition entre l'unité A et l'unité B qui montre des caractéristiques similaires, alors qu'il s'agit de la transition entre l'unité B et l'unité C pour le forage des Iles.

Les variations des taux de chlorite, de smectite et de kaolinite pour chacun des forages sont présentées sur la figure III-21a. Celles des taux d'illite, d'interstratifiés 10-14S ainsi que des indices de Kübler constituent la figure III-21b.

Les variations de la chlorite, de la smectite, de la kaolinite et, dans une moindre mesure, de l'illite laissent supposer la corrélation énoncée ci-dessus. Seules les variations des interstratifiés 10-14S n'abondent pas dans ce sens. Ces dernières sont toutefois très faibles, aux limites de résolution de la méthode. Les variations de l'indice de Kübler concordent avec celles des autres minéraux argileux.

On notera également que l'analyse macroscopique vient corroborer cette corrélation : sur les trois forages, la limite d'unité corrélée correspond à la transition entre une unité laminée dominée par les couches claires et une unité laminée dominée par les couches sombres. Ceci est observable sur la figure III-22, qui présente chacun des forages à l'échelle et à leur cote respective.

On notera que sur le forage des Iles, les variations de cortèges argileux sont visibles mais beaucoup moins accusées que sur le forage profond et le forage de Saint-Jorioz.

Il faut également remarquer que la transition brutale observée au toit de l'unité 2 sur le forage profond n'a pu être retrouvée sur les deux autres forages. On en déduit que la sous-unité 3a (et *a fortiori* la sous-unité 3b) est absente aux Iles et à Saint-Jorioz. Ceci nous indique donc que l'unité 2, épaisse de 13,5 m sur le forage profond présente une épaisseur minimale de 30 m à Saint-Jorioz (probablement de 46 m si l'on suppose que l'unité D est homogène jusqu'à son sommet, supposition étayée par l'absence d'un retour à une lamination dominée par les couches claires comme le présente la sous-unité 3a sur le forage profond) et de 64 m sur le forage des Iles. Cette dilatation est à mettre en rapport avec la localisation de ces deux forages à terre, implantés sur des deltas, donc en position beaucoup plus proximale que le forage profond.

### III-7 : Corrélation avec les données géophysiques

La corrélation avec les deux campagnes sismiques a été effectuée en utilisant les vitesses sismiques définies par Finckh *et al.* (1984) sur le lac d'Annecy (voir tableau II-1, chapitre II). Ces dernières font correspondre sans difficulté les limites établies en sismique et les limites reconnues sur le forage profond. C'est la raison pour laquelle les unités lithologiques

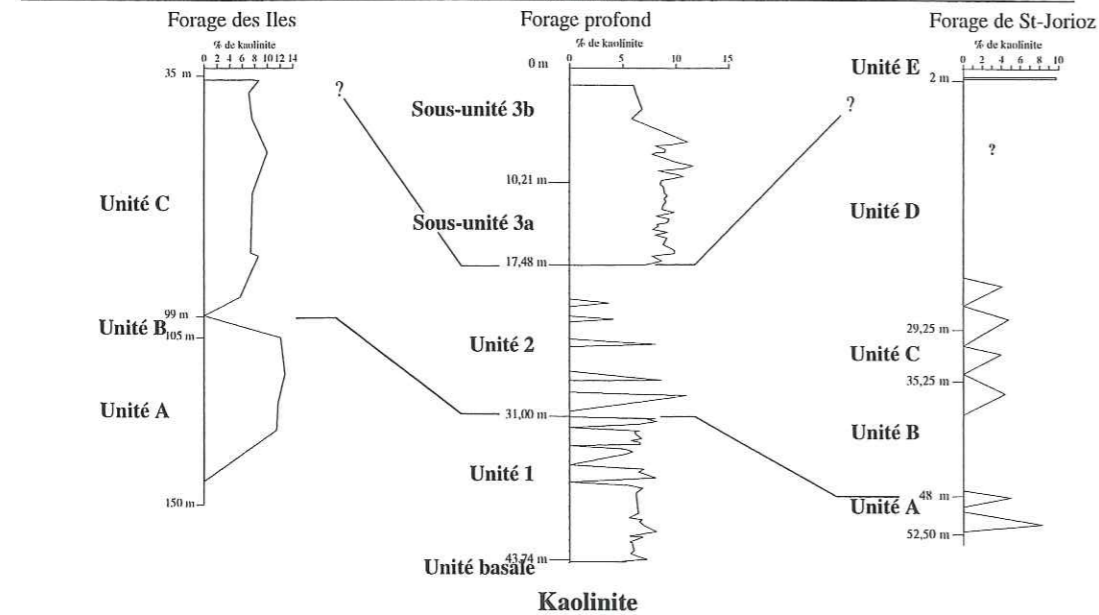
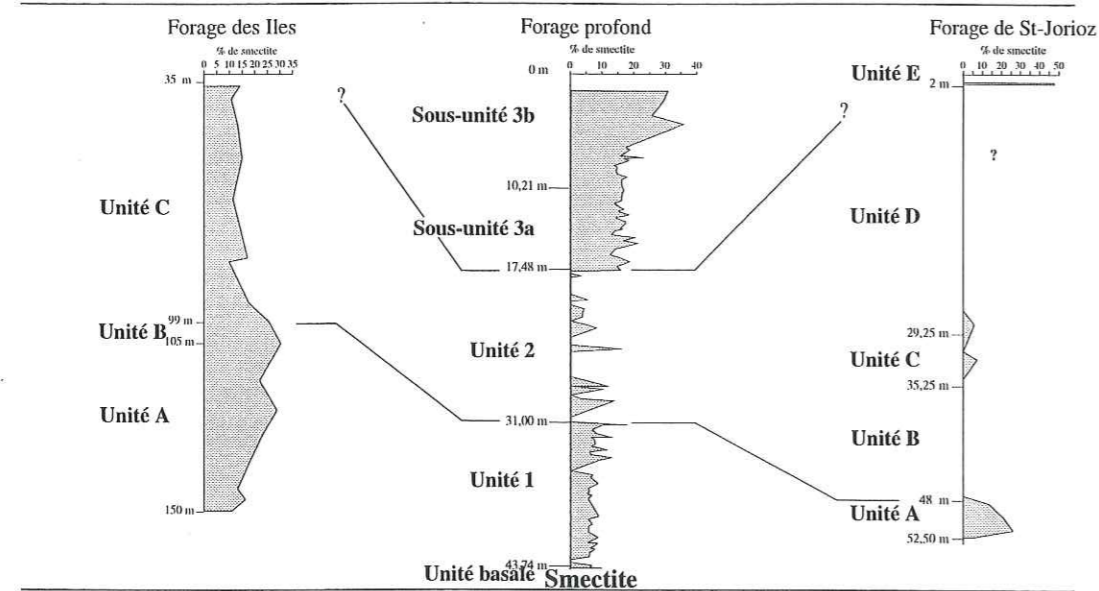
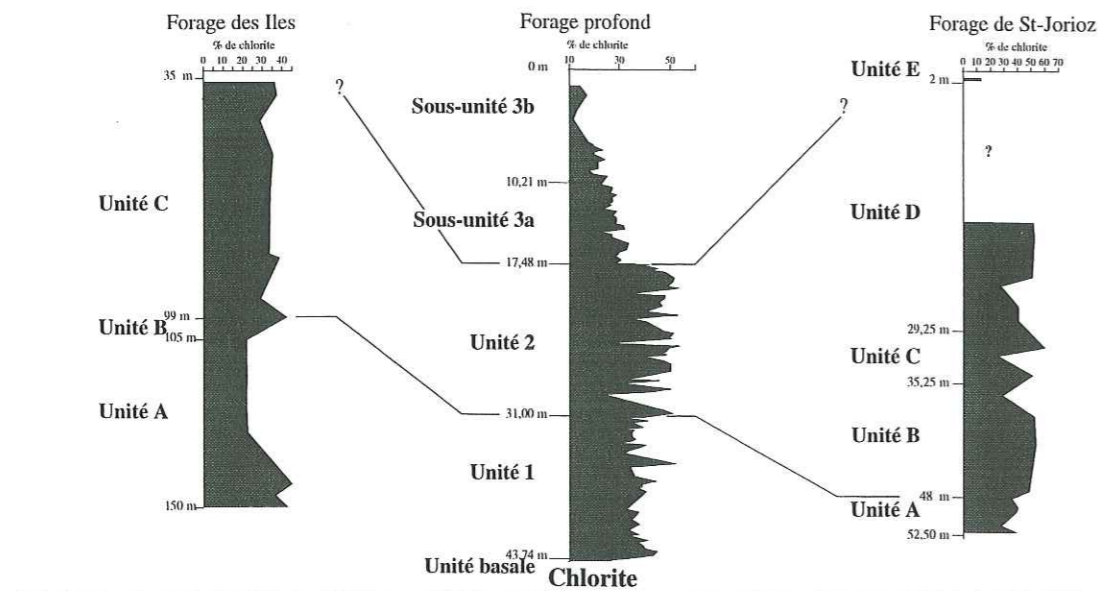


Fig. III-21a : Corrélation des différents forages en fonction des taux de chlorite, de smectite et de kaolinite

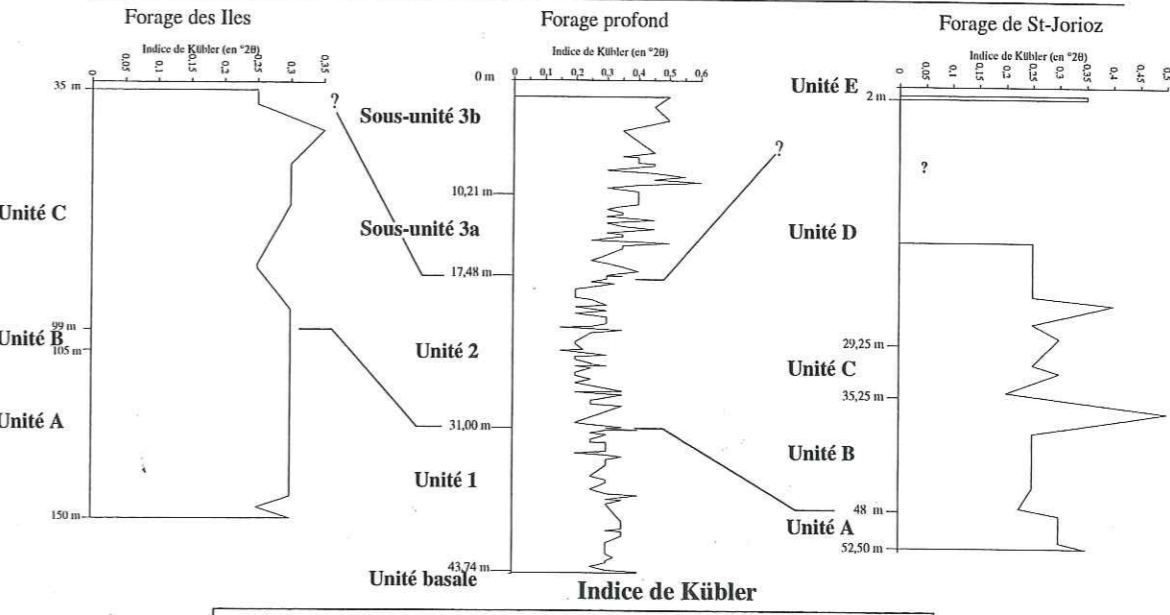
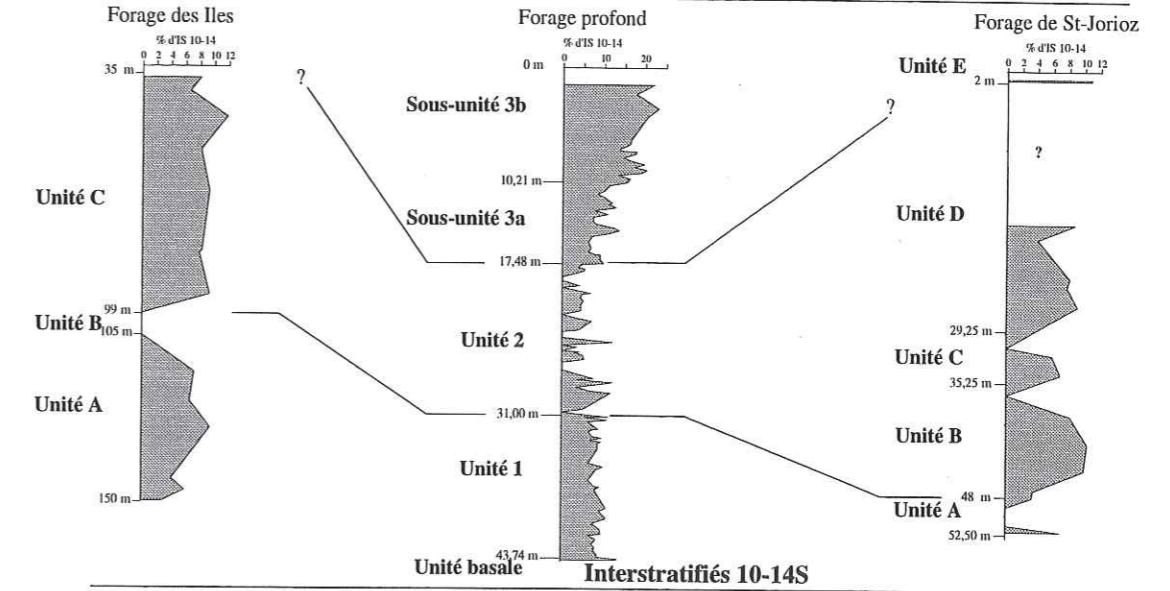
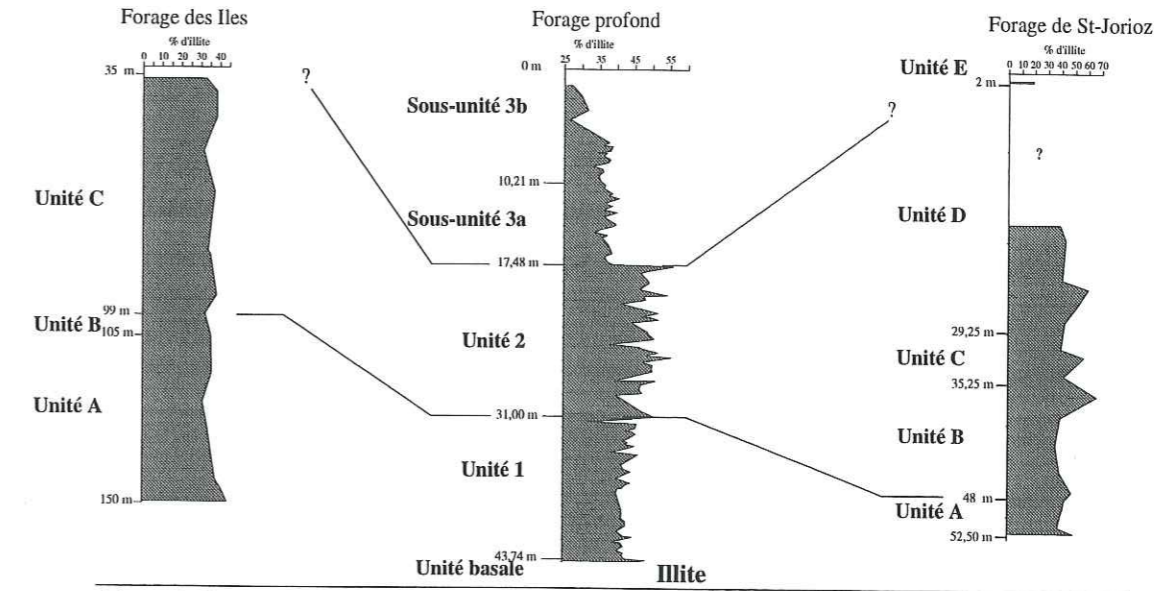


Fig. III-21b : Corrélation des différents forages en fonction des taux d'illite, d'interstratifiés 10-14S et des indices de Kübler

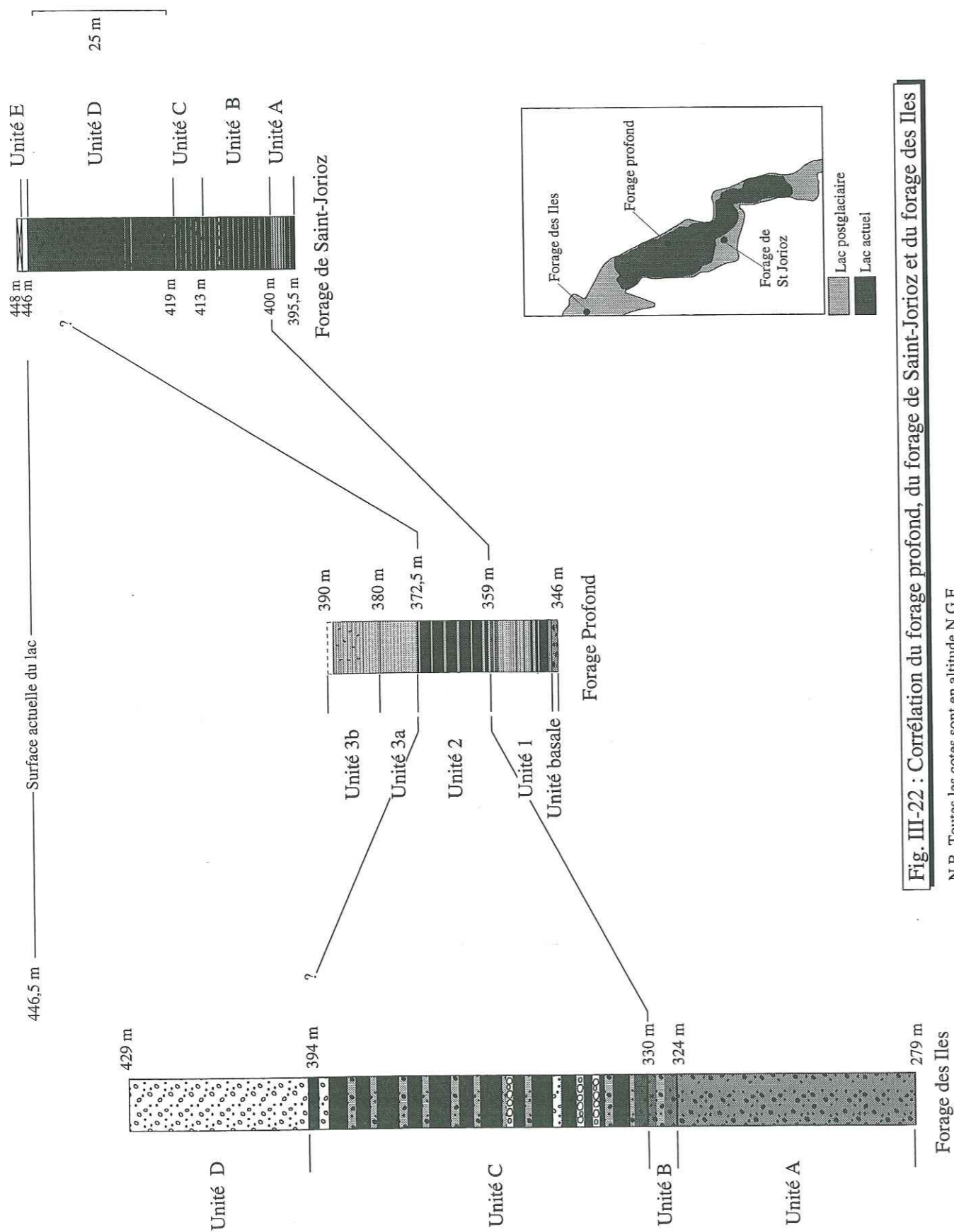


Fig. III-22 : Corrélation du forage profond, du forage de Saint-Jorioz et du forage des Iles

N.B. Toutes les cotes sont en altitude N.G.F.

et les unités sismiques ont reçu une dénomination identique. Cette corrélation a été effectuée parallèlement par P. Van Rensbergen (1996) et moi-même, pour aboutir à un même résultat. Une représentation approximative (le log du forage profond n'ayant pas été redessiné en fonction de la loi de vitesse) est en donnée sur la figure III-23.

On notera toutefois que les différentes sous-unités présentes dans l'unité 1 n'ont pu être individualisées sur les profils sismiques en raison de leur faible épaisseur.

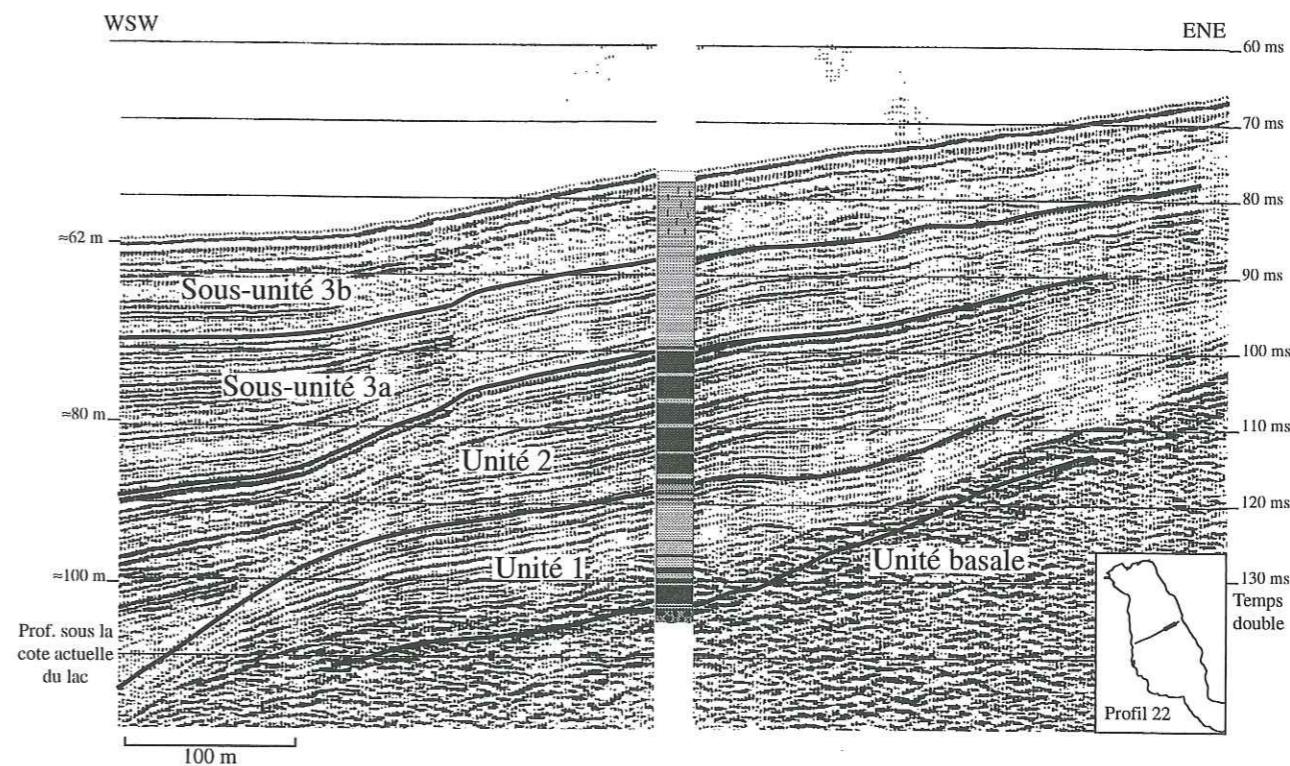


Fig. III-23 : Corrélation sismique Sparker - forage profond

### III-8 : Conclusions

Les analyses effectuées sur le forage profond montrent donc une succession d'unités sédimentaires bien distinctes.

L'unité basale correspond à un dépôt glaciaire (mélange hétérogranulaire, compacté). La corrélation avec les données sismiques montre que cette unité est au moins pour partie intercalée dans l'unité 1 (voir chapitre II). Cette dernière s'est mise en place en milieu aquatique. L'unité basale est donc interprétée comme une moraine aquatique («waterlain till»), ce qui n'entre pas en contradiction avec l'analyse de Van Rensbergen, qui interprète cette unité comme un esker-delta. En effet ces dépôts sont le plus souvent associés au niveau de la

«grounding line» (ligne de décollement du glacier séparant la partie de ce dernier qui repose sur le substratum de sa partie flottante) (Banerjee et MacDonald, 1975).

L'unité 1 présente dans sa partie inférieure des niveaux grossiers (sous-unité 1b), qui laissent supposer un environnement de dépôt de forte énergie. Les autres sous-unités sont laminées et la taille des grains laisse supposer un transport en suspension (Church et Gilbert, 1975; Stow, 1994). La présence de dropstones jusqu'au sommet de l'unité 1 est l'indice d'un dépôt en milieu proglaciaire. La lamination dans laquelle ces dropstones s'intercalent s'est donc mise en place en milieu glaciolacustre. On notera encore que cette lamination est dominée par d'épaisses couches sombres à la base. L'épaisseur de ces dernières diminue lorsque l'on s'élève dans la série au profit des couches claires.

La transition avec l'unité 2 est marquée par des changements brutaux de l'ensemble des caractères analysés : changement du type de lamination (voir chapitre IV), augmentation de la granulométrie, changement d'état de la matière organique et de la quantité de carbonates et variation brutale des cortèges argileux : elle est constituée presque exclusivement de chlorite et d'illite. Cette dernière présente par ailleurs une cristallinité plus élevée que précédemment. La régularité de la lamination observée, l'absence de variation granulométrique et la composition homogène en minéraux argileux laissent supposer un environnement de dépôt identique de la base au sommet. L'absence de dropstone dans la quasi-totalité de cette unité (un unique dropstone centimétrique a été trouvé à la base), l'épaisseur des couches observées et la taille moyenne des grains laisse supposer un taux de sédimentation important sans toutefois mettre en évidence la présence du glacier dans le milieu lacustre. L'unité 2 s'est donc probablement mise en place sous l'influence d'eaux de fontes glaciaires avec un glacier en position distale, à la limite de la dépression lacustre ou plus en amont.

Le contact avec l'unité 3a est également marqué sur l'ensemble des paramètres étudiés. Le cortège de minéraux argileux retrouve la diversité de l'unité 1, la granulométrie diminue, le type de lamination change (disparition des couches sombres) ainsi que la quantité de carbonates et l'état de la matière organique : une faible quantité de matière organique contemporaine de la sédimentation apparaît alors que les unités précédentes ne contenaient que de la matière organique remaniée. On remarquera que pour de nombreux paramètres (Index d'Hydrogène de la matière organique, quantité de carbonates, pourcentages des différents minéraux argileux, cristallinité de l'illite), l'unité 1 présente une composition intermédiaire entre celle de l'unité 2 et celle de la sous-unité 3a. L'interprétation de ces résultats sera abordée dans le chapitre V.

La sous-unité 3a n'a pas révélé la présence de dropstone et sa morphologie (voir chapitre II) diffère radicalement de celle des unités précédentes : le remplissage ne s'effectue plus de façon axiale mais de façon centripète. Le delta du Fier s'édifie et les apports sédimentaires sont alors essentiellement fluviaux.

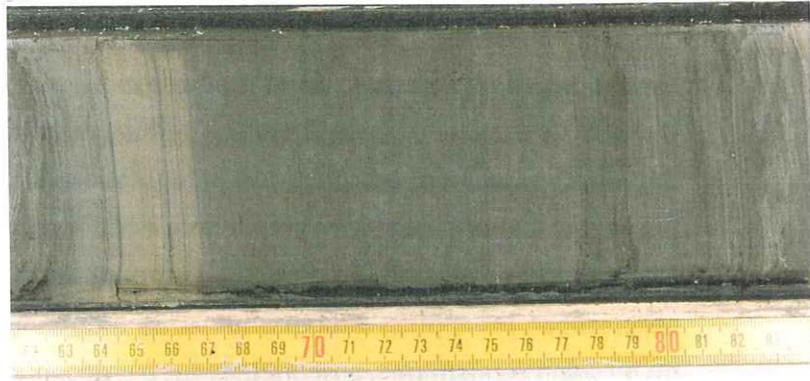
Le passage de la sous-unité 3a à la sous-unité 3b est très progressif. Cette dernière

montre un développement de la production biogène du lac (augmentation importante de la quantité de matière organique contemporaine de la sédimentation (au détriment de la matière organique remaniée) entraînant la précipitation de calcite dans la tranche d'eau (qui s'exprime par une augmentation importante de la quantité de carbonates dans le sédiment). La granulométrie du sédiment diminue, les conditions de dépôt sont alors plus calmes que précédemment, les apports latéraux fluviaux diminuent : c'est la mise en place du drapé lacustre reconnu en sismique, essentiellement par décantation du matériel contenu dans la tranche d'eau. Cette unité correspond globalement à la période holocène (voir chapitre VI).

Les forages de Saint-Jorioz et des Iles présentent des séries moins complètes que celle du forage profond (absence des sous-unités 3a et 3b). L'unité 2 y est très dilatée, la granulométrie plus grossière (forage de Saint-Jorioz). Ceci est lié à la localisation de ces forages, implantés sur un delta (du Laudon pour le forage de Saint-Jorioz) ou un paléodelta (du Fier pour le forage des Iles). On remarquera enfin que les changements dans le cortège des minéraux argileux sont moins prononcés dans le forage des Iles que dans le forage de Saint-Jorioz et dans le forage profond. Ceci laisse supposer que la principale source d'apports de l'unité 2 au niveau du forage profond ne s'effectuait pas en provenance du Fier ni du Laudon. L'hypothèse d'apports provenant du Sud (basée sur la morphologie de cette unité, voir chapitre 2) semble donc confirmée.

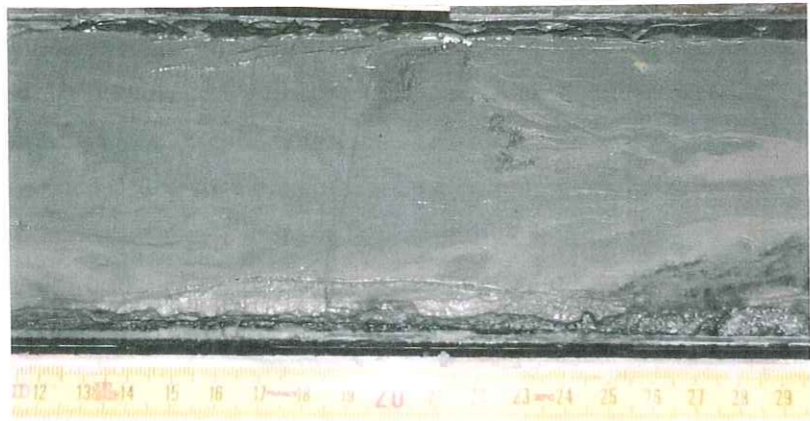


Lamination de la sous-unité 1c



Sous-unité 1b : graviers emballés dans une matrice silto-argileuse

Lamination de la sous-unité 1a perturbée par le forage

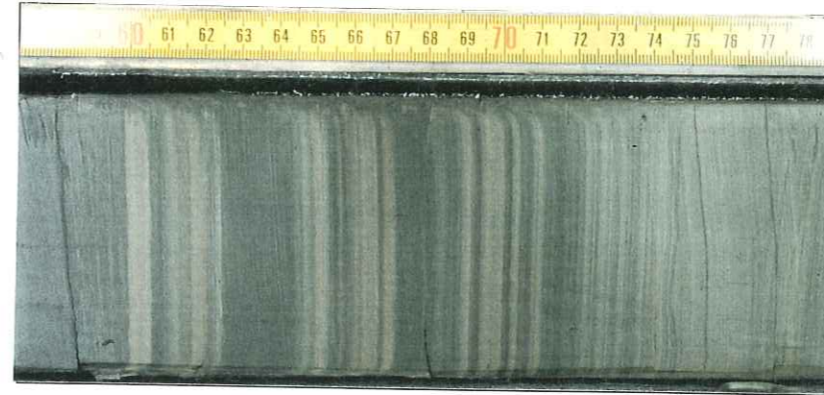


Unité basale : Galets et graviers emballés dans une matrice silto-argileuse

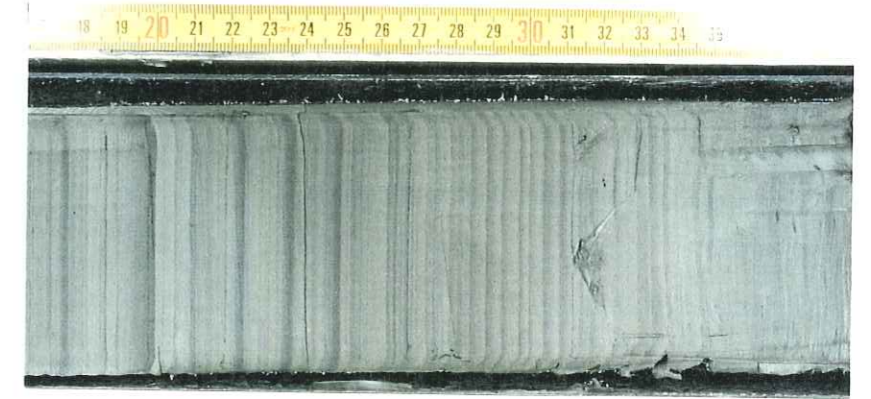


N.B. Le sommet de chaque photo est situé à gauche de la planche

Transition Unité 1 - Unité 2



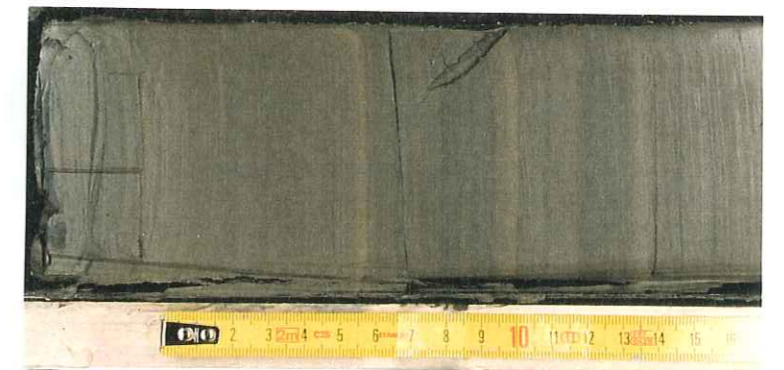
Lamination de la sous-unité 1f



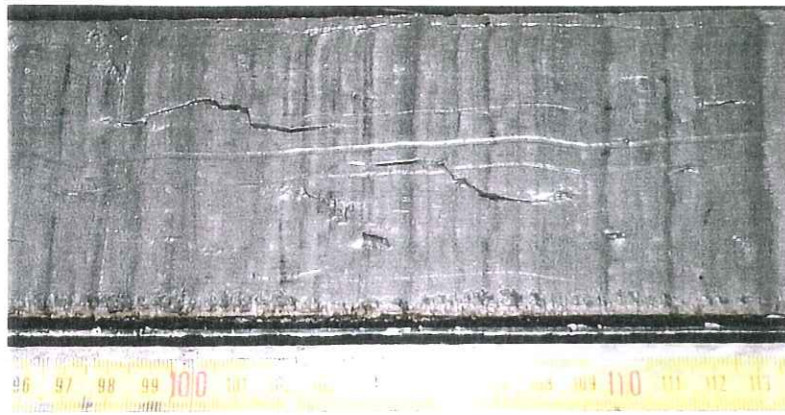
Lamination de la sous-unité 1e



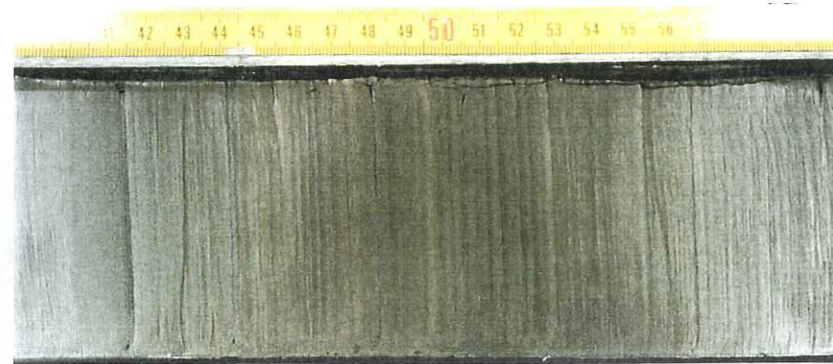
Lamination de la sous-unité 1d



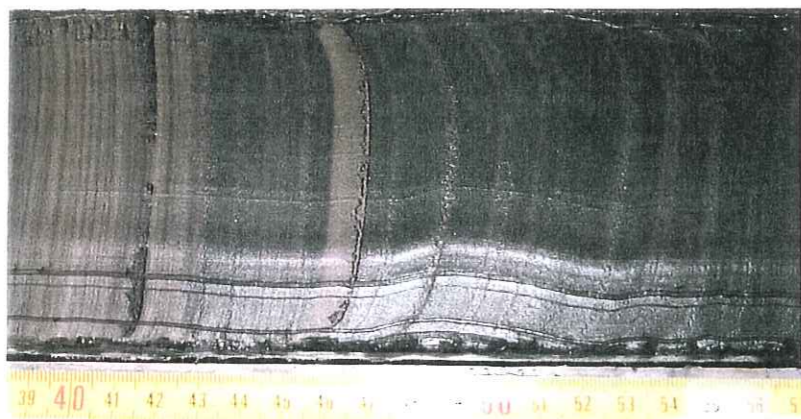
N.B. Le sommet de chaque photo est situé à gauche de la planche



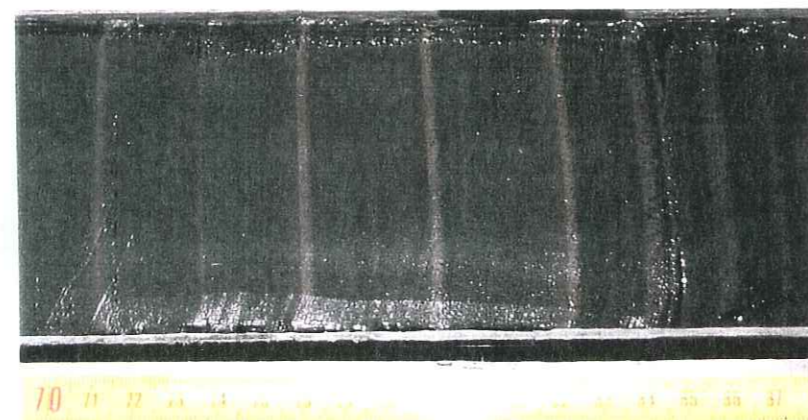
Lamination de la sous-unité 3b



Lamination de la sous-unité 3a



Transition Unité 2 - Sous-unité 3a



Lamination de l'Unité 2

N.B. Le sommet de chaque photo est situé à gauche de la planche

Planche Photo n° III

## Chapitre IV

# Analyse de la lamination

## Chapitre IV : Analyse de la lamination

Afin de mieux comprendre quels processus génèrent la lamination observée dans le forage profond d'Annecy, une étude de cette dernière a été effectuée, par l'intermédiaire d'une analyse microscopique, d'une analyse microgranulométrique et d'une analyse qualitative et quantitative des minéraux argileux.

