



**HAL**  
open science

# Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité : étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze

Vincent Lignier

► **To cite this version:**

Vincent Lignier. Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité : étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Géomorphologie. Université de Savoie, 2001. Français. NNT: . tel-00811857

**HAL Id: tel-00811857**

**<https://theses.hal.science/tel-00811857>**

Submitted on 11 Apr 2013

**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.

2001 CHAM 830  
T A159.201/30.1 bin

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE DE SAVOIE

pour l'obtention du TITRE DE DOCTEUR D'UNIVERSITE

réalisée au sein du  
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UMR 5025 CNRS)

Spécialité : Géologie

soutenue le **21 Décembre 2001**

par Vincent LIGNIER

## LES SEDIMENTS LACUSTRES ET L'ENREGISTREMENT DE LA PALEOSISMICITE

Etude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze

### *LIVRE I : TEXTE*



Le Jury est composé de :

<i>Mme Isabelle Cojan,</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Mr Pascal Allemand,</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Mr Pierre-Yves Bard,</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr Jan Klerkx,</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr Richard Maire,</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mr Marc Tardy,</i>	<i>Président du Jury</i>
<i>Mr Christian Beck,</i>	<i>Directeur de Thèse</i>
<i>Mr Marc Desmet,</i>	<i>Co-Directeur de Thèse</i>

## REMERCIEMENTS

*L'aboutissement de ce travail n'aurait pu voir le jour sans le soutien et la collaboration de vous tous que je tiens vivement à remercier :*

Je suis reconnaissant à Marc Tardy pour son accueil au sein du LGCA et la confiance qu'il m'a accordé, pour son soutien du bord des lacs aux derniers instants de ce travail en acceptant de présider ce jury.

Merci à Isabelle Cojan pour avoir accepté d'être rapporteur de ce travail, c'est un grand honneur pour moi. Je lui suis très reconnaissant pour sa patience et sa compréhension.

Pascal Allemand m'a permis de forger mes premières armes au magistère et m'a soutenu tout au long de ma formation de géologue. Un grand merci pour son amitié et l'intérêt qu'il porte à mes travaux.

Je tiens à remercier Richard Maire pour sa passion karstologique contagieuse, je lui suis reconnaissant d'avoir accepté de porter son regard de spécialiste du karst sur ce travail.

Merci à Pierre-Yves Bard pour avoir accepté de participer à ce jury en apportant son regard de géophysicien et son expérience du risque sismique.

Je suis très reconnaissant à Jan Klerkx, sans qui les travaux sur le Lac Issyk-Kul n'auraient pu être réalisés. Un grand merci pour son accueil, son soutien, la grande confiance et les moyens qu'il m'a accordé sur place me permettant de concrétiser mes recherches à terre et les carottages.

Christian Beck m'a fait confiance tout au long de ces années, je le remercie vivement pour son soutien et tout ce que j'ai pu apprendre à ses côtés. Un grand merci pour sa passion contagieuse de la sédimentologie, sa bonne humeur et son enthousiasme, pour avoir été l'initiateur de cette aventure scientifique.

Je tiens à remercier particulièrement Marc Desmet pour sa confiance et son investissement dans ce projet un peu fou et grâce à qui les missions CALAMAR ont pu prendre forme. Un grand merci pour son accompagnement laborieux et personnel, des cimes immaculées aux profondeurs des abîmes, pour sa confiance et son amitié sans faille.

Je tiens à remercier mes amis russes et kirghize pour leur accueil chaleureux qui restera dans ma mémoire. Merci à Yvan Kalugin pour son aide et ses collaborations aux missions sur les lacs Teletskoye et Issyk-Kul.

Albert et Anton Duchkov, m'ont accueilli à Novossibirsk, et Anton m'a accompagné sur le terrain. Je les en remercie vivement. Merci à Kanatbek Abdrackmatov pour m'avoir guidé aux abords du Lac Issyk-Kul, me permettant de discerner en peu de temps les grands traits de la géologie locale. Merci à sa famille pour son accueil. Je remercie également Boris Sherbov, pour sa confiance et son accueil à Novossibirsk et la mission sur le Lac Teletskoye. Une attention particulière à Svetlana Kolobova pour son amitié, son aide et son accueil à Novossibirsk et Issyk-Kul.

Mes remerciements vont aussi à nos amis Belges de Gand : Marc De Batist grâce à qui j'ai pu travailler à l'acquisition et le traitement des données sismiques d'Issyk-Kul, son soutien et sa collaboration a été très appréciée. Merci à Tom Van Cauwenberghe et Yannick Imbo, compagnon de mission sur bateau et à terre, à Damien Delvaux pour sa collaboration, et aide bibliographique sur le Kirghizstan et l'Altai.

Merci à Santi Giralt, compagnon de galères et d'aventures à Issyk-Kul, pour sa collaboration à terre lors des carottages et pour les nombreuses discussions scientifiques ; son aide notamment pour l'analyse des lames minces a été très appréciée.

J'ai également une intention particulière pour les membres de l'ASTER et du Comité Scientifique des Réserves Naturelles de Haute-Havoie, sans lesquels les missions CALAMAR n'auraient pas pu être réalisées :

Emmanuel Michaux et Jean-Marcel Dorioz d'avoir accordé leur confiance pour la réalisation de ces missions, Juliette Vodinh qui a coordonné l'action des réserves et toujours porté un grand intérêt à nos travaux par sa présence attentive sur le terrain.

L'ensemble des gardes pour leur passion, leur bonne humeur à toute épreuve, leur implication colossale, leurs mollets d'acier : merci à Patou pour son accueil sa compétence et son flegme si rassurant en toute situation, merci à Jacky, Laurent, Daniel, Emmanuelle, Patrick, Hubert, Fabrice, Jean-José.

Je remercie également les équipes du PGHM et de la Sécurité Civile et de la Compagnie du Mont-Blanc pour leur aide logistique capitale dans la réalisation des missions CALAMAR sur le terrain.

Je n'oublierai pas Thierry Winiarski élément la première heure des aventures CALAMAR, grâce à qui le site des Aiguilles Rouges a été choisi. Sa collaboration scientifique fut à la hauteur de son goût pour l'enseignement ... quel beau métier professeur !

Merci à Marie Revel pour sa collaboration dès les premières missions sur les Aiguilles Rouges.

A Alain Trentesaux, acceptant de quitter ses noirs terroirs pour de blanches cimes (ciel v'la l'postier !), compagnon des abysses alpins, sachant coincer la bulle dans une choppe aussi bien que sous la glace, sa collaboration et son amitié fut l'une des clés de la réussite des CALAMAR à la savoyarde...

Merci également à Xavier Le Groumelec, pour son soutien sub-aquatique à toute température et sa bonne humeur, à Christophe Béraldin et Raphaël Billet, indispensables porteurs si dévoués et efficaces, pour leur amitié et leur dynamisme sans faille ni brosse à dent ; merci à tous les autres acteurs des missions CALAMARS qui n'ont pas économisé leur sueur et leur bonne humeur, et qui sauront se reconnaître.

Merci à André Marguet et l'équipe du SDRASM d'Annecy pour mon initiation au carottage sub-aquatique dans le Lac d'Aiguebelette, à Raymond Castel pour son aide matérielle, à l'équipe du Laboratoire de Chrono-Écologie de Besançon, Hervé Richard et Michel Magny pour les carottages dans le Lac de Cerin.

Je tiens à remercier chaleureusement Jean-Jacques Delannoy, pour sa passion et son expérience partagées du karst notamment aux Grottes Sous les Sangles et de Choranche, mais aussi pour ses grandes qualités humaines. J'espère vivement que cette collaboration constructive se poursuive. Merci à Yves Perette pour sa complicité et nos collaborations entre gouffres et cimes. Je suis reconnaissant à Yves Quinif pour son soutien et les datations U/Th réalisées sur les échantillons de la Grotte Sous les Sangles. Merci à Philippe Deline pour son amitié et ses discussions.

Un grand merci à mes compagnons du Groupe Ulysse Spéléo pour leur aide à l'étude de la Grotte sous les Sangles ; en particulier à Anne Martelat, Yvan Robin, Philippe Drouin, Pascal et Vincent Colin pour les relevés topographiques, Eric Varrel et Veronique Shaeffer pour les photographies. Merci aussi aux membres de l'équipe pour leur patience chozesque...

Je remercie également Michel Pourchet pour mon initiation au  $^{210}\text{Pb}$ , sa disponibilité et sa collaboration dans le traitement et l'interprétation des données.

Merci à Olivier Averbuch et Nicolas Thouveny pour leur disponibilité et leur aide à l'analyse magnétique des échantillons et carottes.

Je suis reconnaissant envers Pierre Billet pour le temps et les moyens qu'il m'a accordé afin de réaliser les essais mécaniques à la presse triaxiale, P'tit Chef pour les analyses diffractométriques.

Je remercie Marc Cushing, pour son aide et sa collaboration à l'utilisation des données de sismicité historique en espérant que nos travaux puisse en allonger un jour la liste !

Merci Mohamed Naaim de m'avoir accordé de son temps pour modéliser des écoulements de sédiments dans le fond d'Issyk-Kul.

Je suis reconnaissant à mes collègues du Laboratoire de Sciences de la Terre de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon de m'avoir accueilli parmi eux, me permettant d'achever ce travail.

Je remercie également mes compagnons du LGCA, Manu et Barjo, thésards des premières heures pour leurs discussions et soutiens, Fabien avec et grâce à qui Anterne a pu nous dévoiler ses secrets, Gérald, Patricia pour leur collaboration à Sous les Sangles et Issyk-Kul, Marie, Celine, Tonio dont je partage désormais un peu le chauvinisme annécien, Jidé Planprazor, Oliver dont le « so british » flegme ne me quitte plus depuis le DEA, Jérôme le géopoète philosophe disjoncté, Jérôme le géopouet touffé ou fou ...

Merci à Françoise Mouglin, pour sa collaboration au traitement des données d'Issyk-Kul, André Paillet, pour sa disponibilité et son aide technique permanente, Laurent Serrurier pour son aide technique et scientifique aussi bien sur les lacs que sous terre, Gilles Ménard pour son bouillonnement permanent, Serge Fudral pour sa confiance, ses conseils et son accompagnement dans mes premiers pas d'enseignant à l'Université, Marc Dzikowsky pour sa collaboration pédagogique, Soufi pour son aide et sa disponibilité.

Je n'oublie pas Jeff pour nos discussions et ses conseils judicieux, nos aventures en altitude, son amitié et son soutien, Bernard & Bianca, David et Bérangère, inoubliables compagnons épicuriens du Grand Caton, pour nos nombreuses discussions, leur amitié, nos futures aventures en Land...

Merci à mes collègues du Lycée Berthollet pour leur soutien durant mon séjour annécien, à Françoise et Pierre Jauzein pour leur accueil.

Au new-gang de l'ENS, amis du Magma et d'autres galaxies : Eva, Ben, Chloé, Fred, Sophie, Laurent, Jan, Marylis, Guillaume... pour leur compassion (d'opérette ?!) des dernières heures...

Je ne pourrai oublier bien sur ma famille, ainsi que mes amis, pour leur affection et leur patience, pour avoir cru en moi. Un grand merci à mon père en particulier grâce à qui j'ai pu réaliser mes rêves universitaires, à ma mère si attentive à la beauté du Monde et à qui je dédie ce travail.

## SOMMAIRE GENERAL

CHAPITRE I : DES SEISMES A LEURS EMPREINTES POTENTIELLES DANS LES SEDIMENTS LACUSTRES .....	11
1.1 Quelques rappels concernant l'étude des séismes et de leurs effets .....	13
1.1.1 Caractères généraux des séismes et leur étude.....	13
1.1.2 Limiter le risque sismique, la prévision et la prévention des séismes .....	19
1.2 Les recherches de paléosismicité à partir d'enregistrements sédimentaires .....	21
1.2.1 L'effet des séismes sur les sédiments .....	21
1.2.2 La reconnaissance et l'utilisation des enregistrements sédimentaires d'origine sismique .....	27
1.3 Le milieu lacustre .....	33
1.3.1 Principales caractéristique du milieu lacustre .....	34
1.3.2 Méthodes d'étude des sédiments lacustres .....	36
1.4 Conclusions - Problématique.....	38

CHAPITRE II :	
PERTURBATIONS SYNSEDIMENTAIRES ATTRIBUABLES A DES SEISMES DANS DES DEPOTS GLACIO-LACUSTRES ET ENDOKARSTIQUES PLEISTOCENES DES ALPES NORD-OCCIDENTALES .....	39
1.1 Analyses de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans des formations quaternaires glaciolacustres du pléistocènesupérieur .....	42
1.1.1 Caractérisation Géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes : « Les Argiles du Trièves » .....	42
1.1.2 Analyse de structures de déformations synsédimentaires attribuées à des séismes dans les sédiments glacio-lacustres quaternaires du Nan- Forezan .....	51
1.2 Enregistrements climatiques et sismo-tectoniques dans des rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles .....	56
1.2.1 Introduction .....	56
1.2.2 Cadre géographique et géologique local .....	57
1.2.3 Présentation générale de la cavité .....	59
1.2.4 Analyse des dépôts et remplissages sédimentaires .....	62
1.2.5 Analyse tectonique de la cavité .....	85
1.2.6 Discussion et interprétations .....	88
1.2.7 Conclusions concernant l'étude de la Grotte sous les Sangles .....	89
1.3 Conclusion concernant l'étude de paléosismicité à partir de dépôts glacio-lacustres et endokarstiques .....	90

CHAPITRE III :  
EMPREINTE D'UNE SISMICITE HISTORIQUE REGIONALE MODEREE DANS LA  
SEDIMENTATION HOLOCENE DE PETITS LACS D'ALTITUDE DES ALPES NORD-  
OCCIDENTALES

*Etude des lacs d'altitude au Nord du massif du Mont-Blanc  
par les missions CALAMAR* ..... 92

1.1 Introduction : objectifs et origine des missions CALAMAR I et II .....95

1.2 Cadre général de l'étude..... 97

1.2.1 Cadre géologique et géodynamique régional..... 97

1.2.2 Caractères généraux de l'environnement des lacs étudiés..... 99

1.2.3 Techniques et méthodes d'échantillonnages in situ..... 101

1.3 Les différents lacs étudiés et les résultats obtenus ..... 104

1.3.1 Le Lac Chesery I : ..... 105

1.3.2 Des lacs à sédimentation organique dominante : Lac Noir, Cornu, Brévent et  
Pormenaz..... 106

1.3.3 Les Lacs Blancs..... 110

1.3.4 Le Lac d'Anterne..... 118

1.4 Conclusions ..... 147

CHAPITRE IV :  
 EMPREINTE D'UNE TECTONIQUE ET D'UNE SISMICITE REGIONALE FORTE DANS  
 LA SEDIMENTATION TERTIAIRE ET QUATERNAIRE D'UN GRAND BASSIN  
 LACUSTRE INTRA-MONTAGNEUX DU TIEN-SHAN : LE LAC ISSYK-KUL ..... 149.

1.1 Présentation générale de l'étude .....	153
1.1.1 Cadre et objectifs des missions Issyk-Kul 97 et 98.....	153
1.1.2 Cadre géographique : .....	154
1.1.3 Cadre géologique et géodynamique du Tien-Shan et du bassin d'Issyk-kul.....	154
1.1.4 Méthodes d'acquisition des différentes données lors des campagnes de 1997 et 1998.....	158
1.2 Indices tectoniques et paléosismiques sédimentaires à partir des dépôts lacustres tertiaires et Quaternaires exondés.....	158
1.2.1 Les affleurements lacustres à l'ouest de Balyckchy (Ryback'ye) : relations stratigraphique et tectoniques des principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul.....	158
1.2.2 Les affleurements du rivage sud ; relations stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts néogènes et quaternaires (Golf de Tohz).....	159
1.2.3 Les affleurements de sédiments lacustres quaternaires dans la ria de la rivière Dzhergalan : .....	160
1.3 Etude in situ du remplissage quaternaire du lac Issyk-Kul par la sismique reflexion.....	165
1.3.1 Conditions d'acquisition des données .....	165
1.3.2 Principaux environnements sédimentaires.....	167
1.3.3 Des indices de variations importantes du niveau du lac : .....	171
1.3.4 Des indices de tectonique active .....	171
1.3.5 Conclusion.....	173
1.4 Etude de la sédimentation holocène du lac, mise en évidence d'un dépôt de type « homogénite » par carottage court et étude sédimentologique haute-résolution .....	174
1.4.1 Matériels et méthodes : .....	174
1.4.2 Analyse lithologique et stratigraphique : .....	175
1.4.3 Analyse sédimentologique à haute résolution du remplissage du bassin central profond.....	181
1.4.4 Discussion et interprétation sur l'origine et les mécanismes de dépôt du niveau homogène dans le bassin central profond. ....	187



1.5 Modélisation numérique d'un écoulement avalancheux sub-aquatique dans le lac Issyk-Kul .....	195
1.5.1 Modèles d'avalanche de neige.....	195
1.5.2 Application au cas du Lac Issyk-Kul .....	196
1.5.3 Résultats de la modélisation.....	197
1.5.4 Discussion .....	197
1.6 Conclusion.....	198

CHAPITRE V :

SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS ET DISCUSSION GENERALE .....	200
--	-----

1.1 Principaux résultats des travaux entrepris .....	202
--	-----

1.1.1 Les travaux réalisés sur les sédiments quaternaires exondés, dans le Trièves, le Nant-Forezan, et dans la Grotte sous-les Sangles : .....	202
1.1.2 Les travaux réalisés sur les petits lacs d'altitude, du Massif des Aiguilles Rouges et du Plateau d'Anterne : .....	202
1.1.3 Les travaux réalisés dans le grand bassin tectonique lacustre d'Issyk-Kul : .....	203

1.2 Discussion concernant les modalités des enregistrements paléosismiques dans les sédiments lacustres .....	204
---	-----

1.2.1 Mécanismes de déformations suite à une liquéfaction, fluidification et/ou thixotropie, à l'origine des différents types d'enregistrement.....	204
1.2.2 Quels sont les environnements favorables à l'enregistrement des séismes et sous quelles formes rechercher ces enregistrements ? .....	208

1.3 Perspectives .....	210
------------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE.....	212
--------------------	-----

## INTRODUCTION GENERALE

Plusieurs milliers des séismes ont lieu chaque année à la surface du Globe Terrestre. Certains d'entre eux sont destructeurs et meurtriers comme les récents séismes de Kobé (Japon) en 1995 ou Izmit (Turquie) en 1999. En France, certaines régions ont subi de nombreuses secousses sismiques au cours des derniers siècles dont certaines ont été particulièrement destructrices (Chamonix en 1905 ; Lambesc en 1909 ; Annecy en 1996). Si les chaînes de montagnes récentes (les Alpes et les Pyrénées principalement) et les grandes vallées tectoniques (Vallées du Rhin, du Rhône, de la Limagne) sont le siège d'une sismicité modérée mais relativement fréquente, d'autres régions, aujourd'hui peu sismiques, ont pourtant aussi subi de fortes secousses dans les temps historiques comme à Caen en 1775 par exemple (Lambert *et al.*, 1997).

Afin de se prémunir des séismes, de nombreuses recherches, par différentes approches se sont développées. Des approches théoriques et instrumentales, notamment sismologiques, travaillent à partir des signaux sismiques, à la compréhension des phénomènes sismiques et des mécanismes qui en sont à l'origine. Des approches géotechniques s'intéressent aux effets des séismes sur les sols, les fondations et les ouvrages. Des approches géologiques, tectoniques, tentent de déceler les éléments structuraux liés à la sismicité. Sachant que la plupart des séismes réactivent des portions de failles existantes, des inventaires précis de celles-ci et de l'activité historique de leurs segments orientent une partie des recherches actuelles. D'autres approches géophysiques tentent de mesurer des déplacements continus par les mesures comparatives de nivellement, des mesures GPS et d'interférométrie radar. Ces travaux apportent également de précieuses indications quantifiées sur les vitesses de déformations de la surface.

Un autre type d'approche s'intéresse aux séismes passés, la paléosismicité. La recherche des événements historiques, enregistrés par instrumentations au cours du dernier siècle, ou par témoignages humains ces derniers millénaires, permet de connaître la fréquence des événements dans un passé proche. Mais ces données ne représentent qu'une courte durée d'observation à l'échelle géologique, et la récurrence de bon nombre d'événements peut être de plus longue durée que la période historique, ce qui les rend non perceptibles par ce type de méthode. Les études de paléosismicité à partir d'objets géologiques tentent d'étendre la

connaissance des paléoséismes plus loin dans le temps. C'est dans le cadre de ce type démarche que s'inscrivent les travaux présentés ici.

Les principaux objectifs de ces recherches sont d'estimer dans le temps et dans l'espace, les potentialités des sédiments lacustres à enregistrer la sismicité, à partir des différentes archives lacustres disponibles. Des études de dépôts anciens à l'affleurement et de dépôts récents en fond de lacs actuels ont ainsi été entreprises dans des cadres sismotectoniques différents, dans les Alpes Nord Occidentales et dans le Tien-Shan. Ces études ont été réalisées à partir de nombreuses données de terrains, récoltées lors de quatre missions principales. Une mission de sismique réflexion sur le Lac Issyk-Kul dans le Tien-Shan (Kyrghyzstan) en 1997, une mission de carottage sur ce même lac en 1998, deux missions de carottages de lacs d'altitudes dans le Massif des Aiguilles Rouges et d'Anterne principalement, dans les Alpes Nord-Occidentales, en 1998 et 1999. Plusieurs missions de terrain de courte durée ont permis d'acquérir des données sur des dépôts glacio-lacustres et endokarstiques alpins quaternaires. Les différentes régions étudiées ont été abordées avec une double approche temporelle : l'étude de dépôts anciens accessibles à l'affleurement, et l'étude de dépôts actuels, en fond de lac, accessibles par méthodes indirectes (imagerie sismique) ou directe (carottages gravitaires ou par plongée). Une double démarche a également guidé ces travaux : d'une part la recherche de perturbations synsédimentaires attribuables à des séismes, et d'autre part la recherche des effets d'un séisme connu sur des milieux lacustres.

L'acquisition et le traitement de ces données ont pu être réalisées au sein du L.G.C.A grâce à la collaboration de nombreux laboratoires partenaires : le L.G.U.S de l'Université de Savoie, le L.G.G.E et L.I.R.I.G.M. l'Université Joseph-Fourier, le C.E.M.A.G.R.E.F. de Grenoble, le L.S.G. de l'Université des Sciences et Techniques de Lille, le C.E.R.E.G.E d'Aix en Provence, l'E.N.T.P.E de Lyon, Les Réserves Naturelles de Haute Savoie, Le Royal Center of Marine Geology de l'Université de Gand (Belgique), le Royal Museum of Central Africa de Tervuren (Belgique), la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), l'Institut de Géologie, Géophysique et Minéralogie de la Siberian Branch of Russian Academy of Sciences de Novosibirsk (Fédération de Russie), le Kyrgyz Institute of Seismology de Bishkek (Kyrghyzstan).

Ce mémoire est organisé en cinq chapitres :

Le premier chapitre, essentiellement bibliographique, rappelle les notions principales concernant les tremblements de terre et leurs effets, notamment sur les environnements sédimentaires. Les différentes méthodes paléosismiques présentées, l'effet des séismes sur les sédiments, et les particularités du milieu lacustre permettent de préciser la problématique de ce travail.

Le second chapitre présente les études réalisées à partir d'affleurements aériens, de banquettes de sédiments glacio-lacustres, mais aussi endokarstiques, et précise les avantages et inconvénients de ce types d'archives dans le cadre d'études de paléosismicité.

Le troisième chapitre développe les recherches effectuées et les méthodologies mises en place par les missions CALAMAR, révélant la pertinence de certains petits systèmes lacustres d'altitude actuels dans les recherches de paléosismicité.

Le quatrième chapitre présente les résultats des investigations réalisées à la fois à terre et en fond de lac actuel, par sismique réflexion et carottages sur le Lac Issyk-Kul de la chaîne particulièrement sismique du Tien-Shan.

Le cinquième chapitre rappelle les principaux résultats obtenus lors de ce travail. Il discute, au regard de ces résultats et d'autres travaux récents, les modalités d'enregistrement de la sismicité par les sédiments lacustres et la pertinence de l'utilisation de ce type d'archive comme moyen d'étude de la paléosismicité. Des perspectives de recherches sont proposées dans la poursuite de ce travail.

**CHAPITRE I : DES SEISMES A LEURS EMPREINTES POTENTIELLES DANS LES  
SEDIMENTS LACUSTRES**

SOMMAIRE

1.1	Quelques rappels concernant l'étude des séismes et de leurs effets.....	13
1.1.1	Caractères généraux des séismes et leur étude: .....	13
1.1.1.1	L'Origine des séismes .....	13
1.1.1.2	Les ondes sismiques et leur enregistrement .....	14
1.1.1.3	L'estimation quantitative de l'importance des séismes .....	15
1.1.1.4	La constatation des effets, une quantification subjective : l'échelle MKS d'intensité .....	17
1.1.1.5	Répartition spatiale et temporelle des séismes. ....	18
1.1.2	Limiter le risque sismique, la prévision et la prévention des séismes :.....	19
1.1.2.1	La vulnérabilité.....	19
1.1.2.2	L'aléa sismique.....	19
1.1.2.3	La méthode des lacunes et la paléosismicité. ....	20
1.2	Les recherches de paléosismicité à partir d'enregistrements sédimentaires.....	21
1.2.1	L'effet des séismes sur les sédiments .....	21
1.2.1.1	Observations d'évènements historiques .....	21
1.2.1.2	Mécanismes impliqués .....	23
1.2.1.3	Les milieux de sédimentation affectés.....	25
1.2.2	La reconnaissance et l'utilisation des enregistrements sédimentaires d'origine sismique.....	27
1.2.2.1	Le long d'accidents tectoniques identifiés.....	27
1.2.2.2	Les perturbations en place .....	27
1.2.2.3	Les remaniements gravitaires et dépôts consécutifs.....	29
1.2.2.4	Les relations entre l'énergie du séisme et les perturbations sédimentaires ..	31
1.2.2.5	Les difficultés de l'interprétation des perturbations syn-sédimentaires en terme de paléosismicité. ....	32
1.3	Le milieu lacustre .....	33
1.3.1	Principales caractéristique du milieu lacustre .....	34
1.3.2	Méthodes d'étude des sédiments lacustres .....	36
1.4	Conclusions - Problématique.....	38

## 1.1 Quelques rappels concernant l'étude des séismes et de leurs effets.

### 1.1.1 Caractères généraux des séismes et leur étude:

#### 1.1.1.1 L'Origine des séismes

Les mouvements relatifs des plaques lithosphériques entraînent, principalement à leur frontières, des déformations élastiques des ensembles rocheux qui les constituent. Ces déformations lentes sont à l'origine de l'accumulation continue de contraintes dans ces zones. Lorsque les contraintes accumulées excèdent la limite de résistance à la rupture des matériaux impliqués, ceux-ci cèdent brusquement le long de failles. Cette rupture libère de l'énergie sous forme de chaleur et d'ondes sismiques. Le lieu où la secousse ressentie est maximale constitue l'épicentre du séisme ; il correspond à la projection en surface de l'hypocentre, foyer sismique, où s'initie la rupture en profondeur. La rupture ne se fait généralement pas en une seule fois, mais en une cascade de ruptures, à l'origine d'essaims de séismes. Un séisme principal peut être encadré de séismes précurseurs et de répliques dont l'ensemble tend à réduire l'accumulation des contraintes. Les contraintes ré-augmentent ensuite, jusqu'à atteindre à nouveau le seuil de rupture et engendrer un nouveau séisme. Cette succession de périodes de déformations élastiques non sismiques et d'instant de ruptures sismiques, constitue le cycle sismique. Cette notion de cycle sismique est l'origine des méthodes paléosismiques s'appuyant sur des études statistiques de périodes de récurrence.

Les surfaces de rupture sont des plans de failles de géométrie et d'orientation variables. L'importance d'un séisme et sa durée dépendent de la longueur de faille activée (Fig. I-1). Une même faille peut être sismique de nombreuses fois. La très grande majorité des séismes étant localisé sur des failles déjà existantes, l'étude de celles-ci s'avère capitale pour comprendre et estimer la sismicité d'une région donnée.

Magnitude	Longueur de faille	Coulissage moyen	Durée de rupture
9	800 km	15 m	250 s
8	200 km	5 m	60 s
7	50 km	1 m	15 s
6	10 km	20 cm	3 s
5	3 km	5 cm	1 s
4	1 km	1 cm	0.3 s

Figure I-1 : loi d'échelle des ruptures sismiques (variabilité : 50%) (dans Lambert *et al.*, 1997).

### 1.1.1.2 Les ondes sismiques et leur enregistrement

Les secousses sismiques entraînent des mouvements du sol qui peuvent être mesurés par les sismomètres depuis à peine plus d'un siècle. Ces appareils, de type pendulaire, enregistrent les mouvements du sol dans les trois composantes de l'espace, permettant d'identifier les différents types d'ondes sismiques.

Les accéléromètres sont utilisés dans le cas de gros séismes, et notamment pour les mouvements forts (proches de l'épicentre), les capteurs correspondants saturant moins vite que les sismomètres. Les données d'accélération intéressent le génie parasismique qui étudie la résistance des constructions aux vibrations et les sismologues qui étudient la source sismique. Les ondes sismiques peuvent donc être caractérisées à partir de l'amplitude et des accélérations des mouvements du sol.

Tout séisme génère des ondes de volume : les ondes P et les ondes S. Dans le cas des macroséismes, des ondes de surface, apparaissent également : les ondes de Love et les ondes de Rayleigh ; ces ondes élastiques, généralement de plus grandes amplitude et durée, se propagent parallèlement à la surface du globe (Fig. I-2) et sont souvent très destructrices. Les ondes de Love provoquent un cisaillement horizontal de grande amplitude très destructeur pour les édifices et leurs fondations. Toutes ces ondes de vitesse différente, groupées au moment de leur émission, se séparent progressivement au cours de leur propagation (Fig. I-3). La vitesse des ondes de Love et de Rayleigh est toujours inférieure à celle des ondes P et semblable à inférieure à celle des ondes S (environ égale à 0.9Vs). La vitesse d'une onde varie également en fonction des milieux traversés. Ces caractéristiques sont à l'origine d'effets de sites, qui compliquent les estimations paléosismiques.

	granite	sédiment meuble	eau
$V_p = \alpha$	5.5km/s	1.5 à 2km/s	1.5km/s
$V_s = \beta$	3.0km/s	0.8 à 1.2 km/s	0km/s

Fig. I-3 : Vitesses des ondes P et S dans différents matériaux (d'après Bolt, 1993 et Mechler, 1982)

Qu'il s'agisse de Loma Prieta en 1989, Mexico en 1985, ou Kobé en 1995, les exemples d'amplification des ondes dans les milieux plus meubles sont nombreux. Les sols, les dépôts fluviaux, alluviaux, lacustres sont propices à ces phénomènes. Les ondes S peuvent ainsi



présenter un facteur d'amplification de 5 voir plus en fonction de la fréquence d'onde et de l'épaisseur de la couche alluviale (Madariaga & Perrier, 1991 ; Bard *et al.*, 1985).

Les milieux sédimentaires subissent par conséquent d'autant plus fortement les secousses sismiques (Fig.I-4).

Les ondes peuvent également subir des effets de site géométriques, liés aux phénomènes de résonance et d'amplification par la topographie et la disposition structurale des milieux de propagation ((Madariaga & Perrier, 1991 ; Bard *et al.*, 1985, Lambert *et al.*, 1997).

Les vallées, comme celle de Grenoble, associant une géométrie en cuvette du substratum et une importante épaisseur de sédiments alluviaux, présentent un risque particulier lié à un effet de site important susceptible d'amplification de 10 à 20 fois, dans certaines gammes de fréquences (Cotton *et al.*, 1999). Il paraît donc cohérent d'envisager la possibilité de tels phénomènes dans des bassins lacustres de géométrie et de remplissage particulièrement propices.

### 1.1.1.3 L'estimation quantitative de l'importance des séismes

#### 1.1.1.3.1 La magnitude d'un séisme

La magnitude, notion introduite par Charles Francis Richter en 1935, est une fonction logarithmique continue, en principe sans limite, calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrections (tenant compte du type de sismographe, de la distance du séisme à la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station...) qui permettent de calculer la même magnitude partout dans le monde pour un même séisme. On parle maintenant de magnitude locale de Richter ( $M_L$ ), dont l'expression peut se résumer à :

$$M_L = \text{Log}_{10} [ A/A_0(D) ] \quad (I-1)$$

Où A est l'amplitude mesurée sur un enregistreur de type Wood-Anderson et  $A_0(D)$  celle correspondant à un séisme de magnitude de référence 0 enregistré à la distance D de l'épicentre (Pomerol *et al.*, 2000).

De nombreuses formules ont été proposées en vue d'étendre l'échelle de magnitude à toutes les distances épacentrales et aux séismes de profondeur importante.

Différentes magnitudes sont ainsi utilisées : la magnitude locale  $M_L$  et la magnitude de durée MD (utilisées pour des séismes proches), la magnitude des ondes de surface  $M_S$  (utilisée pour

les séismes lointains et peu profonds), la magnitude des ondes de volume  $M_B$  (définie pour tous les séismes lointains en particulier profonds), la magnitude d'énergie ou de Kanamori  $M_w$  (définie pour les très gros séismes). Calculée à partir d'un modèle physique de source sismique, la  $M_w$  est reliée au moment sismique, qui s'exprime en fonction de la rigidité du milieu, du déplacement moyen sur la faille et de la surface de la faille.

Le calcul des magnitudes  $M_S$  et  $M_w$  est le plus adapté pour les gros séismes dont la magnitude est supérieure à 7.

Généralement, les dégâts notables apparaissent à partir d'une magnitude locale de 5.

Pour un séisme  $M_s > 5$ , la magnitude peut être reliée à l'énergie dégagée au foyer par la relation (Bath, 1966) :

$$\text{Log}_{10}E = 5.24 + 1.44M_s \quad (\text{I-2})$$

E est l'énergie totale (en joules) des ondes sismiques. Un séisme de magnitude 5.3 est l'équivalent en terme d'énergie à la bombe atomique d'Hiroshima (Fig.I-5)

L'énergie est proportionnelle au carré de l'amplitude. La surface des ondes augmentant en se propageant depuis le foyer, par conservation d'énergie, l'amplitude diminue avec la distance  $x$  à la source. Cette diminution est proportionnelle à  $x^{-1}$  pour les ondes de volume (qui se propagent selon une surface sphérique) tandis qu'elle n'est que de  $x^{-1/2}$  pour les ondes de surface (qui se propagent selon un cylindre; "prisonnières" d'une couche).

Il en résulte que l'énergie des ondes de surface se propage beaucoup plus loin que celle des ondes de volume.

#### 1.1.1.3.2 L'accélération du sol

Les accélérations sont très fortes au voisinage immédiat de la source où elles atteignent souvent des valeurs de l'ordre de quelques mètres par secondes ; mais elles décroissent très rapidement dès que l'on s'en éloigne. Les plus fortes accélérations verticales ( $>2g$ ) et horizontales ( $>1,4g$ ) ont été observées le 23/12/1985 à Nahanni ( $M_s=6,5$ ) au Canada (Territoires du Nord-Ouest) et le 07/02/1987 à Cerro Prieto, lors d'un petit séisme ( $M_s=5.5$ ) près de la frontière entre la Californie et le Mexique (Bolt, 1993).

Le contenu spectral, c'est-à-dire l'amplitude associée à chacune des fréquences contenues dans le signal, est important car il intervient dans le type de destruction. Ces fréquences peuvent être mises en relation avec les fréquences propres des ouvrages et permettent donc d'estimer

les risques de mise en résonance, responsable en partie des destructions. D'autre part l'accélération du sol présente des caractéristiques spectrales qui lui sont propres comme en témoignent notamment les effets de sites. Les fréquences les plus destructrices sont comprises entre 0.1Hz et 10Hz (Bard *et al.*, 1985). Le rôle de l'accélération dans les processus de liquéfaction est relaté par de nombreux auteurs ayant réalisé notamment des modélisations (Vercueil, 1999 ; Moretti *et al.*, 1999).

#### **1.1.1.4 La constatation des effets, une quantification subjective : l'échelle MKS d'intensité**

Les plus anciennes quantifications de séismes reposent en fait sur des observations qualitatives des effets destructeurs des secousses. L'échelle d'intensité, graduée de I à XII est basée sur les effets observés par l'homme (Lambert *et al.*, 1997) :

- l'intensité I correspond à un séisme pratiquement non ressenti.
- à V les dormeurs se réveillent, les petits objets sont renversés, les portes s'ouvrent et se ferment, les cheminées tombent, les échafaudages s'effondrent.
- à X la panique s'empare des populations, la plupart des bâtiments sont endommagés ou s'effondrent, les grands ouvrages (ponts, barrages, digues...) et voies de chemin de fer sont sérieusement endommagés, des glissements de terrains majeurs et des crevasses métriques se forment.
- à XII, Pratiquement toutes les structures au-dessus et au dessous du sol sont endommagées ou détruites, les objets sont projetés en l'air, la topographie est bouleversée.

Cette classification hiérarchique des dégâts permet de tracer des lignes de même intensité (isoséistes) et de localiser ainsi l'aire pléisoséiste (délimitée par l'isoséiste de degré le plus élevé) dans laquelle se situe l'épicentre macrosismique. La géométrie des isoséistes renseigne sur l'existence d'accident et la profondeur du foyer sismique. Certains paramètres sont à prendre en compte comme la nature du sous-sol notamment qui influe beaucoup sur l'intensité ressentie. Cette méthode ne donne qu'une aire approximative de l'épicentre et ne permet pas de mesurer les micro-séismes (peu ou pas ressentis par l'homme). Elle était cependant la seule disponible jusqu'au début du vingtième siècle et est toujours utilisée car très évocatrice et instructive sur les dégâts occasionnés sur les constructions. Bien qu'il soit contestable de comparer une donnée macrosismique à une donnée instrumentale, l'intensité peut être reliée à l'accélération maximale ou à la vitesse du sol (Fig. I-6 ) (Rothé, 1998). Les synthèses réalisées à partir des données historiques ont permis la réalisation de lois d'atténuation de

l'intensité avec la distance à l'épicentre en fonction de la magnitude macrosismique (Levret *et al.*, 1996). Les données macrosismiques demeurent les seules utilisables pour la période historique précédant la généralisation de l'utilisation des sismomètres. (Lambert *et al.*, 1997)

Intensité (degrés MKS)	a (cm.s-2)
V	12-25
VI	25-50
VII	50-100
VIII	100-200
IX	200-400
X	400-800

Figure I-6: Relations entre l'intensité et l'accélération (fréquences de 10 Hz 2 Hz ) des mouvements du sol (d'après Rothé, 1998).

#### 1.1.1.5 Répartition spatiale et temporelle des séismes.

Si la sismicité se concentre essentiellement à la limite des plaques lithosphériques, elle varie selon le type de limite. Quatre vingt pour cent de l'énergie sismique se libère le long du cercle sismique circumpacifique, correspondant à la ceinture de feu du Pacifique. Les séismes engendrés par les subductions sont très fréquents et atteignent de grandes magnitudes. La faille de San Andreas en Californie, faille transformante dextre est également sismiquement très active. Les séismes y sont superficiels et nombreux puisqu'on dénombre plus de 150 séismes de magnitude supérieure à 4 chaque année.

L'autre principale zone sismique du globe est la zone transasiatique qui englobe tout le système orogénique alpin depuis l'Espagne et l'Afrique du Nord, jusqu'aux chaînes de l'Asie Centrale. La déformation affectant les masses continentales sur de larges zones, la sismicité se trouve plus diffuse et plus étalée que dans les zones de subduction. En Asie, les principales zones sismiques se situent en Chine le long des grands accidents décrochants reliés à la collision himalayenne, la chaîne himalayenne et ses extensions (Palmyr, Tien-Shan), les zones décrochantes de l'Iran à la Turquie (Faille Nord Anatolienne) et dans le bassin méditerranéen, dont une partie de la convergence est océanique (Arc Egéen).

Un tiers environ des régions intra plaques sont également le siège d'une activité sismique . Celle-ci est plus rare, souvent de faible puissance en général. Parfois, cependant, des séismes de forte magnitude peuvent s'y produire par réactivation de faille très ancienne, comme en témoignent les séismes de New -Madrid de 1811 et 1812 (Bolt, 1993). Les anciennes chaînes de montagnes anté-alpines, les chaînes intra-continetales, les marges passives et les rifts avortés sont sujets à ce type de sismicité. En France la sismicité historique se concentre essentiellement sur les Alpes, les Pyrénées, le long des axes hercyniens et des bassins d'effondrement oligocènes (Alsace, Limagne, Vallée du Rhône).

### **1.1.2 Limiter le risque sismique, la prévision et la prévention des séismes :**

Le risque sismique comprend deux notions : la vulnérabilité et l'aléa sismique.

#### **1.1.2.1 La vulnérabilité**

La vulnérabilité se réfère au type de construction et aux rapports entre les coûts de construction et ceux des éventuelles destructions ; elle s'évalue aussi en coût de pertes humaines. La prévention vise à diminuer la vulnérabilité. Des efforts sont portés sur l'étude des accélérations du sol et leurs effets sur les différents ouvrages, afin de mieux définir les règles de construction parasismique. La prise en compte des effets secondaires, induits par les séismes est également importante. L'aménagement du territoire, notamment urbain, limitant les risques d'incendies, la construction d'abris anti-tsunami comme en Alaska, l'évacuation de zones sujettes aux glissements de terrain, l'éducation des populations, sont autant d'initiatives préventives.

#### **1.1.2.2 L'aléa sismique**

L'aléa sismique est défini en un site donné, par la probabilité qu'au cours d'une période de référence, une secousse sismique atteigne ou dépasse une certaine intensité macrosismique ou des paramètres du sol comme l'accélération maximale. L'évaluation de l'aléa sismique en un site est une opération délicate qui nécessite toujours deux approches simultanées : l'une probabiliste (de récurrence de dépassement de différentes valeurs d'intensité), l'autre déterministe (expérimentale et théorique) cherchant à décrire de façon précise les mouvements du sol attendus en un site donné, lors d'un tremblement de terre. Parmi cette

approche, deux types de démarches ont vu le jour. Des démarches empiriques cherchent des méthodes de prévision à partir de l'interprétation directe des observations de phénomènes précurseurs observés, tels que le potentiel électrique du sol, la vitesse des ondes sismiques, le niveau de l'eau dans les puits, les émanations de gaz, l'accélération de la déformation géodésique et le comportement étrange de certains animaux, l'évolution de la microsismicité locale. Une approche mécanique, avant de proposer des méthodes de prévision sismique, cherche à établir un modèle physique de l'initiation de la rupture, permettant ensuite d'inventer une méthode de prévision.

La prévision des séismes peut s'entrevoir à différentes échelles de temps :

- les prévisions à long terme annoncent la localisation d'un futur séisme d'une magnitude donnée dans une très large fourchette de temps (dizaine d'années voir plusieurs décennies) ; celles-ci se basent sur les données de la sismotectonique, de la sismicité historique et instrumentale, la méthode des lacunes sismiques (Madariaga & Perrier, 1991) ;
- les prévisions à moyen terme concernent des périodes de plusieurs semaines à quelques années ;
- les prévisions à court terme quelques jours à quelques heures avant le séisme.

A ce jour, seules les prévisions à long terme offrent une véritable crédibilité. Pour de plus courtes périodes, les tentatives de prévision ont été parfois positives (Séisme d'Haichan (Chine) en 1975 par exemple), mais ont aussi laissé passer des événements destructeurs et meurtriers (Séisme de Tangshan, Chine en 1976) (Madariaga et Perrier, 1991) ou annoncé des événements qui n'ont pas eu lieu (Parkfield, Californie, 1988 $\pm$ 5ans) (Bolt, 1993).

### ***1.1.2.3 La méthode des lacunes et la paléosismicité.***

Parmi les méthodes utilisées, la méthode des lacunes sismiques permet des prévisions à long terme, en identifiant les sites à haut risque sismique. A l'échelle géologique, les plaques se déplacent les unes par rapport aux autres à vitesse constante (de l'ordre de quelques centimètres par an). A l'échelle humaine ces déplacements se font par à coups. Les zones de frontières de plaques qui n'ont pas subi de gros tremblements depuis longtemps ont par conséquent un certain retard à rattraper par rapport aux régions voisines qui ont déjà glissé

lors de séismes récents. Ces zones constituent une lacune de sismicité en quelque sorte, prête à être comblée lors d'un prochain séisme.

L'étude systématique des documents relatifs aux tremblements de terre, permet d'établir des cartes de la sismicité en fonction du temps pour les différentes zones à risque. La datation de ces tremblements de terre anciens, à partir des données historiques et géologiques, bien qu'imparfaite, permet d'évaluer le taux de récurrence des zones sismogéniques. A partir de ces taux de récurrence et de la date des séismes les plus récents, il est possible d'identifier les lacunes sismiques.

Récemment, la méthode des lacunes sismique a commencé à être utilisée pour l'estimation du risque sismique des régions intra-continentales présentant un taux de récurrence relativement long, de l'ordre de plusieurs centaines d'années. L'information obtenue à partir de documents historiques n'étant plus suffisante, la plupart des méthodes d'étude de paléosismicité recherchent les traces des séismes anciens enregistrées par les objets géologiques. Des méthodes tectoniques ainsi que des études géologiques de surface et l'analyse de photos aériennes et satellites ont été développées pour compléter les données historiques. Certaines recherches portent sur l'analyse d'enregistrements sédimentaires de l'effet des séismes. Notre travail sur les sédiments lacustres s'inscrit dans l'élaboration d'une méthode d'étude de paléosismicité complémentaire, permettant en milieu continental d'accéder aux archives géologiques locales et régionales.

## **1.2 Les recherches de paléosismicité à partir d'enregistrements sédimentaires**

### **1.2.1 L'effet des séismes sur les sédiments**

#### ***1.2.1.1 Observations d'évènements historiques***

De nombreux témoignages relatent des modifications d'environnement sédimentaire lors des séismes.

Un document réalisé par des jésuites du Québec rapporte des évènements survenus en 1663 : « I have waited to give you an account separately of the earthquake this year in New-France, wich was so prodigious, so violent and so terrifying that I have no words strong enough to describe it... Two rivers were seen to disappear and two new springs were found one white as

milk and the other red as blood. But nothing astonished us more than to see the great Saint Laurent River assume the color of sulfur » (Marie de L'Incarnation, 1663 dans Doig, 1986).

Ce séisme de 1663 dont l'épicentre se situait probablement sous le Saint Laurent, a provoqué un envasement considérable des rivières qui a persisté pendant plusieurs mois (Doig, 1986)

En 1822, l'Archevêque de Chambéry localise le foyer de l'important séisme du 19 février, en Chautagne. Il rapporte « le lac du Bourget a été violemment agité ; les eaux se sont soulevées sur les bords de plusieurs pieds au dessus de leur niveaux ordinaires. Un paysans a dit qu'elle bouillonnaient comme de la soupe dans une marmite... » (Rothé, 1938).

Les séismes de New-Madrid en 1811 et 1812, et de Charleston en 1886, aux U.S.A., entraînent la formation de cratères et de volcans de sables de plusieurs mètres de diamètres en surface de plaines fluviales (Obermeier, 1996). Durant le séisme catastrophique de Manji (Iran, 1990) de magnitude 7,7, des phénomènes de liquéfaction de sols ont contribué à la destruction d'ouvrages à plus de 85 km du lieu de rupture. Des puits se sont remplis de sable, des phénomènes de volcans de sable ont été observés ainsi que des épanchements latéraux au bord de la rivière Shahroud (Yegian, 1995). En Grèce, on dénombre au moins trente cas de liquéfaction de sols pour des séismes de magnitudes de 5,8 à 7,2 observés depuis 1767 (Gerrassimos *et al.*, 1993). Sur la côte Nord-Ouest du Vénézuéla, Audemar et De Santi (1991) rapportent que du matériel liquéfié est remonté en surface par des terriers de crabes et des fractures pré-existantes dans le sol à partir de niveaux de sables limoneux d'origine fluvio-deltaïque, situés entre 20 cm et 40 cm de profondeur suite à deux secousses de magnitude 5 et 5,7.

A la suite d'un séisme de magnitude 6,6 à 7,2 initié au large des côtes californiennes, une zone d'un kilomètre de large sur vingt kilomètres de long du delta de la rivière Klamath (pente de 0,25°), s'est fracturée et a glissé parallèlement au rivage, formant des cratères d'effondrement et des volcans de sable sub-aquatiques (Field *et al.*, 1982). De violents courants de turbidité ont rompu des câbles téléphoniques au large de la Baie d'Alger, avec des vitesses de 45 km/h, suite au séisme d'El Asnam (à 200km d'Alger) en 1980 (El Robini *et al.*, 1985).

Phénomènes de seiche, dégazages, envasement de rivières, remontées de sables, effondrements et glissements sub-aquatiques, sont autant de phénomènes liés aux séismes et susceptibles de laisser des traces dans les sédiments. Bon nombre de ces phénomènes témoignent du comportement temporairement ductile ou fluide de certains sédiments saturés en eau.



### 1.2.1.2 Mécanismes impliqués

C'est aux contraintes de cisaillement horizontales subies de manière cyclique que l'on attribue ces phénomènes (Montenat *et al.*, 1993, 1994 ; Obermeier, 1998, Obermeier & Pond, 1999). Les principales oscillations de surface sont engendrées par les ondes S et les ondes de surface. Les ondes de Rayleigh sont plutôt évoquées pour les fortes déformations axiales, tandis que les ondes S et les ondes de Love sont plutôt incriminées dans les déformations cisailantes (Obermeier & Pond, 1999).

Trois types de phénomènes peuvent affecter des sédiments, gorgés d'eau, subissant des vibrations : la thixotropie, la liquéfaction et la fluidisation.

La thixotropie correspond à la propriété de certains matériaux cohésifs, comme les argiles, à perdre temporairement leur résistance au cisaillement (modification de la viscosité et du seuil d'écoulement), suite à leur agitation. L'altération de l'assemblage planaire des minéraux argileux dispersés par l'augmentation de la pression des fluides interstitiels, en serait à l'origine (Boswell, 1961).

La liquéfaction et la fluidisation se développent dans des matériaux de cohésion faible ou nulle comme les silts grossiers, les sables et les fins graviers. Ces matériaux possèdent habituellement une résistance au cisaillement non nulle (angle de friction non nul), liée l'arrangement de leurs particules et la friction inter-granulaire (Montenat *et al.*, 1994 ; Obermeier & Pond, 1999).

La liquéfaction correspond à la transformation d'un matériaux granulaire saturé en eau de l'état solide à l'état liquide. Le mélange d'eau et de grain se comporte alors comme un liquide visqueux dont la résistance au cisaillement est fortement réduite par l'augmentation de la pression interstitielle. Cette augmentation jusqu'à une pression de confinement égale ou supérieure à la charge lithostatique, tend en effet à réduire les frottements intergranulaires (Obermeier, 1996, Obermeier & Pond, 1999). Elle peut avoir une origine statique (surcharge rapide), dynamique (choc) ou cyclique (cisaillements alternatifs durant un séisme ou une houle de tempête (Rodriguez-Pascua, 1997). Dans cet état, la moindre contrainte déviatorique peut être à l'origine d'importantes déformations.

La fluidisation correspond à une liquéfaction dont le fluide interstitiel est en mouvement, entraînant avec lui les particules (Obermeier & Pond, 1999 ; Nichols *et al.*, 1994). Elle est responsable de tous les phénomènes d'expulsion de fluides.

D'un point de vue théorique (Nichols *et al.*, 1994), le déplacement vertical d'un fluide interstitiel entre des grains, entraîne sur ceux-ci une force d'entraînement. Dans un système fluidisé simple, d'une seule couche de grains de taille unique, cette force va augmenter à la vitesse  $U$  jusqu'à atteindre la force exercée par le poids de chaque grain. A ce stade de fluidisation minimum où  $U = U_{mf}$ , chaque particule est libre de se déplacer sous l'application de très faibles contraintes. Lorsque  $U$  devient supérieur à  $U_{mf}$ , le comportement du système devient dépendant du contraste de densité entre les particules et le fluide qui les supporte (Fig.I-7) Quand ce contraste est élevé (cas d'un mélange d'eau et de gaz) l'excès de fluide évolue sous forme de bulles tandis que le matériau matriciel conserve la même quantité d'espace vide qu'à  $U_{mf}$  ; on dit alors que le système présente une fluidisation agrégative (cas des échappements de gaz dans l'eau) (Nichols *et al.*, 1994).

Lorsque le contraste de densité est faible (cas d'un mélange d'eau et de sédiments) l'excès de fluide traverse uniformément le matériau entraînant son expansion sans création de bulles ; le système présente alors une fluidisation particulaire (Nichols *et al.*, 1994).

Dans tous les cas les interactions entre particules dominent la rhéologie du matériau dans son ensemble jusqu'à ce que  $U \gg U_{mf}$ . Dans ce cas, la couche fluidisée, se comporte alors comme un liquide et flue aux travers des fractures et conduits ouverts. Selon la pression exercée par ce fluide, une fracturation hydraulique peut se produire dans un sol imperméable sus-jacent, permettant ainsi l'expulsion du fluide vers la surface par des filons. L'augmentation de la vitesse  $U$  du fluide entraîne une ondulation plus marquée de la surface de la couche fluidisée, et une diminution de sa densité globale, favorisant la naissance de filons vers la surface. Les objets de taille supérieure à la taille moyenne des grains du système fluidisé, couleront ou flotteront selon leur densité, respectivement plus élevée ou plus faible que la densité globale du système fluidifié.

Pour une simple couche de grains de taille unique ou moyennement dispersée et de faible nombre de Reynold ( $<20$ ), Stanley-Wood *et al.*(1990, dans Nichols *et al.*, 1994) proposent une expression empirique de la vitesse minimale de fluidisation  $U_{mf}$  :

$$U_{mf} = \frac{\mathcal{E}_{mf}^3 (\rho_s - \rho_f) g (\varphi d)^2}{5(1 - \mathcal{E}_{mf}) \mu 36} \quad (I-3)$$

- $\mathcal{E}_{mf}$  = porosité inter granulaire ;  
 $\rho_f$  = densité du fluide ;  
 $\rho_s$  = densité des grains ;  
 $g$  = accélération de la pesanteur ;  
 $\varphi$  = paramètre de forme (Bear, 1972 ; dans Nichols et al., 1994) ;  
 $d$  = taille des grains ;  
 $\mu$  = viscosité du fluide .

Les matériaux les plus sensibles à la liquéfaction sont les matériaux de type silts et sables et fins graviers (Fig.I-8). Si les matériaux plus fins ne semblent pas appartenir au domaine de la liquéfaction telle qu'elle est définie pour les particules grossières (Obermeier & Pond, 1999 ; Nichols *et al.*, 1994), les argiles peuvent également devenir très fluides par thixotropie (Montenat, 1993).

Le retour à un état solide pour un matériau granulaire liquéfié ou fluidisé, s'accompagne généralement d'une réduction de sa porosité, et devient donc plus dense (Fig.I-7).

### 1.2.1.3 Les milieux de sédimentation affectés

Des perturbations syn-sédimentaires interprétées comme conséquences de séismes ont été décrites dans différents milieux et dans différents types de contextes tectono-sédimentaires d'âges divers (Macar & Antun, 1950 ; Sims, 1975 ; Montenat, 1980 ; Hempton & Dewey, 1983 ; Mayal, 1983 ; Seilacher, 1984 ; Thorson et al, 1986 ; Dugué & Riou, 1987 ; Plaziat *et al.*, 1988 ; Cojan & Thiry, 1992 ; Roep & Everts, 1992 ; Guiraud & Plaziat, 1993 ; Hibschi *et al.*, 1995 ; Dugué, 1995 ; Pratt, 1994, 1998-a et b ; Moretti & Tropeano, 1996 ; Lignier *et al.*, 1998).

En milieu continental aérien, on en observe dans des sables éoliens oligocènes (Cojan & Thiry, 1992), du Jurassique (Horowitz, 1982) et du Protérozoïque (Deynoux *et al.*, 1990), dans des sols constitués de sédiments fluviaux (Obermeier, 1996, Obermeier & Pond, 1999),

de sédiments fluvio-volcaniques (Hibsch *et al.*, 1995), dans des sables fluviatiles du crétacé (Sables de Bima, Nigéria) (Guiraud et Plaziat, 1993).

En milieu marin, Plaziat *et al.* (1990) décrivent 12 types de structures caractéristiques considérées comme d'origine sismique, affectant une grande variété de sédiments syn-rift de la Mer Rouge (limons de plaines d'inondation, sables limoneux intercalés de lits argileux, calcaires micritiques et même des conglomérats avant leur lithification), sur de grandes étendues de légère pente ou sub-horizontales. Dreesen *et al.* (1989) décrivent certaines structures similaires dans des grès dévoniens des Ardennes ; Montenat (1980) en décrit dans des sédiments deltaïques du Miocène supérieur et Mayall (1983) dans des faciès lagunaires des terrains triasiques du sud de l'Angleterre. Cojan & Thiry (1992) proposent un même événement synchrone affectant des sables éoliens et marins côtiers de l'Oligocène du bassin de Paris. Séguret *et al.* (1984) distinguent, dans les formations du bassin éocène pyrénéen, 9 mégaturbidites calcaires (intercalées dans des turbidites clastiques), de 10 à 200 m d'épaisseur (ce qui correspondrait à des volumes, par turbidites, pouvant aller jusqu'à 200 km<sup>3</sup>) qui auraient été provoquées par la liquéfaction de niveaux argileux à la base, sous l'effet de séismes estimés de magnitude 7, provenant de failles de rupture de 5 à 10 km de long. Adams (1990) corrèle des arrivées turbiditiques périodiques, dans des sédiments pélagiques datées, à l'activité connue de la marge de subduction Cascadia. Des « homogénites » de sept mètres d'épaisseur, trouvées en Méditerranée, ont été interprétées comme la conséquence d'un Tsunami, suite à l'explosion de l'île de Santorin (Kasten et Cita, 1981).

En milieu lacustre, (Beck *et al.*, 1996 ; Chapron *et al.*, 1996 ; Chapron, 1999, Siegentahler *et al.*, 1987 ; Shilts & Clague, 1992, Van Loon *et al.*, 1995), d'importants remaniements gravitaires sont attribués à des événements sismiques. Des structures de liquéfaction et des déformations hydroplastiques en place sont également attribuées à des séismes historiques et anté-historiques (Sims, 1973 ; Hempton *et al.*, 1983 ; Rochette *et al.*, 1991, Beck *et al.*, 1992 ; Ringrose, 1989 ; Lignier, 1996).

## 1.2.2 La reconnaissance et l'utilisation des enregistrements sédimentaires d'origine sismique

### 1.2.2.1 Le long d'accidents tectoniques identifiés

Des méthodes morphologiques basées sur la relation entre la pente d'un escarpement de faille et l'âge de celle-ci, ont été proposées (Nash, 1980 ; Vittori *et al.*, 1991). Carretier (2000) estime les vitesses de surrection de la faille de Bogd en Mongolie, par des marqueurs morpho-tectoniques bien conservés par le climat aride, en datant des terrasses et cônes alluviaux surélevés, à l'aide du  $^{10}\text{Be}$ .

Des données de terrain complétées par des données historiques permettent d'étudier des systèmes de failles actives, utilisant des surfaces microtectoniques à partir d'affleurement naturels (Ben Menahem, 1976 ; Sieh, 1978 ; El-Isa & Mustapha, 1986 ; Bucknam *et al.*, 1992 ; Anderson & Menking, 1994).

La réalisation de tranchées artificielles permet d'accéder aux dépôts directement liés aux surrections co-sismiques d'une faille connue responsables de variations morphologiques et hydrologiques locales comme les « sag-ponds ». Les sédiments qui emprisonnent des fragments organiques permettent des datations directement au pied des escarpements induits par les mouvements co-sismiques de la faille étudiée (Sieh, 1978 ; Sauret & Bousquet, 1984 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Combes *et al.*, 1993 ; Audemard *et al.*, 1999-a et b).

Mais de telles configurations ne sont pas toujours évidentes à trouver et les effets d'un séisme suffisamment fort ( $M > 5$ ) peuvent affecter des milieux sédimentaires bien au delà de la faille qui en est à l'origine. Ces manifestations peuvent, soit affecter le sédiment sur place, soit en déplacer et modifier une partie, ce qui est le cas des glissements de terrain.

### 1.2.2.2 Les perturbations en place

Outre la modification des cernes du bois (suite à l'endommagement des racines des arbres) (Jacoby *et al.*, 1992, 1995) les séismes affectent le sédiments proche de la surface, en zone phréatique. Guiraut & Plaziat (1993) distinguent les différentes rhéologies et les types de déformations qui leurs sont associées (Fig. I-9).

#### 1.2.2.2.1 Des fluidisations et expulsions de fluides

Observés en surface de plaines fluviales notamment, les phénomènes de liquéfactions d'origine sismique peuvent se manifester jusqu'à plus de 100 km de l'épicentre (Davenport *et al.*, 1994 ; Obermeier & Pond, 1998). Il s'agit le plus souvent de conséquences de fluidisations intenses, d'injections et d'expulsions *per ascensum* de fluides sous pression, comme les volcans et les filons de sable (Fig.I-10) souvent associés, en cas de légère pente ou en bordure de dépression, d'épanchements latéraux (lateral spread) (Fig.I-11). Ces remontées brusques d'eau et de sédiments peuvent également avoir lieu à la faveur de terriers ou de puits (Audermar & De Santis, 1991). Des phénomènes similaires d'échappement de fluides (« pock-marks », « craters », « sand boils ») ont pu être observés sous l'eau par des missions de side-scan sonar et de sismique haute réflexion (Fiel *et al.*, 1982 ; El Robrini *et al.*, 1985 ; Piper *et al.*, 1992 ; Chapron *et al.*, 1996 ; Cita & Rimoldi, 1997 ; Soter, 1999 ). Les dégagement gazeux peuvent d'ailleurs entraîner des fuites de la faune piscicole (Tweddle & Crossley, 1991).

#### 1.2.2.2.2 Des horizons stratigraphiques restreints perturbés, les seismites.

Observées principalement à l'affleurement, ces structures de déformation syn-sédimentaires sont considérées comme sub-aquatiques. Les travaux de Sims (1975) font référence : ils furent les premiers à attester de la correspondance de telles perturbations, en milieu lacustre, avec des séismes historiques.

Il s'agit de déformations souples ou cassantes affectant des matériaux stratifiés, laminés, constitués de sables, de silts et d'argiles. Les déformations sont généralement restreintes à un horizon stratigraphique particulier (de quelques décimètres à plus d'un mètre), lequel est recouvert par des couches sédimentaires non déformées « cachetant » la déformation. Cette géométrie attestant d'un phénomène qui affecte la surface du sédiment au contact de la tranche d'eau, leur confère un caractère « syn-sédimentation ». Leur extension sur de larges étendues est un critère important de leur probable origine sismique (Sims, 1975).

Les déformations cassantes peuvent être associées à des figures d'expulsions de fluides et des déformations souples. Elles se caractérisent par de nombreuses fractures comme les « fault-gradings » (Seilacher, 1991) (Fig. I-12).

Les déformations souples, hydroplastiques, peuvent se présenter sous forme de figures de charges, de convolutes (Potter & Pettijohn, 1977 ; Marco & Agnon, 1995), de diapirisme, ou de structures en traversin communément appelés « ball and pillow » (Fig.I-12) (Hempton & Dewey, 1983 ; El-Isa & Mustapha, 1986 ; Seilacher, 1984, 1991 ; Cojan et Thiry, 1992 ; Montenat *et al.*, 1993 ; Dugué, 1995 ; Hibsich *et al.*, 1995 ). Ces structures attestent d'une thixotropie ou liquéfaction partielle à complète des matériaux qui les composent. L'origine sismique potentielle de telles structures a été confirmée par des expériences analogiques reconstituant des structures similaires par l'application de secousses sur des sédiments gorgés d'eau (Fig.I-13) (Kuenen, 1958 ; Anketell *et al.*, 1970 ; Nichols *et al.*, 1994 ; Moretti *et al.*, 1999). Celles-ci mettent en évidence le rôle des paramètres des sédiments (stratification, densité, taille et nature des grains, perméabilité ) ainsi que celui des secousses sur le type de déformation engendré. Ceux-ci seront discutés au regard des résultats de nos investigations présentés dans ce travail.

### 1.2.2.3 Les remaniements gravitaires et dépôts consécutifs

Ce type de perturbations affecte les zones de pentes où les matériaux sont soumis à un entraînement gravitaire (Fig.I-14 ). Les sédiments de type sable et graviers déposés au front des parties deltaïques présentent très souvent une pente d'équilibre proche de leur angle de frottement interne. Les mouvements et accélérations sismiques du sol sont des facteurs déclencheurs de glissements en masse, pouvant rapidement évoluer en coulée de débris suivant la quantité d'eau incorporée (Fig.I-15). Ce phénomène est à l'origine des glissements de terrain en milieu aérien et des coulées de débris évoluant vers des coulées liquéfiées et des courants de turbidité en milieu aquatique (Piper *et al.*, 1992).

Les glissements en masse (Fig.I-16) correspondent à des mouvements de sédiments sur de faibles distances, sans action prépondérante des fluides interstitiels dans l'ensemble de la masse, selon des plans de cisaillement. Les glissements translationnels (slides) correspondent à une déformation par fragmentation de sédiments à forte cohésion, tandis que les glissements rotationnels (slumps) correspondent à des déformations de sédiments plus plastiques par des plis d'entraînement (Niemi & Ben Avraham, 1994).

Les coulées de débris (Fig.I-16) correspondent à un écoulement plastique et laminaire de grains maintenus en suspension par une matrice argileuse liquéfiée (au moins 5% du volume en argile) peu cohésive et plus dense que le fluide ambiant. La distinction entre les différents types de coulées est fonction de la quantité de fluide contenue dans la matrice argileuse. Plus

une coulée est fluidifiée, moins sa charge solide pourra être élevée et plus son déplacement sera important.

Les courants de turbidité (Fig.I-16) peuvent correspondre au terme ultime d'une coulée de débris ayant incorporé beaucoup de fluide. L'écoulement fluide devient plus turbulent, et c'est alors la turbulence et non plus la densité de la matrice argileuse qui maintient la charge solide en suspension.

Des modélisations analogiques et numériques (Ravenne & Beghin, 1983 ; Naaim, 1998), rendent compte de la dynamique de tels phénomènes.

Les glissements de terrain peuvent modifier la charge et le débit des rivières, mais également générer des lacs de barrages (Adams, 1981) ou des dépôts de crue en aval dans des lacs (Doig, 1986), des fjords (Syvitski & Schafer, 1996) ou des mers fermées (Ben-Menahem, 1976). Les glissements sous-aquatiques déclenchés par des séismes sont généralement importants et peuvent être associés à des tsunamis en mer (glissement des Grand Bancs de 1929, (Heezen & Ewing, 1952 ; Piper *et al.*, 1992) ; glissement du Storrega (Bugge *et al.*, 1987)), ou à leurs équivalents lacustres, des effets de seiche (Siegentahler *et al.*, 1987). D'importants tsunamis peuvent également être associés à des séismes générant des mouvements co-sismiques (Levret, 1991). Les principales perturbations des tsunamis sont liées au déferlement des vagues en zones littorales (Minoura & Nakaya, 1991), mais peuvent également affecter des zones profondes (Kasten & Cita, 1981 ; Cita *et al.*, 1996).

Les glissements sub-aquatiques et leurs évolutions peuvent engendrer d'importants dépôts instantanés en fond de bassin fermés, notamment lacustres. Ils peuvent se présenter sous forme d'épais dépôts argilo-silteux homogènes (Kelt & Hsü, 1980 ; Doigt, 1990,1991), les homogénites ( Siegentahler *et al.*, 1987 ; Sturm *et al.*, 1995, Chapron, 1999, Chapron *et al.*, 1999) qui correspondent à d'importants glissements en masse. L'étude de ces phénomènes nécessite une approche pluridisciplinaire, permettant l'étude de l'ensemble d'un bassin. Une étude régionale par sondages acoustiques dans 150 lacs du Bouclier Canadien et de la Cordillère Canadienne (Shilt & Clague, 1992) a permis de reconnaître dans un rayon de quelques dizaines de kilomètres de deux épencentres historiques majeurs (de magnitudes 6,25 et 7,2), des failles affectant des sédiments tardi- et post-glaciaires, de larges glissements et coulées affectant les sédiments post-glaciaires et de la liquéfaction in situ au niveau de faibles pentes.



#### 1.2.2.4 Les relations entre l'énergie du séisme et les perturbations sédimentaires

De nombreux travaux tentent de relier les perturbations sédimentaires observées à l'énergie des séismes impliqués (Allen, 1986; Obermeier, 1989; Audemard & De Santis, 1991; Vittori *et al.*, 1991; Obermeier *et al.*, 1993 ; Papadopoulos & Lefkopoulos, 1993 ; Davenport *et al.*, 1994 ; Hibschi *et al.*, 1995).

Les liquéfactions de sols consécutives à des séismes historiques, ont permis d'établir des relations entre l'énergie des séismes et la distance maximale à l'épicentre des liquéfactions observées (Kuribayashi et Tatsuoka, 1975 ; Youd, 1977 ; Ambrasey, 1988 ; Gerassimos *et al.*, 1993 ; Obermeier & Pond, 1999)(Fig.17). Des études par des test géotechniques ont été réalisées à partir des liquéfactions induites par les ruptures de sols dans des plaines alluviales et fluviales aux Etats Unis et au Japon notamment. Elles proposent des méthodes d'inversions permettant de retrouver les paléo-accélérations sismiques responsables des liquéfactions ([Ambraseys, 1988 ; Seed *et al.*, 1983, 1985 ; Pond, 1996 ; Ishihara, 1985] dans Obermeier et Pond, 1999 , Obermeier, 1988). L'ensemble de ces travaux montre qu'une magnitude de 5 est nécessaire pour initier des liquéfactions ; pour les plus forts séismes ( $M > 10$ ) les distances épacentrales des liquéfactions ne dépassent pas quelques centaines de kilomètres (Fig.I-17).

Des relations entre la magnitude et la distance maximale à la zone de rupture des phénomènes de glissements de terrain ont également été établies par Keefer (1984) ; elles impliquent des magnitudes minimales de 4, de 4,5 à 5 selon Obermeier (1996).

Hibsh *et al.*(1995) propose une corrélation entre l'épaisseur des niveaux de sol (fluvio-volcaniques) et l'intensité (MKS) des séismes incriminés (Fig.I-18) dans la région de Quito en Equateur. Obermeier et Pond (1999) montrent que l'épaisseur de sol (fluviale) liquéfiable, est en partie dépendante de l'accélération qu'il subit (Fig.I-19).

Dans la vallée du Glen, en Ecosse, Ringrose (1989) cartographie différents degrés de liquéfaction dans les varves silteuses distales de trois lacs d'obturation glaciaire, liés à un séisme majeur durant la dernière déglaciation : la zone centrale se caractérise par des figures d'intense liquéfaction et un glissement de terrain, tandis que les zones périphériques présentent des figures de liquéfaction de moins en moins développées (Fig.I-20).

### 1.2.2.5 Les difficultés de l'interprétation des perturbations syn-sédimentaires en terme de paléosismicité.

Certains auteurs mettent en évidence la possibilité d'erreur quant à l'interprétation de certaines structures en tant que séismite. Holtzer & Clark (1993) révèlent des sand-boils mis en place le long de fractures pré-existantes, suite à de violentes pluies, à Freymont Valley. De telles structures, conservées et observées quelques milliers d'années plus tard, pourraient être interprétées à tort, comme l'indication d'un important séisme, d'autant que le site y est tectoniquement favorable. Tessier *et al.* (1994) présentent des déformations en blagues à tabac et des plis semblables aux « ball and pillows », résultant du passage d'un mascaret sur un sédiment non consolidé. De nombreux exemples anciens de déformations, interprétés en terme de séismites (Dugué, 1989) pourraient être remis en cause s'ils concernent les faciès tidaux. Obermeier (1996) souligne d'une manière générale le fait que certains processus de déformations peuvent être la conséquence de phénomènes sismiques et non sismiques comme les figures de charge et les turbidites (Fig.I-21).

Le milieu lacustre permet d'éviter certains phénomènes marins comme l'effet de houle ou tidal. Certains auteurs proposent des conditions permettant d'attester de l'origine sismique des perturbations synsédimentaires lacustres.

Sims (1975) définit ainsi sept critères permettant de reconnaître l'origine sismique de perturbations synsédimentaires en place, dans des sédiments quaternaires :

- la proximité de zones actuelles sismiquement actives
- la présence de sédiments potentiellement liquéfiables
- la similarité avec les structures expérimentales ou décrites, suite à des événements historiques
- de petites structures internes au sein des niveaux perturbés suggérant la liquéfaction
- des structures corrélables à l'échelle du bassin sédimentaire
- l'absence d'influence de la pente, de remaniements gravitaires, ou d'autres processus de déformation (sédimentologiques ou biologiques)

Les remaniements gravitaires peuvent également avoir des origines multiples : variation de la pression interstitielle par fluctuations brutales du niveau du lac ou surcharge rapide par apport important et brusque de sédiments sur les pentes deltaïques, glacitectonique, aménagement

des rives... Shilts et Clague (1992) proposent un certain nombre de critères permettant de définir l'origine sismique des remaniements gravitaires :

- une large distribution synchrone dans un lac, ou différents lacs voisins
- un déplacement quasi uni-directionnel sur des pentes de même orientation
- la présence de niveaux particuliers dans une séquence sédimentaire uniforme
- les critères géologiques locaux
- une sismicité historique

Par ailleurs, plusieurs auteurs abordent l'influence de l'effet de seiche (agitation des eaux du lac) sur le développement des remaniements gravitaires associés à des séismes (Siegentahler *et al.*, 1997 ; Doig, 1990 ; Doigt, 1991 ; Shilts et Clague, 1992 ; Syvitski & Schafer, 1996, Chapron, 1999).

D'une manière générale, l'interprétation de perturbations syn-sédimentaires nécessite une auscultation minutieuse de leurs différentes origines possibles. L'interprétation d'une origine sismique devient alors envisageable lorsque toutes les autres éventualités ont pu être écartées. Cette démarche nécessite une étude aussi précise que possible du milieu de sédimentation et de son environnement.

### 1.3 Le milieu lacustre

Son intérêt « paléosismologique » que particulier

Le milieu lacustre semble sensible à l'enregistrement d'événements sismiques. Son fonctionnement dans la plupart des petits systèmes lacustres subit moins de variations (peu de courants, pas de marées...) que le milieu marin. La répartition des systèmes lacustres, par définition continentale, prend une valeur particulière lorsque ces derniers sont situés près d'accidents tectoniques majeurs ou de lieux que l'on suspecte à risques. Si les sédiments lacustres peuvent être comparés à un empilement régulier de feuilles que les séismes peuvent froisser ou déchirer de façon ponctuelle dans le temps, ils pourraient alors constituer de formidables registres naturels de la sismicité à leur proximité. Leur intérêt « paléosismologique » prend d'autant plus d'importance que leur possibilité d'enregistrement s'étendent à des périodes allant bien au delà des temps historiques.

### **1.3.1 Principales caractéristique du milieu lacustre**

Les systèmes lacustres, des petits lacs pro-glaciaires aux grands lacs tectoniques comme le Lac Baïkal ou les lacs est-africains, présentent une grande variété de formes, de conditions climatiques et tectoniques influençant leur hydrologie et par conséquent leur sédimentation. Chacun de ces différents types de lacs présente donc des spécificités (Reading, 1994). Les modalités de la sédimentation de certains systèmes lacustres, comme les petits lacs d'altitude, sont d'autre part encore mal connues.

Néanmoins, les lacs dans leur ensemble, présentent des caractéristiques physico-chimiques communes comme la stratification thermique des eaux. Cette stratification thermique est liée à la variabilité de la densité de l'eau douce en fonction de la température ( Hutchinson, 1957 ; Gaillard, 1995). La densité maximale de l'eau pure à pression atmosphérique normale est à 4°C et diminue de façon hyperbolique à plus haute ou plus basse température. Il en résulte que les eaux profondes appelée hypolimnion (de température proche de 4°C) sont généralement surmontées d'une couche d'eau plus chaude ou plus froide que l'on appelle épilimnion. La zone de transition (métalimnion) peut être réduite à une fine couche (inférieure à un mètre) présentant une variation brutale de densité et de température que l'on appelle la thermocline. Selon les conditions climatiques, la thermocline sera plus ou moins présente et permettra ou non par conséquent le mélange des eaux. La chimie des eaux dépend des éléments en solution qui varient en fonction de la lithologie, des apports du bassin versant et des interactions entre les conditions de stratification et les bio-organismes ; on distingue ainsi les lacs oligotrophes, mésotrophes, et eutrophes en fonction de la quantité de nutriments disponibles (Chapron, 1999, Gaillard, 1995).

L'hydrodynamisme d'un système lacustre dépend étroitement du climat local sur le plan d'eau et son bassin versant, des rapports entre bassin versant et lac, ainsi que de la morphologie de la cuvette lacustre, et des régimes hydrologiques des affluents et effluents (Meybeck, 1995). Les fluctuations du niveau des lacs sont régulées par le débit de l'exutoire, et restent généralement faibles par rapport à la profondeur moyenne du lac. Le volume des eaux d'un lac étant relativement stable, le temps de résidence moyen de ces eaux, lié au rapport entre la surface du bassin versant et celle du lac, est généralement de plusieurs années à plusieurs dizaines d'années selon les dimensions du lac (in Chapron, 1999). La dynamique interne peut être modifiée par l'influence des vents sur la structure thermique du lac ; ce type

de phénomène peut être à l'origine de courants de densité et d'ondes internes (Bournet, 1996 ; Lemmin, 1995).

La sédimentation en domaine lacustre possède deux principales sources : la production autochtone et les apports allochtones (Campy et Meybeck, 1995). La part respective de ces sources sédimentaires dépend du niveau trophique du lac (de la production biologique), des conditions du bassin versant (oro-hydrographie, climat et érosion, nature du substratum). L'influence des affluents dépend du rapport  $Ad/A0$  entre l'aire du bassin versant ( $Ad$ ) et celle du lac ( $A0$ ). Les apports des affluents sont prépondérants lorsque le rapport  $Ad/A0$  est supérieur à 5 ou 6, les apports éoliens étant négligeables dès que cette valeur est supérieure à 3 (Campy et Meybeck, 1995). A titre de comparaison, le rapport  $Ad/A0$  des océans est de l'ordre de 0,32 (Meybeck, 1995), ce qui les rend très faiblement dépendants de l'évolution de leurs bassins versants. L'information sédimentaire y est ainsi très tamponnée.

La répartition et la sédimentation des apports fluviaux dépend de la structure thermique du lac. Les fractions grossières de la charge solide des affluents se déposent généralement près des embouchures et s'accumulent pour former des deltas. Les particules les plus fines forment des panaches turbides dont le comportement dépend de leur densité par rapport à celle des eaux lacustres (Glenn & Kelts, 1991 ; Sly, 1994) . Dans les lacs de moyenne montagne par exemple, les crues d'automne, issues des précipitations tendent à générer des courants de surface ou intermédiaires (overflows ou interflows) tandis que les crues de printemps, issues des eaux de fonte nivale, génèrent plutôt des courants de fond (underflows) (Chapron, 1999) (Fig.I-22 ). Si les overflows n'ont que peu d'influence sur la sédimentation (ils se produisent lorsque la charge sédimentaire est faible), les underflows, assimilables à des courants de turbidité, peuvent se propager sur l'ensemble du bassin et y déposer leur charge sous forme d'une couche continue ou d'un éventail profond, en fonction de la taille du lac et de la charge solide du courant. Ils peuvent représenter une source majeure des apports sédimentaires.

Les remaniements gravitaires peuvent également contribuer à la sédimentation lacustre. Ils peuvent être prédominants dans certains environnements comme les deltas, berges en érosion, et pentes fortes. Leur origine peut être sédimentaire (surcharge rapide de sédiment), ou sismique (secousses). Des glissements en masse peuvent ainsi évoluer en coulées de débris puis courants de turbidité selon leur importance, la topographie et la nature des matériaux qui les composent (Hsü, 1989 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Le fonctionnement des différents types de lacs ne peut donc pas être envisagé de façon identique. Les dynamiques d'un lac endokarstique, glaciaire d'altitude et d'un grand lac tectonique peuvent être difficilement comparables. Il est important de comprendre les modalités spécifiques du fonctionnement sédimentaire d'un lac avant de pouvoir en utiliser les éventuels enregistrements sismiques. C'est ainsi que chacune des études effectuées tend à préciser les conditions de sédimentation des environnements lacustres avant toute tentative d'interprétation en terme de paléosismicité.

### **1.3.2 Méthodes d'étude des sédiments lacustres**

Toute étude de sédiments lacustres doit prendre en compte les conditions aux limites du système lacustre. Ceci est d'autant plus vrai dans le cas des environnements endokarstiques où les conditions hydrodynamiques qui régissent la sédimentation sont en partie dominées par la morphologie des conduits de cavités (Maire, 1991).

D'un point de vue pratique, les modalités d'échantillonnage peuvent être très variables. Si les dépôts sont anciens et exondés, ils sont étudiés à l'affleurement, ce qui nécessite souvent un dégagement préparatoire à la pelle et la spatule. Les échantillons prélevés sur place sont ensuite étudiés au laboratoire pour les différentes analyses applicables à tous les types de sédiments étudiés dans le cadre de ce travail. Des prélèvements par carottages à la sonde russe ou par carottier géotechnique, permettent d'obtenir respectivement des carottes de sédiments de quelques dizaines de décimètres à plusieurs dizaines de mètres. Le milieu endokarstique nécessite une approche spéléologique particulière, conditionnant l'accessibilité l'observation et l'échantillonnage des affleurements.

Dans le cas de sédiments en fond de lac actuel, les sédiments peuvent être étudiés indirectement par des méthodes géophysiques indirectes, la sismique à haute résolution (sparker, SEISTEC<sup>TM</sup>) et le sonar à balayage latéral principalement (Van Rensbergen, 1996, Manalt, 1998, Chapron, 1999) ; les objets étudiés doivent alors être de dimension suffisante, à savoir pluri-kilométrique. Des prélèvements directs de sédiments peuvent être réalisés par forages carottés sur des longueurs de plusieurs dizaines de mètres (Manalt, 1998), par carottages pistonnés permettant d'obtenir près d'une dizaine de mètres par carottage gravitaire de type « Benthos » pour obtenir quelques mètres de sédiments et par carottier « Mortimer » ou benne « Ekman » pour l'échantillonnage du premier demi-mètre de sédiment. Il va de soi que plus la quantité de sédiment carotté est importante, plus la technique de carottage est

lourde à mettre en œuvre. Elle nécessite dans tous les cas cités une embarcation plus ou moins importante, munie de treuils puissants. Dans le cadre de l'étude de petits lacs peu profonds (une vingtaine de mètres) peu accessibles nous avons mis au point dans ce travail des techniques de carottages et de pièges à sédiments par plongée. Ces techniques sont détaillées dans le troisième chapitre de ce travail.

Dans tous les cas les sédiments échantillonnés sont rapportés au laboratoire où ils subissent un grand nombre d'analyses, permettant de définir :

- leur nature (calcimétrie, diffraction X des minéraux argileux, frottis, susceptibilité magnétique (SM), lames minces imprégnées, analyses géochimiques) ;
- leur texture (lames minces imprégnées, granulométrie laser, anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)) le signal sédimentaire qu'ils renferment (numérisation et analyse d'image en niveaux de gris, susceptibilité magnétique, analyse des argiles à haute résolutions, analyse et traitement du signal)
- leur âge et le flux d'origine (analyse géochimique du  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  sur sédiment total,  $^{14}\text{C}$  sur reste organique).

D'une manière générale, l'ensemble des informations qu'il est possible d'obtenir des sédiments lacustres à partir des différentes études, est détaillé par Campy et Meybeck (1995).

Dans les travaux réalisés ici, les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser MALVERN<sup>TM</sup> associé au logiciel d'analyse « Malvern Sizer<sup>TM</sup> ». Les paramètres granulométriques sont définis de façon légèrement différente des références classiques (Rivière, 1977). Les paramètres utilisés, définis par « Malvern Sizer TM » sont les suivants :

- Percentile 99 : Q99
- Moyenne :  $(Q25+Q75)/2$
- Médiane : Q50
- Grain moyen :  $(Q10+Q30+Q50+Q70+Q90)/5$
- Classement (So ; sorting) :  $(Q75/Q25)^{1/2}$
- Asymétrie (Sk ; Skewness) :  $(Q25 \times Q75)/Q50^2$

Qx correspond à la taille de grain pour laquelle (100-x)% du matériel est d'une taille supérieure à la taille considérée et x % d'une taille inférieure.

## **1.4 Conclusions - Problématique**

Les séismes de magnitude supérieure ou égale à cinq semblent générer suffisamment d'énergie pour perturber fortement des roches sédimentaires meubles ou en cours de formation, notamment au fond de l'eau. Il est donc possible à partir d'archives sédimentaires de retrouver les traces de séismes anciens dans certaines conditions en s'assurant néanmoins que d'autres phénomènes susceptibles de générer ce type de perturbations ne puissent être incriminé. Les principaux types de perturbations se génèrent en place, principalement par des phénomènes de liquéfaction, sans déplacement du sédiment sur de grandes distances ou par le remaniement de masses sédimentaires glissées sur les pentes et re-déposées en fond de bassin. Le milieu lacustre présente des avantages en terme d'étude de paléosismicité, par son type de sédimentation, et de par sa position continentale, potentiellement à proximité de zones sismo-tectoniques actives intra-continentales et de zones anthropiques potentiellement à risques.

Notre travail vise donc à préciser « paléosismologique » la potentialité de l'outil sédimentaire lacustre, en recherchant les modalités de perturbation des sédiments par les séismes dans les différents environnements lacustres. Quel type de perturbation retrouver dans tel ou tel environnement sédimentaire lacustre ? Tous les systèmes lacustres sont-ils capables de tels enregistrements ? Quelle est l'accessibilité et la fiabilité de l'information paléosismique lacustre dans nos régions des Alpes Occidentales ? Qu'en est-il dans d'autres régions à plus forte sismicité historique ?

Par l'étude de formations lacustres d'environnements et d'âges différents, nous essayerons de répondre à ces questions avec une double approche complémentaire :

- mettre en évidence l'existence éventuelle de séismes anté-historiques par la recherche et l'étude de perturbations syn-sédimentaires caractéristiques (Chapitre II et IV) ;
- retrouver le type de perturbation lacustre éventuellement engendrée par des séismes historiques connus afin de préciser l'influence des différents paramètres à la fois sismique et sédimentaires sur les modalités des perturbations en milieu lacustre (Chapitres III), autrement dit estimer quelle est la part de l'influence sismique sur la sédimentation d'un système lacustre.

Chaque type de système lacustre étudié possède ses spécificités quant aux modalités d'étude qui seront donc précisées dans chaque cas.



## **CHAPITRE II**

### **PERTURBATIONS SYNSEDIMENTAIRES ATTRIBUABLES A DES SEISMES DANS DES DEPOTS GLACIO-LACUSTRES ET ENDOKARSTIQUES PLEISTOCENES DES ALPES NORD-OCCIDENTALES**

## SOMMAIRE

1.1 Analyses de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans des formations quaternaires glaciolacustres du pléistocène supérieur.....	42
1.1.1 Caractérisation Géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes : « Les Argiles du Trièves » .....	42
1.1.1.1 Introduction .....	42
1.1.1.2 Les « Argiles du Trièves », cadre géographique et géologique.....	42
1.1.1.3 Methode d'étude .....	43
1.1.1.4 Les destructurations du litage sédimentaire.....	44
1.1.1.5 Le matériel sédimentaire impliqué .....	46
1.1.1.6 Discussion sur l'origine sismique probable des perturbations synsédimentaires des « Argiles du Trièves ».....	47
1.1.1.7 Conclusion.....	50
1.1.2 Analyse de structures de déformations synsédimentaires attribuées à des séismes dans les glacio-lacustres quaternaires du Nan- Forezan. ....	51
1.1.2.1 Geodynamic frame of Le Bourget Basin. ....	51
1.1.2.2 Glacio-lacustrine terraces and their contribution.....	52
1.2 Enregistrements climatiques et sismo-tectoniques dans des rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles.....	56
1.2.1 Introduction .....	56

1.2.2	Cadre géographique et géologique local. ....	57
1.2.2.1	L’empreinte des glaciations .....	57
1.2.2.2	Une structuration alpine, mais une tectonique encore active. ....	58
1.2.3	Présentation générale de la cavité.....	59
1.2.3.1	Localisation géographique et stratigraphique.....	59
1.2.3.2	Développement et aperçu morphologique des conduits endokarstiques .....	59
1.2.3.3	Fonctionnement hydrologique actuel du système karstique Sous les Sangles – Tuffière – Golet Drugan. ....	61
1.2.4	Analyse des dépôts et remplissages sédimentaires.....	62
1.2.4.1	Conditions hydrodynamiques de dépôt en milieu souterrain : .....	62
1.2.4.2	Types et répartition des dépôts et remplissages.....	63
1.2.4.3	Les remplissages du « «Boulevard» » .....	67
1.2.4.4	Structures syn-sédimentaires de dépôt .....	80
1.2.4.5	Structures de déformations synsédimentaires.....	82
1.2.5	Analyse tectonique de la cavité .....	85
1.2.5.1	Structures tectoniques dans les sédiments.....	86
1.2.5.2	Structures tectoniques sur les parois- analyse microtectonique. ....	87
1.2.6	Discussion et interprétations.....	88
1.2.6.1	Climat, karstification et remplissage sédimentaire.....	88
1.2.6.2	Indices de néotectonique et de paléosismicité.....	89
1.2.7	Conclusions concernant l’étude de la Grotte sous les Sangles .....	89
1.3	Conclusion concernant l’étude de paléosismicité à partir de dépôts glacio-lacustres et endokarstiques.....	90

## **1.1 Analyses de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans des formations quaternaires glaciolacustres du pléistocène supérieur**

### **1.1.1 Caractérisation Géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes : « Les Argiles du Trièves »**

*Ce paragraphe a été l'objet d'une publication dans les Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Lignier et al., 1998).*

#### **1.1.1.1 Introduction**

Des perturbations synsédimentaires considérées comme des séismites ont été présentées et discutées par différents auteurs (Seilacher, 1984 ; Dugué, 1995 ; Montenat *et al.*, 1993 ; Plaziat *et al.*, 1990...), pour divers types de sédiments et milieux de sédimentation. Des études de paléosismicité, à partir de sédiments lacustres (Sims, 1975; Doig, 1986) ont mis en évidence la qualité de ce milieu pour l'enregistrement et la préservation des perturbations synsédimentaires supposées ou confirmées d'origine sismique. Les travaux présentés ici, tendent à caractériser avec précision des perturbations synsédimentaires observées dans les "Argiles du Trièves", formation quaternaire glacio-lacustre, en s'intéressant notamment à leurs morphologies et à la granulométrie de leurs différents composants.

#### **1.1.1.2 Les « Argiles du Trièves », cadre géographique et géologique**

La région du Trièves est située dans les Alpes occidentales françaises, au sud de Grenoble. Datées du Würm, les "Argiles du Trièves" se sont déposées au fond d'un lac qui occupait alors

cette région, partiellement barrée par les glaciers (Monjuvent, 1973, 1978) (Fig.II-1). Ces argiles sont célèbres pour les nombreux glissements de terrains qu'elles occasionnent, et les risques qu'ils entraînent. Cette formation, puissante de 50 à 150 m, affleure en banquettes, en discordance sur le substratum jurassique et hercynien. Elle est constituée d'alternances silto-argileuses finement laminées et régulières, centimétriques à millimétriques. C'est dans cette lamination qu'apparaissent des niveaux déstructurés, dont l'interprétation peut être discutée en termes de séismite.

La région du Trièves se situe dans une partie encore active de la chaîne alpine. Elle se trouve aux confins d'accidents tectoniques majeurs (Thouvenot *et al.*, 1990), et proche de séismes historiques d'intensité notable (Corrençon, 1962, I>VII (MSK); Monteynard, 1963, I=VII (MSK); dans Lambert *et al.*, 1997) (Fig.II-2). Elle présente donc un certain intérêt en terme d'étude de risques et de paléoséismicité.