### IV-1 : Analyse microscopique de la lamination

L'analyse microscopique de la lamination a été effectuée sur frottis et sur lames minces après préparation des échantillons sélectionnés. La position des lames observées est présentée sur la figure IV-1. Toutes les unités ont été échantillonnées, ainsi que les transitions entre ces dernières.

#### *IV-1-1 : Forage profond d'Annecy*

##### IV-1-1-1 : Les différents types de lamines :

L'analyse de ces lames a permis d'observer l'unité élémentaire de base de la sédimentation : la lamine. Différents types de lamines ont été reconnus. La distinction est établie d'après les critères suivants :

- granulométrie et granoclassement
- composition
- type de contact avec les lamines sous- et sus-jacentes
- orientation préférentielle des phyllites (mise en évidence par une extinction d'ensemble du sédiment en lumière polarisée analysée (LPA)).

Au total, 5 types de lamines distincts ont été définis. Les trois premiers sont présents dans les unités 1, 2 et 3a. Les deux autres (type 4 et type 5) ne concernent que la partie supérieure du remplissage, à savoir la sous-unité 3b.

- lamine de type 1 : elle est caractérisée par un granoclassement positif de la base au

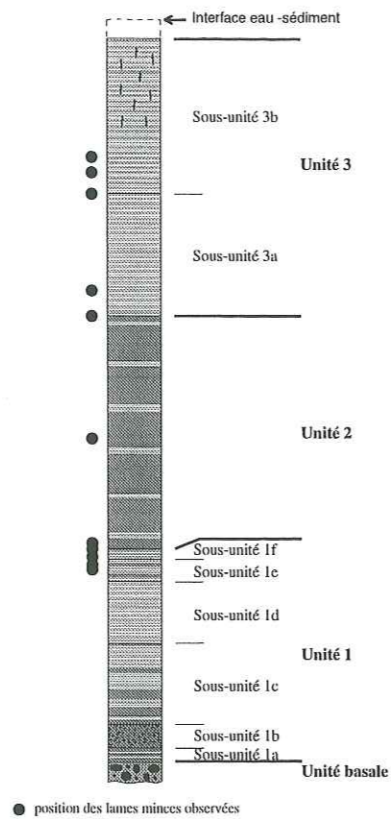


Fig. IV-1 : Position des lames minces réalisées sur le forage profond

sommet. En LPA, la base de la lamine ne présente pratiquement pas d'extinction d'ensemble, seul le sommet «s'éteint» parfois faiblement. Le contact avec la lamine sous-jacente est net et brutal, parfois érosif (on retrouve à la base de cette lamine des fragments du sommet de la lamine inférieure ainsi que des figures d'arrachement). Son sommet est net quand une lamine du même type lui succède, plus progressif quand lui succède une lamine de type 2 ou de type 3 (Figs. IV-2, IV-3, IV-4, IV-5, IV-6 et IV-7).

Dans l'unité 1, ces lames peuvent être soit de couleur grise (sombre à la base et tirant vers le gris clair au sommet), soit de couleur jaunâtre. Dans l'unité 2 et dans l'unité 3, elles sont toujours de couleur jaune. Leur épaisseur varie de 250 µm à 1,5 cm environ.

- lamine de type 2 : elle présente une granulométrie homogène de la base au sommet, sans granoclassement. Elle est également caractérisée par une extinction d'ensemble homogène et prononcée en LPA, de la base au sommet. Sa base et son sommet montrent tous deux une transition rapide mais non brutale avec les lames inférieure et supérieure (Figs. IV-2, IV-3 et IV-5).

Au sein de ce type de lamine très homogène, on distingue parfois des passées légèrement plus

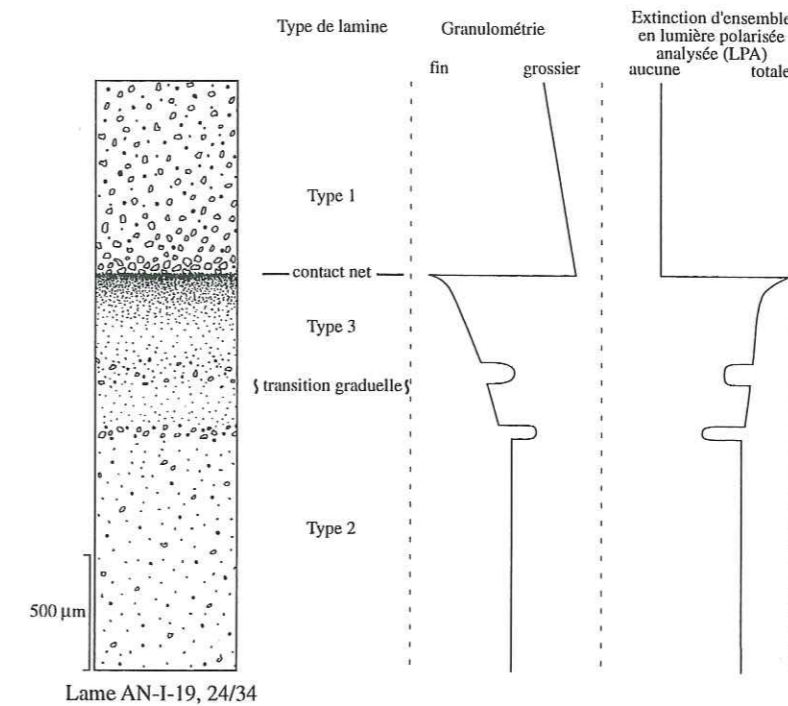


Fig. IV-2 : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lames de type 1 (base), de type 2 (sommets) et de type 3.

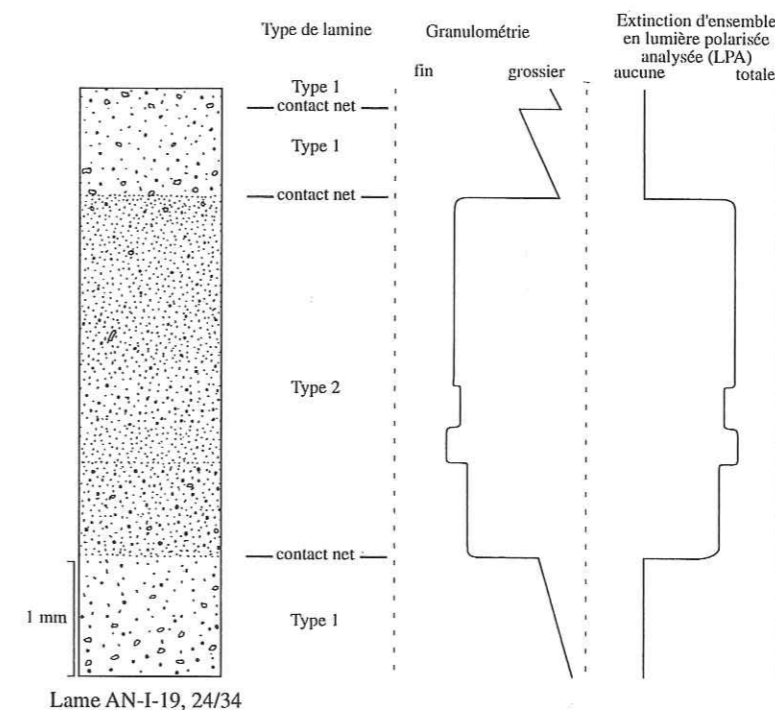


Fig. IV-3 : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lames de type 1 et de type 2.

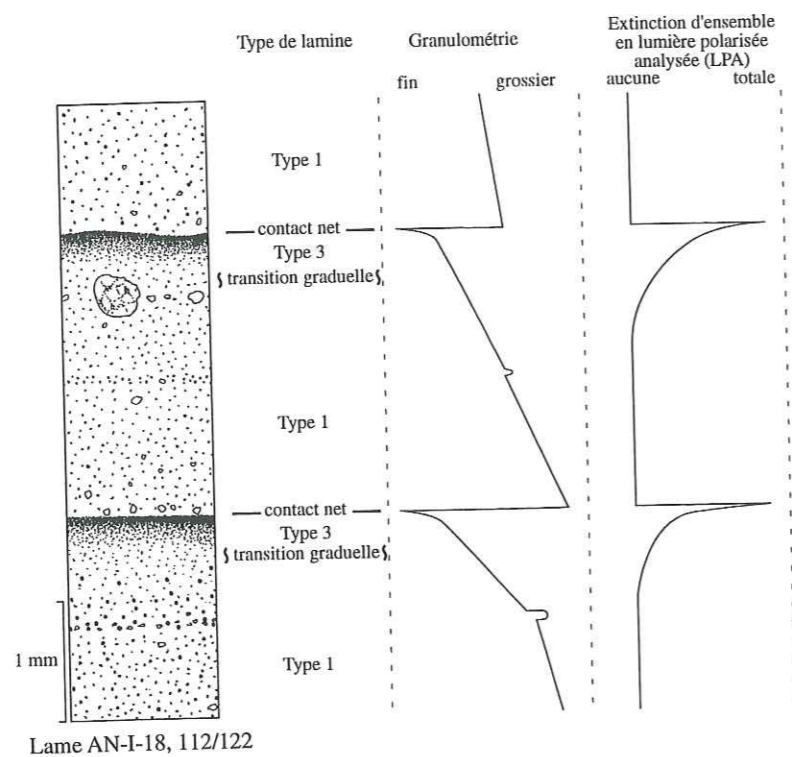


Fig. IV-4 : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lamines de type 1 et de type 3.

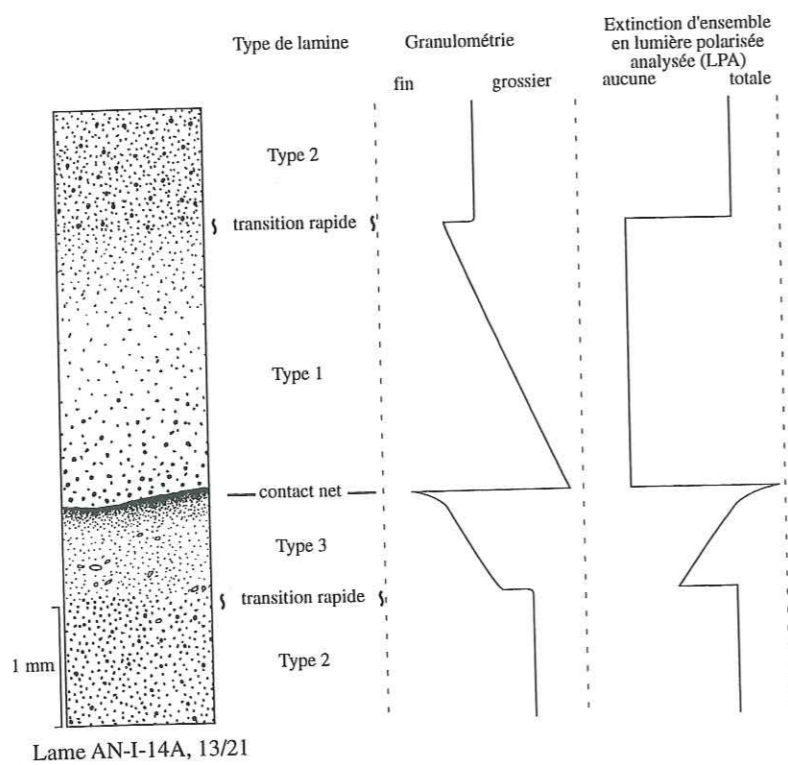


Fig. IV-5 : Représentation de la lamination dans l'unité 2 : lamines de type 1, de type 2 (base et sommet) et de type 3.

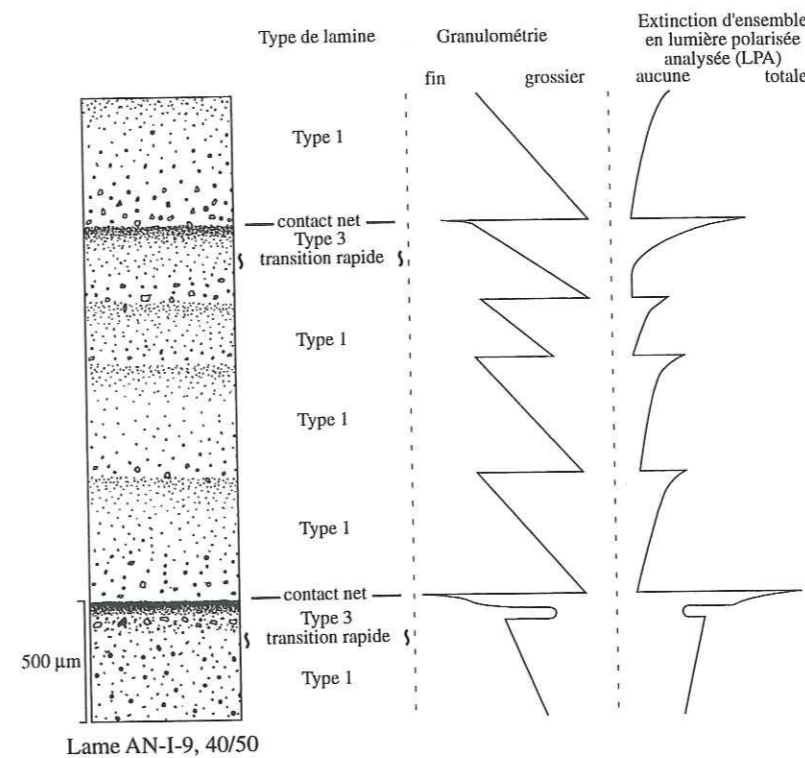


Fig. IV-6 : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3a : lamines de type 1 et de type 3.

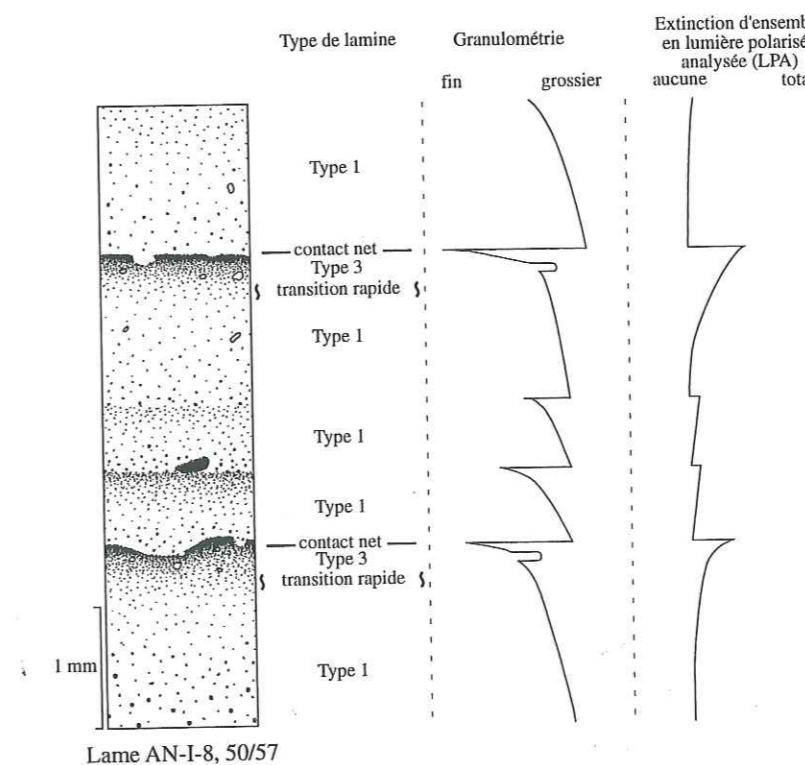


Fig. IV-7 : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3a : lamines de type 1 et de type 3.

grossières qui ne présentent pas non plus de granoclassement et dont l'extinction d'ensemble en LPA est moins marquée (Fig. IV-3).

Dans l'unité 1, ce type de lamine est soit de couleur gris foncé, soit de couleur gris jaune. Dans l'unité 2, il est systématiquement de couleur gris foncé. L'épaisseur de ce type de lamine varie de 300  $\mu\text{m}$  à 5 cm.

- lamine de type 3 : elle montre un granoclassement très marqué de la base au sommet, la granulométrie de ce dernier étant inférieure à toutes celles observées sur l'ensemble des autres lamines. L'extinction d'ensemble en LPA est inversement proportionnelle à la granulométrie : faible à la base, elle est totale au sommet de la lamine. La base de la lamine présente une transition progressive quand elle succède à une lamine de type 1 et rapide mais non brutale quand elle succède à une lamine de type 2. Le sommet présente un contact très net et brutal avec la lamine sus-jacente. On notera parfois à la base de ce type de lamine une passée contenant des grains plus grossiers (taille maximum : 50  $\mu\text{m}$ ), non jointifs et compris dans une matrice de granulométrie plus fine ( Figs. IV-2, IV-4, IV-5, IV-6 et IV-7).

Ces lamines sont de couleur gris clair à gris moyen et leur épaisseur est comprise entre 200 et 800  $\mu\text{m}$ .

- lamine de type 4 : ces lamines sont principalement constituées de micrite mais comportent une fraction terrigénique importante (grains de quartz, fond argileux, minéraux opaques) granoclassée à la base. En s'élevant dans la lamine, les grains d'origine terrigéniques se raréfient et le sommet de la lamine est composé exclusivement de calcite micritique fine. Elles ne présentent pas d'extinction d'ensemble en LPA (excepté leur sommet, qui «s'éteint» très faiblement). La différence de granulométrie entre les lamines de type 4 et les lamines de type 5 est faible, le type 4 apparaissant globalement légèrement plus grossier. Le contact entre les deux types de lamines est rapide mais n'est pas parfaitement rectiligne. Les lamines de type 4 sont de couleur plus sombre que le type 5, à savoir gris marron. Sur les lames observées, leur épaisseur est comprise entre 750  $\mu\text{m}$  et 5 mm (Fig. IV-8).

- lamine de type 5 : ce type ne présente pas de granoclassement mais une granulométrie très homogène. Les lamines sont constituées presque exclusivement de micrite. La taille des grains semble très homogène. Comme les lamines de type 4, elles ne présentent pas d'extinction d'ensemble en LPA. Les limites supérieures et inférieures de ces lamines sont irrégulières, le passage d'un type de lamine à l'autre est souvent rapide mais progressif.

Ces lamines contenues uniquement dans la sous-unité 3b sont de couleur gris jaunâtre et ont une épaisseur comprise entre 250  $\mu\text{m}$  et 600  $\mu\text{m}$  sur la lame observée (Fig. IV-8).

La continuité latérale des lamines de type 4 et 5 est mauvaise à l'échelle de la lame mince, beaucoup plus faible que pour les types précédents.

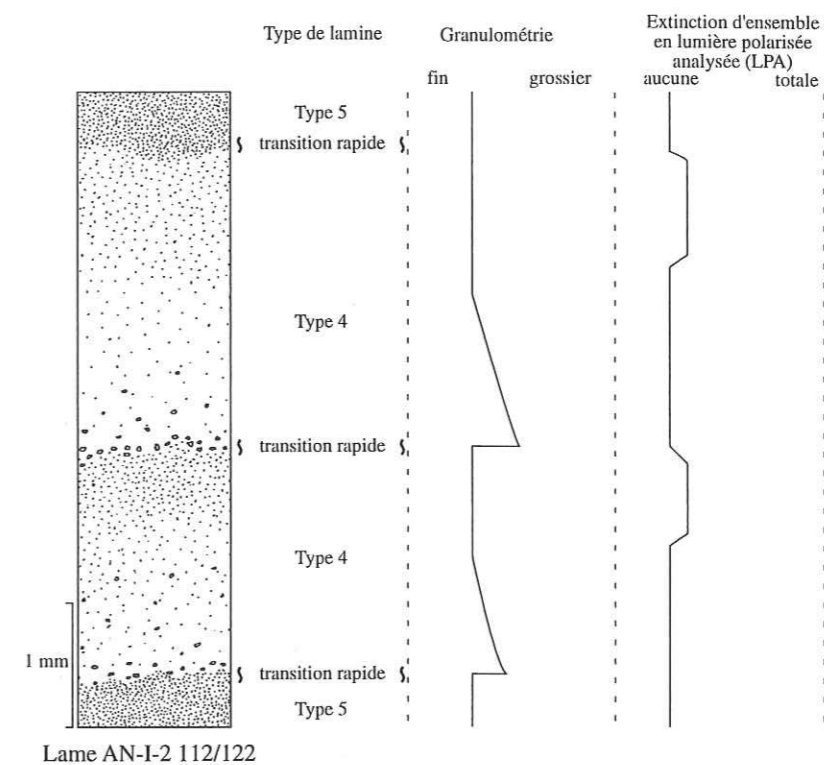


Fig. IV-8 : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3b : lamines de type 4 (base et sommet) et de type 5.

#### IV-1-1-2 : Composition des lamines :

La composition a été estimée visuellement d'après lames minces et frottis.

La constitution des lamines des unités 1, 2 et 3a ( type 1, 2 et 3) semble essentiellement terrigénique : les grains de matière organique y sont absents ou très rares. Le quartz est le minéral le plus représenté. On notera également la présence de phyllites dont la quantité relative varie selon le type de lamine considéré. Elles sont abondantes à très abondantes dans les lamines de type 2 de l'unité 2 et moins fréquentes dans les lamines de type 2 de l'unité 1 et dans les lamines de type 1. La présence de minéraux opaques a été relevée dans les lamines de type 1 et 2. La composition des lamines de type 3 est difficile à estimer en raison de la granulométrie très fine de ces dernières.

Dans la plupart des frottis, la présence de nanofossiles calcaires (de type coccolithophoridés) a été mise en évidence. Une vingtaine d'échantillons a été étudiée par Carla Müller. Les genres et espèces déterminés par ses soins proviennent du Crétacé inférieur (Valanginien - Hauterivien) et supérieur (Albien moyen à Campanien moyen), rarement du Paléocène supérieur et fréquemment de l'Eocène moyen - supérieur à l'Oligocène inférieur. Ils sont donc issus de différentes formations présentes dans le bassin versant. Ces nanofossiles se sont révélés rares dans la sous-unité 3b, fréquents dans l'unité 2 et abondants à fréquents

dans l'unité 1 et la sous-unité 3a. L'origine de la fraction carbonatée présente dans ces lamines n'a pas été déterminée avec précision. Toutefois, la fréquence des nanofossiles dans les unités 1, 2 et 3a semble relativement parallèle aux taux de carbonates mesurés (à savoir plus importants dans les unités 1 et 3a que dans l'unité 2, Casanova *et al.*, soumis), et il paraît alors logique de lui attribuer une origine terrigénique.

La composition des lamines constituant l'unité 3b (types 4 et 5) a déjà été évoquée plus haut. La micrite constitue quasiment exclusivement les lamines de type 5. Une fraction plus grossière, terrigénique (quartz, minéraux opaques...) est présente à la base des lamines de type 4 qui contiennent également une fraction plus importante de débris végétaux (pollens,...).

#### IV-1-1-3 : Succession des types de lamines

Il faut remarquer que les lamines de type 1 jaunâtres constituent le plus souvent des ensembles (où ce type se succède à lui-même, Figs. IV-5 et IV-6), formant des couches jaunes dans les unités 1, 2 et 3a. Les autres types ne se succèdent jamais à eux-mêmes.

C'est dans l'unité 1 que la succession des types paraît la plus complexe. Les lamines (ou les successions de lamines) de type 1 sont suivies de lamines de type 2 ou de type 3. Sur les lames observées, il n'a pas été possible de mettre en évidence une succession systématique.

Dans l'unité 2, les successions de lamines sont très régulières : on observe un triplet de lamines composé à la base d'une succession de lamines de type 1 jaunâtres, d'une lamine de type 2 gris sombre et d'une lamine de type 3.

Dans l'unité 3a, l'essentiel de la sédimentation est constitué par des lamines de type 1 entre lesquelles s'intercalent à intervalles irréguliers des lamines de type 3.

L'unité 3b est marquée par une succession irrégulière de lamines de type 5 et de type 4 (celles-ci pouvant se succéder à elles-mêmes). On notera également que la base grossière des lamines de type 4 est parfois absente.

#### IV-1-2 : Forage de Saint-Jorioz

Plusieurs lames minces ont également été réalisées sur le forage de Saint-Jorioz. La position des échantillons est présentée sur la figure IV-9.

On retrouve dans ce forage des lamines de type 1 et de type 2. Les lamines de type 3 sont rares (deux seulement ont pu être mises en évidence sur l'ensemble des lames observées). Les lamines de type 4 et 5 n'ont pas été observées, ce qui est en accord avec la corrélation proposée des deux forages, puisque ces deux types de lamines n'étaient présents que dans la sous-unité 3b du forage profond, supposée absente sur le forage de Saint-Jorioz.

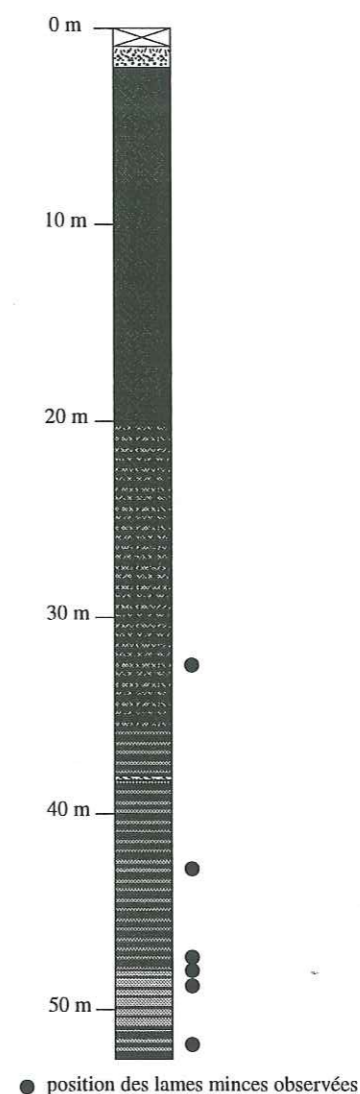


Fig. IV-9 : Position des lames minces réalisées sur le forage de Saint-Jorioz

Les lames réalisées dans l'unité corrélée à l'unité 2 du forage profond montrent que la succession régulière type 1 - type 2 - type 3 n'est pas présente ici. Les lamines de type 2 sont moins épaisses et semblent fréquemment «interrompues» par des lamines de type 1, plus nombreuses (par rapport au type 2) que sur le forage profond.

La base du forage, corrélée à l'unité 1 du forage profond présente également des lamines de type 1 et de type 2. La base des lamines de type 1 est très érosive et entraîne des contacts moins rectilignes entre lamines. Comme pour l'unité précédente, le rapport «nombre de lamines de type 1 / nombre de lamines de type 2» semble beaucoup plus élevé à Saint-Jorioz que dans le forage profond.

## IV-1-3 : Conclusions

Les lamines de type 1 présentent une granodécroissance et une composition terrigénique. La base parfois érosive laisse supposer l'existence d'un courant durant le dépôt (Ashley, 1975) entraînant une mise en place rapide. Le granoclasement laisse supposer une baisse progressive de l'hydrodynamisme.

Il faut noter que dans l'unité 1, ce type de lamines peut présenter deux couleurs différentes. En raison de la finesse de la granulométrie, il est très difficile, en lames minces et en frottis, d'établir la différence de constitution responsable de cette variation. Il semble toutefois que la proportion de minéraux phylliteux soit plus importante dans les lamines sombres que dans les lamines claires. Le mécanisme sédimentaire responsable de leur mise en place pourrait être le même dans les deux cas. Il faudrait donc supposer l'existence de deux sources distinctes de matériel durant le dépôt de l'unité 1.

Les lamines de type 2 se caractérisent par leur absence de granoclasement et une extinction d'ensemble en LPA. L'absence de granoclasement suggère que l'énergie du milieu de dépôt n'a pas varié durant la mise en place de ces lamines. Il faut donc invoquer un mécanisme de dépôt présentant une certaine pérennité et des apports sédimentaires continus durant la mise en place d'une lamine. L'extinction d'ensemble en LPA est liée à la présence de très nombreuses phyllites, déposées préférentiellement à plat, entraînant ainsi une anisotropie planaire.

Les lamines de type 3 présentent une granulométrie moyenne beaucoup plus fine que les types précédents, un granoclasement positif de la base au sommet et une extinction en LPA d'autant plus marquée que la taille des grains est faible. La granulométrie nous indique un milieu de dépôt de très faible énergie.

Les lamines de type 4 et 5 montrent une sédimentation relevant essentiellement de la décantation de matériel carbonaté avec une proportion d'éléments terrigéniques plus élevée dans le type 5. Les particules carbonatées constituant les lamines de type 4 présentent une granulométrie très homogène (aux alentours de 4  $\mu\text{m}$ ) et une forme subarrondie. Ces lamines constituent la partie supérieure du remplissage.

## IV-2 : Analyse microgranulométrique de la lamination du forage profond

L'analyse granulométrique de chacun des types de lamines observés en lames minces a été ardue en raison de la difficulté de distinguer ces différents types à l'oeil au moment de

l'échantillonnage (spécialement dans l'unité 1) et de la faible épaisseur de certains types (type 3 dans les unités 1, 2 et 3a, types 4 et 5 dans la sous-unité 3b).

L'échantillonnage n'a donc pu distinguer que les couches «claires» des couches «sombres».

Il faut toutefois garder à l'esprit que dans l'unité 1, une couche «claire» peut aussi bien représenter une lamine (ou un ensemble de lamines) de type 1 qu'une lamine de type 2. Il en va de même pour une couche «sombre».

Dans l'unité 2, la distinction est plus simple car une couche «sombre» représente une lamine de type 2 et une couche «claire» une ou plusieurs lamines de type 1. Seules les lamines de type 3 n'ont pu être prélevées séparément en raison de leur faible épaisseur.

Dans l'unité 3, la finesse de la lamination n'a pas permis de prélever séparément les types 4 et 5.

## IV-2-1 : Données granulométriques

## - Analyses dans l'unité 1

Dans l'unité 1, les couches claires présentent globalement une granulométrie plus fine que les couches sombres (Fig. IV-10-A). Certaines couches claires peuvent présenter une courbe granulométrique similaire à celle de certaines couches sombres (Figs. IV-10-A et IV-10-B). On remarquera également que les couches claires présentent deux types de courbes granulométriques : la première avec un mode situé dans l'intervalle 2,00-2,51  $\mu\text{m}$ , l'autre avec un mode situé dans l'intervalle 5,01-6,31  $\mu\text{m}$ . Il ne m'a pas été possible de distinguer les couches claires des couches sombres à l'aide des paramètres granulométriques classiques (classement, asymétrie, grain moyen, kurtosis).

## - Analyses dans l'unité 2

Dans l'unité 2, les couches sombres (lamines de type 2) présentent une granulométrie très homogène (toutes les courbes sont similaires, Figs. IV-10-C et IV-10-D), avec un mode compris dans l'intervalle 7,95-10,01  $\mu\text{m}$  (Fig. IV-10-D).

Les courbes granulométriques des couches claires (lamines de type 1) mettent en évidence un sédiment globalement plus fin (Fig. IV-10-C), beaucoup moins homogène et moins bien classé que ne le sont les couches sombres (Fig. IV-10-D). La comparaison du classement permet de différencier les deux types de couches (donc de lamines, Fig. IV-11).

On notera que pour cette figure, ont été pris en compte non seulement les échantillons ne contenant qu'un seul type de couche mais également ceux contenant une forte dominance de l'un des deux types, ceci afin d'augmenter le nombre d'échantillons.

Les couches sombres présentent un classement plus proche de 1 que les couches claires : elles sont donc mieux classées. Le grain moyen des couches claires, globalement plus



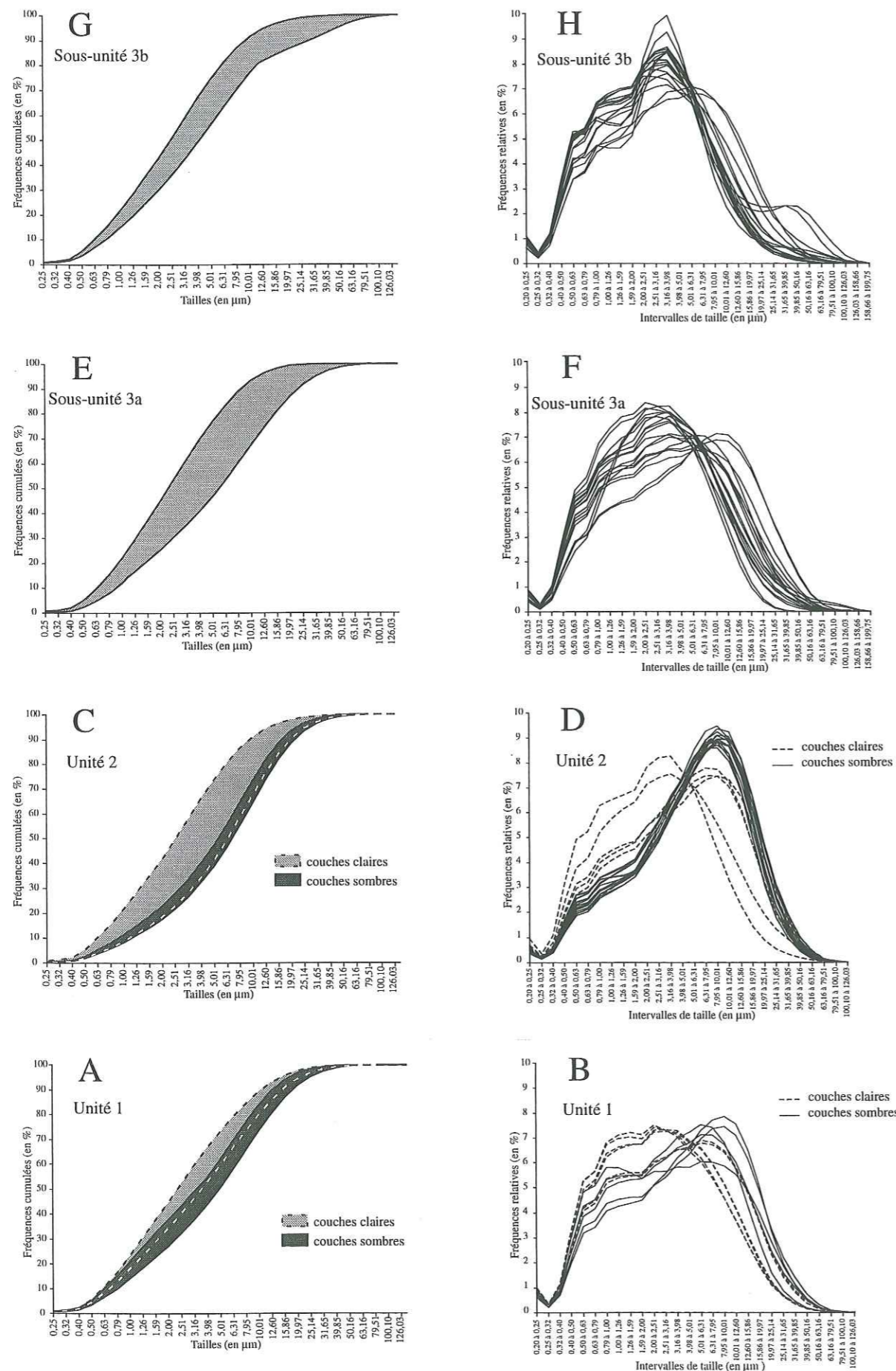


Fig. IV-10 : Courbes granulométriques (en fréquences cumulées et en fréquences relatives) des différentes unités du forage profond.

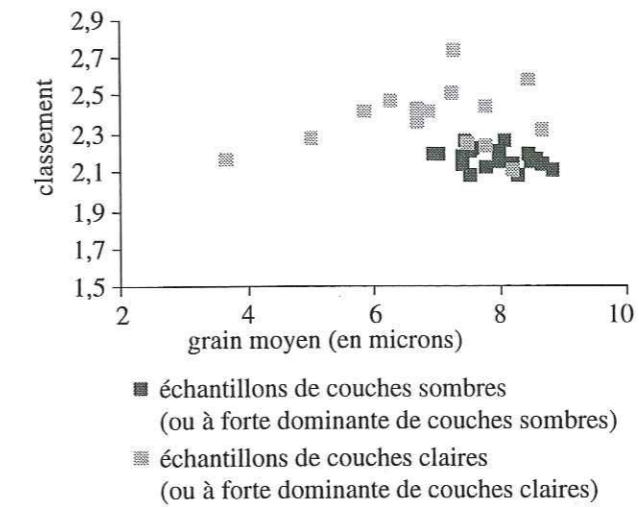


Fig. IV-11 : Distinction des couches claires et des couches sombres de l'unité 2 à partir du grain moyen et du classement.

faible que celui des couches sombres ne permet pas toujours de savoir si l'échantillon appartient à une couche claire ou une couche sombre.

- Analyses dans l'unité 3a

Dans la sous-unité 3a, il n'a pas été possible de distinguer les lamines de type 1 et les lamines de type 3. Comme pour les couches claires de l'unité 1 et de l'unité 2, le sédiment est plus fin, moins homogène et moins bien classé que les couches sombres de l'unité 2. Le mode des échantillons est généralement compris entre 2 et 4 µm (Figs. IV-10-E et IV-10-F).

- Analyses dans l'unité 3b

Dans la sous-unité 3b, les lamines de type 4 et 5 n'ont pu être échantillonnées séparément. Les courbes granulométriques sont mieux classées que dans la sous-unité 3a (Fig. IV-10-G). On note que la plupart des échantillons présentent une répartition bimodale avec un mode principal situé dans l'intervalle 3,2-4 µm et un mode secondaire plus fin situé dans l'intervalle 0,6-0,8 µm (Fig. IV-10-H). On notera la présence de deux échantillons présentant un mode secondaire plus grossier (appartenant à l'intervalle 25-31 µm). Ces deux échantillons sont ceux prélevés dans les sédiments les plus récents.

IV-2-2 : Interprétations

Dans l'unité 1, on ne peut baser la distinction des différents types de couches sur la seule analyse granulométrique car les deux types peuvent présenter des répartitions simi-

res. Ceci tend à confirmer les observations effectuées en lame indiquant que deux lamines de couleurs différentes peuvent appartenir au même type, donc *a priori* résulter du même mécanisme de dépôt.

Il apparaît toutefois que les couches claires sont globalement moins grossières que les couches sombres. Cela indique probablement une mise en place de ces couches sous un niveau d'énergie moins fort, qui pourrait être l'indice d'une source d'apport plus distale...

L'unité 2 est marquée par une différence beaucoup plus nette entre les deux types de couches. Il faut dire qu'ici, chacun des types de couche correspond à un type de lamine. Les lamines de type 2 (sombres) apparaissent mieux classées et plus grossières que les lamines de type 1 (claires). Tous les échantillons présentent une répartition similaire, avec un mode situé dans le même intervalle de taille. L'absence de granoclassement observée en lame mince est donc confirmée puisque quel que soit l'endroit de la lamine prélevé, la courbe granulométrique reste identique. Il semble donc que les conditions hydrodynamiques restent constantes durant tout le dépôt d'une lamine de type 2 et que pour ce type de lamines, ces conditions restent les mêmes de la base au sommet de l'unité 2.

Les lamines de type 1 montrent des courbes granulométriques plus différenciées. Cette disparité s'explique par le granoclassement de ces lamines : la courbe varierait selon la partie de la lamine échantillonnée et selon qu'une ou plusieurs lamines ont été prélevées au sein de la même couche claire.

La même remarque peut être faite pour les échantillons contenus dans l'unité 3a, qui présentent des caractéristiques similaires. Ceci confirme une fois de plus les distinctions effectuées en lames minces : les lamines de type 1 de l'unité 2 semblent identiques aux lamines de type 1 de la sous-unité 3a, qui composent très majoritairement cette dernière (les lamines de type 3 étant d'épaisseur beaucoup plus faible).

La sous-unité 3b montre essentiellement une répartition bimodale. Le mode principal résulte probablement des niveaux de précipitation de calcite induite observés en lame dans les lamines de type 4 et de type 5 et le mode secondaire plus faible des processus de décantation en dehors des périodes de précipitation de calcite.

#### IV-3 : Analyse des minéraux argileux en fonction de la lamination du forage profond

##### *IV-3-1 : Méthode*

Afin de mettre en évidence d'éventuelles différences de contenu en minéraux argileux dans les différents types de lamines, une analyse détaillée a été effectuée. Toutefois, le même

problème que pour l'analyse granulométrique s'est posé, à savoir, l'impossibilité de distinguer les types de lamines au moment de l'échantillonnage. La distinction effectuée s'est donc restreinte aux couches claires et aux couches sombres.

De plus, en raison de la quantité relativement importante de matériel nécessaire à l'analyse en diffraction X (plusieurs centimètres-cubes), il a rarement été possible de prélever séparément les couches «claires» et les couches «sombres». Les niveaux échantillonnés ont donc été répartis en différentes catégories :

- couches claires (en abrégé : C.C.)
- couches sombres (en abrégé : C.S.)
- couches claires dominantes (en abrégé : C.C. dom)
- couches sombres dominantes (en abrégé : C.S. dom)
- mélange couches claires - couches sombres (en abrégé : C.S.+ C.C.)
- ensembles de couches claires (en abrégé : E.C.C.)

La catégorie «ensembles de couches claires» est utilisée pour désigner une succession de couches claires présentant un faible contraste de couleur. Contrairement à la catégorie «couches claires», l'échantillonnage comprend donc plusieurs couches claires qui se succèdent.

La catégorie «couches claires dominantes» désigne des échantillons présentant une dominance très marquée (du point de vue de l'épaisseur) des couches claires sur les couches sombres. C'est l'inverse pour la catégorie «couches sombres dominantes».

La catégorie «mélange couches claires - couches sombres» regroupe les échantillons ne présentant pas de dominance flagrante d'un type de couche.

Les moyennes de chaque minéral argileux, pour chaque type d'échantillons sont présentées dans le tableau IV-1. Des différences notables entre différents types de couches apparaissent.

##### *IV-3-2 : Analyses dans l'unité 1*

Dans l'unité 1 les couches claires comme les couches sombres peuvent correspondre à des lamines de type 1 et/ou 2. On négligera les lamines de type 3 en raison de leur très faible épaisseur donc de leur faible contribution au sein d'un échantillon.

L'unité 1 contient les types d'échantillons suivants :

- couches sombres (7 échantillons)
- couches sombres dominantes (3 échantillons)
- mélange couches claires - couches sombres (17 échantillons)
- couches claires dominantes (3 échantillons)
- ensembles de couches claires (12 échantillons)

	moyenne	% chlorite	% illite	% I.S. 10-14	% smectite	% kaolinite	nombre éch.
ss-unité 3b	E.C.C.	20	35	17	19	9	19
ss-unité 3a	E.C.C.	28	37	10	16	9	26
Unité 2	C.S.	50	50	0	0	0	1
Unité 2	C.S. dom	46	50	3	1	0	16
Unité 2	C.S.+C.C.	47	49	3	1	0	23
Unité 2	C.C. dom	31	40	10	12	7	4
Unité 1	C.S.	39	42	8	6	6	7
Unité 1	C.S. dom	43	41	8	4	5	3
Unité 1	C.S.+C.C.	37	43	9	6	5	17
Unité 1	C.C. dom	37	42	8	8	5	3
Unité 1	E.C.C.	34	42	8	9	7	12

Tableau IV-1 : Moyennes des pourcentages de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches, pour chaque unité.

Afin de déterminer si les différents types de couches présentent des contenus argileux différents, une analyse statistique des moyennes a été effectuée. Toutefois une comparaison des variances préliminaire est, comme on l'a vu dans le chapitre III, nécessaire afin de déterminer si ces moyennes sont oui ou non comparables (voir annexe 2).

Les seuls minéraux argileux permettant toutes les comparaisons possibles des moyennes sont les interstratifiés 10-14S et la smectite. La chlorite est dans le même cas si l'on excepte la comparaison « C.S. dom » - « C.S.+ C.C ».

A chaque fois que cela a été possible les moyennes de chaque catégorie ont donc été comparées deux à deux (tableau IV-2 et détail dans annexe 3). Les cases notées «-» dans les tableaux correspondent aux cas où les variances étant significativement différentes, la comparaison des moyennes n'a pu être effectuée.

Les comparaisons de moyennes concernant l'illite, les interstratifiés 10-14S et la kaolinite ne montrent pas de différence significative entre les différents types d'échantillons. En ce qui concerne la chlorite et la «smectite», seule la catégorie «ensembles de couches claires» présente des pourcentages différents des catégories «couches sombres», «couches sombres dominantes», et «mélange couches claires - couches sombres». Elle est (logiquement) comparable à la catégorie «couches claires dominantes». Ces «ensembles de couches claires» et ces «couches claires dominantes» présentent un taux de chlorite plus faible et un taux de «smectite» supérieur aux autres catégories.

On remarque que les couches claires, essentiellement représentées par la catégorie «ensembles de couches claires» et rencontrées dans la moitié supérieure de l'unité 1 présentent

Chlorite	C.S.			
C.S. dom	moy. égales	C.S. dom		
C.S.+C.C.	moy. égales	-	C.S.+C.C.	
C.C. dom	moy. égales	moy. égales	moy. égales	C.C. dom
E.C.C.	moy. différentes	moy. différentes	moy. différentes	moy. égales

Illite	C.S.			
C.S. dom	moy. égales	C.S. dom		
C.S.+C.C.	moy. égales	moy. égales	C.S.+C.C.	
C.C. dom	moy. égales	-	-	C.C. dom
E.C.C.	moy. égales	-	-	moy. égales

I.S. 10-14S	C.S.			
C.S. dom	moy. égales	C.S. dom		
C.S.+C.C.	moy. égales	moy. égales	C.S.+C.C.	
C.C. dom	moy. égales	moy. égales	moy. égales	C.C. dom
E.C.C.	moy. égales	moy. égales	moy. égales	moy. égales

Smectite	C.S.			
C.S. dom	moy. égales	C.S. dom		
C.S.+C.C.	moy. égales	moy. égales	C.S.+C.C.	
C.C. dom	moy. égales	moy. égales	moy. égales	C.C. dom
E.C.C.	moy. différentes	moy. différentes	moy. différentes	moy. égales

Kaolinite	C.S.			
C.S. dom	-	C.S. dom		
C.S.+C.C.	-	moy. égales	C.S.+C.C.	
C.C. dom	-	moy. égales	moy. égales	C.C. dom
E.C.C.	moy. égales	-	-	-

Le signe "-" indique que les moyennes n'ont pu être comparées, les variances étant différentes.

Tableau IV-2 : Comparaison des moyennes de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches de l'unité 1.

un contenu en chlorite et en smectite différent des couches sombres plus ou moins mélangées à des couches claires (catégories « C.S. dom » et « C.S.+ C.C. »).

#### IV-3-3 : Analyses dans l'unité 2

Dans l'unité 2, l'analyse de la lamination est plus simple car une couche claire correspond à une ou plusieurs lamines de type 1, une couche sombre à une lamine de type 2. Comme précédemment les lamines de type 3 seront négligées, en raison de leur très faible épaisseur en regard des deux autres types.

L'unité 2 contient les types d'échantillons suivants :

- couches sombres (1 échantillon)
- couches sombres dominantes (16 échantillons)
- mélange couches claires - couches sombres (23 échantillons)
- couches claires dominantes (4 échantillons)

De la même manière que pour l'unité 1, une comparaison statistique des variances a précédé la comparaison des moyennes. Pour chaque type de minéral argileux, les différentes catégories d'échantillons ont été comparées deux à deux. Dans la majorité des cas, les variances ne sont pas significativement différentes (voir annexe 2).

Le type d'échantillons « C.S. dom » présente un pourcentage moyen de kaolinite nul, ce qui ne permet pas de comparer sa variance, nulle également, à celle des autres types d'échantillons. On constate donc que, pour chaque minéral argileux, la kaolinite mise à part, on peut comparer les moyennes de chaque type d'échantillons deux à deux, puisque les variances ne sont pas significativement différentes.

La comparaison statistique des moyennes a été effectuée toujours à l'aide d'un test t (seuil de signification à 0,05). Les résultats sont résumés dans le tableau suivant (Tab. IV-3, et détail dans annexe 3).

<b>Chlorite</b>	C.S. dom	
C.S.+C.C.	moy. égales	C.S.+C.C.
C.C. dom	moy. différentes	moy. différentes

<b>Illite</b>	C.S. dom	
C.S.+C.C.	moy. égales	C.S.+C.C.
C.C. dom	moy. différentes	moy. différentes

<b>I.S.10-14S</b>	C.S. dom	
C.S.+C.C.	moy. égales	C.S.+C.C.
C.C. dom	moy. différentes	moy. différentes

<b>Smectite</b>	C.S. dom	
C.S.+C.C.	moy. égales	C.S.+C.C.
C.C. dom	moy. différentes	moy. différentes

<b>Kaolinite</b>	C.S. dom	
C.S.+C.C.	-	C.S.+C.C.
C.C. dom	-	-

Le signe "-" indique que les moyennes n'ont pu être comparées, les variances étant différentes.

Tableau IV-3 : Comparaison des moyennes de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches de l'unité 2.

La catégorie «couches sombres» n'est représentée dans l'unité 2 que par un seul échantillon. Il n'a donc pas été possible de comparer sa moyenne avec les autres catégories.

Pour les minéraux argileux dont les moyennes ont pu être comparées (c'est-à-dire tous excepté la kaolinite), des différences significatives ont donc pu être mises en évidence selon les types de couches constituant les échantillons.

La catégorie «couches sombres dominantes» et la catégorie «mélange couches claires - couches sombres» présentent des constitutions argileuses semblables. Cette constitution est également la même que celle de l'échantillon représentant la catégorie «couches sombres», si l'on tient compte de la marge d'erreur de 5% inhérente à la méthode de mesure employée, à savoir environ 50% de chlorite, 50% d'illite, les autres minéraux étant absents ou très faiblement représentés.

La catégorie «couches claires dominantes» présente des pourcentages de minéraux significativement différents de ceux énoncés précédemment : le taux de chlorite est de 15 à 20% plus faible qu'en présence majoritaire de couches sombres, le taux d'illite de 10% plus faible et on note une présence de 10% d'interstratifiés 10-14S, de 12 % de «smectite» et de 7% de kaolinite, alors que ces minéraux ne sont au mieux qu'à l'état de trace dans les autres catégories d'échantillons. Il faut donc admettre une différence de constitution importante entre les couches claires et les couches sombres, puisqu'elle a pu être mise en évidence avec des échantillons qui comportaient une certaine quantité de couches sombres. L'analyse aurait très probablement montré une différence encore plus importante si elle avait pu être effectuée avec des échantillons constitués exclusivement de couches claires.

Il faut également remarquer que lorsque l'on analyse un échantillon constitué d'environ la même quantité de couches sombres et de couches claires, les pourcentages de minéraux argileux obtenus sont identiques à ceux donnés par l'analyse d'un échantillon constitué majoritairement ou uniquement de couches sombres. Dans le cas d'un mélange «couches sombres - couches claires», c'est donc la composition argileuse des couches sombres qui domine nettement.

Etant établi que les couches claires ont un contenu argileux différent de celui des couches sombres, il faut donc admettre que quantitativement, les couches claires sont beaucoup moins riches en minéraux argileux que les couches sombres.

#### IV-3-4 : Analyses dans les sous-unités 3a et 3b

Ces unités n'ont pas permis de comparaison : en effet, elles sont constituées uniquement d'ensembles de couches claires, les lamines n'ayant pu être prélevées séparément en raison de leur très faible épaisseur.

#### IV-3-5 : Conclusions

Il apparaît ainsi que les couches claires et les couches sombres peuvent être distinguées de par leur composition en minéraux argileux (fraction inférieure à 2 µm, dans l'unité 1 comme dans l'unité 2).

Dans l'unité 1, les couches claires présentent des teneurs relatives plus élevées en

«smectite» et plus faibles en chlorite que les couches sombres.

Dans l'unité 2, les couches claires sont plus riches en smectite, en kaolinite et en interstratifiés 10-14S et plus pauvres en chlorite et en illite que les couches sombres.

Il faut noter que dans l'unité 1, cette distinction apparaît bien que les couches claires comme les couches sombres puissent représenter des lamines de type différents (type 1 ou type 2). Dans l'unité 2, on distingue par cette analyse les lamines de type 1, systématiquement claires et les lamines de type 2, systématiquement sombres.

Les différences de teneur sont plus marquées dans l'unité 2 que dans l'unité 1. Les couches claires de l'unité 2 contiennent une fraction de minéraux argileux inférieurs à 2 µm plus faible que les couches sombres.

#### IV-4 : Interprétations en termes de mécanismes sédimentaires

Les lamines de type 3 présentent la granulométrie la plus fine de l'ensemble des types observés. Elles correspondraient donc aux dépôts s'effectuant dans les conditions hydrodynamiques les plus calmes. Elles sont par conséquent interprétées comme résultant de la décantation du matériel présent dans la tranche d'eau en dehors des périodes d'apports latéraux. L'extinction d'ensemble en LPA augmente quand on s'élève dans la lamine probablement grâce à un enrichissement en minéraux argileux. Sans agitation de la tranche d'eau, ces minéraux se déposent parfaitement à plat (chute en «feuille morte») et entraînent l'anisotropie planaire observable au microscope. On notera la présence (non systématique) de «gros» grains isolés (taille moyenne : 50 µm) au milieu de grains plus fins à la base de ce type de lamine. Ainsi que le rapportent Niessen *et al.* (1992), deux modes de transport peuvent expliquer cette disparité granulométrique : le transport éolien et le transport par glace flottée («ice-rafting»). Toutefois ce dernier n'entraîne pas de limitation de la taille des grains, comme on l'observe ici. L'hypothèse d'un apport éolien direct reste donc la plus probable.

Les lamines de type 1 présentent une nette granodécroissance de la base au sommet. Cette granodécroissance serait liée à une diminution de l'hydrodynamisme au cours du dépôt. Plusieurs mécanismes sont susceptibles de mettre en place une lamine de ce type :

- mise en place de courants hyperpycniaux (ou underflows) : l'alimentation d'un lac par underflows est un processus considéré comme majeur dans les dépôts lacustres, notamment en milieu proglaciaire (Ashley, 1975, 1995; Lambert *et al.*, 1976; Brodzikowsky et Van Loon, 1991; Reading, 1996). Ce type de courant est lié à l'arrivée dans le milieu lacustre d'un flux dont la densité est supérieure à celle des eaux lacustres. Cette différence de densité peut être due à une différence de température ou à une différence de quantité de matière en suspension (on n'évoquera pas ici les différences de concentration d'éléments en solution, peu influentes dans les lacs d'eau douce...). En milieu proglaciaire, la charge sédimentaire d'un affluent,

souvent très élevée, est généralement considérée comme le facteur prépondérant. La différence de densité entre l'eau du lac et l'eau chargée en particules s'oppose au mélange des deux masses d'eau. Un courant de densité se forme, qui suit la plus grande pente et se dirige vers le fond du bassin. La fraction terrigénique la plus grossière se dépose à proximité de l'embouchure, tandis que les particules fines sont entraînées plus loin. Ce courant dépose donc un matériel d'autant plus fin que l'on s'éloigne de la source d'apports. Lorsque les apports en eaux turbides diminuent, l'intensité du courant de densité diminue également. Sa compétence s'affaiblit et il dépose à un point donné des particules de plus en plus fines, mettant ainsi en place une lamine granoclassée.

- déclenchement d'une turbidite (Perkins et Sims, 1983) : la remobilisation de sédiments déposés sur une pente (foreset d'un delta glacio-lacustre ou fluvial par exemple) peut entraîner des écoulements gravitaires (grain flow, debris flow) évoluant en bouffées turbides par intégration d'eau lors du passage d'une rupture de pente, comme par exemple au pied d'un delta. Se forme alors un courant de densité comme dans le cas précédent, dont l'énergie se dissipe progressivement lorsque la pente s'annule. Ce type d'écoulement a été modélisé en laboratoire (Ravenne et Beghin, 1983). En un point donné, les sédiments les plus grossiers sont déposés en premier, puis leur taille décroît régulièrement, mettant en place une lamine granoclassée. Cette lamine sera d'autant plus grossière à la base qu'on se situe à proximité du point de déclenchement.

Les lamines de ce type étudiées dans un lac jurassien (Lamy au Rousseau, 1991) ont été interprétées en tant que turbidites. Toutefois, ces lamines ont montré une continuité latérale restreinte (présence de biseaux) liée à une géométrie en lobes. Aucune structure de ce type n'a pu être mise en évidence dans le lac d'Annecy. La corrélation entre les trois sites de carottage du forage profond montre une parfaite continuité latérale des lamines (voir chapitre III). De la même manière, les deux campagnes de géophysique montrent une excellente continuité des réflecteurs entre le centre du bassin et les dépôts plus marginaux (voir chapitre II).

De plus, l'unité 2 montre une succession très régulière de lamines de type 1, 2 puis 3. Cette régularité est plutôt en faveur de l'hypothèse «courant hyperpycnal» car il est difficile de concevoir la présence (et l'absence) de turbidites de façon aussi régulière. La mise en place d'un courant hyperpycnal peut, quant à elle, être directement liée à des variations climatiques saisonnières (périodes de fonte glaciaire, de crues...).

Dans l'unité 2, les lamines de type 1 sont donc interprétées comme résultant de courants hyperpycniaux de faible durée. Ces derniers peuvent se succéder assez rapidement, comme l'indique l'absence de niveaux de décantation (lamine de type 3) entre plusieurs lamines de type 1 successives. L'origine de ces courants peut être due à des apports résultant de fonte glaciaire mais également à des crues provoquées par des précipitations sur le bassin versant ou par la fonte des neiges. Des expériences analogiques effectuées par Düringer *et al.* (1991)

en aquarium montrent que la variation de la charge sédimentaire solide d'un affluent (à l'occasion d'une crue par exemple) peut engendrer la mise en place de tels types de dépôts. On peut supposer que dans l'unité 1, les lamines de type 1 se mettent en place de la même manière, la géométrie de cette dernière reconnue par l'analyse géophysique indiquant que celle-ci s'est essentiellement déposée sous l'action de courants hyperpycniaux. Toutefois dans la sous-unité 3a, la présence de nombreuses turbidites grossières intercalées dans la lamination (voir plus bas) laisse supposer que de ce type de lamines peut résulter des deux mécanismes évoqués plus hauts...

Les lamines de type 2 ne sont pas granoclassées et présentent une granulométrie très homogène. Ceci signifie donc que le niveau d'énergie est resté constant durant le dépôt d'une lamine (et que dans l'unité 2, ces conditions se sont retrouvées à l'identique pour le dépôt de toutes les lamines de type 2). Ces lamines sont les plus grossières et les plus épaisses. Brodzikowsky et Van Loon (1991) interprètent le dépôt de niveaux silto-argileux massifs comme la décantation d'un nuage néphéloïde généré par un séisme. Ceci ne peut s'appliquer ici, en raison de la régularité avec laquelle ces lamines apparaissent dans l'unité 2. L'extinction d'ensemble en LPA élimine toute possibilité d'homogénéisation post-dépôt.

J'interprète ces lamines comme résultant de l'arrivée dans le milieu lacustre d'un très important flux chargé de matériel en suspension. Les particules les plus grossières se concentrent dans l'axe du bassin (de la même manière que pour un courant hyperpycnal) mais l'importance du flux génère un nuage néphéloïde pouvant concerner la totalité de la tranche d'eau. Il s'agirait donc d'un «underflow» très important qui rendrait turbide l'ensemble du lac. Sur le site de forage, situé latéralement à l'axe du bassin, ne se déposent que des particules relativement fines. (L'analyse des profils sismiques a montré que notamment dans l'unité 2, les réflecteurs présentaient une amplitude supérieure dans l'axe du bassin (voir chapitre II); ceci pourrait être lié à ce phénomène). Ce flux présente une certaine pérennité et les dépôts s'effectuent durant toute sa durée. Les faibles variations granulométriques observées en lame seraient liées à des variations d'intensité de ce flux.

Il semble logique dans un contexte proglaciaire (unités 1 et 2) d'imputer ce flux à la période de fonte des glaces estivale, qui constitue la période d'apports la plus importante et la plus à même de durer un certain temps.

Les lamines de type 4 et 5 résultent essentiellement de la décantation de carbonates. Les particules constituant le sommet des lamines 4 et les lamines 5 montrent une granulométrie très homogène aux alentours de 3 µm. Le détritisme y est beaucoup plus faible que dans les autres types. Constituant le sommet du remplissage, ces données ont été comparées à la sédimentation actuelle dans les lacs subalpins.

L'analyse granulométrique effectuée sur les particules en suspension dans le lac du Bourget

met en évidence une population de grains de calcite (taille moyenne: ≈4 µm), interprétée comme une cristallisation de calcite dans l'épilimnion (Groleau, 1994; Kelts et Hsü, 1978; Richard, 1992 in Bichet, 1997). Cette calcite apparaît à partir des mois de mai-juin (Leroy, 1996). Elle serait liée au déplacement de l'équilibre carbonaté de l'eau (élévation du pH et consommation de l'ion  $HCO_3^-$  par prolifération algale, Vinçon-Leite, 1991). Ce phénomène a été observé dans une quinzaine de lacs subalpins (voir les exemples de remplissage de lacs alpins cités dans le chapitre 1, Küchler-Krischun et Kleiner, 1990 in Vinçon-Leite, 1991). Par analogie le sommet des lamines de type 4 est donc interprété comme résultant de la décantation de calcite dont la précipitation est induite par la prolifération d'algues («blooms») dans l'épilimnion.

Les lamines de type 5 représenteraient les dépôts en dehors de ces périodes de bloom, constitués par la décantation de carbonates de même origine (mais en quantité moindre).

Ces résultats sont en accord avec l'augmentation des taux de matière organique contemporaine de la sédimentation (MOCS) et de carbonates dans la sous-unité 3b, décrite dans le chapitre III.

On notera l'absence encore inexplicée de diatomées dans la partie supérieure du forage profond, alors que ces dernières sont actuellement présentes dans la tranche d'eau (J. C. Druart, comm. pers.).

#### IV-5 : Aspect chronologique de la lamination

L'unité la plus simple du point de vue succession est assurément l'unité 2, puisque la succession lamine (ou ensemble de lamines) de type 1 - lamine de type 2 - lamine de type 3 y est régulière. Les lamines de type 3, correspondant à une période de calme et de décantation représentent une période d'apports nuls ou très réduits. Elles correspondraient donc à la période hivernale, lorsque le gel bloque l'essentiel des circulations d'eau (leur sommet, qui constitue une limite tranchée avec la lamine supérieure correspond à un arrêt sédimentaire). Elle fait suite à la période d'apports maximum représentée par les lamines de type 2, correspondant à la période de fonte glaciaire estivale. Les lamines de type 1 correspondraient à des pulsations lors du dégel et de la reprise des apports au printemps avec la fonte des neiges, avant que ne s'installe la période de fonte maximale (fonte des glaces, mise en place d'une lamine de type 2). L'enchaînement lamine de type 1 - lamine de type 2 et lamine de type 2 - lamine de type 3 peut être rapide mais jamais brutal. Il ne correspond pas à un arrêt sédimentaire.

Un triplet de l'unité 2 aurait donc une signification annuelle, responsable de la régularité avec laquelle il se répète. Les «gros» grains parfois présents à la base des lamines de

type 3 et interprétés comme des apports éoliens s'effectueraient donc en automne, en accord avec les observations de Koster (1988).

Dans l'unité 1 et dans l'unité 3a, les successions sont beaucoup moins régulières. Un signal annuel est donc plus difficile à mettre en évidence. Il semble toutefois logique de conserver aux lamines de type 3 une signification « hivernale ». La mise en place des autres lamines (types 1 et 2 dans l'unité 1, type 1 dans la sous-unité 3a) semble plus aléatoire.

Dans la sous-unité 3b, les lamines de type 3 ne sont plus présentes. Les successions de lamines de type 4 et de type 5 ne sont pas régulières : les lamines de type 4 peuvent se succéder à elles-mêmes. Un signal annuel est probablement présent, les blooms responsables de la précipitation de calcite étant mis en évidence tous les ans dans les lacs périalpins actuels. Ce signal n'a pas été clairement établi pour le lac d'Annecy mais une étude plus poussée portant sur l'analyse de lames minces prélevées en continu est en cours.

#### IV-6 : Perturbations de la continuité du signal sédimentaire

Au sein de cette série laminée, un certain nombre de niveaux sédimentaires particuliers sont mis en évidence. Ces derniers sont de deux types : il s'agit soit de niveaux issus de remaniements gravitaires (90%), soit de perturbations de la lamination postérieurement à sa mise en place.

##### IV-6-1 : Remaniements gravitaires

Un certain nombre de passées grossières d'épaisseur comprise entre 0,1 et 4 cm ont été mises en évidence dans la série sédimentaire (voir planche photo n° IV). La corrélation effectuée entre les trois carottes du forage profond montre que ces passées grossières ont une continuité latérale restreinte. Certaines de ces passées disparaissent d'une carotte à l'autre alors que d'autres voient leur épaisseur varier significativement. Ces passées grossières silto-sableuses présentent une base érosive et un granoclassement vertical. La granulométrie de quelques-unes de ces passées est présentée sur la figure IV-12 (seules celles présentant la granulométrie la plus fine ont pu être analysées au microgranulomètre laser). On constate que ces dernières présentent une répartition leptokurtique avec un classement plus important de la fraction grossière. Le mode de ces passées grossières est très nettement supérieur aux valeurs mises en évidence dans les sédiments laminés. La mise en place de ces niveaux est donc liée soit à des mécanismes sédimentaires de très forte énergie, soit à des apports beaucoup plus proximaux.

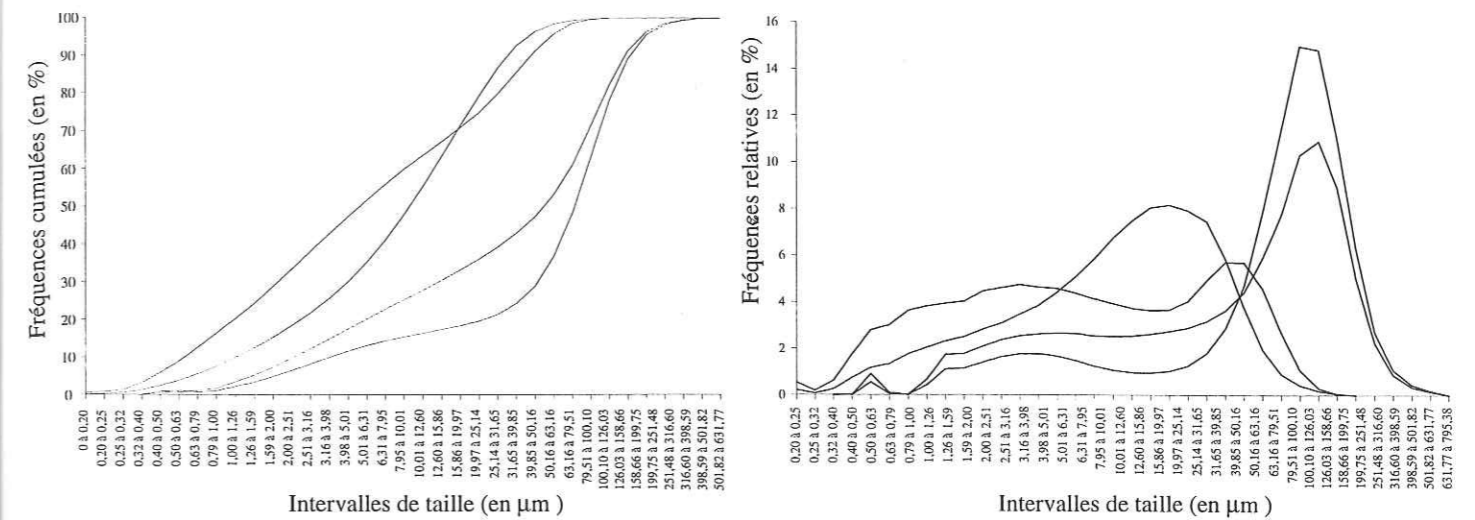


Fig. IV-12 : Courbes granulométriques (en fréquences cumulées et en fréquences relatives) des passées grossières du forage AN-II.

Ces passées grossières sont interprétées comme des turbidites remobilisant du matériel situé plus en amont de la pente et mises en place lors de déstabilisation de cette dernière, comme cela a été décrit plus haut (paragraphe IV-4). L'absence de continuité latérale de ces turbidites met en évidence leur faible extension. Elles formeraient donc des lentilles silto-argileuses intercalées dans la lamination. La granulométrie plus élevée qu'elles présentent seraient liée à la proximité des zones d'apports. Ce type de dépôt est fréquemment relevé par de nombreux auteurs en milieu lacustre.