### **1.1.1.3 Méthode d'étude**

Un sondage géotechnique de 50,4 m de long, entièrement carotté, a été réalisé sur le site de Lavars en 1995. Des observations complémentaires de terrain ont été faites dans un rayon de 4 km. Elles ont permis de suivre la lamination sur plusieurs dizaines de mètres d'extension ; un certain nombre de lamines déstructurées, assimilables à des séismites, ont ainsi pu être étudiées dans leur extension verticale et horizontale.

L'observation de la géométrie 3D de ces déstructurations, a pu être réalisée en procédant à des coupes sériées, sur l'affleurement et sur les tronçons de carotte. De telles coupes ont également été réalisées sans destruction, par scanner X (IFP), sur quelques échantillons.

Des analyses d'argiles par diffraction X, des observations sur frottis et des mesures de microgranulométrie laser, ont été réalisées en collaboration avec le laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille I.

#### **1.1.1.4 Les destructurations du litage sédimentaire**

Un certain nombre de déformations observées (microfailles, slumps,...) peuvent être attribuées à des phénomènes synsédimentaires courants (compaction, pentes, ...) autres que d'origine sismique; ces structures ne sont pas détaillées ici.

Les niveaux déstructurés présentés, montrent des déformations synsédimentaires de type fluage-liquéfaction. Ils sont toujours encadrés par des lamines non déformées. A la base de ces niveaux, les lamines ne présentent pas d'indice d'érosion. Au sommet, la première lamine non déformée drapée le niveau déstructuré et scelle ainsi l'épisode de déformation. Celui-ci semble donc s'être produit à l'interface eau-sédiment. Les structures observées ne présentent pas de vergence particulière dans le plan vertical, excluant l'intervention de pente éventuelle.

##### 1.1.1.4.1 Structures de fluage-liquéfaction simples (Fig.II-3)

Elles affectent généralement un ou plusieurs doublets silto-argileux, sur 1 à 2 cm d'épaisseur. Elles se présentent sous forme de fragments silteux, emballés dans l'argile, plissés, rebroussés vers le haut, semblables souvent au type ball-and-pillow. Sur le terrain, ces niveaux se suivent tout le long de l'affleurement (plusieurs dizaines de mètres). Dans la plupart des cas, on devine aisément la provenance des fragments de lamines silteuses. Observées dans le plan horizontal, ces structures révèlent deux types de disposition du silt dans l'argile :

une disposition linéaire : le silt se présente dans l'argile en bandes plus ou moins parallèles;

une disposition bilinéaire (grille) : le silt se présente dans l'argile selon deux directions sécantes de bandes plus ou moins parallèles.

Certaines des structures présentent ces deux types de dispositions (Fig.II-3).

#### 1.1.1.4.2 Structures en poly-diapirs inverses (Fig.II-4)

Elles affectent un plus grand nombre de lamines sur 3 à 10 cm d'épaisseur. Les fragments silteux plissés, de tailles diverses, se recoupent. Ils présentent des courbures vers le haut et le bas, et montrent parfois une structure concentrique. Les plus gros fragments occupent plutôt le bas du niveau déstructuré, tandis que le haut est occupé en majorité par de petits fragments plissotés.

Dans le plan horizontal, le silt se présente dans l'argile, sous forme de petites taches de tailles voisines, équidistantes (multi-ponctué), qui grossissent au fur et à mesure que l'on descend dans la structure. Ces taches de silt présentent des cernes d'argile concentriques. Ces structures semblent montrer un fluage des fragments de lamines silto-argileuses en "diapirs" descendant (Fig.II-5). Les recoupements entre ces structures, suggèrent un phénomène polyphasé, provoquant une succession de déstructurations rapprochées dans le temps. Si une telle déstructuration peut être considérée comme étant d'origine sismique, l'enregistrement d'un séisme et de ses répliques peut être invoqué (Doig,1991).

#### 1.1.1.4.3 Structure à gradient de plissement (Fig.II-6)

Une seule structure de ce type a été observée sur la carotte, et n'a pas encore pu être étudiée en 3D. Elle affecte plus de 30 lamines sur 7 cm de haut. Elle est constituée, à sa base, de plis anisopaques pluricentimétriques déversés, associés à des failles courbes, puis passe progressivement vers le haut à des plis anisopaques centimétriques couchés, détachés et pincés, lenticulaires et dissymétriques. Des fragments de lamines centimétriques à

millimétriques, étirés, les remplacent progressivement vers le haut de la structure. Le sommet de celle-ci constitue le mélange silt-argile le plus homogène. On observe donc un gradient de déformation comparable à celui des structures de type "fault-grading" décrites par Seilacher (1969, 1984). Les plis (ceux de taille centimétrique en particulier) présentent des sens de déplacement différents, et le plus souvent opposés. Le matériel, de comportement ductile, a donc été cisailé horizontalement, déplacé dans divers sens, mais semble être globalement resté sur place. Un phénomène de secousses, entraînant une oscillation du matériel, par cisaillement horizontal, peut être invoqué.

#### ***1.1.1.5 Le matériel sédimentaire impliqué***

Ces argilites sont composées d'alternances régulières de silts et d'argiles, dont les compositions ne présentent pas de variations majeures tout au long de la carotte.

Des silts sombres sont principalement composés de quartz et de carbonates terrigéniques en proportion équivalente. Des silts clairs sont composés essentiellement de carbonates terrigènes, et présentent des nannofossiles, remaniés depuis les masses mésozoïque du substratum. Les particules fines ( $<3\mu\text{m}$ ), sont constituées de carbonates et de minéraux argileux principalement, et sont également riches en nannofossiles. Les analyses par diffractométrie-X montrent un cortège argileux largement dominé (à 95 % ou plus) par de la chlorite ferrifère et de l'illite. Ces minéraux témoignent de la composition cristalline et métamorphique de la partie orientale du bassin versant glaciaire du paléolac. Aucune trace de matière organique n'a été trouvée dans ces sédiments.

Les silts sombres, silts clairs fins et grossiers, et les argiles silteuses, ont des modes granulométriques moyens respectifs de 27,2  $\mu\text{m}$ , 14,4  $\mu\text{m}$ , 42,2  $\mu\text{m}$  et 6,7  $\mu\text{m}$ . Ils sont généralement bien classés, mais leurs spectres granulométriques présentent toujours une "traîne" vers les particules fines. On observe peu de variations granulométriques pour chacun



des termes du bas en haut de la carotte. Les déstructurations se développent sur des doublets silt-argile; on détermine le contraste granulométrique ( $\Delta Gr$ ) d'un doublet silt-argile par :

$$\Delta Gr = \text{mode (silt)} / \text{mode (argile)}$$

Les  $\Delta Gr$  des niveaux perturbés s'étalent de 1,2 à 7,3 tandis que ceux des niveaux non perturbés s'étalent de 1,4 à 10,8. La majeure partie des  $\Delta Gr$  calculés (83 %) s'étalent entre 1,4 et 7,3 et correspondent indifféremment à des niveaux perturbés et non perturbés. Ces différents niveaux présentant des contrastes granulométriques similaires dans la plupart des cas, il paraît difficile d'attribuer à ces contrastes, le déclenchement des déstructurations. Les contrastes granulométriques moyens  $\Delta Gr_m$  (moyenne arithmétique) montrent cependant une légère différence avec un  $\Delta Gr_m$  de 2,7 pour les niveaux perturbés, contre un  $\Delta Gr_m$  de 5 pour les niveaux non perturbés. On remarque d'autre part, que parmi les niveaux perturbés, les déstructurations les plus poussées (poly-diapirs inverses et "fold-grading") correspondent à des  $\Delta Gr$  plus petits; ceux-ci favoriseraient la liquéfaction. Si les  $\Delta Gr$  ne semblent pas déclencher la perturbation, ils semblent cependant pouvoir la conditionner, l'amplifier.

#### ***1.1.1.6 Discussion sur l'origine sismique probable des perturbations synsédimentaires des « Argiles du Trièves »***

Dans le lac glaciaire du Trièves, à plusieurs reprises, des sédiments fraîchement déposés, ont été momentanément et partiellement liquéfiés, déformés. Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer ces phénomènes : liquéfaction spontanée liée à l'instabilité gravitaire du sédiment lui-même (donc lié à la nature, la granulométrie et la teneur en eau), surcharge gravitaire liée aux processus et dynamique de sédimentation (Kuenen, 1958; Tessier *et al.*,

1994), phénomène de pente, activité glaciaire, variation du niveau du lac, secousse sismique (Sims, 1975 ; Ringrose, 1989; Beck et al., 1992 ; Montenat *et al.*, 1993 ).

- Les sédiments étudiés ici, présentent une remarquable régularité de composition. D'autre part, chaque déstructuration affectant le même type de sédiments, dans les mêmes conditions (à l'interface eau-sédiment), il est fort probable que les teneurs en eau devaient être semblables. Les contrastes granulométriques ( $\Delta Gr$ ) ne semblent pas être non plus à l'origine de la déstructuration puisqu'ils sont similaires, dans la plupart des cas, dans les niveaux perturbés et non perturbés. Ces paramètres internes au sédiment ne semblent donc pas être à l'origine de la déstructuration.

- La lamination observée, ne présente pas de pendage particulier. Les structures de déformation des niveaux perturbés ne montrent pas d'orientation particulière permettant d'invoquer des phénomènes de pente.

- Ces dépôts sont dépourvu de matière organique, et ne présentent pas de bioturbation. Les structures sédimentaires et la granulométrie des sédiments attestent d'un milieu de sédimentation calme, de type partie distale de bottomset.

- L'alternance de lamines de décantation (argiles) et de lamines de fin sédiment vanné, par de faibles courants réguliers, en l'absence de turbidite, exclue des surcharges brutales éventuelles qui pourraient être responsables de phénomènes thixotropiques.

- La présence de dropstones dans ces sédiments atteste du caractère glaciaire du paléolac du Trièves. Cependant la taille des dropstones observés ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres. Les déformations produites par ces dropstones ont été observées ; elles sont localisées à leur voisinage. Elles forment des plis souples de rebroussement, orientés, liés au cratère d'impact, très différents des morphologies décrites ici. Si le paléolac était barré par la langue du glacier de l'Isère, on peut suspecter la dynamique glaciaire d'être à l'origine de secousses. Cependant les plus grandes ruptures dans la glace ne dépassent jamais la centaine de mètres, ce qui correspondrait à des secousses de magnitude 2 (J.L.Got comm. pers.); au vu de l'hétérogénéité du contact entre le glacier et l'encaissant, ces secousses sont *a priori* largement insuffisantes pour provoquer de la liquéfaction, puisque les magnitudes impliquées

actuellement dépassent toujours 5. La chute de gros séracs dans le lac proglaciaire est susceptible de générer à l'aplomb, une surpression, peut être transmissible sur une certaine épaisseur à l'eau intersticielle du sédiment. Mais ce phénomène ne peut affecter que la bordure du glacier et donc les faciès grossiers, proximaux. D'autre part, vu la taille des dropstones observés, il est fort probable que la langue glaciaire n'atteignait pas le lac, et que le barrage ait été aussi constitué par ses moraines frontales. Par ailleurs, aucune évidence stratigraphique de phénomènes de vidange catastrophique de lac proglaciaire n'a été signalé (Monjuvent, 1973; Huff, 1989).

- La morphologie de ces déstructurations, dans le plan vertical, rappelle les descriptions de structures faites par de nombreux auteurs, et qu'ils ont interprétées comme des séismites (Montenat, Plaziat, Dugué, Sims...). Certaines de ces structures (de type fluage-liquéfaction simple notamment) peuvent être comparées aux résultats obtenus par expériences analogiques de Kuenen (1958). L'augmentation de la déformation du bas vers le haut de la structure à gradient de plissement (fig.6) rappelant les structures de type fault-grading (Seilacher, 84), et le comportement ductile du matériel, dont le type de déformation (plis-souple/failles-rigide) pourrait être due aux différences de matériaux affectés (silt argileux/shales bitumineux), et à la nature cisailante sub-horizontale de la déformation, évoque le phénomène sismique.

- Des expériences réalisées par des physiciens sur le comportement des matériaux granulaires soumis à des vibrations (Daoudy *et al.*, 1989, in Jaeger *et al.*, 1996) montrent que pour des fréquences et accélérations déterminées, le matériel granulaire présente au moins 4 types d'architectures caractéristiques différentes. L'observation des déstructurations des Argiles du Trièves en 3D ont révélé trois types d'organisations : linéaire, bilinéaire et multi-ponctué, comparables aux résultats des expériences mentionnées. Nous considérons à titre d'hypothèse, que ces expériences pourraient servir de modèles analogiques, à posteriori, des différentes structures observées, ce qui appuierait l'origine sismique de ces dernières. Cette démarche comparative pourrait conduire à préciser, dans le futur, les caractères des paléo-séismes impliqués.

- Enfin, même si aucun épicerentre de séismes historiques n'est signalé dans le Trièves, cette région se situe dans un contexte sismotectonique actif (Fig.II-2). La configuration de sédiments lacustres récents, peu ou pas compactés, reposant sur un substratum jurassique et le socle hercynien, est propice aux effet de sites.

L'ensemble de ces arguments (sédimentologiques, morphologiques, expérimentaux, sismotectoniques) nous amènent à considérer ces niveaux déstructurés en termes de séismites.

La plupart des séismites et des phénomènes de liquéfaction décrits dans la littérature semblent affecter des sédiments de granulométrie et contrastes granulométriques plus élevés que les structures en poly-diapir inverses et fold-grading, observées dans les Argiles du Trièves. Or les différents auteurs ayant pu établir des relations directes entre séismes et liquéfactions (Sims, 1975; Audemar & De Santis, 1991, Vittori *et al.*, 1991, etc...) mentionnent toujours des magnitudes au moins égales à 5 sur l'échelle de Richter. Si l'on considère que des sédiments de plus faible  $\Delta Gr$  ont une plus grande sensibilité de liquéfaction, ils pourraient avoir enregistré des séismes de plus faible magnitude. Il serait alors possible de compléter la relation entre les épaisseurs des niveaux liquéfiés et l'intensité du séisme, proposé par Hibsich *et al.* (1995).

#### **1.1.1.7 Conclusion**

Les niveaux déstructurés des Argiles du Trièves, présentent des caractéristiques morphologiques et granulométriques qui, associées aux contextes sédimentaire et tectonique local, nous permettent de les interpréter comme étant d'origine sismique. Leur morphologie 3D et leurs contrastes granulométriques sont des paramètres qu'il faudra confirmer sur d'autres structures de même type. Des modélisations analogiques utilisant des matériaux naturels

similaires, de texture connue, soumis à différents types de vibrations paramétrées, pourraient permettre de construire une typologie quantitative de différents types de séismites.

Remerciements : nous remercions B. Coletta et J.M. Mengus de L'IFP, J.F. Deconinck et P. Recourt de l'Université de Lille I, le CETE de Marseille et FONDASOL S.A, ainsi que C. Montenat pour sa contribution à l'amélioration de cet article.

### **1.1.2 Analyse de structures de déformations synsédimentaires attribuées à des séismes dans les sédiments glacio-lacustres quaternaires du Nant-Forezan.**

*Ce paragraphe entre dans le cadre d'une publication soumise à Geologische Rundschau (Lignier et al., 2000).*

#### **1.1.2.1 Geodynamic frame of Le Bourget Basin.**

The Outer Alps (Fig.II-7<sub>A</sub>) represent, together with the Jura Mountains, the foreland belt of the complex Alpine oblique collision. There, a Mesozoic-Tertiary epicontinental sequence was detached from igneous and metamorphic basement and shortened by thin-skinned tectonic thrusting and folding (Deville *et al.*, 1994). NW-SE-trending sinistral transfer faults axially limit several thrust units. The main ones directly affect the largest lakes of this region (Fig.II-7<sub>A</sub>): the most recent active fault is the Vuache Fault, 30 km north to Lake le Bourget. It moved in 1996, with sinistral strike-slip movement near Annecy city and generated a  $M_L$  5,3 earthquake (Thouvenot *et al.*, 1998). The main shock focus was shallow (about 4 km depth) (Thouvenot *et al.*, 1997). Lake Le Bourget is directly affected by two of these sinistral strike-slip faults: the Col du Chat Fault crosses the southern part of the lake where shallow moderate earthquakes have occurred (Rothé, 1967, 1972; Chapron *et al.*, 1996), and the Culoz Fault. At the northern termination, the Culoz Fault may have been

responsible for the strongest historical earthquake reported in this area: the 1822 earthquake was MKS VII-VIII (Rothé, 1941), and estimated  $M_L$  5,5-6 (Thouvenot *et al.*, 1990)).

Lake Le Bourget (Fig.II-7<sub>A-B</sub>) is 18 km long, to 2-3 km wide and 145 m deep. As other large Alpine lakes, it results from scouring and deposition during last glaciation/deglaciation cycles (Monjuvent & Nicoud, 1988 ; Nicoud *et al.*, 1987). The last two cycles (Riss and Würm) are represented by morainic sets and huge lacustrine infills (Fig.5B) (Van Ransbergen, 1996; Chapron, 1999); these sediments overlie Miocene syntectonic siliciclastic series (Gidon *et al.*, 1969 ; Beck *et al.*, 1998). Remnants of these sediments outcrop along the lateral border of the lacustrine valley as at Nan Forezan Valley.

### **1.1.2.2 Glacio-lacustrine terraces and their contribution.**

#### 1.1.2.2.1 Nan-Forezan location :

In the south-western bank of the Le Bourget depression, 10km from the southern termination of the present-day lake, the Nan Forezan canyon cuts across tilted miocene siliciclastic series ("molasses"), and horizontal unconform quaternary deposits (Fig.II-7<sub>B</sub>). Present day colluvial deposits and landslides make their observations in original position difficult. Nevertheless, between altitudes of 430m and 450m, partially preserved glacio-lacustrine sediments have been observed at four outcrops. This quaternary series lies on tilted "molasses", and is overlain by a thick till deposit (Fig.II-7<sub>C</sub>). Three outcrops (NF1-NF2-NF3) contain disturbed levels that can be related to liquefaction phenomena .

#### 1.1.2.2.2 The different outcrops and their disturbed levels:

The NF1 outcrop is mostly laminated silt and sand (Fig.II-8). At the base, sedimentary disturbances are due to coarse gravelly channel deposits on finer sediment layers. On the other hand, interbedded in the upper undisturbed horizontal laminated layers, the "s" layer is also a disturbed layer. This level shows "ball & pillow" type structures and fragments of laminated

clayey silt in a clay matrix (Fig.II-9). This type of structure attests of a liquefaction phenomenon that occurred in one particular event.

The outcrop NF1bis (Fig.II-7C), a few metres above, shows finely laminated silt and clay layers, without any disturbances.

Between altitudes 436m and 440m, NF2 outcrop is constituted by successive of clay, silt and fine sand layers (Fig.II-10). The lower part is dominated by clay and the stack becomes increasingly sandy towards the top of the outcrop. Eleven interbedded disturbed layers have been observed. These disturbances affect as well sandy as clayey layers. Sandy silt layers present soft deformations, load-cast or ball & pillows, breccia and disharmonic folding, depending on their thickness and clayey lamina content. Each disturbance affects only a few layers, 5 to 35 cm thick, and is horizontally interbedded with undisturbed layers. Homogeneous sandy layers are affected by sagging load casts which tend towards drops or pillows (Alfaro *et al.*, 1997) when the underlying clayey layer is thicker. Similar structures have been observed and studied in detail, also in the Trieves area of similar context, by Lignier *et al.* (1998). Finely laminated sandy clay layers tend to present hydroplastic deformation whereas clayey layers tend to present intense fluidisation patterns (Guiraud & Plaziat, 1993). All these specific layers attest of liquefaction and fluidisation phenomena which occur in a continuous sedimentation environment on a slope less surface without any bioturbation or emersion patterns.

At altitude 449m, the lower part of NF3 outcrop corresponds to the top of these glacio-lacustrine deposits (Fig.II-11). Above it lie several metres of heterogeneous and unstratified wake deposits, which consist of cobbles and gravels floating in a clayey-silty matrix. This outcrop also presents liquefaction features in its last two sandy layers (Fig.II-11). These structures are associated with decimetric scale faults. These faults only affect the sandy levels in the upper liquefied layers, but all the levels in the lower layers. The faults pattern shows an E-W extension with a hanging-wall going down to the East.

#### 1.1.2.2.3 Grain size data:

All the studied sediments consist of sands to clayey silts (Fig.II-11). There is no major grain-size difference between undisturbed and disturbed levels, except for a few coarser layers of undisturbed levels. NF1 and NF2 disturbed levels present similar grain size characteristics, while NF3 presents a more clustered cumulative curves group (Fig.II-12). The disturbed levels samples of NF3 outcrop all plot in the most liquefiable to potentially liquefiable domains defined by Tsuchida & Hayashi (1971), while the finer grained samples of NF1 and NF2 liquefied levels plot out of these domains (Fig.II-13).

#### 1.1.2.2.4 Mechanism and possible origin of deformation:

This association of brittle and ductile strain reveals only one event affecting one metre of sediment; the upper and unconsolidated part was liquefied and the lower and consolidated part was faulted.

Most of these liquefaction patterns are due to gravity readjustments because of sudden changes of rheological parameters and reverse density loading (Alfaro *et al.*, 1997; Anketell *et al.*, 1970). The sediment pore-water submitted to acceleration or sudden overloading underwent overpressure.

#### 1.1.2.2.5 Discussion and Interpretation:

Grain and clay mineral analysis reveals that these siliciclastics are dominated by illite and chlorite. This signature characterises an inner alpine source, different from the local watershed source. Moreover the general-grain size, deposit stratification and the upper terrace position can only be explained by a perched lacustrine system. This type of deposit is relatively frequent in alpine valleys and corresponds to the last quaternary alpine glacial events (Monjuvent, 1978; Beck *et al.*, 1992). Recent work on lake Le Bourget (Chapron, 1999) reveal that during the last glacial maximum, the front of the Isere glacier (coming from the south east through the Chambéry cross-valley) was stabilised in the middle of the lake. According to the relation between the distance of the glacier front and the glacier thickness



(Monjuvent, 1978), the Nan-Forezan deposits could have formed during this period, between 15,000 and 20,000 BP. These deposits could correspond to a glacial border lake, and the upper till to an ablation till related to the glacier retreat 15,000 years ago (Brodzikowski & Van Loon, 1991; Chapron, 1999).

If the lower disturbed levels of NF1 can be attributed to the channel dynamic due to the beginning of the lacustrine system, liquefied layers of middle NF1 and NF2 are difficult to explain by sedimentary dynamics. They affect only certain levels which are not different from the undisturbed levels, neither by their grain size (Fig.II-12-13) and their mineralogy or their thickness or lamination. Granulometric contrasts between coarser and finer sediments do not show characteristic differences if measured in disturbed or undisturbed layers (Lignier *et al.*, 1998). No emersion or brutal emptying evidence allows to explain these liquefactions of unstratified layers in a continuous sequence of gentle sedimentary conditions. The reduced thickness of the disturbed levels and the lack of squashing patterns exclude direct action of grounding ice. Moreover, only one level of centimetric scale dropstones, have been observed in NF2.

The regional tectonic framework and local Epine fault agree with the seismic hypothesis for the NF1&NF2 disturbed levels. The Epine fault belongs to the same family that Col du Chat Fault and Culoz Fault which were active this last century (Fig.II-7).

Moreover, ball & pillow levels have also been described in the same area in the marine miocene "molasses", and interpreted as "seismite" (Beck *et al.*, 1996).

In a way, the NF3 outcrop is analogous to the seismite level described in the Dead Sea Graben by Marco & Agnon (1995): liquefaction associated with faulting. But here, the disturbed level corresponds to the end of lacustrine sedimentation. The different grain size spectrum of NF3 disturbed levels samples compare to NF1 and NF2 disturbed levels samples (Fig.II-12), could imply a different liquefaction condition. The fault system dipping towards the valley and the thick till deposit overlying the disturbed level, tend to disprove the seismic hypothesis. In this case, the disturber event can be more reliably attributed to the emptying of the lake probably

due to the glacier receding. This hypothesis agrees more with the ablation till deposit and the sliding of the border glacio- lacustrine sediments.

The disturbed levels of NF1 and NF2 might represent a higher seismic frequency during glacial receding (11 seismites in less than 4 metre of sediments), than at the present day. Considering their thickness and according to Hibschi *et al.*(1995) their MKS intensity could have reached X. In the same region (Lake Annecy area), increased seismicity due to quick glacier receding has been proposed for the same period (Beck *et al.*, 1996).

Nevertheless, these interpretations should be taken cautiously. According to Sims (1975), the seimite levels of these remnant deposits should have been correlated over long distance, which is not possible here because of a lack of well-preserved outcrop.

## **1.2 Enregistrements climatiques et sismo-tectoniques dans des rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles.**

### **1.2.1 Introduction**

Dans les deux exemples étudiés précédemment, l'un des obstacles principaux reste l'accès et la conservation des sédiments lacustres. Ces archives sont fragiles et difficiles à dater précisément dans les contextes glaciaires et tectoniques où l'érosion des sédiments meubles entravent la précision de leur étude. Dans une cavité dite « fossile », les conditions de conservation sont idéales : absence de lumière, température et humidité constante, toujours proche de la saturation, absence de ruissellement important et donc d'érosion. Le karst, piégeant des sédiments d'origine exogène, se révèle donc un conservateur potentiel exceptionnel d'archives sédimentaires. Cette notion de transfert et de piégeage de sédiments exogènes dans le karst a déjà été relaté par de nombreux auteurs (notamment Quinif & Maire, 1998 ; Maire, 1990 ; Delannoy, 1997). Ils soulignent également l'intérêt des sédiments

endokarstiques en tant qu'archive paléoclimatique. Le karst permet donc la conservation de sédiments témoins qui auraient normalement disparu en surface par les agents de l'érosion. Le site étudié ici, la Grotte sous les Sangle, renferme un important dépôt « varvé » connu depuis la découverte de la cavité par des spéléologues de l'Ain (Chirol, 1991). Sbaï *et al.* (1995) font une première étude de la cavité et de ses remplissages dont une partie est assimilée à des dépôts glaciaires. L'exceptionnelle conservation de ces rythmites et leur accessibilité d'observation ont par ailleurs permis de reconnaître leur origine climatique notamment, et d'étudier les déformations syn-sédimentaires, qu'elles contiennent. Celles-ci évoquent l'existence d'événements sismiques post-glaciaires.

La compréhension de ces structures et leur potentielle exploitation « paléosismologique » nécessite une compréhension de la de la genèse de la cavité, de son évaluation dans le temps ainsi que de la mise en place du dépôt sédimentaire.

## 1.2.2 Cadre géographique et géologique local.

### 1.2.2.1 L'empreinte des glaciations .

Les terrains du Jura méridional sont essentiellement d'âge secondaire. Hormis les formations superficielles, ils sont en partie recouvert de dépôts quaternaires, laissés par les glaciers locaux et alpins au cours des épisodes glaciaires successifs. Si les glaciers alpins se sont étendus jusqu'à Lyon au « Riss », ils ne semblent pas avoir dépassé le bassin molassique suisse au « Würm », laissant le domaine du Jura aux glaciers locaux. Cependant, les limites géographiques et temporelles de la dernière glaciation sont encore mal connues et sujettes à discussions (Schlüchter, 1988 ; Blavoux, 1988 ; Mandier, 1988 ; Nicoud *et al.*, 1993 ; Campy, 1992 ; Magny, 1995 ; Chapron, 1999). Dans la Cluse des Hôpitaux, les dépôts glaciaires accessibles sont rares en surface et souvent recouverts par des éboulis et des alluvions récentes.

### 1.2.2.2 Une structuration alpine, mais une tectonique encore active.

La Cluse des Hôpitaux sépare deux domaines du Jura Méridional :

au sud-ouest, le Bas-Bugey, constitué d'un faisceau de plis serrés et d'éléments monoclinaux, parallèles d'orientation NNW-SSE ;

au nord-est, le Haut-Bugey où des structures plus larges, moins serrées, permettent le développement de vastes dépressions synclinales.

Caractéristiques des reliefs jurassiens, des cluses recourent les structures géologiques. Plusieurs de ces cluses sont actuellement « mortes », comme la Cluse de Nantua et la Cluse des Hôpitaux : ces anciennes vallées transverses, hydrographiques et glaciaires, apparaissent aujourd'hui bombées en leur milieu. Il en résulte une divergence des cours d'eau de part et d'autre. Ces manifestations de l'évolution morphologique traduisent l'activité tectonique récente à actuelle de ces parties du massif. La Grotte Sous les Sangles s'ouvre à la limite entre le Jura Interne et le Jura Externe. Elle est également située à trois kilomètres à l'est du point haut de la Cluse des Hôpitaux (Fig.II-14).

Les données de comparaison de nivellement révèlent des mouvements relatifs récents dans la partie méridionale du Jura, particulièrement dans la Haute Chaîne où le taux de soulèvement est estimé à près de  $2 \text{ mm.an}^{-1}$ , mais aussi dans cette partie de la Cluse des Hôpitaux (Jouanne *et al.*, 1995).

Cette région témoigne également d'une sismicité historique notable ; plusieurs séismes historiques importants ont eu lieu dans la région de Belley, notamment en 1822 (Thouvenot *et al.*, 1990 ; Chapron, 1999).

### **1.2.3 Présentation générale de la cavité**

#### ***1.2.3.1 Localisation géographique et stratigraphique***

La Grotte Sous les Sangles ( x = 849,09 ; y = 99,5 ; z = 473m ) est située sur la commune de La Burbanche dans le département de l'Ain. Cette cavité s'ouvre à 473m d'altitude, sur le versant sud de la Cluse des Hôpitaux.

La cavité se développe dans les calcaires du Kimmérigien supérieur (Fig.1).

La base de la série stratigraphique est constituée de calcaires argileux à intercalations marneuses. Cette base est surmontée d'un ensemble carbonaté plus franc, micritique, évoluant vers des faciès récifaux dans la partie supérieure ; cet ensemble est plus favorable à la karstification.

#### ***1.2.3.2 Développement et aperçu morphologique des conduits endokarstiques***

La cavité présente aujourd'hui près d'un kilomètre de développement, suivant principalement la direction nord-ouest (Fig.II-15), pour un dénivelé total de 36 m .

Elle peut être décrite en trois parties (Fig.II-15 ; Annexe 1):

de l'entrée jusqu'à « la Plage », la galerie remonte de près de dix mètres malgré quelques points bas .

de « la Plage », une branche amont continue de s'élever jusqu'au lieu dit « le «Boulevard» », pour ensuite se développer quasiment à l'horizontal, au delà de « la Salle », 26m au dessus du niveau de l'entrée.

de « la Plage » une branche amont descendante rejoint la partie active du réseau par deux siphons successifs (Siphons 1 et 2). Au delà, la rivière souterraine sourde du siphon 5 et se perd par le siphon 3, non exploré. Cette partie du réseau est en cours d'exploration.

Dans la partie aval du « «Boulevard» », une partie des parois présentent des morphologies typiques de creusement par l'eau (coupoles, cheminées).

Dans l'amont descendant vers les siphons 1 et 2, les morphologies (conduites forcées sur interstrate, coup de gouges pluridécimétriques) et les dépôts moins abondants (argiles cannelées, dunes de sable, graviers) sont également typiques de galeries toujours actives d'un point de vue hydrologique.

Depuis l'entrée, les galeries sont larges de plusieurs mètres le plus souvent, mais relativement basses du fait de l'abondance des sédiments qui semblent remplir l'essentiel de leur volume, et obligent par endroit, la progression par reptation, notamment « le «Boulevard» » et « la Salle ».

Certaines parties de galeries présentent des volumes plus importants, associés à des fractures majeures et des blocs effondrés, comme dans la portion de galerie en aval de « La Plage ». La paroi nord-est, dans la partie amont du «Boulevard» laisse apparaître un plan de faille strié. À « La Chapelle », bien qu'aucun bloc n'apparaissent au sol (remplissages), la paroi nord-est est liée à un miroir de faille. De nombreux plans striés ont pu être observés à différents endroits du réseau.

Il apparaît donc que trois agents principaux sont intervenus dans la formation et le comblement partiel de cette cavité jusqu'à son état actuel :

l'eau, à l'origine de la karstification, mais aussi de l'apport de sédiments.

les remplissages, à l'origine du comblement important de la cavité et de modifications probables de son fonctionnement syngénétique à paragénétique (Renault, 1967-68).

les mouvements tectoniques, à l'origine de la structuration des terrains encaissants, qui guide partiellement l'écoulement des eaux ; mais ils sont aussi à l'origine de la déformation et du remplissage partiel (blocs) des conduits karstiques.

### ***1.2.3.3 Fonctionnement hydrologique actuel du système karstique Sous les Sangles – Tuffière – Golet Drugan.***

La Grotte Sous les Sangles est aujourd'hui une grotte sèche la plupart du temps. Elle fonctionne en exsurgence temporaire ( à 473 m d'altitude), en période de crue exceptionnelle, comme en 1990 lors de sa découverte. Plusieurs indices de courant (rides) dans les dépôts actuels à l'intérieur de la grotte, confirment ces observation externes.

La branche aval se connecte avec la partie active du réseau, par deux siphons successifs (siphons 1 et 2), non alimentés en période d'étiage, car perchés de quelques mètres au dessus du cours d'eau souterrain pérenne. La rivière souterraine du réseau actif, explorée au delà de ces deux siphons, est alimentée depuis le siphon n°5, le plus en amont du réseau (Fig.II-16 ; Annexe 1). Le siphon 3, aval, communiquerait avec l'émergence pérenne de la Tuffière (450m d'altitude), comme tendent à le montrer la topographie et les reports topographiques de surface (Fig. II-16 ). Un traçage par colorant pourrait confirmer définitivement ce lien. Un autre système de dimension plus modeste, le Golet Drugan à 460m d'altitude (Chirol, 1998), fonctionne également en exsurgence temporaire.

Le 1er octobre 1999, suite à de fortes précipitations, nous avons observé d'importants débits aux émergences de la Tuffière et du Golet Drugan, et une mise en charge d'une dizaine de mètres dans la galerie aval de la Grotte Sous les Sangles.

Ces trois cavités semblent donc appartenir au même système hydro-karstique (Fig.II-17). Le Golet Drugan et la Grotte Sous les Sangles fonctionnent comme des trop-pleins de la rivière souterraine de la Tuffière. Ils s'activent alors selon le niveau de mise en charge du réseau : à l'étiage et en faible crue, seule l'exurgence la plus basse (la Tuffière) évacue les eaux du système. En crues moyennes, l'engorgement de l'exutoire de la Tuffière, entraîne une remontée des eaux dans le système jusqu'à l'exutoire temporaire du Golet Drugan (fréquence annuelle à pluri annuelle), et en cas de fortes crues (fréquence décennale à pluri-décennale ; niveau de mise en charge >20m), la Grotte Sous les Sangles fonctionne temporairement en émergence (Fig.II-17). La galerie supérieure du «Boulevard» considérée « fossile », n'a jamais été observée en crue. L'érosion d'une partie des remplissages et l'existence d'un puit à galets et graviers, tout en amont de cette galerie, témoigne de son rôle d'exutoire temporaire au moins par le passé. Ces mises en charge de plus de 40 m doivent être rares actuellement, puisqu'elles ont épargné une grande partie des remplissages du réseau amont supérieur.

#### **1.2.4 Analyse des dépôts et remplissages sédimentaires**

##### ***1.2.4.1 Conditions hydrodynamiques de dépôt en milieu souterrain :***

Contrairement aux conditions extérieures, dans le milieu souterrain, les contraintes géométriques exercées par la morphologie de la cavité conditionnent l'hydrodynamisme de dépôt. Ces contraintes géométriques, conditionnent la nature et la répartition des sédiments endokarstiques. Cette notion de contrainte géométrique en relation avec les régimes hydrologiques est fondamentale à connaître si l'on veut comprendre le mode de mise en place des sédiments souterrains (Maire, 1990).

Hormis les dépôts clastiques d'origine mécanique dus à l'effondrement de fragments de paroi et de plafonds, les sédiments alluviaux ont principalement deux modes de mise en place :



en écoulement libre et turbulent, la sédimentation s'effectue en fonction de la vitesse du courant et du débit ;

en régime d'écoulement noyé lent, les conduits karstiques se comportent comme des pièges à sédiments fins (Maire, 1990).

L'étude morphologique des conduits et des remplissages de la Grotte sous Les Sangles est donc nécessaire pour comprendre le mode de mise en place de l'important dépôt de rythmites du «Boulevard».

#### 1.2.4.2 Types et répartition des dépôts et remplissages

La distinction entre dépôt et remplissage est liée à la dynamique karstique durant laquelle les sédiments sont mis en place. On parle de « dépôt » lorsque les sédiments sont contemporains de la création de vide, et plutôt de « remplissage », lorsqu'ils se mettent en place postérieurement (Delannoy, 1997) et tendent à combler ces vides (Fig.II-18).

Les périodes tempérées et chaudes sont propices au développement de sols. Ceux-ci contribuent à l'augmentation de pression partielle de CO<sub>2</sub> des eaux d'infiltration et la teneur en acides humiques et foliques, de façon non négligeable dans les processus de karstification (Collignon, 1993 ; Delannoy, 1997). Au contraire, les périodes froides, glaciaires, durant lesquelles les sols sont peu développés, fournissent peu d'eau corrosive, et correspondent plutôt à des périodes de remplissage détritique des karsts que de creusement (Bini *et al.*, 1998 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994).

##### 1.2.4.2.1 Dépôts fluviaux endokarstiques (Fig.II-19)

###### 1.2.4.2.1.1 De l'entrée à « La plage » (« l'entonnoir à galet ») :

Toutes les classes granulométriques sont représentées, des galets aux argiles. Ces dépôts remanient en fait des remplissages antérieurs, comme en témoigne leur diversité pétrographique (cristalline et carbonatée), et l'émoussé relativement modérés des fractions grossières dans les parties hautes de la galerie. Les sables et argiles se retrouvent dans les

parties les plus basses. A « la Plage », l'«entonnoir à galets» témoigne de l'exurgence du réseau actif inférieur, et de la fréquente énergie des eaux conférant aux galets un émoussé et un aplati très marqué (Sbaï *et al.*, 1995) ; (c'est une désobstruction dans ces galets et leur étayage par une buse qui a permis d'accéder à la partie inférieure du réseau (Chiról, 1998). Les dépôts fins (sables et argiles) sont relativement peu carbonatés (43,54 % de CaCO<sub>3</sub>) comparés aux autres sédiments de la cavité (Sbaï *et al.*, 1995).

#### *1.2.4.2.1.2 Dans le réseau amont inférieur :*

C'est la partie la plus fréquemment noyée, comme en témoignent les observations de niveau d'eau lors des crues et les dépôts. Dans les parties de faible pente, ceux-ci se présentent sous forme de banquettes latérales argileuses (Fig.II-20), en amont des pentes, dans les zones d'élargissement (Fig.II-20), ils forment des dunes de sables. Des graviers sont également présents dans la partie la plus basse, en chenal, au milieu de la galerie, lavés par les eaux de ruissellement postérieures à la décrue (Fig.II-20).

#### *1.2.4.2.1.3 Dans le réseau amont supérieur :*

L'essentiel de cette partie du réseau souterrain est partiellement comblée par des remplissages (cf. ci-dessous). Néanmoins, à l'extrémité du réseau amont supérieur, une petite partie de la galerie présente des dépôts de galets graviers et de sable. Le « puit à graviers », montre un analogue en plus petit de l'«entonnoir à galet» (à « la Plage »), il est le lieu d'émergence temporaire le plus en amont connu. Ces accumulations de graviers sont aujourd'hui consolidées par un ciment carbonaté.

### 1.2.4.2.2 Remplissages carbonatés concrétionnés

#### *1.2.4.2.2.1 Une génération récente :*

Ces remplissages carbonatés se présentent sous forme de stalactites et stalagmites, mais aussi de draperies et de planchers qui recouvrent en partie les sédiments sous-jacents.

On en retrouve sous forme de courtes fistuleuses (fine stalactite de diamètre inférieur à 1cm) en de nombreux endroits le long de la cavité ; quelques endroits sont plus concrétionnés : à proximité la zone d'entrée, et dans « la salle » du réseau amont supérieur. Dans la partie amont du «Boulevard», des spéléothèmes recouvrent le toit des dépôts rythmés décrits ci-après.

La plupart de ces concrétions s'initient sur des fractures s'apparentant aux failles inverses orientées N150 ; ceci est bien visible vers la zone d'entrée, et entre « le «Boulevard» » et « La Salle ».

#### *1.2.4.2.2 Une génération plus ancienne :*

Essentiellement visibles dans les parties hautes du «Boulevard» et par endroits, à deminoyées dans les rythmites, des concrétions (stalactites et draperies) d'une génération plus ancienne sont observables. Elles sont de teinte plus foncée (patine d'oxydes) que les concrétions plus récentes.

#### *1.2.4.2.3 Dépôts d'effondrement*

Ceux ci sont particulièrement abondants en aval de « la Plage ». De taille décimétrique à plurimétriques, il proviennent d'effondrement de voûte, le plus souvent selon les strates et les plans de failles bien visibles dans cette partie de la galerie.

Sous l'« entonnoir à galet », observable depuis le réseau inférieur, des dalles et blocs calcaires plurimétriques forment une trémie, pénétrable sur quelques mètres de hauteur, qui témoignerait d'un effondrement majeur.

#### *1.2.4.2.4 Remplissages glaciaires (injections)*

Il s'agit de placages résiduels visibles en quelques endroits de la galerie seulement (Fig.II-19). Ces sédiments comportent des graviers et blocs peu émoussés, décimétriques, dans une matrice de sables, de limons (silts) et d'argile. Ces dépôts très mal triés (Sbaï *et al.*, 1995)

s'apparenteraient à des moraines ou des coulées de débris provenant d'injections sous-glaciaires dans le karst (Ford, 1992 ; Saunderson, 1977).

On distingue deux familles de débris morainiques :

- Des débris morainiques clairs : à éléments essentiellement calcaires, et à matrice carbonatée, claire ; ils sont visibles en aval du «Boulevard» et dans l'élargissement de galerie en aval de «La Plage». Compte tenu de leur composition, ces débris peuvent être considérés de provenance locale (Jura).

- Des débris morainiques sombres : à éléments mixtes, carbonatés et endogènes (granite, amphibolite, gneiss...), dans une matrice plus sombre (verdâtre), moins riche en carbonate, mais plus riche en minéraux sombres ; elles sont visibles dans la partie aval de la galerie «Boulevard», entre les sables et les rythmites carbonatées (cf § «les remplissages du «Boulevard»»). Ces débris peuvent être considérés de provenance alpine («protogyne» du Mont-Blanc, massifs cristallins externes et internes).

#### 1.2.4.2.5 Remplissages fluvio-glaciaires

Ils sont observables à la base de la série sédimentaire du «Boulevard».

Il s'agit de sables, graviers et galets de composition variée (endogène et carbonatée). Leur sédimentation stratifiée s'accompagne de chenaux dont l'emboîtement montre le caractère migratoire fréquent. Ces dépôts correspondent à un écoulement libre, suffisamment énergétique pour transporter de grosses particules (graviers et galets). L'absence d'inter-stratification de niveaux fins argileux, la présence de chenaux emboîtés, et la position stratigraphique de ces sédiments rappellent des dépôts de type fluvio-glaciaire ou pro-glaciaire. Leur forte teneur en carbonate (52 à 70 % de  $\text{CaCO}_3$ , Sbaï *et al.*, 1995), confirme le caractère peu agressif des eaux, d'où une origine glaciaire probable.

#### 1.2.4.2.6 Remplissages « glacio-lacustres » ?

Les épais dépôts fins au toit de la série sédimentaire du «Boulevard» présentent plus de trois mètres d'alternances de lamines argileuses et silteuses (Fig.II-19). Ces rythmites carbonatées s'apparentent au premier abord à des « varves » au sens glacio-lacustre (Sbai *et al.*, 1995). Mais l'étude de détail, réalisée dans ce travail, montre que ces rythmites n'ont pas de signification saisonnière semblable à celle des varves glacio-lacustres externes (Campy, 1982) ; cela a déjà été constaté dans d'autres cavités alpines et pyrénéennes (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997).

Les dépôts récents de la grotte sous les Sangles, peu carbonatés, contenant de la matière organique, mobiliseraient ici d'anciens remplissages plus carbonatés, dépourvus de matière organique, qui seraient d'origine glaciaire. Dans ce contexte, les dépôts du «Boulevard», préservés en grande partie de la dynamique hydrologique actuelle de la cavité, constituent une véritable archive de l'histoire sédimentaire du site. Quelles ont été les conditions de dépôts de ces rythmites ? Comment interpréter les déformations syn-sédimentaires observées dans les lamines ?

### 1.2.4.3 Les remplissages du « «Boulevard» »

#### 1.2.4.3.1 Stratigraphie des remplissages

Plusieurs affleurements, dans la cavité, permettent de voir ces différents types de remplissages. Leur relation stratigraphique est particulièrement perceptible sur le site dit « Mur des lamentations » (Fig.II-21), en rive droite aval du «Boulevard».

Quatre unités successives peuvent être distinguées dans leur ordre stratigraphique (de la base vers le haut de la série):

Unité I<sub>1-2</sub> : elle est constituée de sables fins et moyens, sombres verdâtres, stratifiés. Ces sables sont riches en grains de quartz (25 % du volume) non usés (90 à 100 % du nombre) (Sbaï *et al.*, 1995). Le toit de cette unité présente des déformations plastiques (plis, figures de charge, rampes chevauchantes ascendantes), semblable à des déformations de type glaci-tectonique (Brodzikowski & Van Loon, 1991) qui pourraient provenir de la mise en place de l'unité grossière sus-jacente.

Unité G<sub>2</sub> : cette unité repose en discontinuité sur l'unité I<sub>1-2</sub>. Elle est composée d'éléments rocheux décimétriques à centimétriques, dans une matrice, très mal triée, constituée de sables, de limons et d'argile. Une stratification oblique d'environ 30° est perceptible grâce à des niveaux plus riches en blocs.

Unité I<sub>2-3</sub> : cette unité repose en discontinuité, sur les deux unités précédentes. Elle est constituée de sables moyens à grossiers, avec une stratification moins perceptible que dans l'unité I<sub>1-2</sub>. Dans les niveaux sableux se développent des lentilles sablo-graveleuses, de taille métrique en largeur et décimétrique en hauteur. Ces lentilles témoignent d'anciens petits chenaux. Certaines lentilles semblent nourries latéralement par l'érosion des unités sous-jacentes, contre lesquelles elles se développent.

Unité G<sub>3</sub> : cette unité est la plus facilement observable car elle s'étend sur l'ensemble du «Boulevard». Elle consiste en des alternances millimétriques à pluri-centimétriques de silts carbonatés et d'argiles claires. Ces rythmites présentent par endroit plus de trois mètres d'épaisseur et atteignent quasiment la voûte de la galerie dans les passages bas. Elles reposent sans discordance apparente sur l'unité I<sub>2-3</sub> et nappent les surfaces d'érosion des autres unités sous-jacentes.

Les débris morainiques clairs (cf. § précédent) ne sont visibles qu'en aval du «Boulevard». Leur position stratigraphique et leur nature essentiellement carbonatée, similaires à celles de rythmites nous incite à les relier au « même » épisode glaciaire. Ils correspondraient à une variation de faciès (faciès plus proximal) de l'unité G<sub>3</sub>, dont l'origine des matériaux est essentiellement locale (calcaires du Jura).

#### 1.2.4.3.2 Morphologie de la galerie, du toit des remplissages et mise en place des rythmites du «Boulevard».

Le toit des rythmites présente une pente longitudinale proche de l'horizontale dans la partie amont du «Boulevard» (Fig.II-22). Par contre, vers l'aval de la galerie, la surface des rythmites s'incline progressivement jusqu'à une pente proche de 20°, rejoignant l'ouverture réduite de la galerie en direction de « la Plage ». Ce rétrécissement du volume de la galerie est en partie due à l'abaissement de la voûte et aux remplissages. La voûte présente à cet endroit une surface particulièrement polie, avec des formes de « coups de gouges » décimétriques, caractérisant une fonction d'évent de ce passage (une voûte de morphologie semblable, est toujours fonctionnelle dans le réseau inférieur (Fig.II-20)). La disposition des rythmites et la direction indiquée par la morphologie de la voûte impliqueraient un écoulement remontant de l'aval vers l'amont, lors de la mise en place de ces dépôts.

A « la Plage », les débris morainiques clairs se réduisent à des placages latéraux. Les méandres de voûte teintés par des patines d'oxydes indiquent que les remplissages ont atteint le plafond, ne laissant au passage de l'eau, que quelques espaces en chenaux.

Lors du dépôt de l'unité G<sub>3</sub>, les eaux circulant d'aval en amont, passaient donc des volumes restreint des chenaux de voûte de « la Plage » (de section de 1 à 2m de large) aux volumes

beaucoup plus importants du «Boulevard» ( plus de 10m de haut par endroit et 4 à 5 m de large).

Ainsi, lors de la mise en place des rythmites, l'eau remontant la galerie devait subir une brusque chute de courant imposée, à débit constant, par l'élargissement morphologique du conduit au niveau du «Boulevard».

Les remplissages (injection de débris sous-glaciaires) et la morphologie des conduits semblent donc ici responsables des variations hydrodynamiques endokarstiques à l'origine du dépôt des rythmites dans la galerie du «Boulevard».

Si l'on peut ainsi comprendre la mise en place dominante de ces dépôts, comment expliquer leur rythmicité ? Quelle en est la signification ? Une étude plus détaillée du sédiment et du signal sédimentaire est nécessaire pour comprendre l'évolution temporelle de cette sédimentation rythmée et pouvoir replacer les déformations de lamines observées, dans leur contexte.

#### 1.2.4.3.3 Méthode d'échantillonnage

Les sédiments fins des rythmites sont très friables, très fragiles. Un carottage vertical étant peu approprié au site, nous avons échantillonné les rythmites dans la coupe du canyon d'érosion naturel. Des boîtes parallélépipédiques (2 x 4 x 20cm) ont été enfoncées horizontalement, puis dégagées délicatement à la spatule. L'échantillonnage est effectué avec un pas de recouvrement de 5 cm permettant la corrélation des boîtes (Fig.II-23). Celles-ci sont ensuite soigneusement emballées pour leur transport jusqu'au laboratoire où leur contenu est analysé.



#### 1.2.4.3.4 Caractérisation minéralogique et texturale : origine et conditions de dépôt.

Les rythmites sont constituées d'une succession de lamines pluricentimétriques à inframillimétriques de silt et d'argile. Les lamines claires sont les plus grossières (silts) et les plus sombres correspondent aux lamines argileuses.

##### 1.2.4.3.4.1 L'observation de frottis : (Fig.II-24)

Elle révèle que les silts sont essentiellement constitués de grains de carbonate et de quartz. Quelques minéraux métamorphiques comme la chlorite sont parfois visibles dans les plus gros grains.

Par comparaison aux sables actuels déposés dans la partie aval du réseau, les silts des rythmites présentent des grains moins émoussés, une grande abondance de carbonate peu altérés. On ne note pas de présence d'oxydes ni de matière organique. Ces grains ont donc été transportés dans des eaux moins agressives (moins riche en CO<sub>2</sub>) qu'à l'actuel. Leur faible émoussé indique qu'ils ont été peu transportés régime fluvial. Leur similitude aux « farines glaciaires » confirme leur probable origine glaciaire locale.

##### 1.2.4.3.4.2 L'analyse calcimétrique

Réalisée par la méthode du calcimètre Bernard, elle montre des valeurs comprises entre 65 et 76 % (de la masse totale) dans la première moitié inférieure du remplissage, puis de 58 à 65% dans la moitié supérieure (Gerbaud, 1999 ; Sbaï *et al.*, 1995). Ces analyses, avec les observations de frottis, confirment une probable origine glaciaire des eaux ayant apporté les particules qui composent les rythmites.

##### 1.2.4.3.4.3 L'analyse des minéraux argileux

Elle a été réalisée par diffraction X en collaboration avec P. Recourt du L.S.G. de l'Université de Lille-1.

Elle révèle un cortège argileux dominé par l'illite et la chlorite, mais possédant de la smectite et de la kaolinite.

Illite	Chlorite	Smectite (Is/10-14s)	Kaolinite
34 à 40 %	28 à 30 %	24 à 28 %	12 à 14 %

L'abondance d'illite et de chlorite peut être attribuée à une provenance des Alpes internes des matériaux, mais aussi à un contexte climatique de type glaciaire (climat froid, hydrolyse peu poussée). La fraction de kaolinite, apporte la signature locale d'une partie des matériaux, provenant des résidus de dissolution des carbonates du substratum (Jurassique inf. et Crétacé sup.).

#### *1.2.4.3.4.4 L'analyse granulométrique*

Une analyse fine a été réalisée tout au long de la série, à partir des boîtes échantillonnées et d'un granulomètre laser MALVERN<sup>TM</sup>. Seules les lamines supérieures à 2 mm ont pu être échantillonnées correctement. L'analyse a porté sur des couples de lamines claires et sombres successives (Gerbaud, 1999).

Les lamines les plus grossières présentent un mode compris entre 40 et 80  $\mu\text{m}$  et un bon classement, tandis que les lamines les plus sombres, de texture plus fine, présentent un mode de 1 à 40  $\mu\text{m}$ , un classement moins bon et plus variable.

Les différences de texture entre ces deux populations de grain ressortent également bien dans la relation asymétrie-classement (Fig.II-25). Entre 20 et 40 cm de profondeur (depuis le toit du dépôt), plusieurs niveaux fins et sombres présentent des valeurs anormales avec un très mauvais classement et une forte asymétrie vers particules grossières.

Sur un diagramme C99-Médiane (Passega, 1957), les fractions grossières se situent entre le domaine des courants tractifs et des courants turbides, tandis que les fractions fines correspondent à des dépôts en eau calme, avec des valeurs plus dispersées (Fig.II-26).

D'après l'analyse granulométrique, les dépôts rythmés correspondent donc à des alternances de courants lents (de l'ordre de  $10^{-3}$  m.s<sup>-1</sup> d'après le diagramme de Hulström) et d'eau stagnante sujette à décantation.

#### 1.2.4.3.5 Analyse du signal sédimentaire

L'échantillonnage granulométrique n'a pas été réalisé à pas constant, les lamines les plus fines n'ayant pas pu être échantillonnées, en raison de trop faible épaisseur. La correspondance entre les lamines claires et les sédiments les plus grossiers d'une part, les lamines sombres et les sédiments les plus fins d'autre part, nous a incité à procéder à une analyse du signal sédimentaire en niveau de gris. La résolution peut alors être beaucoup plus fine.

##### 1.2.4.3.5.1 Apparence visuelle de la rythmicité de la lamination

Si l'alternance de lamines sombres et claires qui marquent la rythmicité du dépôt est bien visible, la régularité des doublets l'est beaucoup moins. La succession et l'épaisseur des lamines sont relativement irrégulières, surtout à la base du dépôt. Néanmoins, sur l'ensemble de la série, la lamination s'affine vers le haut de la séquence. (Fig.II-27)

##### 1.2.4.3.5.2 Méthode d'échantillonnage et d'analyse d'image

A partir des échantillons prélevés, dont la surface a été préparée, des images ont été prise à l'aide d'une caméra tri-CCD. La capture a été réalisée avec une résolution de 0.2mm (pixel). Ces images ont ensuite été codées en niveaux de gris par le logiciel Scion Image. Des profils réalisés sur ces images ont permis d'obtenir un signal continu de la lamination en valeur de niveaux de gris. Les deux mètres supérieurs du dépôt ont ainsi été traités.

#### 1.2.4.3.5.3 Analyse spectrale du signal sédimentaire

Le signal brut obtenu par analyse d'image, a été ré-échantillonné à 0,1 cm.

L'analyse spectrale selon la méthode de Blackman-Tuckey (Desmet, 1996) permet d'établir un périodogramme déterminant la fréquence de cycles éventuels dominant le signal sédimentaire. Un périodogramme réalisé ainsi à partir du signal brut ne révèle pas de cyclicité dominante (Fig.II-28).

Afin de limiter l'influence des variations de basse fréquence du signal, la tendance basse fréquence a été soustraite au signal brut. On obtient ainsi la tendance haute fréquence du signal sédimentaire.

Un périodogramme réalisé sur ce signal des hautes fréquences, révèle une dominance de certaines hautes fréquences. Trois cyclicités de puissance spectrale semblable dominant le signal sédimentaire à 4 cm, 7 cm et 15 cm (Fig.II-28).

Afin de localiser la dominance de ces cycles dans la séquence sédimentaire, une carte de périodogramme (*pass-band mapping*) du signal a été établie par la méthode des fenêtres glissantes.

Des fenêtres de 40 cm de longueur ont été analysées avec un pas de glissement de 4 cm (Fig.II-29)

La carte de périodogramme obtenue à partir des deux mètres supérieurs du signal sédimentaire, montre que les trois cycles dominants se succèdent dans un ordre décroissant de période (14-16cm, 6-8cm, 4cm), vers le haut de la série.

Au fur et à mesure de la sédimentation des rythmites, les cycles sédimentaires ont diminué d'épaisseur. Cette diminution d'épaisseur semble se faire par paliers successifs.

Comment raccorder ces données sédimentaires à un cadre temporel ? A quoi peuvent correspondre ces différents cycles ? S'agit-il de cycles de période temporelle différentes ou de variation de taux de sédimentation d'un même cycle temporel ?

L'étude d'un dépôt analogue lacustre exokarstique, dans le Lac de Cerin a contribué à la compréhension des rythmites du «Boulevard».

#### 1.2.4.3.6 Comparaison à un enregistrement exokarstique : les varves glacio-lacustres de Cerin.

##### 1.2.4.3.6.1 Situation et caractéristiques du Lac de Cerin.

Le lac de Cerin est situé sur le plateau d'Innimond-Ordonnaz à 764 m d'altitude, 10km au sud-est de la Grotte sous les Sangles (Fig.II-30).

Cette cuvette lacustre isolée est alimentée surtout par les ravinements superficiels d'un bassin d'alimentation réduit. Logée au cœur d'une structure synclinale formée de calcaires du Jurassique supérieur, c'est au retrait des derniers glaciers würmiens qu'elle a commencé à se combler. Elle présente aujourd'hui une séquence stratigraphique typique des remplissages tardiglaciaires holocènes des lacs jurassiens (Campy & Richard, 1988) : une sédimentation détritique à la base (moraines, silt & argiles), puis biochimique (craies lacustres), et enfin organique au sommet (tourbes et gyttja) (Fig.II-31).

Les moraines à la base de la série sont composées en grande partie d'éléments locaux (calcaires jurassiques) avec une faible proportion de roches cristallines alpines (Kerrien *et al.*, 1990). Les rythmites qui les recouvrent, comportent de nombreuses similitudes avec les rythmites endokarstiques de Grotte Sous les Sangles ; elles constituent donc un intéressant élément de comparaison de ces dernières.

Plusieurs études, notamment palynologiques, ont été réalisées sur la partie holocène du remplissage du Lac de Cerin (Bossuet *et al.*, 1993 ; Bossuet *et al.*, 1996 ; Ruffaldi, 1991 ; Ruffaldi, 1993 ). Celles ci ont permis de dater le toit des rythmites à environ 15 000 BP. Cal. Afin de préciser les modalités de formations des rythmites et leurs éventuelles déformations, deux carottages ont été réalisés grâce à la collaboration du Laboratoire de Chrono-Ecologie de Besançon, en 1997 ; l'un des carottages a pu être étudié plus en détail (Fig.II-32).

#### 1.2.4.3.6.2 Les rythmites carbonatées du Lac de Cerin

Une séquence de varves glacio-lacustres :

Ces rythmites plus ou moins complexes présentent également une variation d'épaisseur de lamines.

A la différence des rythmites endokarstiques de la Grotte sous les Sangles, les rythmites de Cerin présentent toujours des doublets de lamines de silt et d'argile bien distincts. Elles correspondent à des varves annuelles au sens glacio-lacustre (Campy, 1982 ; Buonchristiani, 1997). Ces varves possèdent toujours une base claire de texture grossière, surmontée d'une lamine argileuse sombre dont la transition avec la lamine claire supérieure est très nette.

Des textures et compositions similaires aux rythmites hypogées de la Grotte sous Les Sangles. Les caractéristiques granulométriques des varves de Cerin sont très proches de celle des rythmites de la Grotte sous les Sangles : les lamines claires sont composée à plus de 70 % (volume) de silts pour 30 % d'argile, tandis que les lamines sombres sont composées de 90% d'argiles et 10 % de silt (Gauthier, 1998). Les relations entre la couleur et les caractéristiques granulométriques des lamines sont donc similaires dans les deux cas.

Les analyses calcimétriques (méthode du calcimètre Bernard) donnent 50 à 60 % (de la masse totale) de carbonates pour les lamines argileuses et 64 à 70 % pour les lamines silteuses.

Les cortèges argileux sont également similaires. Les proportions des différentes fractions argileuses dans les varves de Cerin sont les suivantes :

Illite	Chlorite	Sméctite (Is/10-14s)	Kaolinite
36 à 46 %	21 à 25 %	17 à 33 %	10 à 12 %

*1.2.4.3.6.3 L'analyse du signal sédimentaire par comptage de varves, analyse d'image et traitement du signal :*

Près de 350 ans de sédimentation variable :

Comme pour les rythmites du «Boulevarve» (Grotte sous les Sangles), la nature du matériel reste homogène sur l'ensemble du dépôt. La variation de granulométrie se traduit par des lamines claires, de texture silteuse, et des lamines sombres de texture argileuse. Leur disposition régulière en doublet a permis leur comptage en tant que varves. S. Gauthier (1998) a pu ainsi en compter 344 sur l'ensemble du dépôt rythmé, ce qui correspondrait à 344 ans. L'étude de l'épaisseur des varves montre des doublets plus épais à la base du dépôt. Comme pour les rythmites de la Grotte sous les Sangles, l'épaisseur des lamines diminue vers le toit de la séquence rythmée. A Cerin, la base de la séquence compte 30 varves par mètre contre 150 varves par mètre au toit de la séquence.

L'analyse du signal a pu être réalisée à partir du signal de l'épaisseur des varves, et d'analyse d'image codée en niveaux de gris de façon similaire à celle réalisée sur les rythmites du «Boulevarve».

Des cycles décennaux et des cycles de 6, 8 et 12 cm :

L'analyse du signal de l'épaisseur des varves considérées comme annuelles a pu ainsi mettre en évidence la dominance de cycles de haute fréquence de période de 5 à 14 ans (Gauthier, 1998). Les cycles décennaux sont particulièrement bien exprimés dans la partie centrale du dépôt (entre les varves 50 et 300) (Fig.II-33).

L'analyse en niveau de gris a permis de mettre en évidence des cycles de haute fréquence, de période de 6, 8 et 12 cm. Il n'est, cependant, pas possible de les corrélérer directement aux cycles décennaux des varves.

La dominance du signal des varves et leur diminution d'épaisseur vers le haut du dépôt, nous montre que le taux de sédimentation annuel a fortement décru dans la cuvette de Cerin, au Tardiglaciaire, suite au retrait du glacier. Il est passé de  $3 \text{ cm.an}^{-1}$  à  $0,6 \text{ cm.an}^{-1}$ , soit une diminution du taux de sédimentation d'un facteur 5 (utilisation de moyennes arithmétiques).

La dominance des cycles décennaux dans le dépôt nous incite à attribuer la diminution des périodes des cycles de 12 puis 8 puis 6 cm (révélées par l'analyse en niveau de gris) à la diminution du taux de sédimentation et non à l'expression de forçages de différentes périodes temporelles.

Nous proposons ainsi d'attribuer ces cycles de 6, 8 et 12 cm aux cycles décennaux, dont l'expression sédimentaire se traduit par une diminution d'épaisseur de sédiment déposé à chaque cycle.

#### *1.2.4.3.6.4 Les varves de Cerin, une clé pour comprendre les rythmites de la Grotte sous les Sangles ?*

De nombreux points communs rapprochent les rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles et les varves glacio-lacustres de Cerin : leur proximité géographique, leur composition pétrographique, leurs variations de texture sous forme de lamines rythmées, leur épaisseur totale de dépôt.

L'évolution du signal sédimentaire (par des niveaux de gris) dans les rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles est également semblable à celle des varves de Cerin .

Par analogie, dans les deux cas, le signal temporel enregistré par la sédimentation peut être considéré de même période. Les cycles de 4, 6-8 cm et 14-16 cm des rythmites hypogées pourraient correspondre, comme cycles de 6, 7 et 12 cm des varves glacio-lacustres, à des



cycles décennaux. De nombreuses cyclicités retrouvées dans des sédiments lacustres peuvent être comparées à celles des cycles solaires (Chapron *et al.*, 1998 ; Levi *et al.*, 1991).

La constance de texture des lamines tout au long des deux ensembles sédimentaires, atteste que les conditions hydrodynamiques n'ont guère changé au cours du temps. C'est donc la quantité de matériel apporté qui diminue à chaque fois, et donc la quantité de matériaux disponible, mobilisable par le flux hydrique qui semble diminuer au cours du temps. C'est la quantité de particules déposées dans une même période et donc le taux d'accumulation qui varient. La similitude d'évolution du taux de sédimentation est remarquable : il diminue d'un facteur de 4 à 5 dans les deux cas.

Le dépôt des varves correspond à la déglaciation du site de Cerin au Pléniglaciaire. Le retrait de la surface de la cuvette par le glacier entraîne la libération des moraines aux eaux de ruissellement. Au début de cet épisode, la quantité de matériel disponible est très importante. Au cours du temps, cette quantité diminue d'autant que les sols qui commencent à se développer tendent à retenir les particules du ruissellement. D'autres dépôts lacustres régionaux comme ceux du Lac d'Annecy, sont attribués à ce dernier épisode de déglaciation intense du Würm. Ils sont marqués par une intense accumulation en une courte durée, inférieure à 500 ans dans la plupart des cas (Manalt, 1998, Beck *et al.*, 1999 ; Chapron, 1999). Nous proposons de corréliser les rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles à celles du lac -tourbière de Cerin. Des datations absolues appuient cette interprétation.

#### 1.2.4.3.7 Confirmation du cadre temporel par datation U/Th de concrétions

Plusieurs générations de spéléothèmes encadrent d'un point de vue stratigraphique, les rythmites du «Boulevard». Des stalactites noyées dans les rythmites (« d'ancienne génération »), et d'autres recouvrant le remplissage (« de récente génération »), ont été échantillonnées avec Yves Perrette et Jean-Jacques Delannoy du Laboratoire de Géographie

de L'Université de Savoie. Elles ont pu être datées par la méthode radiométrique de l'U/Th par Yves Quinif à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique). Les mesures ont été effectuées au cœur, à la base des spéléothèmes afin de dater le début de leur formation.

Les résultats obtenus nécessitent d'autres mesures pour être mieux contraints. Ils confirment, cependant, les autres observations chronologiques relatives. Les spéléothèmes d'ancienne génération ont été datés à 162.700 [+67/-42] ans) et ceux recouvrant les rythmites ont été datés à 14.500 [+2,5/- 2,5 ] ans (Fig.II-34). L'ancienne génération pourrait correspondre à l'Eémien

Les spéléothèmes plus récent, recouvrant les rythmites, auraient débuté leur croissance au Dryas Ancien.

En considérant les rythmites hypogées comme synchrones des varves glacio-lacustres de Cerin, lors d'un même phénomène régional (la fin de la déglaciation du Würm), comment expliquer la principale différence entre les varves et les rythmites hypogées ? Peut-on également les considérer comme varves ? Certaines structures sédimentaires précisent le mécanisme de dépôt des rythmites hypogées de la Grotte sous les Sangles, et apportent des éléments de réponse.

#### **1.2.4.4 Structures syn-sédimentaires de dépôt**

##### 1.2.4.4.1 Indications de courant

Dans l'unité G<sub>3</sub>, vers le toit des rythmites, observable dans la partie amont du «Boulevard» où le volume de la galerie s'amointrit, plusieurs rides décimétriques progradantes indiquent un courant remontant de l'aval vers l'amont, en cohérence avec les données morphologiques du toit du remplissage (Fig.II-35).

Par contre, à la base de cette unité, dans les graviers et galets de l'unité I<sub>2-3</sub>, l'inclinaison des galets semble indiquer un écoulement de l'amont vers l'aval. Une étude statistique serait nécessaire pour confirmer cette observation.

Les rides de courant observées dans les dépôts de sables fluvio-endokarstiques, indiquent également un fonctionnement dans ce sens.

La cavité semble donc fonctionner par écoulements opposés selon les périodes.

#### 1.2.4.4.2 Indications de fonctionnement vadose

De petites structures particulières ont retenu notre attention dans l'observation de profil des rythmites de la partie amont du «Boulevard». Il s'agit de petits creux coniques de 2cm de large pour 1cm de profondeur. Ces formes qui creusent et aplatissent légèrement les lamines à leur apex, sont souvent comblées par des lamines inclinées progradantes de silt (Fig.22). Elle se retrouvent le plus souvent sur une même verticale dans la stratification. Observées en trois dimensions, elle sont comparables aux impacts de gouttes sur les argiles et limons actuel.

Ces impacts de gouttes témoignent d'assèchements consécutifs au ennoiements périodiques de la cavité, durant cet épisode de sédimentation.

Dans la petite salle en amont du «Boulevard», la partie observable des rythmites présente des cannelures dendritiques (ou *dendritic surge marks*). Ces structures synsédimentaires indiquent des phases périodiques de vidanges lentes (Bini *et al.*, 1998).

#### 1.2.4.4.3 Conséquence sur la modalité de dépôt des rythmites hypogées du «Boulevard».

Il semble que le dépôt des rythmites ai eu lieu par une succession d'ennoiement et de vidanges lentes de la galerie souterraine. Contrairement aux varves dans un contexte lacustre, la surface des rythmites devait s'assécher périodiquement. Il est alors compréhensible de ne pas retrouver la dualité régulière des varves. Dans un lac qui ne s'assèche pas, la période hivernale est marquée par une stagnation des eaux et la décantation d'une lamine argileuse. Dans le cas des rythmites hypogées, cette période peut correspondre régulièrement à des assèchements de la cavité, entraînant des lacunes de sédimentation. Les rythmites du «Boulevard» ne correspondent donc pas à des varves au sens strict, et leur signal

sédimentaire ne peut pas être directement utilisable par une interprétation annuelle de doublet silto-argileux.

#### **1.2.4.5 Structures de déformations synsédimentaires**

Les rythmites sont affectées de déformations de plusieurs types. Certaines, pluri-métriques, affectent l'ensemble du dépôt. Elles seront développées au paragraphe suivant. D'autres, plus petites et localisées dans la stratigraphie, correspondent à des épisodes brefs durant la sédimentation.

Dans la zone d'entrée du «Boulevard», proche de l'évent, le remplissage est moins épais (moins de deux mètres). Les lamines du toit des rythmites drapent en discordance la base du dépôt affectée de failles listriques pluri-décimétriques. Cette géométrie en bloc basculés témoigne d'effondrement de sédiments fréquents localisé vers la zone d'entrée.

Dans la partie centrale du «Boulevard», deux types de déformations synsédimentaires (scellées par la lamination) ont retenu notre attention.

##### 1.2.4.5.1 « Thin-skin tectonic » synsédimentaire (Fig.II-36):

A la base du remplissage, entre 2.5 et 3m de profondeur (depuis le toit des rythmites), deux séquences de lamines présentent des structures de déformation de type « thin-skin tectonic » plus connues habituellement à l'échelle des modèles analogiques de déformation crustale. Ces déformations n'affectent à chaque fois qu'un même ensemble cohérent de lamines, qui à la faveur d'un plan de décollement, se déforment en blocs basculés et rampes de chevauchement. Les structures en extension sont localisées vers les bords du remplissage, où les lamines présentent un pendage d'environ 20° vers le centre de la galerie. Les structures de raccourcissement se développent au centre de la galerie où les lamines ne présentent quasiment plus de pendage.

Ces deux niveaux de déformation témoignent de deux événements momentanés de déstabilisation des sédiments qui ont glissé des bordures (pentes) vers le centre de la galerie (Fig.II-37).

#### 1.2.4.5.2 Des volcans de brèches :

Dans la partie supérieure du dépôt (premier mètre), les rythmites présentent des cônes de brèches de lamines, à matrice silto-argileuse, remplissant des fractures verticales. Alignées le long de grandes fractures, qui affectent toute la largeur du remplissage (voir § suivant), ces brèches forment des structures de volcans sédimentaires, avec cheminées et cratères (Fig.II-38). Ces volcans peuvent être effusifs et associés à des structures compressives dans les lamines aux épontes de la cheminée ; ils expulsent et répandent une partie de leur contenu en surface. Un autre type, non effusif, est associé à de rares structures d'extension et un cratère en creux en surface.

Deux générations de volcans ont été observées (Fig.II-39). Ils sont associés latéralement à des structures de déformation intra laminaire, d'extension ou de raccourcissement, parfois en association.

A la Grotte sous les Sangles, les structures gravitaires et d'échappement fluide, de la base au toit des rythmites sont liées à de grandes fractures qui affectent l'ensemble du remplissage.

Ces fractures ont fonctionné avec la mise en place des structures décrites ci-dessus, en plusieurs épisodes durant la sédimentation. Elles ont également affecté le remplissage après sa formation (Fig.II-40).

1.2.4.5.3 Interprétation et discussion sur l'origine probable de ces structures de déformations syn-sédimentaires :

Un phénomène majeur affecte donc le remplissage du «Boulevard» ; il se manifeste par des événements instantanés, à l'origine de variations de pression interstitielle dans les sédiments, entraînant leur déformation.

Lorsque ceux-ci sont peu épais et possèdent une pente importante, la modification rhéologique de certaines lamines silteuses, liée à l'excès de pression de fluide, permet le « décollement » du paquet de lamines sus-jacent. Les forces de friction étant plus réduites sur le niveau de décollement, ce paquet de lamines glisse par gravité vers le point bas de la surface des rythmites, au centre de la galerie.

Vers le haut du remplissage, l'absence de pente, ne permet pas le glissement de lamines. L'excès de pression du fluide interstitiel dans certaines lamines silteuses, entraîne une migration brutale du fluide vers la surface, à la faveur de zones de ruptures. Cette éruption de fluide fracture les lamines aux épontes de la fissure, qui joue le rôle de cheminée d'expulsion du mélange de sédiment fluidifié et de fragments de lamines, vers la surface.

Ces fractures ont fonctionné ensuite, mais en absence d'eau, elles n'ont pas engendré de nouvelles structures similaires.

Plusieurs facteurs peuvent être attribués à l'origine de ces déformations : des facteurs propres aux sédiments et à leur contexte de mise en place, ou bien des facteurs externes indépendant de la sédimentation.

Les déformations gravitaires observées près de l'évent, par leur nombre important, leur pente, leur proximité de l'évent sont plus aisément attribuable à l'hydrodynamisme et aux conditions locales de sédimentation , les plus « énergiques » du «Boulevard» .

Par contre, au milieu de la galerie du «Boulevard», les sédiments se sont déposés dans des conditions peu propices à leur déformation, les conditions hydrodynamiques étaient relativement calmes, régulières.

La rythmicité des lamines, même en absence de varve est relativement régulière. Les niveaux affectés de glissements pelliculaires (thin-skin tectonic) ne sont observables que sur des niveaux restreints, impliquant des événements relativement exceptionnels. Ces niveaux déformés ne diffèrent pas des niveaux sus- et sous-jacents, ni dans leur composition, ni dans leur lamination. L'hypothèse de rupture des paquets de lamines sous leur propre poids paraît donc peu probable.

L'apparition discrète de ces déformations suggère un phénomène déclencheur instantané également discret. Ce phénomène à l'origine d'une variation brutale de la pression de fluide dans le sédiment, entraîne des structures impliquant des contraintes opposées au même endroit en un temps très court (failles en extension et compression au même endroit dans les mêmes directions ; Fig.II-39). Ces observations suggèrent également un phénomène oscillatoire (back and forth oscillation).

Volcans de sables et brèches syn-sédimentaires sont des structures qui ont été observées dans d'autres formations sédimentaires (voir chapitre I) et correspondent à des échappements brutaux de fluides interstitiels du sédiment. Ils sont très souvent interprétés d'origine comme sismique ; dans l'actuel, ces phénomènes sont très fréquemment associés aux séismes contemporains de forte magnitude (voir chapitre I).

L'hypothèse d'un déclenchement sismique de ces déformations syn-sédimentaires nous semble dès lors la plus probable. Si les sédiments du «Boulevardvarve» ont pu être déformés par des séismes, l'ensemble de la cavité a pu en être également affecté. L'analyse tectonique de la cavité des éléments supplémentaires qui tendent à confirmer cette hypothèse .

### **1.2.5 Analyse tectonique de la cavité**

Deux types de déformations ont été relevés, celles affectant l'ensemble du remplissage des rythmites, et celles affectant les parois calcaires de la cavité.

### **1.2.5.1 Structures tectoniques dans les sédiments**

Hormis les déformations à l'échelle de la lamination exposées au paragraphe précédent, les rythmites du «Boulevard» sont affectées de déformations plus visible au premier abord, car de dimension plus grande. Des fractures métriques à plurimétriques traversant quasiment toute la hauteur des sédiments sont visibles dans toute la partie du «Boulevard». Elles ne présentent pas de continuité avec les parois. Ces fractures ont été cartographiées et reportées à la figure II-41. Les relations entre ces fractures et les structures décrites précédemment attestent qu'elle se sont activées à plusieurs reprises au moins pour certaines d'entre-elles. La plupart affectent la surface des rythmites et ont donc fonctionné après le dépôt. Ces fractures sont quasiment toujours verticales et ne présente pas de rejet vertical apparent (Fig.II-42). Leur ouverture centimétrique à pluricentimétrique atteste d'une extension dans la direction principale de la galerie ; mais ces fractures s'apparentent plus à des failles de tension qu'à des failles d'effondrement. Si la direction de ces fractures perpendiculaires à l'axe de la galerie suggère une extension d'origine gravitaire des sédiments, la géométrie de ces zones de rupture, leur fonctionnement polyphasé et les indices relevés aux parois de la cavité suggère une déformation par « serrage » des parois. Certaines fractures, de direction plus oblique, sont associées à des déformations plicatives (Fig.II-42).

La projection stéréographique des fractures des rythmites présente plusieurs similitudes d'orientation avec les failles verticales d'ouverture (N170-N5), ou décrochantes observées aux parois (Fig.II-43).

La morphologie du remplissage montre également une dissymétrie de pente transversale, dans les partie médiane et amont du «Boulevard». Le bord NE du remplissage est plus élevé que le bord SW. Cette morphologie a d'ailleurs guidé les eaux de ruissellement responsables de l'entaille d'érosion du remplissage dans cette partie. Des essais de quantification et de modélisation de la surface des varves ont été tentés à l'aide de mesure par distance-mètre laser et théodolite. Ils n'ont pas encore pu aboutir pour des raisons techniques, mais devront être renouvelés.



### 1.2.5.2 Structures tectoniques sur les parois- analyse microtectonique.

De nombreux plans de failles et de fractures sont visibles aux parois de la cavité. Plusieurs d'entre eux présentent également des stries de déplacement (Fig.II-43).

Trois familles de failles apparaissent nettement : deux familles concernent les plans sub-verticaux des failles senestres et des fractures orientées N110-N120 ; elles se conjuguent à des failles dextres d'orientation N170-N5. Enfin, des plans orientés N150-N160, à pendage vers le NE ou le SW présentent des jeux inverses.

L'ensemble de ces données relativement cohérent atteste d'un serrage NE-SW du massif calcaire dans lequel se développe la cavité. Plusieurs générations de stries ont été observées, ce qui atteste d'un fonctionnement polyphasé de ces accidents.

Deux directions tectoniques semblent guider le développement de la cavité. Les directions de galeries s'orientent principalement le long des accidents inverses et senestres (Fig.II-44). La troisième famille se traduit très fréquemment en cheminées oblongues transversales à la galerie ; ceci est particulièrement visible avant « La Plage ». certains plans striés semblent anciens, car patinés. D'autres en revanche semblent plus frais, c'est principalement le cas des failles inverses, dégagées à la faveur d'effondrements partiels de la voûte. Ils restent cependant difficiles à dater, sauf dans quelques cas. Dans la partie amont du «Boulevard», la paroi NE est un miroir de faille inverse, dont l'éponte inférieure s'est partiellement écroulée sur le toit des rythmites. Certaines morphologies comme la voûte de l'évent d'accès au «Boulevard», considérée contemporaine des rythmites, ou les spéléothèmes récent sont également disloqués par ces plans de faille. Ils attestent d'un fonctionnement récent (holocène) de ces failles. Plusieurs spéléothèmes déformés reposent sur des remplissages ; il faut rester prudent sur l'interprétation tectonique de leur déformation (Delannoy, 1997), celle ci pouvant être liée aux phénomènes de tassement des sédiments. En revanche d'autres spéléothèmes suspendus, sans contact avec les remplissages, comme à « la Salle » excluent ce type de processus et pourraient impliquer une origine tectonique, voir sismique (Carbon *et al.*, 1998).

## 1.2.6 Discussion et interprétations

### 1.2.6.1 Climat, karstification et remplissage sédimentaire

Comme pour de nombreuses cavités régionales, le creusement de la Grotte sous les Sangles peut-être considérée au moins d'âge Pliocène (Audra, 1994 ; Delannoy, 1997). La cavité a ensuite subi plusieurs phases de comblement comme en témoigne la stratigraphie des remplissages du « Boulevard ». Si les rythmites peuvent être attribuées dans ce cas à la déglaciation pléniglaciaire, les unités sous-jacentes sont plus difficiles à dater, puisqu'elles sont séparées les unes des autres par des discontinuités de sédimentation dont nous ne pouvons pas connaître la valeur temporelle. Elles peuvent, néanmoins, être attribuées à des pulsations würmiennes ou à des événements glaciaires plus anciens. La coupe stratigraphique du « Boulevard » (Fig.II-21) semble indiquer des alternances de périodes d'écoulement libre, relativement énergiques, alternant avec des périodes d'injection morainique et d'envasement de la cavité en période glaciaire.

Les indications de courant dans les dépôts et remplissages indiquent deux sens d'écoulement opposés. En période glaciaire, les glaciers alpins et locaux remplissent la Cluse des Hôpitaux, leurs moraines sont injectées dans les cavités karstiques et leurs eaux de fonte les envasent tendant à les colmater (Fig.II-45). Des situations semblables sont décrites dans d'autres karsts alpins (Jeannin, 1991 ; Bini *et al.*, 1998).

En période tempérée, plus chaude, la vallée libre de glace redevient le point bas des écoulements, et les eaux drainant le massif, s'écoulent à nouveau d'amont en aval de la cavité. Elles re-mobilisent les remplissages, et reprennent leur érosion, notamment par une dissolution plus active comme en témoignent la formation de spéléothèmes et la faible teneur en carbonate des sédiments.

La Grotte sous les Sangles semble donc fonctionner différemment en période glaciaire et interglaciaire. Cette seconde période est plus propice à la formation d'archives sédimentaires exploitables dans des approches paléosismiques sédimentaires.

### 1.2.6.2 Indices de néotectonique et de paléosismicité

Plusieurs éboulements de blocs sont visibles dans différents endroits du réseau. Si le phénomène d'éboulement peut être associé à un phénomène de détente mécanique des parois (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997), ou d'« appel au vide » lié à la proximité du rebord de versant ( Delannoy, 1997 ), la configuration de la Grotte sous les Sangles invite à une approche plus tectonique. La plupart de ces effondrements de paroi laissent, en effet, apparaître des plans de faille striés, en cohérence avec le schéma tectonique régional actuel. Des formes héritées du fonctionnement hydrologique de la cavité à la fin de la dernière glaciation (environ 14.500 B.P.), telle la voûte d'accès au «Boulevard», sont affectées par le jeu de ces failles, ce qui indique qu'une partie au moins de ces plans de faille ont joué depuis le début de l'Holocène et peuvent être considérés comme toujours potentiellement actifs. Les récents travaux de nivellement réalisés dans le massif du Jura impliquent une déformation active mise en évidence par avec une surrection locale estimée à plus d'un millimètre par an, notamment dans ce secteur de la Cluse des Hôpitaux (Jouanne, 1994 ; Jouanne *et al.*, 1994). L'observation de la déformation finie ne donne d'indication cinématique, que lorsqu'elle peut être replacée dans un cadre temporel. Les déformations observées dans les sédiments du «Boulevard», par leur interprétation tectonique semblent indiquer qu'à la fin de la dernière glaciation, la déformation régionale du massif a pu être sismogénique. Dans ce cas, quatre séismes au moins, auraient laissé leur trace dans les rythmites du «Boulevard». En estimant la durée de sédimentation par analogie au système glacio-lacustre de Cerin à 350 ans, cela représenterait, en moyenne, plus d'un séisme par siècle durant cette période. Certains auteurs évoquent une sismicité accrue lors du retrait des glaciers, attribuée au phénomène de rebond post-glaciaire (Beck *et al.*, 1996).

### 1.2.7 Conclusions concernant l'étude de la Grotte sous les Sangles

L'étude de la Grotte sous les Sangles et de ses remplissages, a permis de mettre en évidence un autre type d'enregistrement sédimentaire paléosismique potentiel, présentant plusieurs avantages. Les méthodes de datation radio-chronologiques permettent d'utiliser les

spéléothèmes comme marqueur chronologiques des formations sédimentaires hypogées. Le remarquable état de préservation de ces sédiments, fragiles, permet de fines observations de détail, capitales pour la compréhension des différents phénomènes étudiés. La cavité fournit un environnement de marqueurs tectoniques remarquables. L'utilisation de telles archives nécessite une approche complète des formations sédimentaires et de la cavité qui les renferme. D'autres cavités régionales ont subi le même contexte paléoclimatique et tectonique. L'étude d'autres sites présentant des caractéristiques communes à celles de la Grotte sous les Sangles permettraient d'élargir nos investigations et de corrélérer les résultats obtenus.

### **1.3 Conclusion concernant l'étude de paléosismicité à partir de dépôts glacio-lacustres et endokarstiques .**

Les sédiments étudiés ici ont tous été générés par la dernière glaciation. Ces types de sédiments sont les principales reliques lacustres disponibles à l'affleurement dans les vallées subalpines nord-occidentales.

Ces sédiments possèdent une propension à la liquéfaction et à la thixotropie, à l'origine de déformations hydroplastiques observables du fait de leur disposition rythmée en lamines.

L'interprétation de l'origine sismique de ces perturbations repose sur une démarche discriminative quant aux phénomènes potentiellement générateurs de liquéfactions. Dans le cas du Nan Forezan en particulier, l'ensemble des dépôts cénozoïques, des molasses marines miocènes (Beck *et al.*, 1998) aux dépôts glacio-lacustres sus-jacents, présente des niveaux affectés de ce type de déformation attestant d'une probable implication de la sismicité locale au cours du temps.

Cependant, ces terrasses présentent peu d'affleurements accessibles, bien conservées du fait de leur fragilité vis à vis de l'érosion, la colluvion et le développement de sols. La difficulté de datation, par manque de repères stratigraphiques et biologiques, restreint la précision du

cadre temporel. Si ces sédiments témoignent d'une activité sismique probable lors de la dernière glaciation, ils demeurent difficilement exploitables en terme d'étude de paléosismicité visant à établir des périodes de récurrences sismiques. Le milieu endokarstique se révèle très favorable dans certaines conditions à la conservation d'archives sédimentaires accessibles sous forme d'affleurement. Ces remplissages endokarstiques peuvent fournir un cadre mieux contraint notamment par les spéléothèmes et leur possible datation. Dans le cas de la Grotte Sous les Sangles, des périodes de récurrences séculaires ont pu être proposées. La cavité elle-même fournit des indicateurs microtectoniques qui peuvent être reliés à l'histoire des remplissages. Dans tous ces exemples, si l'occurrence locale dans le sédiment de secousses sismiques peut être proposée, il n'est cependant pas possible d'estimer quantitativement l'importance et la localisation des séismes. Une approche semblable à celle de Ringrose (1989), ne peut être envisagée que par l'étude de nombreuses reliques glacio-lacustres relativement bien conservées et étendues pour être exploitables. Celle-ci semble peu envisageable par les archives externes, mais pourrait être poursuivie par la prospection de sites endokarstiques favorables, permettant des corrélations entre eux.

C'est face aux limites de ce type d'approche que la recherche, dans des systèmes lacustres adéquates, de perturbations d'origine sismique pouvant être corrélées à des séismes historiques connus a été entreprise par les missions CALAMARS.

### **CHAPITRE III**

#### **EMPREINTE D'UNE SISMICITE HISTORIQUE REGIONALE MODEREE DANS LA SEDIMENTATION HOLOCENE DE PETITS LACS D'ALTITUDE DES ALPES NORD- OCCIDENTALES**

Etude des lacs d'altitude au Nord du massif du Mont-Blanc par les missions CALAMAR.

## SOMMAIRE

1.1	Introduction : objectifs et origine des missions CALAMAR I et II .....	95
1.2	Cadre général de l'étude.....	97
1.2.1	Cadre géologique et géodynamique régional .....	97
1.2.1.1	Les ensembles géologiques et leur origine .....	97
1.2.1.2	Géodynamique et sismicité régionales .....	98
1.2.2	Caractères généraux de l'environnement des lacs étudiés. ....	99
1.2.2.1	Localisation et accès des sites étudiés. ....	99
1.2.2.2	Morphologie . ....	99
1.2.2.3	Conditions climatiques . ....	100
1.2.2.4	Couverture végétale. ....	100
1.2.2.5	Des lacs oligotrophes dimictiques, subpolaires. ....	100
1.2.3	Techniques et méthodes d'échantillonnages in situ .....	101
1.2.3.1	Le carottier - tube. ....	101
1.2.3.2	Le carottier-boîte ou "box-core". ....	103
1.2.3.3	La trappe à sédiment "hors-gel". ....	103
1.3	Les différents lacs étudiés et les résultats obtenus.....	104
1.3.1	Le Lac Chesery I : .....	105
1.3.1.1	Caractéristiques générales .....	105
1.3.1.2	Les prélèvements et observations sur place.....	105
1.3.2	Des lacs à sédimentation organique dominante : Lac Noir, Cornu, Brévent et Pormenaz. ....	106
1.3.2.1	Présentation générale, géographique et géologique.....	106
1.3.2.2	Prélèvement et stratigraphie du remplissage. ....	107

1.3.2.3	Nature et texture du sédiment .....	108
1.3.2.4	Les données du $^{210}\text{Pb}$ et du $^{137}\text{Cs}$ : .....	109
1.3.2.5	Une possible perturbation d'origine sismique dans le Lac Noir .....	109
1.3.2.6	Conclusion : .....	110
1.3.3	Les Lacs Blancs .....	110
1.3.3.1	Caractéristiques générales : .....	110
1.3.3.2	Cadre géologiques et géomorphologiques des lacs et de leur bassin versant .....	111
1.3.3.3	Prélèvement, stratigraphie et nature du remplissage. ....	111
1.3.3.4	Caractéristiques texturales et interprétation des conditions de dépôt. ....	112
1.3.3.5	Les unités B et C, conséquence du séisme de 1905 ou de l'avalanche de 1986 ? .....	116
1.3.3.6	Conclusion .....	117
1.3.4	Le Lac d'Anterne .....	118
1.3.4.1	Caractéristiques générales: .....	118
1.3.4.2	Caractéristiques géologiques et géomorphologiques du Lac d'Anterne et de son bassin versant. ....	118
1.3.4.3	Stratigraphie et nature du remplissage sédimentaire du Lac d'Anterne.....	119
1.3.4.4	Caractérisation granulométrique des différents faciès et interprétation des conditions hydrodynamiques de dépôt. ....	121
1.3.4.5	Modèle de fonctionnement du Lac d'Anterne.....	127
1.3.4.6	Relation âge-profondeur : datations et taux de sédimentation .....	129
1.3.4.7	L'enregistrement des fluctuations climatiques : l'importance des crues de fontes nivales ou des précipitations estivales ? .....	130
1.3.4.8	L'enregistrement de séismes historiques dans le Lac d'Anterne.....	132
1.3.4.9	Le lac d'Anterne : un géo-sismomètre naturel ? .....	136
1.3.4.10	Une perspective de méthode « paléosismologique » à partir des archives sédimentaires lacustres ? .....	141
1.3.4.11	Conclusion .....	146
1.4	Conclusion du chapitre III.....	147



## **1.1 Introduction : objectifs et origine des missions CALAMAR I et II**

Les régions montagneuses sont sources de sismicité importante (cf. chapitre I). Les nombreux petits lacs d'altitude sont-ils affectés par cette sismicité ? Peuvent-ils alors être porteurs d'information paléosismique exploitable ? Si les systèmes lacustres d'altitude s'avèrent capables d'enregistrer les séismes, leur étude se révélerait alors non négligeable pour une évaluation paléosismique régionale sur de plus grandes périodes de temps que la période historique (voir chapitre I)

La recherche d'enregistrement lacustre d'un séisme historique régional alpin, fut à l'origine des missions CALAMAR (Carottage des Lacs du Massif des Aiguilles Rouges) . Tester autant que possible différents paramètres tels que l'éloignement à l'épicentre, l'influence du substratum, le type de sédimentation fut envisagé.

Le choix de sites appropriés a été guidé par plusieurs conditions, à la fois scientifiques et pratiques :

- l'existence d'au moins un séisme historique important (intensité supérieure ou égale à VI)
- l'existence de plusieurs systèmes lacustres, susceptibles d'avoir enregistré le séisme, et progressivement éloignés de la zone épiscopentrale.
- plusieurs lacs sur un même substratum, dans un même cadre climatique.
- des lacs peu influencés par les activités humaines
- des lacs peu profonds permettant des prélèvements par une technique légère (en mise en place, en matériel et en coût).
- un site proche, dans les Alpes Nord Occidentales

Les sites naturels du Massif des Aiguilles Rouges, de Passy et d'Anterne, au nord-ouest de la vallée de Chamonix, répondaient à ces exigences (Fig.III-1). Ils présentent plus d'une dizaine de petits systèmes lacustres, situés entre 1900 et 2500 m d'altitude, tous proches de la zone épiscopentrale du séisme du 29 avril 1905, située entre Chamonix et Argentière. La plupart d'entre eux avaient été étudiés d'un point de vu limno-biologique, et l'on connaissait donc

leurs morphologies (bathymétrie), ainsi que les paramètres physico-chimiques de leurs eaux (Sésiano, 1993).

Pour quelques-uns d'entre eux seulement, l'existence de sédiment avait été mentionnée. Etant situés sur des réserves naturelles, ils nous ont permis de bénéficier de la collaboration de l'organisme gestionnaire (l'A.P.E.G.E), notamment des gardes des réserves.

A partir de ces différents critères et de la taille des lacs, les sept plus importants d'entre eux ont été choisis : du plus proche au plus éloigné de l'épicentre de 1905, de l'est vers l'ouest : le Lac Chésery I, le Lac Blanc, les Lacs Noirs, le Lac Cornu, le Lac du Brévent, le Lac de Pormenaz et le Lac d'Anterne (Fig.III-1).

L'intérêt de l'étude sédimentaire de ces lacs ne s'applique pas seulement à la paléosismicité. Leurs positions géographiques en domaine continental d'altitude et la proximité d'une vallée à forte activité humaine (Vallée de Chamonix- Tunnel du Mont-Blanc) en font un terrain de choix pour les études de variations paléoclimatiques et de pression anthropique sur l'environnement naturel. Différents travaux ont été associés à l'acquisition et l'exploitation des échantillons recueillis par les missions CALAMAR. Ils ont permis l'encadrement de 5 stages de maîtrise (Ruban, 1999 ; Blanc-Gonnet, 1999 ; Dequeker, 1999 ; Monneveux, 1999 ; Devie, 2000) deux stages de DEA (Blanc-Gonnet, 2000 ; Arnaud, 2000) et initient actuellement un projet d'observatoire d'altitude pluridisciplinaire dans la Réserve Naturelle du Massif des Aiguilles Rouges.

Une première mission (CALAMAR 98) a eu lieu du 02 au 09 août 1998, avec trois objectifs : retrouver d'éventuelles marques de séismes historiques dont celui de 1905 ;

- documenter l'évolution climatique au cours des derniers siècles ;
- préciser les modifications environnementales et atmosphériques d'origine anthropique (telle que la pollution par le plomb et autres métaux lourds).
- Au total, 27 prélèvements ont pu être effectués par carottage, dans les lacs Chesery I, Blanc, Cornu et Brévent, permettant d'atteindre jusqu'à 88 cm de profondeur de sédiment.

Une seconde mission (CALAMAR II) a eu lieu du 01 au 08 août 1999, afin de carotter les lacs Noirs, de Pormenaz et d'Anterne, et de poser des trappes à sédiments dans les lacs Cornu et du Brévent. Treize carottages ont été effectués avec une profondeur maximum de sédiment atteinte de 117 cm ; deux trappes à sédiment expérimentales ont pu être posées.

Une inspection des trappes à sédiments a été réalisée le 26 novembre 1999, afin de vérifier leur fonctionnement avant leur hivernage. Les conditions d'« englacement » et de visibilité sous l'eau n'ont permis de retrouver que la trappe dans le Lac Cornu.

## 1.2 Cadre général de l'étude

### 1.2.1 Cadre géologique et géodynamique régional

La région étudiée se situe dans la partie nord occidentale de l'arc alpin. Les Massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges appartiennent au domaine cristallin externe (Fig. III-2), dans la continuité des massifs de Belledonne. Ils sont séparés par une pincée de terrains mésozoïques dans la vallée de Chamonix. Plus à l'ouest, la couverture mésozoïque helvétique, décollée à sa base (Trias) et charriée, commence au plateau d'Anterne (Fig. III-2) qui marque la transition avec les massifs plus occidentaux, de Platé et du Haut Giffre appartenant au domaine subalpin (Debelmas, 1982).

#### 1.2.1.1 Les ensembles géologiques et leur origine

Le Massif des Aiguilles Rouges est un exemple bien conservé de relique d'une croûte continentale poly-métamorphique varisque. Une partie cristalline plus ancienne encore mal définie, avec sa couverture sédimentaire (paléozoïque inférieur) et ses magmas acido-basiques, ont subi une évolution métamorphique et structurale depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inférieur (Von Raumer, 1987). Il en résulte l'assemblage des unités lithologiques suivantes (Fig. III-3) :

- Un ensemble métamorphique (gneiss, micaschistes, mylonites) occupe la majeure partie du massif. Il renferme localement des niveaux peu épais de calcaires, schistes graphiteux et des amphibolites contenant parfois des éclogites de même composition chimique (Von Raumer, *in* Heyheralde *et al.*, 1993). La plupart des lacs étudiés reposent sur ce type de formations (Brévent, Cornu, Noirs, Blancs, Cheserys).

- Un ensemble granitique (granite de Vallorcine) généralement porphyroïdique et à grain moyen, est intrusif dans des schistes. Il est présent au Nord-Est du massif et en intrusion plus réduite au sud-ouest.
- Un ensemble de roches volcano-sédimentaires épizonales d'âge viséen supérieur, occupe l'extrémité Sud-Ouest du massif. Il est constitué de phyllades, quartzo-phyllades et volcanites sodiques plus ou moins schistosées.
- Une série de roches sédimentaires épizonales, d'âge Wesphalien supérieur, affleure à l'extrémité Sud-Ouest ainsi que dans la région Nord du massif. Elle comprend des conglomérats, des grès grauwackoïdes, des quartzo-phyllades et phyllades noires. Parmi les lacs étudiés ici, seul le lac de Pormenaz repose sur cette formation.

Après pénéplanation, cet ensemble géologique a fonctionné en haut fond marin dès la distension liasique. La série sédimentaire résultant de l'océan alpin, y est réduite. Seuls quelques lambeaux de cette série subsistent notamment à l'aiguille du Belvédère, au dessus des Lacs Blancs (Fig. III-6).

Plus à l'Ouest, cette série devient plus développée dans les chaînes subalpines.

Le plateau d'Anterne appartient au domaine de la nappe de Morcle, couverture mésozoïque décollée et charriée lors de l'orogénèse alpine, en contact anormal avec les Aiguilles Rouges. Il est constitué de série marneuses et carbonatées du Lias et du Jurassique, légèrement métamorphisées. La géologie locale de cet ensemble est détaillée dans le paragraphe 3.4.2., concernant le Lac d'Anterne (Debelmas, 1982).

### ***1.2.1.2 Géodynamique et sismicité régionales***

L'ensemble des unités cristallines externes et sédimentaires helvétiques présente des structures tectoniques exprimant un raccourcissement Nord-Ouest / Sud-Est. Cette structuration est due à l'orogénèse alpine qui débute dès l'Oligocène dans le domaine interne. La couverture sédimentaire de l'Océan Alpin est déformée et charriée vers le Nord-Ouest, tandis qu'un écaillage profond de la croûte à l'échelle lithosphérique, entraîne l'exhumation d'une partie du socle (Massifs Cristallins Externes). Le processus de raccourcissement se

poursuit provoquant la surrection du Massif du Mont Blanc. Le soulèvement moyen récent estimé par traces de fission sur apatite est proche de  $2 \text{ mm.an}^{-1}$  (Von Raumer, 1987).

La sismicité régionale se concentre essentiellement dans l'Avant Pays Alpin, les Chaînes Subalpines et les Massifs Cristallins Externes, qui correspondent au domaine continental européen, chevauché par les Alpes Internes. De 1784 à 1994, plus de 64 secousses sismiques d'intensité épacentrale supérieure à V ont été répertoriées dans un rayon de 80 km autour de Chamonix; 19 furent ressenties avec une intensité épacentrale égale ou supérieure à VII sur l'échelle MKS (voir chapitre I) (Fig. III-4). Plusieurs d'entre elles ont eu lieu à proximité du Massif des Aiguilles Rouges, comme les secousses de 1817 à Chamonix (VII), 1905 au lac d'Emosson en Suisse (VII-VIII) et dans le Mont-Blanc (VII) (Fig. III-5).

Rothé (1938) rapporte de nombreux témoignages historiques relatant des effets consécutifs à ses séismes : de sévères dégâts dans les constructions, des affaissements de terrains, d'avalanches de rochers, de séracs et de neige dans le massif du Mont-Blanc ; le séisme de 1817 aurait troublé les eaux du Lac d'Annecy.

## **1.2.2 Caractères généraux de l'environnement des lacs étudiés.**

### ***1.2.2.1 Localisation et accès des sites étudiés.***

Tous les lacs étudiés (Fig. III-1) sont situés en altitude, dans des réserves naturelles, et présentent donc des accès strictement réglementé et limités aux piétons. L'utilisation de techniques de prélèvement devait également prendre ce paramètre en compte. Les différents lacs ont été atteints, et le matériel acheminé, à pied pour les missions réalisées en été, et par hélicoptage en collaboration avec la Sécurité Civile lorsque les sites étaient enneigés pour l'inspection des trappes à sédiment des lacs Cornu et du Brévent.

### ***1.2.2.2 Morphologie .***

Les glaciations du Quaternaire ont laissé leurs empreintes sur tous les massifs alpins. Elles se traduisent par des morphologies caractéristiques de vallées, de vallons et cirques glaciaires dans les parties supérieures des massifs et par des dépôts glaciaires variés (morainiques, fluvio-glaciaires, glacio-lacustre...). Sur le Massif des Aiguilles Rouges, les lacs étudiés remplissent des dépressions héritées partiellement de ces périodes glaciaires. Leurs bassins versants présentent un environnement essentiellement minéral avec des morphologies de

roches moutonnées, et des éboulis. Le bassin versant des Lacs Blancs, possède également des reliques de dépôts morainiques datant du Petit Age Glaciaire. (Fig. III.6)

### 1.2.2.3 Conditions climatiques .

Le régime climatique est fortement influencé par l'altitude et l'orientation des reliefs qui conditionnent les variations brusques de température, la pluviométrie et le régime hydrique. La température moyenne annuelle est négative à nulle à ces altitudes, mais présente des variations d'amplitude (+/-30°C environ). Les précipitations se font en deux pics, l'été et l'hiver. Du fait des basses températures, elles ont lieu essentiellement sous forme de neige : le manteau neigeux recouvre le sol durant six à sept mois à 2000 mètres et sept à onze mois à l'étage alpin (2200 à 2500). L'allongement de la durée d'enneigement se répercute sur les saisons qui sont très dissymétriques et réduites à trois seulement en moyenne altitude (le printemps s'efface sous la neige), deux saisons contrastées (été et hiver) en haute altitude (Eyheralde *et al.*, 1993). Les lacs gèlent dès le mois de novembre (Fig. III-7), et ne se libèrent totalement de leurs glaces qu'à partir de la mi-juillet jusqu'à mi-août certaines années.

### 1.2.2.4 Couverture végétale.

Ces lacs se situent dans l'étage alpin à subalpin. La rudesse du climat ne favorise qu'une végétation réduite aux pelouses alpines qui se développent sur des sols de type rankers alpins. Ces sols sont inégalement répartis et clairsemés entre les creux de roches moutonnées et les éboulis. Sur les parties hautes des bassins versant (>2500m), sols et végétations (hormis quelques lichens) sont inexistantes (Eyheralde *et al.*, 1993).

### 1.2.2.5 Des lacs oligotrophes dimictiques, subpolaires.

Au vu de leurs conditions physiques environnementales (Balvay, 1978; Chacornac, 1986), ces lacs à eaux froides, peu minéralisées, comportent généralement peu de nutriments et sont classés oligotrophes (Sesiano, 1993). Un épilimnion (voir chapitre I), se développe cependant durant la courte période estivale et durant la période hivernale (gradient thermique inversé) ; les intersaisons sont sujettes à des brassages des eaux qui confèrent à ces lacs leur caractère

dimictique. Les sociétés de pêche alevinent régulièrement ces lacs, qui ne permettent pas le développement durable et normal de la faune piscicole.

### 1.2.3 Techniques et méthodes d'échantillonnages in situ

Trois techniques ont été utilisées pour échantillonner les sédiments : le carottage par tube, le carottage par boîte (box-core), la trappe à sédiment. Les opérateurs sont deux plongeurs en scaphandre autonome, un opérateur et un assistant. Nous avons spécialement conçu et réalisé un matériel adapté aux conditions de travail sur ce type de lacs et de missions (portage, maniabilité sous l'eau), en partie inspiré par les techniques utilisées par les archéologues du DRASM d'Annecy. Nous avons auparavant effectué des tests dans le Lac du Bourget et de St Jean de Chevelu.

#### 1.2.3.1 *Le carottier - tube.*

Objectifs : prélever des carottes de sédiment de (6,5 à 7,5 cm de diamètre) aussi longues que possible, par une équipe de plongeurs subaquatiques. Les carottes doivent conserver le sédiment intact jusqu'au laboratoire d'analyse.

- Matériel et méthode de prélèvement (Fig. III-8) :

Le carottier est constitué d'un tube de PVC type "écoulement" ou "pression", coiffé d'une poignée amovible. Une cordelette de 50 cm de long est fixée directement sur le tube, à la base de la poignée amovible, par un nœud de cabestan. Ce brin est indispensable pour l'extraction du tube.

1 - Le plongeur opérateur, en approchant du fond, progresse verticalement de manière à planter le tube droit, si possible en une fois.

2 - Si une deuxième pression est nécessaire il utilise ses ballasts et son inertie pour enfoncer complètement le tube. En cas de forte résistance à l'enfoncement, la coiffe - poignée amovible peut être desserrée du tube et permettre de taper sur son extrémité supérieure tout en restant dans l'axe de la carotte.

3 - Une fois le tube enfoncé à la profondeur souhaitée, un mouvement de rotation selon l'axe du tube est opéré afin de cisailer la base du sédiment dans le tube et faciliter son extraction.

4 - Un bouchon PVC étanche est placé à l'extrémité supérieure du tube.

5 - Si le sédiment est peu compact, la gestion des ballasts par le plongeur opérateur tirant sur le brin, suffit à extraire le tube, avec l'aide du plongeur assistant. Si le sédiment est compact et résiste à l'extraction, la mise en place d'un triple palans ("mariner-triple") à l'aide d'une corde statique, de poulies et de bloqueurs (du type de ceux utilisés en spéléologie ou travaux acrobatiques) est nécessaire. Le palan doit être relié à l'embarcation de surface et mis en place avant le carottage.

6 - Le plongeur assistant place un bouchon PVC étanche à la base du tube dès sa sortie du fond sédimentaire.

Pour des raisons de sécurité et de précision, les différentes manipulations à proximité des carottes ne sont effectuées que par les plongeurs.

Le tube rempli de sédiment est ensuite remonté en surface par les plongeurs. Il reste toujours une partie en eau, au-dessus du sédiment dans le tube.

Au bord du lac, le bouchon supérieur est ôté et un bouchon en "mousse de fleuriste" est enfoncé délicatement jusqu'au contact du sédiment. La partie supérieure du tube remplie d'eau est ensuite coupée et le tube, raccourci à son contenu en sédiment, rebouché de manière étanche. Les carottes sont alors prêtes à être transportées.

- Avantages : Le plongeur travaille directement sur le sédiment qu'il peut observer *in situ*. Il connaît de fait, les éventuels incidents lors du carottage (inclinaison du tube, environnement du fond...) et peut ainsi reconnaître les perturbations qui en proviennent, à l'ouverture de la carotte au laboratoire.

La mise en place est relativement aisée et le coût de la méthode est peu élevé, ce qui permet d'atteindre et d'étudier plus facilement les sites difficiles d'accès.

- Inconvénients : la longueur de sédiment récupérée n'a pas dépassé plus d'1,2 m. La méthode nécessite deux plongeurs sachant travailler sous l'eau, dans des conditions difficiles (altitude, plongées successives, obscurité, froid,...).



### 1.2.3.2 *Le carottier-boîte ou "box-core".*

Objectifs : prélever intacte la crème de vase pour pouvoir l'échantillonner dès sa sortie de l'eau, pour les études chimiques.

Matériel et méthode de prélèvement (Fig. III-9) : Une boîte parallélépipédique à section carrée, en plexiglas transparent, ouverte aux deux extrémités est délicatement enfoncée dans la partie supérieure du sédiment (30 à 40 cm maximum). Le couvercle supérieur est alors fixé. Par affouillement le long d'un flanc de la boîte, le plongeur opérant dégage le sédiment afin de pouvoir glisser le couvercle inférieur. L'ensemble est alors extrait et remonté verticalement vers la surface afin de ne pas verser l'interface eau-sédiment. Dès son arrivée au bord du lac, le carottier boîte est échantillonné sur place, au moyen d'un piston gradué.

Avantages : acquisition certaine d'une crème de vase non perturbée ; isolement immédiat des différentes couches échantillonnées, ce qui évite l'éventuelle migration des éléments chimiques lors du transport et des changements physiques (pression et température).

Inconvénients : il faut procéder avec délicatesse au prélèvement en fond de lac et à l'échantillonnage en surface. En glissant le long des bords de la boîte, lors du pistonnage pour l'échantillonnage, les lamines ont tendance à s'infléchir sur les bord. Il faut donc bien repérer ce que l'on échantillonne. L'utilisation d'un mini-tube annexe , peut être utile.

### 1.2.3.3 *La trappe à sédiment "hors-gel".*

Objectifs : identifier et évaluer le flux vertical de particules sédimentaires vers le fond du lac, par année.

Matériel et méthode (Fig.III-10) : selon le modèle couramment utilisé, une batterie de tubes (ici 4) est fixée autour d'un axe. L'ensemble est maintenu verticalement à la profondeur désirée, par un filin reliant un corps mort au fond et une bouée en surface.

Les exigences concernant ces lacs d'altitude sont doubles :

d'une part, vu leur petite taille et le caractère protégé que leur confère leur appartenance aux réserves naturelles, il est opportun de ne perturber le fond du lac qu'au minimum (éviter de relever le corps mort à chaque relève de trappe)

d'autre part, ces lacs étant gelés et enneigés sur plusieurs mètres d'épaisseur près de 9 mois sur douze, laisser la bouée en surface entraînerait une traîne et sollicitation du système, par les mouvements de glace (la bouée doit donc être placée sous l'eau). Une tentative précédente d'estimation de la vitesse de sédimentation, par la mise en place de trappes à sédiment conventionnelles, a échoué en raison des fortes perturbations des installations lors de la période hivernale (Chacornac, 1986).

Un système de renvoi de filin, passant par une boucle au niveau du corps mort, permet de relever la trappe sans toucher le corps mort (Fig.III-10). Une bouée pleine et étanche, reliée au double brin de filin à trois mètres de profondeur, assure la verticalité de l'ensemble à l'abri de la glace.

Avantage : permet d'éviter la sur-perturbation du fond et les inconvénients de la glace.

Inconvénients : mise en place plus complexe qu'une trappe habituelle, nécessité d'opérer avec des plongeurs, même pour la relève de trappe.

NB : ce système a été installé en 1999, dans les Lacs Cornu et du Brévent; les premières relèves de trappe se feront à la fin de l'été 2000.

### 1.3 Les différents lacs étudiés et les résultats obtenus.

(Ne seront présentés ici que les données résultats généraux, et attenants à la thématique paléosismique; les résultats liés aux thématiques paléoclimatiques et pollution anthropiques ont été en partie développées par Desmet *et al.* (1999), Blanc-Gonnet (1999; 2000 ), Arnaud (2000).)

Les études morphologiques ou biologiques antérieures, ne faisaient que mentionner, et pour quelques lacs seulement, la présence de "limons" ou de "sédiment très fluide" (Sésiano, 1993 ; Chacornac, 1986); la quantité et la qualité des sédiments n'étaient pas connue. Le premier résultat des missions CALAMAR fut donc de montrer qu'il existait un remplissage sédimentaire de plus d'un mètre dans tous les lacs échantillonnés.

Bien que situés pour la plupart sur un même substratum, dans des conditions géographique et climatique semblables, les sept lacs étudiés présentent des différences notables de

sédimentation. Il en résulte une potentialité différente quant à l'enregistrement des événements sismiques.

### **1.3.1 Le Lac Chesery I :**

#### ***1.3.1.1 Caractéristiques générales***

C'est le plus petit des lacs étudiés (Fig.III-1). Sa petite taille, sa faible profondeur et son exposition au sud favorisent le réchauffement de son faible volume d'eau (16°C au mois d'août (Sésiano, 1993)). Il est alimenté par deux ruisselets et une petite exurgence interne provenant d'un creux, repéré à 4.6 m de profondeur. Il est d'autre part situé à proximité d'activité humaine (refuge du Lac Blanc). La végétation subaquatique (dominée par les algues et bryophytes) y est de ce fait très abondante sur le fond, excepté sur ses pentes de bordure constituées de cailloux anguleux plus ou moins recouverts de limons.

#### ***1.3.1.2 Les prélèvements et observations sur place***

Le carottier-boîte prélevé dans le sous-bassin le plus profond, puis échantillonné sur place, a montré un épais "tapis algaire " marron dans la partie supérieure de la carotte. Le reste de la séquence est composé de bryophytes et d'algues filamenteuses qui retiennent les limons beiges et marrons. Deux horizons particuliers, à 14 et 24 cm sont exclusivement composés de ce tapis filamenteux de plantes aquatiques.

Trois carottes ont aussi été prélevées. Leur extraction s'est toujours accompagnée d'un important échappement de gaz. La présence de quelques dômes (1 à 2 m de diamètre et 0.3 cm de haut) sur le fond et de filets de bulles de gaz, témoigne également de cette importante activité de fermentation de la matière organique sous-jacente.

L'ouverture d'une carotte au laboratoire a été difficile, du fait de la texture très fibreuse du dépôt, et l'observation quasiment impossible à cause des perturbations à l'ouverture. Un procédé de congélation rapide, suivi d'une coupe (scie), permettrait éventuellement de meilleures observations.

Aucune autre observation n'a pu être opérée sur ce matériau.

### **1.3.2 Des lacs à sédimentation organique dominante : Lac Noir, Cornu, Brévent et Pormenaz.**

Ces quatre lacs (Fig.III-1) présentent des caractéristiques communes, notamment sédimentologiques. Ils ont, d'autre part, fourni peu d'indices de paléosismicité. C'est la raison pour laquelle ils sont présentés ici ensembles ; leur étude individuelle ne sera donc pas développée. Plusieurs travaux ont cependant été effectués à des fins paléoclimatiques et environnementales et apportent plus de précisions sur chacun d'entre eux (Blanc-Gonnet, 1999, 2000; Ruban, 1999; Devie, 2000).

#### ***1.3.2.1 Présentation générale, géographique et géologique.***

Ces lacs sont situés dans la partie méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Fig. III-1), flanc occidental de la vallée de Chamonix.

Hormis le lac de Pormenaz (Annexe III-5), implanté dans des terrains houillers du carbonifère, les Lacs Cornu, Brévent et Noir (Annexes III-3, III-4, III-2), s'étendent sur les terrains cristallins métamorphiques du massif. Leur surface avoisine 21 000 à 24 000 m<sup>2</sup> pour les plus petits (Noir et Brévent), jusqu'à 44 000 à 54 000 m<sup>2</sup> pour les plus étendus (Cornu et Pormenaz). Leur profondeur est de l'ordre de la vingtaine de mètres hormis celle du lac de Pormenaz, inférieure à 10 m. Leurs eaux froides sont généralement acides et peu minéralisées. Les bassins versants sont constitués principalement de roches moutonnées et d'éboulis sur lesquels se développent partiellement des sols de type ranker à pelouses alpines (Fig.III-11) et des tourbières d'altitude (cas de Pormenaz). Les affluents ne sont que des ruisseaux, souvent peu développés, et rarement coalescents. Le Lac Cornu présente la particularité de posséder 3 bassins distincts, séparés par des haut-fonds. Le lac Noir Inférieur recueille les eaux du Lac Noir supérieur.

### 1.3.2.2 Prélèvement et stratigraphie du remplissage.

Hormis les conditions physiques de froid et d'obscurité dans le fond des lacs, le prélèvement des sédiments n'a pas présenté de difficulté particulière, ceux-ci étant de consistance relativement fluide. Plusieurs carottes ont été prélevées dans chacun des lacs.

Les abords des rivages, dans les premiers mètres de profondeur, sont généralement peu pourvus de sédiments et laissent apparaître les nombreux blocs rocheux du substratum. Sur les flancs abrupts des bassins, aucun dépôt ne masque le poli glaciaire. Cette quasi absence de dépôt dans cette tranche d'eau peut être liée à la faible épaisseur d'eau d'une part, à la présence de glace une grande partie de l'année d'autre part, mais aussi à la texture du sédiment, s'apparentant à un flocculat organique, et à son mode de dépôt. Le "fond sédimentaire" apparaît plus en profondeur, formant contre les flancs rocheux abrupts des contacts nets (Fig. III-12). A l'aide d'une sonde à neige, quelques profils d'épaisseur de sédiment ont été effectués par plongée dans les lacs du Brévent et Cornu en août 2000. Ils mettent en évidence une sédimentation par dépôt centre. Dans le cas du Lac du Brévent, l'épaisseur de sédiment supérieure à 3 m dans la partie la plus profonde du bassin (20 m), diminue jusqu'à quelques centimètres vers 10 mètres de profondeur ; les pentes de roches moutonnées entre 10 m de profondeur et la surface sont dépourvues de dépôt. Dans le cas du Lac Cornu, l'épaisseur maximale de sédiment au centre du bassin, ne semble pas dépasser 2,60 m, et diminue également rapidement le long de ses pentes. Celles-ci demeurent dépourvues de sédiment dans la partie supérieure de la tranche d'eau.

Ces sédiments, sombres dans l'ensemble, plus ou moins laminés, possèdent des passées occasionnelles plus riches en particules terrigènes. Néanmoins, la lamination apparente présente une hétérogénéité spatiale dans le fond de chaque lac, rendant les corrélations visuelles entre carottes, quasiment impossibles à l'échelle du centimètre (Blanc-Gonnet, 2000). La proximité de certains tributaires se remarque par un apport local un peu plus riche en matériaux terrigènes. De grandes tendances à l'échelle de plusieurs dizaines de centimètres se dégagent cependant sur l'ensemble de ces lacs et témoignent des évolutions majeures de la sédimentation, reliées aux variations climatiques pluri-décennales à centennales (Blanc-Gonnet, 2000; Devie, 2000). Dans ces conditions stratigraphiques, aucun niveau particulier,

perturbé, n'a été observé dans les carottes étudiées. Les analyses plus fines, géochimiques et texturales confirment, pour l'essentiel, ces observations.

### **1.3.2.3 Nature et texture du sédiment .**

La réalisation de frottis a permis d'identifier les principaux constituants du sédiment (Fig.III-13). Il est composé en partie de matière organique (amorphe, quelques débris végétaux, pollens et restes de crustacés), mais aussi de frustules de Diatomées et de matériaux terrigéniques reflétant la composition minéralogique des bassins versants.

Les proportions de ces différents constituants sont à peu près semblables pour ces quatre lacs, avec une dominance des proportions de matière organique amorphe (Fig.III-14). Si le pourcentage volumique de la matière organique amorphe s'avère élevé (de 57 à 70 % ), les analyses du carbone organique réalisées par Blanc-Gonnet (2000) ne montrent qu'une proportion massique de l'ordre de 20 %. Ceci signifie qu'une grande part du volume de sédiment, occupé par la matière organique amorphe est constitué d'eau ; ce qui explique l'aspect très fluide du sédiment, surtout dans sa partie superficielle. Les estimations de la teneur massique en eau relatent des proportions de 40 à 80 %, avec une moyenne arithmétique de 50 % de la masse du sédiment initial.

L'analyse de la taille des grains a été d'une part effectuée sur la fraction terrigénique, après destruction sélective de la matière organique et des frustules de diatomées (Devie, 2000), et d'autre part sur sédiment total. Sur l'ensemble du sédiment, la granulométrie reste relativement peu variable et ne montre pas de niveau distinct. Le mode granulométrique du sédiment total reste constant autour de 40  $\mu\text{m}$  (+/- 15  $\mu\text{m}$ ), tandis que le mode granulométrique de la fraction terrigénique varie de 60 à 80  $\mu\text{m}$ .

Cette différence de mode reflète la prédominance de la matière organique et des diatomées sur la texture générale du sédiment. Les variations granulométriques de la fraction terrigène semblent corrélées aux variations des conditions climatiques, notamment à la fin du Petit Age Glaciaire (Devie, 2000).

Cette constance texturale du sédiment total, est confirmée par les paramètres de l'asymétrie (0,85 à 0,79), du classement (1,73 à 1,88) et de la médiane (32 à 35  $\mu\text{m}$ ). Ils indiquent un

processus de dépôt dominé par la décantation, parfois "pollué" par de plus grosses particules (inframillimétriques à pluricentimétrique) saupoudrées par les glaces flottantes (dropstones).

#### 1.3.2.4 Les données du $^{210}\text{Pb}$ et du $^{137}\text{Cs}$ :

Les mesures du  $^{210}\text{Pb}$  et du  $^{137}\text{Cs}$  effectuées sur les sédiments de ces quatre lacs, ont permis d'estimer leur taux de sédimentation récent ; il varie de 0,8 à 1,2 mm.an<sup>-1</sup> selon les lacs (Desmet *et al.*, 1999a&b; Blanc-Gonnet, 2000). Ces mesures mettent également en évidence la constance du taux de sédimentation qui atteste d'un processus continu de dépôt.

#### 1.3.2.5 Une possible perturbation d'origine sismique dans le Lac Noir

Dans le cas du Lac Noir inférieur, l'échantillonnage tous les 0.75 cm du carottier-boîte a permis l'analyse du  $^{210}\text{Pb}$  par Michel Pourchet (Pourchet & Pinglot, 1989)(LGGE, Grenoble). Le décalage observé dans la courbe de décroissance du  $^{210}\text{Pb}$ , entre 6 cm et 6,75 cm (Fig.III-15) révèle une discontinuité dans le sédiment. Le dixième échantillon présente une activité radioactive du  $^{210}\text{Pb}$  supérieure à celle du 9<sup>ième</sup> échantillon qui le recouvre, ce qui signifierait que l'échantillon 10 est plus jeune que l'échantillon 9 (Fig.III-15). La régularité de la pente de la courbe de décroissance de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  dans le reste du sédiment de part et d'autre de cette discontinuité atteste de la constance de la sédimentation hormis cette discontinuité. Nous interprétons cette dernière comme la base d'un slump, dont la base de décollement, située au niveau du 9<sup>ième</sup> échantillon, en glissant, aurait recouvert la surface du fond du lac (10<sup>ième</sup> échantillon). L'âge maximum de cet événement correspond à la limite entre le 9<sup>ième</sup> et le 10<sup>ième</sup> échantillon, équivalent à celle du 7<sup>ième</sup> échantillon de la séquence sus-jacente. Les échantillons 7 et 10 sont donc de même âge : 186 B.P. (+/-13ans).

Ceci signifierait qu'en 1813 (+/-13 ans), un petit slump de deux à trois centimètre d'épaisseur aurait eu lieu sur la pente profonde du fond du lac, entre 15 et 16 m de profondeur.

Le phénomène de slump pouvant avoir eu lieu en Bx-C9901, ne semble pas s'être propagé sur les parties plus profondes et plus planes du fond du lac, où ont été prélevées les carottes de sédiments. Bien qu'il soit difficile d'interpréter un phénomène à partir d'une seule observation,

ce slump pourrait être relié à l'événement sismique de 1817 dont l'épicentre est localisé à Chamonix et l'intensité épacentrale estimée à VII (MKS) (Lambert *et al.*, 1996).

#### **1.3.2.6 Conclusion :**

Ces lacs présentent une sédimentation dominée par la matière organique provenant des sols pour l'essentiel, mais aussi biogène (Diatomées). La constance de la texture du sédiment se traduit par une apparence homogène, pourvue d'une lamination très peu marquée dans un sédiment très sombre, mais aussi hétérogène sur l'ensemble de la cuvette lacustre. Aucune perturbation de la lamination n'a été directement observée. La sédimentation s'effectue par dépôt centre. Les sédiments sont donc quasiment inexistantes sur les pentes du fond, jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur ; leur épaisseur augmente ensuite progressivement vers le centre du bassin (la partie la plus profonde) ou elle devient maximale. Une seule perturbation a pu être observée, indirectement par l'analyse du  $^{210}\text{Pb}$ , dans le Lac Noir inférieur. Il pourrait s'agir d'un petit glissement translationnel n'affectant que quelques centimètres supérieurs de sédiment, et qui, daté à 1813 (+/-13 ans) pourrait être corrélé au séisme de 1817 de Chamonix.

### **1.3.3 Les Lacs Blancs**

#### **1.3.3.1 Caractéristiques générales :**

Les Lacs Blancs sont situés sur le versant Sud Est du Massif des Aiguilles Rouge (Fig.III-1). Le lac Blanc supérieur (2352 m d'altitude) est le plus important et le plus profond (9,9 m) des deux cuvettes lacustres ; il se déverse dans le Lac Blanc inférieur par un verrou glaciaire. Ces lacs, très touristiques, sont intensément fréquentés durant toute la saison d'été. En 1986, une importante avalanche de neige, provenant du Glacier des Dards s'est déversée sur les Lacs Blancs, détruisant l'étage supérieur de l'ancien refuge au bord du lac inférieur (Borrel, 1991, Sesiano, 1993).



### 1.3.3.2 Cadre géologiques et géomorphologiques des lacs et de leur bassin versant.

Le bassin versant des Lacs Blancs s'étend sur des gneiss, des schistes et des mylonites, principales roches métamorphiques constitutives du massif des Aiguilles Rouges. (Fig.III-3). Seule la partie sommitale de l'aiguille du Belvédère (2965 m), point culminant du bassin versant (Fig.II-6), est constituée de roches sédimentaires du Trias et du Jurassique, fortement déformées et légèrement métamorphisées. Les principales directions de fracturation du massif ont guidé l'érosion glaciaire qui a laissé son empreinte dans la morphologie, et particulièrement dans ce secteur du massif. Enchâssés dans les roches moutonnées, les Lacs Blancs sont essentiellement alimentés par le torrent de fonte du Glacier des Dards situé dans la partie amont, orientale et méridionale du bassin versant (Fig.III-16). Entre ce petit glacier aujourd'hui résiduel et les Lacs Blancs, les eaux de fonte du Glacier des Dards ravinent ses restes morainiques, datant du Petit Age Glaciaire. À leur entrée dans le Lac Blanc supérieur, ces eaux se déchargent et entraînent la progradation d'un delta vers l'est du Lac, tendant à le combler (Fig.III-16, Annexe III-6). La taille des dépôts (sables, galets, blocs décimétriques) dans la partie aérienne du delta, atteste de la puissance des eaux à la période de la fonte des neiges.

### 1.3.3.3 Prélèvement, stratigraphie et nature du remplissage.

#### 1.3.3.3.1 Le lac inférieur :

Une carotte de sédiment a été prélevée dans le Lac inférieur. Ce prélèvement confirmerait l'effet de purge de l'avalanche de 1986 : quatre centimètres de limons argileux bruns et fluides, recouvrent une base de limons argileux clairs, compacts et denses. Les témoignages rapportent que lors de son passage, l'avalanche a expulsé des limons sur les bords du lac (Sesianno, 1993), dont la glace fut retrouvée en aval, aux alentours de l'ancien refuge détruit (Perret, com. pers.). Les quatre centimètres supérieurs correspondent probablement aux sédiments déposés depuis 1986, ce qui implique un taux de sédimentation de l'ordre de  $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$  dans le lac inférieur.

#### 1.3.3.3.2 Le lac supérieur :

Quatre carottes ont été prélevées dans ce lac (Fig. III-17). Le premier carottage réalisé, a été arrêté dès l'apparition d'une forte résistance à la pénétration du carottier tube; il en résulte une

faible épaisseur de sédiment récoltée (BLCS9801 sur la Fig. III-17). Les trois autres carottages ont nécessité de nombreux coups pour enfoncer le carottier tube; une forte résistance s'est également présentée à l'extraction du carottier. Deux carottes (BLCS9803 et BLCS 9804) présentent de ce fait à leur base, de fortes perturbations liées au carottage.

Les trois grandes carottes présentent une stratigraphie similaire de bas en haut :

une base finement laminée,

un ensemble perturbé, où les lamines plus ou moins déstructurées sont plissées, chevauchées, mélangées,

un niveau moins compact, grossièrement laminé, à base grossière, sableuse. Cet ensemble est plus épais vers la partie la plus profonde du lac.

L'observation de frottis (carotte BLCS9802) révèle une composition exclusivement terrigène à la base de la série (Fig. III-18). Le quartz est dominant, accompagné de feldspaths et de biotite ; des minéraux lourds et métamorphiques sont également présents. Les grains peu émoussés attestent d'une faible distance de transport des matériaux. Dans la partie supérieure de la carotte (les derniers centimètres), l'apparition de Diatomées et de Matière Organique amorphe (Fig. III-18), témoigne d'une évolution des conditions lacustres et du bassin versant sur lequel commencent à se développer des sols.

#### ***1.3.3.4 Caractéristiques texturales et interprétation des conditions de dépôt.***

##### ***1.3.3.4.1 Caractéristiques texturales générales :***

La carotte BLCS9802, prélevée dans la partie la plus profonde du bassin du lac Blanc supérieur, est la moins perturbée par le carottage et présente la séquence la plus épaisse ; elle a donc pu être étudiée en détail. L'observation visuelle et l'analyse granulométrique ont permis de distinguer 5 unités de dépôt (Fig.III-19).

La base laminée (unité E sur la Fig.III-19) montre une rythmicité infra-centimétrique à millimétrique, alternant sables très fins et silts argileux, rappelant les dépôts varvés d'environnement pro-glaciaire (Brodzickovski & Van Loon, 1991).

Deux séquences sableuses constituent l'unité D. Elles présentent une granodécroissance ; l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique révèle une légère augmentation de fabrique planaire (augmentation de la foliation concomitante à une diminution de la linéation magnétique). Ces caractéristiques ainsi que le bon classement de ces sédiments impliquent l'action notable d'un courant.

L'unité C est un niveau déstructuré : des lamines et groupes de lamines sableuses à argileuses sont encore bien visibles, mais leur enchevêtrement et les nombreux plis (isopaques et anisopaques selon les lamines respectivement silto-sableuses et argileuses) témoignent d'une importante déformation de ces sédiments. La fabrique magnétique linéaire particulièrement marquée à la base de cette unité suggère une déformation par étirement, ce qui implique un déplacement et une déformation de ces sédiments probablement par effet de slumps.

L'unité B présente quant à elle une base très grossière montrant deux pics dans le mode et le grain moyen qui s'amortissent et évoluent vers un niveau très homogène dans le domaine des silts argileux. La base sableuse montre une importante oscillation du classement et de l'asymétrie tandis que le niveau homogène se caractérise par une stabilisation de ces deux paramètres. Ces caractéristiques sont similaires à celles d'un dépôt de type "homogénite" définies d'un point de vue microgranulométrique par Chapron (1999) dans le Lac du Bourget.

L'unité A oscille entre argiles et silts. Elle présente également une lamination, mais beaucoup moins régulière et fine que l'unité E. Les dépôts sont moins variables en taille de grain, mais les lamines plus irrégulières varient de quelques millimètres à 2,5 cm. L'asymétrie et le classement montrent également une irrégularité des processus de dépôt, comparé à l'unité E. La couleur brune des lamines les plus fines, confirmée par les frottis, indique une composition en partie organique du sédiment (matière organique amorphe) (Fig.III-18).

#### 1.3.3.4.2 Relations Asymétrie-Classement (trajet As/Cl)

Ces relations permettent de distinguer des groupes de sédiment dont les processus de dépôts sont différents (Fig.III-20). L'établissement de trajet As/Cl traduit l'évolution au cours du temps de ces processus.

Les dépôts E et D de la base de la carotte BLCS9802 montrent des points regroupés vers une légère asymétrie avec les particules grossières, et un bon classement (Fig. III-20A). Ce regroupement caractérise une relative constance des processus de dépôt. L'unité D se distingue par ailleurs de toutes les autres unités par cette caractéristique.

La partie sommitale du dépôt, par les unités A et B présente au contraire de plus grandes variations d'asymétrie et de classement. La base de l'unité A se distingue par de très fortes asymétries et mauvais classements (Fig. III-20A). Bien que le classement soit moins significatif pour les particules de petite taille, ces caractéristiques pourraient traduire un phénomène de décantation, "pollué" par des apports de particules plus grossières.

Les trajets A-C des unités B et D caractérisent également deux processus de dépôts différents (Fig. III-20B). Le trajet de l'unité B traduit le caractère cyclique des conditions de dépôts très variables en énergie ; ce caractère montre un amortissement vers des conditions plus calmes dans la partie homogène du dépôt.

#### 1.3.3.4.3 Analyse par diagramme C99-Médiane (CM) (Passega, 1957).

Passega (1957) utilise des paramètres indépendants que sont le centile le plus grossier (C99 : taille des grains les plus gros représentant 1% du volume de sédiment total) et la médiane, pour distinguer les environnements et processus de dépôts.

Le diagramme CM des sédiments du Lac Blanc présente une relative dispersion des valeurs de C99 et de M. La plupart des sédiments se situent à proximité du domaine de la suspension/décantation en eaux calmes. Les unités B et D présentent par contre une appartenance partielle aux dépôts par courant de turbidité et courant tractifs (Fig. III-21).

L'évolution des dépôts dans leur diagramme CM conforte les observations précédentes (classement et asymétrie). L'unité D évolue parallèlement à la droite CM, ce qui implique un tri sous l'action d'un courant. La plupart des points se situent à proximité des courants tractifs, qui évoluent ensuite parallèlement au domaine des courants de turbidité peu denses (Fig. III-22)

L'unité B, par contre, présente une variation des conditions de dépôt entre celle de courant de turbidité et de courant plus denses, moins bien triés (plus éloignés de la droite CM). Deux cycles évoluant dans la base grossière de cette unité, s'amortissent vers une décantation calme, correspondant au dépôt homogène.

La base de l'unité A, montre une diminution de la médiane accompagnée d'une augmentation du centile 99. Ceci confirme une décantation de particules fines, polluées par l'apport de quelques particules sableuses.

#### 1.3.3.4.4 Interprétation de la dynamique de dépôt des différentes unités :

A partir de ces analyses texturales, du contexte de sédimentation des Lacs Blancs, nous proposons d'interpréter les différentes unités de la façon suivante :

- les unités C et B séparent deux périodes de fonctionnement différent du Lac Blanc supérieur :
- l'unité E, se met en place par des courants de fonte glaciaires avec une alternance de périodes de traction et de décantation (dépôt de type varve *s.s.*), alors que le Glacier des Dards était plus développé, ce qui était le cas au Petit Age Glaciaire comme en témoignent ses moraines résiduelles.
- l'unité D dans ce même contexte traduit deux épisodes successifs de crue importantes.
- l'unité C correspond à une forte perturbation du fond du lac qui entraîne une déstructuration, notamment par slump, d'une partie des sédiments vers le fond du bassin.

L'unité B correspond à la partie des sédiments remise en suspension lors de ce même évènement. L'évolution texturale de cette unité traduit une probable oscillation de la tranche d'eau (effet de seiche) provoquant des ondes de courants sur le fond à l'origine d'érosion puis d'alternance de dépôts grossiers et fins plus ou moins bien classés. Cette agitation s'amortit rapidement et la charge solide plus fine (silts et argiles) en suspension, décante massivement donnant un dépôt homogène comparable à l'"homogénite" de 1822 dans le Lac du Bourget décrite par Chapron (1999).

L'unité A (sédimentation récente moins rythmée que l'unité E) correspond à une dynamique sédimentaire moins influencée par la dynamique glaciaire. L'apparition de matière organique amorphe et de Diatomées traduit une différence de conditions biotiques dans la tranche d'eau et l'influence du développement de sol sur la partie inférieure du bassin versant libéré du glacier.

### 1.3.3.5 Les unités B et C, conséquence du séisme de 1905 ou de l'avalanche de 1986 ?

L'avalanche de 1986 a-t-elle affecté le fond du Lac Blanc supérieur? Si le lac inférieur n'a pas été épargné, il semble que seule la partie méridionale peu profonde du lac ait été partiellement purgée de ses sédiments. Des limons n'ont en effet été observés sur la neige des berges, qu'en aval du lac supérieur, au niveau du verrou glaciaire séparant les deux lacs (Ravannel, com. pers.).

La signature d'homogénéité que montre l'unité B, pourrait nous inciter à attribuer l'évènement perturbateur au dernier gros séisme de la région, celui d'Eposson en 1905 (intensité VII-VIII), dont l'épicentre n'était situé qu'à quelques kilomètres seulement du Lac Blanc (cf. § 2.1.2). Dans ce cas l'unité C serait également liée au séisme de 1905.

L'unité A représenterait alors 93 années de dépôt impliquant un taux de sédimentation de l'ordre de  $0.8 \text{ mm.an}^{-1}$ . Au regard des autres lacs étudiés, notamment du Lac Blanc inférieur, le taux de sédimentation devrait être, au minimum, quatre fois supérieur. Il paraît d'autre part peu probable, étant donnée la relation hydrologique des deux bassins, que le Lac Blanc supérieur ait un taux de sédimentation bien moindre à celui du lac Blanc inférieur.

Plusieurs arguments incitent à attribuer les unités B et C aux conséquences de l'avalanche de 1986 :

- la structure de l'unité C indique un fluage et la déformation d'une partie des sédiments. Ce phénomène peut être lié à une surpression momentanée entraînant la liquéfaction partielle d'une partie du sédiment, favorisant ainsi des slumps vers le fond du bassin. D'autre part la texture de l'unité B indique un effet de seiche ayant fortement agité la masse d'eau du lac. Ces indications rendent compte de mécanismes de dépôts compatibles aussi bien avec un évènement sismique qu'une avalanche majeure ;
- la puissance de l'avalanche est à souligner, puisqu'elle a purgé en partie le lac inférieur et rasé le premier étage de l'ancien refuge, situé pourtant en aval du lac inférieur. D'autre part, le Lac Blanc supérieur a subi l'avalanche en premier, créant une rupture de pente importante sur sa trajectoire. Étant donné le volume et la nature et la trajectoire de la neige mobilisée, il est fort probable, que même englacé, le Lac Blanc supérieur ait été affecté par l'avalanche (Naaim, com. pers.) ;

- en datant ces unités à 1986, le taux de sédimentation estimé pour l'unité A (sans sa base argileuse), est alors de  $5 \text{ mm.an}^{-1}$ , ce qui est plus cohérent dans le contexte du Lac supérieur ;
- la base de l'unité A montre une augmentation de l'asymétrie concomitante à la diminution de la médiane (Fig. III-22), ce qui implique un apport partiel de particules sableuse en même temps qu'une décantation calme d'argile. Le contexte de l'avalanche, dont la masse neigeuse fut stoppée en partie au niveau des lacs, pourrait expliquer ces caractéristiques : l'avalanche entraîne avec elle des matériaux sur son trajet ; en fondant progressivement sur le lac, la neige d'avalanche libère dans la tranche d'eau, ces particules sableuses emballées, en même temps qu'a lieu la décantation fine (principe des dropstones).

De premières analyses de  $^{210}\text{Pb}$  ont été effectuées, mais n'ont pas été concluantes faute d'échantillonnage adéquat et suffisant. De nouvelles analyses sont en cours et devraient avec celles du  $^{137}\text{Cs}$  nous apporter une réponse. Le pic de  $^{137}\text{Cs}$  correspondant à l'accident nucléaire de Tchernobyl ( qui a eu lieu 3 mois après l'avalanche) devrait être en effet identifiable et marquer ainsi le toit du dépôt correspondant à l'hivers 1986.

#### 1.3.3.6 Conclusion

Les Lacs Blancs présentent une sédimentation bien différente des lacs précédents. Celle ci est dominée par les éléments terrigéniques, dont les fractions les plus grossières s'accumulent à l'embouchure du torrent des Dards dans le lac supérieur , formant un édifice deltaïque. Les sédiments argilo-silto-sableux se déposent sur l'ensemble du bassin, excepté dans la tranche d'eau supérieure, le plus souvent occupée par la glace. Ces sédiments fortement laminés, présentent des contrastes granulométriques notables. L'avalanche de 1986 a fortement perturbé le fond du lac supérieur, entraînant la déformation d'une partie des sédiments et la formation d'un dépôt de seiche. Cette perturbation a effacé une partie des archives sédimentaires, qui ne nous ont pas permis d'observer d'éventuelles traces de séismes historiques.

### 1.3.4 Le Lac d'Anterne

#### 1.3.4.1 Caractéristiques générales:

Le lac d'Anterne est le plus grand des lacs étudiés. Il est situé sur le plateau d'Anterne (Fig.III-1) dans la Réserve Naturelle de Sixt-Passy. Aux abords du lac, une végétation de type tourbière se développe sur la plaine lacustre. Plus haut, la majeure partie du bassin versant n'est que partiellement couvert de pelouses alpines, laissant affleurer les marnes schisteuses friables du jurassique, ravinées par les ruisseaux de fonte des névés.

#### 1.3.4.2 Caractéristiques géologiques et géomorphologiques du Lac d'Anterne et de son bassin versant.

Le bassin versant du lac d'Anterne se creuse dans les formations du Lias et du Jurassique, de la série helvétique de la Nappe de Morcle (Fig.III-23a-b).

L'essentiel de sa surface orientale est constitué des schistes grésos-micassés du Toarcien et d'alternances de marnes grésos-micassées schistosées et de calcaires argilo-gréseux micritiques du Bajocien. Sa partie occidentale, de surface plus réduite, est formée par les Terres Noires, marnes argilo-micassées schistosées du Bathonien-Oxfordien et la formation carbonatée tithonique. La transition entre ces deux faciès est progressive à travers le faciès argovien (Fig.III-23c). L'analyse des minéraux argileux réalisée au L.S.G. de l'Université Lille-1, confirme le caractère métamorphique épizonal de ces formations ; les minéraux argileux présents dans le bassin versant et les sédiments du lac sont exclusivement l'illite et la chlorite (Trentesaux com.pers.).

Le lac occupe une dépression, en position de surcreusement glaciaire (Sesianno, 1993).

Son alimentation se fait par de nombreux ruisseaux qui ravinent les formations tendres du bassin versant, lors de la fonte des neiges et des orages estivaux. L'exutoire est une perte karstique au toit des marno-calcaires argoviens sous les calcaires tithoniques.

Dans la partie orientale et méridionale du bassin versant, la transition rapide entre les pentes raides du bassin versant et le lac donne lieu à une zone d'accumulation, plaine deltaïque formée par l'association de cônes, qui progradent vers l'intérieur du lac, tendant à le combler. Les réseaux hydrographiques passent d'un régime torrentiel et en tresse à un développement



en méandre, traduisant la chute du potentiel hydraulique des ruisseaux qui déchargent là une part de leur charge solide grossière. Ces zones humides et planes favorisent une végétation de tourbières (Annexe III-7).

Les bordures Sud et Est du lac correspondent au front de ces deltas progradant (les pentes observées par plongée avoisinent les 30°), tandis que la bordure ouest se découpe en cuesta dans les Terres Noires (Fig.III-24).

Le fond du lac observé par plongée, ne présente pas de tapis de végétation, seules quelques rares touffes centimétriques d'algues de bryophytes apparaissent isolées, par endroit. La végétation subaquatique ne se développe que de façon limitée sur les bordures peu profondes (<1 m) des rives occidentales.

### ***1.3.4.3 Stratigraphie et nature du remplissage sédimentaire du Lac d'Anterne***

#### ***1.3.4.3.1 Stratigraphie générale du remplissage :***

Trois sites ont été carottés, l'un au front des deltas à 8 m de profondeur (ANT9903), un second au milieu du bassin lacustre à 12 m de profondeur et un troisième dans la partie distale, à 8 m de profondeur, plus proche de l'exutoire (Fig.III-25).

Chacun de ces sites présente des séquences sédimentaires différentes, distinguables par des associations caractéristiques de différents faciès (Fig.III-26 et III-27)

La carotte ANT9904, prélevée dans la partie distale du lac, présente une séquence finement laminée continue. Les lamines pluri- à infra-millimétriques varient en couleur du blanc crème au brun foncé et ne montrent pas de perturbation particulière. Ces fines laminations caractérisent le faciès 1.

Dans le fond du bassin, les carottes ANT9901 et ANT9902 présentent des ensembles laminés, alternant avec des séquences de deux ou trois lamines centimétriques à pluricentimétriques plus épaisses, à bases plus grossières.

EN plus des ensembles laminés on distingue principalement de 2 types de séquences plus grossières (Fig.III-26, III-27, et III-28) :

- neufs séquences Tc présentent la succession de trois lamines (Fig.III-27): une lamine foncée de base, grossière granodécroissante (sables et silts, faciès 4c), est surmontée d'une lamine brune, plus silteuse de teinte plus claire (faciès 3c). Le toit de la séquence est marqué par une lamine argileuse beige clair (faciès 2).

- les quatre séquences Ts présentent une succession de deux lamines (Fig.III-27): une lamine foncée de base, grossière, granoclassée (faciès 4s), est recouverte d'une lamine plus silteuse, brune de teinte plus claire (3s).

À plusieurs niveaux dans les séries observées, quelques lamines pluri-millimétriques à centimétriques, brunes silteuses (faciès 3i), se présentent isolément dans les séquences laminées.

La carotte ANT9903, prélevée dans la partie proximale, présente des séquences laminées, alternant avec des séquences grossières, des surfaces d'érosion à la base des niveaux grossiers et un niveau remanié (slump) de 25 centimètres d'épaisseur.

Une corrélation visuelle des différentes séquences montre (Fig.III-28) un épaississement des séquences vers le fond du bassin.

Les séquences Tc semblent se corréliser sur l'ensemble du bassin, mises en évidence par leur toit de faciès 1 (argileux clair). Leur base grossière ne s'exprime quasiment pas dans la partie distale.

Les séquences de type Ts, ne se corréler qu'entre l'environnement proximal et le fond de bassin où elles s'épaississent. Il se pourrait qu'une fine fraction du faciès 3s puisse se corréliser dans l'environnement distal, mais cela n'a pas été possible à mettre en évidence à l'œil nu.

Le slump observé dans la carotte ANT9903, semble se corréliser avec la séquence Ts intermédiaire.

La réalisation de lames imprégnées, permettrait une observation plus fine permettant une corrélation plus sûre.

#### 1.3.4.3.2 Nature du remplissage :

La composition des différents faciès est essentiellement détritique. Aucun test ou bioclaste n'a été observé par les frottis. Quelques pollens, fragments végétaux ont été observés, dans les

faciès de type 3 et 4c. Les minéraux dominants sont le quartz, les carbonates, des minéraux argileux. Ils accompagnés de matière organique amorphe. Des micas, feldspath et pyroxène altérés, en gros clastes émoussés sont, en plus, présents dans les faciès les plus grossiers (Fig.III-29).

Remarque : Les cristaux de carbonates sont relativement présents en frottis bien que les teneurs en carbonates de calcium soient inférieures à 10 % (par calcimétrie Bernard ; Arnaud, 2000). Le pH proche de 8 et la conductivité de 150  $\mu$ S de l'eau (Sesianno, 1993) confirmerait qu'une partie des carbonates du bassin versant se retrouve dans le lac sous forme soluble. Les grains observés en frottis pourraient alors être de la dolomie (non quantifiable par calcimétrie Bernard).

#### ***1.3.4.4 Caractérisation granulométrique des différents faciès et interprétation des conditions hydrodynamiques de dépôt.***

Les mesures de granulométrie ont été réalisées avec un granulomètre laser MALVERN<sup>TM</sup>, essentiellement sur la carotte ANT9902 (Arnaud, 2000). L'échantillonnage a été réalisé sur cette carotte, selon un pas de 2mm.

Les données granulométriques nous renseignent sur la taille des grains, sur leur proportions et répartitions respectives dans le dépôt; ces paramètres permettent d'identifier les conditions hydrodynamiques régnant lors de leur sédimentation et les phénomènes qui en sont à l'origine.

##### ***1.3.4.4.1 Analyse de la taille des grains par les paramètres «mode» et «grain moyen» : une variation des conditions hydrodynamiques de dépôt.***

Le mode et le grain moyen nous renseignent en partie sur la taille des grains et donc indirectement sur l'énergie de mouvement du fluide porteur de ces grains.

Le mode s'individualise particulièrement bien pour les faciès extrêmes 2 et 4c (Fig.III-30), ce qui caractérise un assez bon classement des grains. Il l'est moins pour les faciès de type 3, et le faciès 4s présente un mode également moins marqué, parfois plurimodal.

Le faciès 2 est le faciès le plus fin, avec un mode et un grain moyen (taille moyenne des grains) dans le domaine des silts, proche du pôle argileux, qui caractérise un faciès de décantation lente.

Les faciès 3 présentent un mode et un grain moyen plus grossiers, mais toujours dans le domaine des silts, et proviennent probablement d'une décantation plus rapide. (Fig.III-31). La vitesse de décantation (par une loi de type Stokes) reste difficile à estimer dans la réalité, puisque les circulations d'eau entre les affluents et les exutoires induisent de manière continue, de faibles courants, probablement suffisants pour maintenir en suspension les plus fines particules. Le temps de renouvellement des eaux (90 jours) relativement court, estimé par Sesiano (1993), confirmerait cette idée. Les conditions de décantation les plus calmes ne seraient ainsi réalisées que lors de la période hivernale durant laquelle le système hydrographique est figé par le gel.

	Mode moyen ( $\mu\text{m}$ )	Ecart type	Grain Moyen moyen ( $\mu\text{m}$ )	Ecart type
Faciès 1	12.8	5.1	16.8	2.4
Faciès 2	7.4	1.46	10	2.5
Faciès 3	27.05	12.7	22.4	6.23
3c	27.9	10.1	21.5	5.1
3s	30.38	15.29	25.04	7.3
3i	19.83	12.66	20.8	6.25
Faciès 4c	70.5	26.6	56.25	24.8
Faciès 4s	76.7	59.4	75.27	31.79

Figure III-31: moyennes arithmétiques et écart-types correspondants, du mode et grain-moyen des différents faciès.

Les séquences laminées présentent une lamination millimétrique inférieure ou de l'ordre du pas d'échantillonnage réalisable pour les analyses micro- granulométriques. Elles ont donc été échantillonnées globalement et regroupées sous le faciès 1. Le grain moyen de ce faciès 1 est intermédiaire entre ceux des faciès 2 et 3. La lamination qui le compose correspondrait en fait

à des doublets de lamines de faciès 2 et de faciès 3. Son mode plus fin caractérise un milieu plus calme.

Le mode et grain moyen des faciès 4 sont les plus grossiers. Ils appartiennent aux silts grossiers pour les faciès 4c et aux sables fins pour les faciès 4s. Ces faciès représentent des conditions hydrodynamiques plus énergiques, avec existence d'un courant proche du mètre par seconde.

D'une manière générale, les faciès 3s et 4s présentent une granulométrie toujours un peu plus élevée que les faciès de la séquence Tc, mais également un écart-type plus important, qui traduit une plus grande variabilité des conditions de dépôt. Ces caractéristiques peuvent être reliées à celles du classement et de l'asymétrie.

#### 1.3.4.4.2 Analyse de la répartition des tailles des grains par les paramètres : classement, asymétrie, médiane et C99 ; distinction génétique des différentes séquences sédimentaires.

##### *1.3.4.4.2.1 Caractérisation de trajet As/Cl (asymétrie - classement) :*

Remarques :

- la valeur qualitative du classement est inverse de sa grandeur numérique ; moins le chiffre est élevé, meilleur est le classement : 0 < bon < 2.5 < moyen < 4.5 < mauvais.

- La valeur d'asymétrie nulle (gaussienne) est centrée sur 1 : asymétrie vers les particules grossière < 1 < asymétrie vers les particules fines.

L'asymétrie et le classement sont des indicateurs de la répartition des différents types de grains, ce qui est également un indicateur des conditions hydrodynamiques du fluide porteur de ces grains.

Le faciès laminé et une partie des faciès 3c, 4c et 3s, présentent un bon classement, tandis que des valeurs élevées caractérisent le classement (entre 3 et 4) relativement mauvais du faciès 4s des séquences Ts. Sur la figure III-32, les séquences Ts se distinguent aisément par leur histogramme de faciès 4s aplati et déporté vers les tailles grossières et qui traduisent ce mauvais classement (comparer à ceux des faciès 4c).

L'évolution du classement et l'asymétrie à l'intérieur des séquences Tc et Ts (de la base vers le haut donc au cours du temps de dépôt) permet également leur distinction (Fig.III-33).

Les séquences Tc débutent généralement avec une asymétrie marquée vers les particules grossières (de 0.6 à 0.4) dans leur faciès 4c, moyennement à bien triés (classement <3). Une

légère diminution de l'asymétrie vers les particules grossières s'accompagne d'abord d'une augmentation du classement. L'asymétrie se rapproche ensuite de la valeur 1, avec une diminution (amélioration) du classement en un ou plusieurs épisodes vers les faciès 3S. La séquence évolue alors vers le faciès 2 possédant un classement proche de 2 et une moindre asymétrie vers les particules grossières (proche de 1).

Les séquences Ts débutent par un faciès 4s moyennement à mal trié (classement entre 3 et 4). L'amélioration du classement au cours du dépôt s'accompagne d'abord d'une diminution de l'asymétrie, puis d'une augmentation de ses valeurs vers les faciès 3s, plus proches de la répartition gaussienne (valeur 1).

L'analogie de ces « trajets A-C », sur ce type de représentation (asymétrie en fonction du classement) à ceux des aiguilles sur une horloge, montre une séquence Tc type, évoluant de 7h à 11h dans le sens anti-horaire (avec quelques allez - retours intermédiaires possibles), et une séquence Ts type évoluant de 3h à 9h dans le sens horaire (Fig.III-33).

#### *1.3.4.4.2.2 -Interprétation des trajets As/Cl en terme de dynamiques de dépôt :*

L'évolution du trajet As/Cl des séquences Tc peut se traduire de la base vers le sommet de la façon suivante. La base de la séquence se dépose suite à l'apparition d'un courant continu d'une vitesse suffisante pour vanner les sables fins. La diminution de l'asymétrie accompagnée d'une augmentation des valeurs de classement traduit ensuite une augmentation de la charge solide du courant. Cette augmentation peut être liée à une plus forte érosion sur le bassin versant et l'incorporation de sédiments du fond causée par une élévation de la vitesse du courant. L'évolution vers une diminution du classement et le rapprochement des valeurs d'asymétrie de la valeur 1, atteste d'une décroissance de la vitesse du courant. Les oscillations intermédiaires entre ces deux domaines traduisent le caractère pulsatile de ces courants. La fin des séquences Tc dans le faciès 2 témoigne d'un retour à des conditions très calmes favorables à la décantation des particules les plus fines. Ces conditions correspondent à la période de fonctionnement du lac où les flux hydriques sont minimums. Dans le cadre morpho-climatique du Lac d'Anterne, ces séquences Tc correspondraient à des séquences de crue de fonte nivales, lors d'années exceptionnelles, permettant de plus forts courants de fonte qu'en période habituelle. Ceci peut être relié à fort enneigement et/ou de plus fortes températures printanières et estivales.

L'évolution du trajet As/Cl des séquences Ts peut se traduire par l'apparition d'un courant à forte charge solide et de faible durée (faible distance) puisque les matériaux sableux sont mal triés (classement élevé). Ce courant évolue ensuite vers un meilleur classement, une asymétrie plus importante vers les particules grossières traduisant une probable augmentation de sa vitesse. Celle-ci diminue ensuite et permet, en fin de séquence, des conditions de décantation rapides dans le faciès 3. Ces caractéristiques évoquent une dynamique de type bouffée turbide (Ravenne et Beghin, 1983), dont l'origine est souvent liée à un glissement et une mobilisation instantanée de sédiments sur une pente. L'absence de faciès 2 en toit de séquence Ts signifie que la source du courant n'a pas permis la remise en suspension de particule fines, et en est donc probablement dépourvue. Dans la configuration du Lac d'Anterne les pentes deltaïques, nourries par les fractions les plus grossières, semblent les sources les plus probables de ces remobilisations de sédiment, qui correspondraient à une déstabilisation temporaire du front des deltas.

Les séquences laminées présentent, quant à elles, une asymétrie et un classement intermédiaires entre les faciès 2 (décantation des particules les plus fines) et faciès 3 (décantation des particules silteuses), et correspondent donc à une alternance de ces deux conditions hydrodynamiques de faible à très faible énergie de courant, conditions de sédimentation apparemment dominantes.

#### 1.3.4.4.2.3 Comparaison au modèle de Passega, par utilisation de diagramme CM.

La représentation CM des sédiments du lac d'Anterne (Fig.III-34) se distingue des représentations plus habituelles des milieux fluviaux et océaniques (Passega, 1957), par des valeurs de médiane plus faibles (Fig.III-34) dans leur ensemble. La plupart des dépôts se situent dans le domaine III qui caractérise les dépôts en eaux calmes. Une partie des sédiments les plus grossiers pointent dans le domaine I caractéristique des suspensions uniformes de courants de traction faibles (Passega, 1957 ; Peiry, 1988). Une partie des sédiments pointe en dehors de ces domaines.

La position des séquences dans le diagramme CM confirme et précise les observations obtenues par le classement et l'asymétrie (Fig.III-35).

Les séquences Tc débutent par leur faciès 4c, à proximité du domaine I dans le diagramme de Passega, ce qui leur confère un caractère de courant « fluvial ». La séquence évolue ensuite par le faciès 3c, parallèlement à la droite C = M, caractère commun aux suspensions graduées et courant de turbidité. Le faciès très fin de décantation (faciès 2) atteste d'un milieu très calme.

Le faciès laminé (faciès 1), correspond tout à fait au mélange des faciès 2 et 3 ; la médiane du mélange est moyennée, mais le percentile le plus grossier est logiquement conservé, ce qui éloigne en apparence ces dépôts de la droite C = M.

Les séquences Ts montrent des C99 de faciès 4s toujours plus grossiers que le reste des dépôts (deux échantillons de 4c possèdent un C99 élevé ; cela est dû à la présence de macro restes végétaux qui, à moindre densité, « polluent » la valeur de C99 ; ces valeurs peuvent donc être écartées). Les valeurs de faciès 4s sont également plus dispersées dans le diagramme, ce qui atteste d'un processus d'écoulement et de dépôt bien moins propice au tri. Ces séquences évoluent ensuite (par les faciès 3s) pratiquement parallèlement à la droite C=M, mais à une distance un peu plus importante que les faciès 3c, ce qui indique une densité de courant plus élevée.

Les dépôts les plus proches de la droite C=M sont ceux liés au courant de turbidité de faible densité (Passega, 1957) ; à l'inverse, les dépôts de lave torrentielle, qui évoluent également parallèlement à cette droite, en sont beaucoup plus éloignés (Peiry, 1988).

Les séquences Tc se rapprochent ainsi plutôt des courants de turbidité, tandis que les séquences Ts se rapprochent des laves torrentielles. Néanmoins la différence de densité entre ces deux séquences n'est pas majeure. Cette légère distinction pourrait provenir cependant d'une différence entre un processus de bouffée turbide liée à un écoulement dense (séquences Ts) et un courant de turbidité hyperpycnal entretenu (séquence Tc).

Le cas des lamines isolées de faciès 3i est moins évident. L'épaisseur de ces lamines étant peu importante, il est difficile d'obtenir une séquence à plusieurs points d'échantillonnage comme dans le cas des séquences Ts et Tc. Certaines de ces lamines sont pointées au voisinage des valeurs de faciès 3c, d'autres plus proches de celles du faciès 3S. Ces lamines pourraient donc correspondre à des événements de type Tc ou Ts, mais de bien moindre importance, ce qui les rend moins facilement distinguables. Par leur proximité des séquences Ts d'un point de vue granulométrique, deux lamines de faciès 3i peuvent être associées à un phénomène similaire, l'une à 43 cm de profondeur, l'autre à 78 cm.



#### 1.3.4.5 *Modèle de fonctionnement du Lac d'Anterne*

A partir des connaissances de l'environnement du lac, de la morphologie du fond, de la stratigraphie du remplissage, de l'analyse des différents faciès sédimentaires et de leur conditions hydrodynamiques de dépôt, nous proposons le modèle de fonctionnement suivant : (Fig.III-36).

##### 1.3.4.5.1 En période habituelle : un dépôt de varves (s.s.) dans le bassin (séquence laminée).

Les matériaux ravinés dans les pentes du bassin versant par les eaux de fonte nivale, sont transportés vers le lac. La chute du gradient hydraulique au niveau des plaines deltaïques, provoque le dépôt des particules grossières, piégées dans ces zones tourbeuses ; les particules limoneuses plus fines atteignent le lac dans des eaux relativement calmes. Le résultat est une lamine sombre silteuse (type 2) de décantation rapide durant la période estivale, et une lamine claire (type 1), de granulométrie plus fine en période hivernale lorsque le lac est englacé et le système hydrologique figé.

##### 1.3.4.5.2 un dépôt de forte crue (séquence Tc).

Un fort enneigement et/ou des températures printanières élevées, ont pour conséquence une intense production d'eau de fonte nivale sur le bassin versant. Le niveau hydrique élevé, provoque un engorgement des plaines deltaïques et des phénomènes de "by-pass" à leur niveau : les courants de fonte plus élevés traversent les plaines deltaïques plus rapidement et entraînent des particules sableuses jusque dans le lac. Les courants existants vannent les sédiments qui nourrissent les fronts de delta progradant et se déposent sur le fond (type 3) dans les parties profondes du bassin lacustre. A la décrue, les courants de turbidité liés à la fonte s'amenuisent et le processus se poursuit comme en période habituelle, par le dépôt d'une lamine de type 2 puis une de type 1. La charge solide mobilisée étant plus importante, les dépôts correspondant sont plus épais, surtout dans le fond de bassin où la tranche d'eau est

plus importante ; le signal "varve" est ainsi annuellement dilaté. Les séquences Tc peuvent donc être interprétées comme des séquences de crue particulièrement développées.

#### 1.3.4.5.3 un dépôt d'origine gravitaire suite à une déstabilisation des deltas (séquences Ts).

Les zones deltaïques majoritairement constituées de particules sablo-silteuses, sont partiellement déstabilisées et relâchent une partie de leurs dépôts re-mobilisés, dans le lac. En l'absence de courant dans le reste de la masse d'eau, ce flux évolue par déplacement en masse (slump) et courant de gravité, bouffée turbide vers le fond du lac dans lequel il dépose une séquence de type Ts.

La déstabilisation spontanée des fronts de delta en période calme paraît peu probable puisque leur pente s'établit à l'équilibre du système (gravité - force de frottement - angle de cisaillement et cohésion du matériau). La re-mobilisation plus ou moins importante de ces corps sédimentaires doit donc correspondre à un événement exceptionnel particulier qui modifie l'un des paramètres du système, entraînant son déséquilibre. Quatre dépôts particulièrement épais, à 30 cm, 59 cm et 65 cm et 80 cm dans la série complète d'ANT9902 indiqueraient des événements majeurs. Dans le contexte du lac et de son bassin versant, des événements tels que des avalanches de neige ou des séismes (ou les deux associés), pourraient être des agents déstabilisateurs responsables de tels dépôts.

Le site du Lac d'Anterne est habituellement très peu propice aux avalanches, et les rares petites coulées observées de mémoire d'homme, n'ont jamais atteint le lac (Antoine, com. pers.). Les séismes pourraient donc être les agents déstabilisateurs les plus probables, ce que confirme la datation de ces niveaux .

Les lamines de type faciès 3i, isolées dans le faciès 1 finement laminé, pourraient correspondre à un dépôt de crue moyenne, apportant plus de matériaux silteux sans aller jusqu'aux sables. Mais l'on peut s'attendre dans ce cas à obtenir également une lamine de décantation supérieure de type faciès 2, également plus épaisse dans la logique du modèle ; ce qui n'est pas le cas. Bien que difficilement distinguable d'un point de vue granulométrique des autres lamines de faciès 3, ces lamines isolées et plus épaisses que la lamination du faciès 1, pourraient également correspondre à des perturbations des deltas moins importantes que dans le cas des séquences Ts.

#### 1.3.4.6 Relation âge-profondeur : datations et taux de sédimentation

##### 1.3.4.6.1 Les mesures du $^{210}\text{Pb}$

Les mesures du  $^{210}\text{Pb}$  réalisées par Michel Pourchet et Fabien Arnaud (Arnaud, 2000) sur les échantillons de la carotte ANT9902 montrent la décroissance d'activité radioactive du  $^{210}\text{Pb}$  d'origine atmosphérique dans les 40 premiers centimètres de sédiment. Des valeurs d'activité anormalement basses sont observées entre les aliquotes et correspondent aux séquences Tc et Ts (Arnaud, 2000). Ces observations confirment le caractère rapide de ce type de dépôt qui a pour conséquence une dilution locale du flux de  $^{210}\text{Pb}$  atmosphérique (postulé constant). Elles souligneraient également la répartition inégale du  $^{210}\text{Pb}$  adsorbé en plus grande quantité sur les matériaux argileux que sur les particules plus grossières (Pourchet, com.pers.) (Fig.III-37).

##### 1.3.4.6.2 La prise en compte d'une sédimentation hétérogène pour la datation

En retirant ces épaisseurs de faible valeur d'activité radioactive, correspondant aux événements ponctuels, le taux de sédimentation continue a pu être estimé à 1,6 mm /an (Arnaud, 2000) dans la partie laminée. Il permet de calculer l'âge des sédiments en fonction de la profondeur, à condition de postuler sur un taux de sédimentation constant, un signal continu et régulier de cette partie de la sédimentation (Fig.III-38).

Seule la séquence laminée présente ces caractéristiques. Dans les séquences du fond de bassin, les dépôts événementiels correspondant à des turbidites de crue représentent une année de sédimentation, tandis que les dépôts d'origine gravitaire, ne représentent qu'un intervalle de temps négligeable (quasi-instantané).

En n'utilisant le taux de sédimentation calculé que pour les séquences laminées (faciès 1), en attribuant une année par séquences de type Tc, et un temps négligeable (zéro) par séquence de type Ts, il a été possible de dater les différents événements responsables des dépôts de type Tc et Ts (Fig.III-38).

#### 1.3.4.6.3 Les mesures du $^{137}\text{Cs}$

Le césium 137 issu des essais nucléaires atmosphériques, marque l'année 1962 par un pic d'activité dans le sédiment (Fig.III-39). Dans la carotte ANT9902, ce pic a été retrouvé à 14.5 cm de profondeur (Arnaud, 2000). La date 1962 à cette profondeur confirme la validité de la méthode de datation par le  $^{210}\text{Pb}$  et la prise en considération des dépôts instantanés de type Tc et Ts. Les valeurs de césium sont restées localisées vers cette profondeur, ce qui indique un taux de mixage du sédiment négligeable (Mellièrre *et al.*, 1993)

#### 1.3.4.6.4 Taux de sédimentation

La prise en compte de l'hétérogénéité temporelle de la sédimentation est indispensable pour analyser et dater à haute résolution les différents événements sédimentaires qui la constituent. Les analyses sédimentologiques associées aux mesures du  $^{210}\text{Pb}$ , permettent d'estimer le taux de sédimentation continue à  $1,6 \text{ mm.an}^{-1}$ . Mais cette sédimentation, bien que dominante dans le temps, ne l'est pas dans l'apport total de sédiment dans le fond du lac. En 250 ans de sédimentation que représente la carotte ANT9902. Pour 41,5 cm de sédiments apportés par la sédimentation continue, 45,5 cm l'ont été par la sédimentation événementielle (Ts, Tc et 3i). Le taux de sédimentation globale ne peut être estimé qu'en connaissant l'âge de la base de la carotte ; celui ci a pu être calculé grâce au modèle âge – profondeur à 1745 (A.D.). Quarante sept centimètres de sédiment déposés en 249 ans, équivalent à un taux de sédimentation globale de  $3,35 \text{ cm /an}$  (Fig.III-38).

#### ***1.3.4.7 L'enregistrement des fluctuations climatiques : l'importance des crues de fontes nivales ou des précipitations estivales ?***

La datation des dépôts de crue (Tc) met en évidence leur contemporanéité avec les phénomènes marqués de crue glaciaire (avancée de front de glaciers) de certains glaciers du massif du Mont-Blanc (Deline, 1994 ; Reynaud & Vincent, 2000). Les glaciers les plus favorables à ce rapprochement sont ceux à temps de réponse courte comme le Glacier des Bossons ou de la Lée Blanche, dans le val Vény. (Figure III-40).

La correspondance temporelle de ces deux phénomènes indépendants, issus des variations climatiques régionales, souligne leur grand intérêt en tant qu'archive paléoclimatique.

Pour la dernière période centennale, Martin (1977) a pu reconstituer la série des bilans de masse glaciaire du Glacier de Sarenne (Grandes Rousses), et les corrélés aux données de précipitation et températures de la station météorologique de Lyon-Bron, depuis 1882 : ces corrélations montrent clairement les périodes favorables ayant engendré les crues glaciaires de 1890, 1920 et 1940. Ces fluctuations sembleraient liées principalement aux précipitations du mois de juin, qui sous forme neigeuse renforcerait l'albédo des glaciers, et aux températures des mois de juillet et août. Les températures de ces deux mois constituent le paramètre principal, traduisant l'impact très différent qu'ont un été chaud et sec ou un été frais et nuageux sur le bilan de masse d'un glacier (Martin, 1977; Deline, 1994).

Etant donné les différences d'altitude de bassin versant entre les masses glaciaires du massif du Mont-Blanc et le Lac d'Anterne, il paraît difficile de relier les crues glaciaires et celles du Lac d'Anterne à un seul paramètre.

Les crues dans le Lac d'Anterne sont des phénomènes récurrents, mais semble-t-il, très brefs, discrets, tandis que les crues glaciaires correspondent également à un phénomène récurrent de même période, mais progressif (Figure III-41).

La période de crue glaciaire correspondrait ainsi à des conditions climatiques (précipitations & températures) favorables à l'accumulation, tandis que la décrue pourrait correspondre à une période d'ablation, de recul du front glaciaire. Ainsi, l'avancée glaciaire est la plus rapide (point d'inflexion ascendant sur la Figure III-41), lorsque ce signal climatique est optimal. La transition avancée-recul du front glaciaire correspondrait au changement de tendance climatique (point d'inflexion descendant sur la Figure III-41). C'est à ce moment précis que semblent intervenir les crues dans le Lac d'Anterne. Celles-ci correspondraient donc à des périodes de changement rapides des conditions climatiques entre des périodes favorables et défavorables aux glaciers. Les séquences Tc ne s'observent qu'à cette transition, à l'amorce du recul des fronts glaciaires. L'autre transition (reprise de la crue glaciaire) ne se corrèle à aucun événement dans le lac.

Ce phénomène pourrait donc être lié à une fonction retard, correspondant à l'accumulation de névés permanents, pendant les périodes favorables, sur le bassin versant du lac. Les périodes de crue dans le Lac d'Anterne correspondraient alors à la fonte de ces névés, en plus du stock de neige hivernal annuel, fournissant un apport hydrique exceptionnellement élevé dans le lac à cette période. D'autres hypothèses, permettant un apport exceptionnel d'eau en un temps

court, sont envisageables : de plus forts enneigements ou des températures printanières très élevées, par exemple. Une étude minutieuse des chroniques climatiques disponibles est nécessaire pour éclaircir cette problématique.

Les travaux de Vallon *et al.* (1995) et de Hulot & Raynaud (1994) ont montré que le modèle de Martin (1977) n'était pas entièrement satisfaisant et que les relations bilan de masse - variation de front glaciaire n'étaient pas correctement reconstituées par corrélations linéaires multiples pour l'ensemble des glaciers. Une grande prudence doit donc accompagner ces interprétations.

La corrélation temporelle des séquences Tc avec les épisodes de crues glaciaires de certains glaciers du massif du Mont-Blanc, vient cependant renforcer d'une part, la validité du modèle sédimentaire, d'autre part celle du modèle âge-profondeur et par conséquent l'interprétation des séquences Ts.

#### **1.3.4.8 L'enregistrement de séismes historiques dans le Lac d'Anterne.**

##### 1.3.4.8.1 Datation des dépôts Ts.

Quatre événements sédimentaires majeurs, correspondant à des séquences Ts, sont localisés dans la série complète de la carotte ANT9902 entre 28 et 33 cm, 52 et 55,5 cm, 62 et 67 cm, et 80 et 82,5 cm. Le modèle âge-profondeur a permis d'estimer des dates respectivement à 1905, 1847, 1814, et 1768 (A.D.) (Fig.III-38).

##### 1.3.4.8.2 Corrélation des séquences Ts aux événements sismiques historiques régionaux majeurs.

Les chroniques de sismicité historique régionale (Base de données BRGM, EDF, IPSN) indiquent que les principaux événements locaux (dans un rayon de 12 km) ont eu lieu en 1905 (Emosson ; I=VIII) et 1817 (Chamonix ; I=VII). Le principal séisme régional a eu lieu en Suisse à 65 km du lac d'Anterne en 1855 (Visp ; I=IX) et a été ressenti à Chamonix avec une

intensité de VI-VII (Vogt, 1979). Enfin dans la même région (à Brig) un séisme d'intensité VIII-IX a eu lieu en 1755.

Compte tenu des caractéristiques sédimentologiques des séquences Ts et de leur correspondance temporelle avec ces événements sismiques historiques, nous proposons de corréler ces dépôts à ces événements sismiques majeurs régionaux. Les dépôts Ts correspondraient ainsi à des "sismo-turbidites", enregistrant les événements sismiques majeurs de la région (Fig.III-42).

Profondeur (sup.)	Epaisseur (cm)	Date (A.D.) (modèle à 1,6mm/an)	Différence : date séisme - date modèle (an)	Date séisme (A.D.)	Intensité max. (MKS)	Distance Anter-épice (km)
28	4,5	1905	0	1905	VII-VIII	14
52,5	3,5	1847	-8	1855	IX *	65
62 c	4,5	1814	-3	1817	VII	9,25
80	2.5	1768	-13	1755	VIII-IX	70

Figure III-42 : Paramètres des quatre niveaux Ts d'ANT9902 et de leurs séismes correspondants (\*) ressenti avec une intensité VI-VII à Chamonix.

#### 1.3.4.8.3 Validité et modulation du modèle temporel au regard des enregistrements sismiques.

En considérant les événements sismiques cités ci-dessus à l'origine des séquences Ts respectives, il est alors envisageable de comparer les intervalles de temps entre ces événements, selon le modèle âge - profondeur et les dates des séismes historiques. Ceci permet d'estimer les variations du taux de sédimentation continue, responsables d'éventuelles distorsions dans l'application par extrapolation du modèle âge - profondeur obtenu sur la période récente par la méthode du  $^{210}\text{Pb}$ .

Dates modèle (A.D.)	Intervalle modèle (an)	Taux sédimentation d'après modèle (mm.an <sup>-1</sup> )	Dates séismes (A.D)	Intervalle séismes (an)	Taux sédimentation d'après dates des séismes (mm.an <sup>-1</sup> )
1905-1847	58	1,6	1905-1855	50	1,85
1847-1814	33	1,6	1855-1817	38	1,39
1905-1814	91	1,6	1905-1817	88	1,65

Figure III-43: Comparaison des intervalles temporels entre trois évènements sismiques selon le modèle âge - profondeur (séquences Ts) et le temps réel (séismes historiques).

La durée séparant deux séismes permet de calculer un taux de sédimentation pour chaque intervalle de sédimentation continue (Fig.III-43).

Le taux de sédimentation moyen entre 1817 et 1905 dans le lac d'Anterne (1,85 mm.an<sup>-1</sup>) est légèrement supérieur au taux de sédimentation moyen obtenu par le modèle âge - profondeur du <sup>210</sup>Pb. Le taux de sédimentation varie entre la première moitié du 19<sup>ième</sup> siècle (1,39 mm.an<sup>-1</sup>) et la seconde moitié (1,85 mm.an<sup>-1</sup>).

L'augmentation du taux de sédimentation à partir de la seconde moitié du 19<sup>ième</sup> siècle, s'accorde avec les variations climatiques qui marquent la fin du Petit Age Glaciaire.

Les observations effectuées sur la fraction terrigène du Lac Cornu (Devie, 2000) abondent également dans ce sens.

Ces différences d'âge entre les dates historiques et celles issues de la relation âge-profondeur souligneraient (en « retour » en quelque sorte) la limite de la datation par la méthode du <sup>210</sup>Pb. Les analyses effectuées jusqu'à 40 cm estiment relativement bien le taux de sédimentation du dernier siècle puisque l'évènement de 1905 est bien positionné dans le modèle. L'extrapolation du taux de sédimentation au siècle précédent repose sur le postulat d'un taux de sédimentation continu. La corrélation des dépôts Ts aux séismes historiques précise les variations du taux de sédimentation au cours du temps (Fig.III-44).



#### 1.3.4.8.4 Les séquences de faciès 3i : des enregistrements sismiques ?

Huit niveaux de faciès 3i, isolés dans le faciès laminé, ou situé à la base de dépôt de crue Tc, ont été distingués dans la carotte ANT9902 (Fig.III-38 et III-45). Bien que difficilement distinguables des autres faciès de type 3 d'un point de vue granulométrique, l'absence stratigraphique d'une lamine significative de faciès 2 à leur toit, suggère une origine gravitaire. Certains d'entre eux se rapprochent plutôt des faciès de crue dans les analyse de type Passega. Pour la plupart, leur faible épaisseur ne permet pas de mesurer une évolution granulométrique, ce qui rend leur analyse et interprétation délicate. Néanmoins pour les deux niveaux (3i<sub>3</sub> et 3i<sub>6</sub>) se rapprochant des séquences Ts, une re-mobilisation moins importante des zones progradantes que dans le cas des Ts, apportant un plus faible dépôt, pourrait en être à l'origine. Une secousse sismique générée par un séisme proche de moindre intensité ou un séisme de forte intensité, mais plus éloigné, pourrait expliquer ces dépôts.

Suivant cette hypothèse, nous avons tenté de corrélérer des évènements sismiques historiques à certains de ces dépôts. Mais la validité de la corrélation entre certains de ces niveaux 3i et des évènements sismiques est discutable ; en élargissant la distance au lac et en diminuant l'intensité des séismes potentiels recherchés, le nombre de candidats augmente également.

L'approche développée dans le paragraphe suivant confirme la faible validité de ces corrélations.

Niveau	Date modèle	Interprétation	Date	Intensité	Distance
3i	niveaux 3i	possible*	séisme potentiel	épicentrale	épicentrale (km)
3i <sub>1</sub>	1983	?	-	-	-
3i <sub>2</sub>	1962	? / S	1962	VII - VIII	145 (Corrençon)
3i <sub>3</sub>	1886	S	1887 1879	IX VII	215 (Ligurie) 27 (Chablais)
3i <sub>4</sub>	1836	C	1839	VII	52 (Ancey)
3i <sub>5</sub>	1823	?	1822	VII-VIII	78 (Chautagne)
3i <sub>6</sub>	1810	S	1808	VIII	120 (Torre Pellice)
3i <sub>7</sub>	1791	? / C	1785	VII-VIII	96 (Suza)
3i <sub>8</sub>	1775	? / S	1774	VIII	180 (Lucerne)

\* à partir des paramètres granulométriques (C99, médiane), se rapprochant au plus de ceux des séquences Ts et Tc. (? : un seul point d'analyse, difficile à interpréter ; S : similitude avec séquences Ts ; C : similitude avec séquences Tc.)

Figure III-45 : Corrélation temporelle possible des niveaux 3i avec des événements sismiques des Alpes nord occidentales. Seules les corrélations avec les niveaux 3i<sub>3</sub> et 3i<sub>6</sub> semblent probables.

#### 1.3.4.9 Le lac d'Anterne : un géo-sismomètre naturel ?

Comment corréler par des grandeurs physiques, des niveaux supposés d'origine sismique, à un séisme historique? La réponse à cette problématique nécessite de connaître notamment les limites plausibles, en distance et intensité épicentrale, de ce type de corrélation.

L'enregistrement sismique potentiel par le lac d'Anterne peut être envisagé de deux manières :

- 1. binaire : la déstabilisation des fronts de deltas et le déclenchement ou non d'une bouffée turbide par les accélérations du sol d'origine sismique dépend d'un effet de seuil ;
- 2. graduel : la quantité de matériaux remanié dépend de l'intensité de la secousse dans le lac ; toute accélération déclenche une déstabilisation de façon proportionnelle..

1.3.4.9.1 Relation entre l'intensité, la distance épacentrale des séismes historiques et les dépôts gravitaires (Ts) du Lac d'Anterne : mise en évidence d'effet de seuil temporel et d'intensité.

1.3.4.9.1.1 La relation  $I_0 = F(D)$

A partir des données historiques (Lambert *et al.*, 1996 ; IPSN - Cushing, comm. Perso.), les distances respectives entre le lac d'Anterne et les épacentres historiques ont pu être calculées, et portées en fonction de l'intensité épacentrale. A partir des lois de décroissances de l'intensité établies selon des données historiques (Lambert *et al.*, 1996), et les relations établies entre les phénomènes de liquéfactions et la magnitude sismique (Ambrasey, 1988 ; Gerrassimos *et al.*, 1993 ; voir chapitre I), nous avons cherché une relation entre les paramètres sismiques et les dépôts Ts.

Un diagramme logarithmique  $I_0 = f(D)$  permet de délimiter différents groupes de séismes définis à partir des corrélations avec les séquences Ts ( $I_0$  étant l'intensité épacentrale et D la distance épacentrale au Lac d'Anterne) (Fig.III-46).

Les séismes corrélés aux séquences Ts (1817, 1855 et 1905), se distinguent des autres séismes, par une relation de type :

$$I_0 = p \log_{10} D + I_A \quad (\text{III-1})$$

Où :

$I_0$  est l'intensité épacentrale

D est la distance épacentrale

$I_A$  est l'intensité locale (ressentie au Lac d'Anterne)

p = pente de la droite

Deux limites extrêmes peuvent être tracées :

- La plus simple ( $L_1$ ) se place entre les points des séismes enregistrés et ceux non enregistrés ; elle se place donc entre ceux de Chamonix (1817) et Brig (1755), et celui du Mont Blanc (1905), *à priori* non enregistré. L'intensité ressentie à Anterne est alors  $I_{L1} = \text{VI-VII}$  ; la valeur de  $p = 1,5$ .