La répartition de ces remaniements gravitaires dans la carotte AN-II du forage profond est présentée sur la figure IV-13. On constate que ces derniers sont très nombreux dans la sous-unité 3a, très rares dans l'unité 1 et quasiment absents de l'unité 2 et de la sous-unité 3b. Cette répartition hétérogène est à rapprocher des observations de mouvements gravitaires (slumps) visualisés en sismique. Ceux-ci sont essentiellement présents dans la sous-unité 3a (voir chapitre II).

Le nombre peu élevé de remaniements gravitaires observés dans l'unité 1 et surtout dans l'unité 2 pourrait être lié au mode de dépôt de ces dernières : la dynamique sédimentaire est alors dominée par la mise en place de courants hyperpycniaux (plus importants dans l'unité 2 que dans l'unité 1) induisant un remplissage axial où l'épaisseur de dépôt maximale est atteinte dans l'axe du bassin. Cette dynamique est peu favorable à la mise en place d'importantes quantités de sédiments sur la partie haute des flancs du lac, susceptibles d'être remobilisés par la suite. Le nombre plus élevé de remaniements gravitaires présents dans la sous-unité 3a pourrait être lié au ruissellement sur le bassin versant (où le couvert végétal est alors peu développé), plus susceptible de mettre en place des sédiments grossiers à proximité des rives. La quasi-absence de turbidites notée dans la sous-unité 3b pourrait être liée au mode de

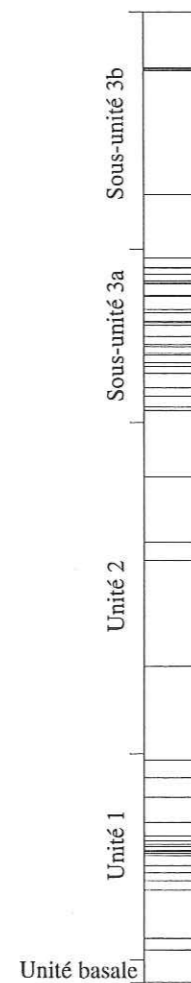


Fig. IV-13 : Répartition stratigraphique des turbidites dans la carotte AN-II du forage profond

dépôt, qui s'effectue alors principalement par décantation de matériel en provenance de l'épilimnion (drapé lacustre) et qui n'induit donc pas d'importantes accumulations sédimentaires localisées.

#### IV-6-2 : Perturbations de la lamination

Deux types de perturbations de la lamination ont été observés dans le forage profond :

- fluage : une seule de ces structures a pu être observée sur la carotte AN-II. Elle est présentée sur la planche photo n° IV. Elle montre une déformation plastique de la lamination qui s'exprime par une invagination hémisphérique d'une couche claire dans la couche sombre sus-jacente. On notera que cette structure n'est pas observée sur la carotte AN-I, où le même niveau (corrélation des lamines sus- et sous-jacentes) montre une lamination très fine et discontinue. Une telle structure peut être l'expression de plusieurs phénomènes. Il pourrait s'agir d'une structure de type «ball-and-pillow» (Kuenen, 1958; Sims, 1975; Dugué, 1995)

résultant de la liquéfaction de matériel riche en eau à proximité de l'interface eau-sédiment. L'origine de ces structures serait attribuable à une secousse sismique. Une telle interprétation semble plausible puisque la région annécienne a une activité sismique historique reconnue et importante (voir Chapitre I). Des structures comparables ont déjà été interprétées comme résultant d'un choc consécutif à un séisme dans des sédiments lacustres (Seilacher, 1984; Van Loon *et al.*, 1995; Lignier *et al.*, soumis). Toutefois la non-corrélation de cette structure sur la carotte AN-I située à faible distance laisse supposer une origine plus locale. Cette structure pourrait également être interprétée comme de la déformation liée à un slump (Brodzikowski et Van Loon, 1991) de faible dimension. Cette hypothèse pourrait expliquer l'absence de cette perturbation dans la carotte AN-I.

- microfailles : un certain nombre de microfailles ont également été observées sur les trois carottes du forage profond (voir planche photo n° IV). Elles entraînent un décalage de la lamination millimétrique à centimétrique. Une telle déformation cassante affectant des sédiments plastiques nécessite une genèse brutale. Ces microfailles pourraient résulter de réajustements et de tassements différentiels, phénomènes fréquents dans les sédiments riches en eau, surtout à proximité de glissements gravitaires (Brodzikowski et Van Loon, 1991).

Si des structures comme les «ball-and-pillow» sont reconnues maintenant par de nombreux auteurs comme l'enregistrement d'une paléosismicité, l'attribution d'une origine sismique à des microfailles, à des turbidites ou à des slumps est beaucoup plus aléatoire. Toutefois, la mise en place d'une turbidite ou d'un slump résulte de la déstabilisation d'une accumulation sédimentaire. Dans une zone où la sismicité historique et actuelle est reconnue et étudiée, notamment dans les sédiments lacustres (Chapron *et al.*, 1996), on peut supposer qu'un séisme est un instant privilégié pour la mise en place de telles structures. Le séisme jouerait alors un rôle de «facteur-déclenchant» et pourrait contrôler au moins partiellement la répartition chronologique de ces différentes structures.

#### IV-7 : Conclusions

Cette analyse a donc permis de distinguer 5 types de lamines. Les types 1, 2 et 3 sont liés au dépôt de matériel terrigénique et concernent les unités 1, 2 et 3a. Les types 4 et 5, liés essentiellement à des processus biologiques constituent la partie supérieure du remplissage (sous-unité 3b). Deux sources sédimentaires distinctes ont pu être mises en évidence dans les unités 1 et 2. Dans l'unité 1, les deux sources peuvent mettre en place des lamines de même type, alors que dans l'unité 2, les lamines de type 1 sont caractéristiques d'une source, les lamines de type 2 de l'autre.

Les lamines de type 1 (unité 1 et 2) sont interprétées comme des pulsations successives d'affluents chargés en matériel en suspension entraînant des courants de densité (hyperpycnaux



ou hypopycnaux) de faible durée. Dans l'unité 2, ces lamines correspondraient à des dépôts de printemps liés à la reprise des circulations d'eau (fonte des neiges, précipitations) faisant suite à la période hivernale. Dans la sous-unité 3a, il est probable que les lamines de type 1 résultent du même mécanisme de dépôt mais elles pourraient également être dues en partie à des remobilisations de matériel entraînant la mise en place de turbidites.

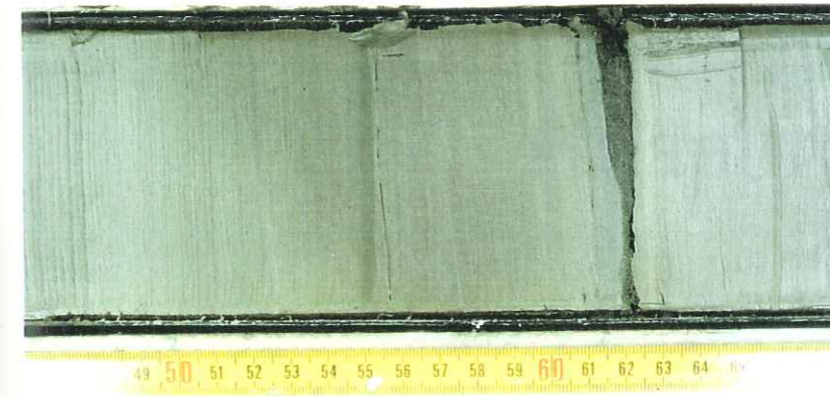
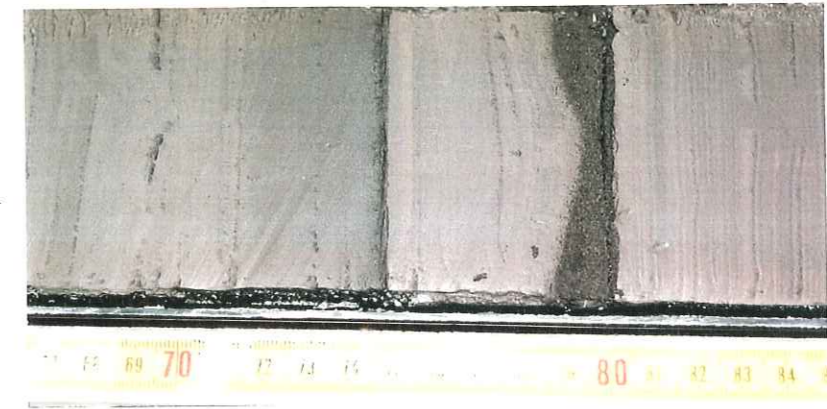
Les lamines de type 2 résulteraient de courants hyperpycnaux de plus grande importance, capable de rendre turbide une grande partie (voire l'ensemble) de la colonne d'eau à la verticale du forage. Ces dépôts correspondraient à des apports continus durant la période estivale, directement liés à la fonte glaciaire.

Les lamines de type 3 résultent de la décantation de fines particules en suspension en période calme. Elles représentent les dépôts d'hiver. A leur base, les niveaux de grains plus grossiers pourraient résulter d'apports éoliens.

Les lamines de type 4 et 5 sont dominées par des processus de décantation de calcite. La précipitation de cette calcite serait induite par des blooms algaires dans l'épilimnion.

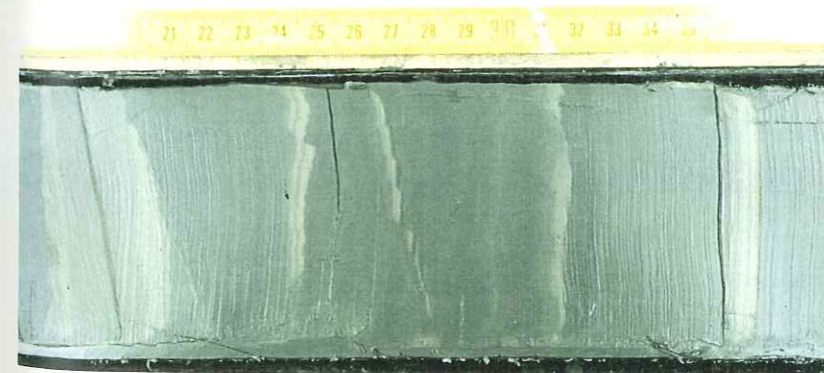
La lamination dans l'unité 2 est constituée de triplets que j'interprète comme un signal annuel. Dans les unités 1 et 3a, un signal annuel est probablement présent, mais il semble nécessaire d'effectuer un comptage des lamines de type 3 en lames minces (nécessitant un échantillonnage en continu) afin d'établir une chronologie basée sur la lamination.

Succession de turbidites sableuses et silto-sableuses dans la sous-unité 3a



Turbidite silto-sableuse d'épaisseur variable (due au carottage ?) dans l'unité 3a

Déformation plastique de la lamination dans l'unité 2



Microfailles entraînant un décalage millimétrique de la lamination dans l'unité 2

N.B. Le sommet de chaque photo est situé à gauche de la planche

## Chapitre V

Caractérisation des bassins  
versants et origine du matériel  
sédimentaire terrigénique

## **Chapitre V : Caractérisation des bassins versants et origine du matériel sédimentaire terrigène**

Afin de définir quelles sources sédimentaires ont alimenté le lac en matériel détritique, une étude a été effectuée sur les bassins versants hydrographiques et glaciaires.

### V-1 : Définition des bassins versants

#### *V-1-1 : Bassins versants hydrographiques*

Le bassin versant hydrographique actuel du lac a été défini dans le chapitre I. On rappellera que la surface actuelle du lac est de 26,5 km<sup>2</sup> pour un bassin versant d'une surface de 280 km<sup>2</sup>.

Le lac postglaciaire de la vallée d'Annecy était toutefois beaucoup plus étendu lorsque sa surface était située à la cote de 460 m. La cote supérieure de ce paléolac est mise en évidence par des dépôts lacustres deltaïques (Monjuvent et Nicoud, 1987; Nicoud *et al.*, 1987). Il s'étendait largement au Nord de l'actuel cours du Fier. Ce dernier se jetait alors dans le lac, augmentant ainsi considérablement la taille du bassin versant hydrographique. Le bassin versant que drainait alors le Fier était d'une surface estimée à 440 km<sup>2</sup> soit 1,8 fois la taille du bassin versant actuel. La surface du lac postglaciaire était alors de 63 km<sup>2</sup>. La figure V-1 présente la morphologie du lac postglaciaire et une carte hypsométrique du bassin versant actuel et du bassin versant du Fier. Les limites karstiques signalées sur cette figure ainsi que le tracé du lac postglaciaire ont été dessinés d'après des données de Nicoud (Nicoud et Manalt, 1994).

L'abandon de la dépression lacustre par le Fier est relativement récente. Elle est parfaitement visible sur les profils sismiques longitudinaux de la campagne Sparker (la géométrie convergente des réflecteurs liée aux apports du Fier passe, lors de cet abandon, à une géométrie strictement parallèle. Ceci est bien visible sur la figure II-13a, chapitre II). Une estimation grossière de la date à laquelle cet abandon s'est produit a pu être réalisée grâce à la corrélation de ces profils avec le forage profond, cette partie du remplissage étant datée (voir chapitre VI). L'âge donné est compris entre 4500 et 7000 ans B.P. Cette datation est évidem-

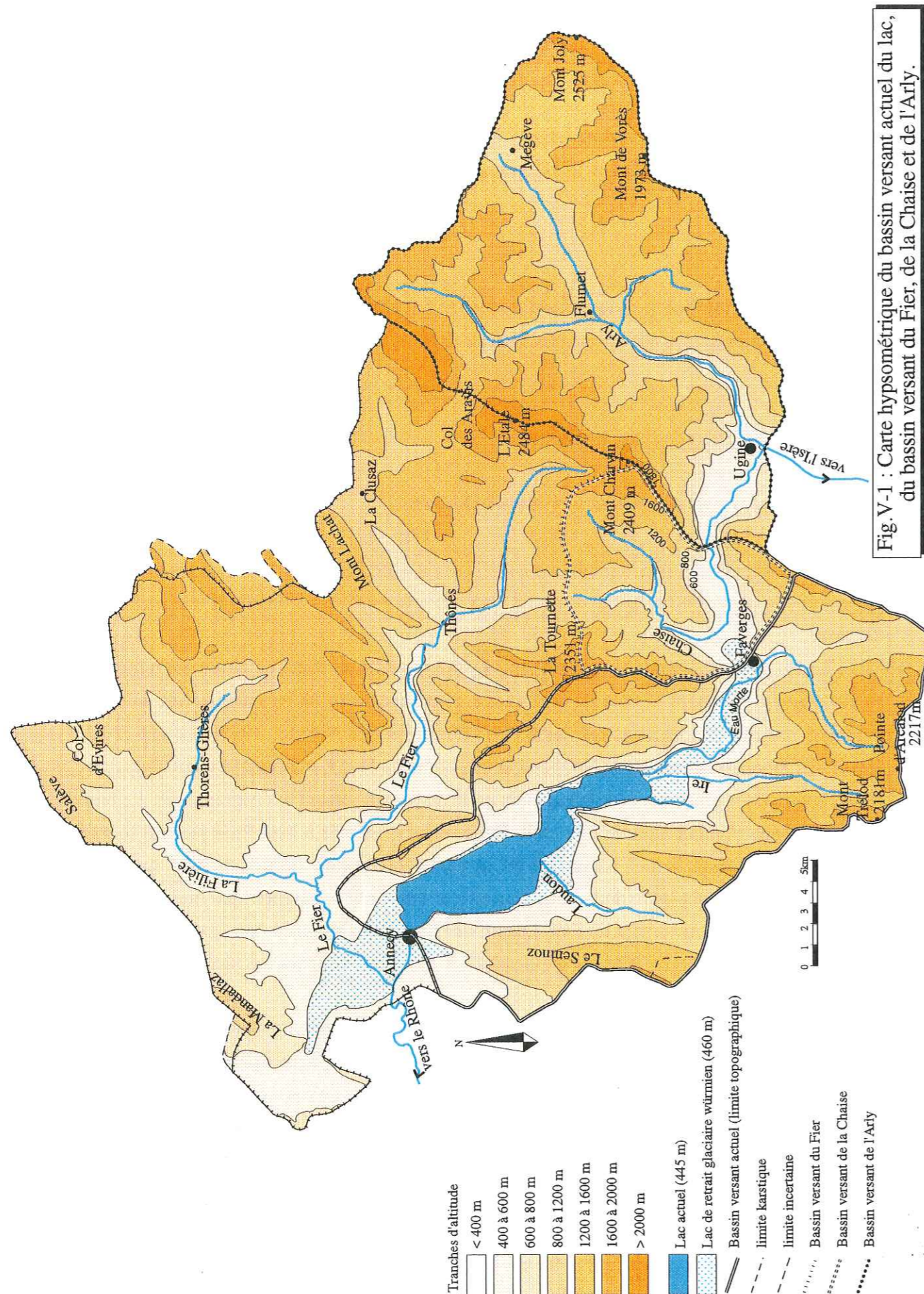


Fig.V-1 : Carte hypsométrique du bassin versant actuel du lac, du bassin versant du Fier, de la Chaise et de l'Arly.

ment peu précise puisque liée à la résolution de la sismique. Elle doit être considérée comme un ordre de grandeur. On retiendra donc que l'abandon du Fier s'est produit au milieu de l'Holocène.

V-1-2 : Bassins versants glaciaires

La vallée d'Annecy se situait au contact de deux flux glaciaires distincts (Campy *et al.*, 1990; Négrel *et al.*, 1997). Ils sont visibles sur la figure I-15 (chapitre I). L'un vient du Nord-Est et est constitué du glacier du Rhône augmenté du glacier de l'Arve. Il arrive dans la plaine annécienne *via* le col d'Evires. S'y joint également le glacier en provenance de la vallée du Fier. L'autre flux glaciaire provient du Sud-Sud-Est. L'existence de ce flux glaciaire est confirmée par l'analyse de la stratigraphie sismique haute-résolution effectuée par P. Van Rensbergen, qui met en évidence un recul du glacier en direction du Sud, à partir de la géométrie de l'unité basale (voir chapitre I). Ce glacier est probablement originaire de la vallée de l'Arly (augmenté d'une difflue du glacier de l'Arve *via* le col de Megève), actuel affluent de l'Isère (voir paragraphe V-2). Le bassin versant hydrographique de l'Arly est de taille relativement réduite (235 km<sup>2</sup>, soit environ la taille du bassin versant actuel du lac). Sa morphologie est présentée sur la figure V-1. Un flux glaciaire en provenance de la vallée de la Chaise venait s'ajouter au glacier de l'Arly avant de pénétrer dans la cluse annécienne. Le bassin versant hydrographique de la Chaise (67,5 km<sup>2</sup>) est également présenté sur la figure V-1.

Une étude sommaire de la répartition altitudinale des différents bassins versants évoqués a été effectuée et est présentée sur la figure V-2. Le bassin versant du lac actuel et celui du Fier semblent de ce point de vue assez comparables. C'est la tranche 800-1200 m qui contient le pourcentage de surface le plus élevé (environ 30%). Le bassin versant de la Chaise est légèrement plus élevé. Le bassin versant de l'Arly, par contre, est franchement plus haut, puisque pratiquement 40% de sa surface sont compris entre 1200 et 1600 m d'altitude.

V-2 : Caractérisation des bassins versants par les cortèges de minéraux argileux

Les minéraux argileux présents dans un remplissage sédimentaire lacustre peuvent être hérités du bassin versant (issus des formations géologiques affleurantes ou d'évolutions pédogénétiques) ou d'origine authigène. Pour cette dernière, la genèse de minéraux argileux dans les lacs d'eau douce s'effectue essentiellement dans les environnements suivants :

- environnement riche en silice.

Des cas de genèse de nontronite (smectite riche en fer), associée à un sédiment riche en

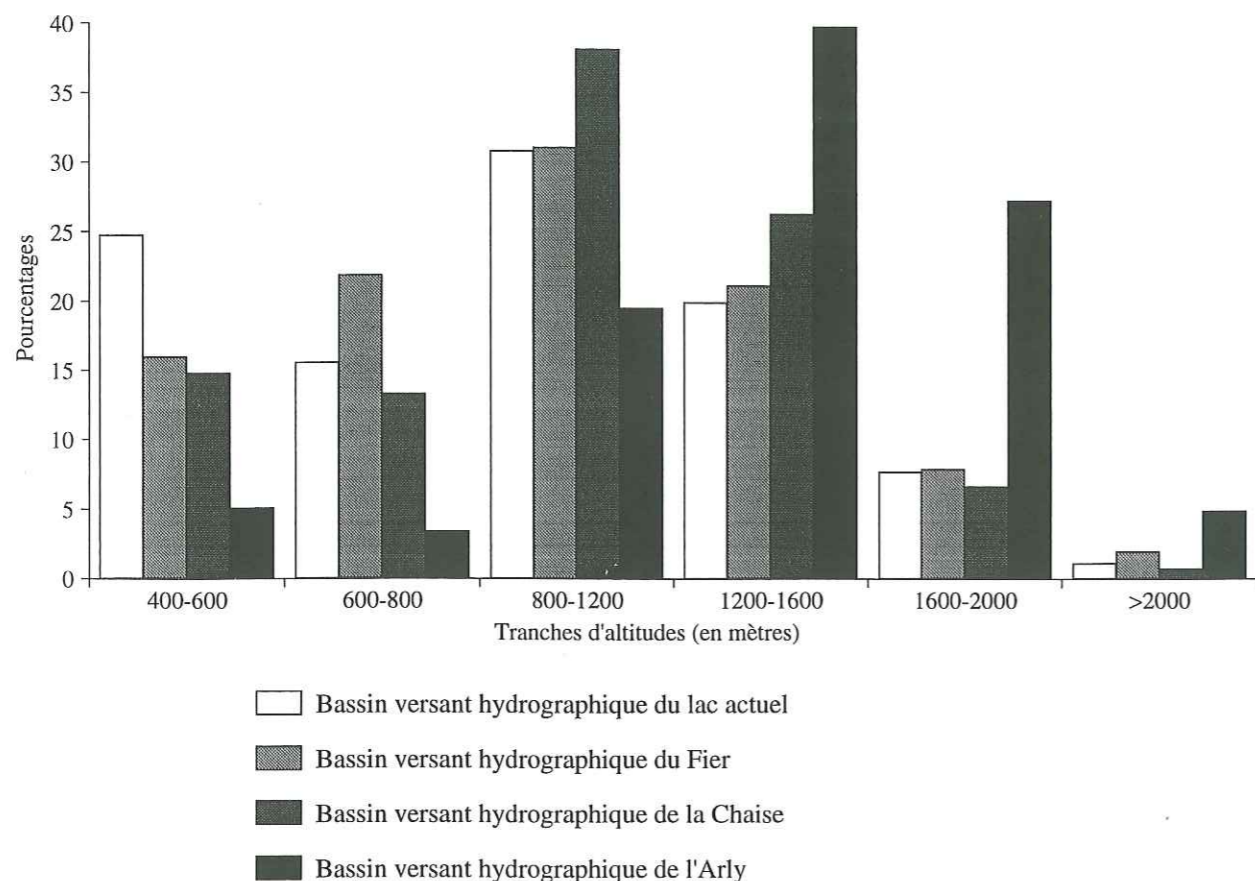


Fig. V-2 : Répartition altitudinale dans le bassin versant actuel du lac d'Annecy et dans les bassins versants du Fier, de l'Arly et de la Chaise

diatomées (silice d'origine hydrothermale) ont été observés (Lac Malawi, Müller et Forstner (1973) in Chamley, 1989). De la nontronite a également été inventoriée dans le lac Washington (Shapiro *et al.* (1979) in Chamley, 1989) sans présence d'activité hydrothermale. Elle serait liée à une intense activité organique.

- environnement volcanique.

Il peut entraîner la genèse de smectite liée à l'évolution de matériel igné subamorphe. Ce processus est toutefois difficile à distinguer de l'altération subaérienne ou subaquatique du matériel volcanique, qui génère les mêmes minéraux (Chamley, 1989).

Il ne sera pas fait état ici des différents minéraux argileux authigènes en milieu lacustre salin, le lac d'Annecy n'ayant jamais fourni d'indices de ce type d'environnement.

Le lac d'Annecy n'est pas (et n'a pas été) situé sous une importante influence volcanique (seule une très faible partie du bassin versant du Fier présente quelques éléments de ce type, les Grès de Taveyannaz). Les cortèges de minéraux argileux ne comprennent pas de nontronite. Il faut donc admettre que l'ensemble des minéraux argileux relevés dans les différents sondages est d'origine terrigénique, en provenance des bassins versants, glaciaires ou

hydrographiques. C'est pourquoi une analyse des minéraux argileux présents dans les bassins versants précédemment évoqués a été effectuée.

Un échantillonnage (27 échantillons) portant sur les différentes formations affleurant dans les bassins versants concernés a été réalisé (Tableau V-1). Une localisation des échantillons prélevés et leur contenu en minéraux argileux sont présentés sur la figure V-3.

Echantillon	Lithologie	Stratigraphie
BV2	Fluvio-glaciaire	Post Würm
BV24	Moraine	Würm
BV14	Moraine	Würm
BV13	Moraine	Würm
BV16	Moraine	Würm
BV18	Moraine	Würm
BV19	Moraine	Würm
BV25	Moraine	Würm
BV26	Moraine	Würm
BV1	Banquette fluviale	Interglaciaire Riss-Würm
BV22	Molasse marine	Burdigalien
BV21	Molasse continentale	Base Burdigalien
BV20	Molasse continentale	Aquitaniens
BV23	Molasse continentale	Chattien inférieur
BV15	Molasse continentale	Chattien inférieur
BV17	Molasse continentale	Oligocène
BV6	Flysch	Oligocène inférieur à moyen
BV5	Shales à Melettes	Oligocène inférieur à moyen
BV9	Shales à Melettes	Oligocène
BV4	Shales à Melettes	Oligocène inférieur à moyen
BV3	Shales à Melettes	Oligocène inférieur à moyen
BV27	Shales	Berriasien-Aptien
BV7	Marnes	Néocomien (Valanginien)
BV8	Marnes	Néocomien (Valanginien)
BV10	Terres Noires (schistes)	Bathonien-Oxfordien inférieur
BV11	Schistes, sch. à nodules	Lias
BV12	Schistes	Westphalien-Stéphanien

Tab. V-1 : Stratigraphie et lithologie des échantillons prélevés sur les bassins versants

La position des différents bassins versants a également été resituée sur la carte géologique simplifiée. On constate que le bassin versant du Fier et le bassin versant du lac actuel (Fig. I-8, chapitre I) semblent relativement similaires : les terrains Crétacé sont les plus représentés. La molasse continentale (Oligocène sup.- Aquitaniens) y est également présente. Tou-

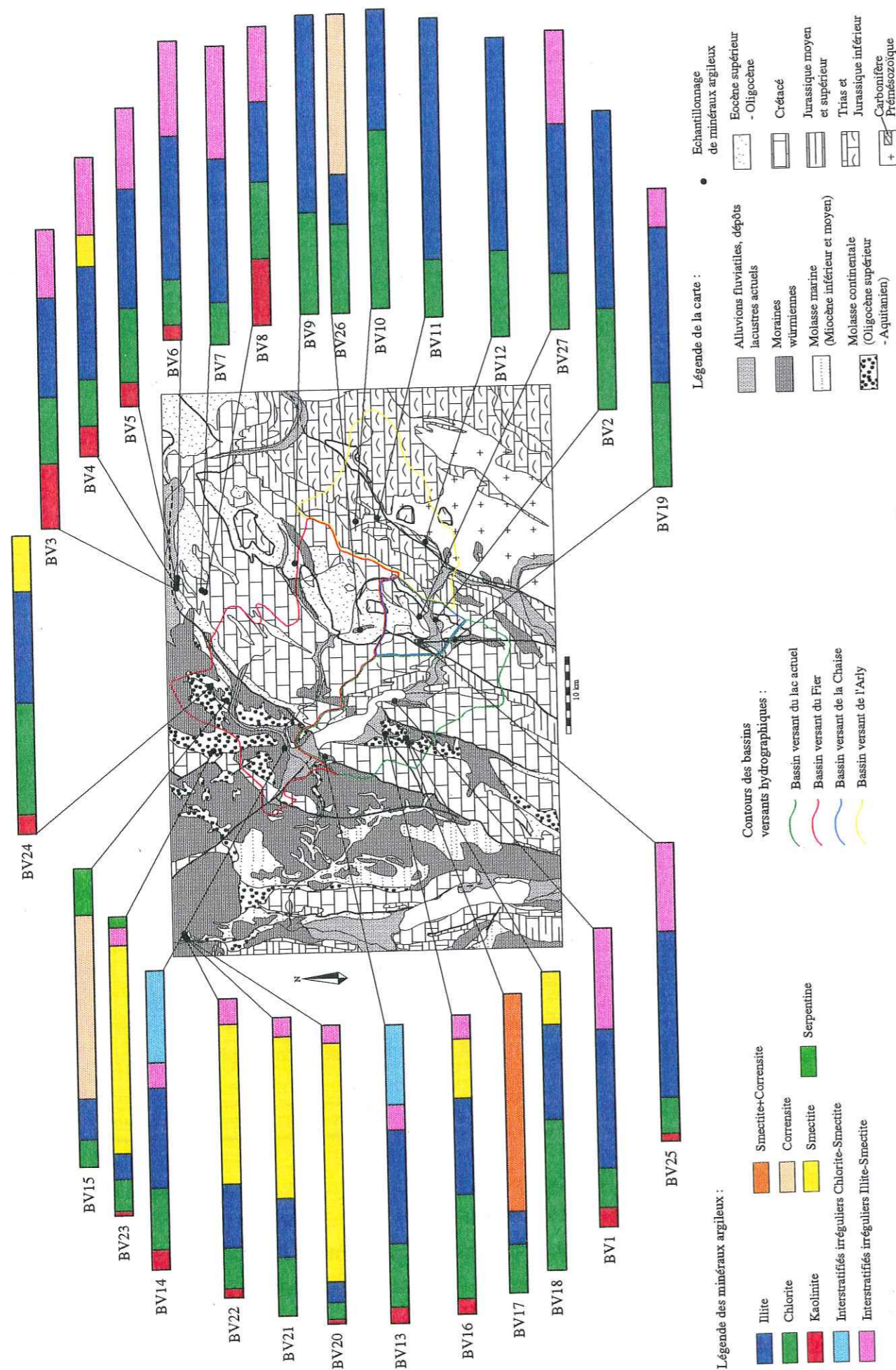


Fig. V-3 : Echantillonnage des minéraux argileux et géologie des bassins versants

tefois, les terrains Eocène supérieur - Oligocène affleurent sur une surface plus importante dans le bassin versant du Fier. Le bassin versant de la Chaise semble comparable à celui du Fier, la présence de la molasse continentale exceptée.

Le bassin versant de l'Arly est, lui, bien différencié puisque les terrains les plus représentés sont les séries liasique et jurassique inférieure. C'est également le seul bassin versant où affleurent des terrains pré-mésozoïques. Le reste du bassin versant est constitué essentiellement par les terrains jurassiques (moyen et supérieur).

Les échantillons des bassins versants contiennent tous les minéraux reconnus sur les différents forages : chlorite, illite, interstratifiés irréguliers 10-14S, «smectite» et kaolinite. Quelques échantillons contiennent des minéraux non reconnus par ailleurs : corrensité, interstratifiés irréguliers 14-14 (chlorite - smectite) et serpentine. Lorsque la corrensité et la «smectite» sont présentes dans le même échantillon, il n'a pas été possible de déterminer les quantités relatives de ces deux minéraux (superposition des pics sur les diffractogrammes). On s'est alors contenté d'indiquer le pourcentage de l'ensemble corrensité + «smectite».

On constate que les échantillons prélevés dans les séries pré-mésozoïques, liasiques et jurassique moyen (BV 10, BV 11, BV 12) ne contiennent que deux minéraux argileux, l'illite et la chlorite. Ils sont situés dans le bassin versant de l'Arly. Cette constitution particulière est liée à leur position stratigraphique, à la base de la couverture des massifs cristallins externes. Ces terrains ont également subi une surcharge tectonique lors du chevauchement des nappes préalpines sur les massifs subalpins (comme en témoignent les klippes des Annes et de Sulens, Chaplet, 1989; voir chapitre I). Ceci aurait permis la recristallisation des minéraux argileux initialement contenus dans la série en illite et chlorite, par évolution diagénétique (voir Figure V-4). Cette diagenèse au niveau bord subalpin a été reconnue par ailleurs (Aprahamian, 1974, 1988).

Les terrains d'âge Crétacé et Tertiaire contiennent les minéraux argileux reconnus dans les différents forages, à savoir chlorite, illite, interstratifiés irréguliers 10-14S, «smectite» et kaolinite. La molasse continentale est riche en «smectite» et révèle parfois la présence de corrensité et de faibles quantités de serpentine.

Les formations quaternaires (moraines, alluvions fluviales) contiennent les mêmes minéraux que les séries Crétacé - Tertiaire. Seule la serpentine n'est pas représentée dans ces formations. On notera également la présence d'interstratifiés 14C-14S dans deux échantillons prélevés dans la moraine würmienne (BV 13 et 14). Il faut également signaler la composition particulière d'un échantillon prélevé dans une banquette fluvio-glaciaire de la vallée de la Chaise (BV 2), qui contient exclusivement de la chlorite et de l'illite.

PROF.	LITHOLOGIE	Porosité	ZONE	M I N E R A U X			
1 km	BOUE ARGILEUSE	90-70%	DIAGENÈSE PRECOCE	ILLITE (I)	CHLORITE (C)	KAOLINITE (K)	SMECTITE (Sm) VERMICULITE (V) Interstratifiés irréguliers
2 km	ARGILE PLASTIQUE	80-40%					Mg / K, Na (C-V) (I-V) (C-Sm) (I-Sm)
3 km	ARGILE COMPACTE	40-25%	DIAGENÈSE PROFONDE (Temp. > 100°C)	CRISTALLINITE CROISSANTE		DICKITE NACRITE	CORRENSITE ALLEVARDITE C-Sm I-Sm
4 km	ARGILITE	7%					
5 km	ARGILITE FISSILE	4%	ANCHIZONE	ILLITE MUSCOVITE	CHLORITE	CHLORITE	CHLORITE ILLITE
	SCHISTE	3%	EPIZONE				
				M I C A S , C H L O R I T E S			

Fig. V-4 : Evolution schématique des argiles au cours de la diagenèse d'enfouissement pour un gradient géothermique normal d'après Chamley, 1987.

Comme cela a été effectué sur les échantillons prélevés en forage la mesure de la cristallinité de l'illite (présente dans tous les échantillons) a été réalisée. L'indice de Kübler (Kübler, 1966 in Holtzapffel, 1985) a donc été mesuré (les échantillons BV 15, BV 17 et BV 26 n'ont pu être pris en compte en raison de la présence de corrensite, qui se superposant au pic de l'illite à 10 Å sur l'essai glycolé, empêche la mesure exacte de cet indice). Ces indices s'étalent de 0,2 à 0,7°2θ et sont présentés sur la figure V-5.

Il apparaît que malgré le faible nombre de mesures effectuées, les seuls échantillons à présenter un indice de Kübler inférieur à 0,3°2θ se situent dans le bassin versant du cours d'eau Arly. Si l'on compare ces données avec la carte établie par Aprahamian (1988, Figure V-6) présentant la cartographie du métamorphisme faible à très faible de la zone en fonction de la cristallinité de l'illite, seul le bassin versant de l'Arly contient des terrains situés dans l'anchizone et dans l'épizone. Même si le protocole de préparation des minéraux argileux n'est pas strictement le même que celui que nous avons observé, c'est bien dans cette zone que les indices de cristallinité de l'illite sont les plus faibles. Ceci est lié à l'évolution diagénétique de l'illite (Fig. V-4), qui recristallise lors de son enfouissement et/ou lorsqu'elle subit une surcharge tectonique (Kübler, 1964, Kübler, 1967, Kirsch, 1983 in Aprahamian, 1988; Deconinck et Debrabant, 1985).