- La seconde, peut être considérée comme une loi reliant la distance (Anterne – épicentre) à l'intensité épacentrale, proche de celle déterminée dans les Alpes par l'IPSN (Levret *et al.*, 1996). Elle peut donc être placée en se basant sur l'exemple de diminution de l'intensité avec la distance de l'un des cas étudié : le séisme de Visp (1855) d'intensité épacentrale de IX a été ressenti à Chamonix avec une intensité VI-VII. La limite  $L_2$  se trace parallèlement à la droite passant par ces deux points (65 km ; I = IX) et (12 km ; I = VI-VII). Dans ce cas :  $I_{L2} = V$  et  $p = 2,6$ . Cette limite, plus cohérente au regard des observations macrosismiques régionale (Levret *et al.*, 1996), sera celle retenue pour la suite de notre raisonnement.

A partir de ces considérations, il est possible d'adopter la démarche inverse et de déterminer à quelle distance minimale l'épicentre d'un séisme d'intensité donnée devrait se trouver par rapport au lac d'Anterne pour être enregistrée dans celui-ci sous forme d'une séquence Ts (Fig.III-47).

La limite  $L_2$  inclue le séisme du Mont-Blanc dans le domaine des séismes enregistrés par des Ts, alors qu'une seule séquence Ts n'est observé à cette date dans la série sédimentaire du lac d'Anterne. Cela signifie qu'un seul des deux séismes de 1905 n'a été enregistré dans le lac. Cette limite implique les considérations suivantes.

#### 1.3.4.9.1.2 Un effet de seuil temporel :

Si l'on considère que le séisme d'Eposson (Avril 1905) a déjà déclenché une déstabilisation des pentes deltaïques et donc « purgé » celles-ci, le séisme du Mont Blanc (Août 1905) n'aurait alors pas pu avoir d'effet similaire, faute de matériau disponible.

Le système sédimentaire du lac d'Anterne nécessiterait alors un temps de reconstitution avant de pouvoir à nouveau enregistrer un séisme par séquence Ts. Par analogie aux systèmes physiques, ce temps peut être comparé au temps de relaxation d'un capteur. Ce « temps de relaxation » du système inclut un seuil temporel, en-dessous duquel tout enregistrement est impossible. Il implique un seuil fréquentiel de récurrence sismique dont la période de retour doit être supérieure au temps de relaxation du système d'enregistrement sédimentaire. Il d'autre part probable que ce « temps de relaxation » ne soit pas constant, mais qu'il dépende en partie de la quantité de matériaux remaniés, et donc des séismes précédents.

Nous ne disposons pas actuellement d'assez de données pour déterminer cet éventuel seuil temporel. Au regard du taux de sédimentation du lac, il pourrait-être considéré de l'ordre de quelques années, à plus d'une dizaine d'années.

#### 1.3.4.9.1.3 Un effet de seuil en intensité :

Avec l'une ou l'autre des limites  $L_1$  et  $L_2$ , la relation (1) donne un seuil en intensité locale. Au dessous de cette intensité limite  $I_L$  aucune séquence  $T_s$  n'est déposée. Cette intensité limite déterminée par  $L_2$  correspond à une valeur  $V$  sur l'échelle MKS.

Cette relation permet d'estimer les distances maximales d'enregistrement lacustre théoriques, de type  $T_s$  dans le Lac d'Anterne, pour chaque intensité épiscopentrale donnée (Fig.III-46)

#### 1.3.4.9.2 Une plus grande sensibilité que les systèmes sédimentaires lacustres et aériens observés habituellement :

En environnement lacustre, des turbidites corrélées à des évènements sismiques dans le lac Biwa, au Japon, impliquent une intensité MKS minimum de VI-VII (Inouchi *et al.*, 1996). Doig (1990) invoque des magnitudes minimales de 5 à 6 dans le lac de Tadoussac au Québec, et des magnitudes de 5,9 à 6 pour les lacs de Saguenay (Québec). Les dépôts observés correspondent à des lamines silteuses intercallées dans une sédimentation riche en matière organique de type gyttja. Mais les paramètres granulométriques et les mécanismes de dépôts dans le contexte de sédimentation générale de ces lacs ne sont pas détaillés. Siegenthaler (1987) et Chapron (1999) invoquent des intensités supérieures à VII, pour des dépôts de seiches associés à des glissements subaquatiques induits par des séismes historiques, dans les lacs alpins de Lucerne (Suisse) et du Bourget (France). Dans tous ces exemples, la dimension des systèmes lacustres est bien supérieure à celle des petits lacs d'altitude présenté ici.

A partir de la relation entre l'intensité, la distance focale moyenne, et la magnitude proposée par Levret *et al.* (1996) (cf. Chapitre I), il est possible d'estimer la magnitude macro sismique des séismes historiques. En prenant, par approximation, une valeur moyenne de 13 km pour la profondeur focale à l'épicentre (Levret *et al.*, 1996), les magnitudes macrosismiques obtenues pour les quatre séismes enregistrés à Anterne sont les suivantes : Brig (1755),  $M_m = 5,8$  ;

Chamonix (1817),  $M_m = 5,2$  ; Visp (1855),  $M_m = 6$  ; Emosson (1905),  $M_m = 5,7$  (Levret *et al.*, 1996).

D'après les travaux de différents auteurs (Kuribayashi & Tatsuoka, 1975 ; Youd, 1977 ; Vittori *et al.*, 1991 ; Audemar & De Santis (1991) ; Gerrassimos *et al.*, 1993), ayant établi des relations empiriques entre la distance à l'épicentre et la magnitude, une valeur minimale de  $M = 5,5$  serait nécessaire pour l'apparition de phénomènes de liquéfactions (cf. Chapitre I). Or, les valeurs de magnitudes macrosismiques des séismes enregistrés dans le lac d'Anterne semblent indiquer une valeur inférieure, voisine de 4 (Fig.III-48), puisqu'ils se situent tous au dessous de la limite proposée par la littérature. Il faut cependant noter que la plupart des observations de liquéfactions rapportées par ces différents auteurs ne concernent que des phénomènes aériens, se développant dans des sédiments fluviaux ou côtiers, entre la zone vadose et phréatique.

#### 1.3.4.9.3 Une réponse graduelle au delà du seuil d'intensité limite .

##### 1.3.4.9.3.1 Relation $e_{Ts} - I_A$

La loi d'atténuation de l'intensité épiscopentrale en fonction de la distance, selon la limite  $L_2$  permet d'estimer une intensité locale à Anterne ( $I_A$ ) pour chacun des 4 séismes reconnus. Ces valeurs d'intensité locale et les épaisseurs des séquences  $T_s$  correspondantes, suggèrent une relation entre ces deux paramètres. L'épaisseur ( $e_{Ts}$ ) des niveaux  $T_s$  augmente en effet avec l'intensité locale (Fig.III-49). Ne possédant que quatre échantillons et une échelle d'intensité dont la résolution est faible, il est difficile d'établir une loi de corrélation précise.

Si l'on envisage l'épaisseur  $e_{Ts}$  proportionnelle à l'intensité  $I_A$ , en prenant les valeurs calculées brutes, ou arrondies à l'échelle d'intensité, les corrélations par lois linéaires donnent des coefficients respectifs  $R^2 = 0,81$  et  $R^2 = 0,85$  (Fig.III-49).

##### 1.3.4.9.3.2 Relation $e_{Ts} - M_m$

En utilisant des paramètres contraints par un plus grand nombre d'observations (Levret *et al.*, 1996) et une échelle plus fine, à partir de la magnitude macrosismique ( $M_m$ ) et la distance à l'épicentre ( $D$ ), de meilleurs coefficients de corrélations sont obtenus.

Si l'on considère la magnitude macrosismique comme représentative de l'énergie du séisme, l'épaisseur des  $T_s$  peut être corrélée à la quantité d'énergie reçue ; celle-ci dépend de l'énergie

initiale à la source et de la distance au foyer. L'énergie s'atténuant avec l'inverse du carré de la distance (cf. Chapitre I), la relation suivante peut être envisagée :  $e_{Ts} = f(M_m/D^2)$ . Cette relation correspond à une loi logarithmique avec une très bonne corrélation (Fig.III-50) :

$$e_{Ts} = a \log_{10} \left( \frac{M_m}{D^2} \right) + b \quad (\text{III-2})$$

avec ( $R^2 = 0,9921$ )

$e_{Ts}$  : épaisseur de la séquence Ts (turbidite)

$M_m$  : Magnitude macro sismique

D : distance lac – épiceutre

a = 0.2576

b = 2.8587

$R^2$  : coefficient de détermination de la régression

Le nombre de cas observés n'est cependant pas encore suffisant pour obtenir une bonne validité statistique. L'estimation du volume total remanié pour chaque événement pourrait être d'autre part plus convaincant qu'une épaisseur locale (une carotte) observée ; ceci nécessite plusieurs carottages répartis sur l'ensemble du bassin. Cette relation reste donc à confirmer, mais offre néanmoins des perspectives intéressantes.

#### ***1.3.4.10 Une perspective de méthode « paléosismologique » à partir des archives sédimentaires lacustres ?***

Bien que la quantité de données soient insuffisante pour une validité statistique de la relation (III-2), dans le cadre d'une recherche de méthode d'estimation et de localisation des paléoséismes, nous proposons la réflexion suivante.

La relation (III-2) permettrait d'envisager de retrouver les épiceutres et les magnitudes macrosismiques des séismes préhistoriques.

D'après (III-2) on obtient :

$$D = \sqrt{M_m} \exp\left(\frac{b - e_{Ts}}{2a}\right) \quad (\text{III-3})$$

Pour un lac (n) : les différents paramètres sont indexés de la manière suivante :

$Ts_n$  : niveau (séquence)  $Ts$  du lac (n)

$D_n$  : distance du lac (n) à l'épicentre du séisme étudié.

$E_n = \left(\frac{b - e_{Ts}}{2a}\right)$  paramètre lié à l'épaisseur selon (III-2) et (III-3)

Pour tout lac (n), (3) s'écrit alors :

$$D_n = \sqrt{M_m} \exp(E_n) \quad (\text{III-4})$$

Connaissant les épaisseurs de niveaux  $Ts$  synchrones, corrélés dans trois lacs au minimum ((n=1), (n=2), (n=3)), nous pouvons alors déterminer  $E_1, E_2, E_3$  ; restent inconnues  $D_1, D_2, D_3$  et  $M_m$  que nous recherchons.

Le problème peut être décrit par le système d'équations suivant, relatif aux trois lacs :

$$\begin{cases} D_1 = \sqrt{M_m} \exp(E_1) \\ D_2 = \sqrt{M_m} \exp(E_2) \\ D_3 = \sqrt{M_m} \exp(E_3) \end{cases} \quad (\text{III-5})$$

#### 1.3.4.10.1.1 Résolution graphique. : (Fig.III-51)

Soit  $M_m$  la valeur « réelle », et non connue et recherchée, de la magnitude macrosismique du paléo-séisme considéré, et  $M_{ms}$  sa valeur supposée, ou envisagée.

Pour chaque valeur de  $M_{ms}$  fixée, on obtient les rayons  $D_1, D_2$  et  $D_3$  correspondants. Pour toute valeur  $M_{ms}$  fixée inférieure à,  $D_1, D_2$  et  $D_3$  forment des cercles  $C_1, C_2$  et  $C_3$ , pouvant



déterminer par leur intersection, un espace qui leur est extérieur. Pour toute valeur  $M_{ms}$  fixée supérieure à  $M_m$ ,  $C_1$ ,  $C_2$  et  $C_3$  sont tous sécants en plusieurs points et / ou inclus les uns dans les autres et déterminent un espace commun. Il n'existe qu'une seule valeur de  $M_{ms} = M_m$  telle que  $C_1$ ,  $C_2$  et  $C_3$  soient sécant en un seul point, épicentre macro sismique du séisme de magnitude macro sismique  $M_m$ .

1.3.4.10.1.2 Résolution analytique : (Fig.III-52)

D'après la relation (III-5), on peut relier les valeurs de  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$  :

$$\begin{aligned} D_2 &= \exp(E_2 - E_1)D_1 \\ D_3 &= \exp(E_3 - E_1)D_1 \end{aligned} \quad (III-6)$$

$$\text{avec } D_2 = \alpha D_1 \quad (III-6a)$$

$$D_3 = \beta D_1 \quad (III-6b)$$

L'épicentre du séisme se localise à l'intersection des trois cercles  $C_1$ ,  $C_2$  et  $C_3$ , ce qui correspond à la résolution du système d'équation suivant (dans un repère orthonormé):

$$\left[ \begin{aligned} (x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 - D_1^2 &= 0 \\ (x - x_2)^2 + (y - y_2)^2 - \alpha^2 D_1^2 &= 0 \\ (x - x_3)^2 + (y - y_3)^2 - \beta^2 D_1^2 &= 0 \end{aligned} \right] \quad (III-7)$$

avec d'après (6a) :  $\alpha = \exp(E_2 - E_1)$  et  $(x_1, y_1)$ : coordonnées du lac n = 1

(6b) :  $\beta = \exp(E_3 - E_1)$   $(x_2, y_2)$ : coordonnées du lac n = 2

$(x_3, y_3)$ : coordonnées du lac n = 3

$(x, y)$ : coordonnées de l'épicentre

#### 1.3.4.10.2 Les niveaux 3i peuvent ils avoir été générés par un séismes ?

La relation (III-1) appliquée aux niveaux 3i, ne fourni pas de limite de répartition des séismes (Fig. III-46) aussi nette que pour les séquences Ts. Leurs signatures texturales de ces dépôts ne permettent également pas de les distinguer par un processus identifiable facilement. Les deux seules corrélations envisageables correspondent de plus à des séismes de forte intensité épicertrale, mais très éloignés. Nous pouvons donc difficilement interpréter ces dépôts de façon affirmative.

Une étude plus précise des intensités locales (Anterne) pour tous les séismes locaux et régionaux permettrait peut-être de confirmer l'intensité minimale efficace et de préciser le seuil de sensibilité du système lacustre aux secousses sismiques. Il serait également intéressant de mesurer l'effet amplificateur du site par des mesures *in situ*, dans le fond de bassin et les formations deltaïques.

#### 1.3.4.10.3 Origine et mécanismes de mise en place des séquences Ts.

##### 1.3.4.10.3.1 Processus de déclenchement

La corrélation des évènements sismiques majeurs aux séquences Ts ne renseigne pas sur le mécanisme initial qui les relie. Celui-ci demeure mal connu dans le détail, car seule les parties déposées dans le fond du lac ont pu être observée. Des carottages dans les plaines deltaïques pourraient être riches d'enseignements, si les pâtures ovines n'ont pas trop "bioturbé" les lieux.

Les seuls environnements susceptibles d'avoir fourni les matériaux des séquences Ts sont les plaines et fronts deltaïques constitués de matériaux silto-sableux propices à la thixotropie. Les secousses sismiques induiraient donc une remobilisation de sédiments grossiers par liquéfaction partielle des dépôts deltaïques. La carotte ANT9903 montre un slump qui d'après les corrélations visuelles (Fig.III-28) correspondrait à l'évènement de 1905. On n'observe pas de phénomènes de slump pour les évènements de 1817 et 1855. Deux hypothèses restent envisageables :

soit le développement de slump ne s'est pas généralisé sur toute la surface des pentes deltaïques progradantes,

soit la répartition des slumps se fait sur l'ensemble de la surface des pentes, ce qui reste à prouver par d'autres carottages.

D'autre part, la secousse du dernier évènement sismique de 1905, étant probablement la plus fortement ressentie à Anterne (d'après la relation III-1 ; fig.III-46), le slump observé dans la carotte ANT9903 (Fig.III-28) a pu remobiliser d'autres éventuels slumps associés aux évènements antérieurs, effaçant ainsi leur trace.

#### 1.3.4.10.3.2 Liquéfaction *in situ* en fond de lac

Aucun indice de perturbation *in situ* n'a été observé dans les carottes. Deux explications peuvent être envisagées : les secousses sismiques n'ont pas permis de liquéfaction, et/ou les sédiments n'y sont pas propices. D'après les relations entre les dépôts gravitaires, l'intensité et la distance épacentrale au Lac d'Anterne, les intensités locales n'auraient pas atteint la valeur VI (MKS). Cette intensité, valeur minimale impliquée dans d'autres lacs où des perturbations *in situ* d'origine sismique ont été observées (Sims, 1975), n'est probablement pas suffisante, compte tenu du type de dépôt, pour perturber *in situ* le fond du lac.

D'autre part, la granulométrie fine du faciès laminé n'est, à priori, guère favorable à la liquéfaction dans le fond du bassin, d'autant que cette lamination montre peu de contraste de granulométrie et de densité (Anketell, 1970). Ces contrastes ne sont probablement pas à l'origine du déclenchement des déformations entraînant des structures de type ball & pillow (voir chapitre II), mais favorisent la formation de ces dernières (Alfaro *et al.*, 1997; Anketell, 1970). Dans le cas du Lac d'Anterne, la concomitance ou succession immédiate d'un dépôt de crue et d'une secousse sismique pourraient probablement aboutir à des structures de liquéfactions du type ball & pillow.

#### *1.3.4.10.3.3 Effet de la tranche d'eau*

La signature granulométrique des dépôts de type Ts, notamment par les relations entre classement et asymétrie, ne témoigne pas d'effet de seiche, comme on peut le retrouver dans le Lac du Bourget (Chapron, 1999) ou le Lac Blanc supérieur.

#### *1.3.4.10.3.4 Un écoulement dense et une décantation rapide*

La mise en place d'une séquence Ts semble se faire à la faveur d'un écoulement dense (dense bottom flow, (Mulder & Cochonat, 1996)) sur le fond du lac, formé des matériaux remobilisés au niveau des fronts deltaïques et probablement associé aux phénomènes de slumps. Cet écoulement de matériaux granulaires mal triés s'accompagne d'une remise en suspension partielle du matériel plus fin (silteux), par bouffée turbide. Etant données les dimensions réduites du lac, l'écoulement dense ne se développe pas en courant de turbidité, mais s'arrête rapidement dans le fond du bassin. La décantation des particules silteuses remises en suspension, forme la partie supérieure de la séquence.

#### **1.3.4.11 Conclusion**

Le Lac d'Anterne présente une sédimentation essentiellement terrigénique. Les apports du bassin versant proviennent essentiellement des côtés Est et Sud du lac où ils forment d'importantes accumulations silto-sableuses sous forme de cônes deltaïques sensibles aux fortes secousses.

L'identification des processus de dépôts dans un cadre stratigraphique et chronologique précis, a permis d'identifier des dépôts (Ts) d'origine sismique possédant, dans ce contexte sédimentaire lacustre d'altitude à dominante terrigénique, une signature texturale bien particulière, reconnaissable. Les séismes régionaux impliqués ont été ressentis à Anterne avec une intensité locale de V. Cette signature texturale identifiable permet d'envisager une extrapolation plus en profondeur de la méthode, et de reconnaître ainsi d'autres séismes régionaux antéhistoriques, ayant affecté le Lac d'Anterne. D'autre part, la relation entre l'épaisseur de ces dépôts et la magnitude des séismes impliqués reste à confirmer par l'étude d'autres lacs du même type. Elle offre, en effet, des perspectives paléosismiques, à savoir, la possibilité d'accéder à une localisation épiscopulaire et à une estimation de la magnitude des séismes préhistoriques.

## **1.4 Conclusion du chapitre III**

Les missions CALAMAR ont montré que les lacs d'altitude possédaient une sédimentation non négligeable, qu'il est possible d'étudier par des techniques de prélèvement relativement faciles à mettre en place, même dans des sites peu accessibles.

Bien que situés dans un contexte climatique et géologique semblable, les sept lacs sur lesquels nous avons porté nos investigations ont révélé des différences notables. Hormis les cuvettes lacustres très réduites comme celle des Lacs Chésery, deux principaux types de lac exploitables se distinguent d'un point de vue sédimentologique : un type « biogénique » et un type « terrigénique » (Fig.III-53).

Le type lacustre « biogénique » se caractérise par une sédimentation à taux faible (0.8 à 1.2 mm.an<sup>-1</sup>) dominée par la matière organique, provenant principalement des sols, mais aussi de la production planctonique. Ces sédiments semblent apparemment peu propices à l'enregistrement des secousses sismiques (en référence à celles de la période historique dans ce cadre régional). L'homogénéité texturale du sédiment riche en eau et en matière organique amorphe, ne présente pas de contrastes de densité. D'autre part la quasi absence de dépôts sur les pentes ne permet pas la remobilisation gravitaire de sédiment. L'origine de ce type de sédimentation peut être liée aux caractéristiques des bassins versants. Ceux-ci ne présentent en effet pas de quantité importante de matériaux remobilisables, pas de tributaires hiérarchisés dominants. Les apports ne proviennent essentiellement que des eaux de ruissellement qui drainent les rankers alpins, et des névés à la fonte des neiges.

Le type lacustre « terrigénique » se caractérise par une sédimentation à fort taux (3,35 à 5 mm.an<sup>-1</sup>) dominée par les apports terrigènes. L'origine de ce type de sédimentation peut être liée aux bassins versants. Ceux-ci offrent en effet des matériaux facilement mobilisables, soit à cause de la nature du substratum, mécaniquement et chimiquement très altérable (cas du lac d'Anterne), soit par la présence de stocks morainiques disponibles (cas des Lacs Blancs). Cette sédimentation permet le dépôt de sédiments sur les pentes et la présence de corps deltaïques capable de fournir des sédiments remobilisables. Les édifices sédimentaires lacustres sont dès lors sensibles aux secousses sismiques d'intensité minimum de V (MKS). Celles-ci peuvent entraîner une remobilisation des sédiments grossiers accumulés dans les

parties proximales, et leur dépôt dans les parties distales du bassin lacustre. Mais ces systèmes lacustres sont également sensibles à d'autres agents destabilisateurs tels que les fortes crues ou des avalanches. Le signal sédimentaire présente de ce fait des distorsions temporelles provenant d'apports instantanés évènementiels (crue, avalanche, séisme). Des investigations sédimentologiques très détaillées sont donc nécessaires pour discriminer la modalité de dépôt des différents composants du signal sédimentaire, qui offrent en contre-partie d'intéressant moyens d'ajuster le signal temporel dans la période historique.

Tous les lacs d'altitudes ne semblent donc pas favorables à des études de paléosismicité. Des deux types de lac définis précédemment, le type « terrigénique » semble le plus propice à ce type de recherche. Sur huit lacs étudiés, deux seulement sont de ce type, dont un seul a fourni des indications paléosismiques utilisables quantitativement. Il est donc nécessaire d'identifier les candidats favorables potentiels parmi les nombreux lacs d'altitude, pour pouvoir étendre ce type d'investigations paléosismiques. Le cas du Lac d'Anterne offre donc des perspectives de recherche dans la période préhistorique, par de plus longs carottages, mais aussi dans la vérification de la méthode proposée ici, par l'étude d'autres lacs régionaux du même type.

Il n'en reste pas moins que tous ces petits systèmes lacustres d'altitude se sont révélés de précieux indicateurs paléoclimatiques continentaux, mais sont aussi des indicateurs potentiels en terme de risques d'avalanches, notamment pour l'un d'entre eux.

Les dépôts et perturbations d'origine sismique n'ont pas révélé de spécificité sismique propre. Ils proviennent de sédiments possédant au départ une énergie gravitaire potentielle. Les secousses sismiques entraînant des perturbations rhéologiques de ces sédiments (thixotropie, liquéfaction) leur permettent de s'écouler ou de se déformer par gravité.

C'est donc la place de ces dépôts dans un contexte de sédimentation particulier, guère favorable en temps normal, et les corrélations avec des évènements historiques qui nous ont permis de retrouver leur origine.

Les recherches paléosismiques à partir des petits lacs d'altitude ne peuvent donc pas s'affranchir d'études sédimentologiques minutieuses permettant d'identifier les différentes composantes du signal sédimentaire et leurs origines possibles dans un contexte de sédimentation donné.

**CHAPITRE IV :**

**EMPREINTE D'UNE TECTONIQUE ET D'UNE SISMICITE REGIONALE FORTE DANS  
LA SEDIMENTATION TERTIAIRE ET QUATERNAIRE D'UN GRAND BASSIN  
LACUSTRE INTRA-MONTAGNEUX DU TIEN-SHAN : LE LAC ISSYK-KUL.**

## SOMMAIRE

1.1	PRESENTATION GENERALE DU CADRE DE L'ETUDE.....	153
1.1.1	Cadre et objectifs des missions Issyk-Kul 97 et 98 .....	153
1.1.2	Cadre géographique :.....	154
1.1.3	Cadre géologique et géodynamique du Tien-Shan et du bassin d'Issyk-kul ..	154
1.1.3.1	Origine et caractéristiques de la chaîne du Tien-Shan .....	154
1.1.3.2	Histoire géologique du bassin d'Issyk-Kul : .....	155
1.1.3.3	Déformation et activité sismotectonique récente à actuelle. ....	156
1.1.3.4	Caractéristiques du lac Issyk-Kul .....	156
1.1.4	Méthodes d'acquisition des différentes données lors des campagnes de 1997 et 1998.....	158
1.2	INDICES TECTONIQUES ET PALEOSISMIQUES SEDIMENTAIRES A PARTIR DES DEPOTS LACUSTRES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES EXONDES.....	158
1.2.1	Les affleurements lacustres à l'ouest de Balyckchy (Ryback'ye) : relations stratigraphique et tectoniques des principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul.....	158
1.2.2	Les affleurements du rivage sud ; relations stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts néogènes et quaternaires (Golf de Tohz).....	159
1.2.3	Les affleurements de sédiments lacustres quaternaires dans la ria de la rivière Dzhergalan :.....	160
1.2.3.1	Présentation du site.....	160
1.2.3.2	Description de sept niveaux perturbés observés dans la série sédimentaire des affleurements de Dzhergalan River.....	161
1.2.3.3	Caractéristiques de texture et discussions des mécanismes de déformation par liquéfaction des sédiments impliqués dans les niveaux perturbés observés.....	163
1.2.3.4	Interprétations et discussion de l'origine des perturbations : .....	164
1.2.3.5	Conclusion .....	164



1.3	ETUDE IN SITU DU REMPLISSAGE QUATERNAIRE DU LAC ISSYK-KUL PAR SISMIQUE REFLEXION.....	165
1.3.1	Conditions d'acquisition des données.....	165
1.3.1.1	Dates et objectifs .....	165
1.3.1.2	Techniques d'acquisition.....	165
1.3.1.3	Traitement des données .....	167
1.3.2	Principaux environnements sédimentaires.....	167
1.3.2.1	Des aires de migrations de fan-deltas.....	167
1.3.2.2	Une frange littorale de dépôts glaciolacustres :.....	168
1.3.2.3	Des dépôts de pente chaotiques :.....	168
1.3.2.4	La plaine du bassin profond central:.....	168
1.3.2.5	Les abords de la ride anticlinale :.....	169
1.3.3	Des indices de variations importantes du niveau du lac :.....	171
1.3.4	Des indices de tectonique active.....	171
1.3.4.1	Des indices d'extension.....	171
1.3.4.2	De nombreuses déformations et des déplacements de sédiments.....	171
1.3.4.3	Des dépôts sédimentaires évènementiels : turbidites et coulées de débris.	172
1.3.4.4	Des géométries particulières de corps sédimentaires associées à des structures synsédimentaires de raccourcissement.....	172
1.3.5	Conclusion :.....	173
1.4	ETUDE DE LA SEDIMENTATION HOLOCENE DU LAC, MISE EN EVIDENCE D'UN DEPOT DE TYPE « HOMOGENITE », PAR CAROTTAGE COURT ET ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE A HAUTE RESOLUTION.....	174
1.4.1	Matériels et méthodes :.....	174
1.4.2	Analyse lithologique et stratigraphique :.....	175
1.4.2.1	Les différents faciès observés et leur localisation .....	175
1.4.2.2	Signature magnétique des différents faciès et corrélation stratigraphique sur l'ensemble du bassin.....	179
1.4.3	Analyse sédimentologique à haute résolution du remplissage du bassin central profond :.....	181

1.4.3.1	Nature du sédiment : .....	181
1.4.3.2	Analyse texturale à haute résolution.....	182
1.4.3.3	Propriétés magnétiques, analyse d'une aimantation rémanente de dépôt ..	184
1.4.3.4	Etude comparée des propriétés mécaniques des faciès laminés et homogènes. ....	186
1.4.3.5	Cadre chronologique de la sédimentation .....	186
1.4.4	Discussion et interprétation sur l'origine et les mécanismes de dépôt du niveau homogène dans le bassin central profond.....	187
1.4.4.1	Des turbidites distales, d'origine fluviatile : .....	188
1.4.4.2	Un dépôt de type homogénite .....	189
1.4.4.3	Un compromis entre « contained turbidite » et « homogénite » ?.....	191
1.4.4.4	Un tel phénomène de réflexion est-il envisageable dans le cas d'un effondrement gravitaire à l'origine d'une homogénite au sens de Sturm <i>et al.</i> (1995) ?.....	192
1.4.4.5	Durée envisageable d'un tel phénomène .....	193
1.4.4.6	Origine sismique probable du dépôt homogène du Lac Issyk-Kul .....	193
1.5	MODELISATION NUMERIQUE D'UN ECOULEMENT AVALANCHEUX SUB-AQUATIQUE DANS LE LAC ISSYK-KUL. ....	195
1.5.1	Modèles d'avalanche de neige.....	195
1.5.2	Application au cas du Lac Issyk-Kul.....	196
1.5.3	Résultats de la modélisation. ....	197
1.5.4	Discussion : .....	197
1.6	CONCLUSION.....	198

## **1.1 Présentation générale du cadre de l'étude**

### **1.1.1 Cadre et objectifs des missions Issyk-Kul 97 et 98**

Les deux missions sur le Lac Issyk-Kul en 1997 et 1998 ont été réalisées dans le cadre de projets européens INTAS étudiant la tectonique active des bassins continentaux (INTAS Project 134). Ces missions ont été menées en partenariat par plusieurs laboratoires de recherche :

- le Département de Géologie et Minéralogie du Royal Museum of Central Africa de Tervuren (Belgique)
- Le Renard Center of Marine Geology de Gent (Belgique)
- L'Institut de Géologie Géophysique et Minéralogie de la Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences de Novosibirsk (Fédération de Russie)
- Le Kyrgyz Institute of Seismology de Bishkek (Kyrghyzstan)
- Le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Savoie (France).

Le bassin d'Issyk-Kul, par son contexte géodynamique et géographique, constitue un objet particulièrement intéressant dans le cadre d'études tectoniques et paléoclimatiques en milieu continental.

La récolte de données de sismique réflexion avait eu pour objectifs :

- de mieux connaître l'architecture tectonique du bassin d'Issyk-Kul et de localiser l'activité tectonique récente et actuelle en étudiant notamment les déformations dans les sédiments (néotectonique du bassin) ;
- d'étudier l'évolution spatio-temporelle de la sédimentation dans le bassin, dans des perspectives d'études paléoclimatiques et de paléosismicité.

La deuxième mission de 1998 a été effectuée dans le but de récolter des données concernant le flux de chaleur et ses variations dans le bassin mais également de réaliser des carottes de sédiments dans l'ensemble du bassin lacustre actuel, afin d'estimer les éventuels impacts des variations paléoclimatiques et de la sismicité sur la sédimentation lacustre.

Ces acquisitions de données depuis la surface du lac ont été complétées par des observations à terre permettant une connaissance plus exhaustive, dans l'espace et le temps, des implications de la paléosismicité et de la tectonique dans la sédimentation lacustre d'Issyk-Kul.

Ces deux missions m'ont ainsi permis d'élargir mes recherches, par des approches méthodologiques complémentaires à l'ensemble d'un objet lacustre majeur, le Lac Issyk-Kul.

Par ses dimensions et son contexte tectonique plus importants que ceux des objets étudiés dans les Alpes (Chapitres précédents), le lac Issyk-Kul s'avère un objet d'étude tout à fait complémentaire dans le cadre la problématique étudiée dans ce travail.

### **1.1.2 Cadre géographique :**

Le Kyrghyzstan, ancienne province de l'ex-URSS, est situé en Asie Centrale, entre la Chine, le Kazakhstan, le Tadjikistan et l'Ouzbékistan. Sa surface de 198500 km<sup>2</sup> est à 94% constituée de montagnes. L'altitude moyenne du pays est de 2750 mètres ; 40% de sa surface dépasse les 3000m d'altitude, dont les trois quarts sont en permanence recouverts de neige et de glaciers. L'alternance de hautes montagnes et de larges vallées, est l'une des principales caractéristiques morphologique du pays. Au Sud-Est, l'imposante chaîne du Tien-Shan forme une frontière naturelle avec la Chine, et culmine au Pic Pobedy à 7439 mètres d'altitude (Fig.IV-1 & Fig.IV-2).

Le lac Issyk-Kul, à 1607 m d'altitude, occupe la partie centrale du bassin d'Issyk-Kul, situé à l'Est du pays, dans le Tien-Shan (Fig.IV-1). Le bassin de forme ovale est long de 252 km d'Est en Ouest, et de 146 km du Nord au Sud. Il est bordé, au Nord, par les hautes crêtes des Kungey Alatoo qui culminent à 4770 mètres et au Sud par celles des Terskey Alatoo qui culminent à 5200 mètres d'altitude. Un large piedmont d'une dizaine de kilomètres caractérise la partie sud du bassin.

Le lac, long de 178 km d'Est en Ouest et large de 60 km du Nord au Sud, forme un trapèze dont la base est orientée vers le Nord. Sa surface est de 6236 km<sup>2</sup> et sa profondeur maximum de 668 mètres.

### **1.1.3 Cadre géologique et géodynamique du Tien-Shan et du bassin d'Issyk-kul**

#### ***1.1.3.1 Origine et caractéristiques de la chaîne du Tien-Shan***

La chaîne du Tien-Shan est en partie héritée du Paléozoïque, période durant laquelle se sont mis en place la plupart des unités lithologiques (métamorphiques et plutoniques principalement) et des grands accidents structuraux suite à des collisions d'arcs (Ghes & Bakirov, 1993 ; Burtman, 1980, 1997). C'est avec la reprise d'une tectonique active dans la région à la fin de l'Oligocène que le bassin sédimentaire d'Issyk-Kul se développe (Cobbold *et*

al., 1994). Cette tectonique intra continentale est une conséquence de la collision entre les plaques indienne et eurasiennne (Molnar & Tapponnier, 1975 ; Tapponier & Molnar, 1979 ; Cobbold & Davy, 1988 ; Avouac & Tapponier, 1993 ; Matte *et al.*, 1997 ; Mattauer *et al.*, 1999). Les contraintes compressives sub-méridionales entraînent des déformations crustales qui s'expriment dans les Tien-Shans par des chaînes de montagnes orientées globalement Est-Ouest, et des bassins sédimentaires de même direction (Fig.IV-3) (Ni, 1978 ; Zhang & Wu, 1985 ; Goryachev, 1959 ; Knauf, 1973, Mattauer *et al.*, 1999). Les chaînes de montagnes chevauchantes sur les bassins sont séparées de ces derniers par des failles majeures (Burtman, 1980 ; Trifonov, 1986 ; Windley *et al.*, 1990 ; Tibaldi *et al.*, 1997). D'autres zones de déformations actives se développent transversalement à la direction E-W principale du Tien-Shan. C'est le cas d'accidents décrochant majeurs comme la faille de Talas-Fergana orientée NW-SE, qui traverse l'ensemble du Kyrghyzstan (Avouac *et al.*, 1993) (Fig.IV-2 & Fig.IV-3).

### 1.1.3.2 Histoire géologique du bassin d'Issyk-Kul :

L'évolution tectonique du bassin d'Issyk-Kul peut être résumée en trois principales périodes. A la fin de l'Oligocène, les failles bordières orientées ENE, activées par un régime décrochant dextre, initient le développement du bassin probablement en "pull-apart" (Klerkx *et al.*, 1999). Durant cette période, le bassin, plus large que le lac actuel, accumule plus de 3000 m de sédiment et ses bordures subissent une surrection de 1700 à 2200 m le long de failles parallèles aux failles bordières (Bondarev & Sevastyanov, 1991 ; Fortuna, 1993 ; Trofimov & Trulinin, 1993 ; De Batist *et al.*, 1997 ; Imbo, 1998 ; Imbo *et al.*, 1998 ) (Fig.IV-4).

Au Pléistocène, le bassin est contrôlé par deux failles bordières qui se relaient dans sa partie centrale. Ces failles, de jeu normal au Néogène, s'inversent au Pléistocène. Exprimant le régime compressif régional, les chevauchements atteignent leur paroxysme au Pléistocène supérieur. Le taux de sédimentation atteint 0.3 à 0.4 mm.an<sup>-1</sup>, tandis que les bordures se soulèvent de 2 mm.an<sup>-1</sup>. Par rapport au stade néogène, les évènements du Pléistocène se caractérisent par une subsidence modérée et un fort soulèvement des bordures du bassin (Trofimov & Trulinin, 1993 ; De Batist *et al.*, 1997 ; Imbo, 1998 ).

Au milieu de l'Holocène, la partie centrale subit un effondrement rapide d'environ 200m, le long de failles formant géométriquement un trapèze dans la partie centrale du bassin (Fig.IV-

5). Cet effondrement aurait entraîné une chute du niveau du lac d'une centaine de mètres environ (Trofimov & Trulinin, 1993).

### **1.1.3.3 Déformation et activité sismotectonique récente à actuelle.**

Le Kyrghyzstan est une région d'activité sismique élevée. Depuis 1865, six séismes de magnitude supérieure à 6, dont deux de magnitude supérieure à 8 ont affecté la région. La région Est de Fergana, les chaînes du Tien-Shan Kyrghyze et des Kungey Alatoo sont les principales zones de sismicité élevée (Djanuzakov *et al.*, 1977, in Burtman, 1997).

Actuellement, dans la région d'Issyk-Kul, les observations par G.P.S. mettent en évidence un raccourcissement Nord-Sud de l'ordre de  $15\text{mm.an}^{-1}$  (Abdrakmatov *et al.*, 1996) (Fig.IV-6).

Dans toute la région du Tien-Shan des failles sont reconnues sismiquement actives. Plusieurs d'entre elles sont connues pour avoir eu des déplacements co-sismiques au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Certaines failles à une centaine de kilomètres au Nord du Lac Issyk-Kul eurent des mouvements historiques spectaculaires. Le long de la faille de Baisorun-Cilik, le séisme du 12 juillet 1889 A.D., de magnitude  $M = 8$ , provoqua des ruptures sur plus de 200 km, laissant apparaître des escarpements de 4 à 5 m. de haut (Tibaldi & Graziotto, 1997). Le séisme de Kemin en 1911, de magnitude  $M = 8,7$ , eut des effets similaires dont les cicatrices morphologiques (escarpements de faille, glissements de terrain) sont toujours visibles dans les Kungei Alatoo, au Nord du lac (Tapponnier & Molnar, 1979 ; Tibaldi & Graziotto, 1997 ; Tibaldi *et al.*, 1997) (Fig.IV-7).

### **1.1.3.4 Caractéristiques du lac Issyk-Kul**

Le lac Issyk-Kul s'étend sur 178 km d'Est en Ouest et sur 60 km du Nord au Sud dans sa partie centrale (Fig.IV-8). Sa profondeur maximale atteint 668 m en son centre. Il est alimenté par plus de 50 petits émissaires disposés tout autour du lac, mais les deux principaux affluents sont situés à l'Est : les rivières Tyup et Dzhergalan (Bondarev & Sevastyanov, 1991 ; Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993). Jusqu'au milieu de l'Holocène (8000 BP), il était alimenté à l'Ouest par la rivière Chu. Celle-ci s'est déconnectée du lac vers l'Ouest, laissant un canal, unique exutoire du lac (Fig.IV-9). Depuis la déconnexion de cet exutoire en 1825 le Lac Issyk-Kul est devenu endoréique. Il est principalement alimenté par les glaciers de la chaîne des Terskey Alatoo se développant sur la majeure partie du bassin

versant à l'est du lac (Bondarev & Sevastyanov, 1991 ; Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993).

L'ensemble des affluents apporte environ 3720000 m<sup>3</sup> d'eau par an. Cependant, le niveau du lac diminue de 4 à 5 cm par an, probablement pour des raisons climatiques et anthropiques (Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993).

Les circulations d'eau dans le lac, sont caractérisées par des courants tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. La vitesse des courants de surface peut atteindre 40 cm par seconde et plus. Vers le fond, cette vitesse décroît subitement à 5 cm par seconde, et au delà de 100 mètres de profondeur on n'observe plus de courant (Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993) (Fig.-IV-9).

Issyk-kul (Ysyk-Köl) en Kyrghyze signifie "lac chaud". En hiver, la température des eaux de surface est de 4,2-5,0<sup>0</sup>C ; le lac, malgré son altitude et le climat, ne gèle donc jamais. En été, cette température atteint 18-20<sup>0</sup>C (voir plus vers les rivages peu profonds) avec une thermocline proche de 100 mètre de profondeur. Vers 500-600 mètres de profondeur, la température de l'hypolimnion reste constante entre 3,6 et 4,2<sup>0</sup>C (Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993).

La minéralisation globale de l'eau du lac est de 5,908 g.l<sup>-1</sup>. Les teneurs en Ca (0,109 g.l<sup>-1</sup>) et en Mg (0,253 g.l<sup>-1</sup>) sont particulièrement élevées et entraînent des précipitations de carbonates (des beach-rocks sont souvent observables). La teneur en SO<sub>4</sub> est de 1,96 g.l<sup>-1</sup> celle en Cl de 1,42 g.l<sup>-1</sup>. Les teneurs en Fe et en Br sont également élevées. La minéralisation du lac a augmenté durant les dernières décennies (Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993) lui conférant un pH basique de 8 à 8,6.

La morphologie du fond du lac est caractérisée par un bassin central profond (668 m), qui occupe 25% de la surface du lac (Fig.IV-8). Le fond de ce bassin central plat est délimité au Nord et au sud par des pentes abruptes, hautes de 500 mètres, probablement créées par les accidents NW, NE et sub-latitudinaux qui l'entourent. Ces pentes, affectées par des glissements gravitaires, sont recoupées par de nombreux canyons. Le reste du lac présente une profondeur d'eau de 0 à 300 mètres, principalement sur des marges en pentes douces à l'Est et à l'Ouest du bassin central.

#### **1.1.4 Méthodes d'acquisition des différentes données lors des campagnes de 1997 et 1998.**

Deux séjours sur le site ont permis d'acquérir des données :

- de sismique réflexion haute résolution « sparker » en 1997 (du 13 au 25 juillet) ;
- des carottages courts type BENTHOS en 1998 ( du 30 Août au 13 septembre).
- des campagnes ont été complétées par des repérages et l'étude d'affleurements à terre observés et prospectés en compagnie de A. Duchkov, Y. Imbo et S.Giralt, d'après des indications de K. Abdrakmatov, de M. Buslov et J. Klerkx.

L'acquisition des données de sismique réflexion et les carottages ont été réalisés à bord du Moltur, navire de l'Institut Limnologique de Sholpon-Ata.

## **1.2 Indices tectoniques et paléosismiques sédimentaires à partir des dépôts lacustres tertiaires et quaternaires exondés**

Lors des campagnes de 1997 (sismique réflexion) et 1998 (carottage et flux de chaleur), quelques excursions à terre ont pu être menées, dans le but de comparer différents épisodes de remplissage du lac observés par sismique réflexion notamment et de repérer d'éventuels indices de tectonique et de paléosismicité synsédimentaires dans ces remplissages lacustres tertiaires et quaternaires. Plusieurs sites ont donc été prospectés tout autour du lac. Seuls les trois principaux sites seront développés ici.

Un premier site à l'ouest du lac permet de préciser les relations stratigraphiques entre le socle, les remplissages néogènes et quaternaires. Un second site en rive sud du lac précise les relations entre la sédimentation néogène, quaternaire et la tectonique locale. Un troisième site enfin, situé en rive est du lac présente des indices de paléosismicité quaternaire.

### **1.2.1 Les affleurements lacustres à l'ouest de Balyckchy (Ryback'ye) : relations stratigraphique et tectoniques des principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul.**

Dans cette région du bassin d'Issyk-Kul, les dépôts lacustres reposent horizontalement en discordance sur les dépôts lacustres néogènes (Fig.IV-10). Ils consistent essentiellement à des



limons argilo-sableux, stratifiés. Suite aux profondes entailles dues à l'érosion, ces affleurements sont sujets au colluvionnement. Vers les bordures à proximité du socle, plusieurs niveaux perturbés, liquéfiés ont été repérés. Ils sont cependant associés à des coulées de débris, grossières, colluviales ou alluviales, rendant difficile leur interprétation en terme de paléosismicité.

Les dépôts néogènes sous-jacents sont eux directement chevauchés par le socle en direction du sud (Abdrakmatov, com. Pers.) (Fig.IV-10).

Ces observations confirment que, suite à l'ouverture oligo-miocène du bassin lacustre, ce dernier a commencé à être chevauché par le socle au nord, avant le Quaternaire.

L'affleurement suivant confirme et précise ces observations.

### **1.2.2 Les affleurements du rivage sud ; relations stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts néogènes et quaternaires (Golf de Tohz).**

Plusieurs sites ont été prospectés en rive sud du lac, à l'est et à l'ouest de la ville de Kadzhi-Say (Fig.IV-8).

Dans les dépôts néogènes lacustres, plusieurs niveaux perturbés par liquéfaction synsédimentaire (d'origine sismique potentielle), ont été repérés. Le manque de temps et leur médiocre accessibilité ne nous ont pas permis de les étudier de façon approfondie.

La Baie de Thoz, à l'ouest de la ville de Kadzhi-Say (Fig.IV-11) présente d'abondants affleurements de sédiments lacustres néogènes, relativement accessibles. Cette baie a également été observée parce qu'elle se situait dans le prolongement, à terre, de structures observées dans le fond du lac par sismique réflexion (voir paragraphe suivant) au niveau de la ride dans le bassin profond (Fig.IV-8)

Les dépôts néogènes (Fig.IV-11 & Fig.IV-12) présentent des plissements d'amplitude kilométrique. Ces dépôts consistent en des alternances de silts argilo-calcaires, de bancs calcaires plus indurés et de coulées de débris, micro-conglomératiques, d'épaisseur décimétrique ; ils peuvent être attribués à un environnement de type pro-deltaïque lacustre. La disposition en éventail des strates, visible sur le flanc nord de l'anticlinal à l'extrémité de la Baie de Tohz (Fig.IV-12), suggère un plissement contemporain de la sédimentation. Une géométrie similaire est observable par sismique réflexion dans les sédiments quaternaires de la ride, à 600 m de profondeur dans le lac actuel (voir paragraphe suivant).

La base de la série néogène observée ici, présente plusieurs failles normales synsédimentaires de même direction que le pendage de la stratification. Elles peuvent être attribuées à un

régime distensif local, mais aussi à des affaissements gravitaires, suite au plissement. La partie supérieure de l'affleurement montre sans équivoque qu'il est affecté par cette déformation plicative anté-quaternaire : outre la disposition en éventail des couches le long de ces plis pluri-kilométriques, un pli de rampe synsédimentaire a également été observé dans le haut de l'affleurement (Fig.IV-11) témoignant du caractère contemporain du raccourcissement et de la sédimentation lacustre néogène.

Les dépôts quaternaires reposent en discordance sur les dépôts néogènes ici aussi. Ils se présentent sous forme d'alluvions fluvio-lacustres, en terrasses emboîtées vers le bas, ce qui atteste d'une surrection relative des bordures néogènes par rapport au niveau du lac au cours du Quaternaire. En certains endroits, ces mêmes dépôts quaternaires se trouvent en contact anormal, par faille, avec les dépôts néogènes, ce qui témoigne également de la poursuite de la tectonique active dans cette zone. Aucun niveau de liquéfaction n'a cependant été observé dans ces dépôts.

### **1.2.3 Les affleurements de sédiments lacustres quaternaires dans la ria de la rivière Dzhergalan :**

#### **1.2.3.1 Présentation du site**

La rivière Dzhergalan est le principal affluent du lac. Elle draine la partie est du bassin versant d'Issyk-Kul, provenant essentiellement des Terskey Alatau, et incise les dépôts quaternaires du rivage est du lac. Ces terrasses lacustres recouvrent en discordance les dépôts néogènes. Dans cette région, l'ensemble de la série quaternaire peut être observée de façon quasi-complète (Abdrakmatov, com., pers.). Les formations fluvio-lacustres de Q<sub>I</sub> (700-450 ka) à Q<sub>IV</sub> (12 ka-Holocène) présentent une progradation vers l'Ouest. L'affleurement étudié plus en détail ici est situé au Nord de la ville de Karakol, dans la ria de la rivière Dzhergalan. Il comprend une longue surface affleurante de sédiments datés du Pliocène moyen (Q<sub>II</sub>), à partir de fossiles d'Ostracodes et d'Hipparion (Abdrakmatov, com., pers.).

Le log stratigraphique synthétique (Fig.IV-13) relevé le long de ces affleurements présente des successions de bancs, massif ou laminés, de sédiments sableux à silto-argileux. Le haut de la série évolue vers une dominante sableuse avec une augmentation de la fréquence des chenaux graveleux. Ces sédiments, riches en quartz pédogénétiques et feldspaths altérés, ne présentent pas de trace de paléosol, mais contiennent des fossiles caractéristiques de faune d'eau douce (gastéropodes lacustres du genre *Planorbis* abondants). Ces sédiments se sont

donc probablement déposés dans un environnement de plaine deltaïque lacustre, de relativement faible profondeur, alternant les faciès de dépôts fins et grossiers. Dans cette série lacustre, sept niveaux perturbés ont été identifiés.

### **1.2.3.2 Description de sept niveaux perturbés observés dans la série sédimentaire des affleurements de Dzhergalan River**

#### 1.2.3.2.1 DZH1 & DZH2 : (Fig.IV-13 & Fig.IV-14)

Les deux premiers niveaux, à la base de la série, sont les deux principaux perturbés, sur les sept observés. Ils ont pu être suivis sur plus d'un kilomètre de distance.

La couche DZH 1 est principalement constituée de sable intercalé d'ensembles laminés argilo-silteux. Ces derniers forment des syn-formes effondrées en coussins, parfois repliées en boules métriques, séparées par de larges cuspidés et filons d'injections sableuse. Ces injections proviennent de l'épaisse couche sableuse sous-jacente dans laquelle s'enfoncent les paquets silto-argileux laminés. Une surface de discontinuité, matérialisée par une fine couche argileuse, sépare les niveaux DZH 1 et DZH 2. Cette couche marque la fin de l'épisode de déformation correspondant à DZH 1. Elle est elle-même déformée avec le niveau perturbé sus-jacent DZH 2 et injectée par la base sableuse de DZH 2.

DZH 2 présente globalement les mêmes géométries et structures que DZH 1 : des figures de charge de taille métrique, des diapirs et boules de silts laminés et de sables, enveloppés dans une épaisse couche sableuse. La couche argileuse sus-jacente, horizontale et discordante scelle ce second épisode de déformation. Les structures de déformation anisopaques affectant les sables et silts laminés et l'apparente fluidisation de l'épaisse couche sableuse, montrent pour un même événement de déformation, les différents comportements rhéologiques des sédiments en fonction des matériaux et leur agencement plus ou moins laminé.

#### 1.2.3.2.2 DZH 3 & DZH 4 (Fig.IV-13):

Ces deux horizons perturbés sont semblables, mais bien distincts dans la série sédimentaire. Ils se présentent sous la forme d'une couche sableuse intrusive à la base d'une épaisse couche argileuse sus-jacente. Leurs morphologies caractéristiques sont des cuspidés et des filons de sable dans l'argile sus-jacente, d'échelle centimétrique à décimétrique, qui tendent à remonter

vers le haut de la couche argileuse. Cette géométrie suggère une fluidisation de sables sous pression, tendant à s'injecter vers le haut dans des argiles encore souples (voir chapitre I).

#### 1.2.3.2.3 DZH 5 (Fig.IV-13):

Ce niveau de 50 à 60 cm d'épaisseur est constitué de lobes sableux pluri- décimétriques « affaissés » dans une couche de sables silteux . Ces deux ensembles sont séparés par une couche intermédiaire argileuse, moins épaisse, étirée et pliée le long des lobes, soulignant l'interpénétration des deux couches sableuses. Une couche horizontale recouvre en discordance ce niveau perturbé.

#### 1.2.3.2.4 DZH 6 (Fig.IV-13):

Ce niveau d'un mètre d'épaisseur est affecté de figures d'échappement de fluides. De fines couches de sable et de silt argileux inter- stratifiés sont localement recoupées, latéralement, environ tous les deux mètres, par des filons, « piliers » verticaux de sable. Ceux-ci, enracinés dans la couche de sable grossier sous-jacent, déforment leurs épontes, par rebroussement vers le haut des silts et des sables inter stratifiés. Ces bordures sont parfois légèrement plissées. Au toit de ce niveau perturbé, les couches sus-jacentes horizontales reposent sur une légère surface d'érosion qui n'affecte que les rebroussements de bordures au sommet des filons sableux.

#### 1.2.3.2.5 DZH 7 (Fig.IV-13):

Ce niveau se présente sous forme de structures en lobes et coussins de silts argileux « affaissés » à leur base dans une couche de sable grossier. Quinze centimètres au dessus de cette surface de contact tortueuse, une lamine de sable fin de quelques centimètres, inter stratifiée dans la couche de silt argileux, suit les ondulations de la base de la couche qui la contient. Ce niveau présente de plus des petites structures d'injection en cuspidés plus ou moins épaisses vers le haut et le bas, et de petits lobes vers le bas dans les silts argileux. Ce niveau perturbé a pu être suivi sur plus de 150 m latéralement.

### **1.2.3.3 Caractéristiques de texture et discussions des mécanismes de déformation par liquéfaction des sédiments impliqués dans les niveaux perturbés observés.**

Les analyses granulométriques des échantillons prélevés dans les différents composants des niveaux perturbés, ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser Malvern™.

Ces sédiments correspondent tous plus ou moins à des sables et des silts sableux. Les courbes cumulatives (Fig.IV-15) montrent que ces sables liquéfiés sont, soit des sables plus ou moins triés, soit des sables silteux. Selon Obermeier (1989) et Tsuchida & Hayashi (1971) (Fig.IV-16), ces matériaux sont particulièrement sensibles à la liquéfaction. Seuls quatre échantillons n'appartiennent pas au domaine de liquéfaction potentielle, ils correspondent à des couches argileuses qui n'ont pas été liquéfiées, mais qui ont pour les plus fines, été déformées de façon ductile, isopaque, entre des couches de sables plus ou moins homogènes, liquéfiées, déformées de façon anisopaque.

Ces fins niveaux argileux tendent alors à souligner les figures de liquéfaction des couches sus- et sous-jacentes.

De telles structures de déformation impliquent de fortes liquéfactions des couches de sables, associées à une déformation de type ductile des niveaux argileux.

Quatre niveaux perturbés DZH1, DZH2, DZH3 et DZH6 sont recouverts par une discontinuité, ce qui implique une déformation à l'interface eau - sédiment. Pour les autres niveaux perturbés DZH3, DZH4 et DZH7, les sables liquéfiés n'ont pas atteint la surface. Dans ce cas, deux possibilités peuvent être invoquées : soit le phénomène à l'origine de la liquéfaction n'était pas assez fort, soit les paramètres sédimentaires ne permettaient pas une liquéfaction plus poussée.

Etant donné que les caractéristiques de texture du sédiment permettent une liquéfaction (Fig.IV-16), la disposition et l'épaisseur des différentes couches pourraient également avoir un effet sur la liquéfaction. DZH3, DZH4 et DZH7 se terminent par une épaisse couche silto argileuse qui a pu limiter le développement des figures de liquéfaction, tandis que les autres niveaux auraient été plus propices à une plus importante liquéfaction.

Deux causes peuvent être invoquées :

- le gradient de densité (Anketell, 1970, Alfaro et al., 1997) : seul un gradient de densité inverse permet la formation de structures d'effondrement et d'écoulement vers le bas ;
- la viscosité des composants liée à la sensibilité de liquéfaction.

En raison de ces paramètres et de la configuration stratigraphique des différentes couches, trois cas principaux peuvent résumer les niveaux perturbés de l'affleurement de la rivière Dzhergalan. (Fig.IV-117).

#### **1.2.3.4 Interprétations et discussion de l'origine des perturbations :**

Une surpression interstitielle est nécessaire pour induire une liquéfaction dans ce type de matériau sédimentaire (Obermeier *et al.*, 1985, Guiraud & plaziat, 1993).

Son origine peut être liée aux processus de sédimentation, dépendant des conditions de sédimentation ou de facteurs externes (tempêtes, séismes).

Des phénomènes de surcharge rapide étaient souvent impliqués pour expliquer ce type de déformation et de liquéfaction. Dans ce cas, cependant, les dépôts responsables de la surcharge correspondante devraient être visibles, soit dans le dernier niveau déformé, soit juste au dessus (voir cas du Nant Forezan, affleurement NF3). De plus, ces déformations ne peuvent être corrélées à un type de dépôt spécifique. Leur formation a eu lieu dans différents niveaux lithologiques, dans les successions de dépôts des sables, silts et argiles inter-stratifiés. Les tempêtes peuvent également générer des liquéfactions, dans ce cas les structures formées ne sont cependant que rarement préservées à cause du fort pouvoir d'érosion des vagues induites en milieu peu profond. De plus, lorsqu'elles ont pu être préservées, elles sont généralement associées à d'autres structures caractéristiques comme les "HCS" (Molina *et al.*, 1998).

L'abondance de quartz pédogénétiques et de faune dulçaquicole, ne permet pas de supposer la possible existence d'un permafrost, qui peut également générer des perturbations de sol (Brodzikowski & Van Loon, 1991).

En accord avec le cadre géodynamique régional et le type d'environnement sédimentaire observé, nous proposons une interprétation sismique de ces niveaux perturbés.

#### **1.2.3.5 Conclusion**

Ces observations à terre montrent que la déformation régionale était déjà active dans le bassin au Néogène. L'observation de déformations synsédimentaires, notamment sur les affleurements de Dzhergalan, semblent attester d'une activité sismique importante au Quaternaire. Les milieux affectés ici sont relativement proches des milieux fluviaux étudiés

par Obermeier notamment (1996, 1998). L'épaisseur de certains niveaux déformés attesterait d'évènements très proches ou de forte intensité. Mais on touche là aussi (comme dans les études alpines présentées au chapitre II de ce travail) aux limites de ces investigations à partir de terrasses. Des corrélations sur de grandes distances et dans un cadre chronologique plus contraint sont nécessaires pour pouvoir parvenir à des estimations temporelles de périodes de récurrence sismique valables (Sims, 1975 ; Vittori *et al.*, 1991). Comme l'ont montré les travaux sur les lacs d'altitudes du Massif des Aiguilles Rouges (voir chapitre III) et les travaux réalisés dans d'autres lacs alpins de taille pluri-kilométrique (Siegentahler, 1987 ; Chapron, 1999), la sédimentation holocène récente permet d'obtenir un cadre chronologique relativement contraint qui peut contenir les traces d'évènements sismiques. C'est dans cette optique que nous avons recherché d'éventuelles traces paléosismiques dans la sédimentation holocène du lac Issyk-Kul, dont la taille et le contexte sismique dépassent les dimensions alpines nord-occidentales.

### **1.3 Etude in situ du remplissage quaternaire du Lac Issyk-Kul par sismique réflexion.**

#### **1.3.1 Conditions d'acquisition des données**

##### **1.3.1.1 Dates et objectifs**

Une mission de sismique réflexion à haute résolution a été réalisée sur le Lac Issyk-Kul du 13 au 25 juillet 1997. Ses objectifs consistaient à préciser les connaissances de l'architecture et de l'évolution tectonique et sédimentaire récente du bassin lacustre actuel, mais aussi de repérer les interactions entre la tectonique active régionale et la sédimentation récente du lac.

##### **1.3.1.2 Techniques d'acquisition**

A bord du navire de l'Institut Limnologique de Sholpon-Ata, le système de sismique réflexion du Renard Center of Marine Geology de Gent (Belgique), monotrace, de haute résolution, compact et facilement déployable a été utilisé. En voici les principales caractéristiques :

- la source sismique est un "sparker" multi-électrodes CENTIPEDE. L'eau du Lac Issyk-Kul étant suffisamment minéralisée, la source a pu être directement utilisée dans l'eau. Remorquée proche de la surface, le champ de fréquence utilisé était de 150-1500 Hz.

Cette source sismique fonctionnait avec une énergie de 500 J, produite par un transformateur EG&G 232 et des condensateurs EG&G 231. Le transformateur était alimenté par un générateur de 25 KW.

- les récepteurs : une seule flûte a été utilisée pour la détection des réflexions du signal sismique. Tractée à la surface de l'eau pour assurer une réponse haute résolution, cette flûte possède une longueur active de 3,2 m, contenant 8 hydrophones placés en série, espacés de 0,4 m.
- filtrage et enregistrement : un filtre KROHN-HITE variable, a été utilisé pour filtrer le signal amplifié arrivant. Durant la mission un filtre passe-bas à 400 Hz et passe-haut à 3000 Hz ont été utilisés. Ceci a permis d'éliminer le bruit de basses fréquences développé par le système d'acquisition, ainsi que les bruits de hautes fréquences.

Le signal filtre était digitalisé et enregistré avec le système d'acquisition de données ELICS Delph2, capable d'enregistrer deux canaux simultanément, à un taux d'échantillonnage maximum de 48 kHz. Ici, un seul canal était enregistré avec une fréquence d'échantillonnage de 4000 Hz. Le système Delph2 est capable de déclencher lui même, ou d'être stimulé par un autre déclencheur. Durant cette mission le système Delph2 déclenchait les condensateurs EG&G 231.

Les données étaient aussi enregistrées sous forme analogique par système DAT Sony ES57. Cette procédure permet (en cas de panne d'ordinateur par exemple) de redigitaliser par la suite toutes les données par le système Delph2 sans affecter leur qualité ;

- positionnement et navigation:

le positionnement des profils sismiques a pu être réalisé avec un système GPS KODEN KGP-930. Le système Delph2 permettait de récupérer les données GPS des systèmes de navigation, à chaque tir. Il affichait ces données à l'écran et les sauvegardait en en-tête des profils sismiques, à partir desquels il devient alors facilement possible de retracer les profils de navigation ;

- Système d'acquisition:

tous les profils ont été enregistrés sous la même configuration d'acquisition:

Source: sparker CENTIPEDE

Energie : 500 J

profondeur : 0,1 m

distance de la poupe : 25 m

intervalle de tir : 1,5 sec



Récepteur: flûte simple canal profondeur: 0,1 m

distance de la poupe : 30 m

distance source - récepteur : 5 m

Filtre passe-bande pre-Delph2:

400-3000 Hz

### **1.3.1.3 Traitement des données**

Les données, d'assez bonne qualité, ont une résolution verticale d'environ 0,5 m et une pénétration allant jusqu'à 350 ms dans la partie la plus profonde du lac.

Elles ont pu être traitées avec le logiciel PROMAX™ au R.C.M.G. de Gand. Un traitement assez simple (Butterworth, BP 300-48-1000-36, Deco spiking) m'a permis d'obtenir un résultat satisfaisant pour l'interprétation des profils.

Soixante deux profils totalisant une longueur de 990 km ont été réalisés durant cette campagne (Fig.IV-18)

Leur interprétation a permis de distinguer différents environnements sédimentaires, de confirmer d'importantes variations du niveau du lac et d'observer des interactions entre la tectonique et la sédimentation dans la partie profonde, notamment aux abords de la ride au sud-est du bassin.

### **1.3.2 Principaux environnements sédimentaires.**

Bien que près de 1000 km de profils sismiques aient pu être réalisés, le réseau de profil, au regard des dimensions du lac, reste relativement lâche, ne permettant pas de cartographie et de corrélations précises sur l'ensemble du bassin. Ils ont cependant été suffisants pour déceler les principaux environnements de sédimentation du lac actuel (Fig.IV-19).

#### **1.3.2.1 Des aires de migrations de fan-deltas**

Sur les marges ouest et est du lac, entre 100 et 300 m de profondeur (Fig.IV-20), s'étendent de nombreux corps deltaïques profonds. Les lobes les plus distaux et proximaux sont les mieux marqués dans la morphologie du fond. Ils se caractérisent généralement par : un chenal en amont, un lobe à structure interne progradante et une terminaison distale en drapé. Chaque lobe est généralement recouvert de sédiments drapés provenant de lobes plus en amont. Ces fan-deltas peuvent être reliés aux canyons qui entaillent les plate-formes littorales aux

débouchés des principaux cours d'eau : Dzhergalan et Tyup à l'Est et anciennement Chu à l'Ouest. Dans la partie supérieure du remplissage, ils sont plus nombreux et développés à l'Est qu'à l'Ouest. Mais les plus anciens lobes, visibles en profondeur dans la partie ouest, semblent plus développés que ceux qui les recouvrent. Cette diminution peut être reliée à la déconnexion de la rivière Chu il y a plus de 8000 ans.

#### **1.3.2.2 Une frange littorale de dépôts glaciolacustres :**

Le rivage nord du lac, contrairement au rivage sud, n'est pas isolé des vallées glaciaires par un piedmont. Des reliquats de moraines de plusieurs centaines de mètre de hauteur, témoins des anciens glaciers, sont visibles à quelques kilomètres au nord du lac, notamment vers Sholpon-Ata. Sur le rivage nord, une frange en plate forme peu profonde (inférieure à 100 m), étroite de un à quelques kilomètres, présente des faciès acoustiques chaotiques caractérisant des "outwashes" glacio-lacustres (Imbo *et al.*, 1999). Ils sont recouverts de faciès à réflecteurs parallèles traduisant une sédimentation héli-pélagique récente.

#### **1.3.2.3 Des dépôts de pente chaotiques :**

La transition morphologique entre les bordures, les marges et le bassin profond central s'effectue par des pentes plus marquées de 2° à 10° (Fig.IV-21). Ces pentes présentent le plus souvent des faciès acoustiques chaotiques associés à des bourrelets topographiques, caractéristiques des nombreuses perturbations des dépôts par glissements rotationnels (slump) et translationnels (slides). Les pieds de pentes montrent des accumulations de masses glissées associées à ces perturbations de type slump. Vers le fond du bassin, toutes les pentes observées par les profils sismiques présentent ces caractéristiques. Les pentes au Nord présentent plus fréquemment des canyons, également visibles sur la morphologie (carte bathymétrique, (Fig.IV-8). La pente à l'est, montre une progradation de front de deltas jusqu'au niveau de bassin profond et ne présente que des slumps limités au front des lobes deltaïques. La pente ouest, plus "maigre", laisse apparaître des failles listriques importantes en profondeur (Fig.IV-21), avec des géométries de réflecteurs sismiques rappelant des blocs basculés.

#### **1.3.2.4 La plaine du bassin profond central:**

Les réflecteurs acoustiques témoignent d'une remarquable régularité stratigraphique des dépôts dans la majeure partie du bassin profond (Fig.IV-22). Ils sont toujours parallèles et

présentent parfois dans la partie centrale de légères ondulations de plusieurs kilomètres de longueur d'onde. De nombreux réflecteurs très contrastés (forte amplitude de réflexion) peuvent être suivis sur l'ensemble du bassin.

Dans l'ensemble, ces réflecteurs sont à la fois plus grossiers et contrastés, dans l'ensemble, que ceux des niveaux drapés observés sur les marges est et ouest. Leur terminaison latérale converge en biseau vers les bordures (Fig.IV-20). L'ensemble de ces observations suggère une sédimentation à la fois héli-pélagique et turbiditique dans cette partie profonde du bassin. Si les principaux apports sédimentaires terrigéniques grossiers semblent "filtrés" par les marges est et ouest, les affluents nord et sud apportent leurs sédiments quasiment directement au fond du bassin par les canyons des pentes. D'autre part, les nombreuses instabilités observées sur les pentes, incitent à penser qu'elles contribuent également au "nourrissage" du bassin profond. Les observations réalisées à partir des carottages confirment ces hypothèses .

#### ***1.3.2.5 Les abords de la ride anticlinale :***

Une morphologie particulière affecte le fond sud-est du bassin : une ride partant de la marge plonge vers le sud ouest dans le bassin central profond (Fig.IV-8). Elle disparaît morphologiquement dans le bassin, mais sa structure interne se poursuit jusqu'aux pentes au sud du bassin central profond. Cette ride, correspond à un anticlinal ; elle sera présentée et discutée plus en détail aux paragraphes suivants. Des particularités de sédimentation ont été relevées à ses abords.

La partie du bassin située au nord-est de l'anticlinal, contre les zones de deltas, présente de nombreuses successions de coulées de débris reconnaissables par leur absence de structure interne qui se traduit par une relative transparence acoustique et une base souvent érosive (Fig.IV-23). Seule cette aire présente une telle concentration de ces phénomènes (Fig.IV-19).

Le flanc nord de cet anticlinal montre en profondeur, une zone lenticulaire effilée vers le bassin, à faciès chaotique et de courts réflecteurs courbes plus ou moins horizontaux. Elle peut être suivie sur plus d'une dizaine de kilomètre sur 5 profils qui la recoupent. Cette partie de l'anticlinal, est interprétée par Y.Imbo (1998) comme associée à une faille normale décrochante. Cependant, plusieurs observations et arguments m'incitent à l'interpréter autrement : l'absence de décalage décelable entre des réflecteurs repères, la continuité de direction des réflecteurs sous cette zone, la faible inclinaison de cette "faille", de 30° au nord-

est à 4° vers le sud-ouest (Imbo, 1998), sa non continuité dans la structure anticlinale, la similitude des faciès acoustiques avec les observations des autres pentes, me conduisent à interpréter cette zone comme une importante zone de glissements rotationnels (slumps).

Cette zone est surmontée de réflecteurs localement épaissis qui indiquent une zone d'accumulation en cette partie de la ride.

Particulièrement remarquables au sud de l'anticlinal, de nombreux réflecteurs de forte amplitude dans le bassin en pied de pente, tendent à disparaître vers le sommet de l'anticlinal. Nous les interprétons comme des turbidites sableuses qui contribuent en partie à l'épaississement des couches vers le bassin (Imbo *et al.*, 1999). Certains horizons, dépourvus de ces réflecteurs, évoluent latéralement sans s'épaissir de façon importante dans le bassin.

Dans sa partie sud-ouest, plus particulièrement à l'endroit de son émergence morphologique du bassin, cet anticlinal présente à son apex de nombreuses clinofformes complexes sigmoïdes (Mitchum *et al.*, 1977 ; Cojan & Renard, 1999), correspondant à des dunes hydrauliques de huit cent mètres à plus d'un kilomètre de longueur, pour une trentaine de mètre d'amplitude (Fig.IV-19 & Fig.IV-24). Des structures similaires sont observées au fond du Lac Baïkal, sur L'Academic Ridge (Ceramicola *et al.*, 1997). Ces niveaux à clinofformes complexes sigmoïdes évoluent latéralement vers des réflecteurs divergents, tandis que d'autres niveaux plus en profondeur, dépourvus de telles clinofformes, présentent une évolution latérale parallèle.

Ces dunes hydrauliques traduisent l'existence de courants de fond bien qu'ils n'aient pas été observés par ailleurs (Savvaitova & Petr, 1992 ; Aladin & Plotnikov, 1993). D'après la géométrie de ces mégarides, ces courants remontent vers le Nord-Est et subissent une modification de leur vitesse au niveau de ce relief émergent. La carte des courants en surface (Fig.IV-9) indique des courants concordants, tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et présentant des gyres divergentes au dessus de ce relief. On peut donc penser que dans cette partie profonde du bassin, des masses d'eau se séparent au niveau de l'émergence de l'anticlinal, entre un flot principal restant dans le bassin central, et un flot divergent dans le sous-bassin au sud de l'anticlinal. Cette variation de courant pourrait expliquer l'existence uniquement en cet endroit, de ces mégarides uniquement qui peuvent être assimilées à des contourites (Cojan & Renard, 1999) .

Un grand nombre de ces observations sédimentaires nous a permis de mieux comprendre une partie de l'évolution du lac, d'un point de vue hydrologique, mais aussi sismo-tectonique.

### **1.3.3 Des indices de variations importantes du niveau du lac :**

Les profils IK28 et IK30 mettent en évidence deux séries rétrogradantes d'emboîtement de fan-deltas, qui traduisent deux épisodes de remontées progressives du niveau du lac. Cependant, on n'observe pas de géométrie progradante des lobes, ce qui peut être interprété soit par un abaissement du niveau du lac très rapide, entre ces deux séries, soit, conformément au modèle de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977), la phase régressive ne permettrait pas d'importants dépôts et entraînerait la formation d'une surface de discontinuité (hiatus). Cette dernière n'a cependant pas pu être mise clairement en évidence à partir des profils.

Quatre ensembles deltaïques ont ainsi été repérés pour la régression la plus ancienne visible, cinq ensembles deltaïques pour la plus récente. D'autre part des indices de paléo-rivages ont également été observés sur les profils sismiques à proximité du rivage sud du lac, témoignant de variations de plus de 100m du niveau du lac par rapport au niveau actuel.

L'ensemble de ces observations confirmerait que le Lac Issyk-Kul ait subi d'importantes variations de niveau au cours du temps.

### **1.3.4 Des indices de tectonique active**

De nombreuses observations sédimentaires semblent attester d'une empreinte importante de l'activité sismo-tectonique dans le fond du lac.

#### ***1.3.4.1 Des indices d'extension***

Les profils de la marge ouest montrent qu'une géométrie en blocs basculés affecte les bordures du bassin central profond (Fig.IV-21). Ceci témoignerait d'une extension est-ouest encore relativement récente.

#### ***1.3.4.2 De nombreuses déformations et des déplacements de sédiments.***

L'ensemble des pentes aux abords du bassin central présente de nombreuses perturbations (voir paragraphe précédents) de leurs sédiments. Bien que la pente soit elle-même un facteur favorisant l'instabilité gravitaire des sédiments, l'ampleur de ces perturbations, tant en nombre qu'en dimension (glissements pluri-kilométriques) suggère l'intervention d'un facteur supplémentaire régional important, comme la sismicité.

#### **1.3.4.3 Des dépôts sédimentaires évènementiels : turbidites et coulées de débris.**

La géométrie des réflecteurs en bordure du bassin montre qu'une majeure partie du remplissage du bassin central serait le fait de turbidites. Si l'origine de tels dépôts peut être liée à la dynamique des affluents, notamment du nord et du sud du lac, les exemples de dépôts de type turbiditique d'origine sismique sont souvent évoqués dans la littérature (voir chapitre I). D'autre part, l'abondance des débris-flows à proximité de l'anticlinal suggère une activité tectonique particulière de cette structure.

#### **1.3.4.4 Des géométries particulières de corps sédimentaires associées à des structures synsédimentaires de raccourcissement.**

Les flancs de l'anticlinal sont constitués de deux types de séquences :

- une première catégorie, la plus fréquente, comprend les unités qui s'épaississent en direction du bassin (réflecteurs divergents). Celles-ci comportent généralement de nombreuses turbidites en pied de pente et sont synchrones de la formation de dunes hydrauliques à l'émergence morphologique de l'anticlinal au niveau du bassin profond (Fig.IV-23 & Fig.IV-25) ;
- une seconde catégorie, moins fréquente, est constituée d'unités isopaques (réflecteurs parallèles) ne comprenant pas de turbidites en pied de pente, ni de mégarides.

La première catégorie correspondrait à la réponse sédimentaire à un pulse tectonique, une croissance rapide de l'anticlinal. L'élévation du relief favoriserait la génération de turbidites, de glissements et de coulées de débris, qui transfèreraient une partie des sédiments du dos de l'anticlinal vers le bassin (Fig.IV-25). L'émergence d'un nouveau relief au niveau du bassin profond, perturberait également la circulation des courants locaux et entraînerait la formation de dunes hydrauliques.

En absence de manifestation tectonique, le comblement du bassin amoindrirait ce relief, limitant par conséquent ces manifestations gravitaires (Fig.IV-25).

Si l'on peut penser que des chocs sismiques favorisent les déstabilisations de sédiments, aucune observation n'atteste cependant, de façon objective, de telles signatures.

Dans le prolongement de cet axe anticlinal du fond du lac, à terre, nous avons pu observer des éléments similaires. L'étude de la Baie de Tohz (Fig.IV-12) montre des plis d'amplitude pluri-kilométrique dans les sédiments néogènes. L'anticlinal observé en bout de la Baie présente

aussi une géométrie en éventail des couches du dos vers les bords de la structure, et sa constitution stratigraphique est également composée d'alternance de faciès fins et de passées sablo-graveleuses avec des emboîtements de séquences cycliques métriques et pluri-métriques. Il constituerait donc un bon analogue bien qu'étant probablement constitué de faciès plus proximaux, que ceux du fond du bassin.

Les géométries de réflecteurs acoustiques sigmoïdes montrent que les dunes hydrauliques se prolongent sur l'anticlinal mais sont progressivement enfouies sous un drapé sédimentaire en remontant vers le Nord-Est. Elles tendent également à se retrouver sur le flanc nord de l'anticlinal, au niveau de la zone de slump et d'accumulation visible sur le profil IK62 (Fig.IV-23).

On peut donc penser que ces dunes hydrauliques, formées à l'émergence du relief, se trouvent peu à peu inactives car trop élevées sur la structure et basculent avec le flanc du plis par enroulement de ce dernier, lors de sa croissance et de l'élévation du bassin au Sud de la ride.

D'autre part, la succession des dépôts de turbidites en pied de pente dans la série sédimentaire présente des variations latérales qui témoigneraient de pulses tectoniques, d'accélération et de ralentissement au cours de la croissance de l'anticlinal (Imbo, 1998).

La géométrie des dépôts aux flancs de cette structure, indiquerait donc que la croissance de cet anticlinal présenterait des variations de vitesse et des périodes de quiescence.

### **1.3.5 Conclusion :**

L'ensemble de ces observations sédimentaires montre, qu'outre des variations de niveau de lac très importantes dans le passé, de nombreuses perturbations affectent la sédimentation du lac. Les déformations d'échelle kilométrique semblent témoigner d'un raccourcissement NNW-SSE et d'une extension E-W à l'échelle du bassin. Outre les déformations et remobilisations des dépôts déjà existants, on observe des dépôts turbiditiques sur l'ensemble du lac, et particulièrement au niveau des zones tectoniquement plus actives. Si une partie de ces dépôts peut être attribuée à l'hydrodynamisme des affluents, et en certaines périodes aux variations de niveau du lac, il semblerait cependant raisonnable d'en attribuer une part non négligeable aux phénomènes tectoniques et en particulier sismiques. Le contexte géodynamique régional et la sismicité particulièrement importante enregistrée depuis plus d'un siècle, confortent l'incrimination des phénomènes sismiques dans cette importante perturbation des fond du Lac Issyk-Kul. Dans les Alpes Nord Occidentales, l'exemple du Lac du Bourget appuie cette hypothèse : si quelques glissements de sédiments sur pente ont pu être attribués à des séismes

historiques (Chapron, 1999), leur abondance dans ce lac est à la hauteur de la sismicité régionale, beaucoup moins forte qu'à Issyk-Kul. Les pentes de ce bassin sont pour autant plus importantes que dans le cas d'Issyk-Kul. En revanche, les données sismiques ne révèlent pas de dépôt de signature caractéristique de dépôts de type homogénites telle que le définissent plusieurs auteurs en domaine marin ou lacustre (Siegentahler *et al.*, 1987 ; Citta & Rimoldi, 1997 ; Chapron *et al.*, 1998).

Afin de vérifier ces observations indirectes, une mission de prélèvement de sédiment par carottage a été entreprise, en 1998.

#### **1.4 Etude de la sédimentation holocène du lac, mise en évidence d'un dépôt de type « homogénite », par carottage court et étude sédimentologique à haute résolution.**

##### **1.4.1 Matériels et méthodes :**

Le Lac Issyk-Kul a été carotté en 1998, selon trois objectifs : un transect N-S permettant d'échantillonner les marges abruptes et le bassin profond, un transect E-W permettant d'échantillonner les aires de développement des deltas et le bassin profond, et plusieurs carottages dans la zone de la ride anticlinale. Les carottages ont été réalisés à bord du navire de l'institut limnologique de Sholpon-Ata, le Moltur, à partir d'un treuil fixé au pont, équipé pour l'occasion d'un câble porteur de plus de 800m. Un carottier de type BENTHOS<sup>TM</sup> (diamètre interne 65 mm, longueur 2m ) et une benne de type « Eckman dredge » ont été utilisés (Fig.IV-26). Au total, 28 carottes de 0,3 à 1,5 m de longueur ont été prélevées en 24 stations différentes. Au laboratoire, les carottes ont été coupées en deux longitudinalement puis décrites visuellement ; leur surface numérisée par caméra tri-CDD , elles ont ensuite été échantillonnées pour les différentes analyses suivantes.

- Microgranulométrie à haute résolution ; effectuée à partir d'un microgranulomètre laser MALVERN<sup>TM</sup> sur 3 carottes (IK28, IK4c, 19a), à l'Université de Savoie (L.G.C.A.).
- Lames minces imprégnées sur 4 carottes (IK4c, IK8a, IK15a, IK28) ; réalisée par S. Giralt (2000), à L'Université de Savoie (L.G.C.A.). Diffraction X pour l'identification



des minéraux argileux sur 3 carottes (IK19, IK02, IK27) réalisés au Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique (Lille-1).

- Magnétisme : susceptibilité magnétique (S.M) en continu sur l'ensemble des carottes avec un magnétomètre annulaire Bartington <sup>TM</sup>, et à l'aide un Kappabridge KLY-2 <sup>TM</sup> sur 2 carottes (IK19a et IK06b) ; anisotropie de susceptibilité magnétique (A.S.M.) à l'aide d'un Kappabridge KLY-2 <sup>TM</sup> sur les 2 mêmes carottes ((IK19a, IK06b) ; Aimantation Rémanente Naturelle (A.R.N.) à l'aide d'un magnétomètre kryogénique 2A <sup>TM</sup> au C.E.R.E.G.E. (Aix-en-Provence).
- Calcimétrie par méthode Bernard, 2 carottes (IK 28, IK 19a) (à Université de Savoie - L.G.C.A.).
- Rhéologie, par presse triaxiale sur 2 carottes (IK12, IK20) (avec le L.I.R.I.G.M. – Grenoble).
- Géochimie du <sup>210</sup>Pb et du <sup>137</sup>Cs (avec le L.G.G.E., Grenoble) , <sup>14</sup>C (par le Centre de Datation par le Radiocarbone de l'Université Claude Bernard Lyon-1) pour l'analyse temporelle sur 5 carottes (IK98-27/28/19a/21bc).

#### 1.4.2 Analyse lithologique et stratigraphique :

##### 1.4.2.1 Les différents faciès observés et leur localisation

L'observation visuelle à partir des différentes carottes prélevées révèle plusieurs faciès sédimentaires variables selon les sites échantillonnés (Fig.IV-27). La réalisation de lames minces imprégnée a permis d'observer des micro-faciès lithologiques. Les échantillons (3 cm x 2 cm x 30 µm) ont été prélevés dans le centre des carottes, puis séchées et indurées (Francus, 1997). Leurs images ont été numérisées à l'aide d'un microscope optique couplé à une caméra CCD, puis analysées par diverses mesures à partir du logiciel Scion Image (Francus, 1998).

Six principaux faciès ont été identifiés : lamination fine, lamine sableuse, homogène à base sableuse, mélange hétérogène, lamination supérieure, « continental » (Fig.IV-28).

- Lamination fine (Fig.IV-19)

Ce faciès est essentiellement visible dans les carottes prélevées sur la marge est du lac (sites 28,27,17a,22b) ; on le retrouve également à la base de certaines carottes du bassin central profond et de la marge ouest (sites 03a et 09b). Il présente de fines alternances claires et sombres, plus ou moins marquées, parfois floues. Le matériau argilo-silteux comporte parfois des passées légèrement plus grossières silto-sableuses. Dans les fines textures, les différences de teinte semblent liées à la présence de sulfures, de matière organique plus ou moins réduite ou oxydée ; les lamines sombres s'estompent en effet après quelques heures d'exposition à l'air. Les observations microscopiques sur lames imprégnées précisent ces trois faciès dans la carotte IK98-28.

Les micro-faciès clairs (L<sub>1</sub>) sont composés d'une matrice micritique carbonatée portant quelques grains détritiques, arrondis et bien triés, de quartz et d'hornblende, mais aussi des phyllosilicates (biotite principalement) disposés parallèlement à la surface de sédimentation. On observe également des fragments de tests de Gastéropodes et de Diatomées.

Les faciès sombres présentent également une matrice micritique ; les éléments sont des fragments de macro-restes végétaux, partiellement pyritisés pour la plupart, des charbons et des amas de sulfites et de manganèse (Giralt, 2000).

Ces deux faciès, alternent de façon millimétrique à infra-millimétrique. Ils sont interprétés comme des faciès distaux de la sédimentation deltaïque, rythmée par les fontes glaciaires sur le bassin versant (Giralt, 2000). Au printemps et en été, les fontes glaciaires qui alimentent principalement les rivières Dzhergalan et Tyup, se traduisent dans le lac par des overflows qui apportent de grandes quantités de sédiments relativement peu riches en matière organique. Le Lac stratifié, posséderait un hypolimnion enrichi en Fe et Mg, stable en conditions anoxiques. En automne, la disparition de la stratification des eaux du lac et leur brassage entraîne le mélange des eaux oxiques et anoxiques, ce qui provoque la précipitation des ions à l'origine de lamines riches en Fe et en Mg (Talbot & Allen, 1996). L'augmentation de débris organiques atteste de la plus grande disponibilité relative de débris végétaux à l'automne. Ces alternances sombres et claires correspondraient donc à des cycles annuels, ce qui reste à confirmer par d'autres analyses, notamment celle du signal sédimentaire.

Un troisième faciès (entre 85 à 176 cm dans IK98-28) consiste en une version plus grossière de ces rythmites. Cette granulométrie plus importante semble liée à la présence

abondante de tests d'Ostracodes et de Diatomées en bon état de conservation. Ce faciès traduirait une période de plus bas niveau du lac qu'à l'Actuel (Giralt, 2000).

- Lames sableuses

Dans certaines carottes, en particulier celles provenant de la ride anticlinale et des bords du bassin central profond (sites 11, 12, 13, 14, 15, 16a, 02, 06b ; Fig.IV-27), le faciès laminé présente des passées millimétriques à centimétriques plus sableuses et sombres. Leur teinte sombre persiste à l'air libre et semble liée à la présence de minéraux sombres (ferro-magnésiens sulfures). Elles sont interprétées comme des turbidites distales.

- Homogène à base sableuse

Il s'agit d'un faciès particulièrement remarquable dans le bassin central profond (sites 03a, 08a, 07a, 04c, 05b, 06b 20 19a 18a, 16a). Il se présente sous la forme d'un épais niveau argilo-silteux, homogène, variant de quelques centimètres à plus d'un mètre vers le centre du bassin.

Ce faciès homogène évolue progressivement à sa base vers un faciès plus grossier silto-sableux. La base sableuse présente alors un contact net (site 16a), à fortement érosif sur les faciès laminés sous-jacents (sites 08a et 03a ; Fig.IV-27 & Fig.IV-28). La carotte IK98-03a montre la superposition d'un faciès homogène à base sableuse sur un faciès laminé (Fig.IV-29). Plusieurs carottes, dont la transition homogène-base sableuse était située proche de l'extrémité du carottier, semblent s'être rompues à ce niveau de moindre résistance lors de leur remontée. Elles ne présentent alors que la partie homogène supérieure de ce faciès (IK98-05/04c/20)

La partie homogène (en apparence visuelle) présente trois micro-faciès, reconnus par analyse microscopique des lames imprégnées (Giralt, 2000) de la carotte IK98-04c (Fig.IV-30).

Un premier micro-faciès H<sub>1</sub> (Fig.IV-30) est constitué d'une matrice carbonatée micritique massive, avec d'abondants fragments de phyllosilicates (biotite principalement), de quartz, d'amphibole (hornblende) et de débris d'origine biologique (fragment de diatomées, d'ostracodes, de gastéropodes, matière organique) en partie pyritisés. Les particules allongées sont disposées parallèlement à la surface de sédimentation (cas des micas principalement). Les grains de quartz, bien triés, sont angulaires.

Un second micro-faciès H<sub>2</sub> (Fig.IV-30) se présente sous forme d'amas lenticulaires millimétriques discontinus, dans une matrice de faciès H<sub>1</sub>. Ces amas sont disposés parallèlement à la surface de sédimentation. Ils sont composés de grains détritiques de quartz arrondis et de quelques amphiboles et plagioclases, sans orientation préférentielle (Giralt, 2000).

Un troisième micro-faciès H<sub>3</sub> (Fig.IV-30) est composé d'une matrice micritique de type H<sub>1</sub>, de grains détritiques angulaires dispersés, notamment de quartz, de macro-restes végétaux et particules de charbon de bois.

Ces trois micro-faciès sont distribués de façon cyclique, avec des transitions très graduelles ; le micro-faciès H<sub>2</sub> évolue vers le haut en faciès H<sub>1</sub>. Ils sont parfois intercalés par le faciès H<sub>3</sub>. Giralt (2000) distingue 7 cycles successifs.

Ces faciès peuvent être interprétés comme les composantes distales de turbidites (Giralt, 2000). Le micro faciès H<sub>1</sub> indique un milieu de basse énergie, et peut être interprété comme la composante distale de « muddy turbidites » (Einsele, 1991), ou encore le terme E d'une séquence de Bouma (Reading, 1996).

Le micro faciès H<sub>2</sub> semblent indiquer des courants de turbidité tractifs, de faible densité qui peuvent être comparés aux « wispy silt laminae » (faciès T<sub>5</sub>) des « muddy turbidites » (Stow & Piper, 1984). Le micro-faciès H<sub>3</sub> indique également une plus forte turbulence (ou densité), et pourrait être un analogue du faciès T<sub>6</sub> des « muddy turbidites » (Stow & Piper, 1984).

Bien que ces micro-faciès puissent être interprétés comme la succession de termes distaux de « muddy-turbidites », le contexte stratigraphique d'ensemble et les autres données sédimentologiques, permettent d'envisager une interprétation événementielle.

#### - Mélange hétérogène

Seules les carottes prélevées dans la partie occidentale du lac présentent ce faciès (sites 09b & 08a). Il consiste en un mélange d'éléments de nature et de taille très variables : galets mous, parfois laminés et déformés, sables de toutes tailles, graviers. Dans la carotte IK 98-08a, prélevée au fond du bassin central, ce faciès est recouvert par un niveau homogène à base sableuse puis par un faciès laminé supérieur (Fig.IV-28). Dans la carotte IK 98-09b, prélevée sur la marge ouest, ce faciès est directement recouvert par le faciès laminé supérieur. Il peut être interprété comme une coulée de débris (débris-flow).

- Laminé supérieur.

Il constitue, sur l'ensemble des carottes prélevées (exceptés les carottes des sites 22b et 24), la partie supérieure du sédiment (Fig.IV-28). Son épaisseur, quasiment constante sur l'ensemble du bassin, est d'environ 10 cm. Il s'agit de sédiment fin argilo-silteux plus ou moins laminé, de couleur claire, à niveaux orangés. Dans la partie profonde du bassin, la teinte claire fonce rapidement vers la base de ce faciès.

- « Continentaux » :

Ces faciès ne se retrouvent que dans les carottes des sites 22b et 24 (Fig.IV-27), prélevées à moins de 50m de profondeur. Il s'agit de faciès argilo-sablo-graveleux, très compacts (le carottier ne pénètre au mieux que de quelques dizaines de centimètres), de teinte brun-orangé. Il sont recouvert de quelques centimètres de sables terrigènes grossiers et sombres comportant de nombreuses coquilles de gastéropodes lacustres.

#### ***1.4.2.2 Signature magnétique des différents faciès et corrélation stratigraphique sur l'ensemble du bassin***

La plupart des matériaux présentent une aimantation spontanée spécifique, sous l'effet d'un champ magnétique. Cette aimantation varie selon la nature et la structure du matériau considéré. On peut l'estimer par la mesure du paramètre de susceptibilité magnétique K tel que :

$$M = KH$$

M : aimantation induite par H

H : correspond au champ magnétique

K : correspond à la susceptibilité magnétique de l'échantillon

Sous l'effet d'un champ magnétique faible, la susceptibilité magnétique (S.M.) d'une roche sédimentaire dépend donc :

- de la nature des minéraux qui la composent (comportement diamagnétique, paramagnétique ou ferromagnétique)
- des proportions relatives de ces différents minéraux
- de la taille et de la forme des minéraux.

Dans les roches sédimentaires la susceptibilité positive des minéraux ferro-magnétiques est essentiellement due aux oxydes et sulfures de fer (Averbuch, 1993).

Les différents faciès observés présentent des signatures de S.M. caractéristiques :

- le faciès laminé montre de fréquentes variations de faible amplitude, inférieures à 10 S.I. (Fig.IV-31). Ces variations sont corrélées à celles de la carotte IK98-27 prélevée également sur la marge est du bassin. Elles semblent traduire des variations des conditions de sédimentation sur la marge est du bassin, que l'on pourrait attribuer aux variations climatiques holocènes ;
- les séquences du bassin profond présentent des valeurs de S.M. plus importantes avec des pics plus de dix fois supérieurs à ceux du faciès laminé (Fig.IV-31). Les faciès homogènes argilo-silteux présentent des profils de S.M. peu variables à l'échelle centimétrique, mais qui augmentent progressivement de 20 à 30 S.I. ou plus vers le bas, selon leur transition avec la base sableuse. Les bases sableuses et les niveaux sableux présentent de très fortes valeurs comprises entre 60 et 120 S.I.

La S.M. traduit donc des différences de composition et de granulométrie entre les différents faciès. Les faciès laminés du fond du bassin montrent des valeurs plus fortes qui indiquent un sédiment plus riche en grosses particules ferromagnésiennes, et donc probablement plus terrigéniques que les faciès laminés des plate-formes. La carotte IK98-03a (Fig.IV-29 & Fig.IV-31) montre également deux types de niveaux sableux dans le fond du bassin. Le niveau inférieur, intercalé dans des faciès laminés, présente un pic bien individualisé tandis que la base sableuse du niveau homogène montre un pic qui décroît plus progressivement dans le niveau homogène. Ces signatures indiqueraient des processus de dépôt différents, ce que les autres analyses sédimentologiques confirment.

Ces signatures de S.M. permettent de corréler le niveau homogène dans le bassin (Fig.IV-32). Elles montrent que cet épais niveau s'étend sur l'ensemble du bassin profond. Son épaisseur se réduit fortement sur les bordures remontantes. Bien qu'il représente le plus souvent la base des carottes prélevées (Fig.IV-32), la constitution de la carotte IK98-03a (Fig.IV-29) nous permet de penser qu'il s'agit d'un épisode de sédimentation particulière, pouvant correspondre à un événement gravitaire majeur. Afin de tester cette hypothèse, une analyse

précise du sédiment a été entreprise dans le but de différencier et de comprendre les différents mécanismes probables de dépôts à l'origine de ces variations sédimentaires temporelles et spatiales du fond du lac.

### **1.4.3 Analyse sédimentologique à haute résolution du remplissage du bassin central profond :**

#### *1.4.3.1 Nature du sédiment :*

Elle a été étudiée par observation de lames minces imprégnées (Fig.IV-30), complétée par de la calcimétrie et l'analyse de minéraux argileux par diffraction X.

##### 1.4.3.1.1 L'analyse des carbonates :

Réalisée sur la carotte IK98-19a, elle révèle de fortes teneurs en  $\text{CaCO}_3$  dans le faciès laminé supérieur et de la monohydrocalcite sous forme framboïdale (Giralt, 1999). Ces observations sont en accord avec la forte alcalinité et teneur en carbonate des eaux actuelles du lac.

Le faciès homogène présente des proportions massiques de carbonates proches de 20%, avec une décroissance constante de 24 à 18 % de la base vers le sommet (Fig.IV-33). La base sableuse présente une plus grande variabilité autour de 14% de  $\text{CaCO}_3$ . La calcimétrie distingue donc aussi nettement ces deux différents faciès. Deux principales hypothèses peuvent être proposées :

- chaque faciès correspond à une période de condition de sédimentation particulière (hydrochimie, apports), sur un intervalle de temps non instantané ;
- la base sableuse et le niveau homogène correspondent à une sédimentation événementielle. Dans ce cas la faible teneur en carbonates de ces niveaux pourrait provenir de leur rapidité de mise en place, ne permettant pas leur dilution par le flux de carbonate bio-pélagique.

##### 1.4.3.1.2 L'analyse des minéraux argileux :

Les argiles ont été déterminées par diffractométrie par rayon X à l'Université de Lille 1. La méthode d'analyse est décrite par Holtzappfel (1985). Les quarante quatre échantillons prélevés tout au long de la carotte (Bouttefroy, 1999) ne présentent pas de différence majeure dans la proportion des minéraux argileux analysés (Fig.IV-34) :

- l'illite est présente à 35-40 % (sauf dans la partie supérieure : 25 %) ;
- la chlorite est présente à 25-35 % ;
- les interstratifiés illite-smectite (10-14s) riches en smectite, sont présents à 20-30% ;
- la kaolinite est présente à 5-15% .

L'étude des rapports de pics de diffractogrammes (Holtzappfeld, 1985) permet de comparer les abondances relatives des espèces minérales argileuses : le rapport entre la kaolinite et la chlorite (C+K/C), bien que variable tout au long du dépôt ne montre pas de tendance évolutive particulière (Fig.IV-34). Par contre le rapport Illite/Smectite (I/S) présente une augmentation brutale de 70 à 60 cm de profondeur puis diminue progressivement vers le sommet de la carotte. Cette augmentation traduit une ségrégation de l'illite par rapport à la smectite dans le dépôt. Cette évolution paraît difficilement interprétable en terme de variation de source d'apport au vue de la régularité des autres paramètres. Elle peut être interprétée comme d'origine hydrodynamique liée à la différence des vitesses de décantation, en milieu plus ou moins turbulent, d'espèces cristallines morphologiquement différentes. A volumes égaux, les cristaux d'illites plus fins et allongés décanteraient plus rapidement que les cristaux de smectite, lors d'une baisse d'énergie de mouvement dans le fluide de décantation.

#### ***1.4.3.2 Analyse texturale à haute résolution***

De nombreuses mesures (1093 échantillons au total) réalisées avec la collaboration de F. Mougin, P. Bouttefroy et C. Beck, ont permis une étude à haute résolution avec un pas d'échantillonnage de 2 mm à 1 cm, sur trois carottes : deux du bassin profond central , IK98-19a (faciès homogène à base sableuse complet), IK98-04c (faciès homogène seulement) et une carotte de la marge est (IK98-28).

IK98-28 a été échantillonnée tous les 5 mm, soit 349 échantillons.

IK98-04c a été échantillonnée tous les 2 mm, soit 522 échantillons.



IK98-19a a été échantillonnée tous les 5 mm de 0 à 15 cm de profondeur (lamination supérieure), tous les centimètres de 15 à 80 cm de profondeur (niveau homogène), tous les 5 mm de 80 à 97,5 cm de profondeur (transition homogène-base sableuse), puis tous les 2 mm de 97,5 à 119 cm de profondeur (base sableuse).

Trois paramètres seront analysés en détail ici : le grain moyen, l'asymétrie et le classement (voir chapitre I).

#### 1.4.3.2.1 Le grain moyen.

L'ensemble de ces dépôts fins présente un grain moyen proche de 10  $\mu\text{m}$  (Fig.IV-35), ce qui indique un milieu de sédimentation calme, dominé par la décantation. La légère augmentation du grain moyen dans la carotte IK98-28 (de 85 à 140 cm) peut être attribuée à la présence de nombreux restes biologiques comme nous le montre l'analyse du micro-faciès L<sub>3</sub>. Cette augmentation du grain moyen n'est liée qu'à une augmentation de la taille des particules qui décantent, et non à une augmentation de l'hydrodynamisme dans cette partie du bassin. Par contre, l'importante augmentation du grain moyen vers la base de la carotte IK98-19a, témoigne d'un apport de matériaux grossiers terrigènes dans le centre du bassin profond, ce qui suggère l'existence de courants de l'ordre de plusieurs centimètres par seconde. On peut de plus remarquer cinq pics distincts dans cette base grossière, dont la tendance d'ensemble est décroissante vers le haut. La remarquable régularité du grain moyen dans la carotte IK98-04c peut être corrélée à la partie supérieure du faciès homogène de la carotte IK98-19a, et conforte le caractère homogène de ce type de dépôt.

#### 1.4.3.2.2 L'asymétrie et le classement.

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, les diagrammes asymétrie-classement permettent d'identifier différentes populations de mélanges de grains, dont les caractéristiques semblent liées au dynamisme de dépôt.

La figure IV-36A montre que les trois carottes comparées, possèdent des valeurs communes, avec un classement compris entre 2,5 et 3 et une asymétrie entre 0,6 et 0,8. Ces valeurs correspondent à l'essentiel du sédiment de la carotte IK98-28. Elles ne représentent cependant que les dix centimètres supérieurs des carottes du fond du bassin central (IK98-19a et -04c). Ces deux dernières possèdent, en plus, des valeurs communes (entre 2,5 et 3,5 pour le classement et 0,8 et 1,1 pour l'asymétrie) qui correspondent au faciès homogène.

La carotte IK98-28 est la seule à posséder, en plus, des valeurs très dispersées, avec de larges gammes de variation aussi bien en asymétrie qu'en classement. Ces valeurs correspondent à la base sableuse.

La figure IV-36B confirme cette observation et montre que la répartition des valeurs de classement et d'asymétrie dans la carotte IK98-19a suit, de la base vers le sommet, une évolution progressive vers des valeurs proches de celle du faciès laminé de la séquence supérieure.

La figure IV-36C montre le lien entre ces valeurs en remontant progressivement le dépôt. On constate que les très importantes variations ne concernent que la base sableuse et qu'elles évoluent progressivement, alternant successivement entre deux pôles. L'un de ces pôles présente de fortes valeurs d'asymétrie et de classement, tandis que l'autre montre de plus faibles valeurs de ces deux paramètres (Fig.IV-36C). Les aller-retours entre ces deux pôles s'accompagnent d'un amortissement, pour aboutir vers des valeurs proches de 1 en asymétrie et 3,3 en classement. On observe ainsi cinq « oscillations » peu à peu amorties, entre ces deux pôles. L'ensemble des valeurs du faciès homogène évolue ensuite de façon très progressive vers le domaine des valeurs de la séquence supérieure au sommet de la carotte.

#### **1.4.3.3 Propriétés magnétiques, analyse d'une aimantation rémanente de dépôt**

Les conditions de sédimentation déterminent la disposition des grains et peuvent ainsi générer une fabrique magnétique à la roche, responsable d'une aimantation rémanente de dépôt (A.R.D.). Cette A.R.D. peut être décelée en mesurant l'anisotropie de susceptibilité magnétique (A.S.M.) de la roche.

Lorsque la susceptibilité d'un matériau n'est pas isotrope, elle est représentée par un ellipsoïde caractérisé par les trois axes principaux, minimum ( $K_{min}$ ), intermédiaire ( $K_{int}$ ) et maximum ( $K_{max}$ ), correspondant aux vecteurs propres du tenseur de susceptibilité magnétique (intensité, direction). Deux paramètres standards permettent de caractériser la forme de l'ellipsoïde :

- le facteur de linéation magnétique :  $L = \frac{K_{max}}{K_{int}}$
- le facteur de foliation magnétique :  $F = \frac{K_{int}}{K_{min}}$

Ces deux facteurs traduisent respectivement l'allongement et l'aplatissement de l'ellipsoïde. On peut définir, d'autre part, la susceptibilité moyenne ( $K_m$ ) comme la moyenne de l'intensité des trois axes.

Les mesures magnétiques ont été réalisées sur deux carottes du bassin central profond (Fig.IV-37), l'une provenant du centre du bassin et présentant un faciès homogène (IK98-19a), l'autre provenant également du bassin profond, mais comportant un faciès laminé à passées sableuses (IK98-06b) provenant de la bordure. Le pas d'échantillonnage régulier était de 2 cm pour IK98-19a (soit 51 échantillons). Il a été pris un peu plus lâche (5,5 cm) pour IK98-06b (soit 16 échantillons), étant donné la régularité du sédiment laminé, choisi à titre de comparaison.

Dans l'ensemble des sédiments observés, le mode de dépôt produit généralement une fabrique planaire, assez courante dans les roches argileuses. La compaction étant peu marquée, cette fabrique traduit un mode de dépôt par décantation (Chapron; 1999). On remarque cependant une foliation plus importante dans la carotte IK98-28a, correspondant au niveau homogène (Fig.IV-37). Cette fabrique se modifie vers le sommet avec une diminution de la valeur de susceptibilité moyenne que l'on peut corrélérer à l'augmentation des proportions de carbonates.

Dans les deux carottes, les variations de l'inclinaison de  $K_{max}$  correspondent aux variations de la susceptibilité moyenne ( $K_{moy}$ ) et peuvent être corrélées à une texture plus grossière du sédiment et donc à une énergie de dépôt plus importante. Dans la carotte IK98-19a, ces variations, restreintes à la base sableuse, présentent une plus grande amplitude que dans la carotte IK98-06b. Cette base sableuse se caractérise également par une plus forte linéation et une plus faible foliation que pour les autres sédiments observés (Fig.IV-37).

Dans la carotte IK98-06b, les diminutions localisées de la foliation, corrélées aux augmentations de  $K_{moy}$  et aux variations de l'inclinaison de  $K_{max}$ , correspondent à de petites passées sableuses, observables aussi à l'autre bordure du bassin profond (IK98-02). Celles-ci peuvent être assimilées à des dépôts de crues, turbidites issues des affluents sud du lac dont les eaux parviennent dans le bassin profond par les canyons. La signature magnétique de la carotte IK98-28a, pourrait également traduire l'effet de turbidites de crues dans le bassin. Cependant, les plus fortes valeurs de  $K_{moy}$ ,  $K_{max}$  et de linéation, traduisent un phénomène de courant plus important, ce qui paraît surprenant pour un dépôt en position plus distale dans le bassin. D'autre part, la forte foliation dans le niveau homogène qui lui fait suite, traduirait une décantation plus massive que dans le cas de la carotte IK98-06a.

Les données d'A.S.M. semblent donc indiquer un dépôt particulier dans le centre du bassin, qui traduirait l'existence de forts courants puis d'une décantation massive.

#### **1.4.3.4 Etude comparée des propriétés mécaniques des faciès laminés et homogènes.**

Des essais mécaniques par presse triaxiale (Fig.IV-38) ont été réalisés au LIRIGM, avec la collaboration de P. Billet. Ces essais avaient pour but de distinguer les éventuels différences des paramètres mécaniques entre des dépôts laminés et homogènes du fond du bassin. Des échantillons cylindriques ont été prélevés dans deux carottes différentes, l'une provenant du bassin central profond (IK98-20) et l'autre de la bordure de la ride au sud est du bassin (IK98-20); la première permettait de tester le faciès homogène, la deuxième de tester un faciès laminé. Deux échantillons ont été testés dans la carotte Ik98-20, à deux profondeurs différentes, pour tester l'éventuel effet de la compaction.

Les résultats (Fig.IV-39) montrent que les échantillons prélevés à différentes profondeurs dans le faciès laminé possèdent une cohésion non drainée ( $C_u$ ) proche de 13 kPa ce qui correspond à des sédiments « légèrement surconsolidés » à « surconsolidé » (Cochonat *et al.*, 1992; Mulder *et al.*, 1993). On n'observe cependant pas de différences mécaniques fondamentales dans les premiers mètres de sédiments comme dans le cas de la baie des Anges (Cochonat *et al.*, 1992; Mulder *et al.*, 1993). Ceci pourrait traduire le rôle encore relativement faible un rôle de la compaction. En revanche, l'échantillon prélevé dans le faciès homogène de la carotte IK98-20, présente une cohésion non drainée moitié moins importante que celle des faciès laminés (Fig.IV-39). Dans un dépôt similaire observé dans le Lac du Bourget en France (Chapron, 1999), une différence de même ordre est observée entre ces deux types de faciès. Cette différence de consolidation entre ces deux types de faciès, de texture similaire (grain moyen proche de 20 microns) pourrait souligner une différence de mode de dépôts.

#### **1.4.3.5 Cadre chronologique de la sédimentation**

Trois méthodes radiochronologiques ont été employées afin d'estimer un taux de sédimentation permettant de dater les différentes profondeurs de sédiment. Ces méthodes utilisent le  $^{137}\text{Cs}$ , le  $^{210}\text{Pb}$  et le  $^{14}\text{C}$  (voir chapitre précédent).

L'analyse du  $^{137}\text{Cs}$ , n'a pas donné de résultats probants. Au regard du faible taux d'accumulation, le pas d'échantillonnage fut pris trop grand pour obtenir des valeurs significatives. Les données du  $^{210}\text{Pb}$  attestent en effet d'un taux de sédimentation très peu élevé de  $0,19 \text{ mm.an}^{-1}$  sur la marge est (carotte IK98-28) (Fig.IV-40). Cette valeur est confirmée par un macro-reste végétal prélevé à 15 cm de profondeur dans la carotte Ik98-27 (marge est), daté par la méthode du  $^{14}\text{C}$  à  $990 \pm 40 \text{ BP}$ , soit après calibrage à  $1086 \pm 101$  années après J.C., donnant un taux de sédimentation de  $0,14 - 0,15 \text{ mm.an}^{-1}$ . D'autres mesures de moins bonne résolution donnent des valeurs de l'ordre de  $0,3 \text{ mm.an}^{-1}$ . Dans le bassin profond, au niveau de la ride, le taux de sédimentation a été estimé par le SBRAS de Novosibirsk à  $0,5 \text{ mm.an}^{-1}$ , par la même méthode (Kalugin, com. pers.). Rasmussen *et al.* (1999) proposent un taux de  $0.4 \text{ mm.an}^{-1}$  sans en préciser cependant ni la localité dans le bassin, ni la méthode utilisée (Figure IV-41).

Provenance de l'échantillon	Profondeur (de l'échantillon) dans le sédiment	Âge $^{210}\text{Pb}$ correspondant	Âge $^{14}\text{C}$ correspondant	Taux de sédimentation estimé	Origine des données
IK 27(Marge Est)	14-15 cm		$990 \pm 40 \text{ BP}^*$	$0.14-0.15 \text{ mm/y}$	ce travail
IK 27 (Marge est)	~3.5 cm	110 BP		~0.3mm/y	ce travail
IK 19a (Bassin central profond)	~3.3 cm	110 BP		~0.3mm/y	ce travail
IK 28 (Marge Nord-Est)	2.8 cm	110 BP		$0.19 \text{ mm/y}$	ce travail
non communiqué	non com.		Synthèse	$0.4 \text{ mm/y}$	Rasmussen <i>et al.</i> , 1999

\* : sur reste végétal

~: donnée approximative, pas d'échantillonnage trop important au regard du taux de sédimentation

Figure IV-41 : Données chronologiques apportées par les différentes méthodes de datation utilisées sur les carottes prélevées dans le Lac Issyk-Kul en 1998, et les taux de sédimentations estimés correspondants.

#### 1.4.4 Discussion et interprétation sur l'origine et les mécanismes de dépôt du niveau homogène dans le bassin central profond.

L'étude du premier mètre des sédiments du Lac Issyk-Kul met en évidence principalement trois faciès. Un premier faciès, laminé, occupe la marge à l'est du lac, les bordures du bassin central profond et semble se développer dans ce dernier sous un second faciès, homogène à base sableuse (Fig.IV-41). Ce second faciès ne se développe que dans la partie centrale du

bassin profond, présentant une épaisseur maximale vers le centre du bassin. Un troisième faciès enfin, constitué de débris hétérogènes n'est visible que sur deux carottes (IK98-09 / 08) à l'ouest, sur la marge en bordure du bassin central profond et au pied de celle-ci (Fig.IV-41).

Le faciès laminé correspondrait à une sédimentation distale, en partie pélagique, rythmée par les apports terrigéniques saisonniers dépendants des fontes glaciaires des hauts massifs d'altitude du bassin versant. Le faciès à débris hétérogènes correspond assez clairement à un (ou des) phénomène(s) de coulées de débris (débris-flow), dépôts grossiers de bordure vers le fond du bassin.

Le faciès homogène à base sableuse peut être interprété de plusieurs façons, qui sont discutées ci-dessous.

#### **1.4.4.1 Des turbidites distales, d'origine fluviale :**

Une première interprétation, issue principalement des observations du grain moyen et des observations microscopiques de lames minces (Giralt, 2000), considère ce faciès comme résultant d'une succession de turbidites distales, issues des petits affluents des bordures nord et sud du lac. Les fractions grossières s'étant déposées en pied de pente aux débouchés des canyons, les courants de turbidité, réduits à leur plus faible charge solide, viennent se disperser au centre du bassin (Piper & Stow, 1991). L'évolution du faciès, de la base sableuse à la partie homogène, correspondrait alors à une évolution rétrogradante des dépôts de turbidites au cours du temps.

Plusieurs éléments permettent de douter de la validité de cette hypothèse.

- La base sableuse, lorsqu'elle est entièrement observable (IK98-03a notamment), surmonte des faciès laminés par une surface d'érosion dans le fond du bassin central. Cette observation atteste d'une sédimentation laminée distale antérieure, dans le fond du bassin central. Une origine fluviale du faciès homogène à base sableuse (courants de turbidité) implique alors un changement drastique et brutal du fonctionnement du lac :
  - soit la surrection de reliefs importants en un temps très court, et soumis à l'érosion,
  - soit, plus probablement, une baisse brutale du niveau du lac.

On pourrait s'attendre dans de telles configurations à des répercussions sédimentaires sur l'ensemble du lac. La remarquable régularité de la sédimentation sur la marge est (IK98-28/27) atteste qu'il n'en est rien. Les observations par sismique réflexion n'incitent pas plus à de telles interprétations.

- L'observation de la texture d'une part, et les observations microscopiques des lames imprégnées d'autre part, montrent cinq alternances de passées grossières et fines dans le grain moyen de la base sableuse (Fig.IV-35), mais aussi de sept séquences de micro faciès dans le faciès homogène (Fig.IV-30). Si ces alternances peuvent être interprétées comme des successions de dépôts turbiditiques, l'évolution de l'asymétrie et du classement présente un phénomène d'amortissement remarquablement progressif entre deux pôles bien définis (Fig.IV-36), dans la base sableuse, puis vers un troisième pôle caractéristique de la décantation pour la partie homogène. Une telle évolution paraît difficilement attribuable à une succession de courant de turbidité, mais évoque un phénomène oscillatoire amorti.

#### 1.4.4.2 Un dépôt de type homogénite

D'épais niveaux argilo-silteux homogènes, qualifiés d'homogénite ont déjà été observés en mer Méditerranée (Kasten & Citta, 1981 ; Hieke, 1984 ; Citta *et al.*, 1996 ; Citta & Rimoldi, 1997) ; ils ont été interprétés comme résultant d'un tsunami consécutif à l'explosion de Santorin. Ces auteurs attribuent l'origine de l'homogénite à une liquéfaction et remobilisation de la partie superficielle des sédiments marins, du fait variations de pressions exercées sur le fond par le tsunami.

Observées en domaine lacustre (Doig, 1990, 1991 ; Siegentahler, 1987 ; Chapron, 1999), on leur attribue une origine gravitaire, événementielle, issue de glissement ou d'effondrement du fond sédimentaire dans le bassin. Sturm *et al.* (1995) distinguent les homogénites des turbidites, par des différences de successions de faciès caractéristiques (Fig.IV-42) et d'origine génétique. La turbidite est un dépôt grano-décroissant dans le prolongement d'un apport fluvial (crues) ; la texture et l'épaisseur du dépôt dans le bassin décroît des parties proximales à distales. L'homogénite est issue d'un glissement de sédiments dans le fond du bassin ; elle correspond à la succession d'une masse glissée, d'un niveau grossier grano-décroissant, évoluant très rapidement à un épais niveau argilo-silteux homogène (Fig.IV-41) dans la partie la plus profonde du bassin.

Cette distinction ne porte cependant pas sur des données granulométrique de haute résolution. En effet dans le cas d'Issyk-Kul, le dépôt observé dans le centre du bassin central profond, correspond tout à fait au concept d'homogénite, dans son observation macroscopique. La

carotte IK98-08a présente cette succession complète, les autres carottes ne présentent que les termes supérieurs, niveau homogène et / ou base sableuse. Une observation de détail (par microgranulométrie et lames minces) montre que la base sableuse et la partie homogène présentent une récurrence de niveaux épais et fins non évoquée dans ce modèle. Les deux pôles entre lesquels s'amortissent les oscillations des paramètres asymétrie et classement, correspondent à ceux définis dans l'exemple du Lac d'Anterne dans les Alpes Nord Occidentales (voir chapitre précédent). Ils permettent de distinguer dans ce dernier cas, les courants turbides associés à des crues et prolongeant un affluent (pôle à faible classement et asymétrie) des turbidites d'origine gravitaire provenant de coulée, bouffée turbide (pôle à fort classement et asymétrie). Tout se passe comme si la base sableuse du faciès homogène provenait de la succession de bouffées turbides et de courant de turbidité.

Chapron (1999) interprète un niveau similaire, de moindre épaisseur, dans le Lac du Bourget (Alpes Nord Occidentales) comme une homogénite, issue de la rupture et du glissement d'une masse de sédiment dans la fond du lac, ayant entraîné un effet de seiche, suite au séisme régional de 1822. Dans cette homogénite, il observe également un niveau homogène dont la base sableuse présente de fortes variations de texture, notamment d'asymétrie et de classement. La signature A.S.M. du niveau homogène à base sableuse du Lac Issyk-Kul possède des caractéristiques similaires à celle de l'homogénite du Lac du Bourget.

Cette comparaisons incite donc à interpréter ce dépôt du Lac Issyk-kul comme une homogénite, provenant d'un effondrement d'une partie du remplissage du lac, vers le fond du bassin, évoluant en une bouffée turbide comme le décrivent Ravenne et Béghin (1983) (Fig.IV-43). La rupture d'une couche de sédiment et son glissement en masse sur la pente du fond du bassin évolue rapidement en débris-flow qui va rapidement se stopper au pied de la pente. Une partie du sédiment mélangé à l'eau est mise en suspension. Cette suspension est enrichie en particules solides par l'érosion du fond au passage du débris-flow, mais aussi par les frictions entre la masse du débris-flow et le fluide ambiant et le ressaut hydraulique en pied de pente. Cette bouffée de densité turbide va finir sa course dans le fond plat du bassin en perdant peu à peu de la vitesse.

Dans le cas d'Issyk-Kul, la masse glissée proviendrait de la bordure ouest du lac, s'épandant d'abord sur la marge ouest, en y déposant un débris-flow (observable sur la carotte IK98-09), puis vers le fond du bassin central profond (Fig.IV-44)..



#### 1.4.4.3 Un compromis entre « contained turbidite » et « homogénite » ?

Comment expliquer l'épaisseur du faciès homogène qui nécessite une décantation massive ? L'hypothèse d'un simple glissement n'explique pas, les variations observées dans le détail de la texture du sédiment et qui semblent indiquer une succession de dépôts d'énergie décroissante. Chapron (1999) les interprète dans le cas du Lac du Bourget comme résultant de l'effet de seiche (oscillation de l'ensemble de la tranche d'eau), par ailleurs relaté dans les archives historiques. Si cette interprétation semble cohérente dans le cas du bassin de taille réduite du Lac du Bourget (17 km x 3 km x 140 m) assimilable morphologiquement à un fjord, elle semble difficilement envisageable dans le cas du Lac Issyk-kul, au vu des dimensions du bassin et de sa morphologie. L'effet d'un tsunami (Kasten & Citta, 1981) apparaît également peu envisageable, car aucune perturbation n'a été observée dans les carottes de la marge est (IK98-28 et 27).

Pickering et Hiscott (1985) observent dans une formation ordovicienne, une séquence proche d'une séquence d'homogénite. La base sableuse présente de nombreuses structures de courant qui témoignent d'alternances de courants opposés. La succession de ces structures et l'épais niveau argileux qui progressivement les remplace, attestent d'une diminution progressive générale de l'énergie de dépôt. Cette formation est interprétée par un modèle de courant de turbidité contenu dans un bassin (« contained turbidity currents »), par réflexions successives sur ses bords (Fig.IV-4). Le courant initial au cours de son trajet et de ses multiples réflexions, perd peu à peu de son énergie et laisse place à une décantation massive des fines particules mises et maintenues en suspension par ce courant, contenu dans un environnement « restreint ». D'autres exemples et expériences relatent de tels phénomènes (Pickering *et al.*, 1992, Pantin *et al.*, 1991). Les cinq oscillations entre les deux pôles du diagramme asymétrie-classement (Fig.IV-36) correspondraient, à chacun des cinq passages successifs, au dépôt du front du courant turbide (régime turbulent, dépôt de type Ts) puis au dépôt de la queue du courant qui lui fait suite, plus régulier, responsable d'un dépôt de type Tc.

**1.4.4.4 Un tel phénomène de réflexion est-il envisageable dans le cas d'un effondrement gravitaire à l'origine d'une homogénite au sens de Sturm et al. (1995) ?**

Dans un tel cas, la masse de sédiment glissée, en progressant et se désintégrant peu à peu dans le fluide ambiant, génère un courant gravitaire : mélange de particules, de débris et d'eau, accompagné d'une bouffée turbide. Ce courant non entretenu est mu par son propre poids. L'évolution de cet ensemble peut être comparé à celui d'une avalanche. On peut analyser l'évolution d'une masse en mouvement de la façon suivante (Hsü, 1989). L'énergie potentielle initiale d'une masse glissant par gravité, en absence de friction, est entièrement convertie en énergie cinétique. Dans la réalité les frictions existent et dissipent de l'énergie. Elles réduisent de ce fait l'énergie totale de la masse s'écoulant vers le bas. Sur la Figure IV-46, la variation d'énergie potentielle est figurée par la ligne APP'E dans le cas d'une masse glissant le long d'une pente et finissant son trajet dans un bassin ouvert. Dans le cas d'un bassin restreint et d'une remontée de la masse sur une pente opposée, la variation d'énergie potentielle suit la ligne APP'E'. La ligne AE (« ligne d'énergie ») représente la décroissance de l'énergie avec la distance. En théorie, toute masse ( $m$ ) qui atteint le point P, a perdu une partie de son énergie potentielle équivalant à  $mgH_2$ , représentée par le segment NP. Une partie de cette énergie (représentée par le segment NO) est dissipée par la friction, l'autre partie (représentée par le segment OP) est convertie en énergie cinétique. Au point P'' l'énergie potentielle perdue est convertie en friction (N''O'') et en énergie cinétique (O''P''). La masse s'écoulera donc avec une vitesse décroissante jusqu'à consommation de toute l'énergie (point E). La pente remontante jusqu'en E' convertit une part de l'énergie cinétique en gain d'énergie potentielle équivalente à  $mg(h_1-h_2)$  et permet donc à la masse déplacée de repartir dans l'autre sens vers le point bas du bassin. La ligne d'énergie indique la somme de l'énergie potentielle et de l'énergie cinétique en tout point du déplacement de la masse considérée. Il s'agit d'une droite de pente négative (AE), car dans ce schéma théorique, le taux de dissipation d'énergie est supposé constant. Hsü (1989) montre que dans le cas d'une avalanche rocheuse, plus le volume de la masse mise en mouvement est importante, plus le coefficient de friction apparent ( $\tan \alpha$ ) est faible, et donc plus la masse considérée peut voyager loin (l'angle  $\alpha$  représente la pente de la ligne d'énergie, ou pente d'écoulement). Cet angle est d'autant plus faible qu'il s'agit de sédiments gorgés d'eau, riches en argile et thixotropiques, ce qui explique que les avalanches de sédiments dans l'eau puissent être initiées sur de très faibles pentes.

Dans le cas du Lac Issyk-Kul le volume de la masse sédimentée peut être évaluée, à partir de l'épaisseur et de la répartition du dépôt, à  $64.10^6 \text{ m}^3$ . Le dénivelé entre le point de départ potentiel et le fond du lac est à 500 à 600 m. L'énergie potentielle probable de la masse initiale mise en mouvement pouvait donc être considérable. Si l'on considère que les cinq passées grossières de la base sableuse correspondent à des réflexions dans le bassin profond d'une même bouffée turbide initiale, la distance parcourue par la fraction grossière de la bouffée de densité peut alors être estimée à plus de 300 km. Si l'on considère les sept cycles observés par microscopie dans le faciès homogène de la même façon, la distance parcourue par la fraction fine de la bouffée turbide peut être estimée à plus de 400 km. Une telle distance, plus de 700km au total, bien que considérable, est cependant dans l'ordre de grandeur de cas connus comme celui de la turbidite de Grand Bank, dont l'origine est un glissement de sédiments, suite à un choc sismique et qui s'est étendu sur plus de 800km dans l'Atlantique Nord (Hsü, 1989).

#### *1.4.4.5 Durée envisageable d'un tel phénomène*

En considérant le grain moyen maximal de la base sableuse du niveau homogène (IK98-19a) comme taille représentative correspondant à la vitesse critique de dépôt dans le fond du bassin, la vitesse du courant de turbidité aurait été de l'ordre de  $50 \text{ cm.s}^{-1}$ . En considérant cette vitesse comme moyenne sur l'ensemble du dépôt de la base sableuse (approximation), la durée de ce dépôt serait de l'ordre de la semaine. En réalisant la même démarche pour la partie homogène on obtient une durée de sédimentation de l'ordre de 24 jours. Le phénomène à l'origine du dépôt de type homogénite dans le bassin central profond aurait donc pu durer près d'un mois, en déposant plus d'un mètre de sédiment.

Selon Hsü (1989), les phénomènes de frictions sont si faibles dans le cas de courants de turbidités de faible densité (ne comportant que des argiles) qu'une pente inférieure à  $0,5^\circ$  fournirait plus d'énergie par gravité qu'il ne s'en perd par la résistance du fluide. Ceci explique la grande mobilité de tels courants bien que comportant des particules sableuses.

#### *1.4.4.6 Origine sismique probable du dépôt homogène du Lac Issyk-Kul*

La grande quantité de sédiment mobilisée et déposée dans le fond du lac Issyk-Kul sous forme de faciès homogène à base sableuse et de coulée de débris, implique une origine liée à un

phénomène majeur. La répartition restreinte des faciès de coulée de débris à l'ouest du bassin, en indique la provenance : l'extrémité ouest du lac. Une déstabilisation gravitaire majeure des sédiments dans les parties peu profondes (inférieures à 100 m) occidentales du lac pourrait être liée à une surcharge sédimentaire due à un taux de sédimentation brusquement élevé dans l'environnement deltaïque. Ce type de phénomène a été observé au lac de Brienersee en 1996 (Sturm *et al.*, 1999). Mais dans le cas d'Issyk-Kul, la rivière Chu, ex-principal affluent occidental du lac en est déconnectée depuis 8000 ans. Il paraît par conséquent difficile d'expliquer un tel remaniement sédimentaire comme d'origine spontanée. Les mesures du  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{14}\text{C}$  permettent d'estimer le toit du dépôt homogène à  $1534 \pm 165$  ans après J.C.

Durant le 15<sup>ième</sup> siècle, en 1475 A.D., un séisme majeur a détruit le centre de la ville de Balasogun et entraîné de nombreux glissements de terrains dans les montagnes (Kondorskaya & Shebalin, 1977). Son épicentre est supposé localisable à moins de 100 km à l'ouest du lac Issyk-Kul. Sa magnitude macrosismique est estimée à  $6,4 \pm 1$ , son intensité à VIII-IX (Chediya *et al.*, 1998). Etant donné la puissance et la proximité probable de ce séisme au lac, il semble possible que les accélérations du sol par les ondes sismiques aient pu induire des surpressions interstitielles suffisantes pour provoquer la thixotropie et la perte de résistance au cisaillement d'ensembles sédimentaires dans les faciès deltaïques occidentaux du lac. La relative contemporanéité du dépôt homogène du fond du lac Issyk-Kul avec le séisme de Balashogun incite à penser, que les liquéfactions (*s.l.*) et ruptures induites par celui-ci en 1475 A.D., aient pu entraîner des remaniements gravitaires majeurs, évoluant en glissement puis coulée de débris de sédiments vers le fond du lac, à l'origine d'un important dépôt homogène.

Le large intervalle temporel concernant l'âge possible de cet événement incite cependant à la plus grande prudence, d'autant que depuis 150 ans, deux événements apparemment plus proches et puissants ont eu lieu au nord d'Issyk-Kul (Fig.IV-7) (Tibaldi, 1997), sans laisser dans les sédiments de traces, visibles par nos investigations.

Néanmoins, afin de tester la validité d'un tel phénomène vers le fond du lac, une modélisation numérique a été entreprise.

## 1.5 Modélisation numérique d'un écoulement avalancheux sub-aquatique dans le Lac Issyk-Kul.

A partir des données sédimentologiques obtenues par carottage et de leurs interprétations, deux modèles pourraient *à priori* expliquer le type de dépôt observé dans le fond du lac : un modèle "multi-turbidites distales" et un modèle d'"homogénite".

Le modèle "multi-turbidites distales" explique bien le dépôt fin central, notamment à partir des lames minces. Mais il n'explique pas la base sableuse observée dans les carottes IK98-03a/19a/08b, et surtout ses variations granulométriques, traduisant l'évolution hydrodynamique particulière des conditions de dépôt. Le(s) débris-flow(s) observés dans la partie occidentale, dans le fond du bassin et sur la bordure du plateau ne sont également pas intégrés au modèle. De plus le faciès laminé observé sous la séquence sableuse dans la carotte IK9903, n'est également pas expliquée.

Le modèle d'écoulement turbide catastrophique permet par contre d'intégrer ces différents éléments observés.

### 1.5.1 Modèles d'avalanche de neige.

Afin de tester la validité du modèle faisant intervenir un dépôt évènementiel, une modélisation numérique a été réalisée grâce à la collaboration de M. Naaim (Cemagref - Grenoble), à partir des modèles d'écoulement et de dépôt d'avalanches de neige (Naaim & Naaim-Bouvet, 1999 ; Naaim & Gurrer 1998).

Ces modèles, basés sur les lois de conservation de la mécanique des fluides, complétés par des modèles rhéologiques issus de la théorie des milieux granulaires, permettent de prendre en compte les différents types d'écoulement et leurs associations possibles.

Deux principaux types d'écoulement distincts peuvent être définis en considérant la densité de solide, et les phénomènes physiques affectant les particules et responsables de dissipation d'énergie (voir chapitre I) :

- l'écoulement dense, caractérisé par une forte concentration solide, une faible variation de volume et une dominance des phénomènes de friction et collision entre les particules; on distingue l'écoulement frictionnel, à vitesse lente (dense, peu cisailé, concentration solide >50%) puis l'écoulement collisionnel (dense, vitesse rapide, fortement cisailé, concentration solide de 30 à 50%) à vitesse plus élevée ;

- l'écoulement de suspension, caractérisé par une très faible concentration solide, une augmentation de volume et une dominance des turbulences du fluide interstitiel.

La plupart des avalanches de neige sèche naturelles sont constituées d'une partie dense et d'une partie poudreuse. Entre ces deux couches apparaît une zone intermédiaire dans laquelle s'opère un important échange de masse et de quantité de mouvement. C'est à travers cet échange que se forme et se développe la partie poudreuse (Naaïm & Naaïm-Bouvet, 1999). Les expériences en canal réalisées par Ravenne & Beghin (1983) montrent également la formation d'un écoulement dense associé à un écoulement de suspension. Le modèle utilisé ici s'appuie sur un modèle conceptuel bi-couche (dense et suspension) en utilisant les paramètres de l'eau comme fluide ambiant.

Un écoulement gravitaire qu'il soit de neige dans l'air ou de sédiment dans l'eau nécessite, pour être modélisé, que l'on connaisse :

- le lieu de déclenchement
- le volume initial mobilisé
- le type de matériau
- la topographie (MNT) du site d'écoulement

### **1.5.2 Application au cas du Lac Issyk-Kul**

Dans le cas d'Issyk-Kul, le lieu de déclenchement et le volume initial sont inconnus; un modèle numérique de terrain réalisé à partir des données bathymétrique (Trofimov, non publié) au R.M.C.A. de Tervuren, a été utilisé avec une maille de 500 m.

- Le lieu de déclenchement probable a été choisi dans les premières pentes des parties deltaïques occidentales, au sud du canyon central en raison d'anomalies morphologiques (escarpements) apparentes sur le M.N.T., par comparaison au rebord situé au nord du canyon central. L'acquisition de données de sonar favoriserait une telle localisation.
- Le volume initial mobilisé a été estimé à partir de l'épaisseur de débris-flow observée dans les carottes IK9809 et IK9808 et de sa répartition supposée (environ  $0.05 \text{ km}^3$ ). Nous l'avons apparenté à une demi-ellipse de grand axe équivalent à 2 km et de petit axe à 500 m, sur une épaisseur de 30 m.

- La caractérisation du matériau s'est faite à partir de paramètres standards (monogranulaire, 100  $\mu\text{m}$ , sans cohésion). La masse volumique du matériau a été considérée à 2.500  $\text{kg.m}^{-3}$  pour la partie dense. Pour la partie en suspension la concentration a été choisie de 150  $\text{kg.m}^{-3}$  soit une concentration massique de 6% de solide.

### 1.5.3 Résultats de la modélisation.

Plusieurs essais ont été réalisés en prenant différents points de départ du glissement initial. Les résultats varient alors dans la répartition du dépôt en fond de bassin. La figure IV-47 montre l'hypothèse la plus probable : la répartition des écoulements dense et en suspension modélisée correspond respectivement à celle des dépôts de coulées de débris et d'homogénite, observés dans les carottages (Fig.IV-41 ). Seule la carotte IK98-05b n'est pas recouverte par la coulée en suspension, simulée par le modèle. Cependant, celui-ci ne tient pas compte d'éventuelles réflexions et s'arrête à un champs d'iso-pression correspondant à une vitesse d'écoulement de  $1\text{m.s}^{-1}$ .

### 1.5.4 Discussion :

Après plusieurs essais, le résultat de modélisation présentée ici (Fig.IV-47 & Fig.IV-48) s'avère le plus adéquat pour corrélérer la répartition du dépôt observé dans le lac, en ne considérant qu'un seul événement. Il s'agit cependant d'un modèle, bien que complexe dans sa conception théorique, relativement simplificateur au regard de la multiplicité des paramètres intervenant dans la réalité. Les dépôts de débris-flows observés sont de composition très hétérogène (graviers, galets mous, sable, argile...), et leur descente vers le fond du bassin a certainement dû s'accompagner, sur leur passage, d'une érosion des faciès plus fins (Ravenne & Beghin, 1983) entraînant une modification de sa composition par incorporation de particules fines aux coulées denses et en suspension. L'épaisseur du dépôt homogène en fond de bassin, suggère que de grandes quantités de matériaux fins ont dû être remis en suspension initialement. L'incorporation de particules plus fines au mélange granulaire initial, favorise son transport sur de plus grandes distances (Ravenne & Beghin, 1983 ; Hsü, 1989, Gladstone *et al.*, 1998), ce qui abonde dans l'hypothèse de possibles réflexions successives dans le bassin.

Seules deux carottes ont été prélevées dans la partie occidentale du lac. D'autres carottages pourraient révéler une plus grande extension des dépôts de débris-flow. Une telle configuration nécessiterait alors d'impliquer plusieurs glissements initiaux évoluant en coulées de débris vers le fond du bassin. Cette hypothèse semble cohérente au regard des observations historiques en milieu aérien qui relatent de nombreux glissements. Elle pourrait constituer une alternative à l'hypothèse des réflexions multiples dans le fond du bassin, mais expliquerait difficilement l'effet d'amortissement révélé par les paramètres texturaux de l'«homogénite» (As/Cl).

## 1.6 Conclusion

Le lac Issyk-Kul nous a permis d'aborder les relations entre la sédimentation, la tectonique et la sismicité à l'échelle d'un bassin tectonique intra-continentale actif. Les observations à terre montrent que l'activité tectonique et sismique était déjà active au Néogène. Une paléosismicité a été enregistrée dans les faciès fluvio-lacustres de plaines deltaïques, sous forme de figures de liquéfactions et de fluidisation évoquant des événements proches et /ou d'importantes magnitudes. Nos investigations par sismique réflexion à haute résolution ont permis d'identifier les différentes zones de sédimentation et de déformation dans le bassin lacustre actuel. Elles confirment une déformation qui se manifeste jusqu'à l'actuel dans le lac par de l'extension visible sur la marge ouest et par du raccourcissement au sud du bassin, en accord avec les schémas tectoniques et cinématiques actuels (Tapponier & Molnar, 1979 ; Abdrackmatov *et al.*, 1996). Un grand nombre de glissements en pied de pente et de turbidites en fond de bassin suggèrent également une importante sédimentation événementielle. Celle-ci pourrait être attribuée à une influence de la sismicité régionale forte. Selon Sturm *et al.* (1998) dans le Lac Baïkal, la part de ce type de sédimentation semble dominante en fond de bassin. Il n'a cependant pas été observé de dépôts d'homogénites par sismique réflexion dans le lac Issyk-Kul, tels qu'ils ont pu être définis dans d'autres lacs alpins (Chapron, 1999 ; Siegenthaler *et al.*, 1987) par sismique réflexion.

Les données de carottages ont permis de confirmer en partie les hypothèses soulevées par la sismique réflexion, concernant des parties du bassin dominées par la sédimentation hémipélagique et d'autres par une sédimentation turbiditique. Elles révèlent un dépôt de type homogénite dans le centre du bassin profond, daté de la moitié du dernier millénaire et que l'on peut attribuer à un événement sismique majeur.



L'analyse à haute résolution de ce dépôt a permis d'en interpréter les modalités de formation. Son interprétation, bien que confirmée par une modélisation numérique, pourrait être affinée par un échantillonnage de carottes supplémentaires. La résolution de la sismique réflexion s'avère être de l'ordre de la grandeur des carottages (environ 1 mètre). Leur corrélation n'a donc pas été possible. De plus grands carottages permettraient cependant de l'envisager. Il n'est en effet pas exclu de penser que les forts réflecteurs observés dans le fond du bassin central profond correspondent à des bases sableuses d'homogénites. Leur faible épaisseur, comparée aux homogénites plurimétriques holocènes observées par Chapron (1999) et Siengentahler (1987) dans les lacs alpins, pourrait s'expliquer par l'importante surface du bassin central profond.

Cependant, l'homogénite mise en évidence dans le fond du lac Issyk-Kul, par ce travail, dans le fond du lac Issyk-Kul, est datée à environ 500 ans. Or de nombreux événements sismiques historiques ont eu lieu depuis à proximité du bassin, dont deux très importants au nord du lac en 1889 ( $M= 8,4$ , à 11 km du lac) et en 1911 ( $M= 10,8$  à 123 km du lac) ( Krivoshei, 1989). Aucune trace de ces événements n'a été décelée lors de nos investigations dans la sédimentation lacustre d'Issyk-Kul, par nos investigations. Pour expliquer cet état de fait, on peut invoquer la conjonction nécessaire d'une forte magnitude et proximité d'un événement sismique au lac ; l'effet de recharge sédimentaire invoqué par Chapron (1999) et souligné dans les travaux sur le Lac d'Anterne (ce travail) peut également être envisagé. Les dimensions du lac impliquent également de plus nombreuses collectes de données pour une meilleure précision. Des investigations par sonar notamment pourraient être fructueuses et complémentaires en ce qui concerne la localisation en trois dimensions de niches d'arrachement des glissements en masse et dépôts associés.

**CHAPITRE V :**

**SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS ET DISCUSSION GENERALE**

## SOMMAIRE

1.1	PRINCIPAUX RESULTATS DES TRAVAUX ENTREPRIS :	202
1.1.1	Les travaux réalisés sur les sédiments quaternaires exondés, dans le Trièves, le Nan-Forezan, et dans la Grotte sous-les Sangles :	202
1.1.2	Les travaux réalisés sur les petits lacs d'altitude, du Massif des Aiguilles Rouges et du Plateau d'Anterne :	202
1.1.3	Les travaux réalisés dans le grand bassin tectonique lacustre d'Issyk-Kul :	203
1.2	DISCUSSION CONCERNANT LES MODALITES DES ENREGISTREMENTS PALEOSISMQUES DANS DES SEDIMENTS LACUSTRES :	204
1.2.1	Mécanismes de déformations suite à une liquéfaction fluidification et/ ou thixotropie, à l'origine des différents types d'enregistrement.	204
1.2.1.1	Différents types d'enregistrements :	204
1.2.1.2	En absence de pente :	205
1.2.1.3	Dans le cas de perturbation de sédiments disposés sur une pente :	207
1.2.2	Quels sont les environnements favorables à l'enregistrement des séismes et sous quelles formes rechercher ces enregistrements ?	208
1.2.2.1	En environnement lacustre peu profond proximal ou distal :	208
1.2.2.2	En environnement de pente deltaïque ou de bordure :	209
1.2.2.3	En environnement de fond de bassin :	210
1.3	PERSPECTIVES :	210

## **1.1 Principaux résultats des travaux entrepris :**

L'orientation de nos recherches selon trois principaux axes, nous a permis d'aborder des milieux lacustres différents, par plusieurs approches complémentaires.

### **1.1.1 Les travaux réalisés sur les sédiments quaternaires exondés, dans le Trièves, le Nant-Forezan, et dans la Grotte sous-les Sangles :**

Ils montrent qu'une paléosismicité a pu être enregistrée dans la sédimentation lacustre associée aux dernières glaciations des Alpes Nord-Occidentales. Ils soulignent une récurrence des perturbations attribuables à des séismes qui semblent confirmer l'idée de rebond post-glaciaire. Ce type d'approche est cependant limité par la difficulté d'établir un cadre chronologique suffisamment précis et par le faible nombre d'affleurements suffisamment bien préservés et accessibles pour être étudiés. Le milieu endokarstique en revanche, semble offrir des perspectives intéressantes, par sa capacité potentielle de bonne conservation des sédiments meubles. La formation de spéléothèmes dans cet environnement permet également d'obtenir un meilleur cadre chronologique. Le couplage d'études paléosismique à partir de remplissages détritiques et concrétionnés (spéléothèmes) serait d'ailleurs complémentaire, puisque ces deux types de remplissages semblent se former en alternance dans le temps, en fonction des fluctuations climatiques. Les cavités souterraines présentent également de précieux indices microtectoniques qui permettent de prendre en compte la part de la tectonique locale. La Grotte sous les Sangles s'est développées puis a été déformée dans un cadre tectonique local en raccourcissement, cohérent avec le cadre tectonique du Jura Méridional.

### **1.1.2 Les travaux réalisés sur les petits lacs d'altitude, du Massif des Aiguilles Rouges et du Plateau d'Anterne :**

Ces travaux nous ont amené à mettre au point une méthodologie de prospection et de prélèvement des sédiments de ces lacs, particulièrement adaptée. Leur analyse a permis une meilleure connaissance et compréhension de leur fonctionnement sédimentaire. Deux types principaux ont ainsi pu être distingués :

- un type « biogénique », dont la sédimentation est dominée par les apports et la production biologique, comme le lac Cornu ou le Lac Noir Inférieur ;

- un type « terrigénique » dont la sédimentation est dominée par les apports terrigènes comme le Lac d'Anterne ou les Lacs Blancs.

Il est montré dans ce travail que seul le type « terrigénique » semble propice à l'enregistrement des séismes de façon continue et quantifiable, permettant d'envisager des recherches de paléosismicité. L'étude microgranulométrique à haute résolution, par des diagrammes de type « Passega » et des relations entre l'asymétrie et le classement (As-Cl), a permis de distinguer les dépôts évènementiels de la sédimentation continue. La corrélation de ces dépôts avec les chroniques historiques macrosismiques nous a permis d'attribuer les dépôts gravitaires « Ts » aux séismes régionaux les plus forts ressentis à Anterne. Le taux de sédimentation total du lac est ainsi doublé par la sédimentation évènementielle, dont la moitié pratiquement peut être attribuée aux séismes. Les corrélations avec les données macrosismiques, permettent de proposer une limite d'intensité minimale de V ressentie au lac d'Anterne pour la formation de tels dépôts caractéristiques. Une corrélation entre l'épaisseur de ces dépôts, la magnitude macrosismique et la distance à l'épicentre macrosismique, permet d'envisager une méthode de localisation et d'estimation de la magnitude macrosismique des paléoséismes régionaux.

### **1.1.3 Les travaux réalisés dans le grand bassin tectonique lacustre d'Issyk-Kul :**

Les travaux réalisés dans le bassin d'Issyk-Kul nous ont permis d'associer ces différentes démarches à un même objet situé dans un cadre géodynamique et sismotectonique plus actif que celui des Alpes Nord-Occidentales.

Les observations des terrasses exondées confirment que la déformation par raccourcissement du bassin était probablement déjà active au Néogène et pouvait être associée à une paléosismicité. A l'est du lac, des terrasses fluvio-lacustres deltaïques quaternaires présentent des niveaux de liquéfaction qui attestent d'une sismicité importante ressentie dans cette partie du lac. Les données de sismique réflexion à haute résolution présentent des structures d'extension sur la bordure ouest du bassin central profond, et de raccourcissement pléistocène et holocène au sud-est de ce dernier, en accord avec les données géodésiques récentes. Une cartographie des différents environnements sédimentaires a pu également être établie. Elle permet de distinguer des aires de sédimentation continue, correspondants à des surfaces d'épandage de fan-deltas sur les marges de profondeur intermédiaire, favorables à des études paléoclimatiques. D'autres aires sont marquées par une sédimentation évènementielle non négligeable sous forme de coulées de débris et de turbidites, dans le fond du bassin. Les

données de carottage confirment ces données, et ont permis de mettre en évidence un dépôt homogène, analysé en détail, notamment par analyse microgranulométrique, comparable à une « homogénite » ou « contained turbidite ». Ce dépôt est interprété comme résultant de l'effondrement d'une partie de la bordure deltaïque ouest du lac, sous l'effet d'un important séisme. Cette interprétation est en partie confirmée par une modélisation numérique utilisant les données bathymétriques et sédimentologiques d'Issyk-Kul et un modèle numérique d'écoulement d'avalanche de neige. Cependant, la non découverte d'enregistrement sédimentaire des événements sismiques régionaux majeurs récents, semble montrer que dans ce type de lac, les plus forts séismes ne sont pas tous enregistrés.

## **1.2 Discussion concernant les modalités des enregistrements paléosismiques dans des sédiments lacustres :**

### **1.2.1 Mécanismes de déformation suite à une liquéfaction, fluidification et/ou thixotropie, à l'origine des différents types d'enregistrements.**

#### **1.2.1.1 Différents types d'enregistrements :**

Les sédiments susceptibles de réagir à une secousse sismique se présentent généralement dans une configuration métastable, leur conférant une énergie gravitaire potentielle selon leur situation, soit sur le haut d'une pente, soit en position horizontale avec une disposition en gradient de densité inverse (Anketell *et al.*, 1970). Suite à sa sédimentation, le dispositif métastable est maintenu par le biais de forces de frottement interne ou de cohésion selon le type de matériau (respectivement granulaire de type sable, ou cohésif de type argileux). Les ondes sismiques, par les accélérations du sol, entraînent des modifications rhéologiques des matériaux qui subissent une diminution ou perte de leurs forces de frottements (diminution de  $\phi$ ) ou de leur cohésion (diminution de  $C_u$ ). Il en résulte des phénomènes respectivement de liquéfaction ou de thixotropie. Les forces gravitaires n'étant alors plus compensées par les frottements ou la cohésion entre les particules entraînent :

- des déformations souples à cause des différences de densités, dans le cas d'un gradient inverse en position horizontale,

- des ruptures, des niveaux de décollements et glissements en masse, en position inclinée sur des pentes.

Certaines déformations peuvent par contre être plus directement attribuées à l'effet des oscillations du sol par les ondes sismiques ; elles présentent des déformations de sens opposées en un même endroit (Fig.II-6) et un gradient de déformation ductile, fragile ou associant les deux (Fault-grading, Seilacher, 1991 ; Fig.II-6). Les analogies entre certaines géométries 3D et des expériences de matériaux granulaires soumis à des vibrations permettraient également d'évoquer une implication directe des paramètres sismiques (voir chapitre II). Ces déformations pourraient être attribuées aux forts déplacements du sols par les ondes de surface.

#### 1.2.1.2 En absence de pente :

Différentes morphologies de perturbation *in situ* ont été observées dans les sédiments du Trièves, du Nant Forezan, de la Grotte sous les Sangles, et des terrasses du Lac Issyk-Kul. Si la nature des sédiments et leur disposition ne semblent pas à l'origine des perturbations (voir chapitre II) ces paramètres conditionnent leur type de déformation. La réponse des sédiments au cours de leur déformation dépend ainsi de plusieurs paramètres initiaux intrinsèques aux sédiments.

Certains auteurs (Anketell *et al.*, 1970, Alfaro *et al.*, 1997) soulignent l'influence des contrastes de densité et de viscosité sur les modalités de déformation (Fig.V-I). Les expériences analogiques réalisées ( Kuenen, 1958 ; Nichols *et al.*, 1994 ; Moretti *et al.*, 1999) en utilisant des vibrations, de signature sismique caractéristique, permettent d'expliquer la plupart des différentes morphologies des perturbations observées (Fig.V-II).

On observe principalement deux types de structure :

- des structures d'échappement de fluides
- des structures de charge.

Les différentes figures d'échappement de fluide sont liées à la disposition initiale du système. Les piliers, dykes verticaux produits par liquéfaction et fluidification, se développent dans des niveaux alternants finement des sables grano-classés et des lamines argileuses imperméables ; ce type de configuration est observable dans les rythmites de la Grotte sous les Sangles et certains niveaux de Dzhergalan River à Issyk-Kul (Fig.II-38, Fig. II-39 & Fig. IV-13 ).

La formation de volcans de sable en surface est liée à la présence superficielle d'un niveau argileux imperméable (barrière de perméabilité). Ces structures sont observables à l'échelle centimétrique à l'affleurement NF3 (Fig.II-10) et dans les rythmites de la Grotte sous les Sangles. Lorsque la couverture argileuse est très épaisse, les filons injectés ne parviennent pas en surface et, selon l'épaisseur de sable fluidifié sous-jacent (et donc la pression fluide), s'arrêtent sous forme de cuspidés plus ou moins développées comme dans les niveaux DZH 3 et DZH 4 observés à Dzhergalan River (Fig.IV-13).

Des surfaces en discordance peuvent apparaître par fluidification sélective de sables mal triés.

Les structures de charge se développent sous l'effet d'un gradient de densité inverse (Fig.I-1). L'intensité de la déformation est dépendante du contraste de densité et de viscosité des niveaux impliqués dans la déformation (Fig.I-1) mais aussi de la disposition des lamines. Un niveau de sable relativement homogène fluidifié peut se déformer par diapirs descendant dans le niveau argileux thixotrope. Si ce niveau est finement laminé de niveaux d'argiles, ceux-ci plus rigides que les sables fluides, jouent le rôle d'armatures internes au sable : le niveau laminé sableux se détache en paquets plus ou moins souples qui coulent dans l'argile thixotrope, en fragments plus ou moins rebroussés (Fig.I-13 & Fig.II-9). La longueur de ces fragments dépend d'après les expérimentations de Nichols *et al.* (1994) de l'épaisseur des couches affectées, et la violence des éjections de fluide, de la taille des grains. Plus les niveaux sont épais et de taille de grain contrastée, plus les fragments sont gros et les éjections de fluide violentes.

En cas d'absence d'hétérogénéité et de gradient de densité, la déformation peut, soit ne pas avoir lieu car le système est stable au départ, soit ne pas être visible (milieu homogène). Si aucune déformation n'est visible, il n'est pas possible d'apprécier ultérieurement l'existence d'un séisme par ces sédiments, ce qui peut être à l'origine de lacunes d'enregistrement.

D'autre part, les différentes morphologies étant, dans la plupart des cas, liées aux facteurs intrinsèques du sédiment plus qu'aux facteurs extrinsèques sismiques, les différents types de morphologies ne semblent pas représenter de bons critères d'enregistrement des caractéristiques des secousses.

Ce type de figures de charges n'a pas été retrouvée dans le fond des bassins des lacs carottés, comme le Bourget (Chapron, 1999), le lac d'Anterne et le Lac Issyk-Kul.



Plusieurs paramètres intervenant probablement ensemble pourraient expliquer cette constatation :

- les conditions de prélèvement : nous utilisons des tubes de carottages de 6 cm de diamètre qui peuvent dans bien des cas être inférieur à la taille des perturbations ;
- les conditions de pression hydrostatique : au fond d'un bassin comme Issyk-Kul, la pression hydrostatique s'élève à  $68,5 \cdot 10^5$  Pa. Or plus la pression hydrostatique est élevée plus la variation de pression permettant la liquéfaction doit être élevée (Fig.IV-3), et donc l'accélération subie également (Fig.I-19).

Dans les milieux distaux et profond les matériaux sédimentés sont généralement silto argileux, de forte cohésion (voir Chapitre IV), laminés et de faible contraste de densité.

### ***1.2.1.3 Dans le cas de perturbations de sédiments disposés sur une pente :***

La liquéfaction de certaines couches de sédiments en profondeur peut initier des niveaux de décollement ou de fluage, à l'origine de différentes déformations et remobilisation de sédiments. Les paramètres intrinsèques aux sédiments, et les paramètres du milieu conditionnent leur déformation et leur évolution sous forme de dépôts évènementiels.

Dans le cas de la Grotte sous les Sangles, les niveaux de slumps en plis et rampes, à la base du dépôt (Fig.II-36 & Fig.II-37) affectent des sédiments finement laminés, cohésifs, et leur déplacement le long d'un plan de glissement n'est que de courte distance et de faible dénivelé de quelques dizaines de centimètres.

Dans le cas des dépôts Ts dans le fond du Lac d'Anterne, les matériaux mobilisés sont des sables argileux, relativement homogènes, provenant des fronts des petits deltas de dimension hectométrique. Leur déplacement n'a lieu que sur quelques centaines de mètres avec un dénivelé de quelques mètres. Les matériaux liquéfiés ont donc le temps de fluer, mais probablement pas d'acquérir une vitesse suffisante pour entraîner une remise en suspension et une érosion importante.

Dans le cas du dépôt homogène d'Issyk-Kul, les dimensions du phénomène sont d'une autre mesure. Les matériaux impliqués sont beaucoup plus importants en volume (plusieurs

dizaines de millions de mètre cubes), plus hétérogènes et grossiers ; ils sont transportés sur plusieurs dizaines de kilomètres avant d'atteindre le fond du bassin, avec une dénivellation de plus de 500 m probablement. Leur évolution de glissement en masse à coulée turbide paraît donc bien plus probable et réalisable. L'érosion et la vitesse atteinte sont sans aucun doute bien plus importants que dans les deux cas précédents, ce qui peut expliquer le type de dépôt qui en résulte au fond du bassin (voir chapitre IV).

Dans tous les cas, l'ambiguïté sur l'origine du mécanisme déclencheur (Fig.I-21) ne peut être soulevée que par une analyse détaillée des conditions de sédimentation et du milieu de dépôt, permettant la discrimination des différents facteurs potentiels intervenant sur la perturbation des sédiments (voir chapitre I). Une étude de paléosismicité à partir de sédiments lacustres ne peut donc s'affranchir d'une étude sédimentologique minutieuse.

## **1.2.2 Quels sont les environnements favorables à l'enregistrement des séismes et sous quelles formes rechercher ces enregistrements ?**

### ***1.2.2.1 En environnement lacustre peu profond proximal ou distal :***

Les environnements proximaux comme les plaines deltaïques fluvio-lacustres sont susceptibles de générer des variations de sédimentation favorables à la création d'hétérogénéités verticales des dépôts en disposition de gradient de densité inverse. On peut donc s'attendre à retrouver différentes morphologies de déformations souples et d'éjections de fluides, par liquéfaction, fluidification et thixotropie, en fonction des paramètres intrinsèques des sédiments. Dans le cas des lacs glaciaires généralement fortement alimentés en particules détritiques par les eaux de fontes, ces dispositions peuvent également se retrouver en fond de bassin dans des dépôts de varves, comme dans le cas du paléo-lac du Trièves. Plus le milieu de sédimentation est régulier dans la génération de ces alternances sablo-silto-argileuses, moins le risque de manquer l'enregistrement d'évènements sismiques est important. Les lacs glaciaires ou d'altitude, du fait de leurs conditions environnementales, ne favorisent par un développement biologique important, ce qui limite leur peuplement par les végétaux et les animaux et donc les bioturbations. Cet avantage devient cependant un inconvénient lorsque l'on veut effectuer des datations radiochronologiques par le  $^{14}\text{C}$ .

Ces milieux proximaux, sont dans l'actuel peu accessibles (pas de canyon d'érosion) et difficiles à étudier par carottage. Dans les dépôts fossiles, leur fréquence de conservation n'est pas très élevée, et de nombreuses conditions devraient être réunies pour pouvoir les exploiter de façon quantitative à des fins d'études de paléosismicité (proximité d'un accident majeur, corrélations sur de grandes distances...voir chapitre I; Sims, 1975; Vittori *et al.*, 1991; Hibsh *et al.*, 1995).

#### 1.2.2.2 *En environnement de pente deltaïque ou de bordure :*

Sous l'effet des secousses sismiques, ces milieux peuvent générer des dépôts de sédiments vers le fond du bassin. Leurs cicatrices et dépôts en masse, peuvent être repérés et étudiés par sismique réflexion et sonar à balayage latéral (Siegenthaler *et al.*, 1987; Chapron, 1999). Ils présentent un intérêt pour la reconstitution et la quantification de phénomènes gravitaires, surtout si l'on peut les corréler aux dépôts qui en sont issus dans le fond du bassin. Nous avons vu dans le cadre de ce travail deux types de pentes deltaïques sujettes à déstabilisation. Celles du lac d'Anterne sont relativement réduites, mais fortement inclinées, constituées de sédiments meubles et peu compactés, proches de leur pente d'équilibre. Leur déstabilisation semble nécessiter une intensité locale minimale de  $V$ , et ne mobiliserait qu'une partie limitée, superficielle de sédiments, par slump, fluage et coulée de grain. Leur reconstitution à l'état d'origine se ferait assez rapidement, rendant le système à nouveau rapidement (quelques années) sensible aux secousses sismiques.

Dans le cas de plus grand lac comme le Lac du Bourget ou d'Issyk-Kul, les déstabilisations observées affectent de plus grandes quantités de sédiments, à l'origine de glissements en masse plus conséquents. L'exemple du Lac Issyk-Kul montre cependant que ces phénomènes n'ont probablement pas lieu à chaque secousse fortement ressentie. L'effet de purge sédimentaire provoqué par un séisme nécessite sans doute plus de temps, dans ces systèmes lacustres plus grands, pour être effacé. Il est d'autre part probable que plusieurs séismes soient nécessaires pour déstabiliser ces dépôts de pente en quantité suffisamment importante pour être repérables dans le fond du lac. Chapron *et al.*(2001) montrent ainsi que le séisme de 1822 en Chautagne a généré des failles d'effondrement et des volcans de sables dans les dépôts deltaïques au nord du lac du Bourget, dessinant l'amorce d'une loupe d'arrachement, non déclenché alors, mais qui risque probablement de se développer lors d'un futur séisme.

### 1.2.2.3 En environnement de fond de bassin :

L'épaisseur de la tranche d'eau et le type de sédiment (plus fin, de plus forte cohésion et de plus faible gradient inverse de densité), ne sembleraient guère propices au développement de figures gravitaires par liquéfaction in situ, sous l'effet des ondes sismiques, dans les fonds de bassins.

Dans cet environnement recueillant la plupart des dépôts gravitaires importants, une sédimentation majeure instantanée se remarque par ses différences avec la sédimentation continue habituelle du fond de bassin. Dans le Lac d'Anterne, comme dans le Lac du Bourget (Chapron, 1999) on y distingue les dépôts de crues exceptionnelles et les dépôts gravitaires d'origine sismique que l'on a pu identifier à Anterne par leur signature texturale. Le type de dépôt gravitaire obtenu dépend de la taille du bassin, de la quantité et des types de dépôts remobilisés, probablement aussi de l'effet sismique sur la tranche d'eau (effet de seiche). Dans le Lac d'Anterne, ces dépôts se limitent aux séquences Ts (voir chapitre III), dans le cas des lacs du Bourget (France), Lucerne (Suisse) et Issyk-Kul (Kyrghyzstan), ils se développent sous forme d'homogénites (Sturm *et al.*, 1995).

## 1.3 Perspectives :

Si les sédiments lacustres semblent pouvoir, sous diverses formes et conditions, enregistrer la sismicité locale et régionale, leur utilisation en tant qu'outil de recherche paléosismique fiable n'est pas toujours évident.

La recherche de remplissages endokarstiques de la dernière glaciation devrait être étendue afin d'estimer les potentialités que pourrait offrir ce type d'approche.

Dans l'état actuel de nos connaissances et de nos recherches, les résultats sur le Lac d'Anterne sont ceux qui semblent offrir le plus de perspectives, dans le cadre d'étude de paléosismicité. Ils nécessitent d'étendre nos investigations dans le temps et l'espace. Nous avons en partie dans ce but, procédé à un grand carottage par carottier à piston UWITEC<sup>TM</sup> depuis la surface gelée du lac au mois de février 2001. La dizaine de mètres de carotte de sédiment obtenue, nous permet de remonter à l'ensemble du dernier millénaire. Les premiers résultats se montrent très prometteurs puisque l'on retrouve seize séquences Ts de plus, au delà des quatre premières identifiées sur les deux derniers siècles. Leur répartition suggère une période de

réurrence sismique proche de 50 ans (Arnaud *et al.*, 2001 ; Lignier *et al.*, 2001). Ces travaux sont en cours.

Afin de valider la correspondance entre l'épaisseur des niveaux Ts et la méthode qui en découle pour la localisation et l'estimation des paléomagnitudes macrosismiques, il serait maintenant nécessaire de prospector et identifier d'autres lacs (au moins trois) du type d'Anterne dans la région et d'y retrouver et corrélér d'autres niveaux de sédimentation évènementielle équivalents aux séquences « Ts ».

## ***BIBLIOGRAPHIE***

# A

- ABDRAKMATOV K.Y., ALDAZHABOV S.A., HAGER B.H., HAMBURGER M.W., HERRING T.A., KALABAEV K.B., MAKAROV V.I., MOLNAR P., PANASYUK S.V., PRILEPIN M.T., REILINGER R.E., SADYBAKASOV I.S., SOUTER B.J., TRAPEZNIKOV Y.A., TSURKOV V.Y., ZUBOVICH A.V. (1996) - Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurement of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 384 : 450-453
- ADAMS J. (1981) - Earthquake-dammed lakes in New Zealand. *Geology*, 9, p. 215-219.
- ADAMS J. (1990) - Paleoseismicity of the Cascadian subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, vol. 9, 4:569-583.
- ALADIN N.V., PLOTNIKOV I.S. (1993) - Large saline lakes of former USSR: a summary review. *Hydrobiologia*, 267 : 1-12.
- ALFARO P., MORETTI M., SORIA J. (1997) - Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.*, 90, p. 531-540.
- ALLEN J.R.L. (1986) - Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sed. Geol.*, 46:67-75.
- AMBROSEY N.N. (1988) - Engineering Seismology. *Int. j. Earthquake Eng. Struct Dyn.* 17, 1-105.
- ANAND A., JAIN A.K. (1987) - Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics*, 133:105-20.
- ANDERSON R.S., MENKING K.M. (1994) The Quaternary marine terraces of Santa Cruz, California : evidence for coseismic uplift on two faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106 :649-664.
- ANKETELL J.M., CEGLA J., DZULYNSKI S. (1970) - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Géol., Pologne*. Vol. XL, n°1, 30p.
- ARNAUD F. (2000) - Evolution du plomb anthropique dans les sédiments des lacs alpins : les apports d'une étude couplée géochimique et sédimentologique à haute résolution. *DEA 3GS - Université Paris XI-Orsay*.
- ARNAUD F., LIGNIER V., DESMET M., REVEL M., BECK C., PATERNE M., POURCHET M., TRIBOVILLARD N. (2001) - Carottage long d'un lac d'altitude (Lac d'Anterne- Hte Savoie) : Implications paléoclimatiques et paléosismiques. *8ième Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, Publ. A.S.F., paris, n°36, p 17.*
- AUDEMARD F. & DE SANTIS F. (1991) - Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.*, 44, p. 5-16.
- AUDEMARD F., BOUSQUET J.-C., RODRÍGUEZ J.A. (1999) - a. Neotectonic and paleoseismicity on the Urumaco Fault, northern Falcon Basin, northwestern Venezuela. *in Earthquakes, Paleoseismicity, and Active tectonics*, Pavlides S.B., D. Pantosti D., & Peizhen Z. (eds.), *Tectonophysics, Spec. Iss.*, 308 (1/2):23-35.
- AUDEMARD F., PANTOSTI D., MACHETTE M., COSTA C., OKUMURA K., COWAN H., DIEDERIX H., FERRER C. (1999) - b. Trench investigations along the Mérida section of the Boconò fault (central Venezuelan Andes), Venezuela. *in Earthquakes, Paleoseismicity, and Active tectonics*, Pavlides S.B., D. Pantosti D., & Peizhen Z. (eds.), *Tectonophysics, Spec. Iss.*, 308 (1/2):1-21.

- AUDRA P. (1994) - Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'île Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Thèse d'Université. Karstologia Mémoires*, n°5, 279 p.
- AVERBUCH O. (1993) - Caractérisation de la déformation dans les structures de chevauchement-plissement. Utilisation couplée du magnétisme des roches et de l'analyse structurale. *Thèse de Doctorat*, Université d'Orsay, 296 p.
- AVOUAC J.P., TAPPONIER P., BAI M., YOU H., WANG G. (1993) - Active thrusting and folding along the northern Tien-Shan and late cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.*, 98(B4), 6755-6804.
- AVOUAC J.P., TAPPONIER P. (1993) - Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.* 20, 895-898.

## B

- BARD P.Y., DURVILLE J.L., MOUROUX P. (1985) - Les risques naturels : cas des séismes. *Bull. Soc.Géol. France*, 8, 7.
- BALVAY G. (1977) - Synthèse des résultats acquis au cours du pré-inventaire des lacs et des étangs de France, campagne 1974. *INRA*, 39 p.
- BATH M. (1966) Earthquake energy and magnitude. *Phys. Chem. Earth.*, Pergamon, 7115-65.
- BECK C., DEVILLE E., BLANC E., PHILLIPE Y., TARDY M. (1998) - Horizontal shortening control of Middle Miocene marine siliciclastic accumulation - Upper Marine Molasse - in the southern termination of the Savoy Molasse Basin (northwestern Alps/ southern Jura). In: Mascle A., Puigdefabregas C., Lutterbacher H.P. & Fernandez M. (Eds.). *Cenozoics Foreland Basins of Western Europe. Geological Society, Special Publications*, 134, p. 263-278.
- BECK C., MANALT F., CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M. (1996) - Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, NW Alps. *J. Geodynamics*, 22, p. 155-171.
- BECK C., ROCHETTE P., TARDY M. (1992) - Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux destructurés intercalés dans les rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, II, p. 1525-1532.
- BECK C., DE BATIST M., DESMET M., CHAPRON M., GAUTHIER S., LIGNIER V., MAGNY M., MANALT F., RICHARD H., VAN RENSBERGEN P. (1999) - L'épisode varvé s.s. infratardiglaciaire des Alpes Nord-Occidentales : processus de dépôt, géométrie d'ensemble, chronologie. Implications paléoclimatiques. 7<sup>ième</sup> Congrès Français de Sédimentologie- Livre des résumés Pbl., ASF, Paris, n°33, p.25.
- BEN-MENAHM A. (1976) - Dating of historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. *Nature*, 262, p. 200-202.
- BINI A., TOGNINI P., ZUCCOLI L. (1998) - Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes. *Karstologia*, n°32, p.7-26.
- BLANC-GONNET F. (1999) - Origine du carbone piégé dans les sédiments de lacs d'altitude. *Université de Savoie - Université Joseph Fourier de Grenoble*.



- BLANC-GONNET F. (2000) - Etude archéo-climatique et archéo-environnementale des sédiments de lacs de haute altitude dans le Massif des Aiguilles Rouges. *Mémoire de DEA, Université de Savoie*, 60 p.
- BLAVOUX B. (1988) - L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 69-79.
- BOLT B.A. (1993) - Earthquakes and geological discovery. *Scientific American Library*, New-York. 229 p.
- BONDAREV L.G., Sevastyanov D.V. (1991) - Relief of shores and lake bottom. In : History of Lakes Sevan, Issyk-Kul, Balkhash, Zaisan and Aral. Leningrad. Nauka. 295 p.
- BORREL G. (1991) - La carte de localisation probable des avalanches. *CEMAGREF Nivologie*, Saint Martin-d'Hères. Mappemonde 4/94, pp. 17-19
- BOSSUET G., RUFFALDI P., MARTIN J., CHOQUIER A., MIGNIOT C. (1993) - Reconnaissance du contexte géologique et de la nature du remplissage d'un bassin lacustre du Jura Méridional. Le Lac de Cerin (Ain, France). *Eclogae geol.Helv.* 86/2:355-376
- BOSSUET G., RUFFALDI P., MAGNY M., RICHARD H., MOUTHON J. (1996) Dynamique et approche quantitative des remplissages fini- et postwürmiens du bassin lacustre de Cerin (Jura, France). *Bull. Soc. Géol. France*, t.167, n°4, pp. 483-494.
- BOURNET P.E. (1996) - Contribution à l'étude hydrodynamique et thermique du lac du Bourget, courants de densité et ondes internes. *Thèse de Doctorat*. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 269 p.
- BOUTTEFFROY P. (1999) - Influence climatique et tectonique sur le remplissage sédimentaire du lac Issyk-Kul (Tien-Shan, Kyrghyzstan, Asie-centrale). *Université de Savoie - Université Joseph Fourier de Grenoble*.
- BOSWELL P.G.H. (1961) - Muddy sediments. *Heffer*, Cambridge, 200 p.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J. (1991) - Glacigenic sediments. Elsevier, 674 p..
- BUCKNAM R.C., HEMPHILL-HALEY E., LEOPOLD E.B. (1992) - Abrupt uplift within the past 1700 years at southern Puget Sound, Washington. *Science*, 258 :1611-1614.
- BUGGE T., BEFRING S., BELDERSON R.H., EIDVIN T., JANSEN E., KENYON N.H., HOLTEDAHL H., SEJRUP H.P. (1987) - A giant tree-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7, p. 191-198.
- BUONCRISTIANI J.F. (1997) - Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantification des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la Combe d'Ain (Jura, France). *Thèse de doctorat, Univ.de Bourgogne*, 232 p.
- BURTMAN V.S. (1997) - Kyrghyz Republic, in Encyclopedia of European and Asian regional Geology, Ed. By Eldridge M.Moore and Rhodes W.Fairbridge, *Chapmann & Hall*, London, pp.483-492.
- BURTMAN V.S. (1980) - Faults of Middle Asia. *Am. J.Sci.*,280,725-744.

## C

- CAMPY M. & MEYBECK M. (1995) - Les sédiments lacustres. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 185-219.
- CAMPY M. (1982) -Le Quaternaire franc-comtois : essai chronologique et paléoclimatique . *Thèse d'état, Univ. de Franche-Comté*, 575 p.
- CAMPY M. (1992) - Paleogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 93, p. 1-12.
- CAMPY, RICHARD H. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 81-90.
- CARBON D., CUSHING M., LEMEILLE F., GRELLET B., BITTERLI T., FLEHOC C. & INNOCENT C. (1998) - Ruptures et déformations cosismiques enregistrées par les spéléothèmes dans la zone épacentrale du séisme de Bâle. *Karst & Tectonics*, Spéléochronos hors-série, p. 32-34.
- CARRETIER S. (200) - Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative. *Thèse de troisième cycle, Université Montpellier II*.
- CERAMICOLA S., KHLYSTOV O., KLERKX, J., VANHAUWAERT P., DE BATIST M., GRACHEF, M. (1997) - First results of the 1996 seismic and coring expedition on Ackademichesky Ridge, Lake Baikal, Siberia. *Terra Abstracts*, 9(1), 630.
- CHACORNAC J.M. (1986) - Lac d'altitude : métabolisme oligotrophe et approche typologique des écosystèmes. *Thèse de doctorat*. Univ. Claude Bernard Lyon 1, 214 p.
- CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C., HENRIET J.P. (2001) - Fluid escape occurrences as precursor of large sublacustrine sediment slides (Lake le bourget, northwestern Alps). *8ième Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, Publ. A.S.F.*, paris, n°36, p 71.
- CHAPRON M. (1999) - Contrôles climatiques et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie Alpine, Mémoire H.S. n°30, Université Joseph Fourier*, 261p.
- CHAPRON E., BECK C., POURCHET M., DECONNINK J.F. (1999) - 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, Vol 11, Nos 2/3, 86-92.
- CHAPRON E., VAN RENSBERGEN P., BECK C., DE BATIST M., PAILLET A. (1996) - Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire*, 7, 2/3, p. 155-168.
- CHAPRON E., BECK C., POURCHET M., AVERBUCH O., DE BATIST M., DECONINCK J.F. (1998) - Acoustical and sedimentological signatures of seiches deposits in a deep alpine lake: a possible equivalent to tsunami deposit in deep basins? *International Tsunami Conference, UNESCO/IOC*, Paris, 26-28/05/98, Abstract. p. 29.
- CHAPRON E., DECONINCK J.F., DESMET M., BECK C., POURCHET M., AVERBUCH O., PEYAUD J.B., RECOURT P. (1998 c) - Mise en évidence pour le dernier millénaire d'un signal paléoclimatique à haute résolution par l'utilisation des minéraux argileux: analyse d'une sédimentation lacustre profonde aux confins Alpes Occidentales/Jura. *Réunion Spécialisée de la S.G.F.: « Argiles: Sédimentologie, diagénèse, environnement »*, 20-21/11/98, Lille, France, Abstract p. 25.

- CHEDIYA O.K., ABDRAKHMATOV K.E., KORZHENKOV A.M., LEMZIN I.N. (1998) - Seismotectonic position of the Balasogun, North Tien Shan earthquake of the 15<sup>th</sup> century. *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 289-299.
- CHIROL B. (1991) - La Grotte Sous les Sangles à la Burbanche. *Spéléo 01, Comité Départemental de Spéléologie de l'Ain*, 14,65-68 et 15, 1992,p.52.
- CHIROL B. (1998) - La Burbanche. *Spéléo 01, Comité Départemental de Spéléologie de l'Ain*, 21,p.64.
- CITA M.B., CAMERLENGHI A., RIMOLDI B. (1996) - Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, 104, p. 155-173.
- CITA M.B., RIMOLDI B. (1997) - Geological and geophysical evidence for a Holocene Tsunami deposit in the Eastern Mediterranean deep-sea record. *J. Geodynamics*, 1/4, p. 293-304.
- COBBOLD P.R., DAVY P.H. (1988) - Indentation tectonics in nature and experiment.2. Central Asia. *Bull.Geol.Inst.Uppsala*, N.S,14,143-162.
- COBBOLD P.R., SADYBAKASOV E., THOMAS J.C. (1994) - Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tianshan, Central Asia, In : *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basin, International Symposium*, F. Roure, N. Ellouz, V.S. Shein, I. Skovortsov ed., Moscow, pp.181-202.
- COCHONAT P., DODD L., BOURILLET J.F., SAVOYE B. (1992) - Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediment, the Nice slope (N-W Mediterranean sea), a case study. *Marine Geotechnology*.
- COJAN I., THIRY M. (1992) - Seismically induced déformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, v.206, p.79-89.
- COJAN I., RENARD M. (1999) - Sédimentologie. *Dunod.*, 418 p.
- COLLIGNON B. (1988) - Spéléologie, approches scientifiques, *Edisud*, 236 p.
- COMBES P., CARBON D., CUSHING M., GRANIER T., & VASKOU P. (1993) - Mise en évidence d'un paléoséisme Pléistocène supérieur dsans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.317, s. II, pp. 689-696.
- COTTON, F., BARD P.-Y., BERGE C. , HATZFELD D. (1999) - Qu'est-ce qui fait vibrer Grenoble ?, *La Recherche*, 320, 39-41.

## D

- DAVENPORT C.A., LAP J.M.J., MAURENBRECHER P.M., PRICE D.G. (1994) - Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch: field investigations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. *Geologie en Minjnbouw*, 73, p. 365-374.
- DE BATIST M., KLERKX J., ABDRAKHMATOV K., DUCHKOV A., IMBO Y., KAZANTSEV S., KOLOBOVA S., LIGNIER V., VAN CAUWENBERGHE T., (1997) - Active compression in the Issyk-Kul Lake Basin (Central Tien Shan, Kirghizstan). *A.G.U. abstract.book*.
- DEBELMAS J & KERCKHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, 56, p. 21-58.
- DEBELMAS H. (1982) - Alpes de Haute-Savoie. *Guides Géologiques Régionaux*. Ed. Masson. 182 p.

- DELANNOY J.J. (1997) - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. *Thèse de doctorat d'état, Géographie, Institut de Géographie Alpine, Grenoble*, 678 p.
- DELINE P. (1995) - Etude géomorphologique du Val Veny (Val d'Aoste). Mémoire de maîtrise, Université de Savoie, C.I.S.M., dépt. de géogr. ; 163p.
- DEQUEKER A. (1999) - Décryptage de la sédimentation d'un Lac du Massif des Aiguilles Rouges. *TER de maîtrise, Université de Lille*, 20 p.
- DESMET M., POURCHET M., BLANC-GONNET F., RUBAN C., VINEL A., LIGNIER V., (1999) - a. High mountain Lakes Sediment Records : Evidence for multi-Decennal Oscillations of climate and anthropic Impact during last millenium. *Lenou The 2<sup>nd</sup> International congress of limnogeology. IAL, Abstract book, poster 15.*
- DESMET M, BLANC-GONNET F., LIGNIER V., WINIARSKI T., POURCHET M., BECK C., (1999) - b. Les lacs du massif des aiguilles rouges : indicateurs des modifications climatiques et anthropiques de l'environnement. *7<sup>ième</sup> Congrès Français de Sédimentologie- Livre des résumés, Publi. ASF, Paris, n°33, p121.*
- DESMET M. (1995) - Paléo-océanographie du Pacifique Est Rquatorial. *Thèse de doctorat Université Louis Pasteur.*, 165 p.
- DEVIE C. (2000) - Deux siècles d'enregistrement annuel de l'érosion glaciaire : le Lac Cornu (Massif des Aiguilles Rouges). *Université de Savoie - Université Joseph Fourier.*
- DEVILLE E., BLANC E., BECK C., TARDY M., COUSIN M., MENARD G. (1994) - Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine Foreland). *In MASCLE A. (ed.) "Hydrocarbon and Petroleum Geology of France". Europ. Assoc. of Petrol. Geol, Spec. Pub, 4 :269-280.*
- DEYNOUX M., PROUST J.-N., DURAND J., & MERINO E. (1990) - Water-transfer cylindrical structures in the Late Proterozoic eolian sandstones in the Taoudeni Basin, West Africa. *Sedimentary. Geol.*, 66 :227-242.
- DOIG R. (1986) - A method for determining the frequency of large-magnitude eartquakes using lake sediments. *Can. J. Earth. Sci.*, 23, p. 930-937.
- DOIG R. (1990) - 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Quebec. *Geology*, 18, p. 820-823.
- DOIG R. (1991) - Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. J. Earth. Sci.*, 28, p. 1349-1352.
- DREESEN R., PAPROTH E., & THOREZ J. (1989) - Events documented in Famennian sediments (Ardennes-Rhenish massif, Late Devonian, NW Europe). *in The Devonian of the World, MacMillan N.J., A.F. Embry, & D.J. Glass (eds.), Vol.3, Sedimentation, pp. 295-308.*
- DUGUE O. & RIOULT M. (1987) - Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur: son enregistrement dans le " Calcaire gréseux de Hennequeville " (Normandie, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, s. II, 8 :365-370.
- DUGUE O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massif anciens. La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au callovo-oxfordien. *Thèse de Doctorat, Université de Caen*, 593 p., déposée Univ. Caen.
- DUGUE O. (1995) - Origine sismique de déformations synsédimentaires de la plate-forme oxfordienne normande (Calcaire gréseux de Hennequeville, Jurassique supérieur, Bassin anglo-parisien, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 321, s. II, pp. 193-200.

## E

- EINSELE G. (1991) - Submarine mass flow deposits and turbidites. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), Springer-Verlag, p. 313-339.
- EL-ISA Z. H., MUSTAPHA H. (1986) - Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 86:413-424.
- EL-ROBRINI M., GENNESSAUX M., MAUFFRET A. (1985) - Consequences of the El-Asnam earthquakes : currents and slumps on the Algerian margin (western Mediterranean). *Geo-Marine Lett.*, 5:171-176.

## F

- FIELD M. E., GARDNER J. V., JENNINGS A. E., EDWARDS B. D. (1982) - Earthquake-induced sediment failure on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, 10:542-546.
- FORD D. (1992) - Karst et glaciation au Canada, in Salomon J.N. & Maire R., 1992. Karst et évolutions climatiques. *Presses Universitaires de Bordeaux*, 520 p., p.249-266.
- FORTUNA A. B. (1993) - Detalnoe seismitseskoe Rayonirovanie Issik-Kulskoi Vpadini. *Akademia Nauk Kirgizskoi Respubliki*, Institut Seismologii, Bishkek, Ilim publication.
- FRANCUS P. (1997) - Contribution de la microsédimentologie assistée par analyse d'image aux reconstitutions paléoclimatiques de séquences lacustres quaternaires. Les exemples du lac Baïkal (Sibérie), de vico (Italie) et de Nogaret (France). Unpubl. Doctoral dissertation, université Catholique de Louvain, 345 pp., 3 annex.
- FRANCUS P. (1998) - An image-analysis technique to measure high resolution grain-size variation in thin section of soft clastic sediments. *Sedimentary Geology*, 121 : 289-298.

## G

- GAILLARD J.F. (1995) - Limnologie chimique: principes et processus. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 115-184.
- GAUTHIER S. (1998) - Analyse d'un signal sédimentaire à haute résolution dans un dépôt lacustre Tardiglaciaire, le lac de Cerin (Ain, France). *Mem. Maîtrise*, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 43 p.
- GERRASSIMOS A., LEFKOPOULOS P.G. (1993) - Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Sei. Soc. Ame.*, 83, 3, 925-938.
- GERBAUD G. (1999) - Etude de dépôts glaciolacustres en contexte karstique : les Varves de la Grotte Sous les Sangles (AIN). *Université de Savoie - Université Joseph Fourier de Grenoble*.

- GHES M., BAKIROV A.A. (1993) - Magmatism of the Tien Shan Caledonides : geodynamic aspect, in : *Geodynamic Evolution of Paleoasian ocean*, Ed. N.L. Dobretsov and N.A., Berzin, IGCP Project 283, Pep.n°4, Novosibirsk, pp202-205.
- GIDON P., PERRIER R., DOUDOUX B. (1969) - Carte géologique de la France, 1/50000, Feuille de Chambéry, Editions BRGM.
- GIRALT S. (2000) - Facies and sedimentological processes in Issyk-Kul lake. *Royal Museum of Central Africa, Tervuren*, Publication interne., 11p.
- GLADSTONE C., PHILLIPS J.C., SPARKS R.S.J. (1998) - Experiments on bidisperse, constant-volume gravity currents : propagation and sediments deposition. *Sedimentology*, v.45, p.833-843.
- GLENN C.R. & KELTS K. (1991) - Sedimentary rythms in lake deposits. In: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, p. 188-221.
- GORYACHEV A.V. (1959) - Mesozoic-Cenozoic structure, History, Tectonic development and seismicity of the region of Lake Issyk-Kul. Nauta, Moscow.
- GROLEAU A. (1994) - Contribution à l'étude de l'influence des crues sur le cycle du phosphore dans le lac du Bourget. *Mém. de DEA*, Univ. paris XII, 57 p.
- GROVE J. (1987) - The Little Ice Age. *Methuen*, London, 498 p.
- GUIRAUD M., PLAZIAT J.-CL. (1993) - Seismites in fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225:493-522.