Les échantillons non prélevés dans le bassin versant de l'Arly présentent globalement des indices de Kübler plus élevés. Trois seulement présentent un indice inférieur à 0,35 (BV 16, 18 et 21 : indice de Kübler de 0,3).

On retiendra donc que seul le bassin versant de l'Arly montre une composition argileuse spécifique, peu diversifiée (chlorite et illite) et que l'illite contenue dans ce bassin versant possède une cristallinité supérieure à celle des autres échantillons. Les prélèvements

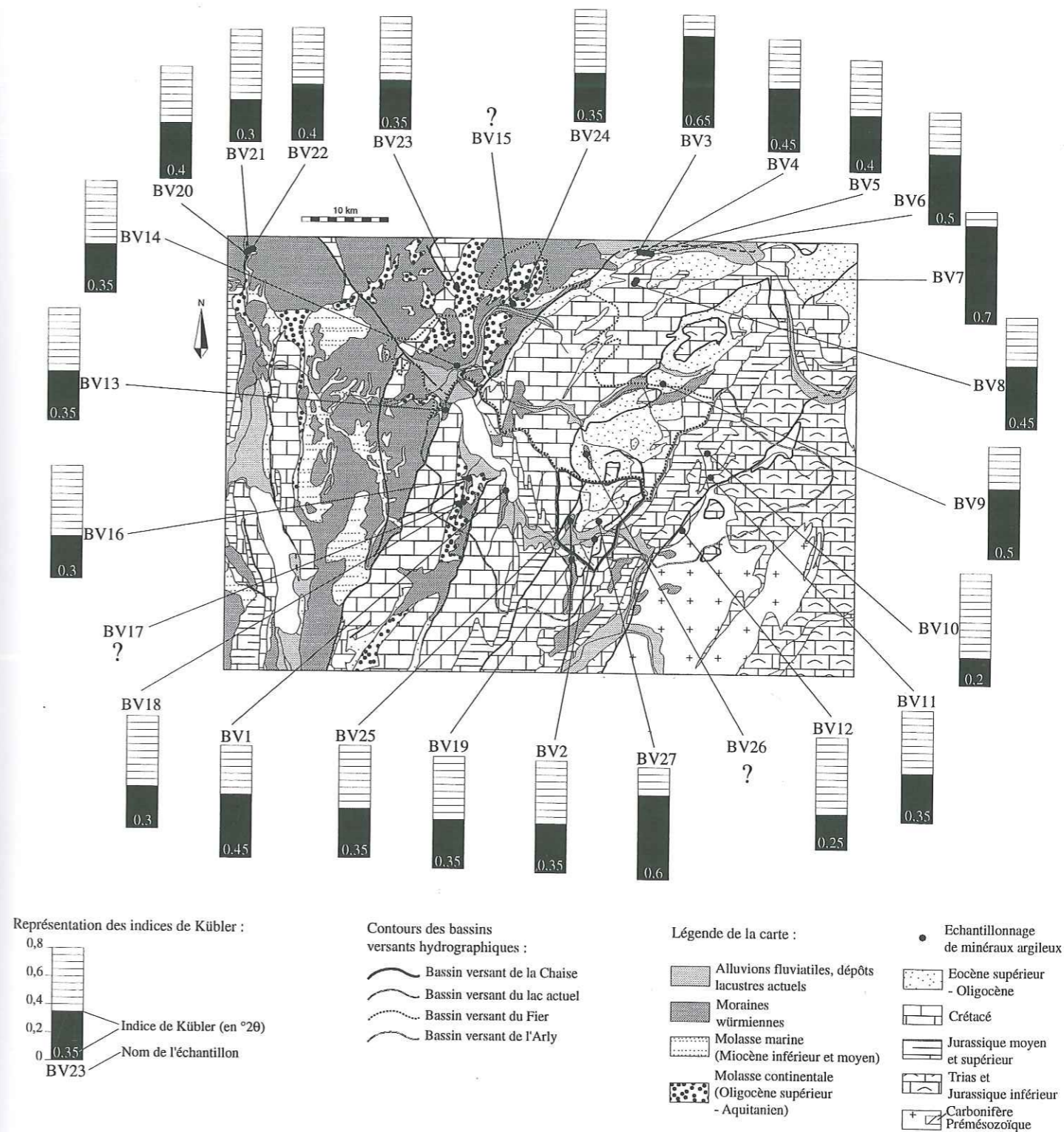


Fig. V-5 : Répartition des indices de Kübler dans les échantillons des différents bassins versants

effectués dans les Bornes et le bassin molassique contiennent tous les minéraux argileux présents dans les forages. On notera également que la smectite est présente en quantité relativement faible, excepté dans quelques échantillons prélevés dans le bassin molassique (BV 22 : molasse marine et BV 20, 21, 23 : molasse continentale). Toutefois, la «smectite» existe

en quantité importante dans les calcaires du Crétacé supérieur (plus de 50% du cortège argileux, Deconinck et Debrabant, 1985) qui affleurent sur de très faibles surfaces dans le bassin versant du lac actuel et du Fier.

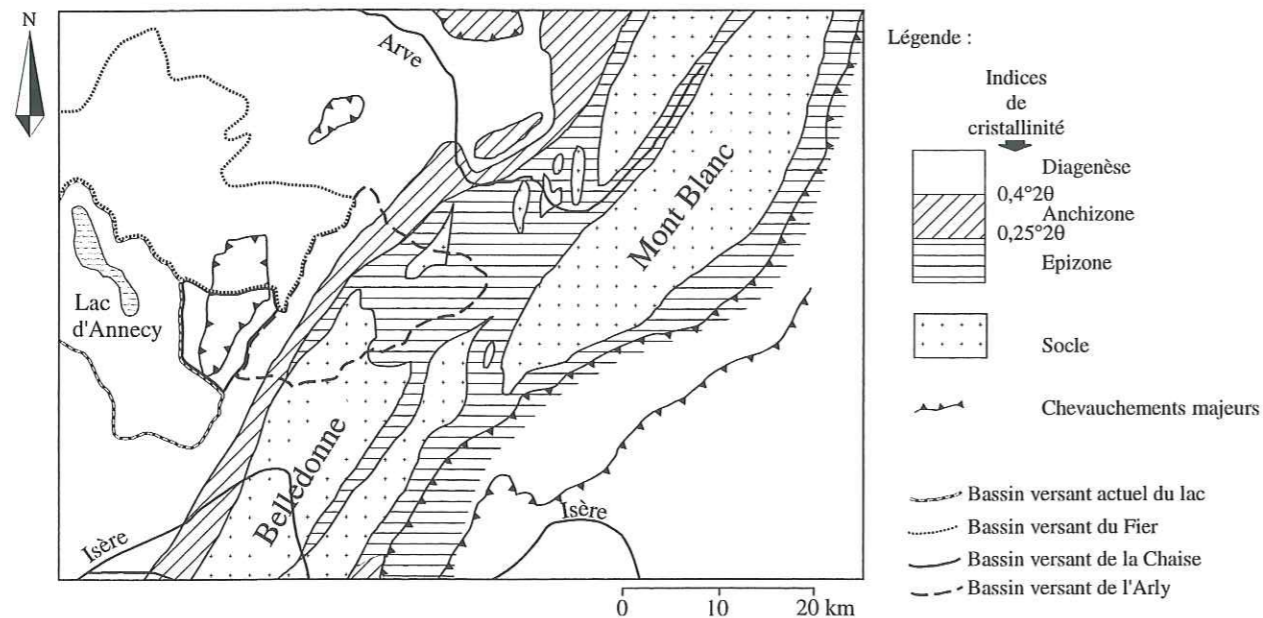


Fig. V-6 : Carte des limites du métamorphisme faible à très faible dans les massifs cristallins externes et le bord subalpin, d'après Aprahamian, 1988

V-3 : Conclusions sur la provenance du matériel argileux présent dans le remplissage sédimentaire du lac

Si l'on compare ces données sur les bassins versants et les cortèges argileux identifiés sur le forage profond (chapitre 3), on constate que la composition particulière de l'unité 2, très nettement dominée par la chlorite et l'illite, ne peut trouver sa source que dans les séries situées dans le bassin versant de l'Arly. Ce dernier est en effet le seul à ne contenir que ces deux minéraux. L'analyse des indices de Kübler confirme cette hypothèse, puisque l'illite contenue dans l'unité 2 est mieux cristallisée que dans les autres unités sédimentaires. Cette illite «bien cristallisée» n'est disponible que dans le bassin versant de l'Arly.

L'état de la matière organique remaniée reconnue dans l'unité 2 semble confirmer cette interprétation. C'est en effet dans cette unité qu'elle apparaît comme ayant subi les remaniements et la déshydrogénation la plus forte (Index d'Hydrogène nul). Cette altération poussée suggère que cette matière organique est originaire d'une série ayant subi une diagenèse importante (Manalt *et al.*, 1995). Encore une fois, seule la vallée de l'Arly est susceptible de

fournir un tel type de matériel.

Enfin, l'échantillonnage effectué dans les sédiments fluvio-glaciaires de la vallée de la Chaise (BV 2, Fig. V-3) a révélé un cortège argileux constitué uniquement de chlorite et d'illite. Une telle composition ne peut être originaire du bassin versant de la Chaise qui présente des cortèges plus diversifiés (présence d'interstratifiés irréguliers 10-14S et de faibles quantités de kaolinite, échantillons BV 25 et BV 27). De plus cette terrasse fluvio-glaciaire a donné des indices de paléocourants, indiquant un flux dirigé vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le lac (Doudoux *et al.*, 1992a), dans le sens opposé à la direction actuelle de l'écoulement de la Chaise. Ces dépôts se seraient donc mis en place lors du retrait d'un flux glaciaire en provenance de l'Est, c'est-à-dire de la vallée de l'Arly...

On constatera également que cette interprétation est en accord avec la géométrie de cette unité reconnue en sismique, qui présente un dépôt-centre situé dans la partie Sud du Grand Lac (Fig. II-12, chapitre I).

La limite supérieure de l'unité 2 correspondrait donc à un arrêt brutal des apports en provenance du glacier de l'Arly. La signature argileuse des sédiments contenus dans la sous-unité 3a correspond aux minéraux argileux disponibles dans le bassin versant actuel du lac et dans le bassin versant du Fier. La matière organique remaniée présente dans le sédiment est alors beaucoup moins altérée que dans l'unité 2. Elle proviendrait elle aussi des séries affleurant dans les bassins versants du lac actuel et du Fier.

De nombreux paramètres semblent indiquer que l'unité 1 possède une composition sédimentaire intermédiaire entre celle de l'unité 2 et celle de la sous-unité 3a : pourcentages de chacun des minéraux argileux, indices de Kübler et Index d'Hydrogène de la matière organique. Ceci est interprété comme lié à la présence simultanée des deux flux glaciaires dans la dépression annécienne lors de son dépôt : celui venant du Nord-Est et le flux originaire de la vallée de l'Arly. Le mélange des apports de ces deux flux induirait la composition intermédiaire de l'unité 1.

Ceci implique que lors de la transition unité 1 - unité 2, les apports du flux glaciaire provenant du Nord diminuent fortement au niveau du site du forage profond. On constate toutefois que les variations de cortèges argileux dans le forage des Iles entre les unités B et C (limite corrélée avec la transition unité 1 - unité 2) sont moins brutales que sur le forage profond (les diminutions de pourcentages de «smectite», d'interstratifiés 10-14S et de kaolinite sont moins prononcées). Cela laisse supposer que dans la partie nord du lac, les apports en provenance du flux glaciaire Nord-Est persistent, même s'ils semblent en partie dilués par les apports en provenance du Sud. Dans le forage de Saint-Jorioz, (forage situé le plus au Sud), cette transition présente des caractéristiques identiques à celles observées sur le forage profond.



Les variations de cortèges de minéraux argileux dans l'unité 3b du forage profond (augmentation du taux d'interstratifiés 10-14S et de «smectite» au détriment des autres minéraux présents) peuvent difficilement être imputées à des variations de morphologie du bassin versant du lac. Ces variations sont observables bien avant que le Fier n'abandonne le lac. De plus, comme on l'a vu plus haut, le bassin versant du Fier et le bassin versant du lac actuel ne présentent pas de différence de lithologie importante. D'après la corrélation effectuée entre les données sismiques (où l'abandon du Fier est bien visible, Chap. II, Fig. III-13) et le forage profond, ce changement important de la taille du bassin versant du lac n'est pas enregistré par les cortèges de minéraux argileux... L'augmentation de la quantité de «smectite» et d'interstratifiés 10-14S s'effectue parallèlement à l'augmentation du taux de carbonates et de la quantité de matière organique contemporaine de la sédimentation, elles-mêmes liées au développement de la biomasse du lac et de la végétation sur le bassin versant. Elle est constatée dans la partie superficielle du remplissage correspondant essentiellement aux dépôts holocènes.

L'augmentation de la quantité de ces deux minéraux argileux correspondrait au développement des sols dans le bassin versant (développement rendu possible de par l'amélioration des conditions climatiques). La «smectite» et les interstratifiés irréguliers peuvent tous deux être d'origine pédogénétique : en climat tempéré humide, l'altération des phyllosilicates primaires dans les sols peut conduire notamment à la formation de smectite faiblement à moyennement cristallisée (smectite de dégradation : pseudobisillitisation), avec différents stades intermédiaires générant des interstratifiés irréguliers (Churchman 1980, Millot 1964, 1970 in Chamley 1989). L'hydrolyse peut entraîner des transformations successives à partir de minéraux «pères» comme l'illite et la chlorite.

Les trois étapes suivantes ont été reconnues :

- 1) Chlorite → chlorite ouverte → I.S. chlorite - vermiculite → vermiculite  
Mica → illite ouverte → I.S. illite - vermiculite → vermiculite
- 2) Vermiculite → I.S. vermiculite - smectite → **smectite dégradée** → allophane
- 3) I.S. chlorite - vermiculite → I.S. chlorite - smectite → **smectite dégradée** → allophane  
I.S. illite - vermiculite → **I.S. illite - smectite** → **smectite dégradée** → allophane

Dans la plupart des sols une certaine quantité de minéraux «pères» est préservée (hydrolyse modérée et incomplète, Chamley 1989).

L'évolution des indices du Kübler, qui tendent globalement à augmenter vers le sommet de la série, pourrait également être attribuée à une altération pédogénétique, pouvant

entraîner «l'ouverture» des illites dans les sols (Chamley, 1989).

Cette augmentation du taux de «smectite» et d'interstratifiés 10-14S exprimerait donc l'évolution des conditions climatiques sur le bassin versant : aux «smectites» et interstratifiés 10-14S hérités du substrat, viennent s'ajouter les minéraux issus de la pédogenèse, qui parviennent au bassin lacustre par l'intermédiaire de ses affluents.

Des différences de contenu argileux entre les couches sombres et les couches claires dans l'unité 1 et dans l'unité 2 ont été mises en évidence (voir chapitre IV). Dans l'unité 2, les couches sombres contiennent plus de chlorite et d'illite que les couches claires (au détriment des autres minéraux du cortège). Ceci est dû au fait que les couches sombres sont issues directement des eaux de fonte glaciaires (glacier provenant de la vallée de l'Arly). Les couches claires, au contraire, se mettent en place au printemps et pourraient être liées à la fonte des neiges et/ou à la remise en mouvement du réseau hydrographique affluent au lac, suite au blocage hivernal. Les apports détritiques seraient alors issus du bassin versant actuel du lac augmenté de celui du Fier.

Dans l'unité 1, les différences de constitution entre les couches claires et les couches sombres existent mais sont moins marquées. Ceci serait lié à la présence simultanée dans la dépression lacustre des deux flux glaciaires. La mise en place d'un type de couche résulterait de la prédominance temporaire des apports en provenance de l'un des deux flux sans, toutefois, que les apports en provenance de l'autre flux soient totalement absents. Cette double provenance des apports serait responsable du plus faible contraste et de la complexité de la lamination dans l'unité 1, où il n'a pas été possible de mettre en évidence une cyclicité.

## Chapitre VI

Données chronologiques et  
essai de reconstitution  
paléogéographique de la  
déglaciation

## Chapitre VI : Données chronologiques et essai de reconstitution paléogéographique de la déglaciation

### VI-1 : Données chronologiques sur le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy

La chronologie du remplissage a été abordée par le groupe de recherche CLIMASILAC à l'aide de plusieurs méthodes distinctes : datations  $^{14}\text{C}$  (AMS), palynologie et rythmicité de la sédimentation. Une synthèse des données disponibles est présentée ci-dessous.

#### *VI-1-1 : Datations $^{14}\text{C}$ (AMS)*

Un certain nombre de datations  $^{14}\text{C}$  AMS (étalonnées d'après Stuiver et Reimer, 1993 et Bard *et al.*, 1993, *in* Brauer et Casanova, soumis) ont été réalisées sur des macrorestes végétaux trouvés dans les carottes du forage profond. La figure VI-1 présente ces datations extraites de Brauer et Casanova (soumis). Cinq de ces dates n'ont pas été prises en considération par les auteurs soit parce que les niveaux dont elles sont issues sont considérés comme remaniés, soit parce que ces niveaux présentaient des perturbations dues au carottage. On notera que les âges donnés par quelques échantillons (6 230  $\pm$ 60 ans B.P., 12 160  $\pm$ 60 ans B.P.) sont en désaccord avec leur position stratigraphique. D'après les auteurs, ceci serait lié à un remaniement non reconnu lors de l'analyse sédimentologique des niveaux où ils ont été prélevés.

Il semble toutefois nécessaire de rester critique sur les datations effectuées dans l'unité 1, l'état de la matière organique indiquant que cette dernière y est remaniée. Les deux datations supérieures à 24 000 ans B.P. n'auraient donc pas été effectuées sur de la matière organique contemporaine de la sédimentation mais sur des matériaux prélevés dans le bassin versant et redéposés en milieu (glacio-) lacustre. L'âge indiqué par ces datations serait donc supérieur à l'âge réel du niveau où il a été prélevé. De la même manière, une datation a été effectuée sur un débris de bois trouvé à la cote 130 m (dans l'unité A) du forage des Iles et a livré un âge supérieur à 35 000 ans B.P. (Nicoud et Manalt, 1994). Il s'agirait également de matériel remanié.

Les datations effectuées au sommet de la sous-unité 3a et dans la sous-unité 3b semblent plus fiables, bien que là aussi les remaniements soient possibles. On remarquera égale-

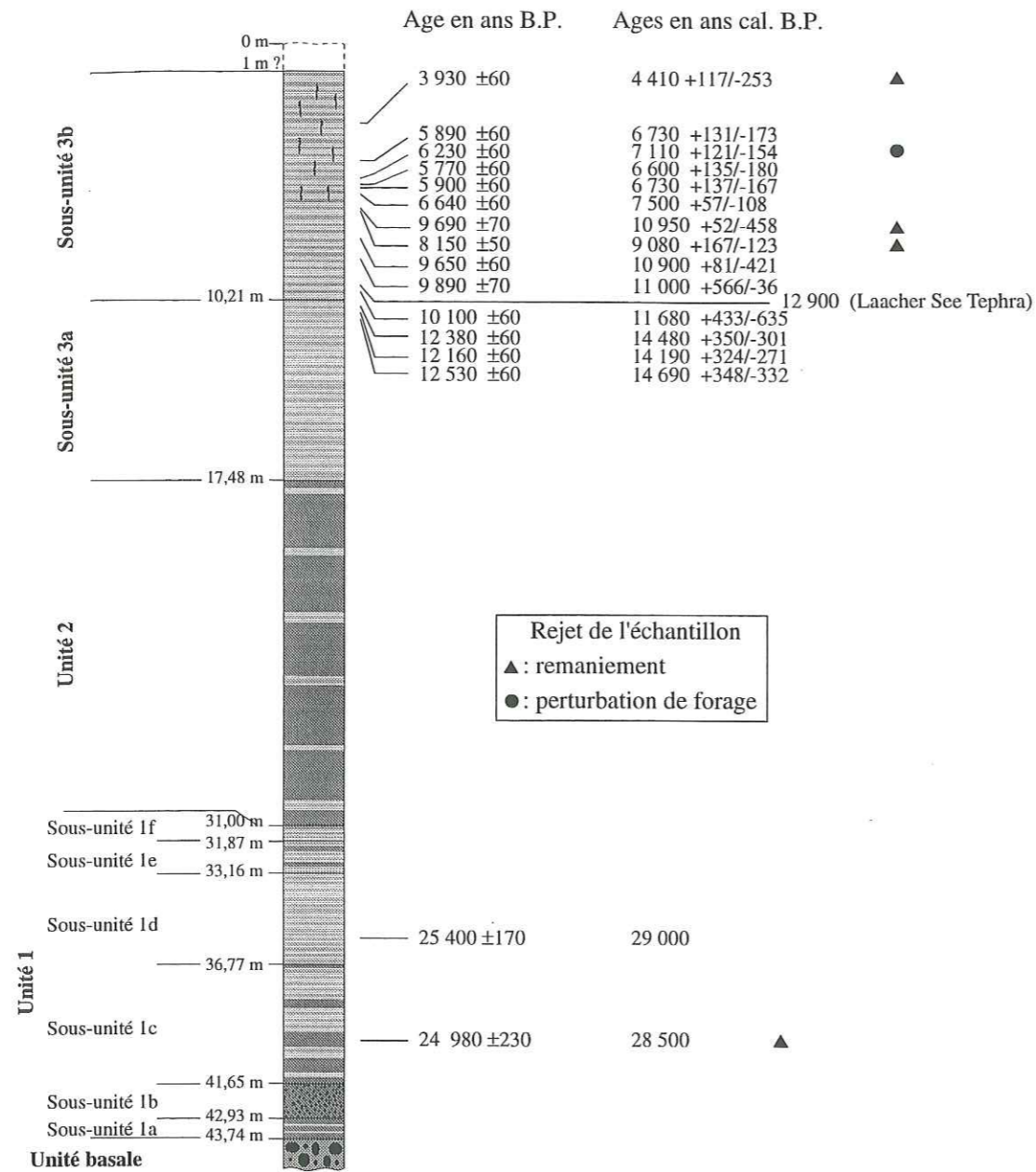


Fig. VI-1 : Datations <sup>14</sup>C du forage profond d'après Brauer et Casanova (soumis)

N.B. La calibration des dates <sup>14</sup>C inférieures à 15 000 ans a été effectuée d'après Stuiver et Reimer, 1993, celle des dates supérieures à 24 000 ans d'après Bard *et al.*, 1993 (U/Th).

ment que la position stratigraphique du Laacher See Tephra, dont l'âge serait de 12 900 ans cal. B.P. (Brauer et Casanova, soumis) ou de 11 000 ans B.P. (Magny, 1995), est en désaccord avec celles des dates <sup>14</sup>C qui l'encadrent...

Les datations <sup>14</sup>C posent donc un certain nombre de problèmes dans le détail de la chronologie tardiglaciaire, essentiellement liés à des remaniements. On peut toutefois retenir que la sous-unité 3b correspondrait globalement à la période holocène, sa base étant datée au <sup>14</sup>C AMS à 10 100 ans B.P.

VI-1-2 : Analyses palynologiques

Les analyses palynologiques du forage profond ont été effectuées par F. David (Laboratoire de Biologie Historique et Palynologie, Faculté des Sciences Saint-Jérôme). Les données et interprétations préliminaires présentées ci-dessous sont issues de David *et al.*, (soumis).

La figure VI-2 présente les différentes biozones définies dans la série sédimentaire. La biozone 1 contient des taxons arboréens mésophiles et des taxons steppiques. Une

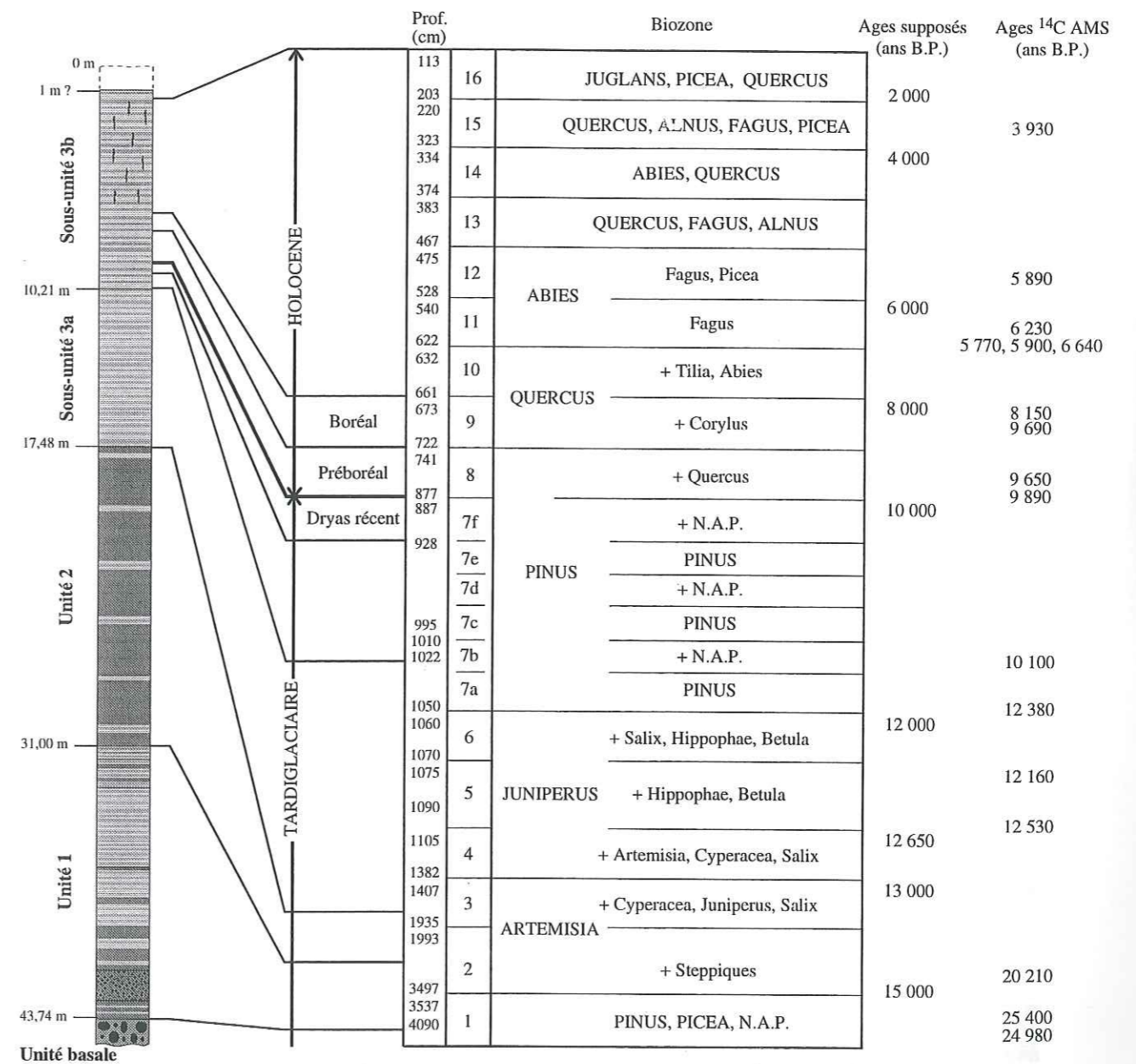


Fig. VI-2 : Analyse palynologique du forage profond d'Annecy (David *et al.*, soumis)

N.A.P.: Pollen non arboréen

telle association proviendrait du remaniement de matériel d'une époque antérieure où s'était établi un couvert forestier. La variation du rapport AP/NAP (Pollens arboréens / Pollens non arboréens) qu'on y observe résulterait de fluctuations d'apports de ces éléments remaniés.

La biozone 2 présente une diminution importante de ces éléments remaniés. Le spectre pollinique est dominé par les taxons steppiques. La concentration en grain diminue et est alors minimale : on passe de 500 grains/g. (dans la biozone 1) à 200 grains/g. Les pollens de *Pinus* et de *Cedrus* résulteraient d'apports éoliens d'origine lointaine. Le début de cette biozone est daté à 15 000 ans B.P.

La biozone 1 et la partie inférieure de la biozone 2 représentent l'unité sédimentaire 1.

Le développement des *Cyperaceae* dans la biozone 3 correspondrait à une amélioration climatique postérieure à 15 000 ans B.P. Par comparaison avec une série située dans le moyen pays romand, cette biozone pourrait être attribuée au Dryas ancien. La base de cette biozone (et le sommet de la biozone précédente) constituent l'unité 2.

Les biozones 4, 5 et 6 mettent en évidence une sur-représentation des taxons de ripisylve (bord de cours d'eau) et laissent supposer que l'alimentation du bassin se fait par l'intermédiaire d'un réseau hydrographique. Par comparaison avec les données présentées dans Ammann et Lotter (1989), cet ensemble de trois biozones pourrait constituer le Bølling.

La base de la biozone 7 qui voit le développement de *Pinus* serait daté à 12 000 ans B.P. Toujours par analogie avec des données de Ammann et Lotter (1989), les biozones 7a, 7b, 7c, 7d et 7e pourraient correspondre à l'Allerød. C'est à partir de la biozone 7 que la proportion d'éléments remaniés devient négligeable. Ceci concorde avec l'augmentation de la quantité de matière organique dans le sédiment constatée dans l'analyse macroscopique et en pyrolyse Rock-Eval.

La biozone 7f est attribuée au Dryas récent. On rappellera que la sous-unité 3a est comprise entre la partie supérieure de la biozone 3 et la partie inférieure de la biozone 7b. Le sommet de la biozone 7b et les biozones supérieures constituent la sous-unité 3b. Les analyses palynologiques montrent donc que la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène (base de la biozone 8, qui correspond au Préboréal) s'effectuerait non pas à la transition sous-unité 3a - sous-unité 3b comme le suggérait la datation  $^{14}\text{C}$  AMS à 10 100 ans B.P. mais plus haut, dans la partie inférieure de la sous-unité 3b. Ceci est en accord avec la datation  $^{14}\text{C}$  AMS à 9 890 ans B.P.

La biozone 9 est attribuée au Boréal, son sommet daté à 8 000 ans B.P. Les autres dates données par les limites de biozones (6 000 ans B.P. au sommet de la biozone 11, 4 000 ans B.P. au sommet de la biozone 14 et 2 000 ans B.P. au sommet de la biozone 15) sont en accord avec les datations au  $^{14}\text{C}$ . Les concentrations polliniques sont maximales dans la biozone 15 où elles fluctuent entre 25 000 et 70 000 grains/g.

On notera que c'est dans la biozone 12 que sont perceptibles les premières actions anthropiques sur la végétation.

### VI-1-3 : Rythmicité sédimentaire

Un certain nombre d'informations est donné par la rythmicité de la sédimentation observée dans le forage profond.

On rappellera qu'au sein de l'unité 2, une lamination annuelle semble avoir été observée (voir chapitre IV). Cette cyclicité reconnue en lames minces est visible macroscopiquement en raison du fort contraste de couleur constaté entre les lamines de printemps et les lamines d'été. J'ai donc effectué un comptage d'après photos sur la totalité de l'unité 2. Elle contiendrait 562 rythmites. Un travail plus récent a été effectué par A. Brauer (G.F.Z., Potsdam). Le comptage effectué par ce dernier (Brauer et Casanova, soumis) a été réalisé sur lames minces (prélevées en continu). Quatre cent cinquante rythmites (marge d'erreur estimée à 6%) ont été reconnues, soit 20% de moins que le comptage effectué par mes soins. Cette différence pourrait être liée au fait que le comptage effectué sur photos n'est pas basé sur la reconnaissance de la lamine très fine déposée durant l'hiver mais sur la succession lamine claire (de printemps, induite par la fonte des neiges et/ou les précipitations) - lamine sombre (d'été, induite par la fonte glaciaire). Ce dernier ne tient donc pas compte d'éventuelles récurrences de la lamine claire au sein de la lamine sombre supérieure, rendues possibles par d'éventuelles périodes pluvieuses durant l'été. On retiendra donc que la durée du dépôt de l'unité 2 est inférieure à 500 ans. Le taux de sédimentation moyen serait de l'ordre de 3 cm/an.

Un signal annuel a également été reconnu dans la lamination de la sous-unité 3a (présence de lamines de type 3, déposées durant la période hivernale). Toutefois, la finesse de la lamination et la faiblesse des contrastes entre les différentes lamines n'ont pas permis d'effectuer un comptage d'après photos. Ce comptage a été effectué sur lames minces (Brauer et Casanova, soumis). Environ 2 000 rythmites annuelles ont été reconnues dans cette sous-unité, qui laissent évidemment supposer une durée de dépôt de deux millénaires (taux de sédimentation : 3,6 mm/an).

Un comptage de ces lamines d'hiver a pu être effectué par A. Brauer depuis la base de la sous-unité 3b jusqu'au niveau du repère chronologique donné par le Laacher See Tephra (LST). Le dépôt de la sous-unité 3b débiterait environ 1 000 ans avant la mise en place de ce téphra.

Ces datations données par comptage de varves et calées sur le LST sont en accord avec la chronologie proposée à partir des analyses palynologiques. La figure VI-3 résume les âges supposés des limites d'unités sédimentaires à partir de ces deux méthodes. Une incertitude demeure toutefois pour la chronologie de la base du forage profond. En effet, il n'a pas été possible d'effectuer de comptage dans l'unité 1 du forage profond, la carotte AN-I présentant à cet endroit de nombreuses perturbations de forage. La biozone située à la base du forage, constituée de matériel remanié ne fournit pas d'indication chronologique. L'indication chronologique la plus ancienne est donc donnée par la datation de la base de la biozone 2, située 4 m sous le sommet de l'unité 1 (dans la sous-unité 1d), et estimée à 15 000 B.P. L'incertitude

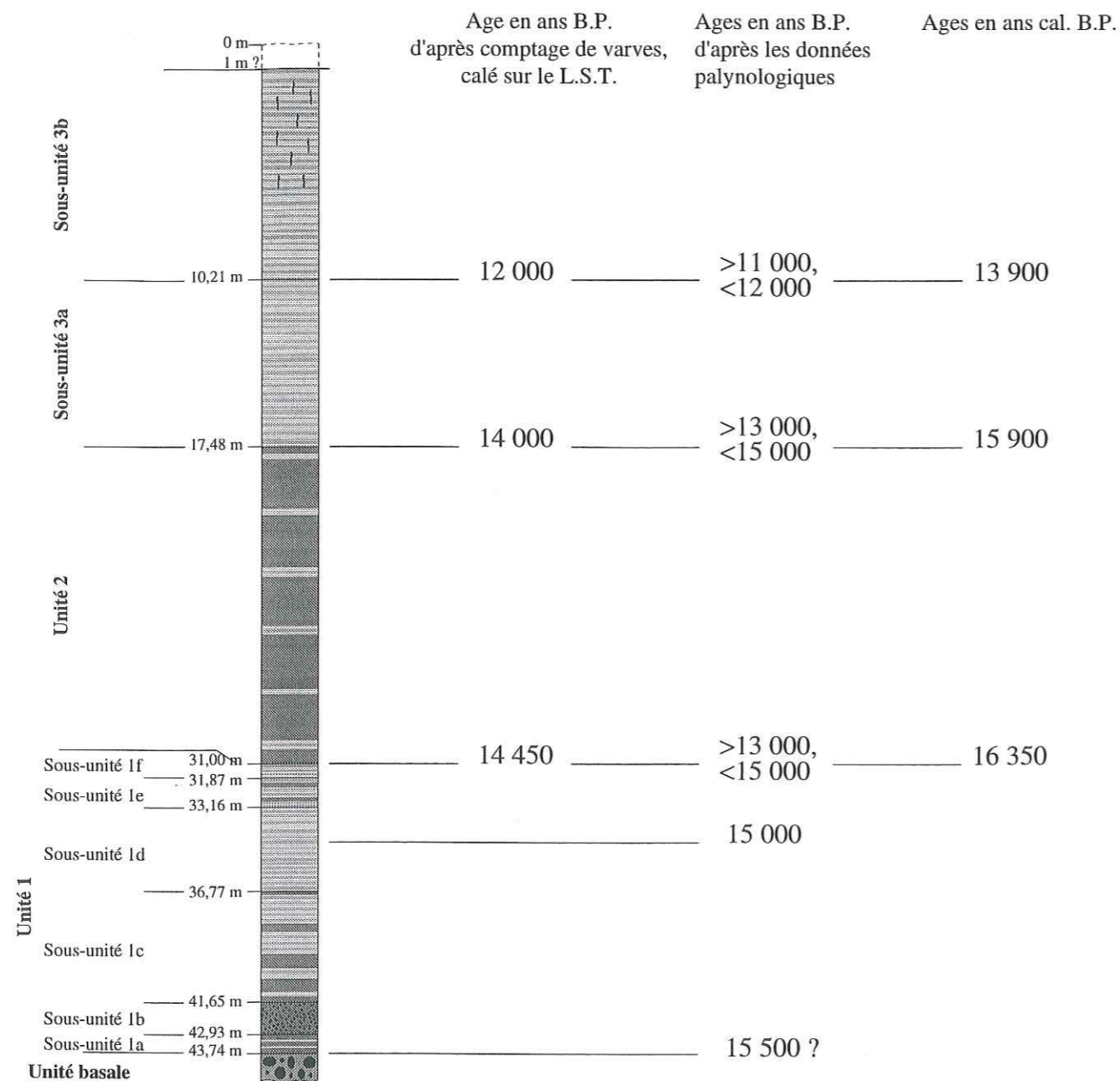


Fig. VI-3 : Datations des différentes limites d'unités d'après les données palynologiques (David *et al.*, soumis) et les analyses de rythmicité annuelle (Brauer et Casanova, soumis).

de la chronologie concerne donc les 8,6 m inférieurs de l'unité 1.