## H

- HEEZEN B.C. & EWING M. (1952) -Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.*, 250, p. 849-873.
- HEMPTON M.R., DEWEY J.F. (1983) - Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southwest Turkey. *Tectonophysics*, 98:7-14.
- EYHERALDE J., GOURREAU J.M., GUBLER Y., ROELLY A., PERRET P., RAVANEL J. (1993) - Guide de la Reserve Naturelle des Aiguilles Rouges. *Decouverte des milles et un secrets de la nature dans la région de Chamonix. Collection Nature, La Ravoire, Editions GAP.*
- HIBSCH C., ALVARADO A., YEPES H., PEREZ H., & SÉBRIER M. (1995) - Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *J. Geodynamics*, 24/1-4 :259-280.
- HIEKE W. (1984) - A thick Holocene homogenite from the Ioninan abyssal plain (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 55, p. 63-78.
- HOLTZAPFFEL T. (1985) - Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Mem. Soc. Géol. Nord.* p.15-30.
- HOLZER S.L., CLARK M.M. (1993) - Sand boils without earthquakes. *Geology*, 21: 873-876.
- HOROWITZ D.H. (1982) - Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown deposits. *Sedimentology*, 29 :155-180.

- HULOT L. & REYNAUD L. (1994) - Signification climatique des variations de front des glaciers alpins. Réunion section glaciologie SHF, 10-11 mars, Grenoble, 28p.
- HUFF W.D. (1989) - Pleistocene varves and related sediments, Lac du Trièves, Drac Valley, Southeastern France. *Géologie Alpine*, 65.
- HSÜ K.J. (1989) Physical principles of sedimentology . A readable textbook for beginners and expert. *Springer-Verlag ed., Berlin Heidelberg*, 232p.
- HUTCHINSON G.E. (1957) - A treatise on Limnology. *Vol I: Geography, Physics and Chemistry*. Wiley., New York, 1015 p.

## I

- IMBO Y., DEBATIST M., KLERKX J., ABDRACHMATOV K., LIGNIER V., DUCHKOV A.A., KAZANTSEV S., TREFOIS P. (1998) - The lacustrine sedimentary record of active compression in the Issyk-kul Lake Basin (Central Tien-Shan, Kirghizstan). Abstract, *Active Tectonic Continental Basins : Interaction between sedimentary and structural processes*, Gent, Belgium (30 04 1998 – 04 05 1998), p.86.
- IMBO Y. (1998) - Studie van de evolutie van het Issyk-Kul bekken (TienShan, kirgizie) gebaseerd op hoge-resolutie reflectie-seismische profielen. *Scriptie van licentiaat in de Geologie*. Unversiteit Gent., 125 p.
- IMBO Y., DE BATIST M, KLERKX J, LIGNIER V, GIRALT S, VERMEESCH P, BECK C (1999) - High-resolution reflection seismic study of the sedimentary infill of lake Issyk-Kul, Kirghyzstan, Central Asia. *Lennou, 2<sup>ème</sup> Congrès International de Limnogéologie*, Abstract publ., 25-28 mai 1999, Brest, France.
- INOUCHI Y., KINUGASA Y., KUMON F., NAKANO S., YASUMATSU S., SHIKI T. (1996) - Turbidites as records of intense paleoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 104, p. 117-125.

## J

- JACOBY G.C., CARVER G., WAGNER W. (1995) - Trees and herbs killed by an earthquake ~300 yr ago at Humbolt Bay, California. *Geology*, 23 :77-80.
- JAEGER H.M., NAGEL S., & BEHRINGER R.P. (1996) - Th physics of granular materials. *Physics Today*, April 96, pp.32-38.
- JEANNIN P.Y. (1991) - Mise en évidence d'importantes glaciations anciennes par l'étude des remplissages karstiques du Réseau des Sieben Hengste (Chaîne borbière helvétique). *Eclogae Geol. Helv.* 84,1, p. 207-221.
- JOUANNE F. (1994) - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. *Thèse de Doctorat.* Mém. Sci. Terre, Univ. de Savoie, Chambéry, 254 p.
- JOUANNE F., MENNARD G. & JAULT D. (1994) - Present-day vertical defromation of the French northwestern Alps/Southern Jura mountains : comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.* 119, p. 151-165.

JOUANNE F., MENNARD G. & DARMENDRAIL X. (1995) - Present-day vertical displacement in the north-western Alps and southern Jura Mountains : data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14, 3, p. 606-616.

## K

KASTENS K., CITA M.B. (1981) - Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92:845-857.

KEEFER D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, v.95, p.406-421.

KELTS K., HSÜ K.J. (1980) - Resedimented facies of 1875 Horgen slumps in Lake Zürich and a processmodel of longitudinal transport of turbidity currents. *Eclog. geol. Helv.*, 73/1:271-281.

KERRIEN Y., MONJUVENT G. (1990) - Carte géologique de la France, feuille de Belley (n°700) au 1/50.000. BRGM édit., Orléans, Notice Explicative, 73 p.

KLERKX J., ABDRACHMATOV K., BUSLOV M., DE BATIST M., VERMEESCH P., IMBO Y., HUS R., DELVAUX D. (1999) - Active deformation in the Issyk-Kul Basin (Kyrghyz Tien-Shan): From pull-apart to transpressional basin. *Lenou, The 2<sup>nd</sup> International Congress of Limnogeology*, Brest, France, 25-28 Mai 1999(abstract).

KNAUF V.M., (1973) - Relation between regional seismic zones and pre-mesozoic structures of the Tien-Shan. *Bull. Acad. Sci, USSR, Earth Phys*, 7, 35-45.

KONDORSKAYA V.N., SHEBALIN N.V., Eds. (1977) - New catalogue of strong earthquakes on the territory of the USSR (from ancient time to 1975). Moscow : Nauka, pp.535 (in russian).

KRIVOSHEI M.I. (1989) - About links between decrease of the Issyk-Kul lake level and strong earthquakes. *In : Seismicity of Tien-Shan. Frunze.Publ.House Ilim.*, p.295-317.

KUENEN P.H. (1958) - Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23:1-28.

KURIBAYASHI E. & TASTUOKA F. (1975) - Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan. *Soils Found*, 15/4, p. 81-92.

## L

LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A., CUSHING M., DUROUCHOUX C. (1996) - Mille ans de séismes en France, Catalogue d'épicentre, paramètres et références. *BRGM-EDF-IPSN, Ouest Editions*, 79p.

LAMBERT J., BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.Y, GODEFROY P., LEVRET-ALBARET A. (1997) - Les tremblements de terre en France. Hier, aujourd'hui, demain...*Editions BRGM* ; 196p.

LEMMIN U. (1995) - Limnologie physique. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 60-106.



- LEVRET A. (1991) - The effects of Novembre 1, 1755 « Lisbon » earthquake in Morocco. *Tectonophysics*, 193, p. 83-94.
- LEVRET A., CUSHING M., PEYRIDIEU G. (1996) - Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France, atlas de 140 cartes macrosismiques. *Institut de Protection et de Sécurité Nucléaire (ed.)* ; vol. 1, 399p.
- LEVY E.H., RUZMAIKINA A.A. & RUZMAIKINA T.V. (1991) - Magnetic history of the sun. . *The Sun in Time*, C.P. Sonett, M. S. Guimpapa, M.S. Matthews, (Eds.), The University of Arizona Press, Tucson, p. 589-632.
- LIGNIER V. (1996) - Caractérisation des destructurations synsédimentaires d'origine sismique dans des sédiments lacustres quaternaires « les argiles du Trièves ». *Mem. D.E.A.*, Univ. Savoie, 39 p.
- LIGNIER V., BECK C., CHAPRON E. (1998) - Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes (" les Argiles du Trièves "). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327 :645-652.
- LIGNIER V., ARNAUD F. (2000) - Résultats préliminaires de l'étude sédimentaire du Lac d'Anterne: indices paléoclimatiques et paléosismique. Com. Orale, Commission "Dynamique des écosystèmes et géosystèmes" - Comité Scientifique de L'A.P.E.G.E., 4 mai 2000.
- LIGNIER V., ARNAUD F., BECK C., DESMET M., TRENTÉSEAUX A., POURCHET M., (2001) - Discriminating flood deposits from turbiditic reworking of delta foreset, in a terrigenous-fed lake : a clue to separate run off peaks (climatic events) from in situ destabilization (seismo-tectonic events). *8ième Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, Publ. A.S.F.*, paris, n°36, p 229.

## M

- MACAR P., ANTUN P. (1950) - Pseudonodules et glissements sous-aquatiques dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (Grand Duché du Luxembourg). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Mém., 73:121-150.
- MADARIAGA R., PERRRIER G. (1991) - Les tremblements de terre. *Presse du CNRS*. 210 p.
- MAGNY M. (1995) - Une histoire du climat. Errance Ed., 176 p.
- MAIRE R. (1990) - La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, quaternaire, paléoclimats", *Karstologia Mémoires*, n°3, 731p.
- MANALT F. (1998) - Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales, le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie). *Thèse de Doctorat*, Université de Savoie, 227 p.
- MANDIER P. (1988) - Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 123-128.
- MARCO S. & AGNON A. (1995) - Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, 23/8:695-698.
- MARTIN S. (1977) - Analyses et reconstitutions de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du Massif du Mont Blanc (Bossons, Argentière, Mer de Glace). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13(1-2) 127-153.

- MATTAUER M., MATTE P., OLIVET J.L. (1999) - A 3D model of the India-Asia collision at platescale. *C.R. Acad.Sci.*, Paris, 328, 499-508.
- MATTE P., MATTAUER M., OLIVET J.M., GRIOT D.A. (1997) - Continental subduction beneath Tibet and Himalayan orogeny : a review. *Terra Nova*, 9; 264-270.
- MAYALL M.J. (1983) - An earthquake origin for synsedimentary deformation in a late Triassic (Rhaetian) lagoonal sequence, southern Britain. *Geol. Mag.*, 120/6: 6132-622.
- MECHLER P. (1982) - Les méthodes de la Géophysique. *Dunod Université, Bordas*, Paris. 198p.
- MEGHRAOUI M., PHILIP H., ALBARÈDE F., & CISTERNAS A. (1988) - Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault : evidence for paleosismicity. *Bull. Soc. Seismol. Amer.*, 78/2 :979-999.
- MELIERES M.A, POURCHET M., PINGLOT J.F. (1993) - Approche simplifiée du mixage dans les sédiments traité comme phénomène diffusif: Application aux sédiments lacustres. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 25, p. 226-227.
- MEYBECK M. (1995) - Les lacs et leur bassin. *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, p. 7-59.
- MINOURA K. & NAKAYA S. (1991) - Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, 99, p. 265-287.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R., SANGREE J.B. (1977) - Seismic stratigraphy and global Changes of Sea Level, Part 6 : Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflexion Patterns in Depositional Sequences. In Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration (C.E.Payton, ed.) *American Association of petroleum Geologists memoir*, 26, pp.117-133.
- MOLINA J.M., ALFARO P., MORETTI M., SORIA J.M. (1998) - Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, Vol 10, N°3, 145-150.
- MOLNAR P., TAPPONIER P. (1975) - Cenozoic tectonics of Asia : effect of a continental collision, *Science*, 189(4 201),419-426.
- MONJUVENT G. (1973) - La transfluence Durance –Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes Françaises) . *Géologie Alpine*, 49, 57-118.
- MONJUVENT G. (1978) - Le Drac : morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin alpin. *Thèse d'Etat*, Université de Grenoble, 433 p.
- MONJUVENT G. & NICOUD G. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèses et réflexions. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 147-156.
- MONNEVEUX O. (1999) - L'origine de la kaolinite dans le Lac Cornu. *TER de maîtrise , université de lille*, 20 p.
- MONTENAT C. (1980) - Relations entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXII, 3:501-509.
- MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., BARRIER P., PATUREL D. (1993) - Les séismites: essai de typologie génétique. *Géochronique*, 46, p. 15-17.
- MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., PATUREL D. (1994) - Typologie génétique des séismites d'après l'exemple des bassins Néogènes Bétiques (SE de l'Espagne). *Séances spécialisées de le S.G.F « Paléoséismicité, sismites »*, Chambéry, 11 mai 1994, p. 12-13.

- MORETTI M., & TROPEANO M. (1996) - Strutture sedimentarie deformative (sismite) nei depositi Tirreniani di Bari. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51 :485-500.
- MORETTI M., ALFARO P., CASELLES O., CANAS J.A. (1999) - Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 369-383.
- MORNER N.A. (1996) - Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and Tsunamis. The autumn 10,430 BP case in Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 15, p. 939-948.
- MULDER T., TISOT J.P., COCHONAT P., BOURILLET J.F. (1993) - Stabilité des pentes sous-marines dans la baie des Anges, Nice, France. Approche géotechnique. *Rev. Franç. Géotech*, n°64, pp.21-30.
- MULDER T. & COCHONAT P. (1996) - Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary Research*, 66/1, p. 43-57.
- MÜLLER G. & QUAKERNAAT J. (1969) - Diffractometric clay mineral analysis of recent sediments of lake Constance (Centrale Europe). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, p; 268-275.

## N

- NAAIM M., NAAIM-BOUVET F. (1999) - Modélisation des avalanches mixtes de neige sèche. *La Houille Blanche*. 5, 54-69.
- NAAIM M ; CURRER I. (1998) - Two phases flows modeling pour dry snow avalanches. *J. Nat. Hazards*, 117, 129-145.
- NI J (1978) - Contemporary tectonics in the Thien Shan region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41,347-355.
- NICHOLS R.J., SPARRKS R.S.J., WILSON C.J.N. (1994) - Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41, 233-253.
- NICOUD G., MONJUVENT G., MAILLET-GUY G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine*, Mém. h. s., 113, p. 457-468.
- NICOUD G., CODDET E., BLAVOUX B., DRAY M. (1993) - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas-Chablais (Bassin Lémanique, France). Implications hydrogéologiques. *Quaternaire*, 4, p. 69-76.
- NIEMI T. M., BEN AVRAHAM Z. (1994) - Evidence for Jericho earthquake slumped sediments of the Jordan River delta in the Dead Sea. *Geology*, 22:395-398.
- NIESSEN F., LISTER G., GIOVANOLI F. (1992) - Dust transport and paleoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe -implications from varves (Lake Constance). *Climate dynamics*, 8, p. 71-81.

## O

- OBERMEIER S., GOHN G., WEEMS R.E., GELINAS R.L., & RUBIN M. (1985) - Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science*, 227 :408-411.
- OBERMEIER S.F. (1989) - The New Madrid earthquakes: an engineering-geologic interpretation of relict liquefaction features. *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1336-B, 114 p..
- OBERMEIER S.F., MARTIN A.D., FRANKEL A.D., YOUNG T.L., MUNSON P.J., MUNSON C.A., & POND E.C. (1993) - Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1536, pp. 1-27.
- OBERMEIER S.F. (1996) - Using liquefaction-Induced features for paleoseismic analysis. In: *Paleoseismology*. J.P. Mc Calpin, Academic Press, New York, p. 331-396.
- OBERMEIER S.F. (1998) - Overview of liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA, *Eng. Geol.* 50. 227-254.
- OBERMEIER S.F., POND E.C. (1999) - Issues in using liquefaction features for paleoseismic analysis. *Seismological Research Letters*, vol. 70, n°1, p.34-58.

## P

- PASSEGA R. (1957) - Texture as characteristic of clastic deposition. *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull*, 41/9, 1952-1984.
- PANTIN H.M., LEEDER M.R. (1987) - Reverse flow in turbidity currents : the role of internal solitons. *Sedimentology*, v.34, p.1143-1155.
- PAPADOPOULOS G.A., LEFKOPOULOS G. (1993) - Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 83, 3:925-938.
- PEIRY J.-L. (1988) - Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments sur un cours d'eau intramontagnard ; l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). *Thèse de Géographie et Aménagement. Université Jean MOULIN*, Lyon 3, 376 pages
- PICKERING K.T. & HISCOTT R.N. (1985) - Contained (reflected) turbidity currents in the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada : an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, p. 373-394.
- PICKERING T.K., UNDERWOOD M.B., TAIRA A., (1992) - Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough : flow collapse and reflection. *Geology*, v.20, p. 1099-1102.
- PIPER D.J.W., COCHONAT P., OLLIER G., LE DREZEN E., MORRISON M., BALTZER A. (1992) - Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité: cas du séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre Neuve). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 314, s. II, p. 1057-1064.
- PIPER D.J.W., STOW D.A.V. (1991) - Fine-grained turbidites. In : *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. By Einsele, W. Ricken and Seilacher) , 360-376. Springer-Verlag, Berlin.
- PLAZIAT J.-C., PURSER B.H., & PHILOBBOS E. (1988) - Diversity of Neogene seismites of the NW Red Sea (Egypt): a characteristic sedimentary expression of rifting. *Tectonophysics*, 153:295.

- PLAZIAT J.C., PURSER B., PHILOBOS E. (1990) - Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. géol. France*, t. VI, 3, p. 419-434.
- POMEROL C., LAGABRIELLE Y., RENARD M. (2000) - Eléments de géologie. *Masson Sciences coll., Dunod ed.*, 12<sup>ième</sup> édition, 744p.
- POTTER P.E., PETTIJOHN F.J. (1977) - Paleocurrent and basin analysis. 2<sup>nd</sup> edition., *Springer-Verlag ed.*, 460 p.
- POURCHET M., PINGLOT J.F. (1989) - Cesium 137 and Lead 210 in alpine lake sediments: measurements and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research*, vol 94, c 9, p. 12761-12770.
- PRATT B.R. (1994) - Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana : a test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology*, 22:1091-1094.
- PRATT B. (1998) -a. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks : origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110/8 :1028-1045.
- PRATT B. (1998) -b. Syneresis cracks : subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sediment. Geol.*, 117 :1-10.

## Q

- QUINIF Y., MAIRE R. (1998) - Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin Cave, French Pyrenées. *Quaternary research*, n°49, p.37-50.

## R

- RASMUNSSSEN K.A., RICKETTS R.D., JOHNSON T.C., ROMANOVSKY V.V. (1999) - *Lenou, The 2<sup>nd</sup> International Congress of Limnogeology*, Brest, France, 25-28 Mai 1999 (abstract). Reading H.G. (ed.), 1996. Sedimentary environments : Processes, facies and stratigraphy. Third edition, *Blackwell Sciences Ltd.* 704 p.
- RAVENNE C., BEGHIN P. (1983) - Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 38/3, 279-297. p
- READING H.G. (1996) - Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy. Third edition, *Blackwell Sciences.* 704 p.
- REYNAUD L. & VINCENT C. (2000) - Relevé de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises. *La Houille Blanche*, Avril 2000.
- RENAULT P. (1967-1968) - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Thèse d'Etat, CNRS, Paris, Annales de spéléologie* 23/1, pp.259-308.
- RINGROSE P.S. (1989) - Paleoseismic (?) liquefaction event in late quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1, p. 57-62.
- RIVIERE A. (1977) - Méthodes granulométriques, techniques et interprétations . *Masson, Paris* , 170 p.

- ROCHETTE P., MONTJUVENT G., BECK C. (1991) - Semiperiodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Gresivaudan, SE France: inferences on today's seismic hazard. *Terra Nova, EUG VI abstracts*, 3, p. 178.
- RODRIGEZ-PASCUA M.A. (1997) - Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 286 p.
- ROEP T.B. & EVERTS A.J. (1992) - Pillow-beds : a new type of seismites, an example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39 :711-724.
- ROTHER E. (1938) - *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, t. III
- ROTHER E. (1941) - *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, t. III.
- ROTHER E. (1967) - *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, t. VIII.
- ROTHER E (1972) - *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, t.IX.
- ROTHER J.P. (1998) - Dans "Dictionnaire des Sciences de la Terre, continents, océans, atmosphère", *Encyclopédia Universalis*, Albin Michel. P712-714.
- RUBAN C. (1999) - Etude comparée de la sédimentation des lacs du Massif des Aiguilles Rouges . *Université de Savoie - Université Joseph Fourier de Grenoble*.
- RUFFALDI P. (1991) - Première contribution à l'étude de la végétation tardiglaciaire et holocène du Bugey : l'exemple de la tourbière du lac de Cerin (Ain, France), *Revue de paléobiologie*, vol.10, n°1, p137-149.
- RUFFALDI P. (1993) - Histoire de la végétation du Jura méridional depuis le retrait du glacier würmien à partir des analyses palynologiques du lac de Cerin (Ain, France), *Thèse de troisième cycle, Faculté de Franche Comté, Laboratoire de Chrono-Ecologie de Besançon, France*.

## S

- SAUNDERSON H.C. (1977) - The sliding bed facies in esker sands and gravels : a criterion for full-pipe (tunnel) flow ? *Sedimentology*, n°24, p.623-638.
- SAURET B., BOUSQUET J.-C. (1984) - Manifestations de l'instabilité du sol dans la zone épiscopale du séisme de Messine de 1908 ; le rôle de la liquéfaction. Colloque "Mouvements de Terrain", Caen, *Documents B.R.G.M.* ; 83 :63-74.
- SAVVAITOVA K., PETR T. (1992) - Lake Issyk-Kul, Kirgizia. *International Journal of Salt Lake Research*. 1 : 21-46.
- SBAI A., EK C., DROUIN P., CHIROL B., ARIAGNO J.C., PELISSON A., QUINIF Y. (1995) - Les remplissages de la Grotte Sous les Sangles : sédimentologie et évolution spéléomorphologique d'une Grotte du Jura Méridional (France). *Quaternaire*, 6, (1), 35-45.
- SCHLUCHTER C. (1988) - The deglaciation of the Swiss-Alps: a paleoclimatic event with chronological problems. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 141-145.
- SÉGURET M., LABAUME P., & MADARIAGA R. (1984) - Eocene seismicity in the Pyrénées from megaturbidites of the South Pyrenean basin (Spain). *Marine Geol.*, 55:117-131.

- SEILACHER A. (1984) - Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar. Geol.*, 55:1-12.
- SEILACHER A. (1969) - Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13, p. 155-159.
- SEILACHER A. (1991) - Events and their signatures- an overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (Eds.), Springer-Verlag, p. 221-226.
- SELBY M. J. (1993) - Hillslope Materials and Processes. *Oxford University Press, Oxford*. Sec. Edit., 450 p.
- SERVA L. (1994) - Ground effects in intensity scales. *Terra Nova*, 6, p. 414-416.
- SESIANO J. (1993) - Monographie physique des plans d'eaux naturels du département de la haute Savoie. *Doctorat du Département de Minéralogie de l'Université de Genève*. 125p.
- SHILTS W.W. & CLAGUE J.J. (1992) - Documentation of earthquake-induced disturbance of lake sediments using subbottom acoustic profiling. *Can. J. Earth. Sci.*, 29, p. 1018-1042.
- SIEGENTHALER C., FINGER W., KELTS K., WANG S. (1987) - Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, 80/1, p. 241-260.
- SIEH K. E. (1978) - Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California. *Journ. Geophys. Res.*, v. 83, n°B8, 3907-3939.
- SIMS J.D. (1973) - Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182, p. 161-163.
- SIMS J.D. (1975) - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, p. 141-152.
- SLY P.G. (1994) - Sedimentary processes in lakes. In: *Sediment transport and depositional processes*, K. Pue (Ed.), Blackwell scientific Publications, Oxford, p. 157-193.
- SOTER S. (1999) - Macroscopic anomalies and submarine pockmarks in the Corinth-Patras rift, Greece. in Earthquakes, Paeoseismicity, and Active tectonics, Pavlides S.B., D. Pantosti D., & Peizhen Z. (eds.), *Tectonophysics, Spec.Iss.*, 308 (1/2):275-290.
- STOW, D.A.V., AND PIPER, D.J.W. (1984) - Deep-water fine-grained sediments: facies models. In Stow, D.A.V., and Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 15:611-645.
- STURM M., SIEGENTHALER C., PICKRILL R.A. (1995) - Turbidites and "homogenites". A conceptual model of flood and slide deposits. *Publ.IAS-16<sup>th</sup> Regional Meeting Sedimentology, Paris*, 22, 140.
- STURM M., VOLOGINA E.G., LEVINA O.V., RYVES D., LEES J.A. (1998) - Hemipelagic sedimentation and turbidites in the active tectonic basin of lake Baikal. *Active Tectonic Contiental Basins, interaction between sedimentary and structural processes*. Gent, 30/04/98-2/05/98, Begium, Abstract. p. 23-24.
- STURM M., SCHMIDT O.T., OHLENDORF C. (1999) - An exceptional turbidity current event in Brienzensee, Switzerland. *Lenou, The 2<sup>nd</sup> International Congress of Limnogeology*, Brest, France, 25-28 Mai 1999 (abstract).
- SYVITSKI J.P.M. & SCHAFFER C.T. (1996) - Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104, p. 127-153.

# T

- TALBOT M.R., ALLEN P.A. (1996) - Lake. In : *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy* (Ed. By H.G. Reading), 395-453. Blackwell Science, Oxford.
- TAPPONIER P., MOLNAR P. (1979) - Active faulting and Cenozoic tectonics on the Tien-Shan, Mongolia and Baikal regions. *J. Geophys. Res.* 84, 3424-3459.
- TESSIER B. & TERWINDT H.J. (1994) - Un exemple de déformations synsédimentaires en milieu intertidal : l'effet du mascaret. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 319, s. II, 217-223.
- THORSON R.M., CLAYTON, W.S., SEEBER L. (1986) Geological evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. *Geology*, 14:463-467.
- THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R., JENATTON L. (1990) - SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1, p. 1-10.
- THOUVENOT F., FRECHET J., JENATTON L., THOMAS J-C & PAUL A. (1997) - The 15-July 1996 Annecy earthquake, France : a detailed seismic mapping of the Vuache fault rupture zone. *Abstract Suplement N° 1 Terra Nova*, 9. European Union of geosciences, strasbourg, France.
- THOUVENOT F., FRECHET J., TAPPONIER P., THOMAS J.-C., LE BRUN B, MENARD G. , LACASSIN R., JENATTON L., GRASSO J.-R., COUTNANT O., PAUL A., HATZFELD D. (1998) - The ML 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of July 15 1996 : a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Intern.*, 135:876-892.
- TIBALDI A. GRAZIOTTO E., FORCLA F. GAPITCH V.H. (1997) - Morphotectonic indicators of holocene faulting in Central Tien-Shan, Kazakhstan and geodynamics implications. *Journal of Geodynamics*, 23(1) ; 23-46.
- TIBALDI A., GRAZIOTTO E. (1997) - Three-dimensional compressional deformations in the Zailiski Alatau mountains, Kazakstan. *Geodynamica Acta* (Paris), 10, 5, 239-249.
- NASH D.B. (1980) - Morphologic dating of degraded normal fault scarp. *J. of Geol.* , 88, 353-360.
- TRIFONOV V.G. (Ed.) (1986) - Map of active faults of the USSR and the adjoining areas. Scale 1:8,000,000. Moscow-Irkutsk..
- TROFIMOV A.K., TRULININ, C.I. (1993) - Detalnoe seismitskoe rayonirovanie Issik-Kulskoi vpadini. *Akademia Nauk Kirghizkoi Respubliki*, Institut Seismologii, Bishkek, *Ilim publications*.
- TSUCHIDA H., AND HAYASHI S. (1971) - Estimation of liquefaction potential of sandy soils: Proceedings of the third Joint Meeting, U.S.-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR, Tokyo, May, 1971, p.91-109.
- TWEDDLE D. & CROSSLEY R. (1991) - Effects of an earthquake on demersal cichlid fishes of southern Lake Malawi. *J. Fish Biol.*, 38:305-308.



## V

- VALLON M., VINCENT C., REYNAUD L. (1995) - Sensibilité des bilans de masse glaciaires aux fluctuations climatiques. *La Houille Blanche*, n°5/6 1995, p.167-174.
- VAIL P., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3. Relative changes of sealevel from coastal onlap. In : *Payton C. ed. Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration*; A.A.P.G. Mem. 26,63-97.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., ZIELINSKI T. (1995) - Shock-induced resuspension deposits from a pleistocene proglacial lake (Kleszczow graben, central Poland). *Journal of Sedimentary Research*, 65/2, p. 417-422.
- VAN RENSBERGEN P. (1996) - Seismic stratigraphic study of the glacial and lacustrine infill of Lakes Annecy and Le Bourget. PhD Thesis, University of Gent, vol, 209 p.
- VERCUEIL D. (1997) - Etude de la liquéfaction de matériaux composites sols-géotextiles. Application au génie parasismique. *Thèse de troisième cycle, IRIGM, Université Joseph Fourier, Grenoble*
- VITTORI E., LABINI S., SERVA L. (1991) -Paleoseismology: review of the state of the art. *Tectonophysics*, 193, p. 9-32.
- VON RAUMER J.F. (1987) - Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. *Géologie Alpine*, t. 63, pp. 5-24.

## W

- WETER W. (1987) - Spät-und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet : Untere Vallée de Chamonix – Val Montjoie. *Phys. Geogr., Zurich*, 22, 267p.
- WIEGEL R.L. (1964) - *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall, M. R. Englowood & N.J. Cliffs (Ed.).
- WINDLEY B.F., ALLEN B., ZHANG C., ZHAO Z.Y., WANG R.R. (1990) - Paleozoic accretion and cenozoic reformation of chinese Tien Shan Range, Central Asia. *Geology* 18,128-131.

## Y

- YEGIAN M/K., GHRAHRAMAN V.G., NOGOLE-SADAT M.A.A., & DARAIE H. (1995) - Liquefaction during the 1990 Manjil ; Iran, earthquake, I and II: case history data and case history analyses. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 85/1 :66-92.
- YOUD T.L. (1977) - Discussion of "brief review of liquefaction during earthquakes in Japan" by E.Kuribayashi and Tatsuoka, 1975 in *Soil & Foundation*, 15, 81-92, *Soil & Foundations*, 17, 82-85.

## Z

- ZHANG L.C., WU N.Y., (1985) - The geotectonic evolution of the Tien Shan Range, Central Asia. *Geology*.18,128-131.

2001 CHAM S30  
T A1053.201/30.2 bio

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE DE SAVOIE

pour l'obtention du TITRE DE DOCTEUR D'UNIVERSITE

réalisée au sein du

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UMRS 5025 CNRS)

Spécialité : Géologie

Soutenue le 21 Décembre 2001

par Vincent LIGNIER

LES SEDIMENTS LACUSTRES ET L'ENREGISTREMENT DE LA  
PALEOSISMICITE.

Etude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-  
Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze

*LIVRE II*

*FIGURES*





THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE DE SAVOIE

pour l'obtention du TITRE DE DOCTEUR D'UNIVERSITE

réalisée au sein du  
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UMRS 5025 CNRS)

Spécialité : Géologie

Soutenue le **21 Décembre 2001**

par Vincent LIGNIER

## LES SEDIMENTS LACUSTRES ET L'ENREGISTREMENT DE LA PALEOSISMICITE.

Etude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze

*LIVRE II*

*FIGURES*

## SOMMAIRE

### *Figures du chapitre I*

Figure I-1 :	Loi d'échelle des ruptures sismiques	(tableau dans le texte)
Figure I-2 :	Déformation élastique des roches au passage de différents types d'ondes	8
Figure I-3 :	Vitesse des ondes P et S dans différents matériaux	(tableau dans le texte)
Figure I-4 :	Illustration de la réponse de site du bassin alluvial de la ville de Santa Cruz	9
Figure I-5 :	Relation entre magnitude et quantité d'énergie	9
Figure I-6 :	Relation entre l'intensité et l'accélération des mouvements du sol	(tableau dans le texte)
Figure I-7 :	Effet d'une liquéfaction sur l'arrangement granulaire d'un sédiment	10
Figure I-8 :	Domaines de textures favorables à la liquéfaction	10
Figure I-9 :	Classification des principaux comportements rhéologiques et structures associées, dans des sédiments mous sans cohésion	11
Figure I-10 :	Coupe verticale schématique montrant des structures idéales de filons et de volcans de sable	12
Figure I-11 :	Formation de volcans de sable et d'épanchements latéraux	12
Figure I-12 :	Exemple de déformations attribuées à des séismes	13
Figure I-13 :	Reproduction de structures de type "Ball and Pillow", par modélisation analogique	13
Figure I-14 :	Cas théorique d'une masse de sédiments sur une pente	14
Figure I-15 :	Evolution progressive d'un glissement translationnel en coulée de débris liquéfiée	14
Figure I-16 :	Différents types de remaniements gravitaires de sédiments le long d'une pente et mécanismes associés	15
Figure I-17 :	Relation entre la magnitude de moment et la distance maximale des liquéfactions à l'épicentre	16
Figure I-18 :	Relation entre l'intensité de séismes historiques et l'épaisseur de niveaux perturbés leurs étant attribués dans la région de Quito	16
Figure I-19 :	Proposition de courbes limites de phénomènes de liquéfaction en fonction des épaisseurs de sédiments et des pics d'accélération	17
Figure I-20 :	Exemple de diminution de la déformation de sédiments avec la distance à la source sismique	18
Figure I-21 :	Illustration de la possible ambiguïté entre les origines sismiques et non sismiques de certaines structures de déformation synsédimentaires	19
Figure I-22 :	Modalités de la sédimentation des apports allochtones détritiques, en milieu lacustre	20

### *Figures du chapitre II :*

Figure II-1 :	Paléogéographie du lac du Trièves au Würm	22
Figure II-2 :	Carte sismo-structurale de la région du Trièves	23
Figure II-3 :	Structure de fluage liquéfaction simple	24
Figure II-4 :	Structure en poly-diapirs inverses	25
Figure II-5 :	Poly-diapirs inverses : bloc diagramme interprétatif simplifié	26
Figure II-6 :	Structure à gradient de plissement	27

Figure II-7 :	Structural setting of Lake Le Bourget and location of studied area	28
Figure II-8 :	Sketch of NF1 outcrop of Nan Forezan Canyon	29
Figure II-9 :	Detailed picture of the NF1 outcrop	29
Figure II-10 :	Stratigraphic log of the NF2 outcrop	30
Figure II-11 :	Sketch of NF3 outcrop and of a detailed area	31
Figure II-12 :	Grain-size cumulative curves of Nan Forezan sampled sediments (NF-NF2-NF3)	32
Figure II-13 :	Liquefaction susceptibility of Nan Forezan sediments	32
Figure II-14 :	Localisation des sept lacs étudiés	33
Figure II-15 :	Topographie et principaux traits spéléomorphologiques de la Grotte sous Les Sangles	34
Figure II-16 :	Report en surface de la topographie (plan) de la Grotte sous les Sangles et du golet Drugan, relation avec l'exsurgence de la Tuffière	35
Figure II-17 :	Fonctionnement hydrologique du système karstique Grotte sous Les Sangles, « La tuffière » et Golet Drugan ; fréquence et niveau de mise en charge (crue)	36
Figure II-18 :	Distinction génétique entre « dépôts » et « remplissages » endokarstiques	37
Figure II-19 :	Carte des dépôts et remplissages des galeries de la Grotte sous les Sangles	38
Figure II-20 :	Morphologie en « conduite » forcée et dépôts dans le réseau amont inférieur	39
Figure II-21 :	Stratigraphie de la série sédimentaire de la galerie du « Boulevard »	40
Figure II-22 :	Coupe morpho-stratigraphique des remplissages sédimentaires de la Grotte sous Les Sangles, dans le secteur du « Boulevard » et de « La Plage »	41
Figure II-23 :	Procédé d'échantillonnage des rythmites du Boulevard	42
Figure II-24 :	Vue au microscope polarisant de frottis de sédiments de la grotte sous les Sangles	43
Figure II-25 :	Caractéristiques des rythmites du « Boulevard » à partir du mode, du classement et de l'asymétrie	44
Figure II-26 :	Position des rythmites du « boulevard » sur la représentation CM de base	45
Figure II-27 :	Stratigraphie schématique des rythmites du « Boulevard »	46
Figure II-28 :	Analyse spectrale du signal sédimentaire codé en niveau de gris, des rythmites du «Boulevard »	47
Figure II-29 :	Carte de périodogrammes (pass-band mapping) du signal sédimentaire codé en niveaux de gris, des rythmites du « Boulevard »	48
Figure II-30 :	Localisation du Lac de Cerin et de la Grotte sous Les Sangles	49
Figure II-31 :	Stratigraphie du remplissage de la cuvette glaciaire et lacustre de Cerin	49
Figure II-32 :	Localisation du carottage de la tourbière de Cerin	49
Figure II-33 :	Traitement par analyse spectrale du signal sédimentaire des varves pléni-glaciaires du Lac de Cerin	50
Figure II-34 :	Datation relative des rythmites par datation absolue (méthode U/Th) de spéléothèmes	51
Figure II-35 :	Structures synsédimentaires de dépôt, dans les rythmites argilo-silteuses du « Boulevard »	52
Figure II-36 :	Structures de déformation restreintes à quelques niveaux et plans de décollement, dans la partie inférieure des rythmites du « Boulevard »	53
Figure II-37 :	Bloc diagramme schématique et interprétatif, remplaçant les différentes structures de déformations gravitaires synsédimentaires des rythmites, dans la partie médiane du « Boulevard »	54
Figure II-38 :	Volcan de silt et brèche de lamine, structure synsédimentaires d'expulsion de fluide dans les rythmites du « Boulevard »	55
Figure II-39 :	Volcans de silt et brèches de lamine, dans les rythmites du « Boulevard »	56
Figure II-40 :	Relation entre les structures de déformations synsédimentaires à différentes échelles	57
Figure II-41 :	Carte structurale détaillée de la Galerie du Boulevard	58
Figure II-42 :	Déformations affectant l'ensemble des rythmites	59
Figure II-43 :	Représentation stéréographique des observations tectoniques réalisées dans la Grotte sous Les Sangles	60
Figure II-44 :	Carte des structures tectoniques observées dans les parois des galeries et le remplissage de la Galerie du Boulevard	61
Figure II-45 :	Modèle de fonctionnement de la grotte sous les Sangles, en fonction de la période climatique et type de sédimentation associée	62

### *Figures du chapitre III*

Figure III-1 :	Localisation des 7 lacs étudiés	64
Figure III-2 :	Cadre géologique régional	65
Figure III-3 :	Cadre géologique simplifié des massifs du Mont blanc et des Aiguilles Rouges	66
Figure III-4 :	Sismicité historique des Alpes Occidentales	67
Figure III-5 :	Isoséistes du séisme d' Emosson, Avril 1905	68
Figure III-6 :	Le Lac Blanc supérieur et son bassin versant	69
Figure III-7 :	Le Lac Cornu en automne	69
Figure III-8 :	Technique de prélèvement par carottier-tube	70
Figure III-9 :	Technique de prélèvement par carottier-boîte	71
Figure III-10 :	Technique de prélèvement par trappe à sédiment « hors-gel »	72
Figure III-11 :	Lac Cornu vu depuis le col Cornu	73
Figure III-12 :	Vue du fond du lac cornu à 5m de profondeur	73
Figure III-13 :	Frottis de la carotte CRU 9802, Lac Cornu	74
Figure III-14 :	Composition volumique moyenne des sédiments des Lac Cornu, du Brévent, Pormenaz, déterminée à partir de comptage sur frotti	74
Figure III-15 :	Activité radioactive du <sup>210</sup> Pb non supporté dans les sédiments du lac Noir inférieur	75
Figure III-16 :	Les Lacs Blancs et une partie de leur bassin versant, vus depuis le point culminant de l'Aiguille du Belvédère (2965 m	76
Figure III-17 :	Prélèvement et stratigraphie des carottes BLCS98 ; proposition de corrélation	77
Figure III-18 :	Frottis de la carotte BLCS9802 du Lac Blanc supérieur	78
Figure III-19 :	Caractéristiques texturales et magnétiques des sédiments de la carotte BLCS9802	79
Figure III-20 :	Relations asymétrie-classement des différentes unités sédimentaires de la carotte BLCS9802 du Lac Blanc supérieur	80
Figure III-21 :	Position des sédiments du lac Blanc supérieur sur la représentation CM de base	81
Figure III-22 :	Image CM évolutive, du bas vers le haut des unités D, B et A (base)	81
Figure III-23 :	Cadre géologique du Lac d'Anterne et de son bassin versant	82
Figure III-24 :	Panorama du Lac d'Anterne	83
Figure III-25 :	Carte bathymétrique du Lac d'Anterne (Sesiano, 1993) et localisation des prélèvements	83
Figure III-26 :	Logs stratigraphiques schématisés des environnements sédimentaires lacustres échantillonnés ; associations de séquences	84
Figure III- 27 :	les trois types de séquences sédimentaires observés dans la carotte ANT9902 (d'après Lignier & Arnaud, 2000)	87
Figure III-28 :	Corrélation visuelle entre les carottes ANT9901 à ANT9904	86
Figure III-29 :	Frottis des faciès 4s et 4c de la carotte ANT9902 du lac d'Anterne	87
Figure III-30 :	Histogrammes de répartition volumique des tailles granulométriques par faciès	88
Figure III-31 :	Moyennes arithmétiques et écart-types correspondants, du mode et grain-moyen des différents faciès. (Tableau dans le texte)	89
Figure III-32 :	Séquences, faciès et classement en fonction de la profondeur, carotte ANT9902	89
Figure III-33 :	Relations asymétrie-classement des différents faciès sédimentaires de la carotte ANT9902 du lac d'Anterne	90
Figure III-34 :	Position des sédiments du lac d'Anterne sur la représentation CM de base, selon Passega (1957)	91
Figure III-35 :	Image CM (selon Passega, 1957) des sédiments du lac d'Anterne (ANT9902)	92
Figure III-36 :	Modèle de fonctionnement sédimentaire du Lac d'Anterne	93
Figure III-37 :	Activité radioactive du <sup>210</sup> Pb dans les sédiments de la carotte ANT9902 (Arnaud, 2000)	94
Figure III-38 :	Datation des différentes séquences sédimentaires par le modèle âge - profondeur et leur contribution respective dans le taux de sédimentation	95
Figure III-39 :	Localisation du pic de <sup>137</sup> Cs associé aux essais nucléaires de 1962 et comparaison avec le modèle d'âge <sup>210</sup> Pb (Arnaud, 2000)	96
Figure III-40 :	Correspondance temporelle entre les maximums d'avancées glaciaires et les crues dans le Lac d'Anterne.	97

Figure III-41 :	Hypothèse de relation entre les dynamiques climatique, glaciaire et lacustre d'altitude.	98
Figure III-42 :	Paramètres des quatre niveaux Ts d'ANT9902 et de leurs séismes correspondants (Tableau dans le texte)	
Figure III-43 :	Comparaison des intervalles temporels entre trois événements sismiques selon le modèle âge - profondeur (séquences Ts) et le temps réel (séismes historiques). (Tableau dans le texte)	
Figure III-44 :	Modèle âge - profondeur de la carotte ANT9902 basé sur la décroissance du <sup>210</sup> Pb et calé par la reconnaissance de quatre événements sismiques majeurs	99
Figure III-45 :	Corrélation temporelle possible des niveaux 3i avec des événements sismiques des Alpes Nord-Occidentales. Seules les corrélations avec les niveaux 3i <sub>3</sub> et 3i <sub>6</sub> semblent probables. (Tableau dans le texte)	
Figure III-46 :	Relation entre l'intensité épiscopentrale et la distance au lac d'Anterne des différents séismes régionaux ; particularité des quatre séismes enregistrés à Anterne.	100
Figure III-47 :	Distance limite d'enregistrement de séquence Ts dans le Lac d'Anterne en fonction de l'intensité épiscopentrale d'un séisme régional.	101
Figure III-48 :	Relation entre la distance épiscopentrale, les phénomènes de liquéfaction et la magnitude	102
Figure III-49 :	Relation entre l'épaisseur des niveaux Ts et l'intensité locale théorique ressentie à Anterne.	103
Figure III-50 :	Relation entre l'épaisseur des niveaux Ts dans le Lac d'Anterne et le rapport entre la magnitude macrosismique et le carré de la distance à l'épicentre, des séismes correspondants.	104
Figure III-51 :	Une perspective de méthode paléosismique à partir de dépôts sédimentaires lacustres ; résolution graphique.	105
Figure III-52 :	Une perspective de méthode paléosismique à partir de dépôts sédimentaires lacustres ; résolution analytique	106
Figure III-53 :	Les deux types de lac d'altitude étudiés, et leur potentialités respectives en terme d'études paléoclimatiques, d'impact anthropique et de paléosismicité.	107

#### *Figures du chapitre IV*

Figure IV-1 :	Carte géographique du Kyrghyzstan, localisation du Lac Issyk-Kul (Ysyk-köl)	109
Figure IV-2 :	Modèle numérique topographique du Kyrghyzstan	109
Figure IV-3 :	Le champ de contrainte actuel en Asie dans les régions qui se déforment	110
Figure IV-4 :	Schéma structural simplifié du bassin d'Issyk-Kul	110
Figure IV-5 :	Synthèse des données structurales aux abords et dans le lac Issyk-Kul	111
Figure IV-6 :	Carte de vitesses de déplacements obtenues par GPS, dans la région d'Issyk-Kul	111
Figure IV-7 :	Sismicité historique de la région d'Issyk-Kul	112
Figure IV-8 :	Carte bathymétrique et principales morphologies du fond du Lac Issyk-Kul	113
Figure IV-9 :	Circulations des courants dans la tranche d'eau supérieure du Lac Issyk-Kul	113
Figure IV-10 :	Relations stratigraphiques et structurales entre les principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul, au nord-est de Ryback'ye	114
Figure IV-11 :	Schéma structural de la partie orientale de la Baie de TOHZ à l'ouest de Kadzhi-Say	115
Figure IV-12 :	Relations stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts lacustres néogènes et quaternaires du Lac Issyk-Kul	116
Figure IV-13 :	Log stratigraphique d'une partie de la série lacustre quaternaire à l'affleurement	

	dans le canyon de la rivière Dzhergalan, au Nord de Karakol	117
Figure IV-14 :	Détails des niveaux perturbés DZH1 et DZH2 à la base de la série observée dans le canyon de la rivière Dzhergalan	118
Figure IV-15 :	Courbes cumulatives granulométriques des échantillons prélevés sur différents niveaux de l'affleurement de la rivière Dzhergalan	119
Figure IV-16 :	Susceptibilité de liquéfaction des sédiments de l'affleurement de la rivière Dzhergalan, selon les domaines définis par Tsushida & Hayashi (1971)	119
Figure IV-17 :	Les différentes structures de déformations souples en fonction des conditions stratigraphiques initiales, à partir des niveaux perturbés observés à l'affleurement de la rivière Dzhergalan	120
Figure IV-18 :	Réseau de profils sismiques de haute résolution réalisés sur le Lac Issyk-Kul durant la campagne de 1997	121
Figure IV-19 :	Carte des principaux environnements sédimentaires interprétés à partir des données sismiques	121
Figure IV-20 :	Profils sismiques de la marge est ; aire d'extension de deltas	122
Figure IV-21 :	Extrait du profil sismique IK28. Ce profil recoupe la pente ouest du bassin profond du Lac Issyk-Kul	123
Figure IV-22 :	Extrait du profil sismique Issy40, à la bordure est du fond du bassin central	124
Figure IV-23 :	Extrait du profil sismique IK62 ; ce profil recoupe la ride, anticlinal à proximité de l'aire de coulées de débris	125
Figure IV-24 :	Extrait du profil sismique IK03. Ce profil recoupe la ride en long transversalement	126
Figure IV-25 :	Modèle interprétatif des relations entre la tectonique et la sédimentation au niveau de « la ride », dans le bassin central profond du Lac Issyk-Kul	127
Figure IV-26 :	Matériel de carottage mis en œuvre lors de la campagne de 1998	128
Figure IV-27 :	Localisation des sites de carottage dans le fond du Lac Issyk-Kul lors de la mission de 1998	129
Figure IV-28 :	Principaux faciès lithologiques observés dans les carottes prélevées	130
Figure IV-29 :	Description lithologique de la carotte IK98-03a	131
Figure IV-30 :	Photos de lames minces imprégnées réalisées dans le niveau homogène de la carotte IK98-04c	132
Figure IV-31 :	Comparaison des profils magnétiques d'une carotte du bassin central profond (IK98-03a) et d'une carotte de la marge Est (IK98-28)	133
Figure IV-32 :	Corrélation des profils de susceptibilité magnétique des carottes du bassin central profond (IK98-03a/4c/05b/18a/19a/20)	134
Figure IV-33 :	Proportions de carbonates dans la carotte IK98-19a	135
Figure IV-34 :	Composition minéralogique en argiles des sédiments de la carotte IK98-19a	135
Figure IV-35 :	Comparaison du grain moyen des carottes du bassin profond central (IK98-19a & IK98-04c) et d'une carotte de la marge Est	136
Figure IV-36 :	Paramètres texturaux des sédiments du Lac Issyk-Kul : relations entre l'asymétrie et le classement	137
Figure IV-37 :	Comparaison des propriétés magnétiques (susceptibilité et anisotropie de susceptibilité (ASM)) de deux carottes types du bassin profond : IK98-19a et IK98-06b	138
Figure IV-38 :	Principe de l'essai triaxial réalisé sur les carottes IK98-12 et IK98-20	139
Figure IV-39 :	Paramètres mécaniques de sédiments issus du bassin profond (IK98-20 dans le niveau homogène) et de sédiments des pentes de l'anticlinal (IK98-12)	140
Figure IV-40 :	Activités du $^{210}\text{Pb}$ mesuré dans la carotte IK98-28	141
Figure IV-41 :	Données chronologiques apportées par les différentes méthodes de datation utilisées sur les carottes prélevées dans le Lac Issyk-Kul en 1998, et les taux de sédimentation estimés correspondants (tableau dans le texte)	
Figure IV-42 :	Log stratigraphiques simplifiés de carottes prélevées, en, 1998, le long d'un transect E-W	142
Figure IV-43 :	Modèle distinctif entre turbidites et 'homogénite'	142
Figure IV-44 :	Phases successives de l'écoulement d'une bouffée turbide, d'après Ravenne et Beghin	143
Figure IV-45 :	Localisation du remaniement sédimentaire majeur et de son écoulement dans le cadre d'une hypothèse d'homogénite au centre du bassin profond	143
Figure IV-46 :	Modèles de turbidites contenues par réflexions successives dans un bassin	144



Figure IV-47 :	Conversion de l'énergie potentielle en énergie cinétique et frottement lors d'un éboulement	144
Figure IV-48 :	Modélisation numérique d'une avalanche de sédiments sous-lacustre, à partir du modèle d'avalanche mixte de neige sèche développé par Naaïm & Naaïm-Bouvet (1999), du MNT bathymétrique du Lac Issyk-Kul et des observations sédimentologiques réalisées par carottage	145
Figure IV-49 :	Représentation 3D de l'avalanche de sédiment sous-lacustre dans le Lac Issyk-Kul, modélisée numériquement à partir des données et observations sédimentologiques	146

#### *Figures du chapitre IV*

Figure V-1 :	Modes de déformation de sédiments non consolidés selon leur densité et viscosité.	148
Figure V-2 :	Différents types de morphologies reproduits par modélisations analogiques	149
Figure V-3 :	Influence de la profondeur dans la variation de pression de l'eau interstitielle lors de liquéfaction.	150

*FIGURES*  
*Du*  
*Chapitre I :*

*Des séismes à leurs empreintes potentielles dans les  
sédiments lacustres*

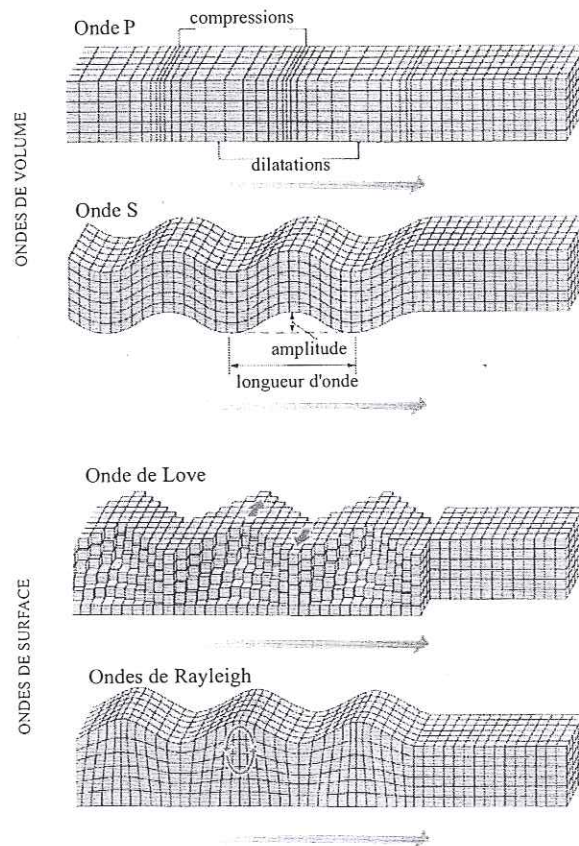


Figure I-2 : Déformation élastique des roches au passage de différents types d'ondes (d'après Bolt, 1993 ; modifié)

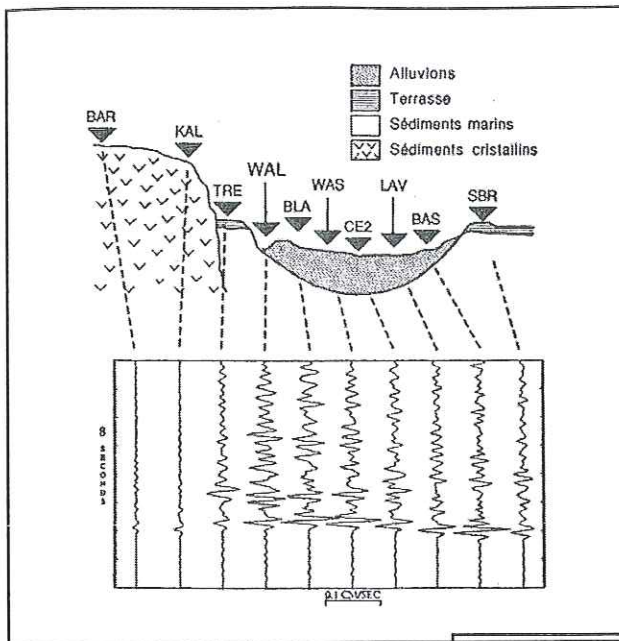
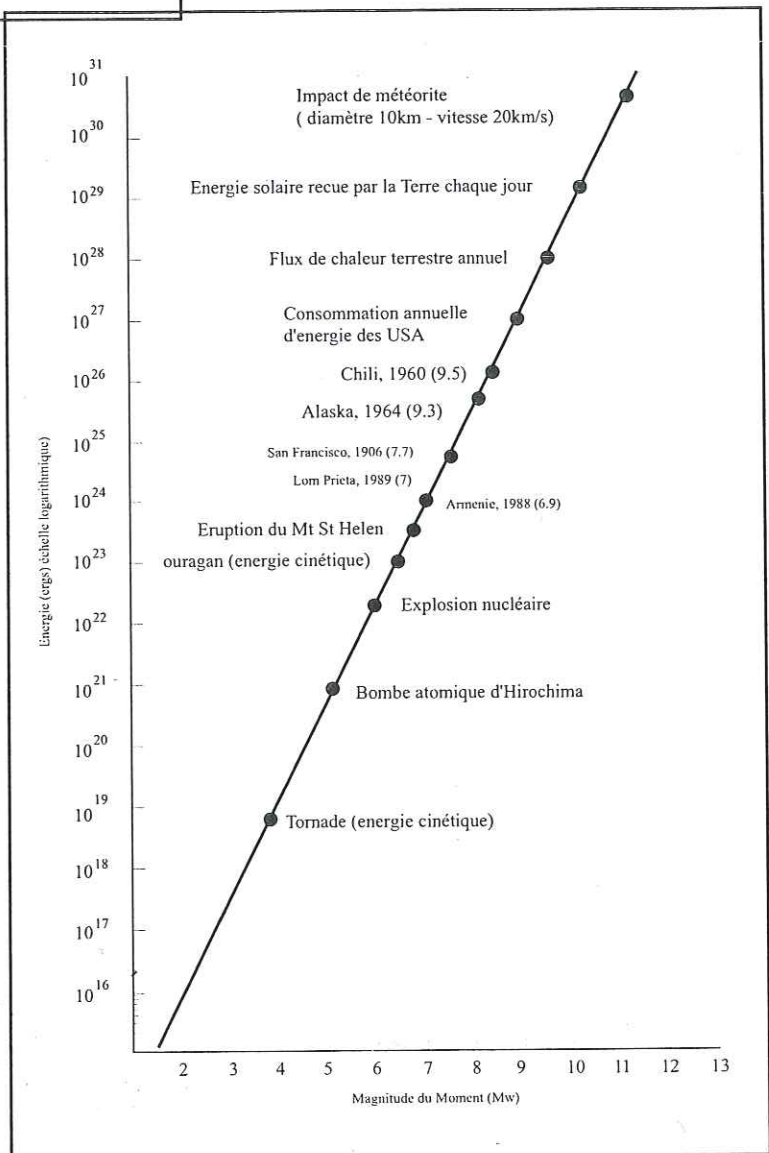


Figure I-4 : Illustration de la réponse de site (composante nord-sud de la vitesse des ondes transversales) du bassin alluvial de la ville de Santa Cruz (Californie). On remarque en particulier, l'effet amplificateur du bassin de Santa Cruz (USGS) (Madariaga & Perrier, 1991)

Figure I-5 : Relation entre magnitude et quantité d'énergie, comparaison de séismes de forte magnitude et d'autres phénomènes naturels ou anthropiques (d'après Bolt, 1993, modifié)



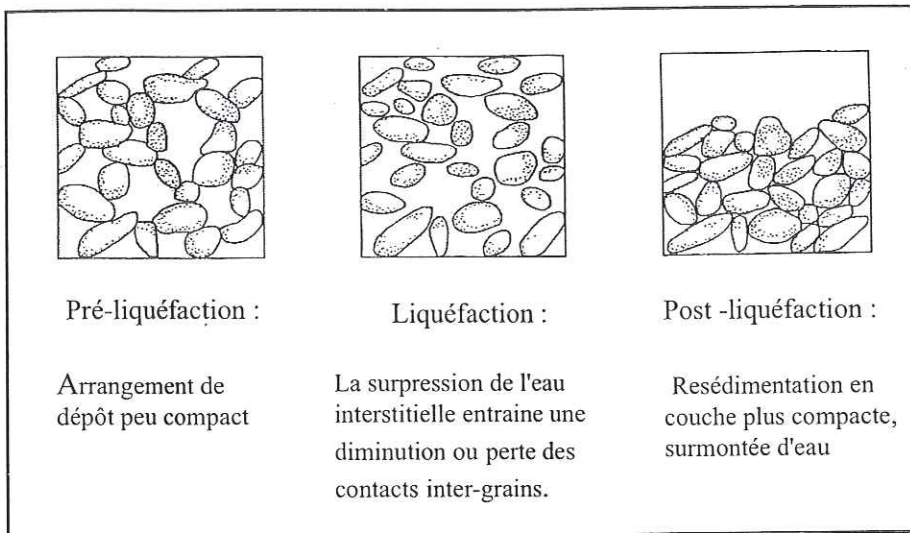


Figure I-7 : Effet d'une liquéfaction sur l'arrangement granulaire d'un sédiment. (D'après Obermeier, 1998)

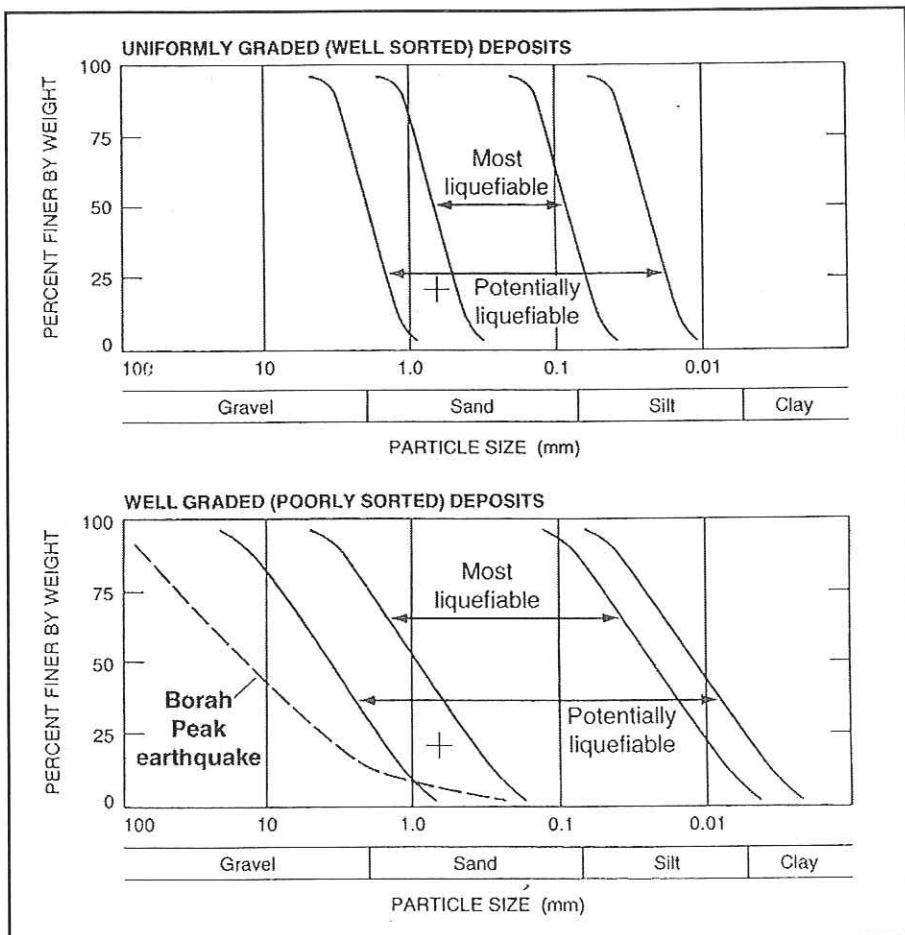


Figure I-8 : Domaines de textures favorables à la liquéfaction (d'après Tsushida & Hayashi, 1991). Le séisme de Borah Peak, Idaho ( $M=7.3$ ) a montré de sévères liquéfactions dans des sédiments plus grossiers (courbe cumulative en pointillé). La croix représente la taille de grain maximum, suspectée de pouvoir se liquéfier sans être confinée par une couche supérieure imperméable. (D'après Obermeier, 1996)

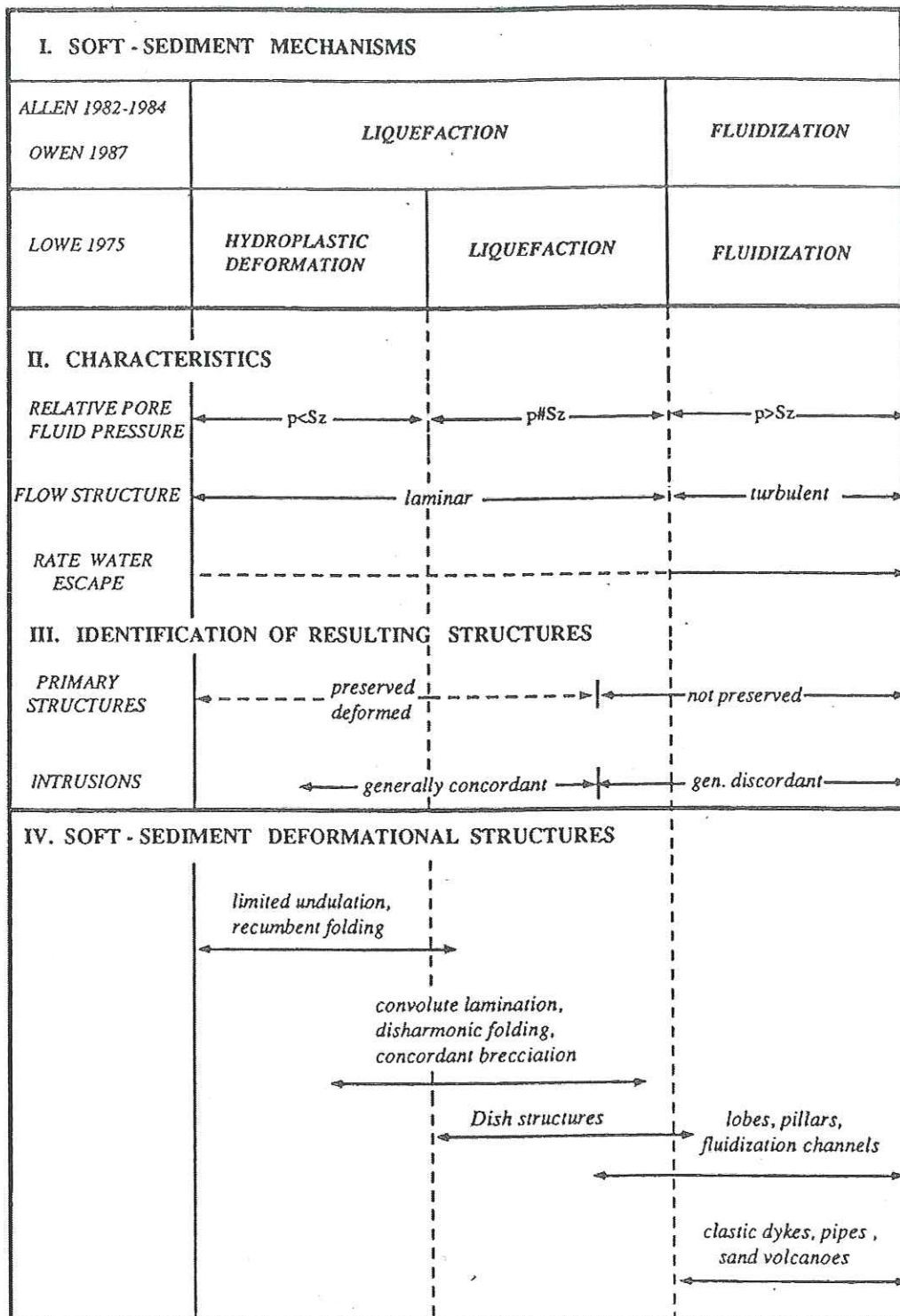


Figure I-9 : Classification des principaux comportements rhéologiques et structures associées, dans des sédiments mous, sans cohésion.  
 $p$  = pression du fluide interstitiel ;  $S_z$  = surpression  
 (Modifié d'après Lowe, 1975; Allen, 1982, 1984; Owen, 1987; dans Guiraud et Plaziat, 1993)

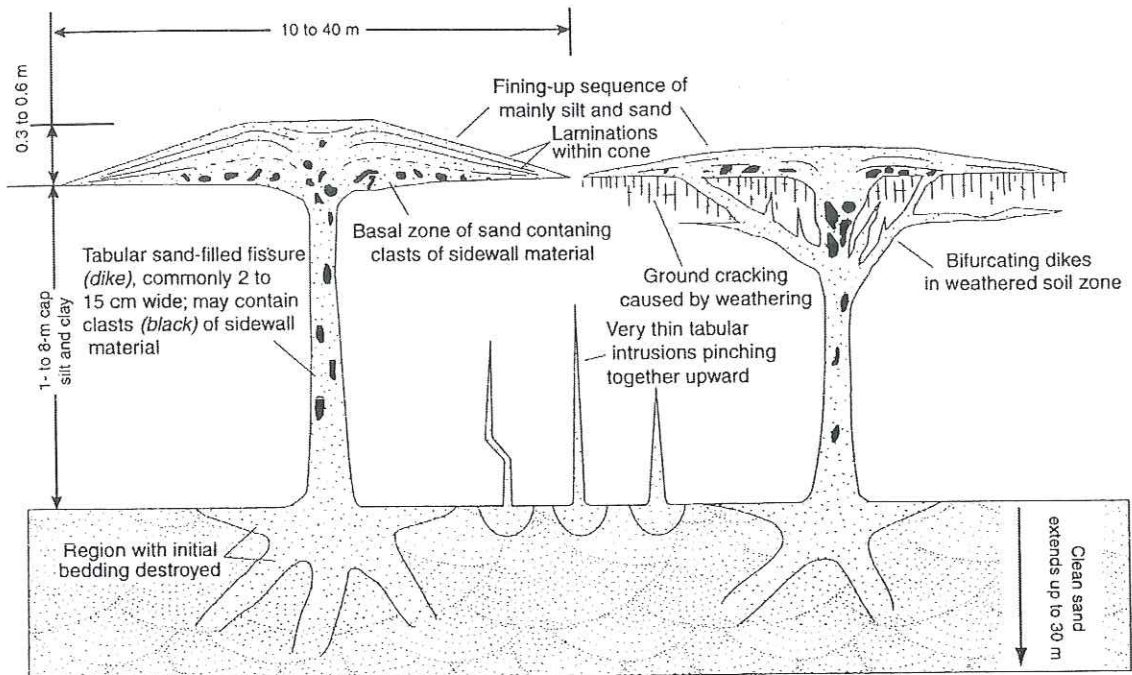


Figure I-10 : Coupe verticale schématique montrant des structures idéales de filons et de volcans de sable (sand boils), résultants de fluidisation de sables en profondeur sous une couche de texture plus fine. (Obermeier, 1998).

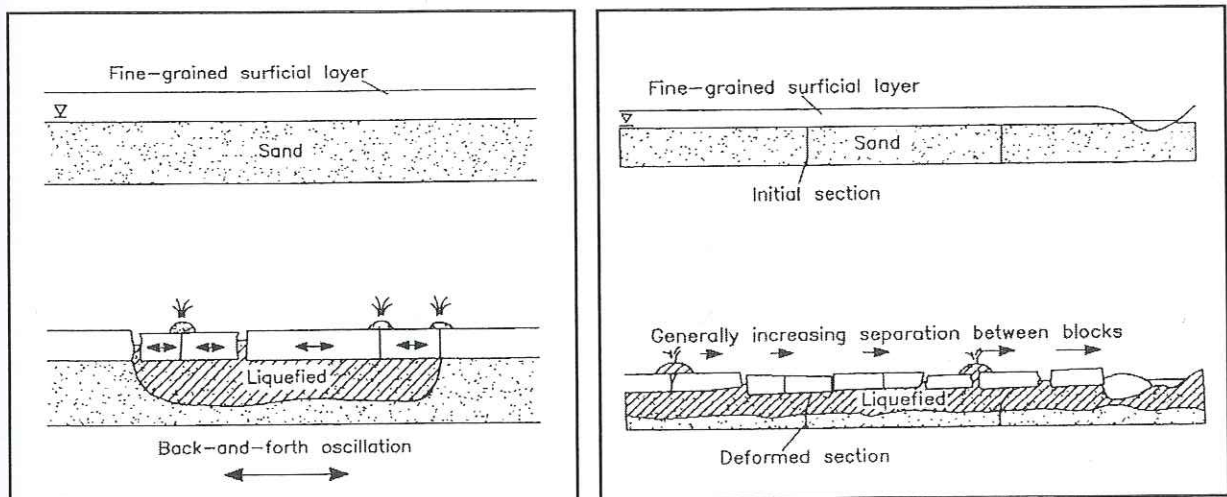


Figure I-11 : Formation de volcans de sable et d'épanchements latéraux

A. l'effet des ondes sismiques entraîne la liquéfaction des sables (hachures) et leur découplage de la couche superficielle de texture plus fine. Celle-ci vibre alors à une fréquence différente de des couches latérales et sous-jacente liquéfiées. Des fissures se forment et laissent remonter le sable liquéfié sous pression.

B. En présence d'une pente, ou d'une dépression, ce découplage entraîne l'épanchement latéral (lateral spread) de la couche supérieure non liquéfiée.

(Le petit triangle désigne la surface piezométrique)

(d'après Youd, 1984 ; Pease & O'Rourke, 1995, dans Obermeier, 1996)

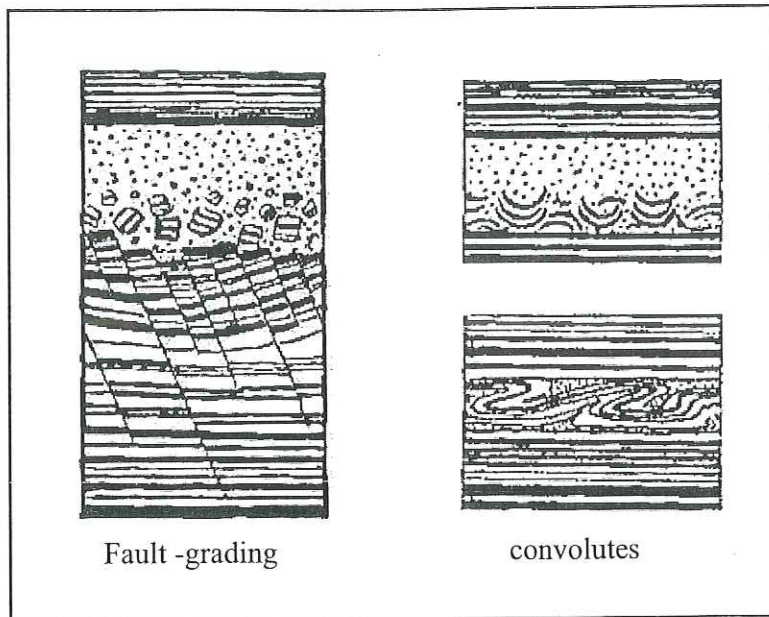


Figure I-12 : Exemples de déformations attribuées à des séismes. Les styles de déformations sont variables, et peuvent être cassants (à gauche) souples (à droite) avec différentes intensité de déformation pouvant aller jusqu'à l'homogénéisation. (Seilacher, 1991)

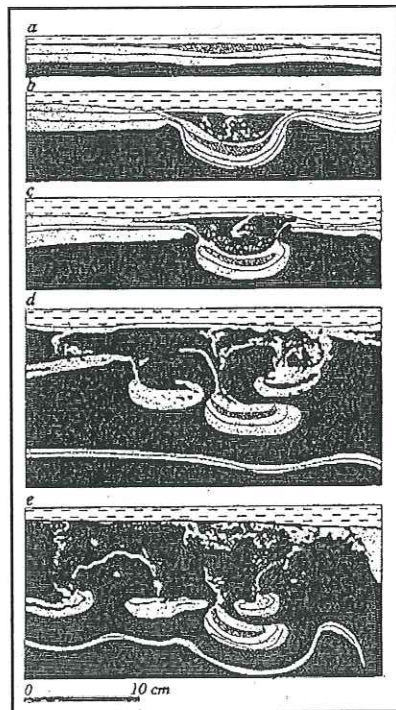


Figure I-13 : Reproduction de structures de type "ball and pillow", par modélisation analogique. (Kuenen, 1958)



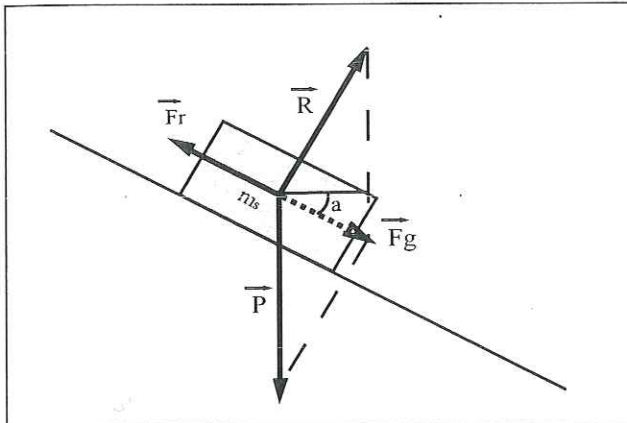


Figure I-14 : Cas théorique d'une masse de sédiment  $m_s$ , sur une pente  $a$  ; la masse  $m_s$  subit une force de gravité ( $F_g = m_s g \sin \alpha$ ), résultant de son poids  $P$  et de la réaction du sol  $R$ . La masse  $m_s$  subit également une force de frottement ( $F_r = \mu m_s g \cos \alpha$ ) qui s'oppose à  $F_g$  ( $\mu = \tan \alpha$  est le coefficient de friction de  $m_s$ ) (d'après Hsü, 1989).

Le système reste en équilibre tant que  $F_r$  est supérieur ou égal à  $F_g$ . Lorsque  $F_r$  est inférieur à  $F_g$ , la masse de sédiment  $m_s$  se déplace vers le bas de la pente. Cette situation se réalise quand :

- $\alpha$  augmente et dépasse l'angle de friction interne de  $m_s$  (mouvement tectonique ou sismotectonique)
- $P$  augmente (charge rapide et importante de sédiments)
- $F_r$  diminue (par perte de cohésion ou diminution résistance au cisaillement du matériau, sous l'effet de thixotropie ou de liquéfaction sismique).

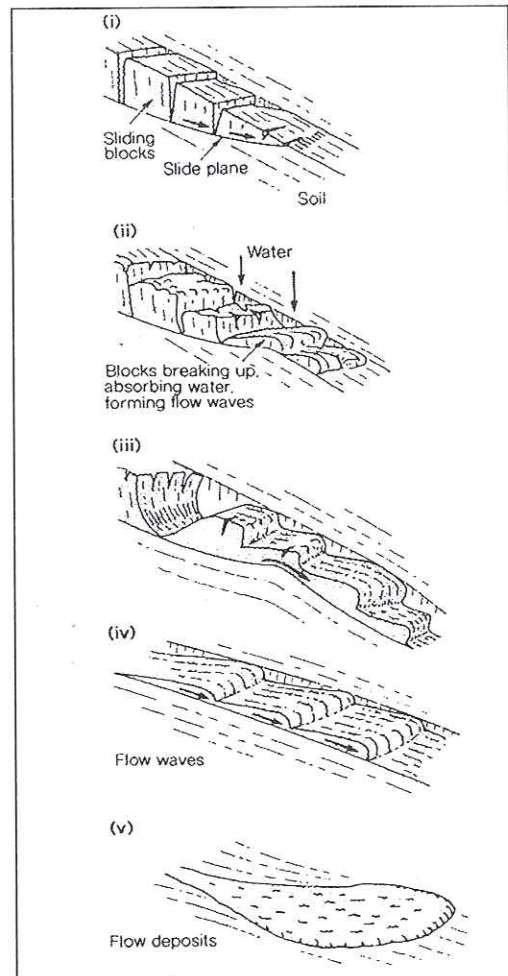


Figure I-15 : Evolution progressive d'un glissement translationnel (slide) en coulée de débris liquéfiée (débris flow, liquefied flow) (Selby, 1993)

Mass transport process		Transport mechanism	Coarse-particle support mechanism	
	CREEP	Intergranular friction sliding		Glissements en masse
	DEBRIS FALL GRAIN FALL	gravity pull on individual particles, particle collision		
	SLIDE	Shear failure along discrete shear planes		
	SLUMP	Shear failure, accompanied by rotation along discrete shear planes		
	FLOW with PLASTIC BEHAVIOUR	DEBRIS FLOW, MUDFLOW	Laminar plastic flow, maybe some turbulence	Coulée de débris
		GRAIN FLOW	Particle collision	Dispersive pressure
	FLOW with FLUIDAL BEHAVIOUR	LIQUEFIED FLOW	Laminar viscous flow	Escaping pore fluid
TURBIDITY CURRENT		Laminar or turbulent viscous flow	Fluid turbulence and buoyancy	

Figure I-16 : Différents types de remaniements gravitaires de sédiments le long d'une pente et mécanismes associés (d'après Lowe, 1979, Van Ransbergen, 1996 ; Mulder & Cochonat, 1996 ).

Figure I-17 :  
 Relations entre la  
 magnitude de moment et  
 la distance maximale  
 des liquéfactions à  
 l'épicentre (pour des  
 séismes peu profond  
 <50 km) à partir de  
 données de différents  
 auteurs.  
 (Obermeier, 1998)

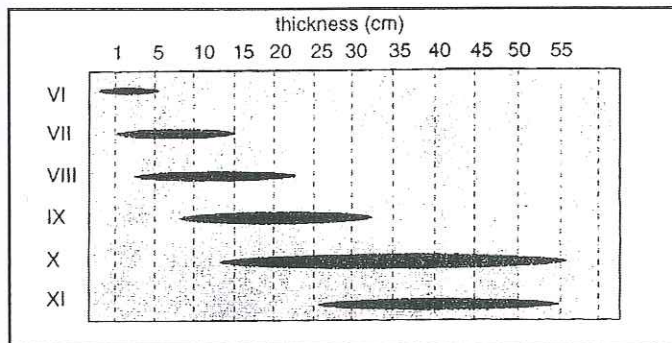
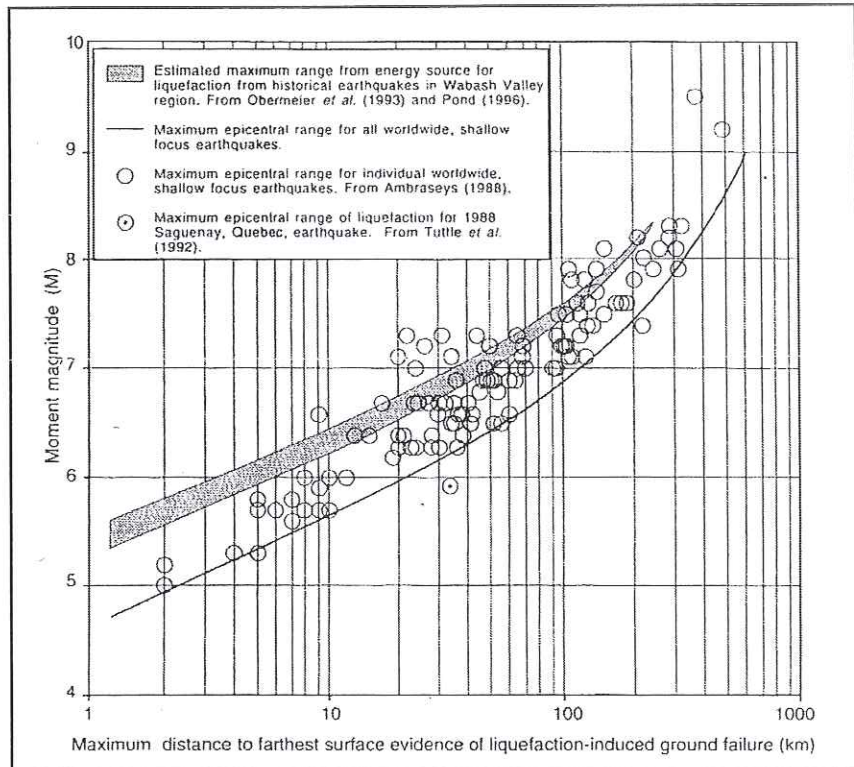


Figure I-18 : Relation entre l'intensité  
 de séismes historique et l'épaisseur de  
 niveaux perturbés leurs étant attribués  
 dans la région de Quito  
 (simplifié d'après Hibsh, 1994)

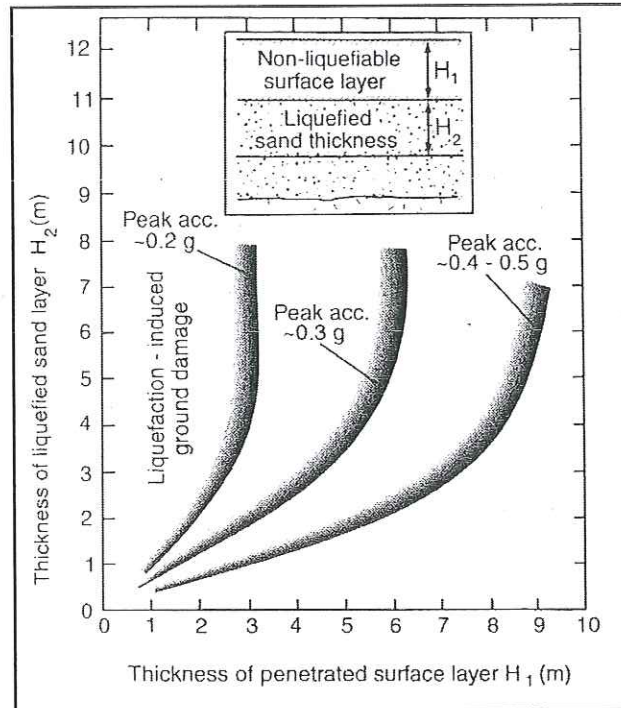
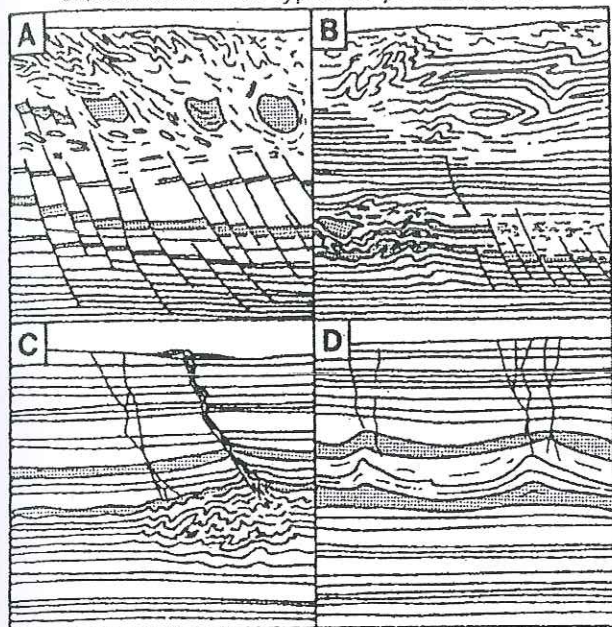
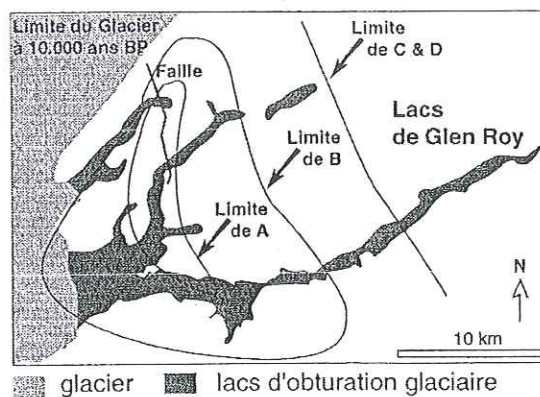


Figure I-19 : Proposition de courbes limites de phénomènes de liquéfaction (ruptures et volcans de sable) en fonction des épaisseurs des couches de surfaces non liquéfiables, des épaisseurs des couches liquéfiables sous-jacentes, et des pics d'accélération nécessaires pour induire ces phénomènes. (Obermeier, 1996)

Classification des types de perturbations



Extention des perturbations



D'après Ringrose, 1989.

Figure I-20 : Exemple de diminution de la déformation de sédiments avec la distance à la source sismique. Les quatres exemples de séismites reconnues par les auteurs, se répartissent dans des aires limitées, d'autant plus près de la faille supposée sismogénique, que la déformation synsédimentaire est importante. Type A : déformation à gradient de fracturation (fault-grading), évoluant vers le sommet vers un niveau liquéfié englobant des "ball and pillows". Type B : déformations semblables au type A, mais les perturbations sont moins développées et en partie reliées par des injections vers la surface. Type C : perturbations discontinues et limitées à certains niveaux par injection vers la surface de sédiment liquéfié. Type D : structures en flammes et fissurations irrégulières, sans injection de sédiments. (D'après Ringrose, 1989 et Chapron, 1999)

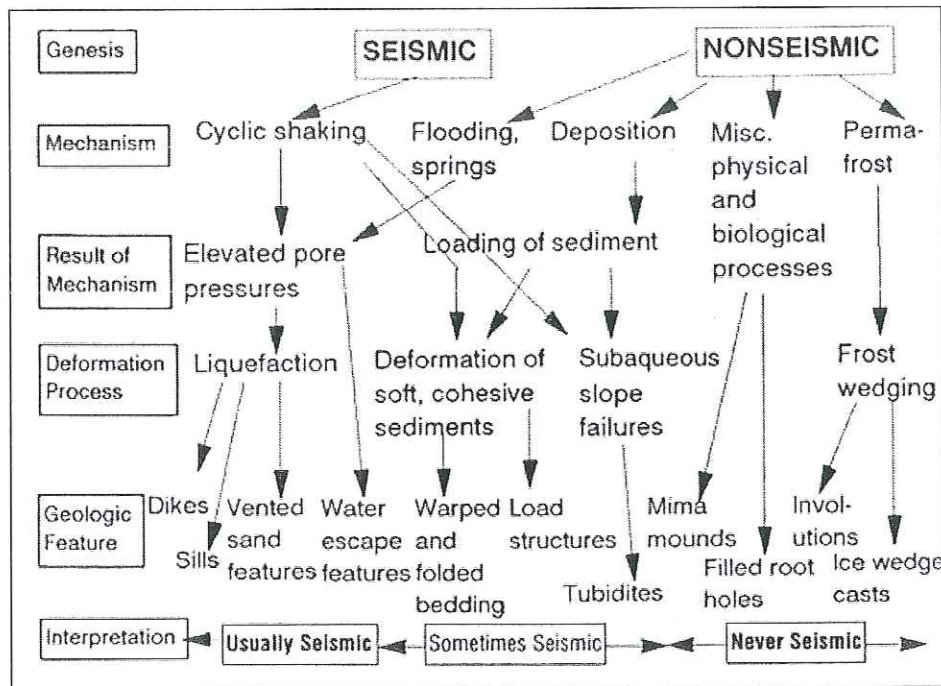


Figure I-21 : Illustration de la possible ambiguïté entre les origines sismique et non sismiques de certaines structures de déformation synsédimentaires. Elle provient du fait qu'une déformation donnée résulte de mécanismes pouvant parfois avoir plusieurs origines possibles. A droite du diagramme sont figurées les structures issues habituellement de processus sismiques, à gauche de processus non sismiques. (Obermeier, 1996)

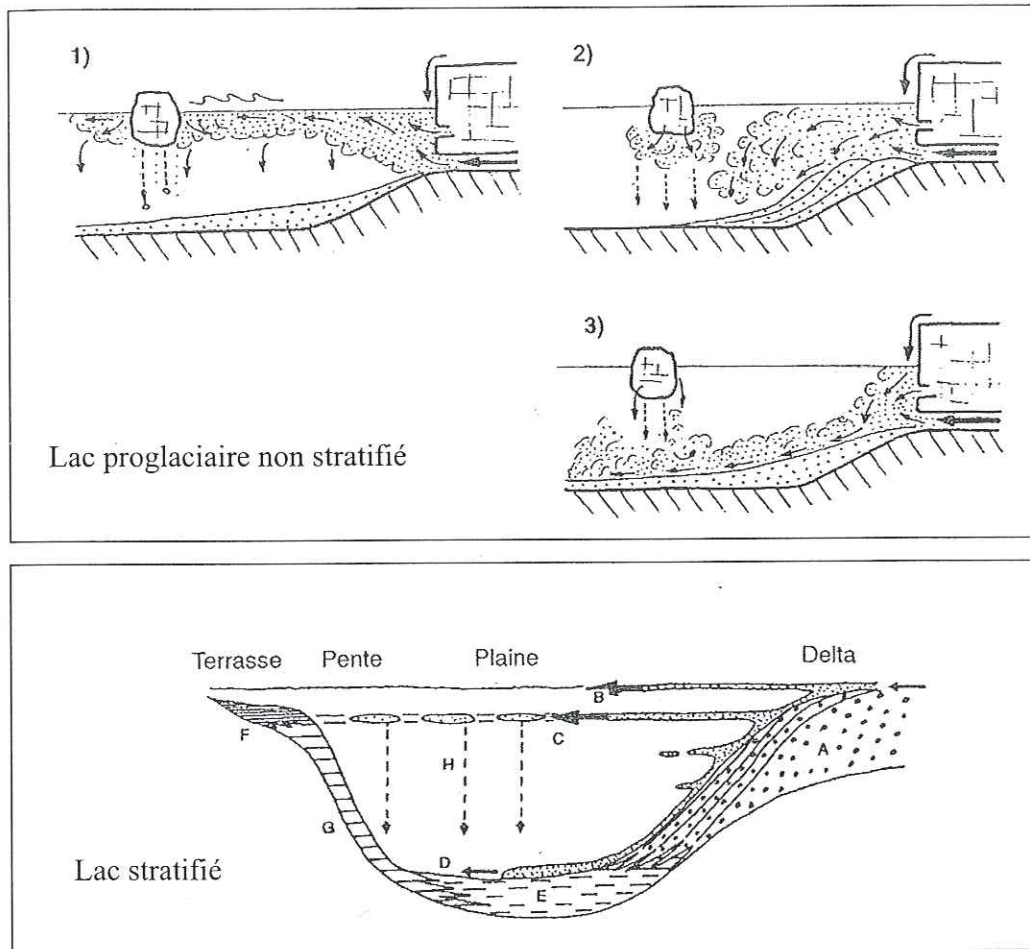


Figure I-22 : Modalité de la sédimentation des apports allochthone détritiques, en milieu lacustre.