Un certain nombre d'observations sédimentologiques laissent toutefois supposer un taux de sédimentation très important lors du dépôt de la base de l'unité 1. La lamination observée macroscopiquement dans les sous-unités 1a et 1c met en évidence des couches gris sombre très épaisses (jusqu'à 20 cm) et homogènes (planche photo n° I, chapitre III). Ces dernières se sont mises en place en milieu proglaciaire, lorsque les apports des eaux de fonte

étaient très importants. Bien que cela n'ait pu être vérifié par l'analyse microscopique, on peut supposer que le dépôt d'une de ces lamines s'est effectué au cours d'un seul épisode sédimentaire, soit une durée inférieure à un an. Cette supposition est étayée par les observations microscopiques effectuées ailleurs sur la carotte : les arrêts sédimentaires liés à la période hivernale mis en évidence sur les lames minces correspondent toujours à une limite de couche visible macroscopiquement (même lorsque ceux-ci séparent deux couches peu contrastées). L'homogénéité de ces couches sombres laisse donc supposer une mise en place continue de la base au sommet, sans arrêt sédimentaire ni changement des sources d'apports. Une telle interprétation induit un taux de sédimentation très élevé pour ces sous-unités puisqu'il serait parfois supérieur à 20 cm/an. Ce dernier n'est toutefois pas extrapolable à toute la base de l'unité 1, puisque ces lamines sombres et épaisses diminuent d'épaisseur progressivement au sein de la sous-unité 1c. Quoiqu'il en soit la mise en évidence du dépôt de l'unité 1 en conditions proglaciaires induit un taux de sédimentation élevé. Lister (1984) indique des taux de sédimentation supérieurs à 10 cm/an dans les unités proglaciaires de la base du remplissage du lac de Zürich. Glenn et Kelts (1991) ont montré que dans les lacs proglaciaires, les taux de sédimentation sont très fréquemment supérieurs à 1 cm/an.

De même la composition de la sous-unité 1b (sables et graviers, enrobés dans une matrice grisâtre silto-argileuse) indique une mise en place en milieu proximal et a pu s'effectuer très rapidement.

On peut donc supposer que le dépôt de la base de l'unité 1, alimentée par des eaux de fonte glaciaire, s'est effectué très rapidement. Un temps de dépôt **maximal** de 500 ans (probablement inférieur) pour les 8,6 m inférieurs de l'unité 1 peut être raisonnablement avancé. Il correspond à un taux de sédimentation moyen de 1,8 cm/an. Ce chiffre de 500 ans est évidemment peu précis; cependant on retiendra que l'analyse sédimentologique indique un taux de sédimentation très important pour la base du forage profond, et que cette dernière s'est donc déposée durant un laps de temps très court. D'après cette hypothèse, la base de l'unité 1, mise en place consécutivement au dernier retrait glaciaire dans la dépression lacustre annécienne serait datée à environ 15 500 ans B.P.

#### VI-2 : Essai de reconstitution paléogéographique de la déglaciation dans la cluse annécienne

L'étude du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy a permis d'identifier différentes unités sédimentaires reflétant des conditions de dépôt et des sources d'apports distinctes. Une reconstitution des différentes phases de la déglaciation est tentée d'après ces données. Ces dernières sont toutefois indirectes puisqu'elles ne portent que sur l'enregistrement sédimentaire, dans le lac, des variations environnementales dans le bassin versant (glaciaire ou hydrographique). Cette reconstitution est également basée sur des observations morphologi-

ques et des données bibliographiques lorsque ces dernières existent. On retiendra toutefois que la position des appareils glaciaires indiquée sur les figures suivantes est approximative. Le scénario proposé est donc susceptible d'expliquer les observations et interprétations effectuées mais ne constitue au mieux qu'une approximation de l'évolution paléogéographique de la zone d'étude.

Comme cela a été abordé dans le chapitre I, la disparition du glacier rhodanien, principal flux glaciaire des Alpes du Nord-Ouest, se serait effectuée par ablation sur place de glaces mortes, déconnectées de leur zone d'alimentation et non par recul du front glaciaire (Nicoud, 1985; Monjuvent et Nicoud 1988; Campy *et al.*, 1990). Trois stades principaux de fusion ont été mis en évidence par Campy *et al.*, 1990. Le dernier de ces stades est présenté sur la figure VI-4. On constate que la dépression annécienne est alors encore englacée et qu'elle se situe au contact de deux flux glaciaires, l'un en provenance du Nord-Est *via* le col d'Evires et constitué par une diffluence du glacier de l'Arve, l'autre en provenance du Sud. L'origine de ce dernier n'est pas précisée mais d'après la morphologie des vallées situées en amont, ce flux serait originaire de la vallée de l'Arly, augmenté des apports de l'Arve *via* le col de Megève (voir chapitre V).

L'enregistrement de la déglaciation dans le lac d'Annecy débute postérieurement à ce stade. Le culot de glace «morte» situé au Nord d'Annecy était donc probablement de taille plus réduite mais continuait d'être alimenté par deux flux glaciaires en provenance des Bornes : l'un issu de la vallée du Fier et l'autre issu de la vallée de la Filière. L'épaisseur restreinte du glacier (environ 20 m) à la verticale du col d'Evires (cote 780 m) laisse supposer un flux glaciaire de faible importance en provenance de l'Arve.

- **Stade 1 :** (Fig. VI-5). D'après l'analyse des données géophysiques (Van Rensbergen, 1996), l'unité basale et la partie inférieure de l'unité 1 (non recoupée par le forage profond) se sont déposées en milieu proglaciaire. La géométrie des esker-deltas montre un retrait glaciaire en direction du Sud. Ces derniers sont distingués jusqu'à la limite nord de la couverture sismique. On peut donc supposer que le culot de glace «morte» situé au Nord ne s'est pas étendu au Sud de l'emplacement actuel de la ville d'Annecy. La confluence avec le flux glaciaire «Arly» se serait effectuée à l'emplacement de l'actuelle limite septentrionale du lac.

Etant donné la faible épaisseur de glace présente au col d'Evires lors du dernier stade de Campy *et al.* (1990), il est probable que lors de ce stade plus tardif, le culot de glace «morte» situé au Nord d'Annecy est à cet instant déconnecté du glacier de l'Arve et n'est plus alimenté que par les glaciers issus des Bornes.

Les esker-deltas se mettent en place au niveau du front du glacier Sud alors que le domaine plus distal de la dépression lacustre est alimenté par des underflows en provenance des deux flux glaciaires.

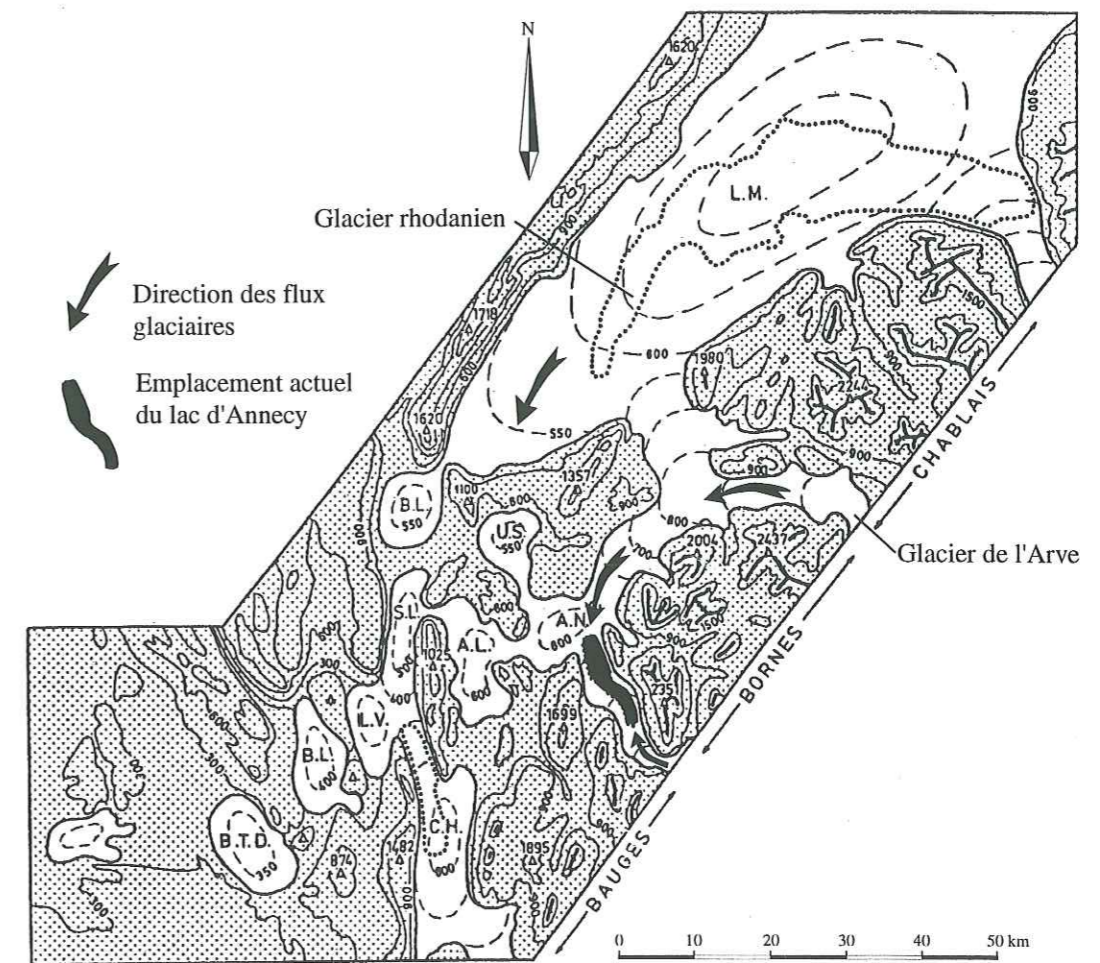


Fig. VI-4 : Reconstitution de la paléogéographie glaciaire lors du dernier stade de fusion dans la moyenne vallée du Rhône, d'après Campy *et al.*, 1990.

D'après les hypothèses chronologiques proposées plus haut, l'âge de ce stade serait inférieur à 15 500 ans B.P.

- **Stade 2 :** (Fig. VI-6). Il correspond à la mise en place de la partie supérieure de l'unité 1 (recoupée par le forage profond). Cette dernière ayant été identifiée sur les forages des Iles et de Saint-Jorioz, il faut admettre que ces deux sites sont alors libérés des glaces, même si ces dernières sont toujours présentes dans la dépression lacustre comme l'indique la présence de dropstones reconnues sur le forage profond. Le culot de glace «morte» situé au Nord d'Annecy est alors de taille très réduite comme l'impose la libération des glaces du site du forage des Iles. A ce stade, le flux glaciaire Sud a suffisamment reculé pour libérer le site de forage de Saint-Jorioz. Ce recul est confirmé par la sismique puisque sur l'ensemble de la

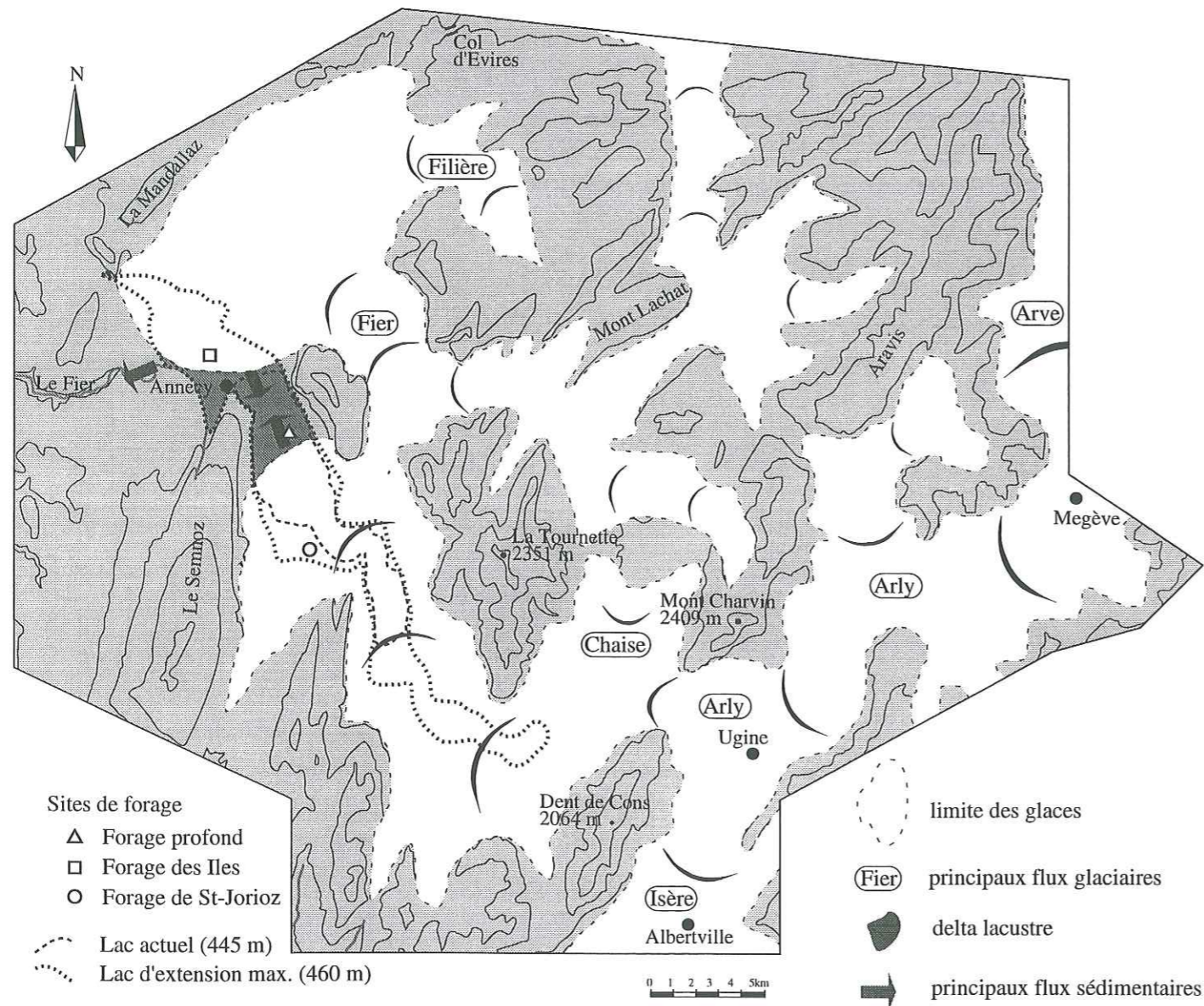


Fig. VI-5 : Stade 1 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de l'unité basale et de la partie inférieure de l'unité 1. Age estimé : antérieur à 15 500 ans B.P.

zone couverte par cette dernière, la présence du glacier n'a pu être confirmée dans cette partie du remplissage.

Les apports sédimentaires s'effectuent en provenance des deux flux glaciaires simultanément et cette double origine serait responsable de la composition de mélange de l'unité 1 observée dans le chapitre V. L'épaisseur décroissante des couches sombres (plus riches en minéraux argileux provenant du flux glaciaire «Arly») dans la sous-unité 1c du forage profond pourrait être liée au recul du glacier vers le Sud.

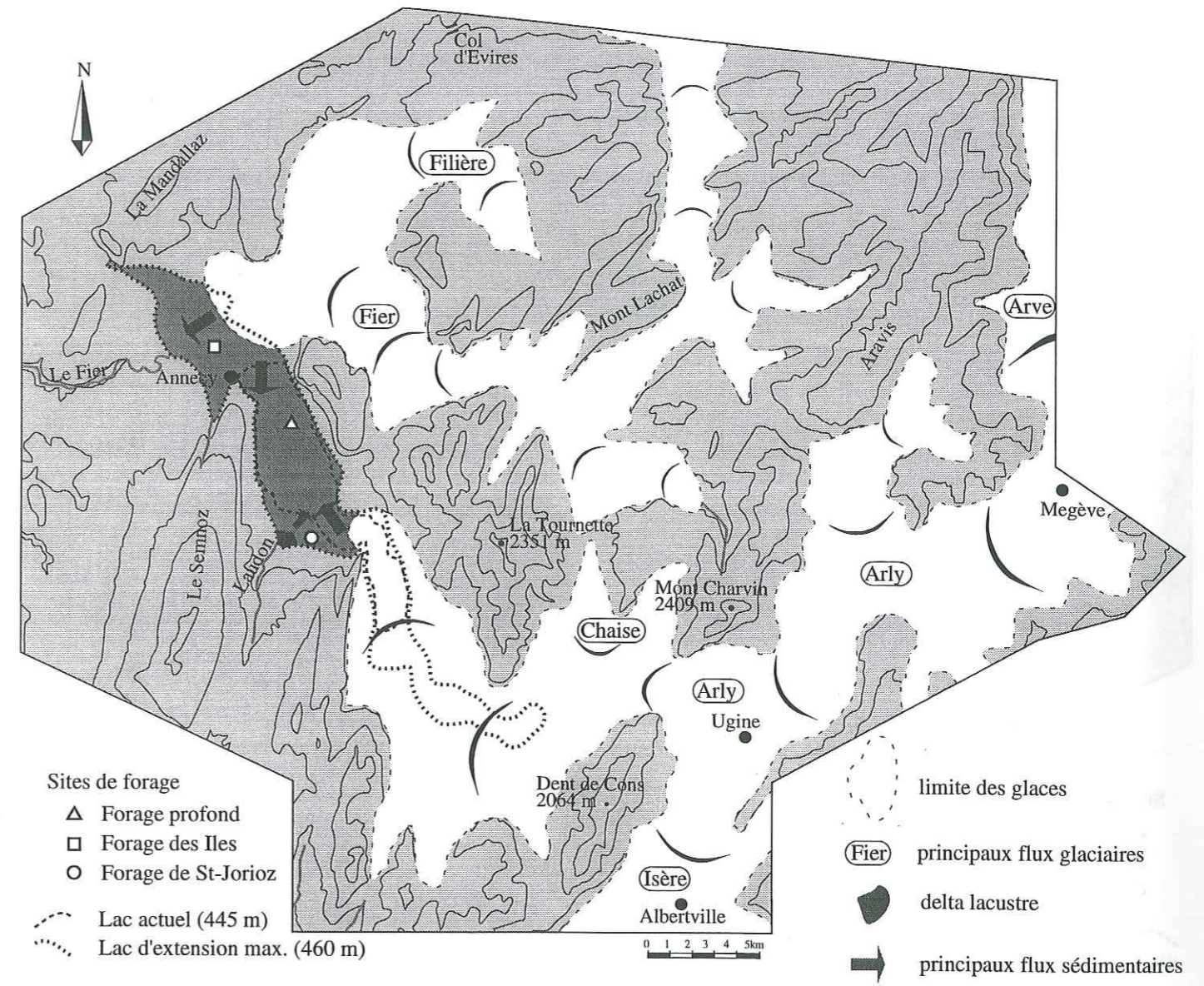


Fig. VI-6 : Stade 2 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie supérieure de l'unité 1. Age estimé : environ 15 000 ans B.P.

- **Stade 3** : Mise en place de l'unité 2 (Fig. VI-7).

Le dépôt de la base de l'unité 2 est marqué par des changements profonds dans la sédimentation au niveau du site du forage profond. L'augmentation de la granulométrie est rapide (sur environ 25 cm, soit une durée de l'ordre de 25 ans). Cette augmentation est très régulière et résulte de l'augmentation de l'hydrodynamisme sur le site de forage. Dans le même temps l'épaisseur de la lamination augmente très significativement. L'observation en microscopie montre une augmentation importante du taux de sédimentation. D'après l'ensemble des données, cette transition entre l'unité 1 et l'unité 2 correspondrait à une augmen-



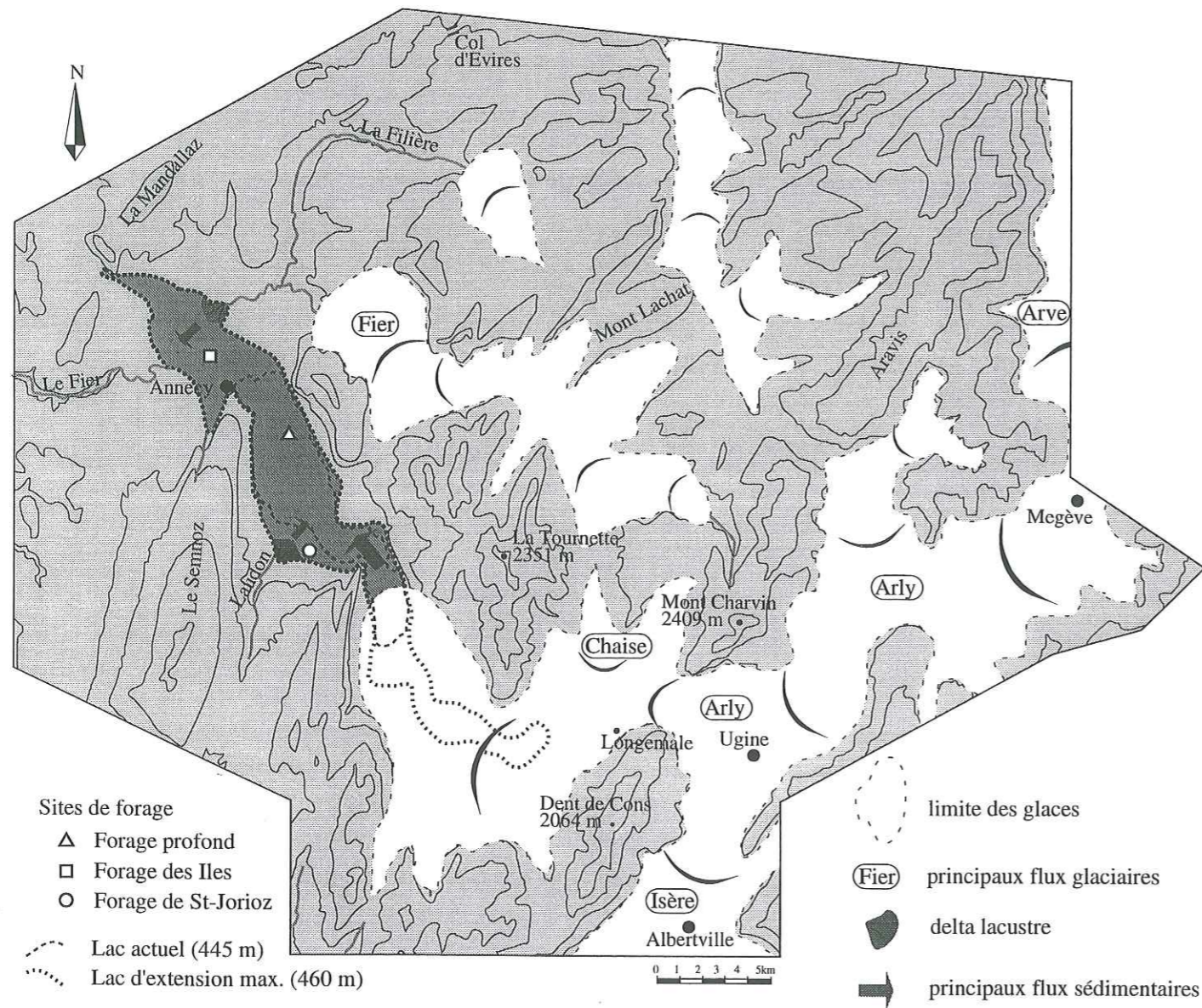


Fig. VI-7 : Stade 3 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie inférieure de l'unité 2. Age estimé : environ 14 450 ans B.P.

tation des quantités d'eaux de fonte relâchées par les glaces. Elle résulterait donc d'une accélération de la fonte glaciaire. Cette dernière se serait produite à 14 450 ans B.P.

Le changement de composition minéralogique constaté lors de cette transition résulterait de deux facteurs distincts :

tout d'abord, le flux glaciaire le plus important qui pénètre dans la dépression annécienne à cet instant est le flux originaire du sud, plus actif que les glaces «mortes» situées au Nord, encore alimentées par des flux restreints. La comparaison des altitudes des bassins versants a montré que celui de la rivière Arly était très nettement plus haut que celui du Fier. On peut

supposer que la déglaciation y est moins avancée. C'est donc le flux glaciaire «Arly» le plus à même de fournir d'importantes quantités d'eaux de fonte donc de matériel prélevé dans son bassin versant. La composition en minéraux argileux de l'unité C sur le forage des Iles (corrélée à l'unité 2 du forage profond) reflète cette situation : bien que la position de ce forage soit alors très proche des glaces «mortes» (Fig. VI-7), la composition des minéraux argileux arrive à distinguer une augmentation relative des apports en provenance du Sud. Ces derniers se doivent donc d'être très importants. Dans le forage profond et celui de Saint-Jorioz situés plus au Sud, les apports *via* le glacier de l'Arly sont nettement plus dominants.

L'autre facteur important dans le changement de composition observé à la transition unité 1 - unité 2 est la position du flux glaciaire du Nord (ou de son émissaire fluvio-glaciaire) par rapport à l'exutoire : ces deux derniers sont situés à proximité l'un de l'autre, de part et d'autre du lac (Fig. VI-7). On peut supposer que cette disposition va permettre à une certaine quantité des apports en suspension provenant de ce flux d'échapper au piégeage lacustre en franchissant l'exutoire. Ceci devait, de plus, être amplifié par l'arrivée d'apports liquides en provenance du Sud qui se dirigent également vers l'exutoire, donc peu favorables à des mouvements d'eau vers le Sud. Un phénomène comparable a été décrit dans un lac proglaciaire actuel (Lac Hector, Léonard, 1986).

On rappellera toutefois que si les apports du Sud dominent 90% de la sédimentation sur le site de forage profond (couches sombres), les couches claires (10%) montrent des cortèges argileux en provenance du réseau hydrographique. Ces couches sont interprétées comme résultant de la fonte des neiges ou d'apports liés aux précipitations par voie fluviale avant la période de fonte estivale. Le réseau hydrographique qui alimente le lac par le Sud (correspondant au bassin versant actuel augmenté de celui de la Chaise) est beaucoup plus limité en surface que celui qui alimente le lac par le Nord (bassin versant du Fier). Au niveau du site de forage profond, ce sont les apports du Nord qui sont les plus proximaux.

L'unité 2 enregistre donc deux types d'apports différents, décalés temporellement au sein de la même année, qui génèrent la lamination observée.

Les conditions de sédimentation restent identiques jusqu'à la fin de l'unité 2. L'accélération de la fonte au début de l'unité 2 laisse supposer un recul rapide des glaciers durant la durée de son dépôt. Le glacier Sud recule, sort du lac et des sédiments fluvio-glaciaires se mettent en place entre la limite Sud du lac et le front du glacier. L'échantillon BV 2 prélevé dans ces sédiments à Longemalle (voir Fig. VI-7) a montré une composition minéralogique de type «Arly» et se serait déposé avant la fin de l'unité 2. La Chaise coule en direction du lac, comme l'indiquent les indices de paléocourants trouvés dans ces banquettes fluvio-glaciaires. A la fin de l'unité 2, on peut supposer que les masses glaciaires situées au Nord ont vu leur taille considérablement diminuer et ne sont plus en mesure de fournir d'importantes quantités d'eaux de fonte.

- **Stade 4** : Mise en place de la sous-unité 3a et de la base de la sous-unité 3b (Fig. VI-8).

Les données de géophysique montrent que lors de la transition entre l'unité 2 et la sous-unité 3a, on passe d'un type de remplissage axial en provenance du Sud à un remplissage centripète en provenance du Nord (voir Chap. II). Cette transition est également marquée par la disparition brutale des lamines sombres ainsi que par une diminution de la granulométrie et du taux de sédimentation. Il faut donc supposer que les apports d'eaux de fonte du glacier Sud s'interrompent rapidement. Ceci serait lié au recul du glacier «Arly», qui franchirait à cet instant le verrou situé entre la Dent de Cons et le Mont Charvin. Les eaux de fonte issues de ce flux glaciaire ne pénètrent plus dans le bassin versant du lac et s'écoulent en direction de l'Isère, selon un schéma similaire à l'écoulement fluvial actuel. Ce changement dans le régime d'apports serait daté à 14 000 ans B.P. Cette interprétation est en accord avec l'absence de formations fluvio-glaciaires à l'Est du verrou cité plus haut. En ce qui concerne les variations du cours de la Chaise, peu de données sont disponibles. Un forage réalisé dans son cône alluvial (lieu-dit Le Noyeray, au Nord de Faverges) a montré la présence de sédiments deltaïques sablo-graveleux jusqu'à une cote de 450 m NGF environ (on passe ensuite aux matériaux grossiers du cône alluvial proprement dit, Nicoud, comm. pers.). Ceci indique que l'extension maximale du lac en direction du Sud-Est atteignait au moins Faverges. Il est probable que ce soit l'édification du cône alluvial de la Chaise qui ait entraîné la modification du cours de cette dernière et sa capture par la rivière Arly. Cette capture se serait effectuée postérieurement au dépôt de l'unité 2. On notera que le delta du Laudon s'était suffisamment développé pour qu'avant la fin de l'unité 2, le site du forage de Saint-Jorioz soit passé d'un milieu lacustre à un milieu fluvial, comme le montre l'absence d'équivalent à la sous-unité 3a dans ce forage. Bien que le forage des Iles n'en présente pas davantage, on ne peut être aussi catégorique au niveau de ce dernier, implanté dans l'actuelle vallée du Fier. Celui-ci est actuellement emboîté dans les sédiments lacustres et aurait pu entraîner l'érosion de la base de l'unité 3a, si cette dernière était initialement présente dans la série.

Après cette disparition définitive de l'influence glaciaire dans le bassin versant du lac d'Annecy, les apports sédimentaires s'effectuent par l'intermédiaire de son réseau hydrographique. Les masses glaciaires situées au Nord, auparavant restreintes, ont probablement disparu ou sont pour le moins d'extension très limitée. Les analyses polliniques qui indiquent, durant le dépôt de la sous-unité 3a, une sur-représentation des taxons de ripisylve confirment cette hypothèse. La déglaciation est déjà très avancée dans le bassin versant. L'imagerie géophysique montre que l'édification du delta du Fier, probablement commencée dès le retrait des glaces du Nord du milieu lacustre, se poursuit. Ce delta prograde vers le Sud et vers l'Ouest, comblant progressivement l'extrémité Nord de la dépression lacustre. Les apports sédimentaires s'effectuent principalement en provenance du Fier, comme l'indiquent les analyses de minéraux argileux. Bien que ne disposant pas d'informations sur la sédimentation dans le Petit

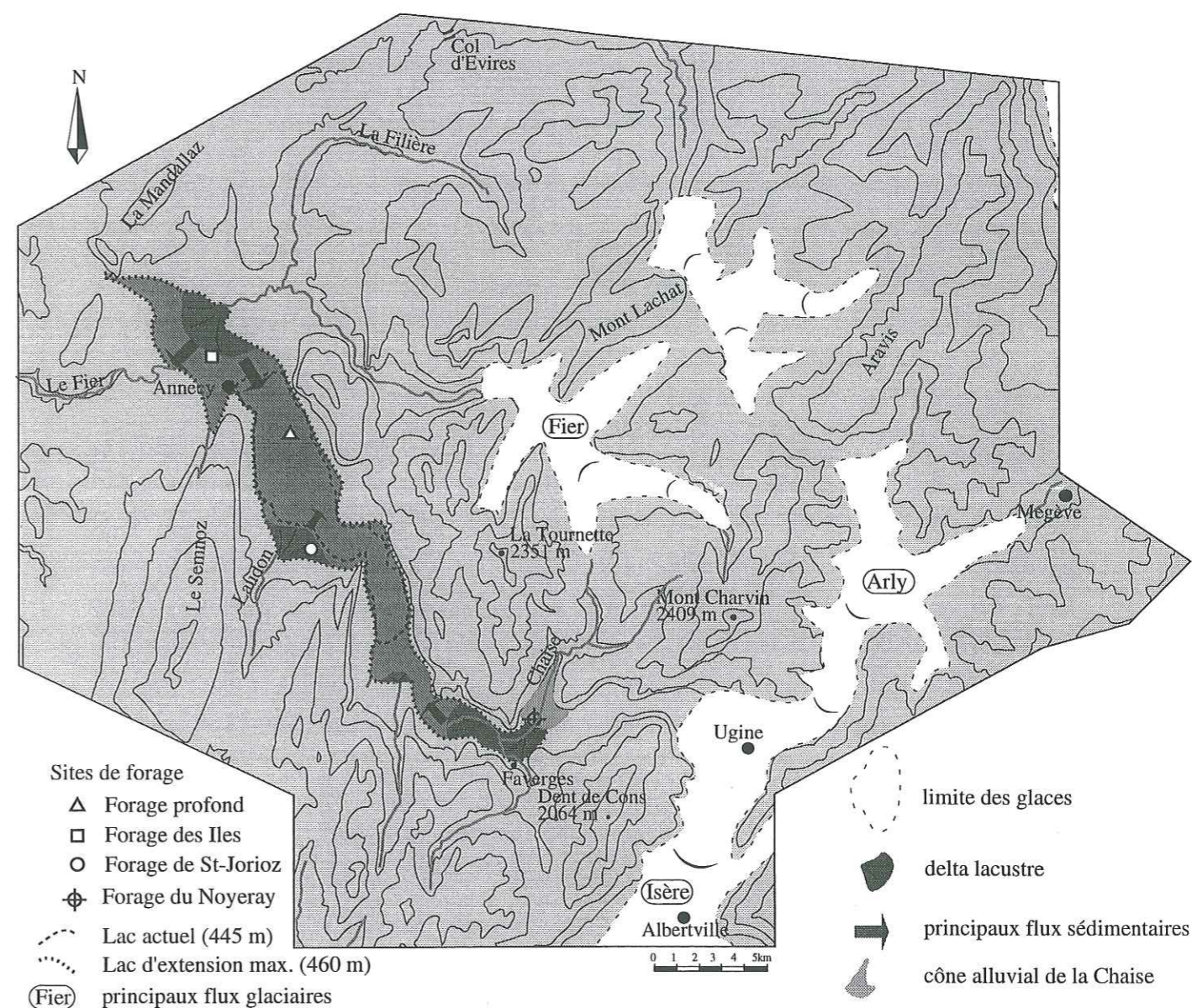


Fig. VI-8 : Stade 4 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie inférieure de la sous-unité 3a.  
Age estimé : environ 14 000 ans B.P.