En haut : Dans un lac proglaciaire non stratifié. 1- courant hypopycnal (overflow) 2- courant homopycnal (interflow) 3- courant hyperpycnal (underflow) (d'après Brodzikowski & Van Loon, 1991))

En bas : Dans un lac stratifié . A - dépôts deltaïques grossiers (forset) B - courant de surface (overflow) C - intrusion au niveau de la thermocline (interflow) D - courant de fond (underflow) E - vases laminées et intercalations de turbidites sableuses F - vases homogènes G - vases laminées H - décantations en zones. (d'après Sturm & Matter, 1978).

*FIGURES*  
*Du*  
*Chapitre II :*

*Perturbations synsédimentaires attribuables à des  
séismes dans des dépôts glacio-lacustres et  
endokarstiques pleistocènes des Alpes Nord-  
Occidentales*



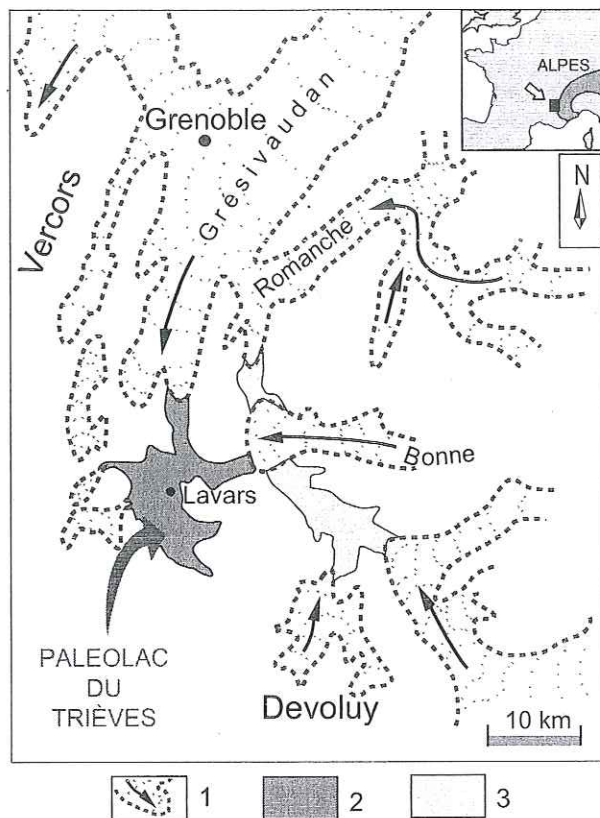


Figure II-1 : Paléogéographie du lac du Trièves au Würm (d'après Montjuvent, 1973 ; modifié).  
 1 : position et sens d'écoulement des glaciers. 2 : Paléolac du Trièves. 3 : autres paléolacs. L : localisation du sondage de Lavars.

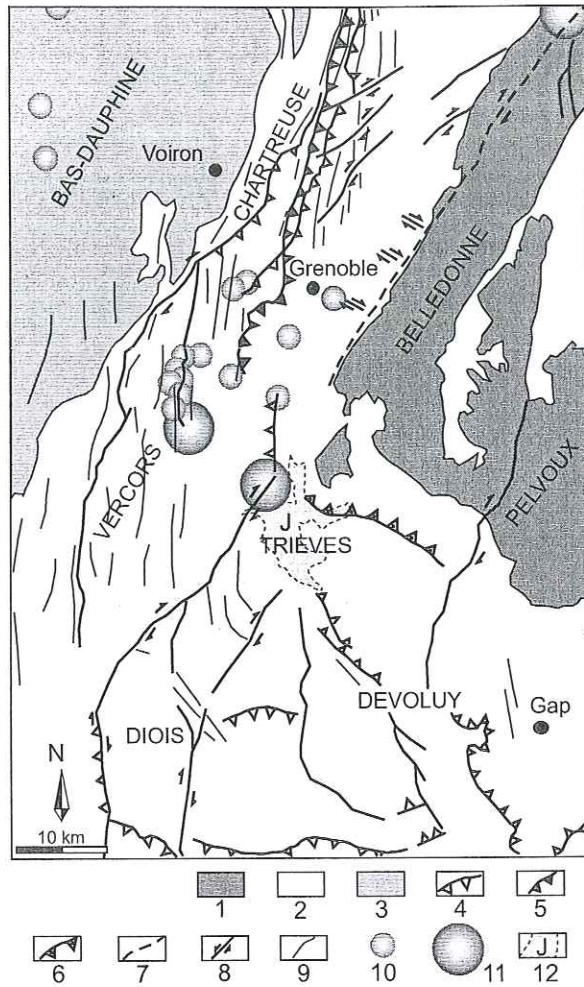


Figure II-2 : Carte sismo-structurale de la region du Trièves (d'après Gratier *et al.*, 1989 et Thouvenot *et al.*, 1990, modifié). 1 : Socle / massifs cristallins externes. 2 : Couverture secondaire/ Chaines sub-alpines. 3 : couverture tertiaire. 4 : Principales failles de chevauchement. 5 : Chevauchement crustal actuel, à l'affleurement. 6 : Chevauchement crustal actuel supposé, masqué par la couverture sédimentaire. 7 : Chevauchement crustal oligo-miocène. 8 : Principales failles décrochantes. 9 Axes des plis alpins miocènes à actuel. 10 : Séismes historiques (1500-1990)  $4 < M < 5$ . 11 : Séismes historiques (1500-1990)  $M < 6$ . 12 : Emplacement du sondage de Lavars (Argiles du Trièves).

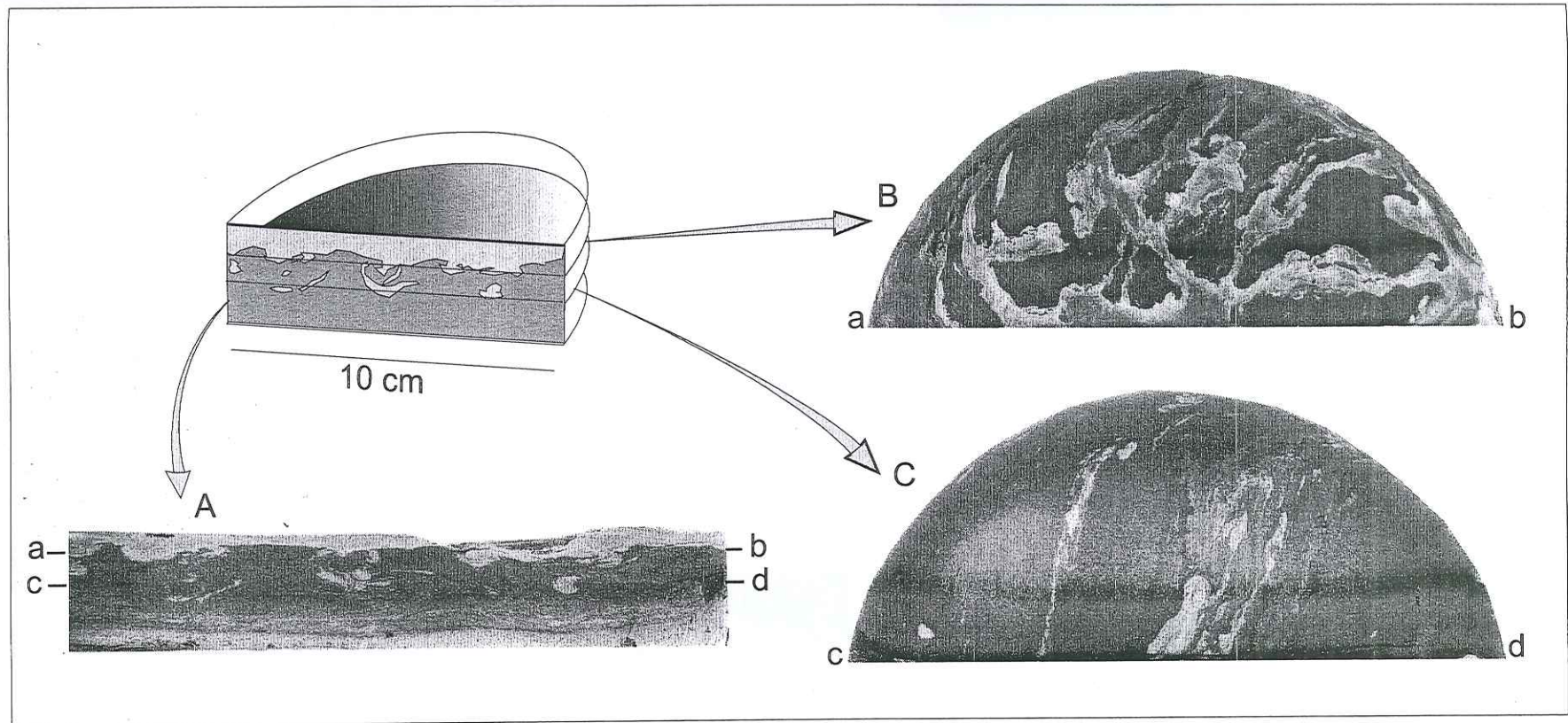


Figure II-3 : Structure de fluage-liquéfaction simple.(Tronçon de la carotte de Lavars) A : coupe longitudinale. B et C : coupes transversales. Le silt apparait en clair, et l'argile, en sombre. La structure verticalement observable en A, présente horizontalement une disposition bi-linéaire (grille) dans sa partie supérieure (B), une seule direction (linéaire) du silt dans l'argile perdue vers le bas de la structure (C).

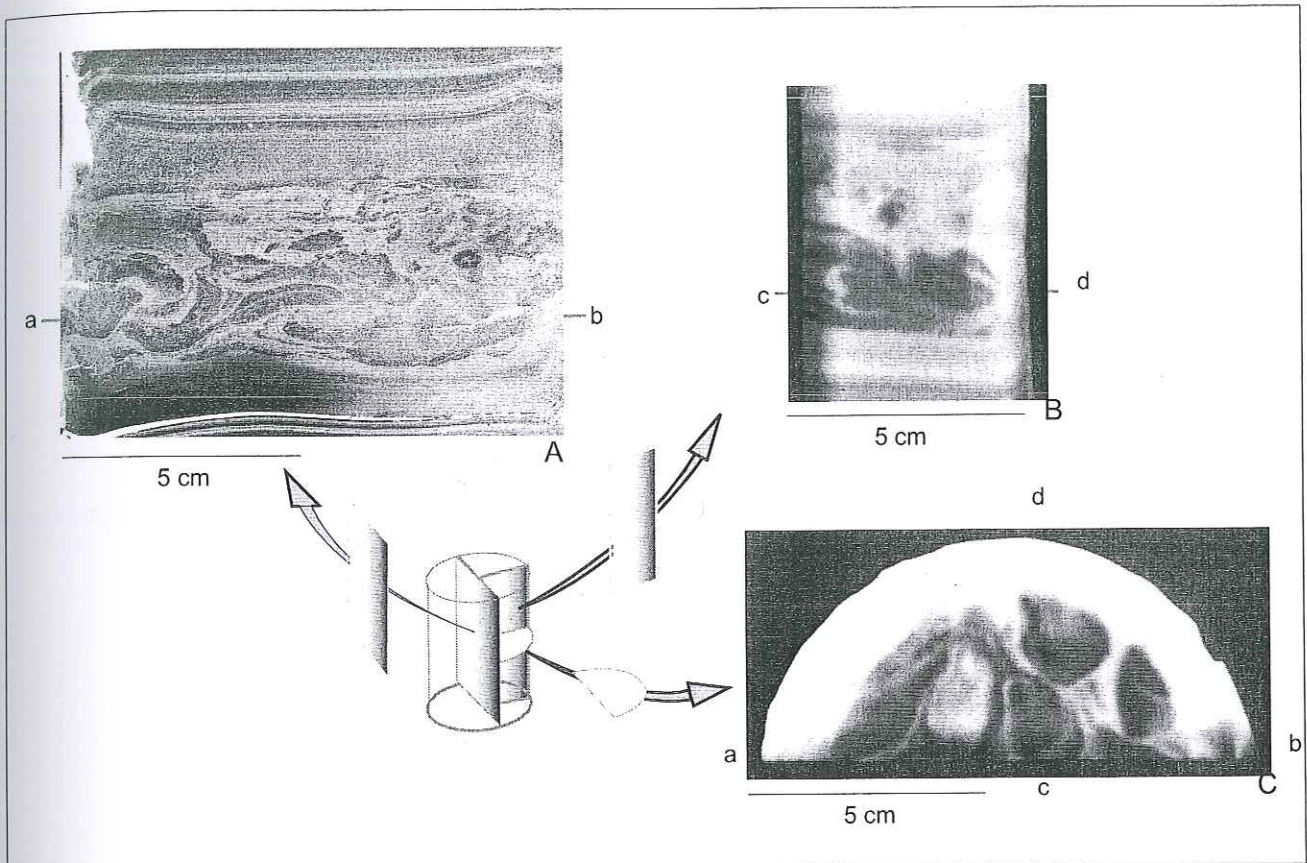


Figure II-4 : Structure en poly-diapirs inverses :(Tronçon de la carotte de Lavars) A : Coupe longitudinale (photo en négatif). B : Coupe sagittale (image scanner-X). C : coupe transversale (image scanner-X). Le silt apparait en sombre et l'argile en clair. En vue verticale apparaissent des fragments silteux, plissés et sécants; les plus gros occupent le bas de la structure (A, B). En vue horizontale des taches de silt apparaissent vers le haut de la structure, et grossissent vers le bas (C). Cette structure montre un fluage du silt dans l'argile en diapirs descendant (inverses).

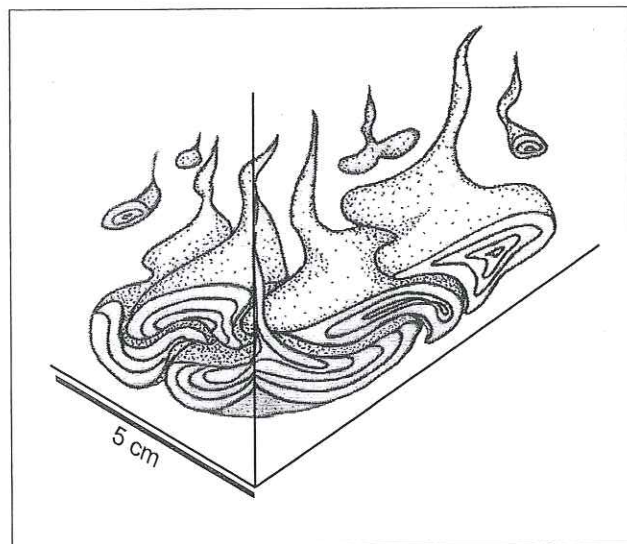


Figure II-5 : Poly-diapirs inverses : bloc diagramme interprétatif, simplifié, représentant le fluage du silt (en gris) dans l'argile (en blanc, non représenté), en diapirs descendant.

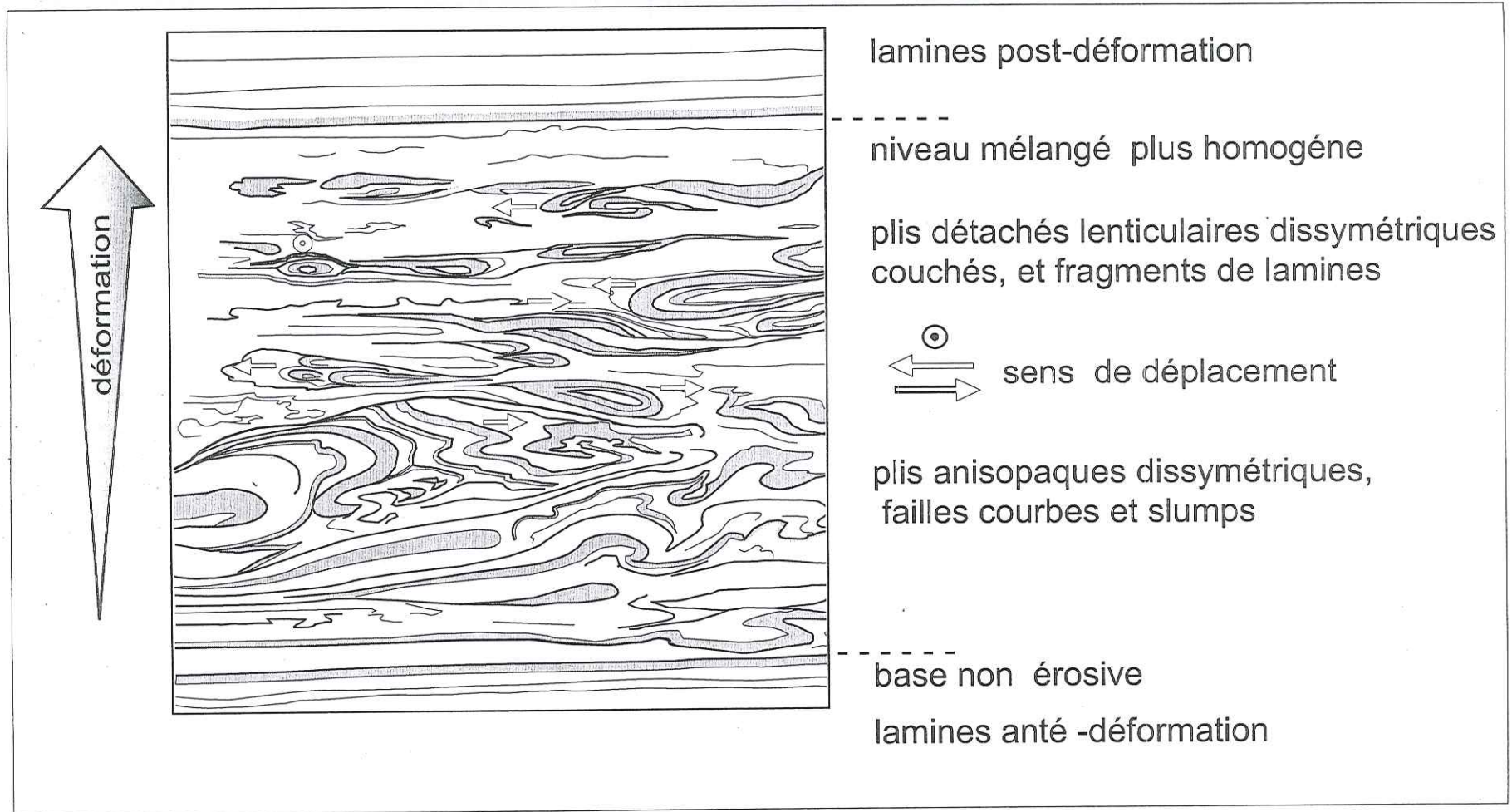


Figure II - 6 : Structure à gradient de plissement. (Tronçon de la carotte de Lavars, coupe transversale interprétée). Le gradient de déformation du bas vers le haut de la structure peut être comparé à celui observé sur les fault-grading (Seilacher, 1984). L'orientation des plis indique un cisaillement horizontal probablement par une mise en oscillation du sédiment lors de sa déformation.

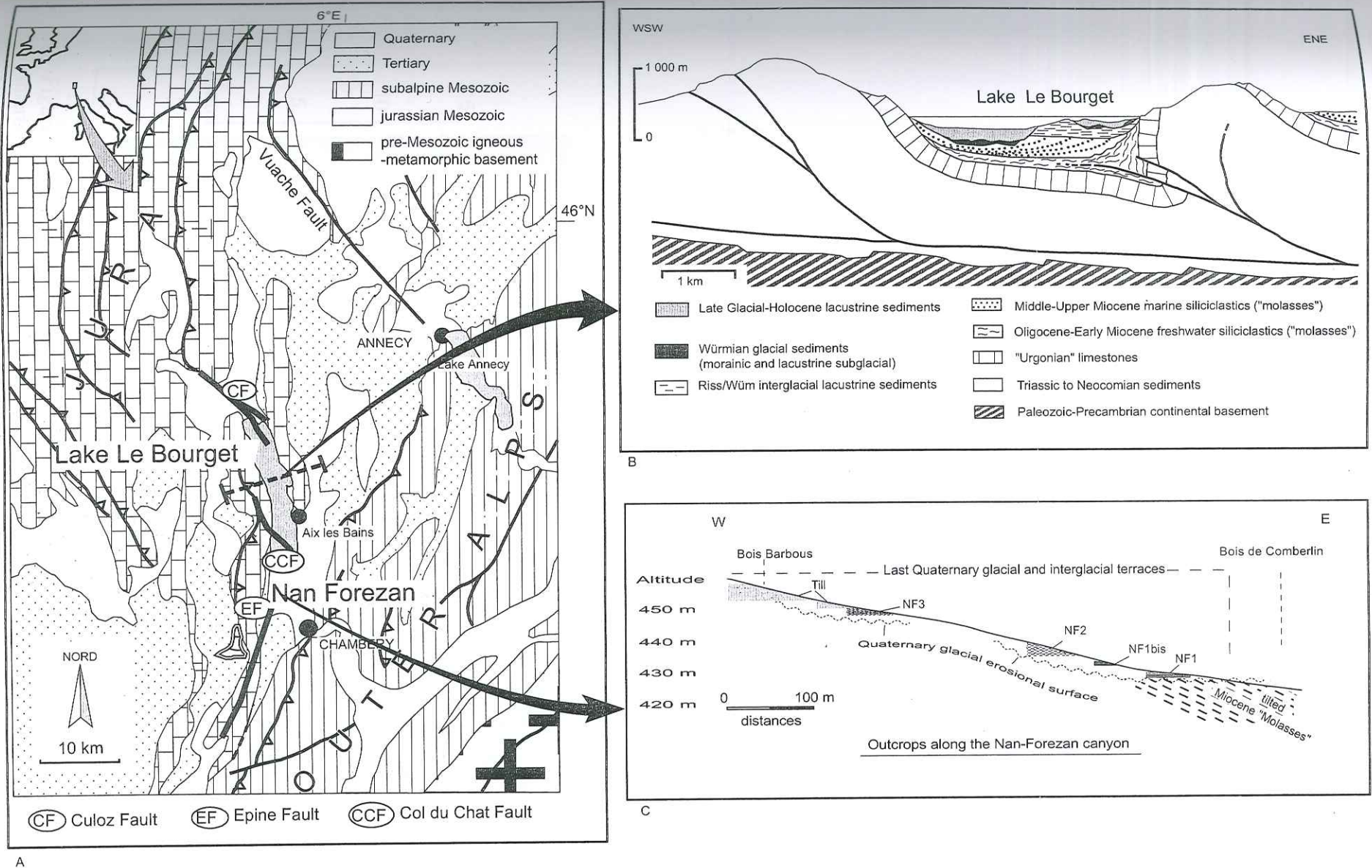


Figure II-7 : Structural setting of Lake Le Bourget and location of studied area. A : Geological sketch of northwestern Alps/southern Jura border. B: Simplified transverse cross-section of Le Bourget Syncline. Details of Quaternary deposits come from aseismic reflection survey (Van Rensbergen, 1996). C: Stratigraphic position of the studied outcrops (NF1-NF1bis-NF2-NF3) of glacio-lacustrine sediment along the Nan-Forezan Canyon.

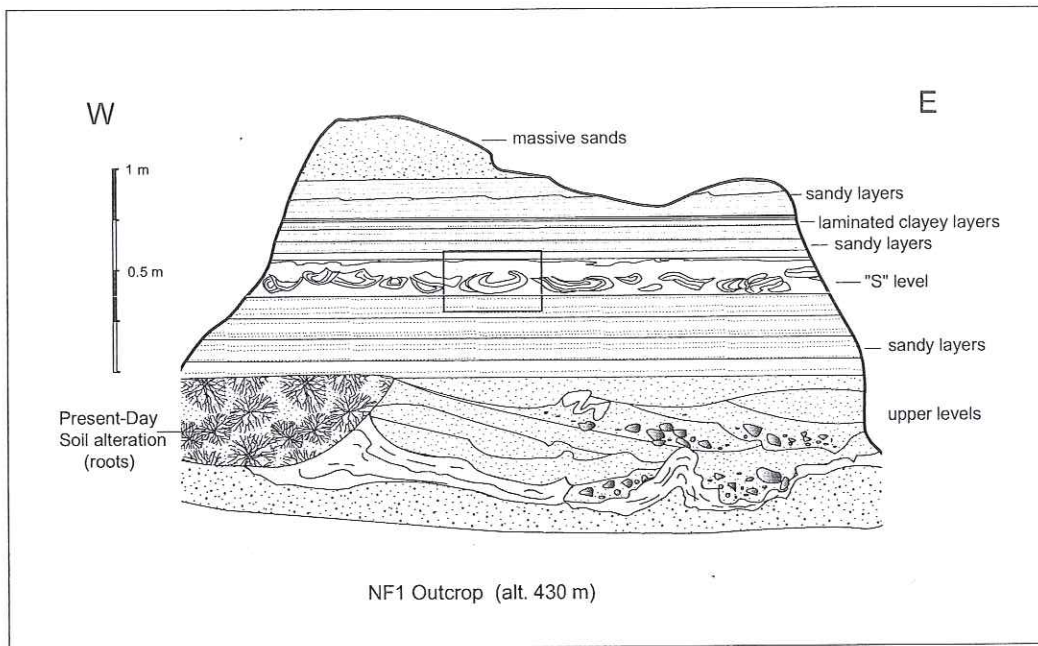


Figure II-8 Sketch of NF1 outcrop of Nan Forezan Canyon, Le Bourget Basin, France. The "S" level corresponds to the disturbed layer, attributed to seismic event. The frame is location of the figure II-9 (see below).

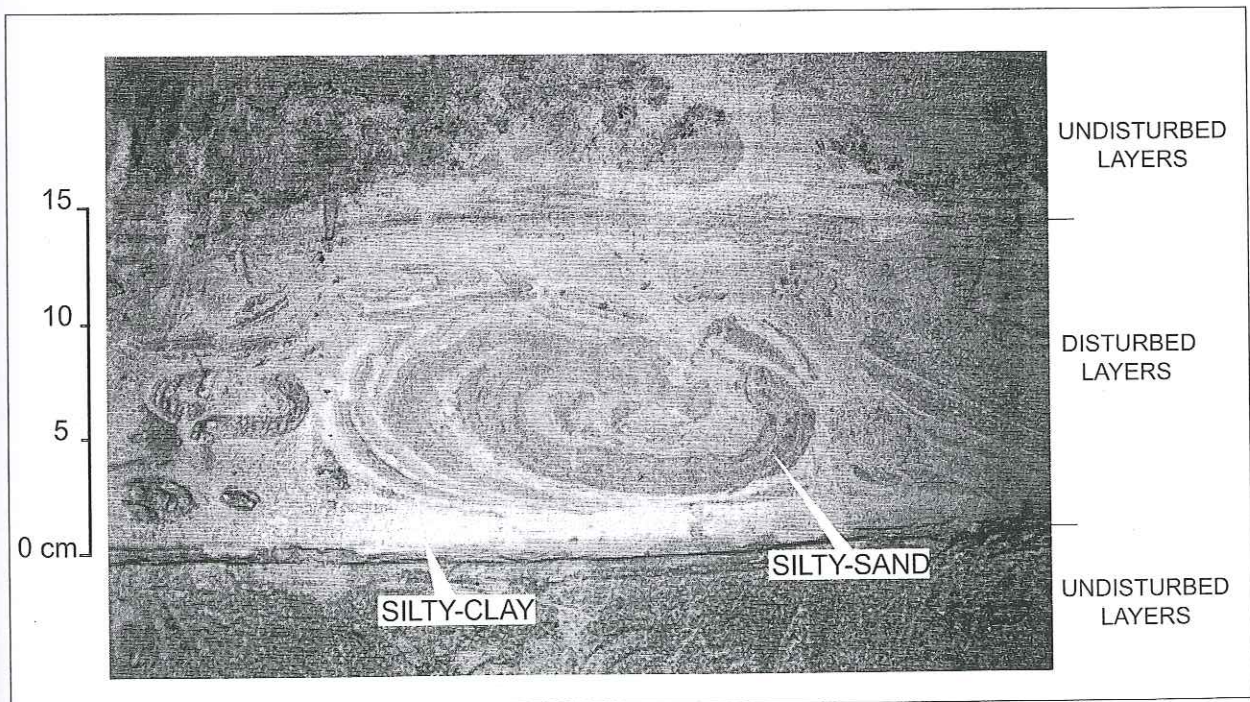


Figure II-9 : Detailed picture of the NF1 outcrop (located on the figure II-8); the "S" level is interbedded between undisturbed layers of same composition. Notice the pillow structure of laminated silty-sand layers into silty-clay layer. This level is interpreted as seismite.



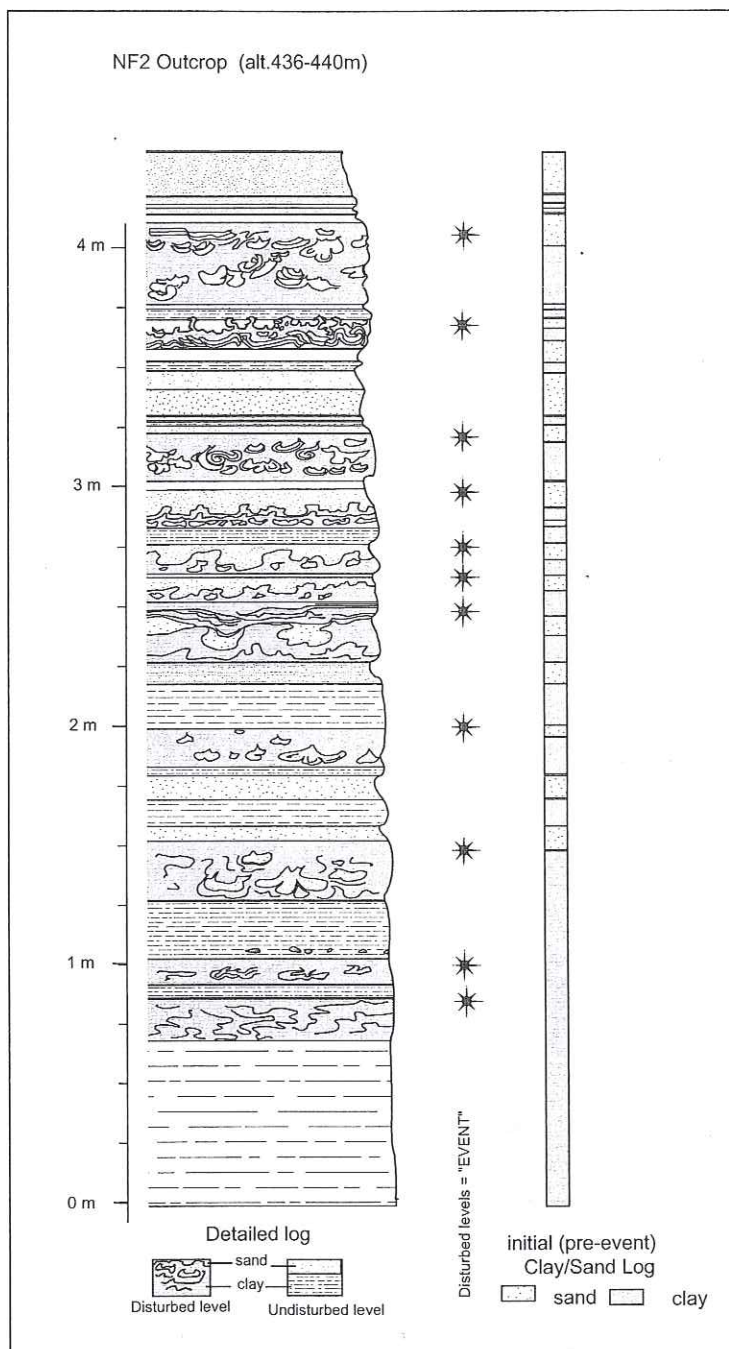


Figure II-10 : Stratigraphic log of the NF2 outcrop. The left-hand column represents both disturbed and undisturbed levels. The right-hand column represents a schematic reconstructed log if disturbances did not have occurred. The black stars represent the stratigraphic position of disturbed events. Notice their occurrence both in clayey and sandy layers. These disturbed levels are interpreted as seismites:

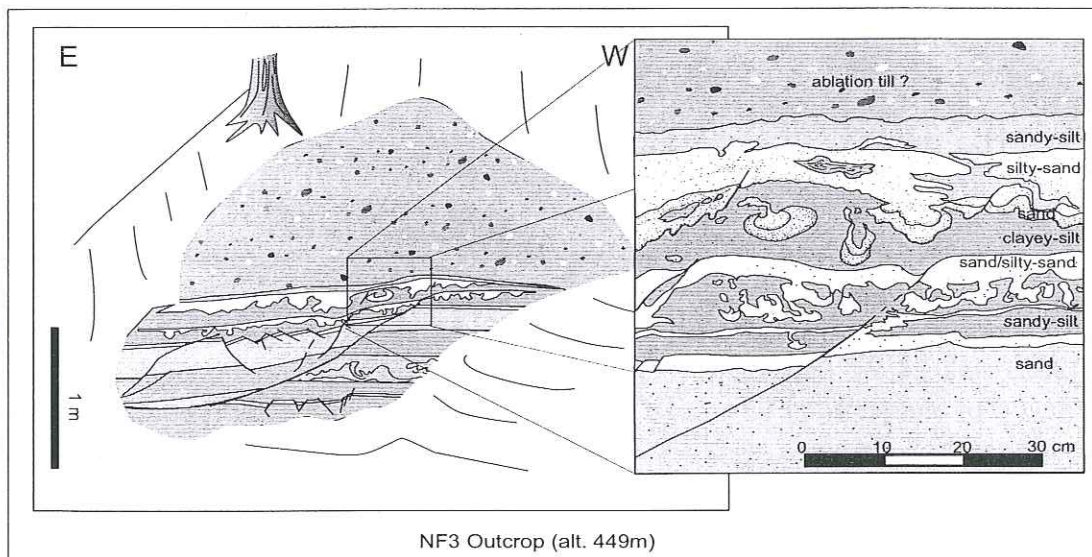


Figure II-11: Sketch of NF3 outcrop and of a detailed area. Notice the thick till deposit above the lacustrine deposits, and the associated brittle and soft deformation in the latter. These disturbances are interpreted as a consequence of glacial dynamic.

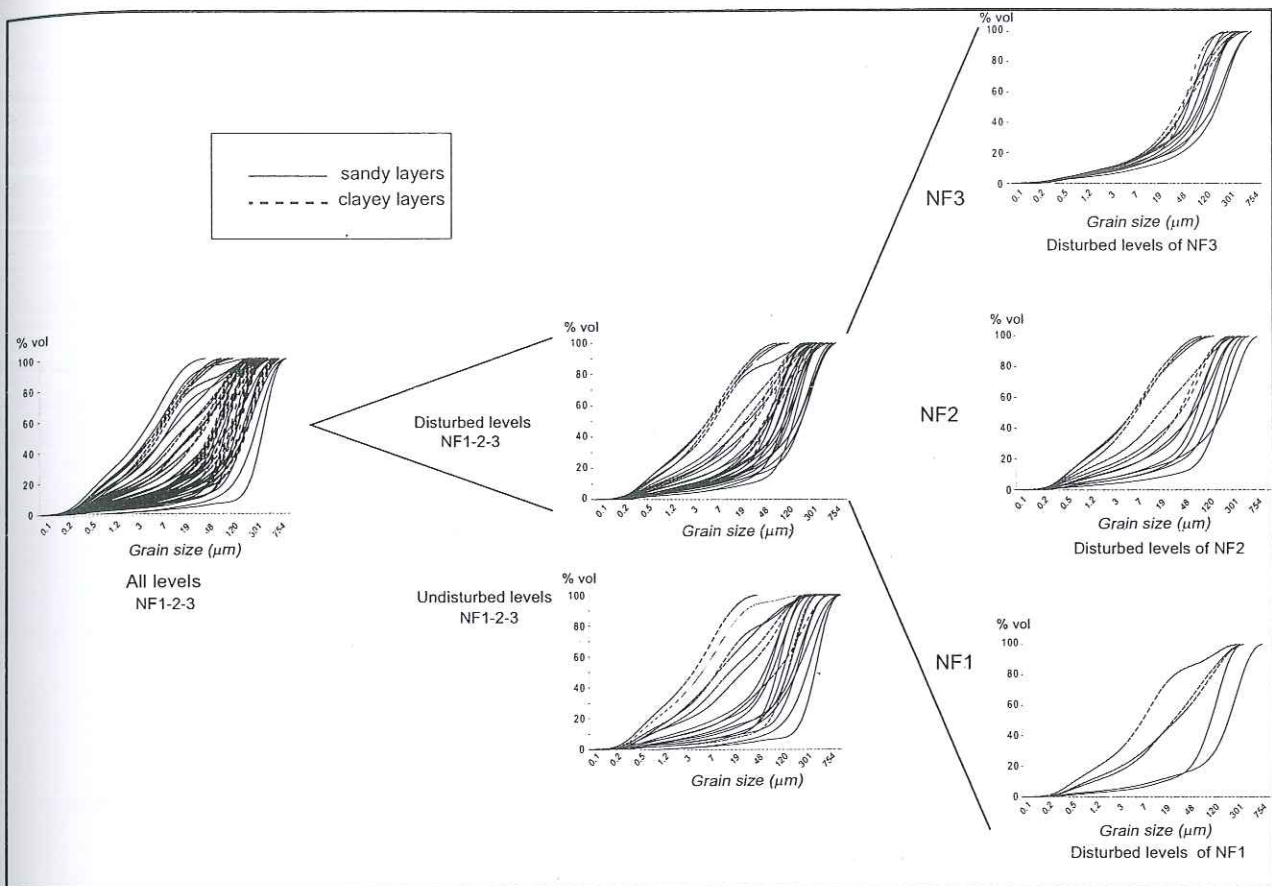


Figure II-12 : Grain-size cumulative curves of Nan Forezan sampled sediments. Outcrop NF1-NF2-NF3 (Le Bourget basin, NWA lps). Disturbed and undisturbed levels are roughly similar in grain-size. The main difference is between NF3 and NF1-2 disturbed levels. This could indicate a difference in liquefaction conditions. NF1 and NF2 would correspond to seismites and NF3 to glacial lake disturbance event.

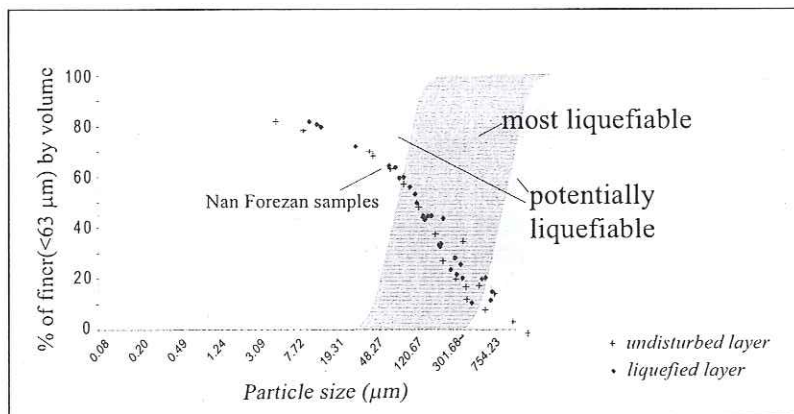
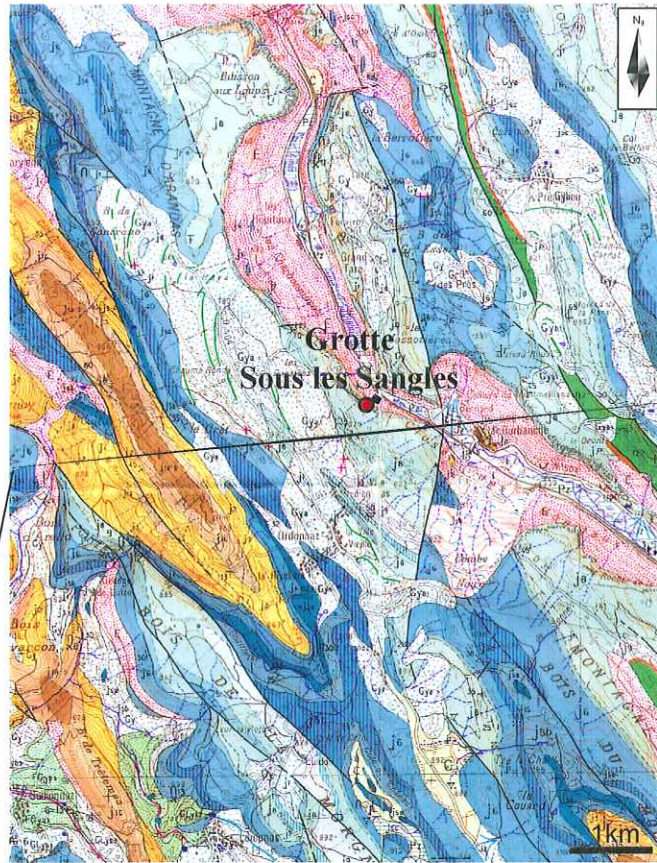


Figure II-13: Liquefaction susceptibility of Nan Forezan sediments according to the Tsushida & Hayashi (1971) relation (Chapter I). The finest grain-size part of the sediment does not plot in the liquefaction favourable domain defined by Tsushida & Hayashi (1971). Nevertheless they show evidence of thixotropy.



Carte géologique

(d'après kerrien & monjuvent, 1990)



Coupe interprétative



Légende

Figure II-14 : Cadre géologique de la Grotte sous Les Sangles

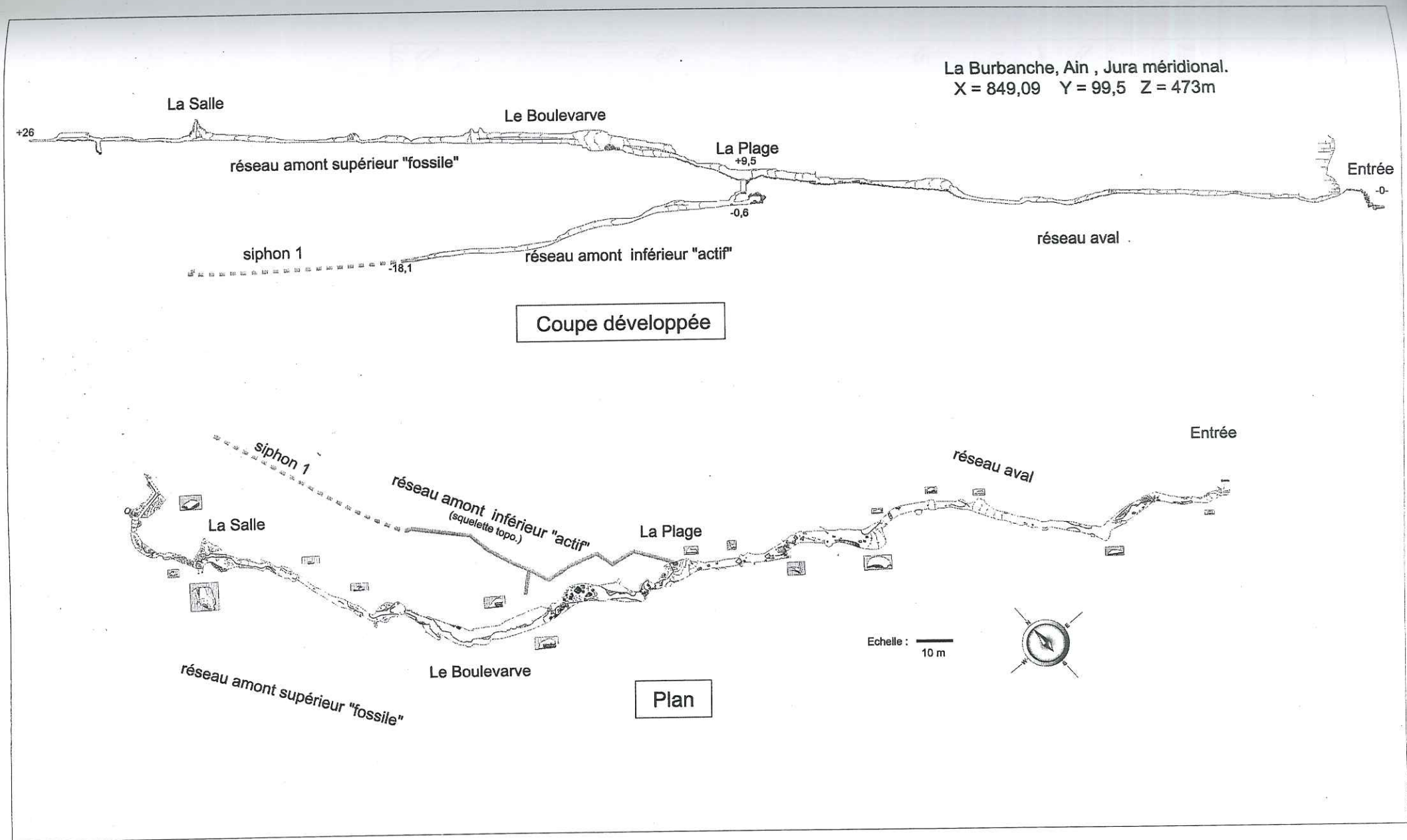


Figure II-15 : Topographie et principaux traits spéléomorphologiques de la Grotte sous les Sangles

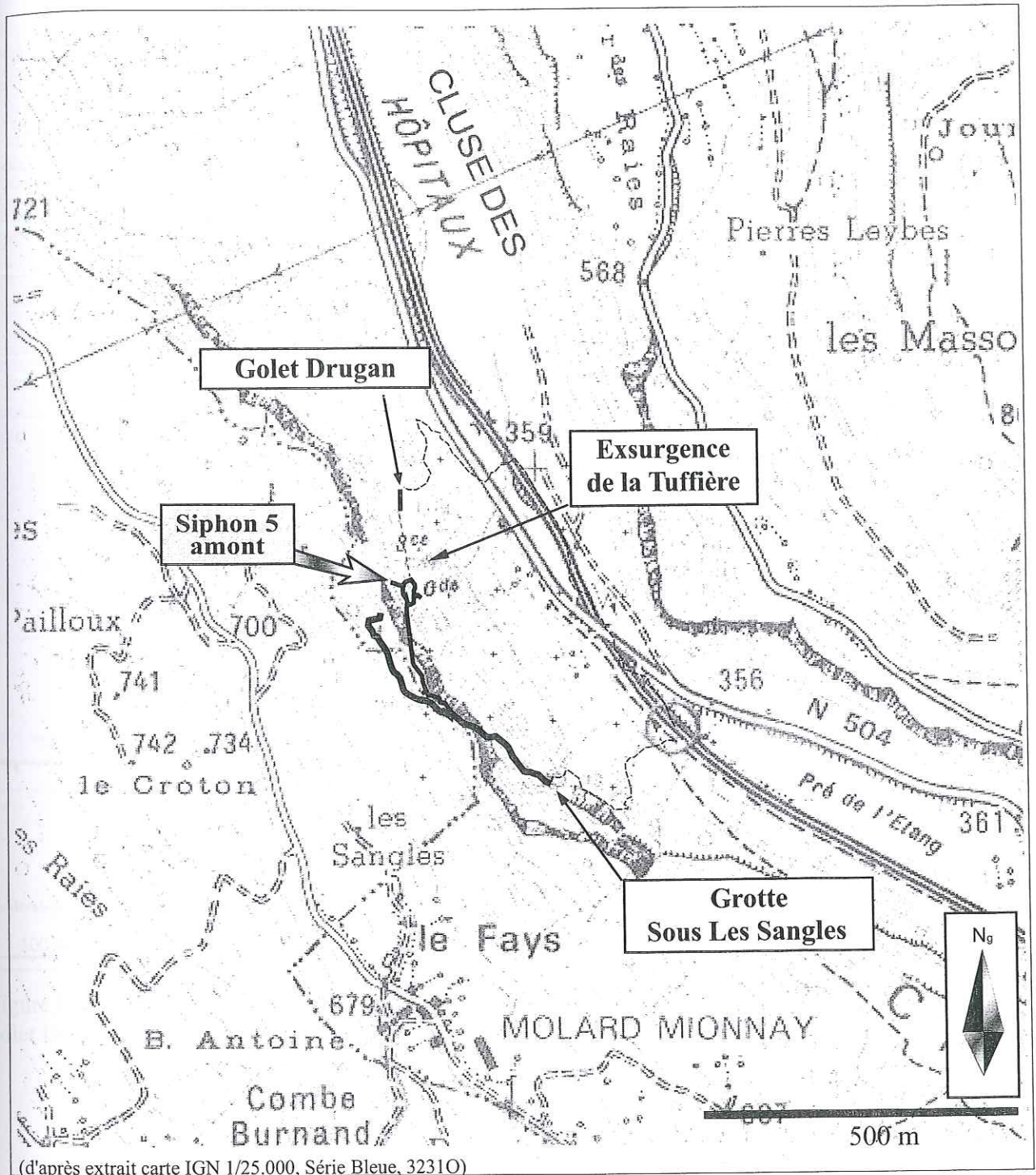


Figure II-16 : Report en surface de la topographie (plan) de la Grotte sous les Sangles et du Golet Drugan, relation avec l'exsurgence de la Tuffière.

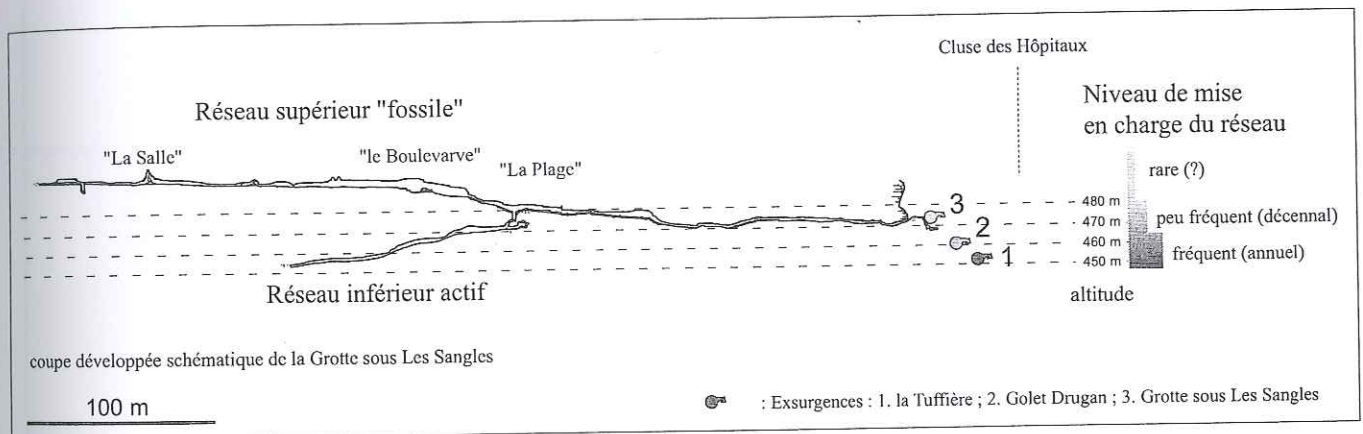
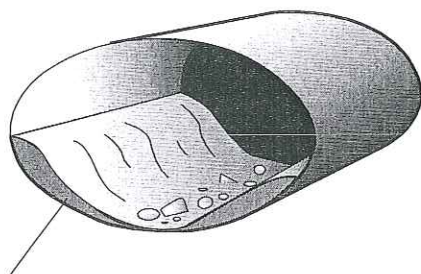
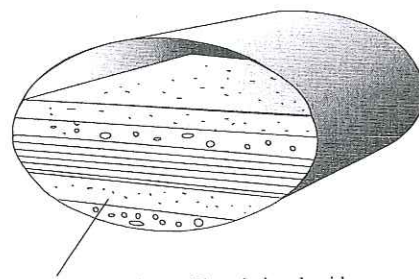


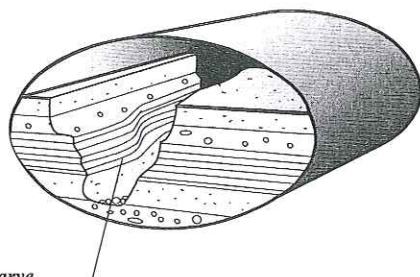
Figure II-17 : Fonctionnement hydrologique du système karstique Grotte sous Les Sangles - La Tuffière - Golet Drugan ; fréquence et niveau de mise en charge (crue).



**Dépôts** : vraisemblablement synchrones de la création de vides ;  
banquettes d'argiles de décantation, graviers et sables ;  
temporaire, mobile et souvent remanié.



**Remplissages** : postérieurs à la création de vides ;  
toute nature, glaciaire, fluviale à lacustre ;  
tendance au comblement.



**Cas du Boulevard**  
remplissages incisés par une remise en fonction postérieure de la galerie  
avec un potentiel hydraulique plus important (érosion)

Figure II-18 : Distinction génétique entre "dépôts" et "remplissages" endokarstiques, cas de la Galerie du Boulevard de la Grotte sous les Sangles.



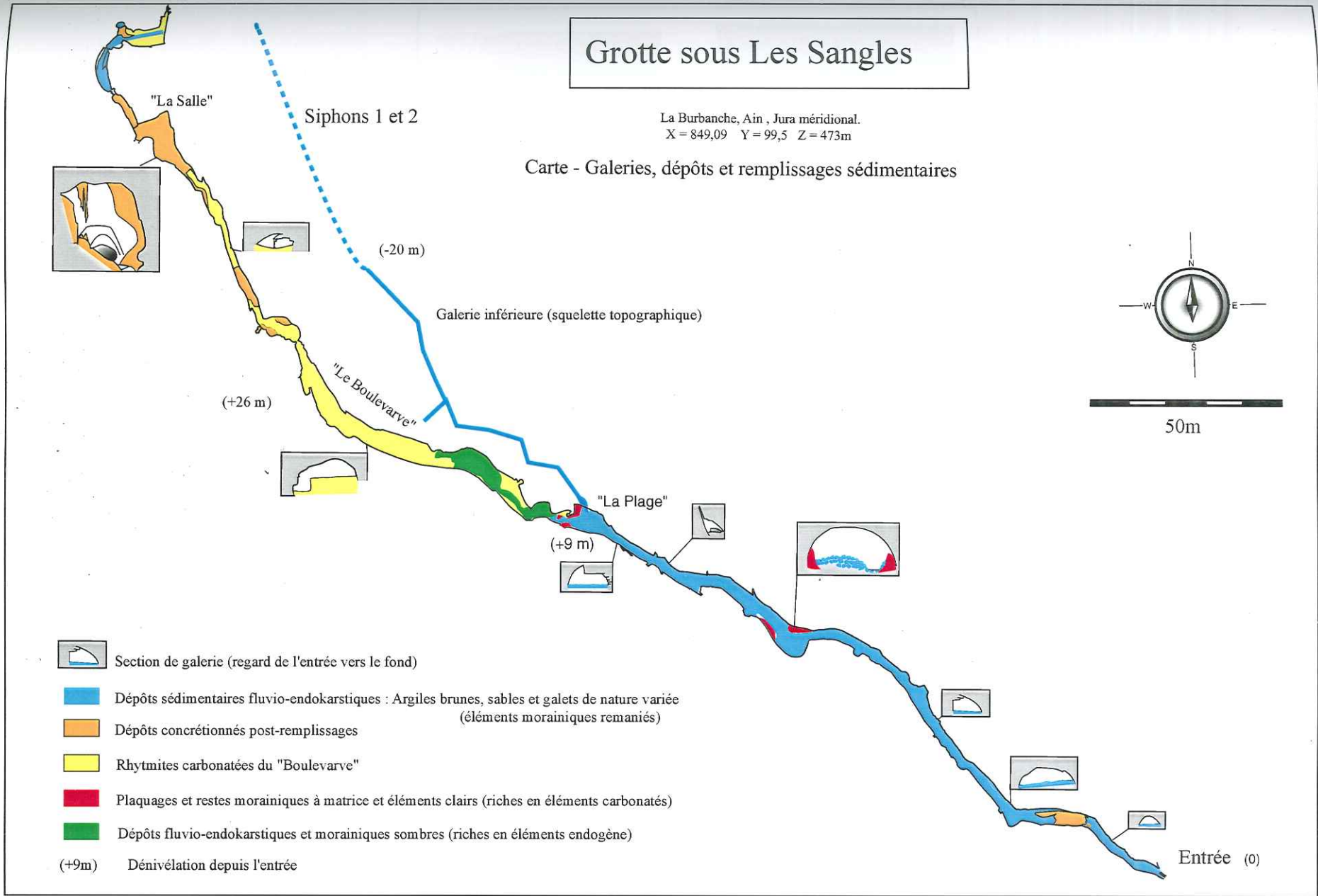


Figure II-19 : Carte des dépôts et remplissages des galeries de la Grotte sous les Sangles.

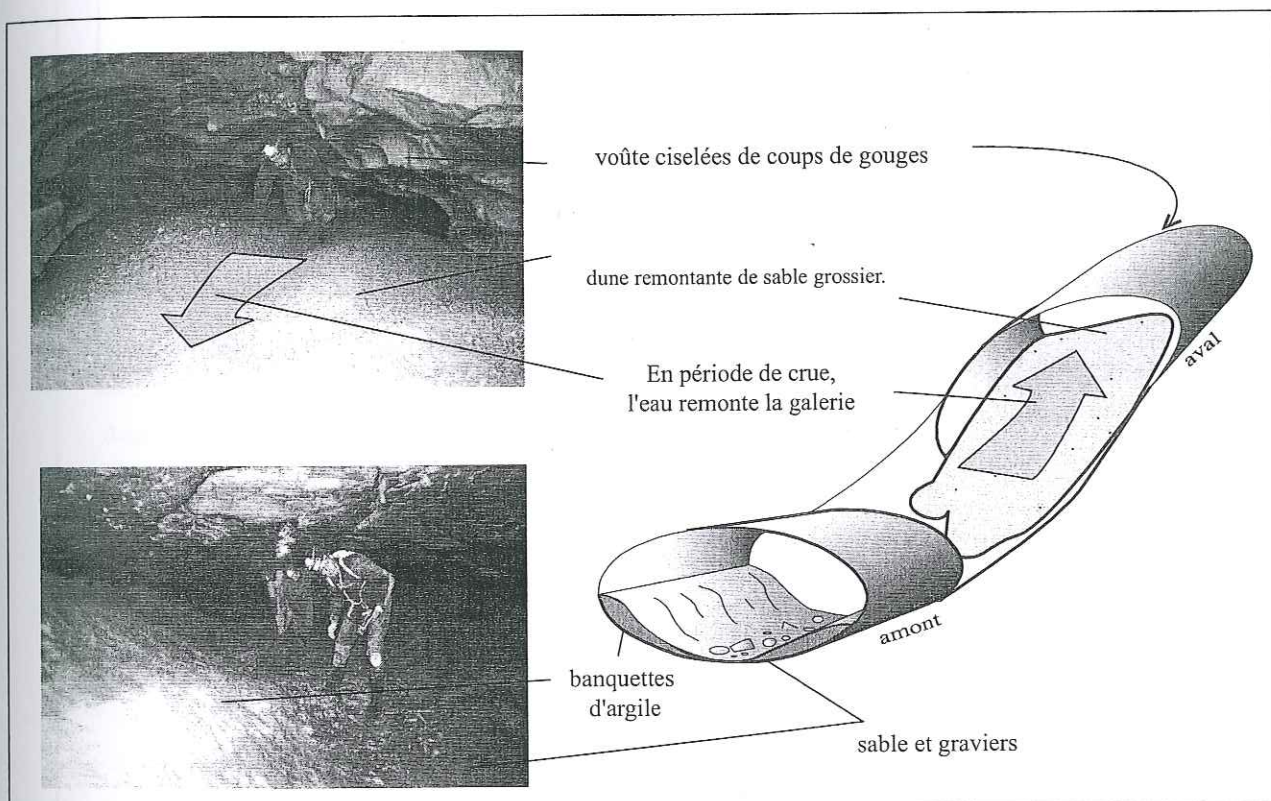


Figure II-20 : Morphologie, en "conduite forcée" et dépôts dans le réseau amont inférieur

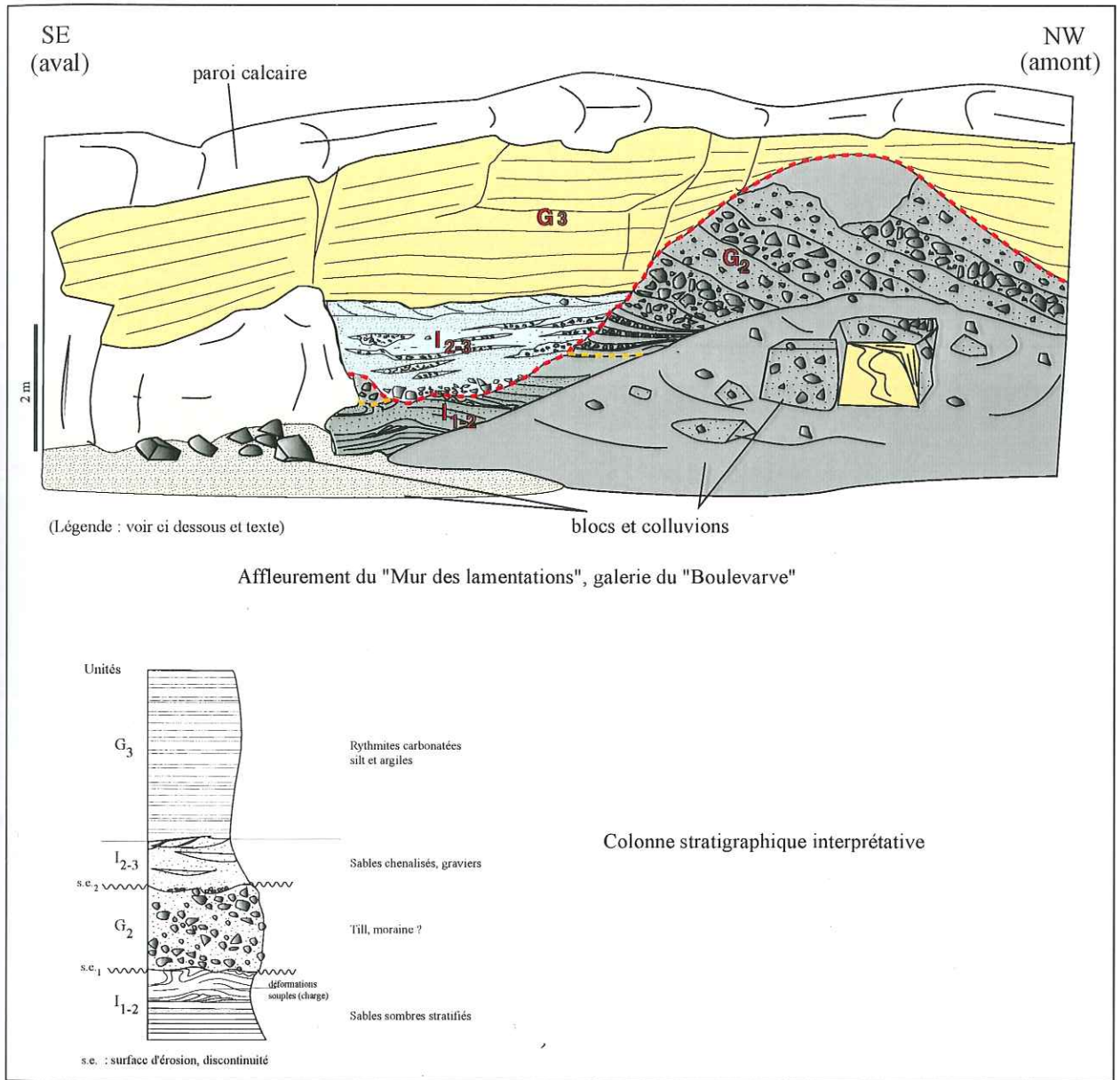


Figure II-21 : Stratigraphie de la série sédimentaire de la galerie du "Boulevard", Grotte sous les Sangles

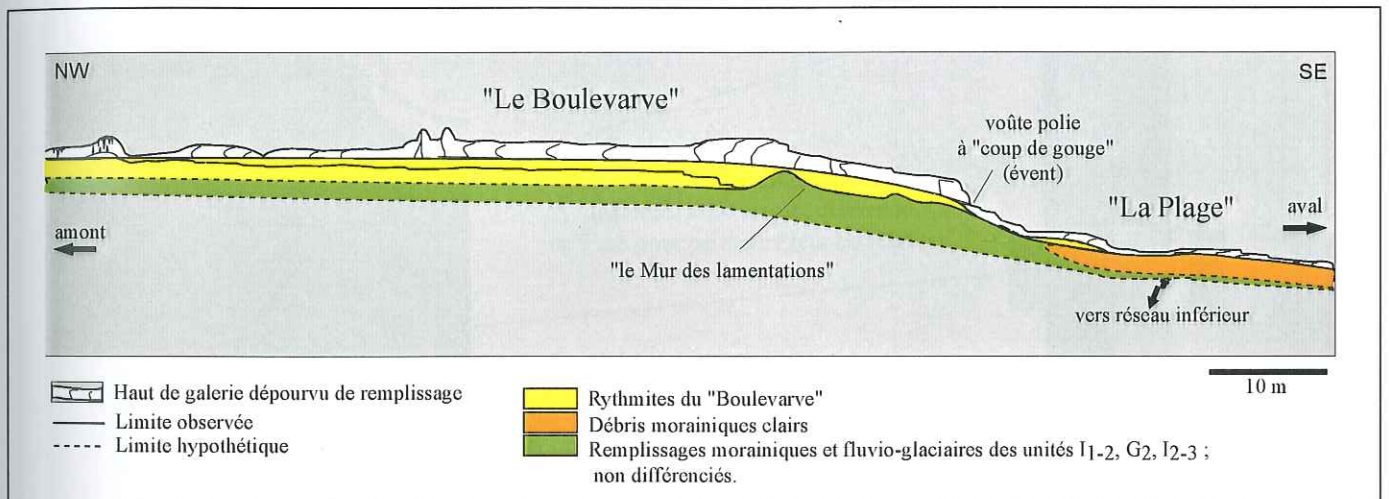


Figure II-22 : Coupe morpho-stratigraphique des remplissages sédimentaires de la Grotte sous les Sangles, dans le secteur du "Boulevard" et de "la Plage".

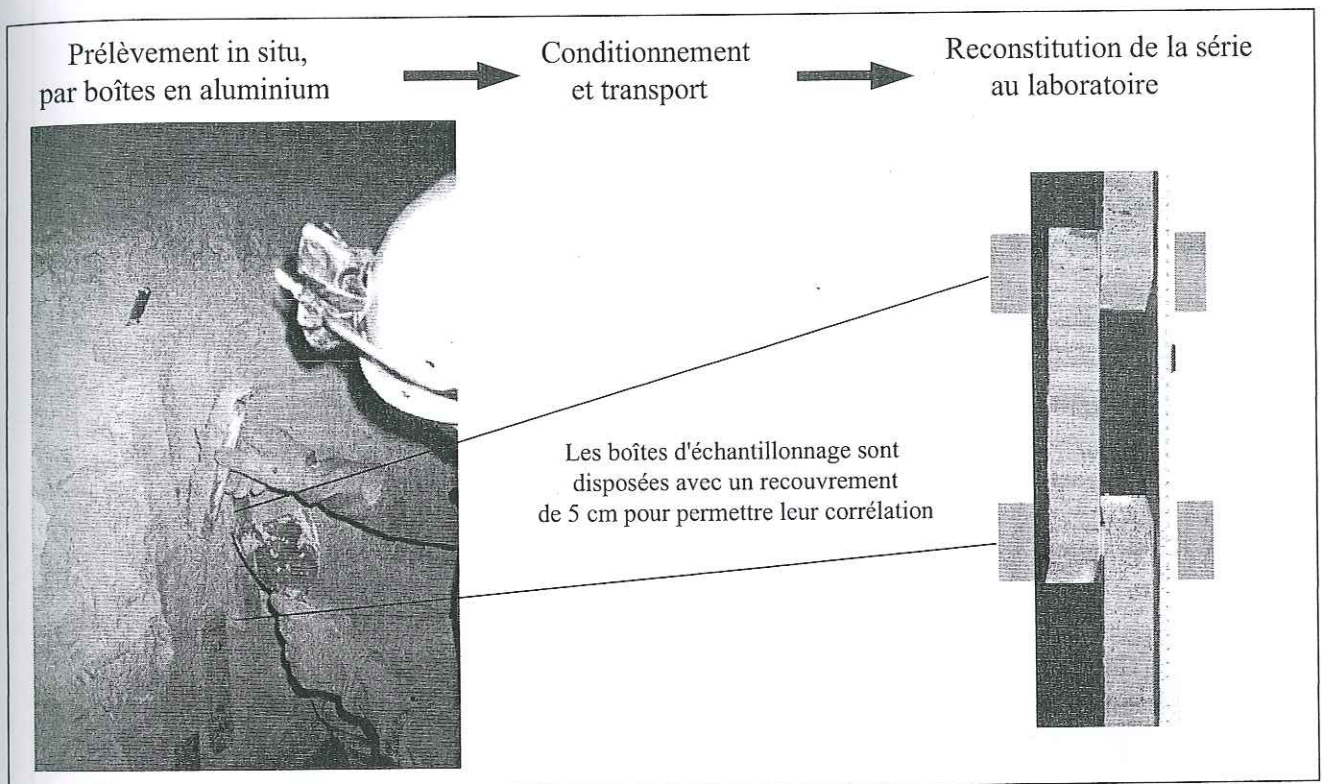
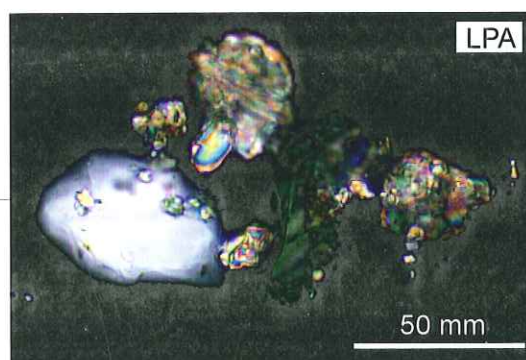
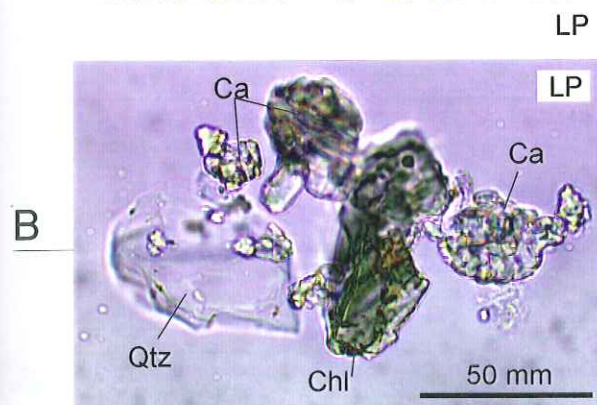
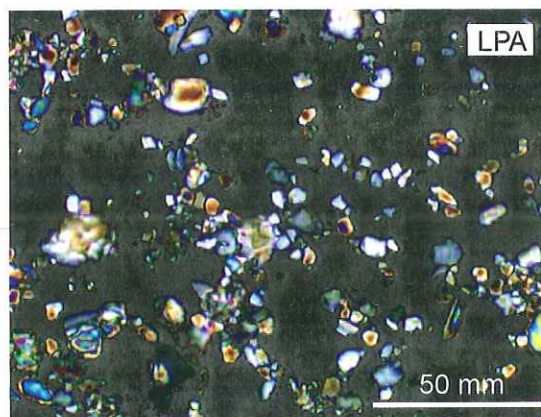
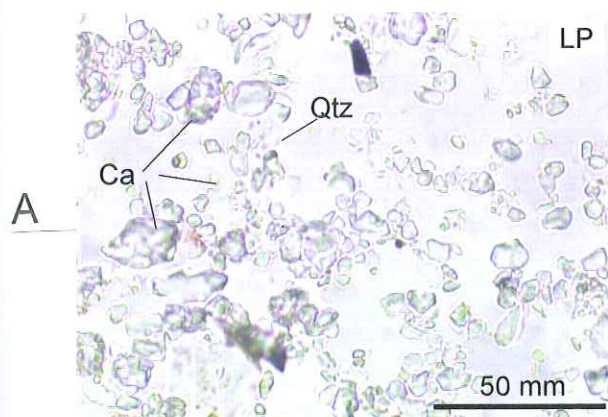


Figure II-23 : Procédé d'échantillonnage des rythmites du Boulevard.

Silts carbonatés des rythmites du "boulevarve"



Sables fluvio-endokarstiques :

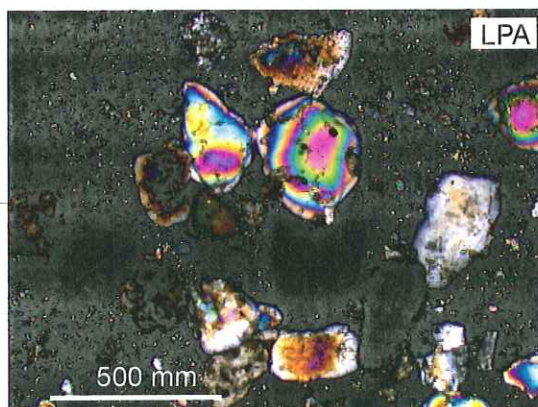
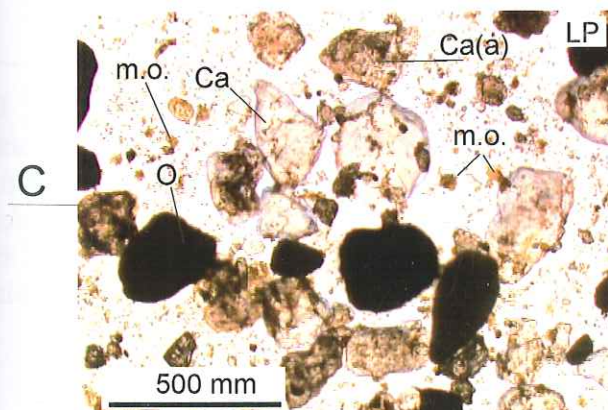


Figure II-24 : Vue au microscope polarisant de frottis de sédiments de la Grotte sous Les Sangles

A : silts fin des rythmites du "Boulevard" ; B : silts grossiers des rythmites du "Boulevard" ;  
 C : sables fluvio-endokarstiques, prélevés dans la galerie aval, entre l'entrée et "La Plage" ;  
 Ca = carbonate ; Ca(a) = carbonate altéré ; Qtz = quartz ; Ch = chlorite ; O = oxyde ;  
 m.o. = matière organique ; LP : en lumière polarisée ; LPA : en lumière polarisée & analysée.

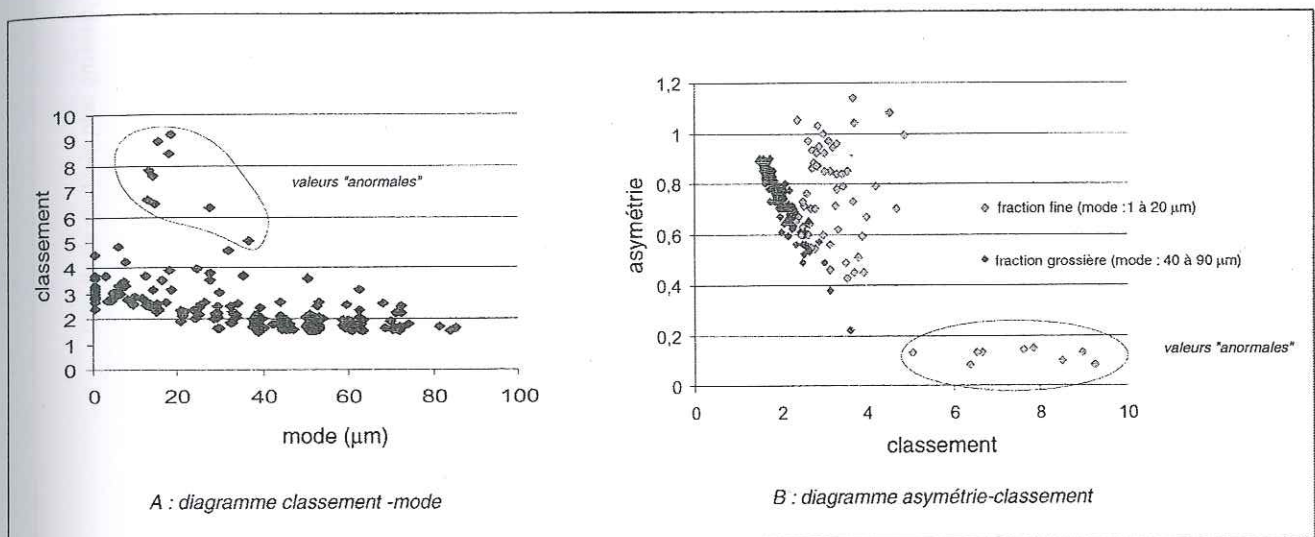


Figure II- 25 : Caractéristiques des rythmites du "Boulevard" à partir du mode, du classement et de l'asymétrie.

Les fractions grossières présentent des valeurs regroupées , celles des fractions fines sont plus dispersées et possèdent un moins bon classement.

Quelques lamines argilo-silteuses, situées entre 20 et 40 cm de profondeur présentent des valeurs "anormales" par rapport à la majorité du dépôt.

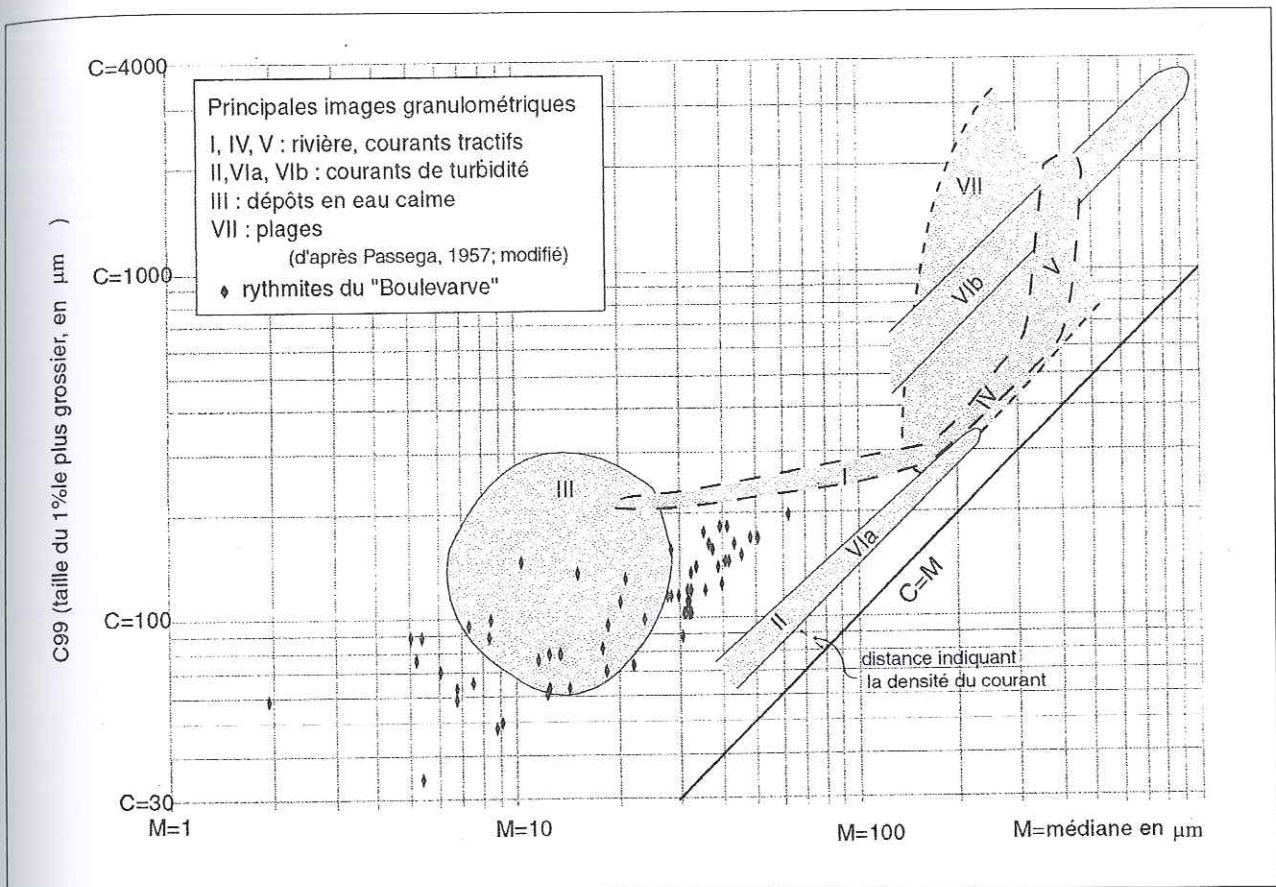


Figure II- 26 : Position des rythmites du "Boulevard" sur la représentation CM de base, selon Passega (1957).

Les valeurs des fractions grossières se situent entre le domaine des courants tractifs et celui des courants turbides, relativement bien groupées. Les valeurs des fractions les plus fines correspondent à des dépôts en eau calme et sont relativement plus dispersées.



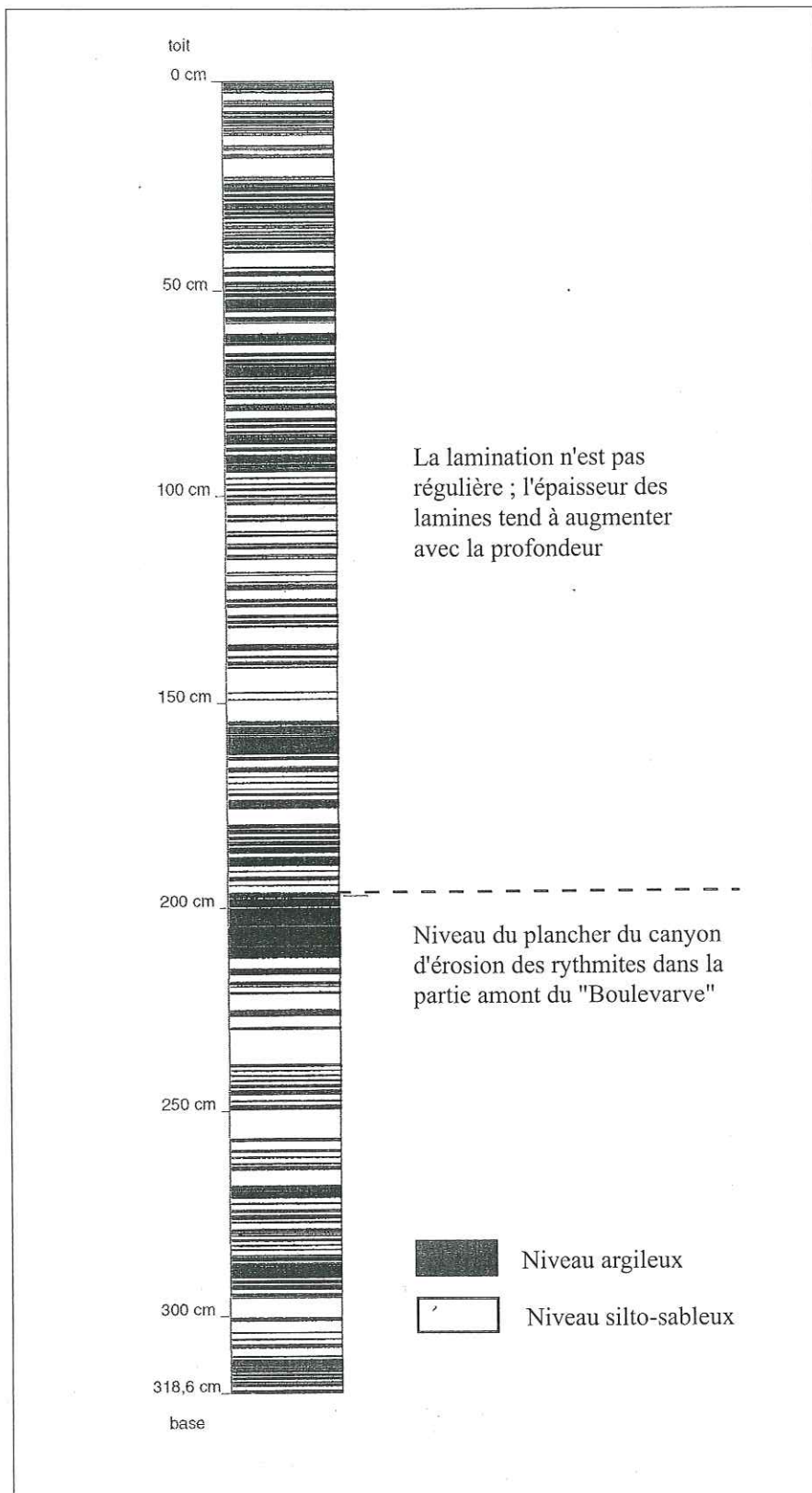


Figure II- 27 : Stratigraphie schématique des rythmites du "Boulevard"

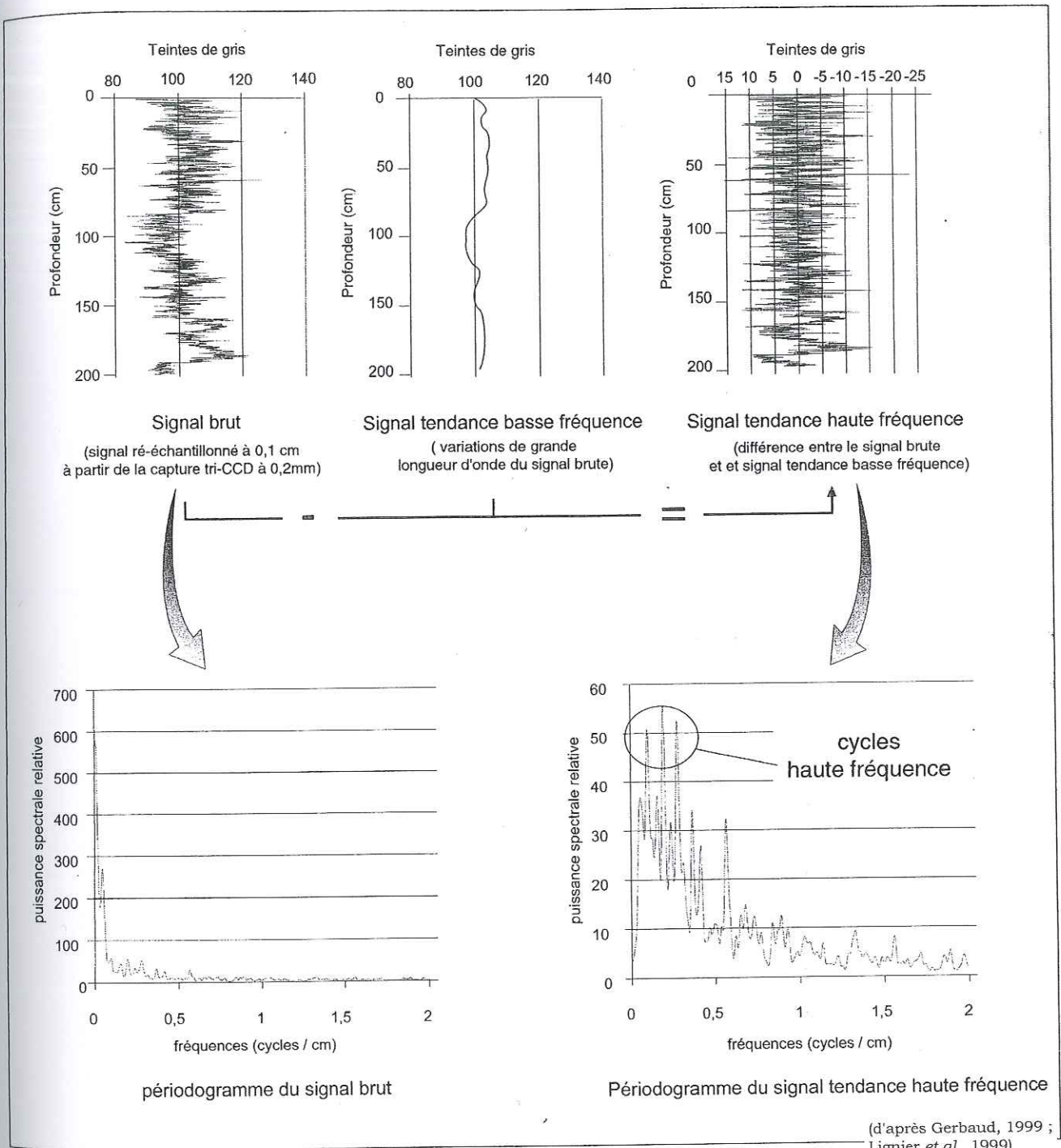


Figure II-28 : Analyse spectrale du signal sédimentaire codé en niveau de gris, des rythmites du "Boulevard"

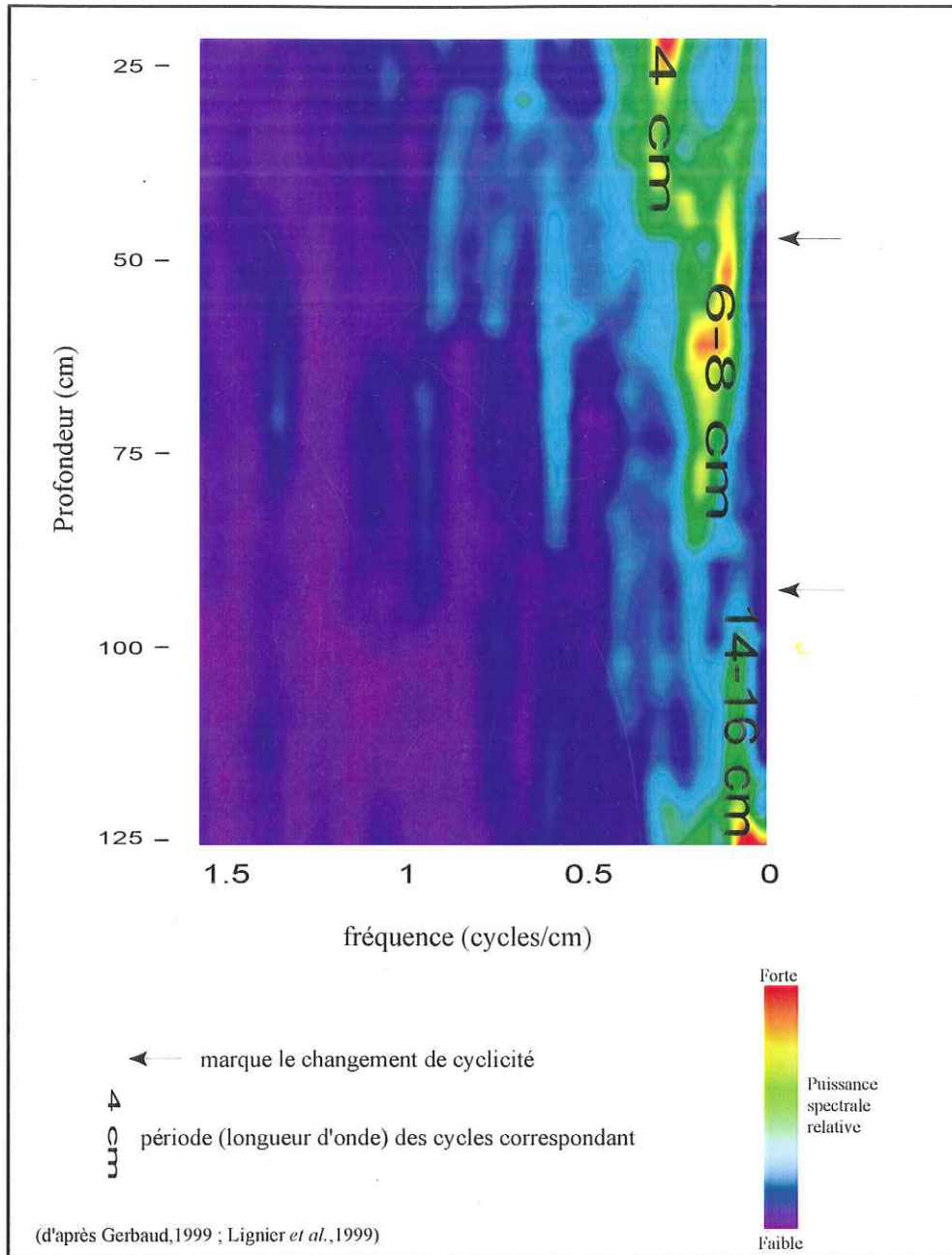


Figure II-29 : Carte de périodogrammes (pass-band mapping) du signal sédimentaire codé en niveaux de gris, des rythmites du "Boulevard", Grottes sous Les Sangles ;

Cette carte est établie par une analyse par fenêtre glissante (longueur : 40cm ; pas de glissement : 4cm). Elle met en évidence la diminution de longueur d'onde des cycles sédimentaires, relatifs à la diminution d'épaisseur des lamines, vers le haut du remplissage.