Lac, on peut logiquement supposer que les apports en provenance du Sud s'effectuent principalement par l'intermédiaire de ses affluents actuels (l'Ire et l'Eau Morte) ainsi que, pendant une durée indéterminée par l'intermédiaire de la Chaise. Ces apports seraient responsables du comblement de la partie méridionale du lac, amorcé par le dépôt de matériaux fluvio-glaciaires. Au sommet de la sous-unité 3a et à la base de la sous-unité 3b, les apports terrigéniques se réduisent, l'amélioration climatique permettant une importante colonisation du bassin versant par la végétation, stabilisant les versants et les matériaux aisément

remobilisables abandonnés par le glacier. Cette réduction des apports terrigéniques en suspension est accompagnée du développement de la biomasse lacustre, induisant la précipitation induite de carbonates. La progradation du delta du Fier ralentit et le drapé lacustre, correspondant à la sous-unité 3b commence à se mettre en place. La sédimentation, qui s'effectuait auparavant par l'intermédiaire d'apports latéraux résulte alors essentiellement de la décantation de matériaux en provenance de l'épilimnion.

**- Stade 5 :** (Fig. VI-9).

Le dernier changement important de la paléogéographie enregistré dans la sédimentation lacustre est l'abandon de la dépression lacustre par le Fier, bien visible en sismique (voir Chapitre II) et dont l'âge estimé se situe entre 4 500 et 7 000 ans B.P. (cette estimation est en accord avec les données de Marguet et Serralongue (1996), qui ont mis en évidence un chenal comblé par du matériel organique daté au radiocarbone à 8 885 ±60 ans B.P. et 8 735 ±34 ans B.P. Ces niveaux sont scellés par des alluvions grossières résultant probablement d'apports du Fier. On en déduit qu'aux alentours de 8 800 ans B.P., le Fier alimentait toujours le lac...). Les apports du Fier ont alors comblé la dépression lacustre vers le Sud jusqu'à une position proche de la rive septentrionale actuelle du lac. Toutefois, cette progradation est contrariée par la position de l'exutoire du lac, située plus au Nord. On peut supposer que c'est la progradation du delta du Fier en direction de l'Ouest qui entraîne l'obturation du lac au niveau de l'exutoire. On ne peut toutefois pas exclure une éventuelle influence tectonique dans cet abandon, puisque cette zone se situe dans le prolongement exact de la faille du Vuache, dont l'activité sismique actuelle est reconnue (voir Chapitre I).

Le Fier emprunte alors directement l'exutoire sans passer par le lac. Ce dernier perd son principal affluent. Le bassin versant hydrographique du lac prend alors sa forme actuelle. On notera que le comblement de la partie de la dépression lacustre située contre le flanc Nord-Ouest du Semnoz, au Sud-Sud-Ouest de la ville d'Annecy s'est probablement effectué sous l'influence d'un affluent issu du flanc Ouest du Semnoz (vallon Sainte-Catherine).

On notera que le Fier s'est encaissé par la suite dans le remplissage deltaïque qu'il avait édifié. Le rattrapage de son niveau de base, auparavant conditionné par l'altitude de la surface du lac, pourrait avoir joué un rôle dans cet encaissement, par érosion régressive.

L'exutoire du Fier est actuellement représenté par le Thiou, ce dernier rejoignant le Fier au niveau de l'ancien exutoire du lac. On ne dispose pas à ce jour de données précises sur le changement de niveau du lac... Toutefois l'encaissement du Fier pourrait avoir entraîné l'encaissement du Thiou par érosion régressive, entraînant ainsi la baisse du niveau du lac.

On peut également supposer que la réduction des apports hydriques liée à l'abandon du Fier ait joué un rôle dans cet abaissement.

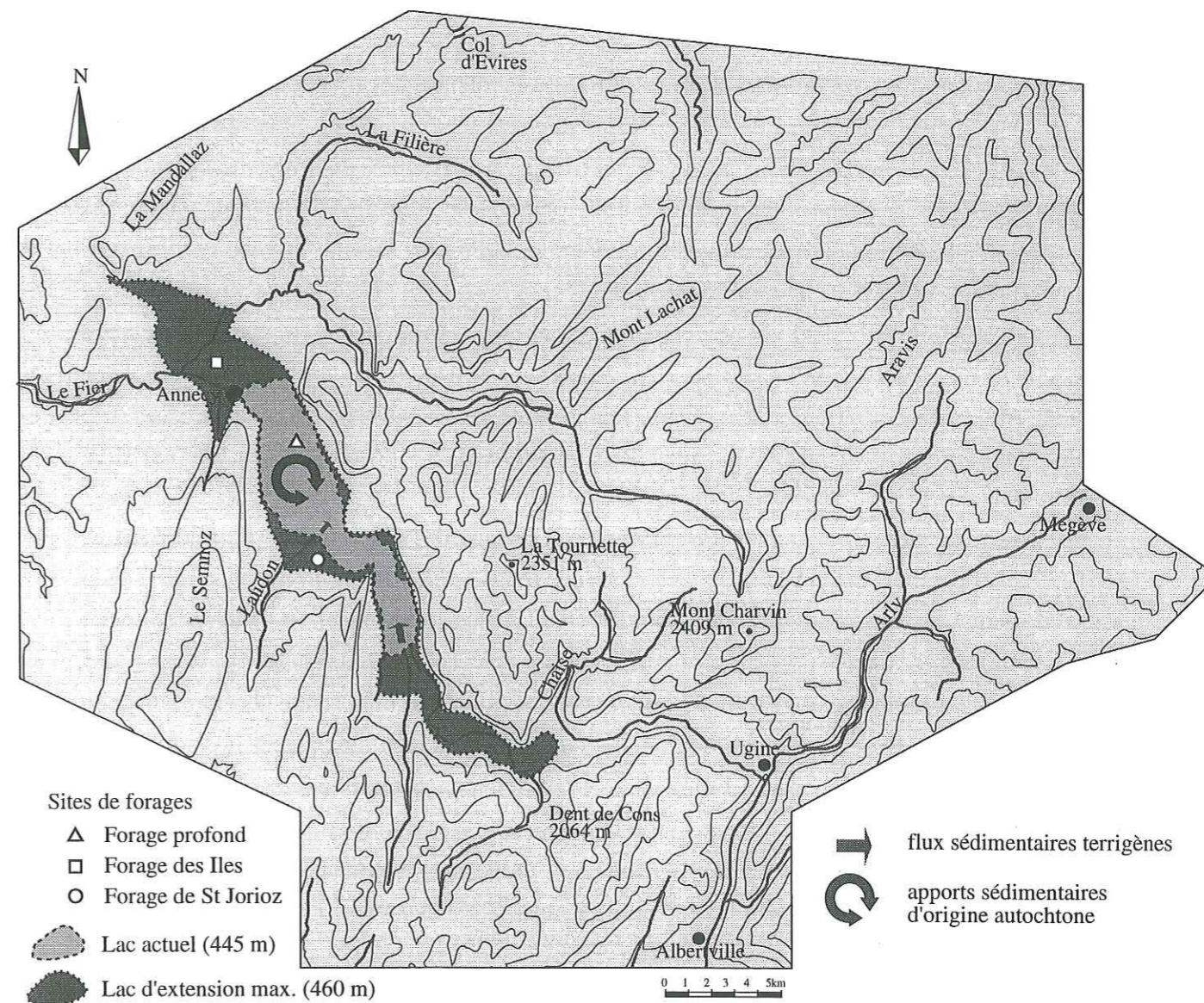


Fig. VI-9 : Stade 5. L'abandon du Fier représente la dernière évolution paléogéographique de la cluse annécienne, dont résulte la situation actuelle.

**VI-3 : Conclusions**

L'enregistrement sédimentaire du lac d'Annecy met donc en évidence de brutales variations dans les apports et les processus sédimentaires régissant son remplissage. Ces dernières seraient essentiellement liées au mouvement des glaces dans le bassin versant du lac. La dépression annécienne aurait été soumise, dans un premier temps, à l'influence de deux flux glaciaires distincts (dépôt de l'unité 1). Le flux glaciaire Sud domine ensuite la sédimentation durant le dépôt de l'unité 2, avant que les glaces ne disparaissent du bassin versant du

lac (sous-unité 3a). Les apports sédimentaires s'effectuent alors principalement en provenance des affluents et ce jusqu'à ce que l'amélioration des conditions climatiques limite les processus d'érosion physique sur le bassin versant et autorise le développement du plancton dans la colonne d'eau, entraînant des apports sédimentaires d'origine autochtone. On notera encore que le bassin versant hydrographique voit sa taille grandement réduite durant la première moitié de l'Holocène avec l'abandon du Fier.

Il apparaît également que l'enregistrement de la déglaciation dans la cluse annécienne ait débuté aux environs de 15 500 ans B.P., date à laquelle le glacier était encore présent dans la dépression lacustre (lac proglaciaire). Ceci pourrait correspondre à l'hypothèse d'un dernier maximum glaciaire récent dans les Alpes du Nord-Ouest (postérieur à 26 000 ans B.P., Schlüchter, 1988; Magny, 1995) et serait en accord avec l'âge estimé du dernier refroidissement mondial, situé entre 18 000 et 20 000 ans B.P. (Woillard, 1978; Seret *et al.*, 1990; Magny, 1995). Ces résultats concordent également avec les études effectuées sur la déglaciation de la vallée de l'Arve, estimée postérieure à 17 000 ans B.P. (Dorthe-Monachon, 1988; Monjuvent et Nicoud, 1988b).

L'étude du remplissage sédimentaire semble montrer une importante accélération de la fonte des glaces vers 14 450 ans B.P. engendrant un rapide recul des glaces hors du bassin versant hydrographique du lac. Ces résultats concordent avec d'autres études détaillées effectuées sur des lacs alpins : Niessen et Kelts (1989) mettent en évidence une déglaciation brève, rapide et synchrone dans les lacs de Lugano et de Zürich qui débiterait vers 14 600 ans B.P. On peut supposer qu'il s'agit du même épisode enregistré dans le lac d'Annecy (Beck *et al.*, 1996).

La fin de la déglaciation würmienne aurait donc été brutale et rapide, ainsi que l'indiquent Moscariello (1996) pour le bassin lémanique, Schlüchter (1988) pour les Alpes suisses, Jorda et Rosique (1994) pour les Alpes du Sud ainsi que Van Husen (1989, *in Williams et al.*, 1993) pour l'ensemble des Alpes.

Si l'interprétation proposée ici du remplissage lacustre annécien est exacte, il semble que l'on y enregistre une déglaciation en deux phases distinctes :

la première phase verrait une diminution du volume des glaces relativement lente avec un isolement de culot de glaces «mortes» dans les zones les plus éloignées des sources (essentiellement dans le bassin molassique) par manque d'alimentation (Campy *et al.*, 1990), alors que dans les vallées étroites situées non loin des zones d'apports, la déglaciation est peu avancée.

La deuxième phase débute par une brutale accélération de la fonte et voit une disparition rapide de l'ensemble des glaciers de vallée.

La comparaison de ces résultats avec la chronologie de la déglaciation mondiale engendre plusieurs constatations : la courbe de variation de la température sur l'Antarctique, d'après l'établissement d'un profil de Deutérium dans la calotte glaciaire, montre une importante augmentation de la température à environ 15 000 ans B.P. (Govaerts *et al.*, 1986; Genthon *et al.*, 1987; Jouzel *et al.*, 1987; Lorius *et al.*, 1990, Fig. VI-10). L'accélération de la fonte mise en évidence à Annecy pourrait résulter d'un changement climatique majeur enregistré au niveau mondial. Cette interprétation est toutefois fragile, puisque si la déglaciation dans les Alpes est reconnue par de nombreux auteurs comme rapide, voire très rapide (quelques siècles) après 14 600 ans B.P., l'accélération en elle-même n'a pas été observée par ailleurs.

L'enregistrement de la déglaciation en milieu océanique est lui aussi marqué par d'im-

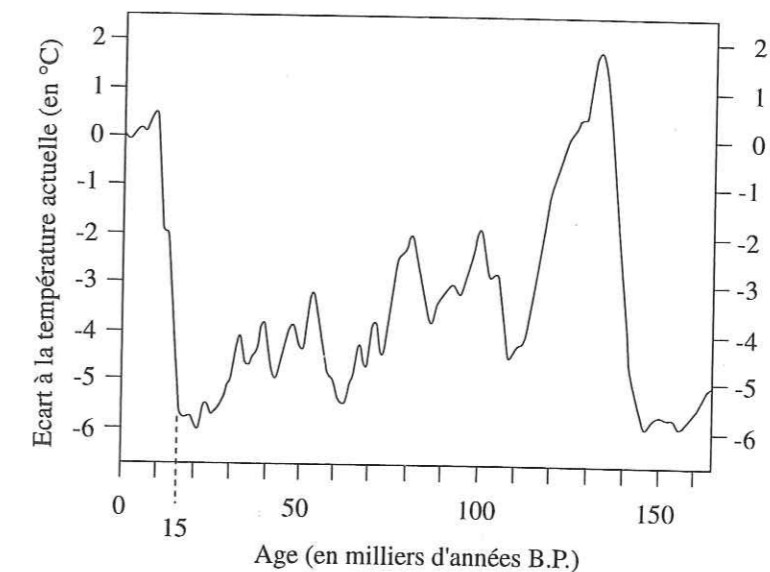


Fig. VI-10 : Variation de la température atmosphérique sur l'Antarctique au cours du dernier cycle climatique, d'après Lorius *et al.*, 1990.

portantes accélérations de la fonte des calottes polaires. Fairbanks (1989), Bard *et al.*, (1990, 1996) ont mis en évidence deux pulsations brutales de remontée du niveau océanique («meltwater pulse» 1A et 1B, voir Fig. VI-11). D'après Fairbanks (1989), la première et la plus importante de ces pulsations (mwp 1A) est centrée sur environ 12 000 <sup>14</sup>C ans B.P., soit

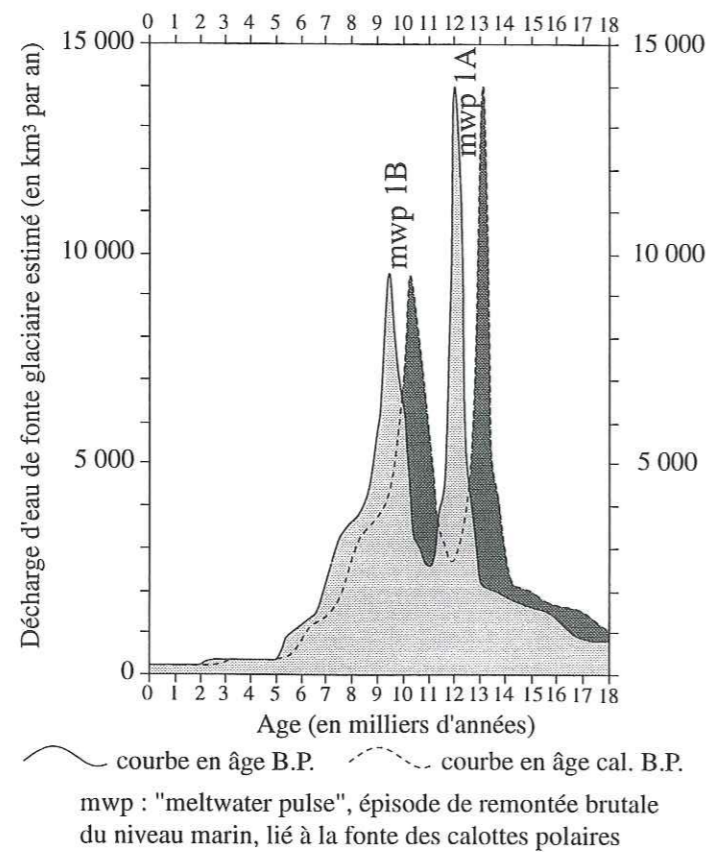


Fig. VI-11 : Enregistrement de la déglaciation mondiale en milieu océanique d'après Fairbanks, 1989.

environ 13 000 <sup>14</sup>C ans cal. B.P. D'après Bard *et al.* (1996), cette pulsation serait plus ancienne et débiterait à 14 000 ans <sup>14</sup>C cal. B.P. Dans les deux cas, le mwp 1A est donc plus récent que la déglaciation enregistrée dans les Alpes. Il y aurait donc déphasage entre la déglaciation alpine et la fonte des grandes calottes glaciaires... Il semble que des glaciers alpins aient réagi au dernier grand réchauffement climatique plus rapidement que les glaces polaires...

## Conclusions générales

## Conclusions générales

### *Reconnaissance des environnements de dépôt*

Les analyses effectuées sur le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy montrent que la mise en place du lac débute lors de la dernière déglaciation. Son substratum est interprété comme la surface d'érosion würmienne. L'enregistrement sédimentaire s'étend de la dernière déglaciation à l'actuel.

L'interprétation des données sédimentologiques et géophysiques montre la succession de différents types d'environnements se caractérisant par des modes de dépôt qui leur sont propres.

Ainsi, la base du remplissage (unité basale et unité 1) résulte de la mise en place d'esker-deltas au niveau de la ligne de décollement du glacier (Van Rensbergen, 1996) et, en milieu plus distal, d'une sédimentation liée aux importants apports d'eau de fonte qui génèrent des courants hyperpycnaux (underflows). L'unité 2 est également dominée par ce type d'apports mais le glacier est alors en position plus distale, voire hors de la dépression lacustre.

La disparition des eaux de fonte glaciaire est marquée par un brutal changement du mode de dépôt (sous-unité 3a) : la sédimentation s'effectue alors essentiellement au niveau de l'embouchure des affluents et voit l'édification de deltas lacustres. En milieu plus distal, les apports résultent essentiellement d'underflows liés à des crues au sein desquels viennent parfois s'intercaler des turbidites engendrées par des remaniements gravitaires.

L'amélioration des conditions climatiques entraîne une réduction des apports terrigéniques (sous-unité 3b) et voit le développement des apports d'origine autochtone : le développement biotique du lac entraîne la précipitation de calcite dans l'épilimnion. Les dépôts se mettent en place principalement par décantation et forment un « drapé lacustre ».

### *Analyse de la lamination*

L'analyse de la lamination a permis de mettre en évidence une cyclicité dans l'unité 2, interprétée comme annuelle. Elle s'exprime par la succession régulière de trois types de lamines. Les lamines de type 1 présentent un granoclassement positif et peuvent se succéder à

elles-mêmes en nombre variable. Elles résultent d'apports sédimentaires brefs et sont interprétées comme le dépôt de courants hyperpycnaux de faible durée, liés à des crues (précipitations, fonte des neiges) et en provenance du réseau hydrographique. Une lamine de type 2 leur succède. Elle est plus grossière, plus épaisse et ne présente pas de granoclassement. Sa mise en place résulterait de l'établissement d'un courant hyperpycnal important et d'une certaine pérennité, constitué par les eaux de fonte glaciaire en période estivale. Le cycle se termine par la mise en place d'une lamine de type 3, peu épaisse, présentant une granulométrie très fine et un granoclassement positif. Elle est interprétée comme résultant de la décantation du matériel en suspension dans la tranche d'eau lors d'une période très calme. Elle se mettrait en place durant l'hiver, lorsque les apports terrigéniques sont très réduits. Le dépôt correspondant à une année n'est donc pas représenté par la succession d'une lamine d'été et d'une lamine d'hiver, comme de nombreux auteurs le mentionnent en milieu proglaciaire mais par un triplet «lamine de type 1 - lamine de type 2 - lamine de type 3».

Dans l'unité 1, cette cyclicité n'est pas présente. Ceci résulterait de la présence simultanée de deux glaciers de dynamiques différentes dans la dépression lacustre : l'un est un culot de glaces «mortes» et l'autre est un glacier actif, encore connecté à sa zone d'accumulation. On peut supposer que l'affrontement de deux courants hyperpycnaux de provenance différente dans le bassin versant engendre des phénomènes hydrodynamiques complexes qui vont perturber la cyclicité de la sédimentation. L'interprétation des lames de type 3 comme lames d'hiver est toutefois conservée, même si les lames de type 1 et de type 2 se succèdent sans cyclicité apparente.

Dans la sous-unité 3a, les lames de type 2 ont disparu. Les dépôts d'une année sont constitués par un nombre variable de lames de type 1 et une lamine de type 3.

Dans la sous-unité 3b, les apports terrigéniques se réduisent considérablement et la sédimentation est marquée par la succession irrégulière de lames de type 4 et de lames de type 5. Ces dernières résultent essentiellement de la décantation de calcite dont la précipitation a été induite dans l'épilimnion par le développement planctonique (blooms algaires...). Ces dépôts ne sont pas interprétés en termes de chronologie.

#### Reconnaissance des sources d'apports

Les analyses effectuées sur les minéraux argileux (d'origine terrigénique) mettent en évidence d'importantes disparités de constitution entre les différentes unités sédimentaires.

- L'unité 2 présente des cortèges peu diversifiés, composés presque exclusivement de chlorite et d'illite bien cristallisée. L'échantillonnage réalisé sur le bassin versant indique que cette composition spécifique ne peut résulter que d'apports en provenance de l'actuelle vallée de l'Arly. Cette origine semble confirmée par les analyses de la matière organique effectuée par J. R. Disnar (*in* Manalt *et al.*, 1995). De plus, l'existence d'un courant glaciaire issu de

cette vallée et parvenant dans la dépression lacustre annécienne est attestée par la présence de terrasses fluvio-glaciaires dans la vallée de la Chaise. Celles-ci présentent les mêmes cortèges argileux que l'unité 2 et des indices de paléocourants en direction de la dépression lacustre (Doudoux *et al.*, 1992a).

- La sous-unité 3a est composée d'illite (présentant une cristallinité moyenne plus faible que dans l'unité 2), de chlorite, d'interstratifiés 10-14 S, de smectite et de kaolinite. Les cortèges de minéraux argileux présents dans le bassin hydrographique actuel du lac, augmenté de celui du Fier, suffisent à expliquer cette composition.

- L'unité 1 montre une composition intermédiaire entre celle de l'unité 2 et celle de la sous-unité 3a. Elle résulterait de la présence simultanée de deux sources d'apports dans le bassin : l'une est constituée du courant glaciaire «Arly» (au Sud) et l'autre provient de la fonte des glaces présentes dans le bassin versant du Fier (au Nord).

- La sous-unité 3b est marquée par une évolution progressive de ses cortèges argileux qui s'enrichissent en «smectite» et en interstratifiés vers le sommet du remplissage, au détriment de la chlorite et de l'illite. Cette évolution pourrait résulter de l'amélioration des conditions climatiques dans le bassin versant hydrographique, qui entraîne le développement du couvert végétal et la mise en place de sols. Des «smectites» et des interstratifiés 10-14S d'origine pédogénétique viendraient alors s'ajouter en quantité croissante aux minéraux prélevés au substrat.

Au sein de l'unité 2, les lames de type 1 et les lames de type 2 montrent des compositions argileuses distinctes. Les lames de type 1 ont une signature type «bassin versant hydrographique» alors que les lames de type 2 ont une signature type «glacier de l'Arly». Les apports en provenance de ces deux sources sédimentaires s'effectuent donc de manière asynchrone et par l'intermédiaire de modes de dépôts distincts. On discrimine ainsi les lames mises en place sous l'influence d'eau de fonte glaciaire (lames de type 2) et les lames résultant d'apports *via* le réseau hydrographique (lames de type 1).

#### Reconstitution paléogéographique et chronologique de la déglaciation

D'après Campy *et al.* (1990), la disparition du courant glaciaire rhodanien lors de la dernière déglaciation se serait effectuée par ablation sur place de glaces rendues «mortes» par manque d'alimentation. Cette fonte sur place engendre la formation d'un culot de glaces mortes dans la partie nord de la dépression lacustre alors que cette dernière est encore envahie par un glacier en provenance de la vallée de l'Arly, *via* la vallée de la Chaise. Durant le dépôt de l'unité basale et de l'unité 1, les deux masses glaciaires alimentent la sédimentation lacustre. Le glacier en provenance de la vallée de l'Arly se retire en direction du Sud, laissant sur place des esker-deltas. La libération des glaces du site de forage profond serait datée à envi-

ron 15 500 ans B.P.

La sédimentation lacustre enregistre ensuite une importante augmentation des apports liés aux eaux de fonte en provenance du glacier «Arly» (base de l'unité 2). Ceci est interprété comme une accélération rapide de la déglaciation. Elle se produirait à 14 450 ans B.P. et entraînerait un rapide recul du glacier «Arly» hors du bassin versant. Ce dernier serait libéré des glaces à 14 000 ans B.P., lorsque le front glaciaire passe à l'Est du verrou situé entre la Dent de Cons et le Mont Charvin (vallée de la Chaise). Les apports sédimentaires s'effectuent alors uniquement en provenance du réseau hydrographique, constitué du bassin versant actuel augmenté de celui du Fier. La Chaise contribue probablement aux apports durant un temps avant de prendre son cours actuel, suite à l'édification de son propre cône alluvial. Les deux extrémités du lac se comblent progressivement sous l'influence des apports des affluents. A partir de 12 000 ans B.P., l'amélioration des conditions climatiques se traduit par l'établissement d'un couvert végétal sur le bassin versant, qui limite sensiblement les apports terrigéniques au lac. La progradation du delta du Fier en direction de l'Ouest entraîne l'obturation du lac au niveau de son exutoire. Le Fier abandonne ainsi la dépression lacustre et prend son cours actuel à une date postérieure à 8 800 ans B.P. (Marguet et Serralongue, 1996), probablement entre 4 500 et 7 000 ans B.P. Le lac et son bassin versant présentent alors une morphologie peu différente de l'actuelle.

L'accélération de la fonte des glaces à 14 450 ans B.P., déduite de l'analyse sédimentologique, est à rapprocher des études effectuées sur les lacs de Lugano et de Zürich par Niessen et Kelts (1989), qui mettraient en évidence une déglaciation rapide à partir de 14 600 ans B.P. Cette déglaciation brutale pourrait correspondre au réchauffement mondial enregistré dans les glaces de l'Antarctique à 15 000 B.P. (Govaerts *et al.*, 1986; Genthon *et al.*, 1987; Jouzel *et al.*, 1987; Lorius *et al.*, 1990).

### *Perspectives*

L'étude de l'évolution des cortèges de minéraux argileux dans le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy montre que ces derniers peuvent former un marqueur des sources d'apports terrigéniques efficace. Le même type de traçage pourrait être réalisé dans d'autres remplissages lacustres, périalpins ou non. L'augmentation des pourcentages de smectite et d'interstratifiés 10-14S dans la partie supérieure du remplissage pourrait constituer un enregistrement de l'amélioration climatique holocène. Un échantillonnage des minéraux argileux en continu, comparé aux analyses palynologiques, et à un échantillonnage des sols du bassin versant, pourrait permettre de confirmer (ou d'infirmer) cette interprétation.

La chronologie de la déglaciation pourrait également être affinée par un comptage des

lamines hivernales sur l'intégralité de l'unité 1. Un échantillonnage de lames minces en continu sur la carotte AN-II, peu perturbée, permettrait sans doute d'y parvenir.

Enfin, l'accélération de la fonte glaciaire (à distinguer de la déglaciation) ne semble pas avoir été observée dans d'autres remplissages lacustres périalpins. Ces derniers n'ont toutefois pas fait l'objet d'une étude en lames minces détaillée. La réalisation de celle-ci, outre les données chronologiques importantes qu'elle peut fournir, pourrait permettre de tester cette interprétation.



Références  
bibliographiques

## Références bibliographiques

- ALLEN P. A. & BASS J. P. (1993). Sedimentology of the Marine molasse of the Rhône-Alpes Region, Eastern France. *Eclogae geol. Helv.*, 86, 121-172.
- AMMANN B. & LOTTER A. F. (1989). Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, 18, 109-126.
- ANDRIEU V., HUBSCHMAN J., JALUT G. & HERAIL G. (1988). Chronologie de la déglaciation dans les Pyrénées françaises. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 55-67.
- APRAHAMIAN J. (1974). La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géologie Alpine*, t. 50, 5-15.
- APRAHAMIAN J. (1988). Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. *Geodinamica Acta*, 2, 1, 25-32.
- ASHLEY G. M. (1975). Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts - Connecticut. *In*: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. JOPLING A. V. & McDONALD B. C. (eds.), *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Tulsa, 23, 304-320.
- ASHLEY G. M. (1995). Glaciolacustrine environments. *In*: *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*. MENZIES J. (ed.), Butterworth-Heinemann, Oxford, 417-444.
- BANERJEE I. & McDONALD B. C. (1975). Nature of esker sedimentation. *In*: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. JOPLING A. V. & McDONALD B. C. (eds.), *The society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Tulsa, 23, 132-153.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. et ROUGERIE F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R. G. & ZINDLER A. (1990). Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 405-410.
- BECK C., ROCHETTE Y. & TARDY M. (1992). Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux destructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, 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, Northwestern Alps. *J. Geodynamics*, 22, 155-171.

BENEDETTI - CROUZET E. (1972). Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 227 p.

BERGER A. (1992). Le climat de la Terre. De Bœck University ed. 479 p.

BERGER J.P. (1992). Correlative chart of the European Oligocene and Miocene : Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.*, 85, 573-609.

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.

BLANCHON P. & SHAW J. (1995). Reef drowning during the last deglaciation : Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, 23, 4-8.

BLAVOUX B. (1988). L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 69-79.

BOULTON G. S. & EYLES N. (1983). Sedimentation by valley glaciers; a model and genetic classification. *In*: Tills and related deposits. EVENSON E. B., SCHLUCHTER C. & RABASSA J. (eds.) A. A. Balkema, 11-23.

BRAUER A. & CASANOVA J. (soumis). Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lake Annecy; Frenc Alps. Soumis à *Paleolimnology*, special issue.

BRODZIKOWSKI K. & VAN LOON A. J. (1991). Glacigenic sediments. Elsevier eds., 674 p.

CAMPY M. & MACAIRE J.-J. (1989). Géologie des formations superficielles : géodynamique, faciès, utilisation. Ed. Masson. 433 p.

CAMPY M. & RICHARD H. (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 2-3, 81-90.

CAMPY M. (1992). Paleogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 93, 1-12.

CAMPY M., BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H. & DURAND A. (1994). Evolution des flux sédimentaires au cours du Postglaciaire : enregistrement dans le remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, 103-109.

CAMPY M., LAMY AU ROUSSEAU R. & NICOUD G. (1990). Modalités de la déglaciation würmienne dans le Nord-Ouest des Alpes (Nord Dauphiné, Savoie, Bassin lémanique). *Geodinamica Acta*, 4, 4, 211-225.

CASANOVA J., DE BAULIEU J.-L., BECK C., BERTHIER F., COPPEE V., DAVID F., DISNAR J.-R., DRUART J.-C., FARJANEL G., HOLMES J., HU Y., JOLY M.-P., LOIZEAU J.-L., MANALT F., NEGREL P., NICOUD G., OLDFIELD F. & SPAN D. (soumis). Preliminary results of drilling and coring through the topmost Pleistocene-Holocene sedimentary infill of Annecy Lake, northwestern Alps. *C.R. Acad. Sci. Paris*.

CHAMLEY H. (1987). Sédimentologie. Coll. Géosciences, Dunod Eds, 175 p.

CHAMLEY H. (1989). Clay sedimentology. Springer-Verlag Eds, 623 p.

CHAPLET M. (1989). Etude géologique du Massif Subalpin des Bornes (Haute-Savoie). Relations structurales entre unité des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 220 p.

CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., BECK C., DE BATIST M. & PAILLET A. (1996). Lacustrine sedimentary records of brutals events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps - Southern Jura). *Quaternaire*, 7, 155-168.

CHAROLLAIS J., CLAVEL B., AMATO E., ESCHERA., BUSNARDO R., STEINHAUSER N., MACSOTAY O. & DONZE P. (1983). Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, 76, 217-256.

CHURCH M. & GILBERT R. (1975). Proglacial and lacustrine environments. *In*: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. JOPLING A. V. & McDONALD B. C. (eds.), *The society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Tulsa, 23, 22-100.

CLEMENTE P. (1993). Dépouillement des profils sismiques du Lac d'Annecy. Campagne B.R.G.M. Février 1990. Rapport interne B.R.G.M. - Syndicat du Lac d'Annecy, 18 p.

CONCHON O. (1988). Manifestations et chronologie de la déglaciation fini-würmienne en Corse. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 91-96.

CONCHON O. (1992). Que sont Günz et Mindel devenus? *Géochronique*, 44, 16-18.

CROWLEY T. J. & NORTH G. R. (1991). Paleoclimatology. Oxford University Press ed., 339 p.

DARMENDRAIL X. (1994). Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des nivellements. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 174 p.

DAVID F., FARJANEL G., JOLLY M. C. & CASANOVA J. (soumis). Bio and

chronostratigraphy of Annecy Lake master sequence (Northern Outer Alps, France). Soumis à *Paleolimnology*, special issue.

DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980). Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, t. 56, 21-58.

DEBELMAS J., DESMOND J., CARRARO F., GIRAUD P., MONJUVENT G. & SACCHI R. (1979). Notice explicative, Carte géol. France 1/250 000, feuille ANNECY (30), B.R.G.M.

DECONINCK J.F. & DEBRABANT P. (1985). Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 26, 321-330.

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.*, t. XXIII, 203-212.

DEVILLE E., BLANC E., TARDY M. BECK C., COUSIN M. & MENARD G. (1994). Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy tertiary molasse basin (Alpine foreland). In: A. MASCLE, Springer Verlag, Berlin, 269-280.

DEVILLE E., PHILIPPE Y., TARDY M. & BECK C. (1995). Field trip guide n°3. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Intern. Conf., Nice, Sept. 1995, 67 p.

DISNAR J.R. (1995). Matière organique et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments du lac d'Annecy : interprétation préliminaire des données de pyrolyse Rock-Eval. Rapport interne Climasilac.

DOIG R. (1991). Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 28, 1349-1352.

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. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 97-101.

DOUDOUX B. (1973). Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Ann. Centre Univ. Savoie*, I, 125-139.

DOUDOUX B., BARFETY J. C., CARFANTAN J.C., TARDY M. & NICOUD G. (1992a). Notice explicative, Carte géol. France 1/50 000, feuille Annecy - Ugine (702), B. R. G. M., 62 p.

DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. & TARDY M. (1982). Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriages oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 295, 63-68.

DOUDOUX B., ROSSET J., BARFETY J. C., CARFANTAN J.C., PAIRIS J. L., avec la collaboration de NICOUD G., COLLETA B., RIVANO-GARCIA S., TARDY M., DEVILLE

E. & GUERIN F. (1992b). Carte géol. France 1/50 000, feuille Annecy-Ugine (702), B.R.G.M.

DREWRY D. (1986). Glacial geological processes. Edward Arnold, London, 226 p.

DUGUE O. (1995). Origine sismique de déformations synsédimentaires de la plateforme oxfordienne normande, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, 193-200.

DURINGER P., PAICHELER J.C. & SCHNEIDER J.L. (1991). Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites? Résultats d'expérimentations analogiques. *Marine Geology*, 99, 231-246.

EL-ISA Z.H. & MUSTAFA H. (1986). Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 86, 413-424.

ENAY R. & DONZE P. (1972). Notice explicative, Carte géol. France 1/50 000, feuille SEYSSSEL (677), B.R.G.M.

ETLICHER B. & DE GOER DE HERVE A. (1988) La déglaciation würmienne dans le Massif Central français : le point des travaux récents. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 103-110.

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, 637-642.

FINCKH P., KELTS K. & LAMBERT A. (1984). Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Geol. Soc. of America Bull.*, 95, 1118-1128.

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*, t. 323, 517-524.

GENTHON C., BARNOLA J. M., RAYNAUD D., LORUIS C., JOUZEL J., BARKOV N. I., KOROTEVICH Y. S. & KOTLYAKOV V. M. (1987). Vostok ice core : climatic response to CO<sub>2</sub> and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature*, 329, 414-418.

GLENN C. R. & KELTS K. (1991). Sedimentary rythms in lake deposits. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, ed. by Einsele G., Ricken W. and Seilacher A., Springer-Verlag, 188-221.

GOVAERTS Y., VAN DER MERSCH I., BERGER A., PESTIAUX P. & DUPLESSY J.C. (1986). Analyse du comportement climatique en fréquence et en phase pour le dernier cycle glaciaire-interglaciaire. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 1-2, 7-16.

GROLEAU A. (1994). Contribution à l'étude de l'influence des crues sur le cycle du phosphore dans le lac du Bourget. Mémoire de D.E.A, Université de Savoie, 62 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 hydrocarbon modelling. The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration, Pinet B., Bois C. and Technip Eds. 425-437.

GUELLEC S., TARDY M., ROURE F. & MUGNIER J. L. (1989). Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales) : apports des données de la géologie et de la géophysique profonde. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, 913-920.

GUIOT J., PONS A., DE BAULIEU J. L. & REILLE M. (1989). A 140 000 - year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338, 309-313.

HOLTZAPFFEL T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord*, pub. n°12, 136 p.

HOVLAND M., JUDD A. G. & SODERBERG P. (1994). Gas accumulation in, and migration through low-permeability, fine-grained sediments. AAPG Hedberg Research Conference, Vancouver, British Columbia, Canada, April 24-28.

INOUE A., BOUCHET A., VELDE B. & MEUNIER A. (1989). Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. *Clay Minerals*, 37, 227-234.

IVERSON N.R. (1995). Processes of erosion. In: Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments. MENZIES J. (ed.), Butterworth-Heinemann, Oxford, 241-260.

JORDA M. & ROSIQUE T. (1994). Le Tardiglaciaire des Alpes Françaises du Sud : Rythmes et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire*, 5, 141-149.

JORDA M. (1988). Modalités paléoclimatiques et chronologie de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du sud. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 11-122.

JOUANNE F. (1994). Mesure de la déformation actuelle des Alpes Occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 153 p.

JOUANNE F., MENARD G. & DARMENDRAIL X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains : Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14, 3, 606-616.

JOUZEL J., LORIOUS C., PETIT J. R., GENTHON C., BARKOV N. I., KOTLYAKOV V. M., & PETROV V. M. (1987). Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years). *Nature*, 329, 403-408.

KOSTER E. A. (1988). Ancient and modern cold-climate æolian sand deposition : a review. *Journal of Quaternary Science*, 3, 69-83.

KUENEN P.H. (1958). Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23, 1-28.

LAMBERT A. M., KELTS K. R. & MARSHALL N. F. (1976). Measurements of density underflows from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 23, 87-105.

LAMY au ROUSSEAU R. (1991). Dynamique sédimentaire dans un lac proglaciaire. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 124 p.

LEONARD E. M. (1986). Varves studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation. *Quaternary Research*, 25, 199-214.

LEROY C. (1996). Caractérisation et évolution dans le temps des particules dans le lac du Bourget. Mémoire de D.E.A, E.N.G.R.E.F., 90 p.

LIECHTI P. (1994). L'état des lacs en Suisse. Office Fédéral des Forêts et du Paysage, *Cahier de l'environnement*, n°237, 159 p.

LIGNIER V., BECK C., CHAPRON E. (soumis). Caractérisation de déstructurations synsédimentaires lacustres d'origine sismique dans la formation des Argiles du Trièves (Isère, Alpes, France). Soumis aux *C.R. Acad. Sci. Paris*.

LISTER G. S. (1984). Deglaciation of the Lake Zurich area : a model based on the sedimentological record. In: *Contributions to Sedimentology*, 13, 177-186.

LISTER G. S. (1985). Late pleistocene alpine deglaciation and post-glacial climatic developments in Switzerland : the record from sediments in a peri-alpine lake basin. *Mitteilungen aus dem geologischen Institut der Eidg. technischen Hochschule und der Universität Zürich*, n°249, 151 p.

LORIOUS C. (1993). Glaces de l'Antartique. coll. Points, Odile Jacob ed. 304 p.

LORIOUS C., JOUZEL J., RAYNAUD D., HANSEN J. & LE TREUT H. (1990). The ice-core record : climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, 139-145.

MAGNY (1995). Une histoire du climat. Errance ed. 176 p.

MANALT F., BECK C., DISNAR J.R., DECONINCK J.F. & RECOURT P. Evolution of clay assemblages and organic matter in the Tardiglacial-Holocene sedimentary infill of lake Annecy (Northwestern Alps) : changes of sources and paleoenvironmental implications. Soumis à *Paleolimnology*, Special issue.

MANALT F., DISNAR J.R. & BECK C. (1995). Sedimentary processes and sources in the post-Würm infill of Annecy lake, northwestern Alps. Intern. Assoc. Sedim. 16 th Reg. Meet., Aix-les Bains, abstract, p. 98.

MARGUET A. & SERRALONGUE J. (1996). Annecy, Quai Eustache-Chappuis, parking de l'Hôtel de Ville, Haute-Savoie. Bilan scientifique 1994 des Centres Nationaux, 27, CNRS : Travaux et recherches archéologiques de terrain, Rhône-Alpes, 115-116.

- MARTINSON D.G., PISIAS N. G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T. C. & SHACKLETON N. J. (1987). Age dating and the orbital theory of ice ages : development of an high resolution 0-300 000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- MONJUVENT G. & NICOUD G. (1988a). Interprétation de la déglaciation rhôdaniennne au Würm, des moraines «internes» à la cuvette lémanique. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 129-140.
- MONJUVENT G. & NICOUD G. (1988b). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexions. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 147-156.
- MONJUVENT G. & NICOUD G. (1987). Les paléolacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy - France. Doc. C.E.R.L.A.T., mem. n°1, 213-231.
- 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.
- MUGNIER J. L. & MENARD G. (1985). Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitaine*, 10, 1, 167-180.
- NEGREL P., CASANOVA J. & NICOUD G. (1997). Caractérisation isotopique (O, C, Sr) des flux glaciaires du bassin versant du lac d'Annecy (E France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 2 243-253.
- NICOUD G. & MANALT F. (1994). L'évolution du bassin versant du lac d'Annecy depuis le retrait glaciaire würmien. Doc. CLIMASILAC, Syndicat Intercommunal du Lac d'Annecy.
- NICOUD G. (1985). Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 151-157.
- 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, 69-76.
- NICOUD G., MONJUVENT G. & MAILLET-GUY G. (1987). Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines de Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n°13, 457-468.
- NIESSEN F. & KELTS K. (1989). The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano - implications for Alpine paleoclimate. *Eclogae geol. Helv.*, 82/1, 235-263.
- 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, 71-81.
- PAVONI N. (1961). Faltung durch Horizontalverschiebung. *Eclogae geol. Helv.*, 54, 515-534.
- PERKINS J. A. & SIMS J. D. (1983). Correlation of alaskan varve thickness with climatic parameters, and use in paleoclimatic reconstruction. *Quaternary Research*, 20, 308-321.
- PICKRILL R.A. & IRWIN J. (1983). Sedimentation in a deep glacier-fed lake, Lake Tekapo, New Zealand. *Sedimentology*, 30, 63-75.
- 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*, t. 319, 845-852.
- PUGIN A. (1988). Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. *Rapp. géol. Serv. hydro. et géol. natl.*, 3, 20 p.
- RAVENNE C & BEGHIN P. (1983). Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 38, 237-259.
- READING H.G. (1996). Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy. Third edition. Ed. by Reading H.G., Blackwell Scientific Pub. 688 p.
- REGGIANI L. (1989). Faciès lacustre et dynamique sédimentaire dans la molasse d'eau douce inférieure oligocène (USM) de Savoie. *Eclogae geol. Helv.*, 82, 325-350.
- RENAULT - MISKOVSKY J. (1992). La palynologie du Quaternaire européen : chronostratigraphie - paléoécologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *Géochronique*, 44, 21-24.
- ROCHETTE P., MONJUVENT G & BECK C. (1991). Semi-periodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Grésivaudan (S.E. France) : inference on today seismic hazard. E.U.G VI, Terra Abstracts, 3, 178.
- RUDDIMAN W. F. & DUPLESSY J. C. (1985). Conference on the Last Deglaciation : Timing and Mechanism. *Quaternary Research*, 23, 1-17.
- RUST B.R. & ROMANELLI R. (1975). Late quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In : Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. JOPLING A. V. & McDONALD B. C. (eds.), *The society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Tulsa, 23, 132-153.
- SCHLUCHTER C. (1988). The deglaciation of the Swiss-Alps : a paleoclimatic event with chronological problems. *Bull. Assoc. fr. ét. quat.*, 2-3, 141-145.
- SCHWALB A. (1992). Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz) : Rekonstruktion spät-

und postglazialer Klimat- und Umweltveränderungen. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, 268, 138 p.

SEILACHER A. (1984). Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55, 1-12.

SERET G., DRICOT E. & WANSART G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.

SIMS J.D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.

STOW D.A.V. (1994). Deep sea processes of sediment transport and deposition. In : Sediment transport and depositional processes, PYE K. Ed. Blackwell Scientific Pubs. 397 p.

THOUVENOT F. (1996). Le séisme d'Epagny du 15 Juillet 1996, contexte sismologique et tectonique. Rapport de mission de l'Association Française de Génie Parasismique, 128 p.

THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R. & JENATTON L. (1990). SISMALP : an automatic phone interrogated seismic network for the Western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et Séismologie*, 1, 1-10.

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*, A65, 2, 417-422.

VAN RENSBERGEN P. (1996). Seismic stratigraphy study of the glacial and lacustrine infill of Lakes Annecy and Le Bourget. Thèse de Doctorat, Université de Gand, 2 vol., 209 p.

VINÇON-LEITE B. (1991). Contribution de la modélisation mathématique à l'étude de la qualité de l'eau dans les lacs subalpins : le lac du Bourget (Savoie). Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 261 p.

WICK L. (1989). Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Luganersee (Südtessin, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.*, 82, 265-276.

WILLIAMS M. A. J., DUNKERLEY D. L., DEKKER De P., KERSHAW A. P. & STOKES T. (1993). Quaternary environments. Arnolds E. ed., 329 p.

WOILLARD G. (1978). Grande Pile peat bog : a continuous pollen record for the last 140 000 years. *Quaternary Research*, 9, 1-21.

## Annexes

## ANNEXE 1

## Analyse statistique des minéraux argileux du Forage Profond d'Annecy

La comparaison entre chaque unité sédimentaire des pourcentages moyens de chaque minéral argileux doit être précédée d'une comparaison de variances des échantillonnages concernés. Cette comparaison a été réalisée à l'aide d'un test F.

L'hypothèse nulle  $H_0$  est : les deux variances ne sont pas significativement différentes. Le seuil de signification considéré est  $\alpha$  : 0,05 (probabilités de dépassement: 0,025 et 0,975).

		F	ddl1	ddl2	F1	F2	acceptation $H_0$
comparaison U3/U2	chlorite	0,55	44	43	0,53	1,87	oui
	illite	0,63	44	43	0,53	1,87	oui
	I.S.10-14	2,02	44	43	0,53	1,87	non
	smectite	1,33	44	43	0,53	1,87	oui
comparaison U3/U1	kaolinite	0,24	44	43	0,53	1,87	non
	chlorite	1,29	44	41	0,53	1,87	oui
	illite	1,32	44	41	0,53	1,87	oui
	I.S.10-14	10,99	44	41	0,53	1,87	non
comparaison U2/U1	smectite	2,15	44	41	0,53	1,87	non
	kaolinite	0,29	44	41	0,53	1,87	non
	chlorite	2,35	43	41	0,53	1,87	non
	illite	2,07	43	41	0,53	1,87	non
comparaison U3b/U3a	I.S.10-14	5,034	43	41	0,53	1,87	non
	smectite	1,61	43	41	0,53	1,87	oui
	kaolinite	1,2	43	41	0,53	1,87	oui
	chlorite	1,84	18	25	0,39	2,35	oui
comparaison U3b/U3a	illite	5,28	18	25	0,39	2,35	non
	I.S.10-14	1,25	18	25	0,39	2,35	oui
	smectite	8,43	18	25	0,39	2,35	non
	kaolinite	6,07	18	25	0,39	2,35	non

Pour les cas où les variances sont "comparables", les moyennes ont été comparées à l'aide d'un test t.

L'hypothèse nulle  $H_0$  est : les deux moyennes ne sont pas significativement différentes. Le seuil de signification considéré est  $\alpha$  : 0,05.

		t	ddl	zone d'acceptation	acceptation $H_0$
comparaison U3/U2	chlorite	-15,46	87	1,99 > t > -1,99	non
	illite	-16,83	87	1,99 > t > -1,99	non
	smectite	25,42	87	1,99 > t > -1,99	non
comparaison U3/U1	chlorite	-11,44	85	1,99 > t > -1,99	non
	illite	-9,83	85	1,99 > t > -1,99	non
comparaison U2/U1	smectite	-6,21	84	1,99 > t > -1,99	non
	kaolinite	-9,54	84	1,99 > t > -1,99	non
comparaison U3b/U3a	chlorite	-8,74	43	2,02 > t > -2,02	non
	I.S.10-14	9,89	43	2,02 > t > -2,02	non



## ANNEXE 2

La même démarche que dans l'annexe 1 a été effectuée pour les comparaisons des minéraux argileux contenus dans les différents types de couches, types comparés deux à deux au sein de chaque unité. La comparaison de variance est présentée dans le tableau suivant.

*L'hypothèse Ho est toujours* : les deux variances comparées sont égales, avec un seuil de signification  $\alpha$  de 0,05.

unité	comparaison	minéraux	F	ddl1	ddl2	F1	F2	acceptation Ho
unité 2	CS dom / CC dom	chlorite	0,43	15	3	0,242	14,253	oui
		illite	0,96	15	3	0,242	14,253	oui
		I.S.10-14	0,77	15	3	0,242	14,253	oui
		smectite	0,48	15	3	0,242	14,253	oui
		kaolinite	0	15	3	0,242	14,253	-
unité 2	CS dom / CC+CS	chlorite	0,82	15	22	0,366	2,498	oui
		illite	0,96	15	22	0,366	2,498	oui
		I.S.10-14	0,77	15	22	0,366	2,498	oui
		smectite	0,48	15	22	0,366	2,498	oui
		kaolinite	0	15	22	0,366	2,498	-
unité 2	CC dom / CS+CC	chlorite	1,96	3	22	0,07	3,78	oui
		illite	0,93	3	22	0,07	3,78	oui
		I.S.10-14	0,87	3	22	0,07	3,78	oui
		smectite	1,78	3	22	0,07	3,78	oui
		kaolinite	18	3	22	0,07	3,78	non
unité 1	ECC / CS dom	chlorite	0,252	11	2	0,1902	39,4	oui
		illite	63	11	2	0,1902	39,4	non
		I.S.10-14	1,92	11	2	0,1902	39,4	oui
		smectite	1,05	11	2	0,1902	39,4	oui
		kaolinite	0,05	11	2	0,1902	39,4	non
unité 1	ECC / CC dom	chlorite	1,56	11	2	0,1902	39,4	oui
		illite	1,14	11	2	0,1902	39,4	oui
		I.S.10-14	1,55	11	2	0,1902	39,4	oui
		smectite	12,11	11	2	0,1902	39,4	oui
		kaolinite	0,041	11	2	0,1902	39,4	non
unité 1	ECC / CS	chlorite	1,47	11	6	0,2576	5,41	oui
		illite	4,88	11	6	0,2576	5,41	oui
		I.S.10-14	3,54	11	6	0,2576	5,41	oui
		smectite	1,74	11	6	0,2576	5,41	oui
		kaolinite	5,02	11	6	0,2576	5,41	oui
unité 1	ECC / CS+CC	chlorite	1,25	11	16	0,303	2,93	oui
		illite	6,6	11	16	0,303	2,93	non
		I.S.10-14	1,58	11	16	0,303	2,93	oui
		smectite	2,5	11	16	0,303	2,93	oui
		kaolinite	0,13	11	16	0,303	2,93	non
unité 1	CS dom / CC dom	chlorite	6,2	2	2	0,025	39	oui
		illite	0,018	2	2	0,025	39	non
		I.S.10-14	0,8	2	2	0,025	39	oui
		smectite	11,4	2	2	0,025	39	oui
		kaolinite	0,069	2	2	0,025	39	oui
unité 1	CS dom / CS	chlorite	5,86	2	6	0,0254	7,25	oui

## ANNEXE 3

Pour les cas où les variances sont "comparables" (voir annexe 2), les moyennes ont été comparées à l'aide d'un test t.

*L'hypothèse nulle Ho est* : les deux moyennes ne sont pas significativement différentes. Le seuil de signification considéré est  $\alpha$  : 0,05.

unité	comparaison	minéraux	t	ddl	zone d'acceptation	acceptation Ho
unité 2	CS dom / CC dom	chlorite	4,5686	18	2,101>t>-2,101	non
		illite	5,8124	18	2,101>t>-2,101	non
		I.S.10-14	-4,1658	18	2,101>t>-2,101	non
		smectite	-8,8046	18	2,101>t>-2,101	non
unité 2	CS dom / CC+CS	chlorite	0,4351	37	2,021>t>-2,021	oui
		illite	-1,0827	37	2,021>t>-2,021	oui
		I.S.10-14	-0,3691	37	2,021>t>-2,021	oui
		smectite	0,2644	37	2,021>t>-2,021	oui
unité 2	CC dom / CS+CC	chlorite	4,89	25	2,60>t>-2,60	non
		illite	5,35	25	2,60>t>-2,60	non
		I.S.10-14	-4,13	25	2,60>t>-2,60	non
		smectite	-7,4	25	2,60>t>-2,60	non
unité 1	ECC / CS dom	chlorite	-2,4198	13	2,160>t>-2,160	non
		I.S.10-14	0,5798	13	2,160>t>-2,160	oui
		smectite	2,1815	13	2,160>t>-2,160	non
unité 1	ECC / CC dom	chlorite	0,967	13	2,160>t>-2,160	oui
		illite	-0,181	13	2,160>t>-2,160	oui
		I.S.10-14	0,628	13	2,160>t>-2,160	oui
		smectite	0,573	13	2,160>t>-2,160	oui
unité 1	ECC / CS	chlorite	-2,6054	17	2,110>t>-2,110	non
		illite	0,1545	17	2,110>t>-2,110	oui
		I.S.10-14	0,7331	17	2,110>t>-2,110	oui
		smectite	2,2651	17	2,110>t>-2,110	non
		kaolinite	1,3939	17	2,110>t>-2,110	oui
unité 1	ECC / CS+CC	chlorite	-2,085	27	2,052>t>-2,052	non
		I.S.10-14	-0,022	27	2,052>t>-2,052	oui
		smectite	2,678	27	2,052>t>-2,052	non
unité 1	CS dom / CC dom	chlorite	0,9693	4	2,776>t>-2,776	oui
		I.S.10-14	0,0495	4	2,776>t>-2,776	oui
		smectite	-1,5951	4	2,776>t>-2,776	oui
		kaolinite	-0,2112	4	2,776>t>-2,776	oui
unité 1	CS dom / CS	chlorite	0,893	8	2,306>t>-2,306	oui
		illite	-0,403	8	2,306>t>-2,306	oui
		I.S.10-14	-0,144	8	2,306>t>-2,306	oui
		smectite	-0,719	8	2,306>t>-2,306	oui
unité 1	CS dom / CS+CC	illite	-1,9012	18	2,101>t>-2,101	oui
		I.S.10-14	-0,7541	18	2,101>t>-2,101	oui
		smectite	-1,4451	18	2,101>t>-2,101	oui
		kaolinite	-0,4316	18	2,101>t>-2,101	oui
unité 1	CC dom / CS	chlorite	-0,9262	8	2,306>t>-2,306	oui
		illite	0,3858	8	2,306>t>-2,306	oui

## Index des figures, tableaux et planches photographiques

## Chapitre I

<i>Figure I-1</i> : Carte structurale des Alpes occidentales. ....	22
<i>Figure I-2</i> : Carte structurale des chaînes subalpines et du bassin molassique méridional. ....	22
<i>Figure I-3a</i> : Coupe équilibrée du massif des Bornes et de la bordure Sud-Est du bassin molassique. ....	24
<i>Figure I-3b</i> : Coupe des Bornes, du sillon subalpin au bassin molassique. ....	24
<i>Figure I-4</i> : Localisation des principaux accidents décrochants du bassin molassique méridional. ....	26
<i>Figure I-5</i> : Taux de déplacement actuel des Alpes occidentales, du bassin molassique et du Jura méridional, calculés par rapport à un point de référence. ....	26
<i>Figure I-6</i> : Sismicité historique des Alpes occidentales, période 1500-1990. ....	27
<i>Figure I-7</i> : Le lac d'Annecy actuel dans son bassin hydrographique. ....	29
<i>Figure I-8</i> : Carte géologique simplifiée des Alpes Nord-occidentales. ....	29
<i>Figure I-9</i> : Cadre chronostratigraphique et paléoclimatique du Quaternaire européen. ....	31
<i>Figure I-10</i> : Reconstruction des variations des précipitations annuelles et de la température moyenne pour les sites de la Grande Pile et des Echets. ....	31
<i>Figure I-11</i> : Enregistrement climatique dans la calotte glaciaire antarctique (Vostok). ....	32
<i>Figure I-12</i> : Zones glaciaires et périglaciaires d'Europe et de Scandinavie à l'actuel et au dernier maximum glaciaire. ....	33
<i>Figure I-13</i> : Reconstitution des variations du niveau marin lors de la dernière déglaciation à partir des récifs coralliens de la Barbade et de récifs coralliens tahitiens. ....	34
<i>Figure I-14</i> : Tableau chronologique du Pléniglaciaire supérieur, du Tardiglaciaire et de l'Holocène. ....	35
<i>Figure I-15</i> : Evolution de la paléogéographie glaciaire au cours des trois stades principaux de fusion dans la moyenne vallée du Rhône, d'après Campy <i>et al.</i> , 1990. ....	36
<i>Figure I-16</i> : Principaux événements glaciaires dans les montagnes françaises (Alpes maritimes et Vosges exceptées), d'après Monjuvent et Nicoud, 1988b. ....	38
<i>Figure I-17</i> : Localisation et principales caractéristiques de quatre grands lacs périalpins. ....	40
<i>Figure I-18</i> : Description simplifiée d'un carottage (F3) du remplissage sédimentaire de la rade de Genève (Léman). ....	41
<i>Figure I-19</i> : Description simplifiée d'un carottage (LG 83-17) du remplissage sédimentaire du lac de Lugano. ....	42
<i>Figure I-20</i> : Description simplifiée d'un carottage (LN 03) du remplissage sédimentaire du lac de Neuchâtel. ....	44
<i>Figure I-21</i> : Description simplifiée d'un carottage (ZUBO 80) du remplissage sédimentaire du lac de Zürich. ....	45
<i>Figure I-22</i> : Description simplifiée des différents types de sédimentation dans quatre lacs périalpins durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. ....	47

Chapitre II

**Figure II-1** : Navigation de la campagne de sismique-réflexion 2,5 kHz. .... 52

**Figure II-2** : Profil sismique transverse 2,5 kHz issu de la campagne B.R.G.M. 1990 et son interprétation. .... 53

**Figure II-3** : Profil sismique transverse 2,5 kHz recoupant le site de forage choisi. .... 55

**Figure II-4** : Extraits de profils 2,5 kHz mettant en évidence quelques évènements gravitaires dans le remplissage sédimentaire. .... 56

**Figure II-5a** : Navigation non corrigée de l'ensemble des profils de la campagne de sismique-réflexion haute-résolution Sparker Monotrace 1993. .... 58

**Figure II-5b** : Navigation corrigée des profils utilisés de la campagne de sismique-réflexion haute-résolution Sparker Monotrace 1993. .... 58

**Tableau II-1** : Vitesses de propagation acoustique dans le lac d'Annecy, son remplissage sédimentaire et son substratum. .... 59

**Figure II-6** : Carte du substratum acoustique du remplissage sédimentaire du lac d'Annecy. .... 60

**Figure II-7** : Carte isopaque de l'unité basale. .... 61

**Figure II-8a** : Extrait du profil sismique 22. .... 64

**Figure II-8b** : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 22. .... 65

**Figure II-9** : Localisation des différentes sous-unités de l'unité basale, réparties en quatre phases de dépôt successives. .... 66

**Figure II-10a** : Extrait du profil sismique 25. .... 68

**Figure II-10b** : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 25. .... 69

**Figure II-11** : Carte isopaque de l'unité 1. .... 70

**Figure II-12** : Carte isopaque de l'unité 2. .... 71

**Figure II-13a** : Extrait du profil sismique 9. .... 72

**Figure II-13b** : Interprétation de la stratigraphie sismique du profil 9. .... 73

**Figure II-14** : Carte isopaque de l'unité 3. .... 74

**Figure II-15** : Coupe schématique de la vallée d'Annecy basée sur l'interprétation des profils sismiques, redessinée à l'échelle 1/1. .... 75

**Figure II-16** : Représentation schématique d'une succession d'esker-deltas au front d'un glacier lors de son retrait. .... 76

Chapitre III

**Figure III-1** : Localisation des forages recoupant le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy. .... 82

**Figure III-2** : Corrélations entre les forages lacustres profonds CLIMASILAC (AN-I, AN-II et AN-III) et le forage Kullenberg LA-18. .... 83

**Figure III-3** : Log schématique du forage profond d'Annecy. .... 84

**Figure III-4** : Log schématique du forage carotté de Saint-Jorioz. .... 89

**Figure III-5** : Log schématique du forage des Iles. .... 92

**Figure III-6a** : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage profond. .... 95

**Figure III-6b** : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage LA-18. .... 95

**Figure III-7a** : Evolution du grain moyen dans le forage profond. .... 97

**Figure III-7b** : Evolution du grain moyen dans le forage LA-18. .... 97

**Figure III-8** : Evolution des différentes fractions granulométriques dans le forage de Saint-Jorioz. .... 99

**Figure III-9a** : Mesure et calcul du «Saddle Index» sur diffractogramme. .... 101

**Figure III-9b** : Estimation de la quantité de smectite dans un interstratifiés irrégulier illite-smectite. .... 101

**Figure III-10** : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage profond. .... 103

**Figure III-11** : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage LA-18. .... 104

**Figure III-12** : Diffractogrammes typiques (essais naturels) de chacune des unités du forage profond. .... 105

**Figure III-13** : Evolution de l'indice de cristallinité de l'illite dans le forage profond. .... 108

**Figure III-14** : Répartition des indices de Kübler dans les sous-unités 3a et 3b. .... 109

**Figure III-15** : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage de Saint-Jorioz. .... 110

**Figure III-16** : Evolution de l'indice de cristallinité de l'illite dans le forage de Saint-Jorioz. .... 111

**Figure III-17** : Evolution des cortèges de minéraux argileux dans le forage des Iles. .... 112

**Figure III-18** : Evolution des indices de Kübler dans le forage des Iles. .... 113

**Figure III-19** : Evolution de la matière organique dans le forage profond (Carbone Organique Total et Index d'Hydrogène), d'après J.R. Disnar. .... 114

**Figure III-20** : Evolution du taux de carbonates dans le forage profond, d'après Casanova *et al.*, soumis. .... 116

**Figure III-21a** : Corrélation des différents forages en fonction des taux de chlorite, de smectite et de kaolinite. .... 118

**Figure III-21b** : Corrélation des différents forages en fonction des taux d'illite, d'interstratifiés 10-14S et des indices de Kübler. .... 119

**Figure III-22** : Corrélation du forage profond, du forage de Saint-Jorioz et du forage des Iles. .... 120

**Figure III-23** : Corrélation sismique Sparker - forage profond. .... 121

**Planche photo n°I** ..... 124

**Planche photo n°II** ..... 125

**Planche photo n°III** ..... 126

Chapitre IV

**Figure IV-1** : Position des lames minces réalisées sur la forage profond. .... 130

**Figure IV-2** : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lamines de type 1 (base), de type 2 (sommet) et de type 3. .... 131

**Figure IV-3** : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lamines de type 1 et de type 2. .... 131

<b>Figure IV-4</b> : Représentation de la lamination dans l'unité 1 : lamines de type 1 et de type 3. ....	132
<b>Figure IV-5</b> : Représentation de la lamination dans l'unité 2 : lamines de type 1, de type 2 (base et sommet) et de type 3. ....	132
<b>Figure IV-6</b> : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3a : lamines de type 1 et de type 3. ....	133
<b>Figure IV-7</b> : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3a : lamines de type 1 et de type 3. ....	133
<b>Figure IV-8</b> : Représentation de la lamination dans la sous-unité 3b : lamines de type 4 (base et sommet) et de type 5. ....	135
<b>Figure IV-9</b> : Position des lames minces réalisées sur le forage de Saint-Jorioz. ....	137
<b>Figure IV-10</b> : Courbes granulométriques (en fréquences cumulées et en fréquences relatives) des différentes unités du forage profond. ....	140
<b>Figure IV-11</b> : Distinction des couches claires et des couches sombres de l'unité 2 à partir du grain moyen et du classement. ....	141
<b>Tableau IV-1</b> : Moyennes des pourcentages de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches, pour chaque unité. ....	144
<b>Tableau IV-2</b> : Comparaison des moyennes de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches de l'unité 1. ....	145
<b>Tableau IV-3</b> : Comparaison des moyennes de chacun des minéraux argileux dans l'échantillonnage des différentes couches de l'unité 2. ....	146
<b>Figure IV-12</b> : Courbes granulométriques (en fréquences cumulées et en fréquences relatives) des passées grossières du forage AN-II. ....	153
<b>Figure IV-13</b> : Répartition stratigraphique des turbidites dans la carotte AN-II du forage profond. ....	154
<b>Planche photo n°IV</b> .....	157

## Chapitre V

<b>Figure V-1</b> : Carte hypsométrique du bassin versant actuel du lac, du bassin versant du Fier, de la Chaise et de l'Arly. ....	162
<b>Figure V-2</b> : Répartition altitudinale dans le bassin versant actuel du lac d'Annecy et dans les bassins versants du Fier, de l'Arly et de la Chaise. ....	164
<b>Tableau V-1</b> : Stratigraphie et lithologie des échantillons prélevés sur les bassins versants. ....	165
<b>Figure V-3</b> : Échantillonnage des minéraux argileux et géologie des bassins versants. ....	166
<b>Figure V-4</b> : Évolution schématique des argiles au cours de la diagenèse d'enfouissement pour un gradient géothermique normal, d'après Chamley, 1987. ....	168
<b>Figure V-5</b> : Répartition des indices de Kübler des échantillons des différents bassins versants. ....	169
<b>Figure V-6</b> : Carte des limites du métamorphisme faible à très faible dans les massifs cristallins externes et le bord subalpin, d'après Aprahamian, 1988. ....	170

## Chapitre VI

<b>Figure VI-1</b> : Datations $^{14}\text{C}$ du forage profond d'après Brauer et Casanova (soumis). ....	178
<b>Figure VI-2</b> : Analyse palynologique du forage profond d'Annecy (David <i>et al.</i> , soumis). ....	179
<b>Figure VI-3</b> : Datations des différentes limites d'unités d'après les données palynologiques (David <i>et al.</i> , soumis) et les analyses de rythmicité annuelle (Brauer et Casanova, soumis). ....	182
<b>Figure VI-4</b> : Reconstitution de la paléogéographie glaciaire lors du dernier stade de fusion dans la moyenne vallée du Rhône, d'après Campy <i>et al.</i> , 1990. ....	185
<b>Figure VI-5</b> : Stade 1 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de l'unité basale et de la partie inférieure de l'unité 1. ....	186
<b>Figure VI-6</b> : Stade 2 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie supérieure de l'unité 1. ....	187
<b>Figure VI-7</b> : Stade 3 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie inférieure de l'unité 2. ....	188
<b>Figure VI-8</b> : Stade 4 de la reconstitution paléogéographique, correspondant à la mise en place de la partie inférieure de la sous-unité 3a. ....	191
<b>Figure VI-9</b> : Stade 5. L'abandon du Fier représente la dernière évolution paléogéographique de la cluse annécienne, dont résulte la situation actuelle. ....	193
<b>Figure VI-10</b> : Variation de la température atmosphérique sur l'Antarctique au cours du dernier cycle climatique, d'après Lorius <i>et al.</i> , 1990. ....	195
<b>Figure VI-11</b> : Enregistrement de la déglaciation mondiale en milieu océanique, d'après Fairbanks, 1989. ....	196

## Résumé

Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie) constitue un enregistrement continu de la dernière déglaciation à l'actuel. L'imagerie géophysique a permis de distinguer plusieurs unités sédimentaires correspondant à des mécanismes de mise en place différents. L'unité basale est constituée d'esker-deltas (Van Rensbergen, 1996) qui corroborent l'hypothèse d'un retrait glaciaire en direction du Sud. Les unités sus-jacentes 1 et 2 sont mises en place essentiellement par l'intermédiaire de courants hyperpycnaux. La sous-unité 3a voit l'édification de deltas lacustres alors qu'au sommet de la série la sous-unité 3b est dominée par les processus de décantation dans la tranche d'eau.

L'analyse sédimentologique d'un forage lacustre, complétée de deux forages à terre, confirme cette succession et les mécanismes de dépôt. Ces unités diffèrent par le type de lamination, la texture du sédiment et les cortèges de minéraux argileux qu'elles contiennent. L'essentiel du remplissage résulte d'apports terrigéniques. Seule la sous-unité 3b présente des apports d'origine autochtone.

L'analyse microscopique distingue différents types de lamines, qui, dans les unités terrigéniques, mettent en évidence un contrôle saisonnier de la sédimentation. Un signal annuel est reconnu dans l'unité 2 et s'exprime par la succession de trois types de lamines. Les apports printaniers résultent de pulsations successives d'affluents qui mettent en place des courants hyperpycnaux de faible durée (crues). La période estivale voit l'établissement d'un courant hyperpycnal «continu» résultant de la fonte glaciaire. Le matériel le plus fin, en suspension dans la tranche d'eau, décante durant l'hiver. Cette lamine hivernale est également observée dans l'unité 1 et la sous-unité 3a. Dans la sous-unité 3b, la lamination semble essentiellement due au développement planctonique dans l'épilimnion.

Les cortèges de minéraux argileux présents dans les bassins versants glaciaires et hydrographiques ont été inventoriés afin de définir l'origine du matériel sédimentaire terrigénique du remplissage. La composition argileuse de l'unité 2, dominée par la chlorite et une illite bien cristallisée, serait liée à la présence d'un courant glaciaire originaire de la vallée de l'Arly, hors du bassin hydrographique actuel du lac. L'unité 1 enregistre également les apports en provenance de ce glacier, mais ils sont en partie dilués par les apports d'eau de fonte issus de glaces situées dans le bassin molassique et dans le bassin versant du Fier. La sous-unité 3a résulte d'apports en provenance du bassin versant hydrographique actuel augmenté de celui du Fier. Des minéraux argileux d'origine pédogénétique (smectite et interstratifiés 10-14S) viennent s'ajouter aux minéraux prélevés au substrat dans la sous-unité 3b.

La chronologie du remplissage, établie par les analyses palynologiques (F. David *et al.*, soumis), par comptage de rythmites annuelles et par datation radiocarbone (Brauer *et al.*, soumis) indique une déglaciation antérieure à 15 000 ans B.P. au niveau du site de forage lacustre.

L'enregistrement sédimentaire semble montrer une importante accélération de la fonte glaciaire à 14 450 ans B.P., attestée par une brutale augmentation des apports d'eau de fonte entraînant une disparition rapide des glaciers de vallée. Cette accélération est mise en relation avec le caractère rapide du dernier réchauffement climatique global enregistré notamment dans les calottes polaires. L'évolution paléogéographique du lac d'Annecy est ensuite essentiellement marquée par l'abandon du Fier, qui réduit considérablement la taille de son bassin versant hydrographique.

**Mots-Clés :** Sédimentation lacustre ; rythmites ; courants hyperpycnaux ; minéraux argileux ; déglaciation ; paléogéographie ; Tardiglaciaire et Holocène.