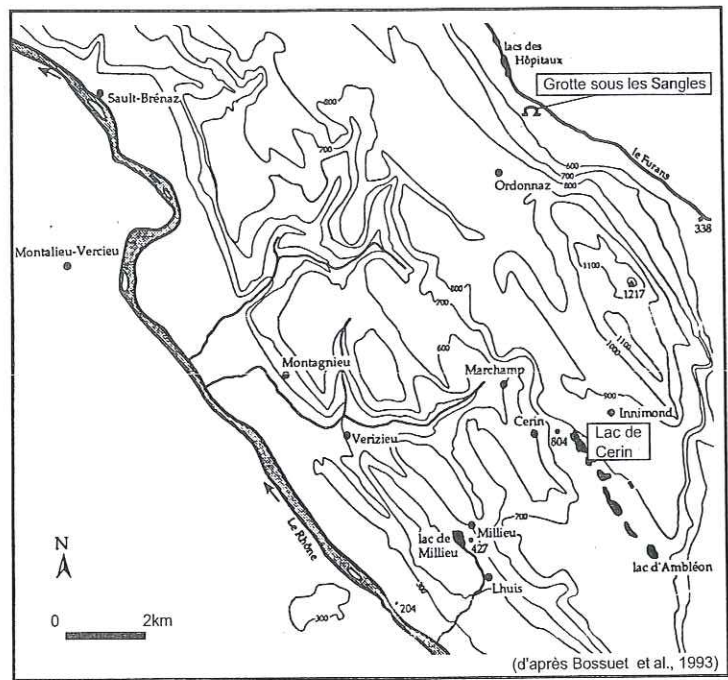


Figure II-30 : Localisation du Lac de Cerin et de la Grotte sous Les Sangles

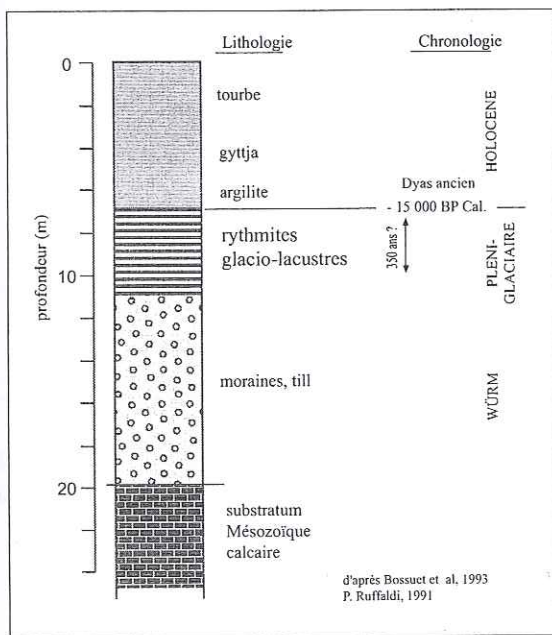


Figure II-31 : Stratigraphie du remplissage de la cuvette glaciaire et lacustre de Cerin

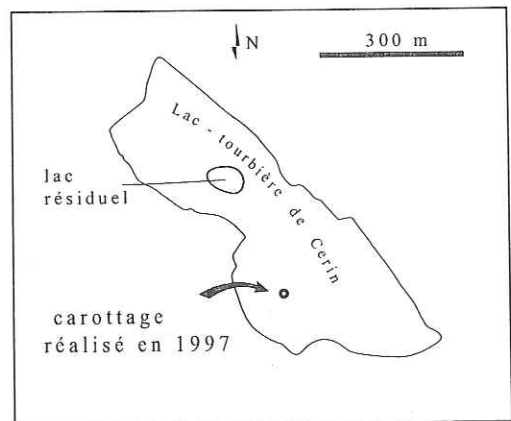


Figure II-32 : Localisation du carottage de la tourbière de Cerin

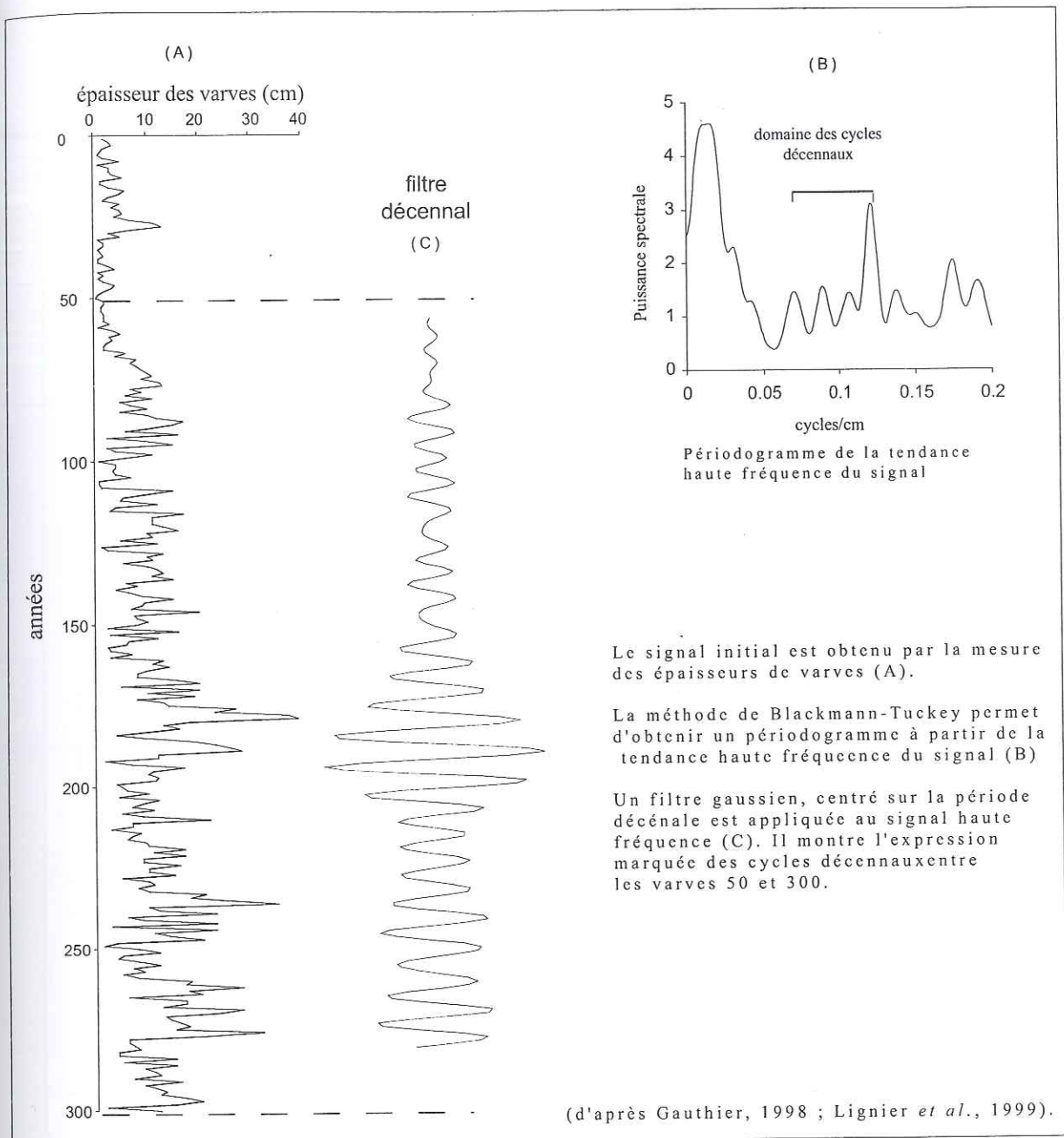
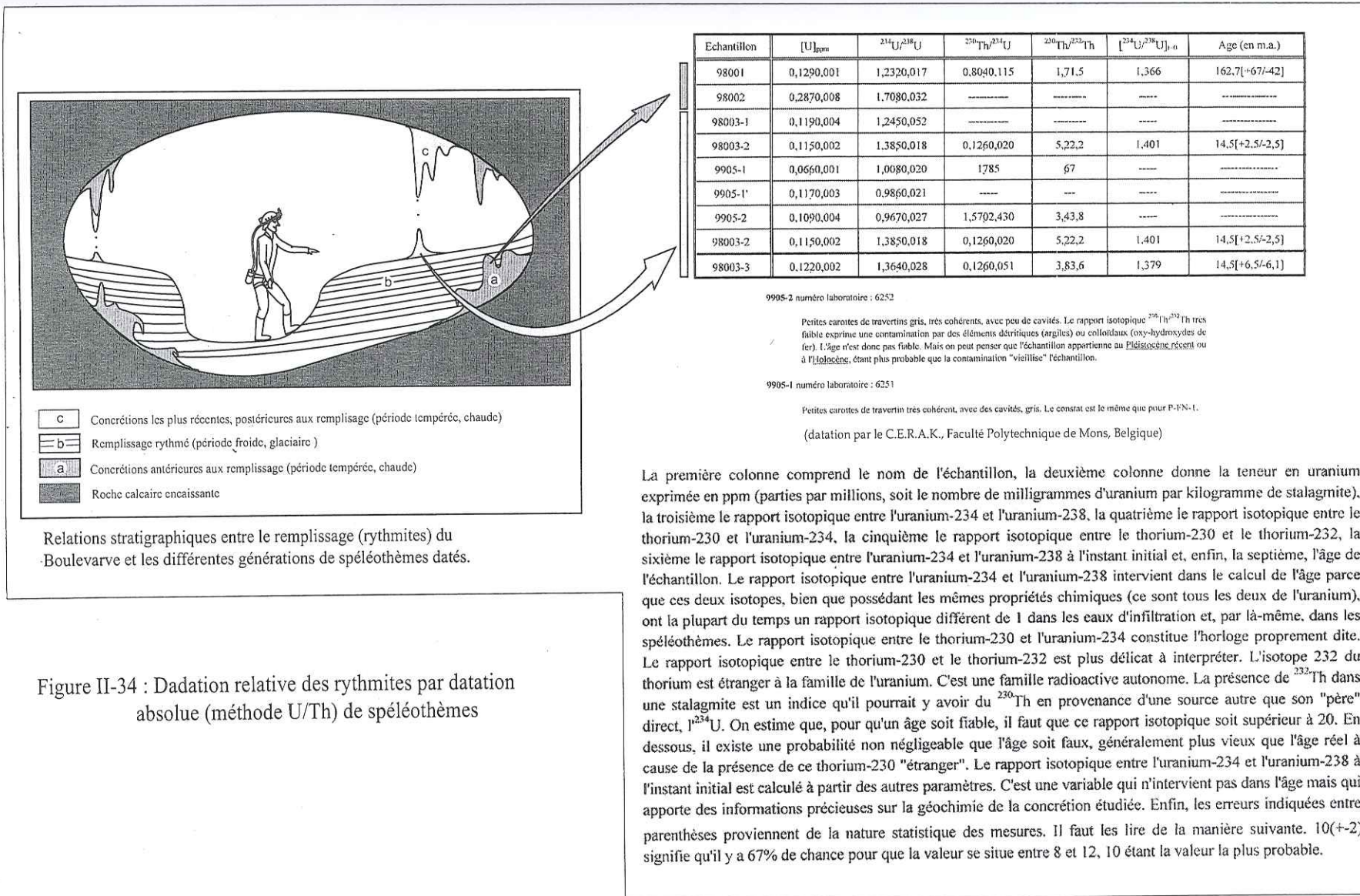


Figure II-33 : Traitement par analyse spectrale du signal sédimentaire des varves pléniglaciaires du Lac de Cerin



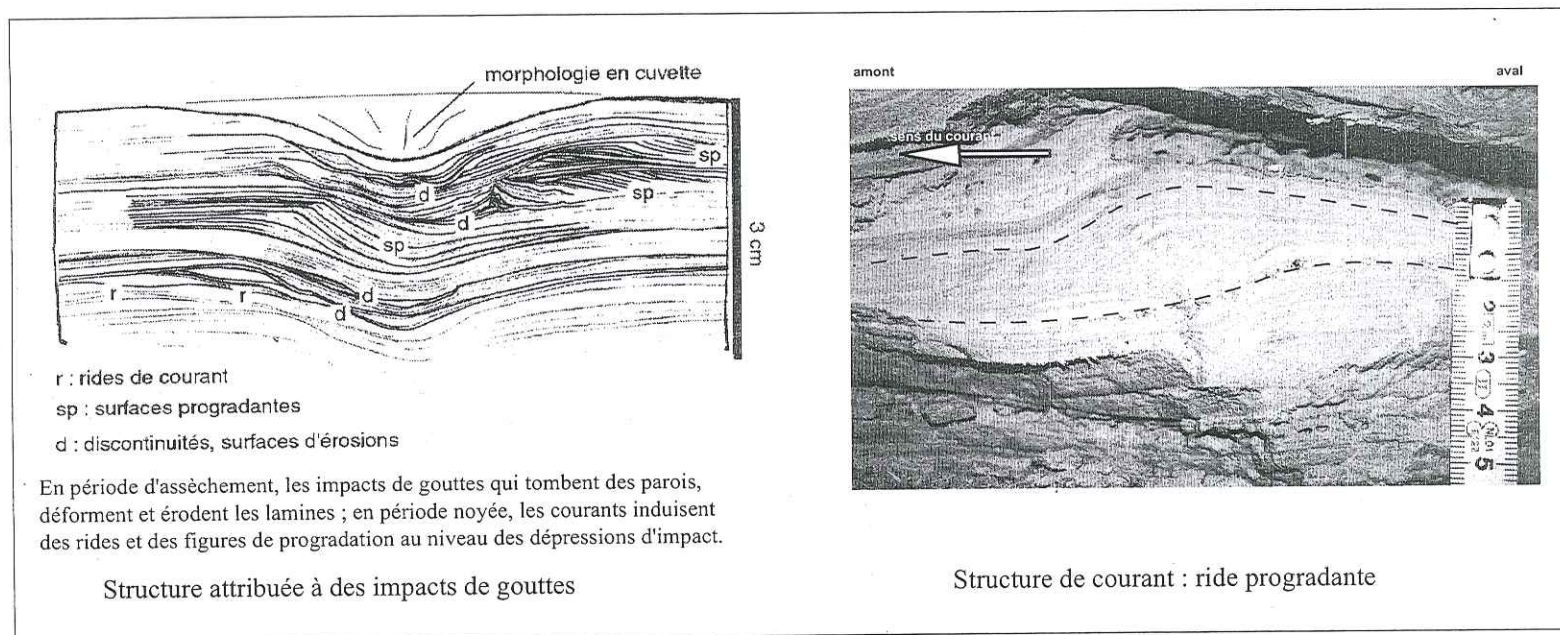
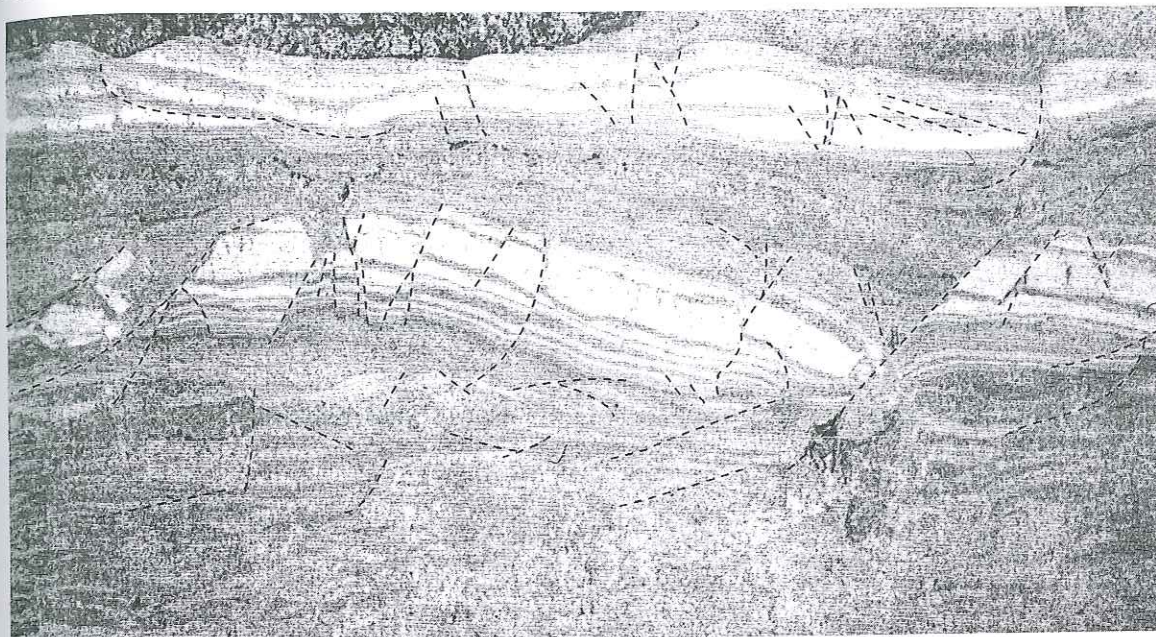
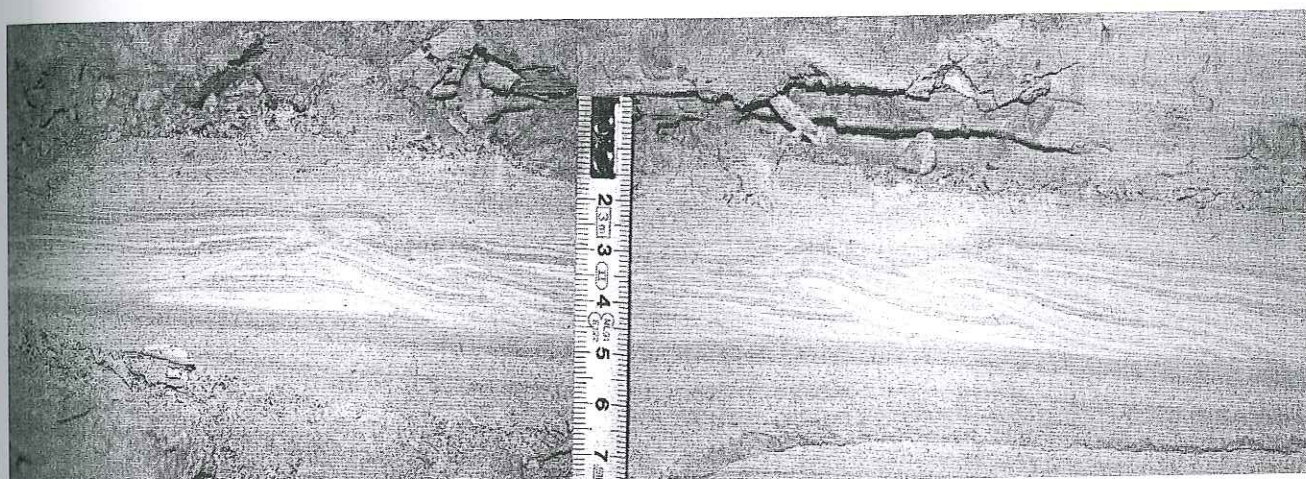


Figure II-35 : Structures syssédimentaires de dépôt, dans les rythmites argilo-silteuses du "Boulevardve"



----- micro-failles soulignées

Structures d'extension en blocs basculés (observable en bordure de galerie)



Structures de raccourcissement en plis et rampes (observable au centre de la galerie)

Figure II-36 : Structures de déformation restreintes à quelques niveaux et plans de décollement , dans la partie inférieure des rythmites du "Boulevard", Grotte sous Les Sangles.



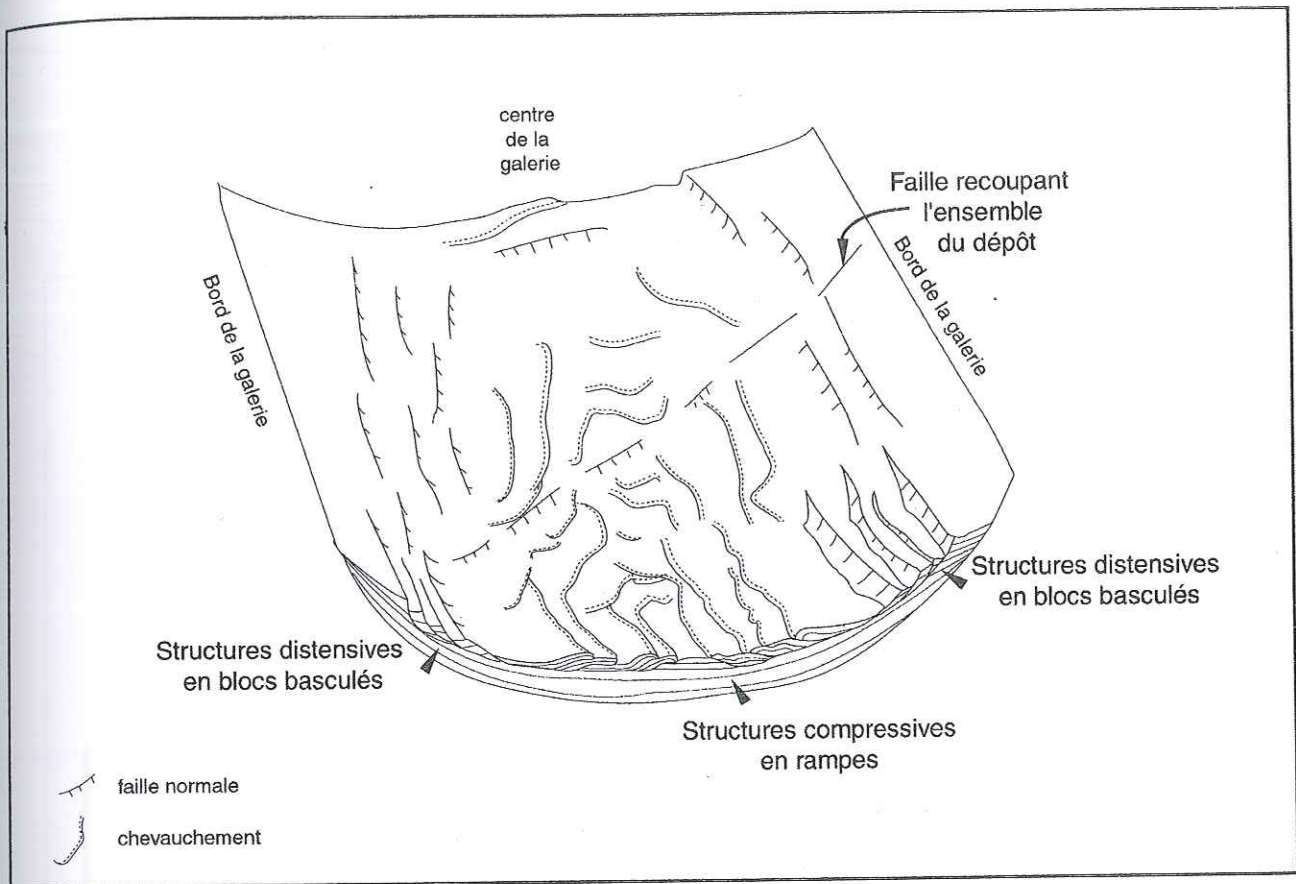


Figure II-37 : Bloc diagramme schématique et interprétatif, replaçant les différentes structures de déformations gravitaires synsédimentaires des rythmites, dans la partie médiane du "Boulevard". (La taille des structure est exagérée par rapport aux dimention de la galerie)

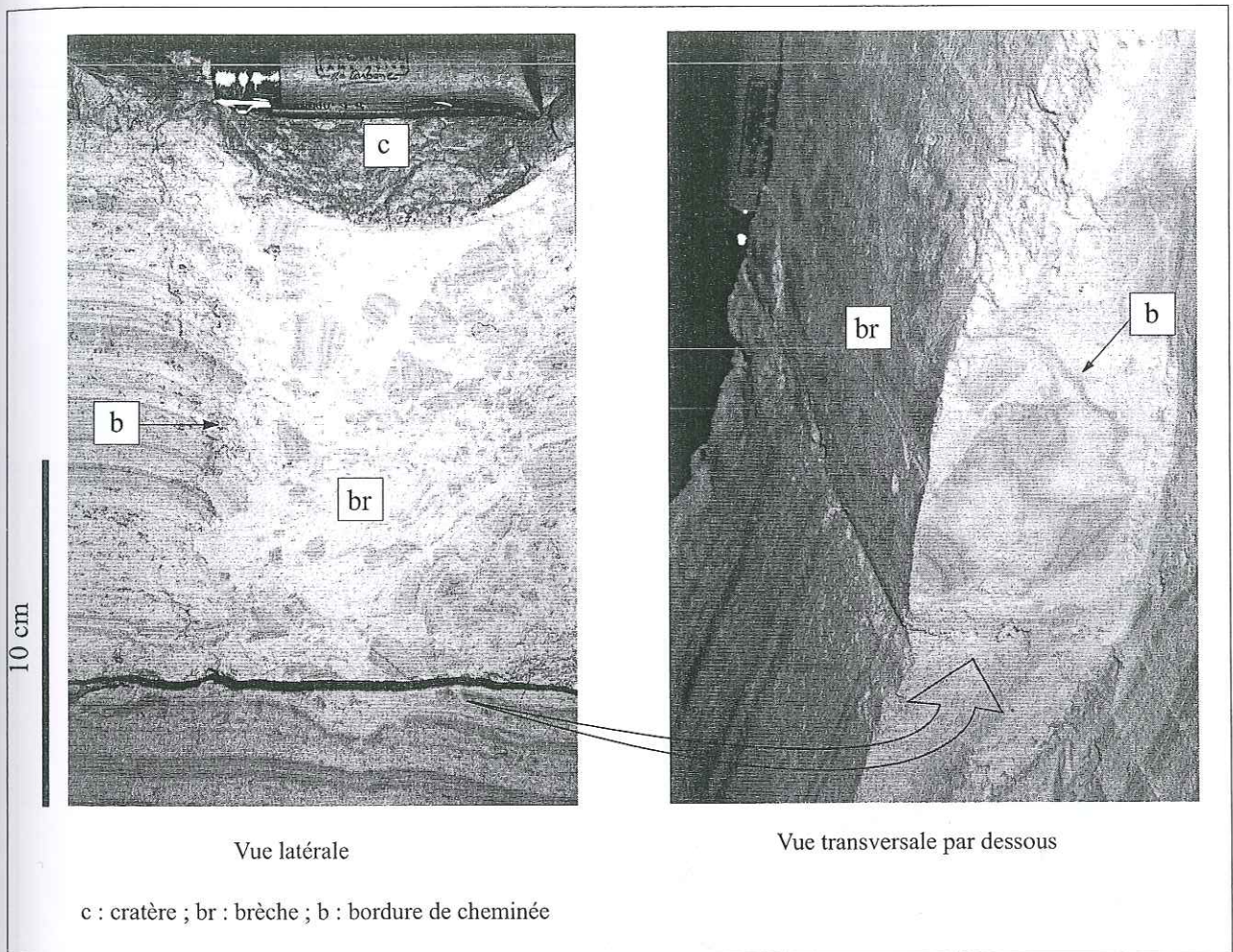


Figure II-38 : Volcan de silt et brèche de lamines, structure synsédimentaire d'expulsion de fluide dans les rythmites du "Boulevard", Grotte sous les Sangles.

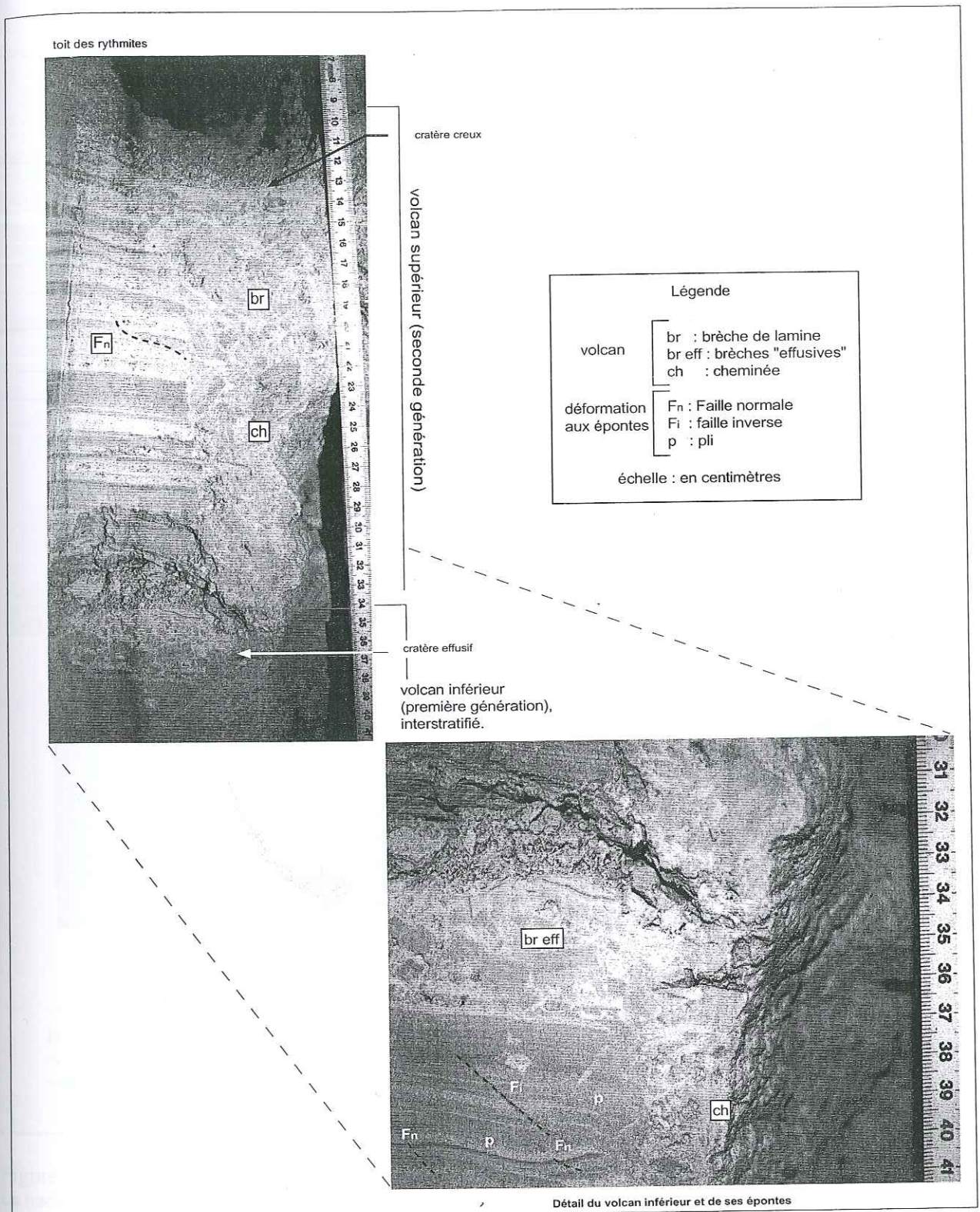
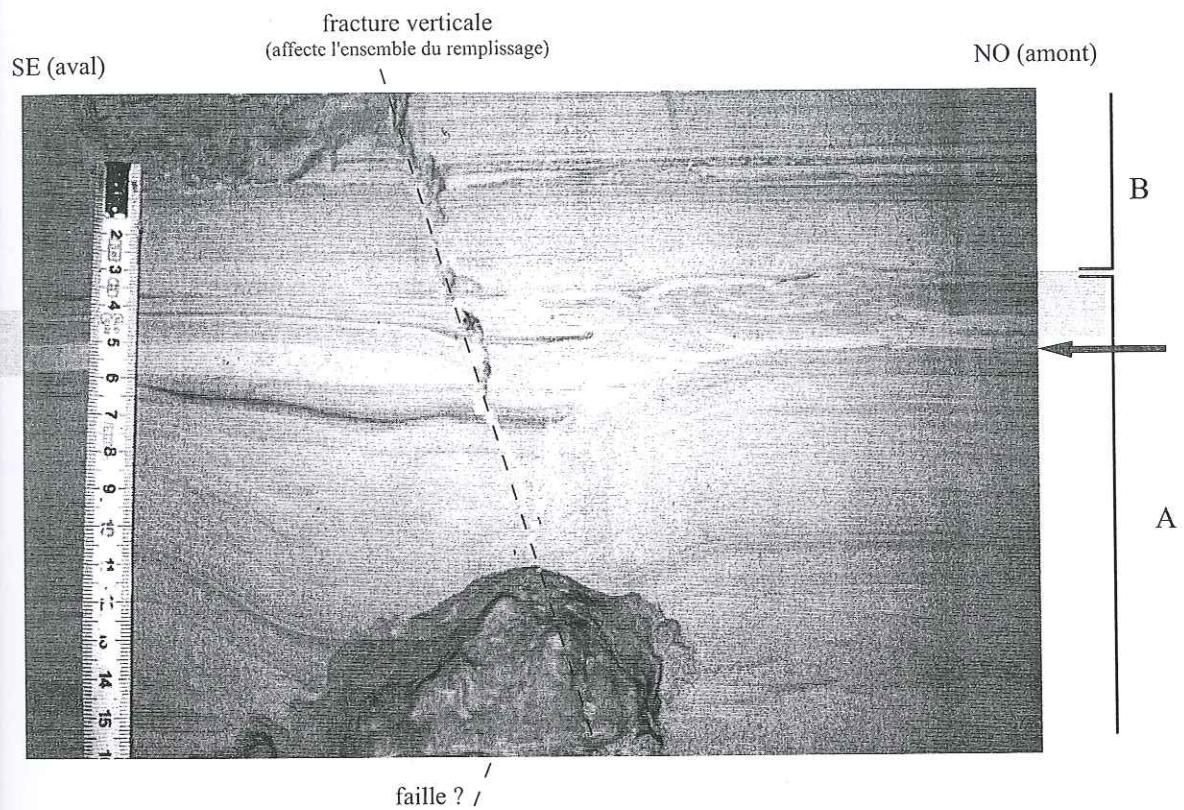


Figure II- 39 : Volcans de silt et brèche de lamine, dans les rythmites du "Boulevard", Grotte sous Les Sangles.

Le volcan inférieur correspond à un premier évènement de surpression de fluide : les épontes de la fracture sur laquelle il s'initie, subissent de la compression et de la distension, responsables de la formation de micro-structures de déformations. Son contenu de brèche s'épanche en surface des rythmites. L'ensemble est ensuite recouvert par 30 cm de rythmites. Le volcan supérieur correspond à un second évènement de surpression de fluide. Les rares structures observées n'indiquent que de la distension et le cratère n'est pas effusif.



B : sédiments affectés par le jeu de la fracture, postérieurement au dépôt

A : sédiments affectés par le jeu normal (extension) de la faille

← niveau de décollement

couche glissée (blocs basculés et rampes)

Figure II-40 : Relation entre les structures de déformations syngénétiques à différentes échelles. La fracture est activée pendant la sédimentation des rythmites, elle fonctionne aussi postérieurement. Elle fait partie de l'ensemble des fractures sub-verticales plurimétriques détaillées au paragraphe suivant.

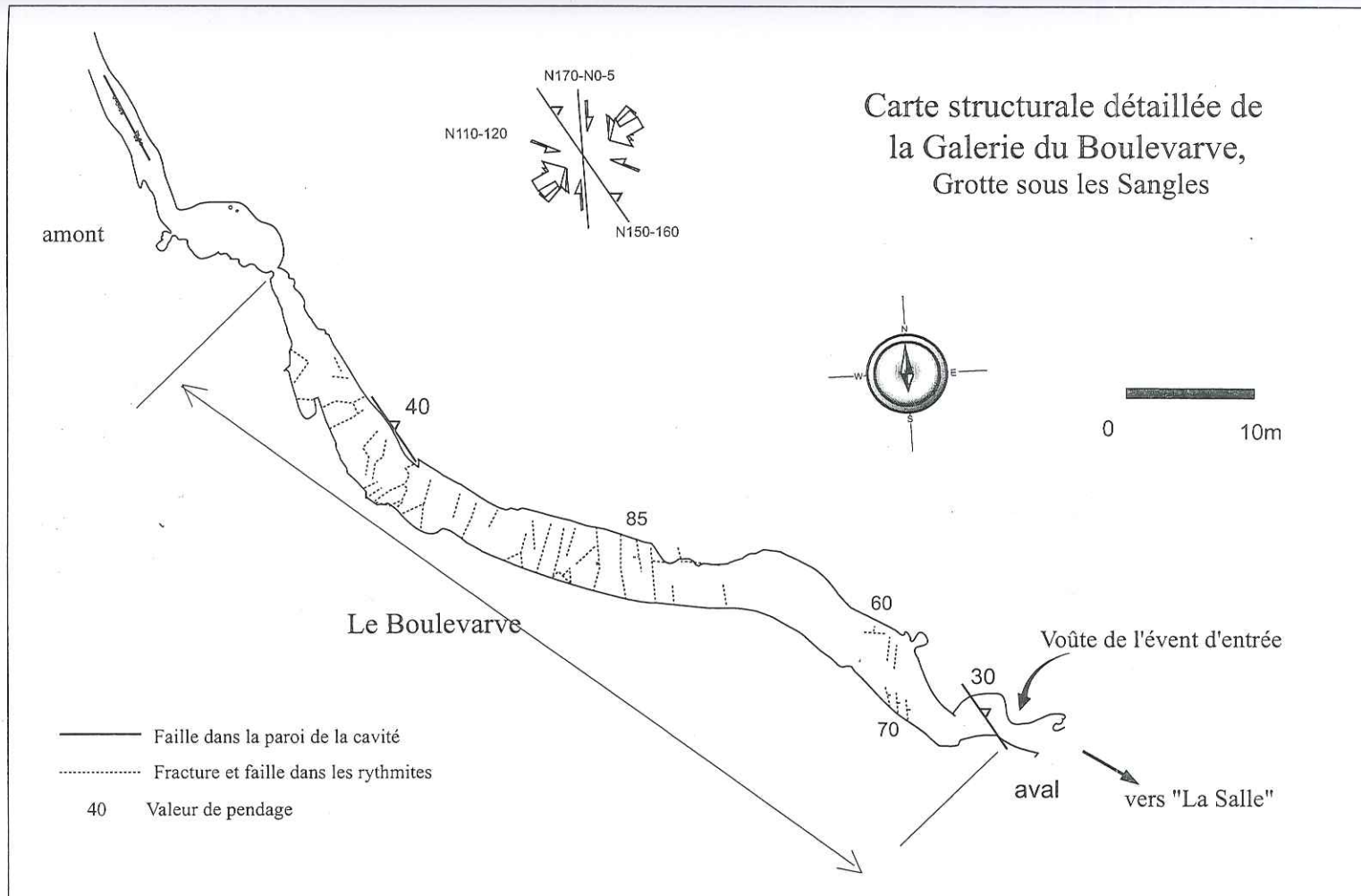
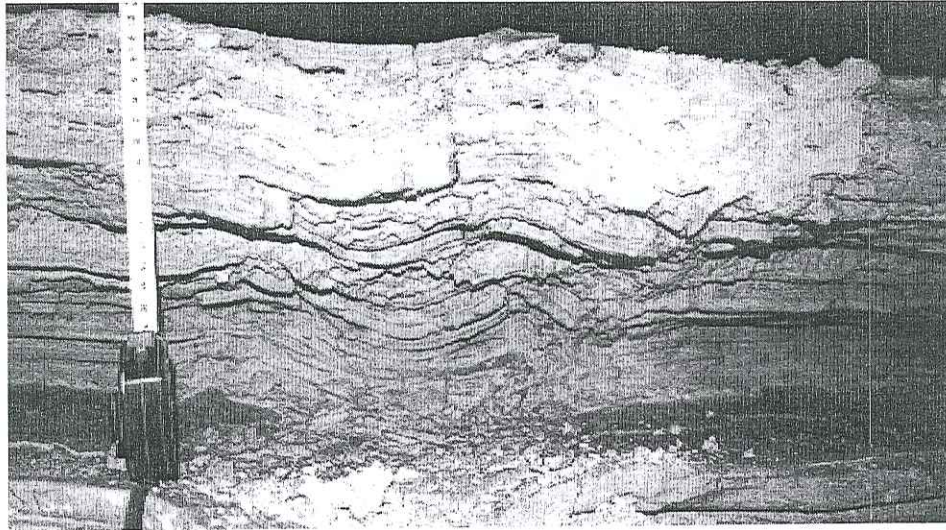
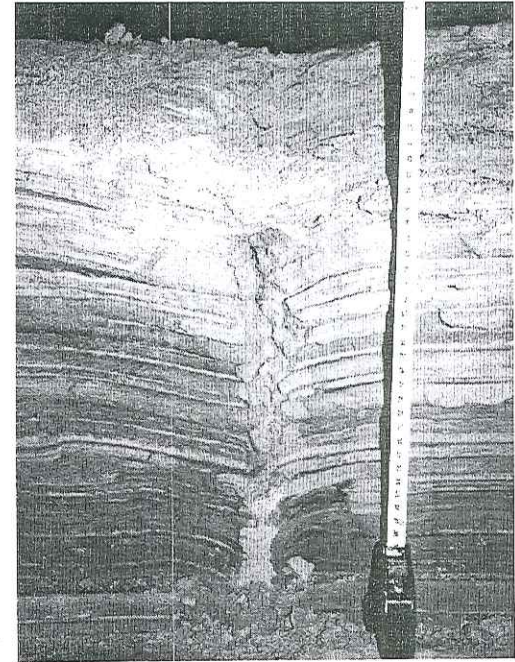


Figure II- 41 : Carte structurale détaillée de la Galerie du Boulevardve, Grotte sous les Sangles



Déformation plicative associée à une rupture



Fracture verticale

Figure II-42: Déformations affectant l'ensemble des rythmites

nombre de données : 69  
densité max. : 7,94  
densité min. : 0

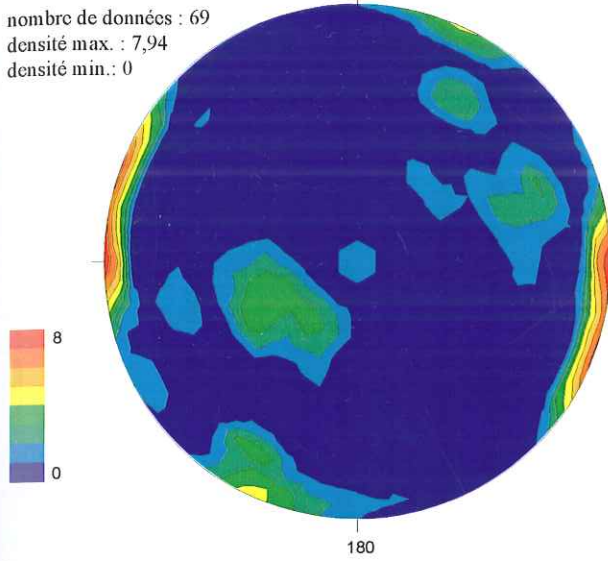
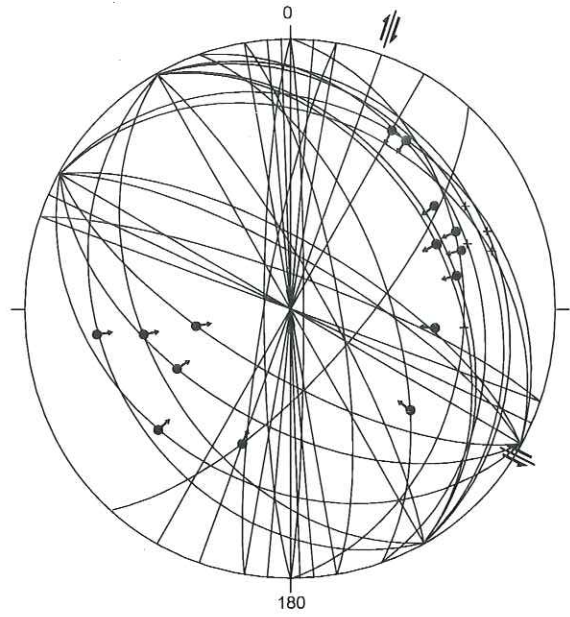


Diagramme de densité de distribution ;  
Projection des pôles des plans de faille dans l'hémisphère inférieure.



Traces cyclographiques et linéations (⚡ stries inverses) ;  
Projection dans l'hémisphère inférieure (Caneva de Wulff)

Projection stéréographique des données microtectoniques relevées sur les parois de la cavité.

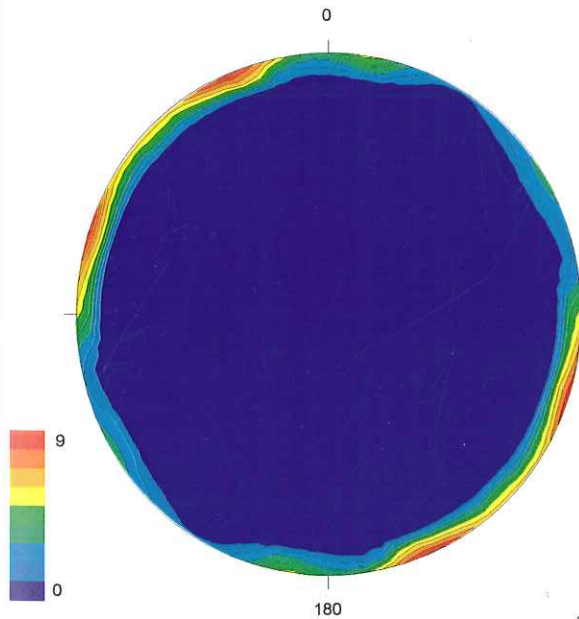


Diagramme de densité de distribution ;  
Projection des pôles des plans de fracture dans  
l'hémisphère inférieure.

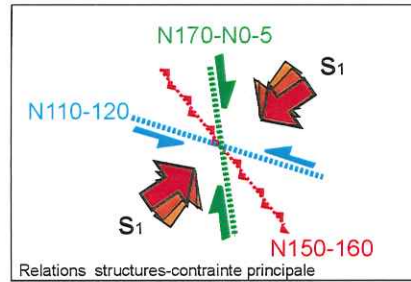
nombre de données : 59  
densité max. : 9,33  
densité min. : 0







Projection stéréographique des fractures affectant le remplissage sédimentaire rythmé du Boulevard

Figure II-43 : Représentations stéréographiques des observations tectoniques réalisées dans la Grotte sous les Sangles

### CARTE DES STRUCTURES TECTONIQUES Grotte sous les Sangle (réseau supérieur)

La Burbanche, Ain, Jura méridional.  
X = 849,09 Y = 99,5 Z = 473m



-  Faille inverse de direction N150-N160
  -  Faille décrochante de direction N170-N5
  -  Faille décrochante de direction N110-N120
  -  Fracture / faille dans les rythmites du Boulevardve
  -  Zone d'expression dominante d'une famille de faille
  -  Pendage
- Structures de l'encaissant (parois)

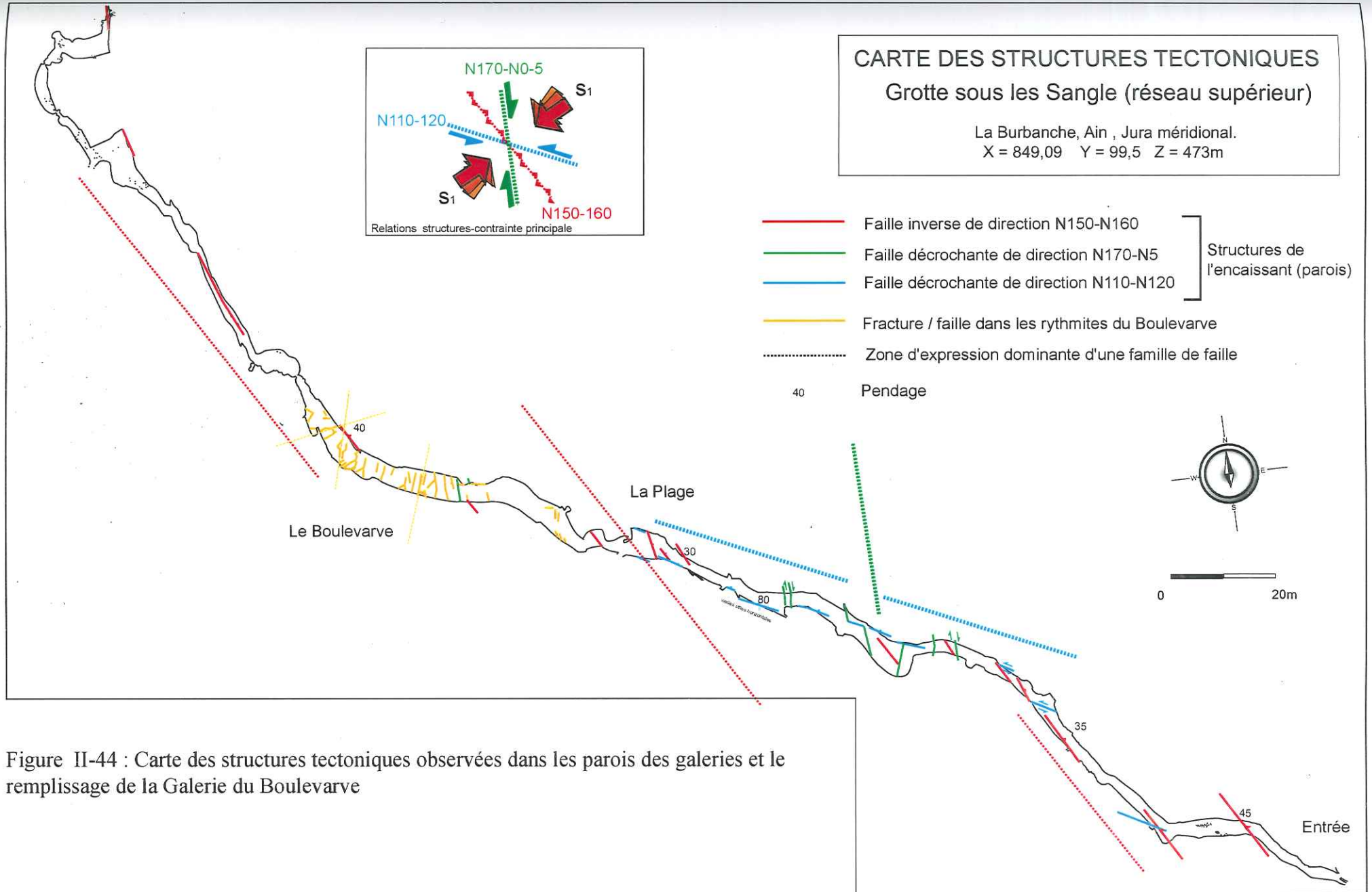


Figure II-44 : Carte des structures tectoniques observées dans les parois des galeries et le remplissage de la Galerie du Boulevardve



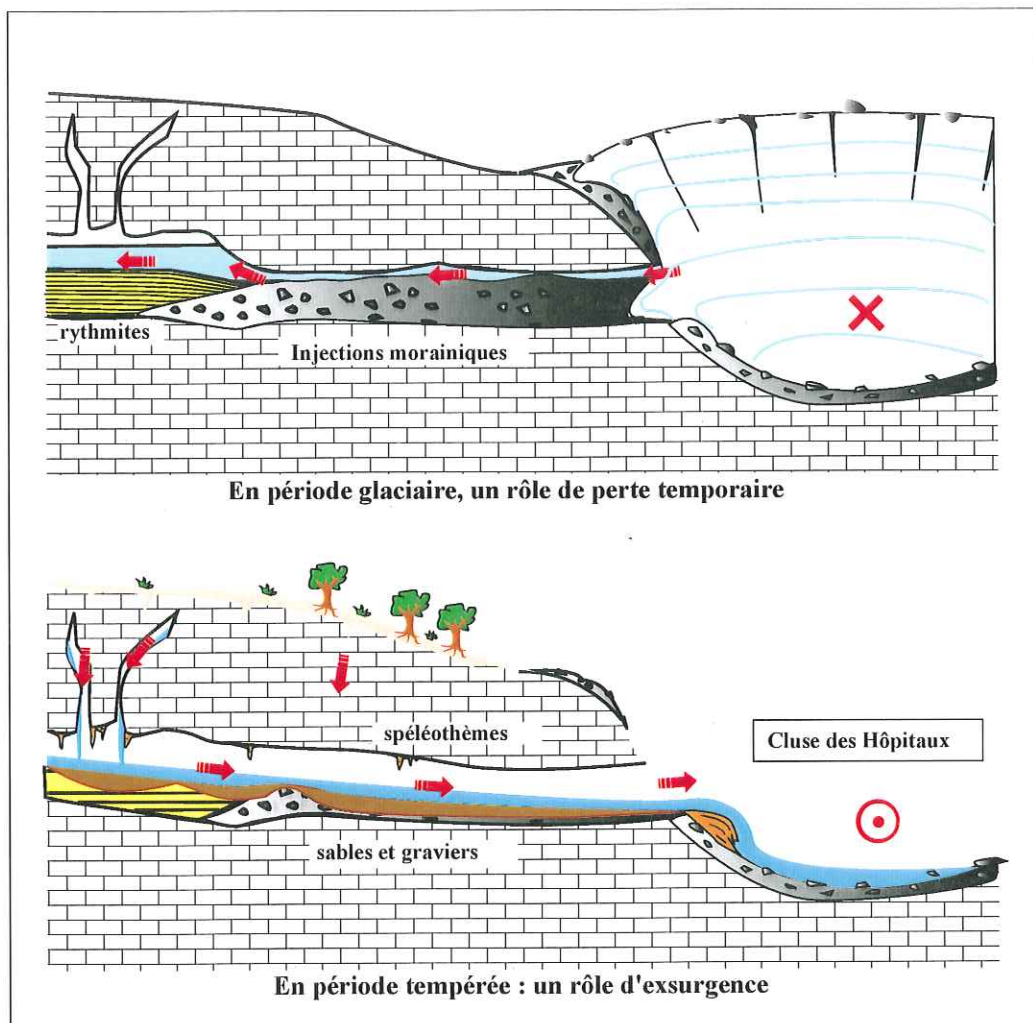


Figure II-45 : Modèle de fonctionnement de la Grotte sous les Sangles, en fonction de la période climatique et type de sédimentation associée.

- ➔ sens de circulation de l'eau
- ✗ écoulement au delà de l'observateur
- ⊙ écoulement vers l'observateur

*FIGURES*  
*Du*  
*Chapitre III :*

*Empreinte d'une sismicité historique régionale modérée  
dans la sédimentation holocène de petits lacs d'altitude  
des Alpes Nord-Occidentales*

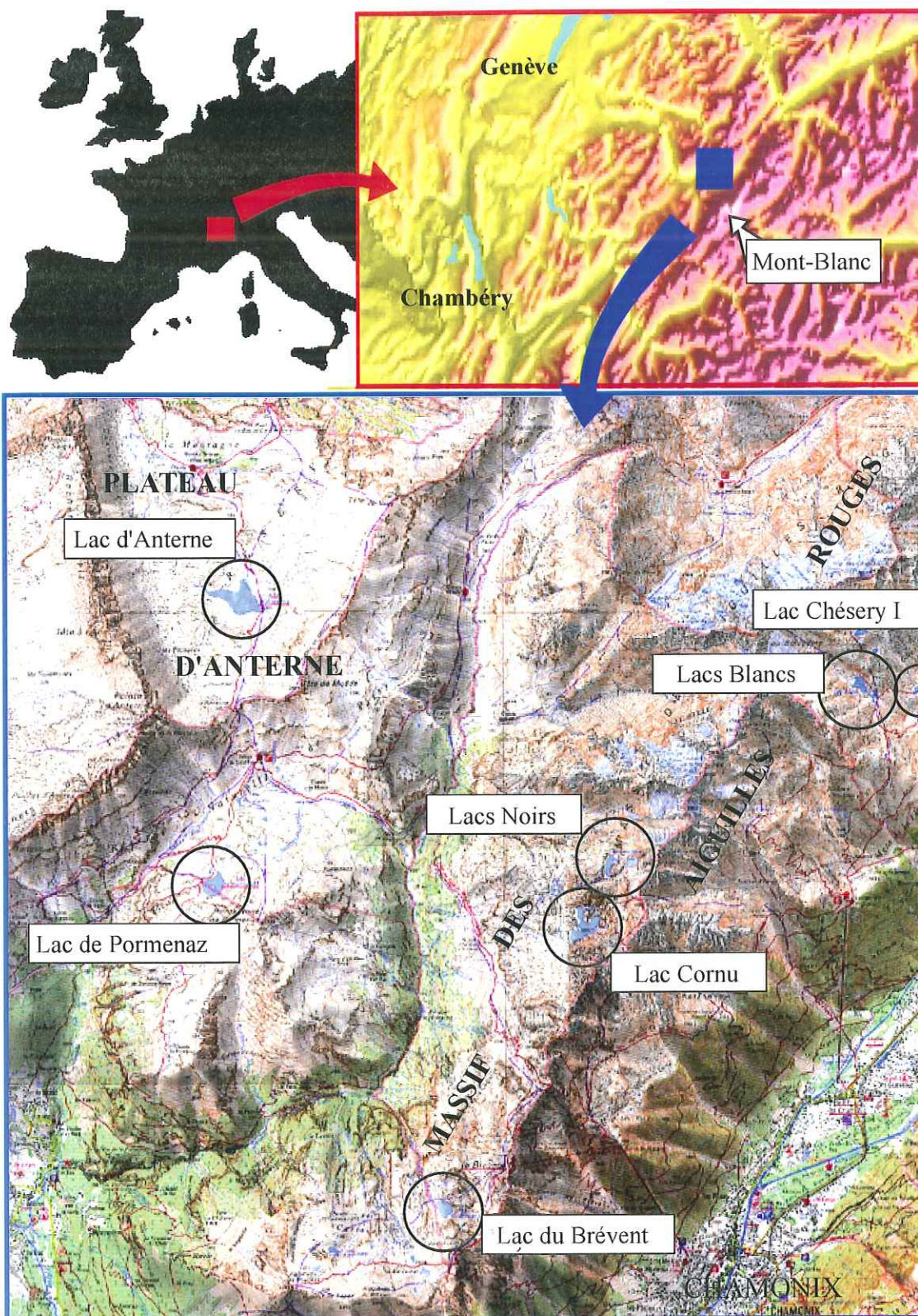
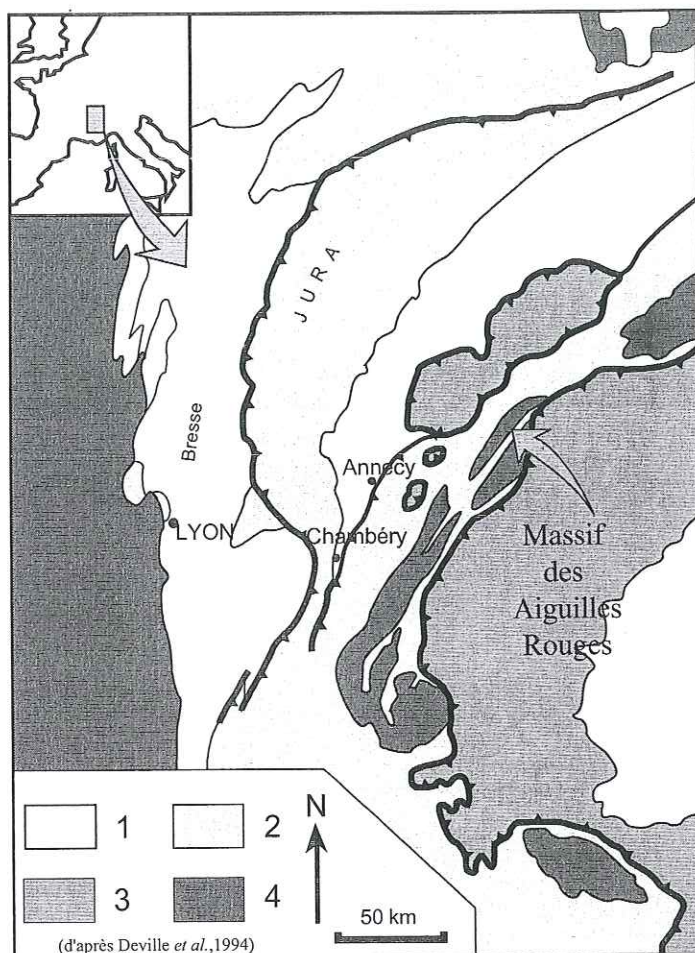
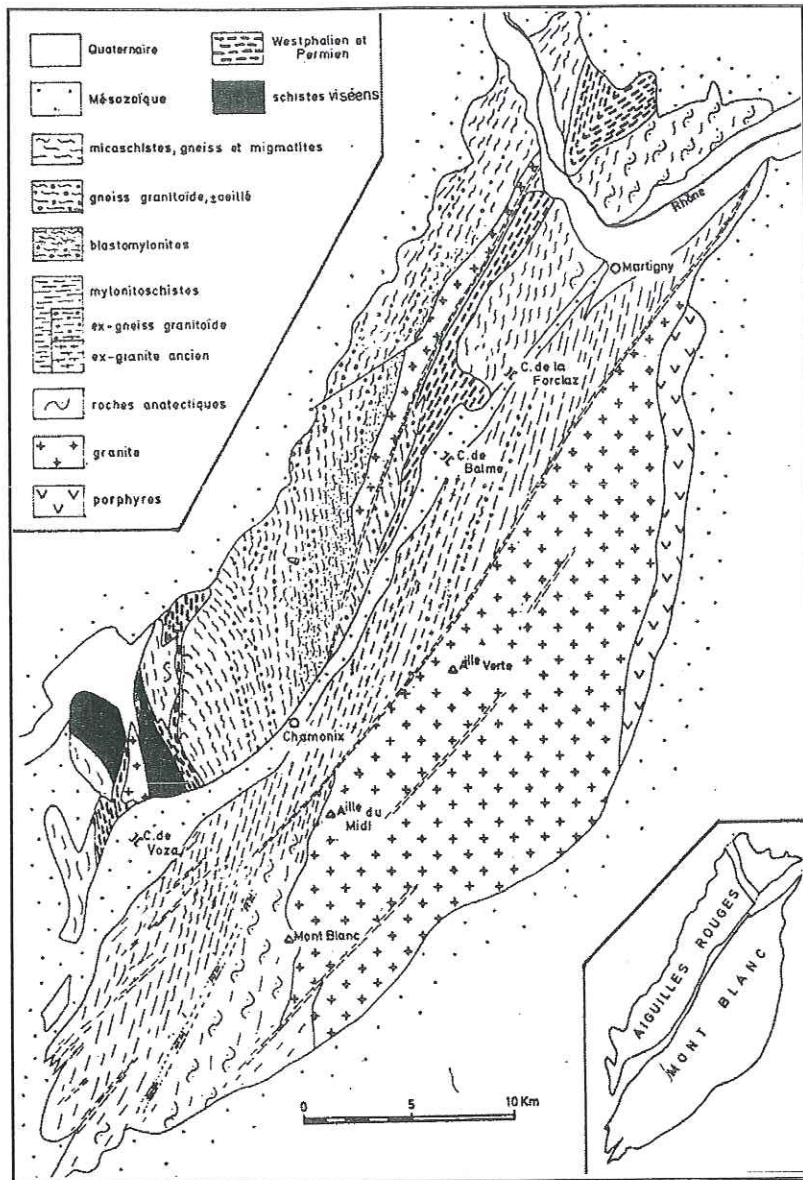


Figure III-1 : Localisation des 7 lacs étudiés (extrait de la carte Top 25, feuille de Samöens, IGN)

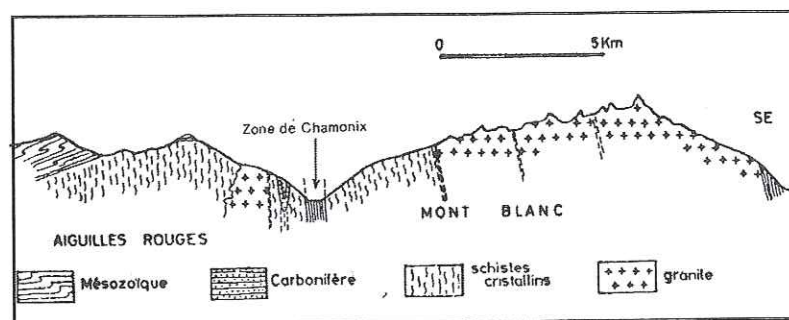


1. Néogène et Quaternaire
  2. Mésozoïque du domaine externe
  3. Nappes Internes (socles, opholites, couvertures mésozoïques)
  4. Socle pré-mésozoïque externe
- ▲ Principaux chevauchements crustaux

Figure III-2 : Cadre géologique régional



Carte



Coupe

Figure III-3 : Cadre géologique simplifié des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (d'après Bellière, in Debelmas, 1982)

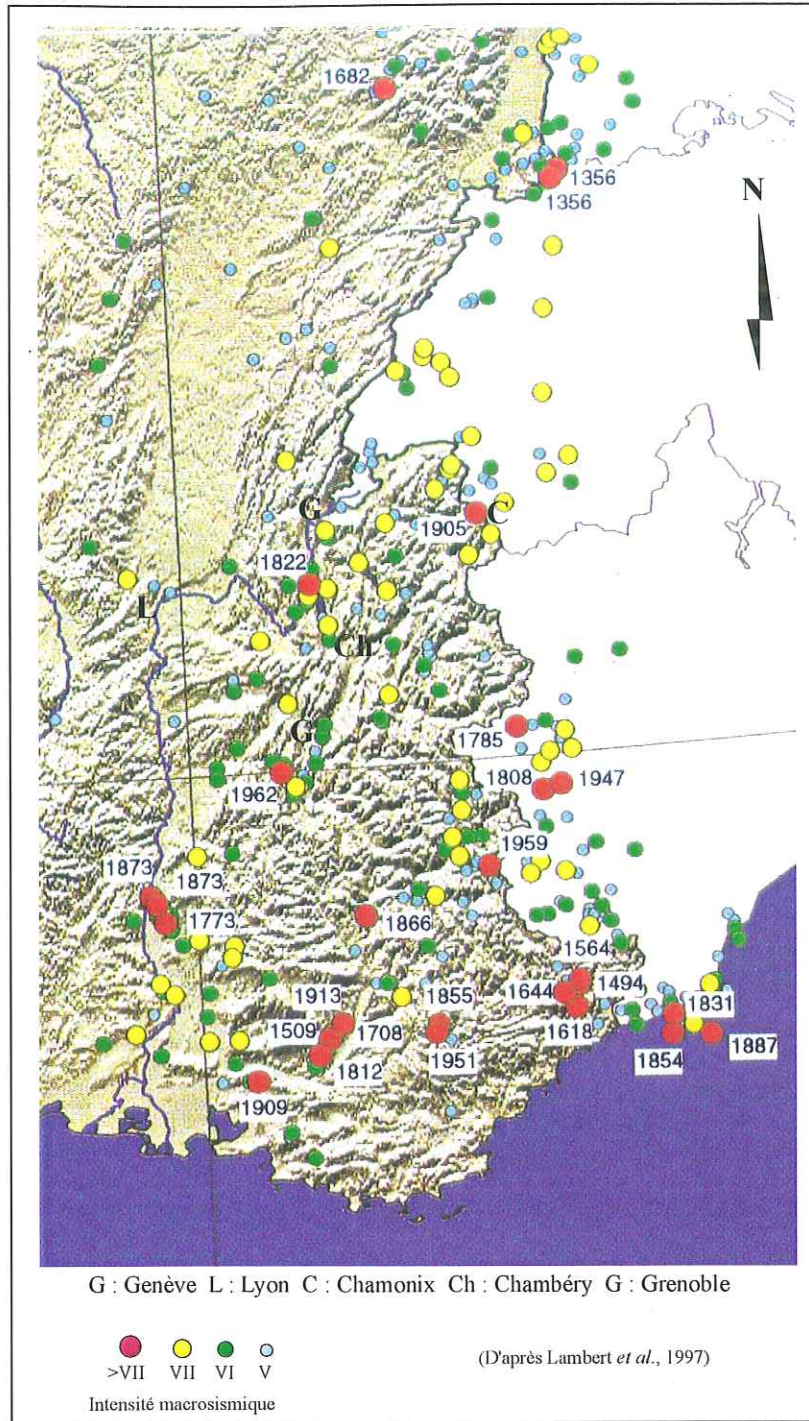


Figure III-4 : Sismicité historique des Alpes occidentales

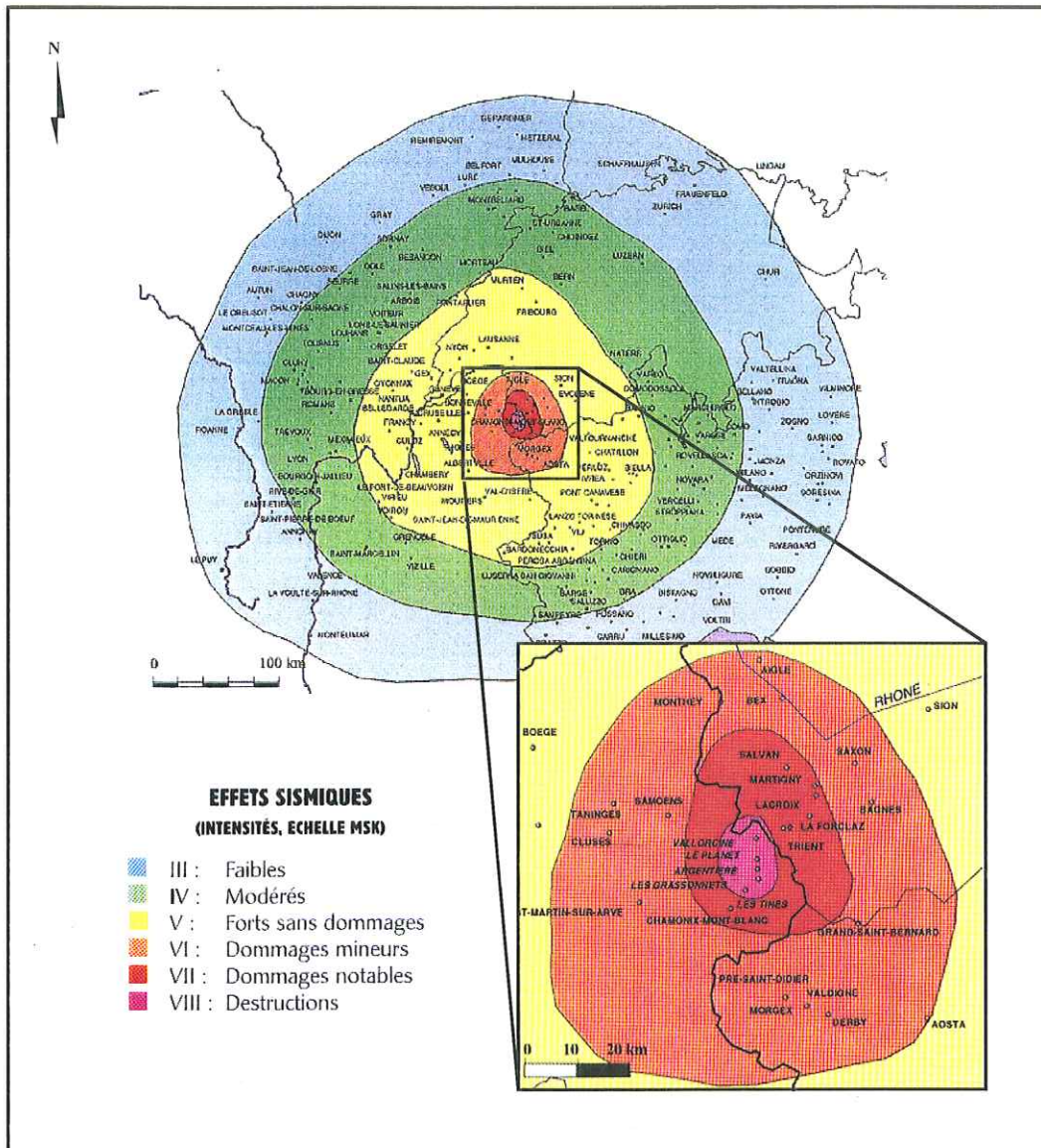


Figure III-5 : Iso-séistes du séisme d'Emission, Avril 1905  
(d'après Lambert et al., 1997)

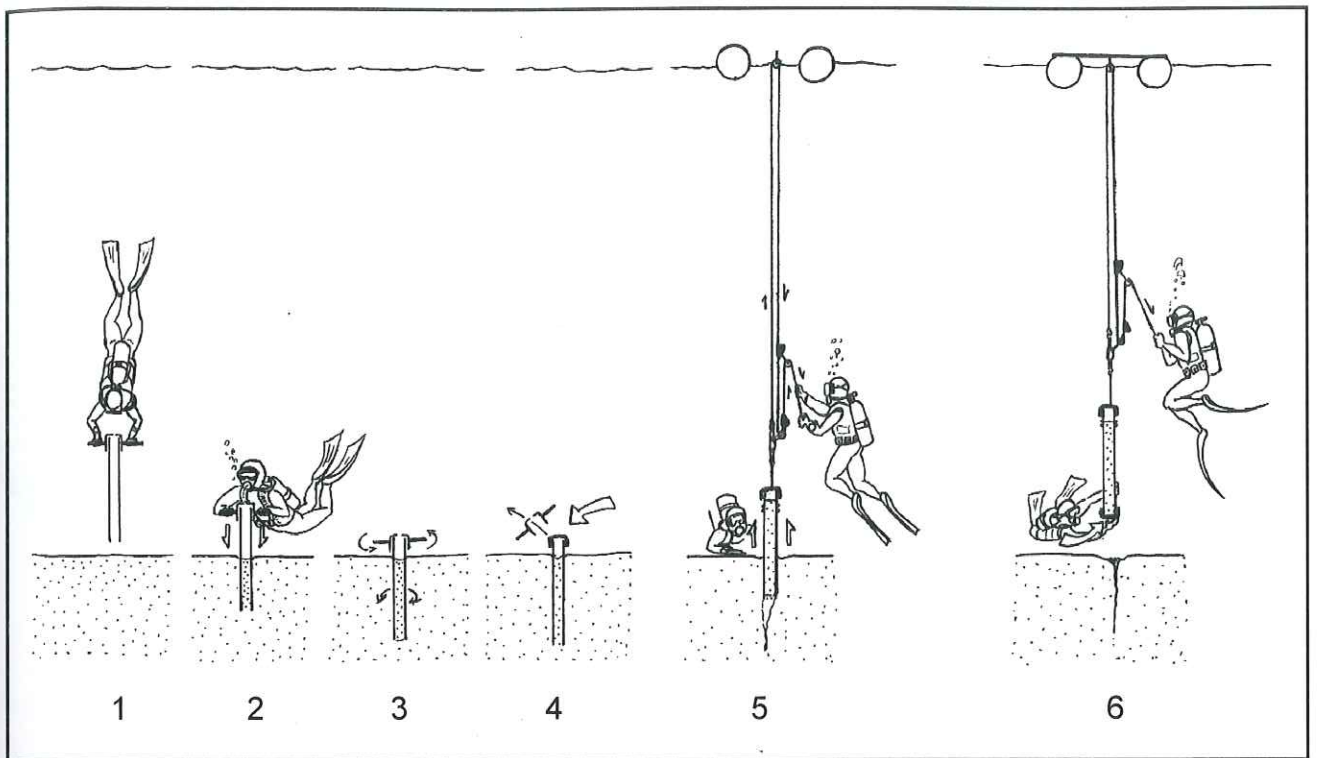


Figure III-6 : Le Lac Blanc supérieur (alt. 2352 m ) et son bassin versant. Celui-ci est essentiellement minéral, comme pour la plupart des lacs du Massif des Aiguilles Rouges. Il possède en outre des restes de dépôts morainiques, témoins du Petit Âge Glaciaire.



Figure III-7 : Le Lac Cornu en automne. Ici le bassin-Est est recouvert de plus de 30 cm de glace le 18 novembre 1999.



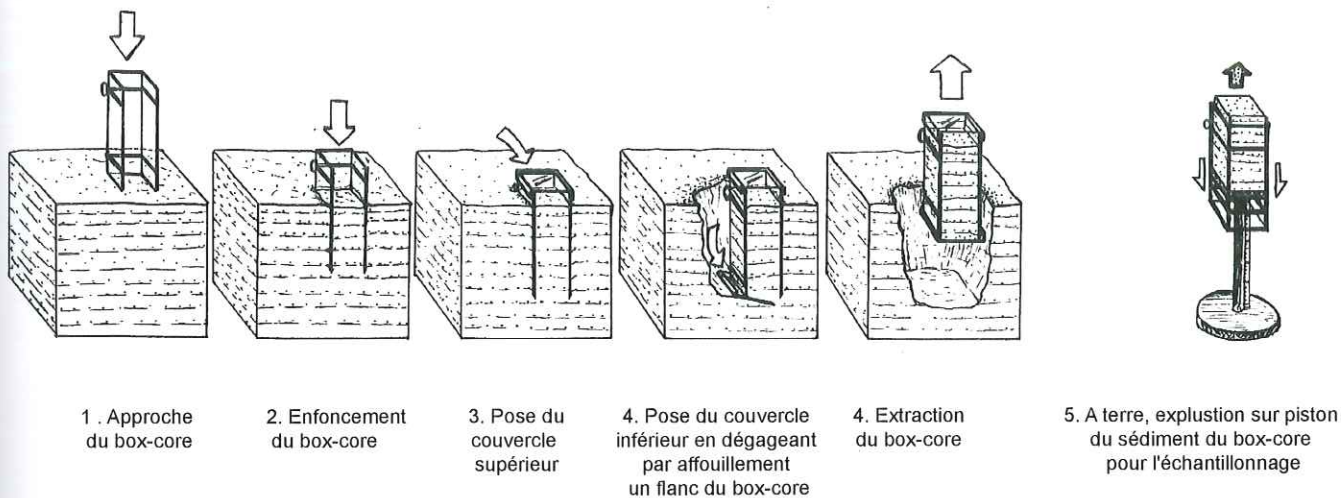


A : les différentes étapes du carottage



B : deuxième étape du carottage, l'enfoncement du carottier-tube (fond du lac Cornu)

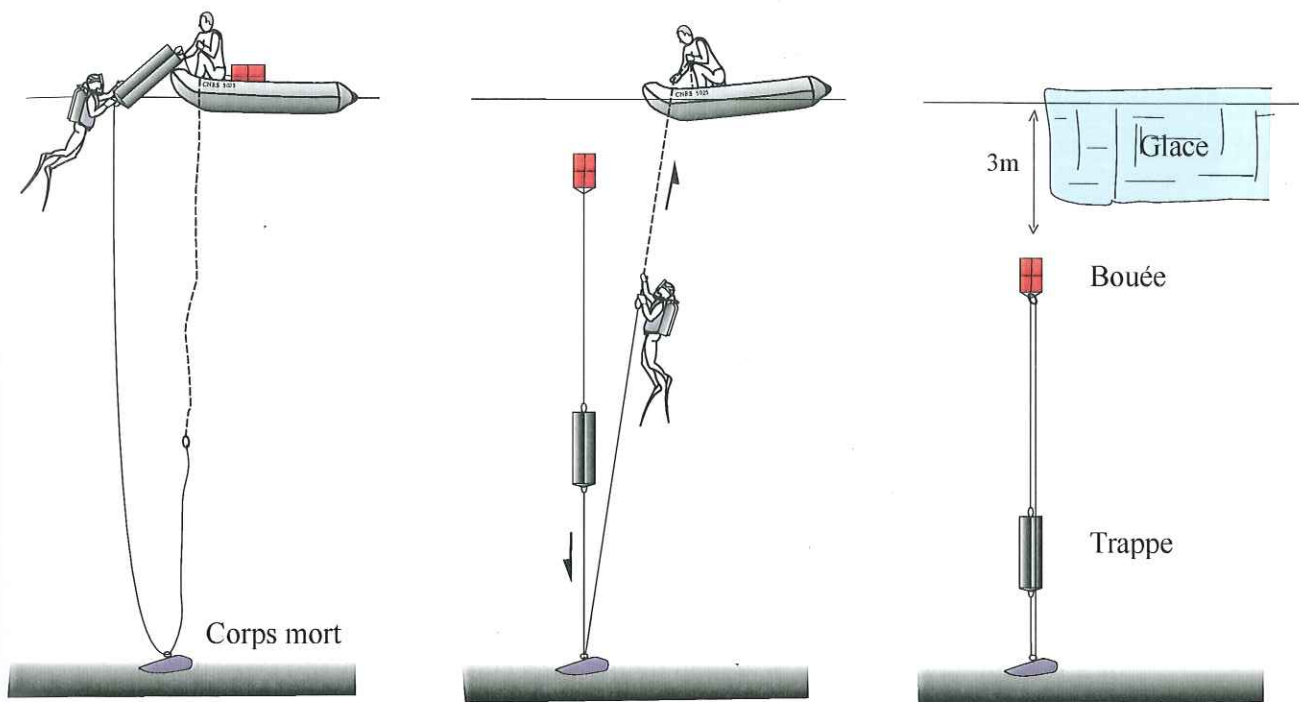
Figure III-8 : Technique de prélèvement par carottier-tube



A : les différentes étapes du prélèvement jusqu'à l'échantillonnage

B : deuxième étape du prélèvement, l'enfoncement du carottier-boîte (fond du lac Cornu)

Figure III-9 : Technique de prélèvement par carottier-boite (box-core)



1 : Préparation du dispositif

2 : Mise en place

3 : Trappe installée



A : Mise en place d'une trappe à sédiment "hors-gel"

B : vérification du dispositif au niveau de la trappe

Figure III-10 : Technique de prélèvement par trappe à sédiment "hors-gel"



Figure III-11 : Le Lac Cornu (2276 m) vu depuis le Col Cornu au mois d'août 1999. Son bassin versant, essentiellement minéral, laisse apparaître quelques taches de pelouses alpines sur ranker, entre éboulis, roches moutonnées et névés. Au plan intermédiaire : la Pointe de Pormenaz à gauche et le Plateau d'Anterne à droite. En arrière plan, les Rochers des Fiz.

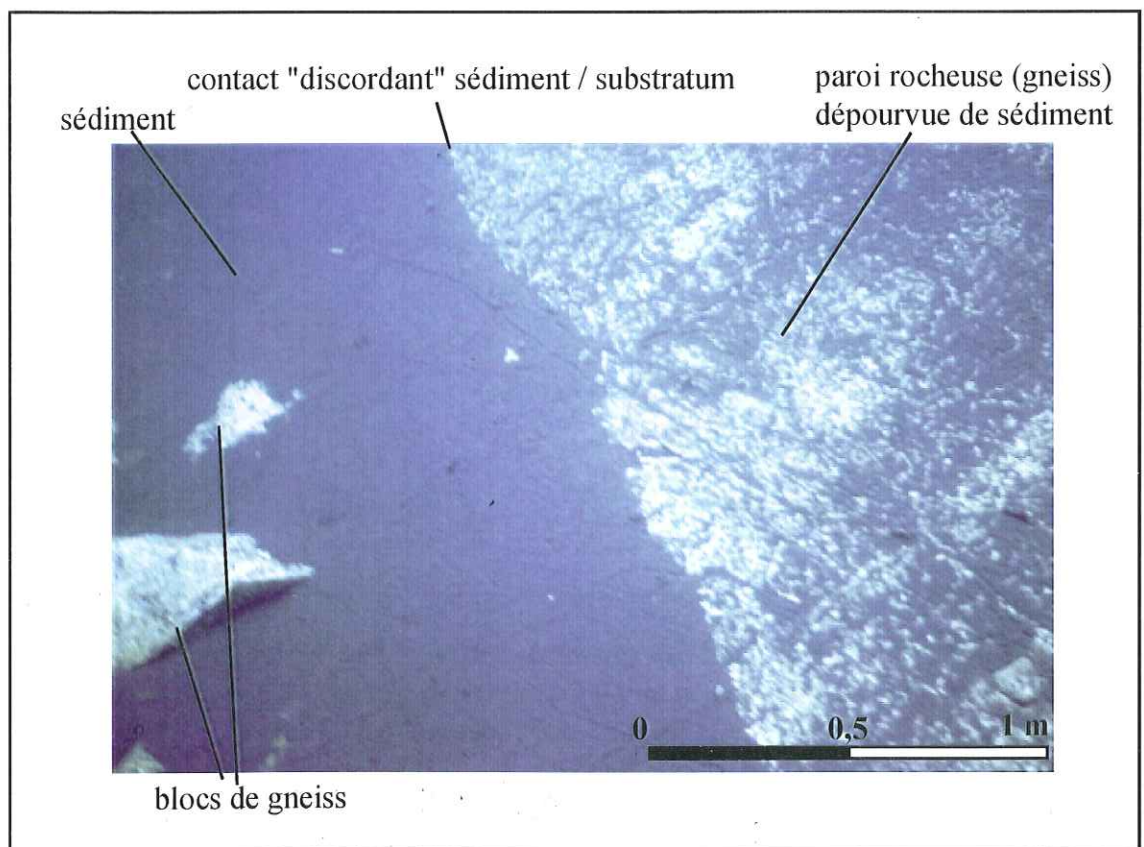


Figure III-12 : Vue du fond du Lac Cornu à 5 m de profondeur (bassin ouest)

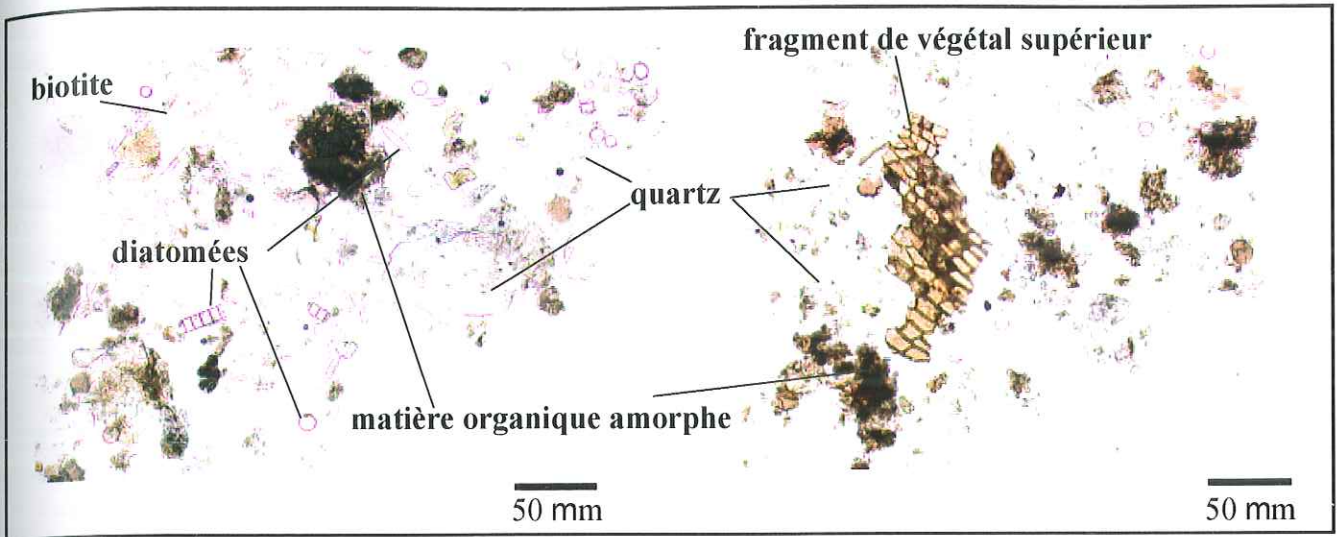


Figure III-13 : frottis de la carotte CRU9802, Lac Cornu.

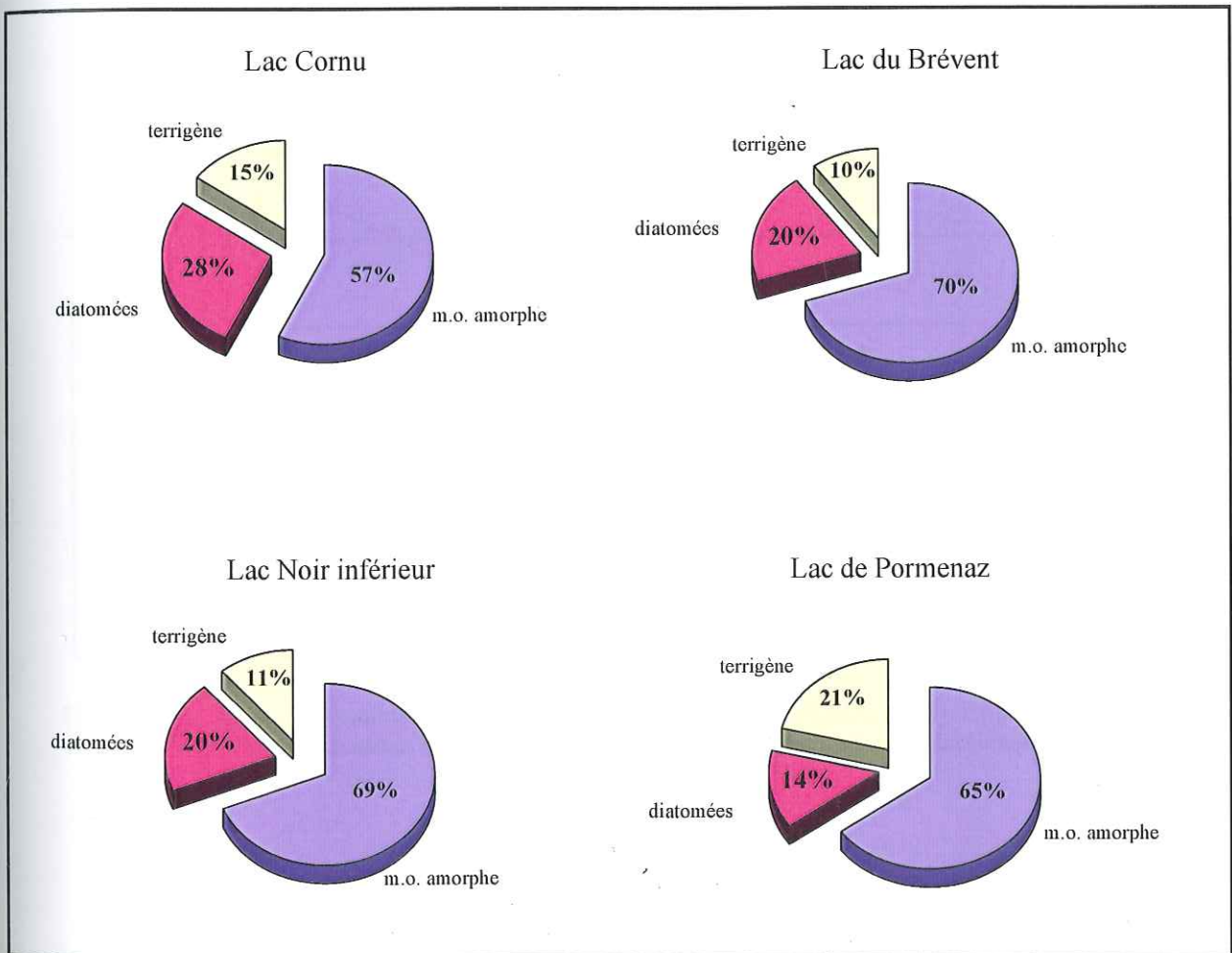


Figure III-14 : Composition volumique moyenne des sédiments des Lac Cornu, du Brévent, Noir inférieur et de Pormenaz, déterminée à partir de comptages sur frottis (d'après Blanc-Gonnet, 2000, modifié)

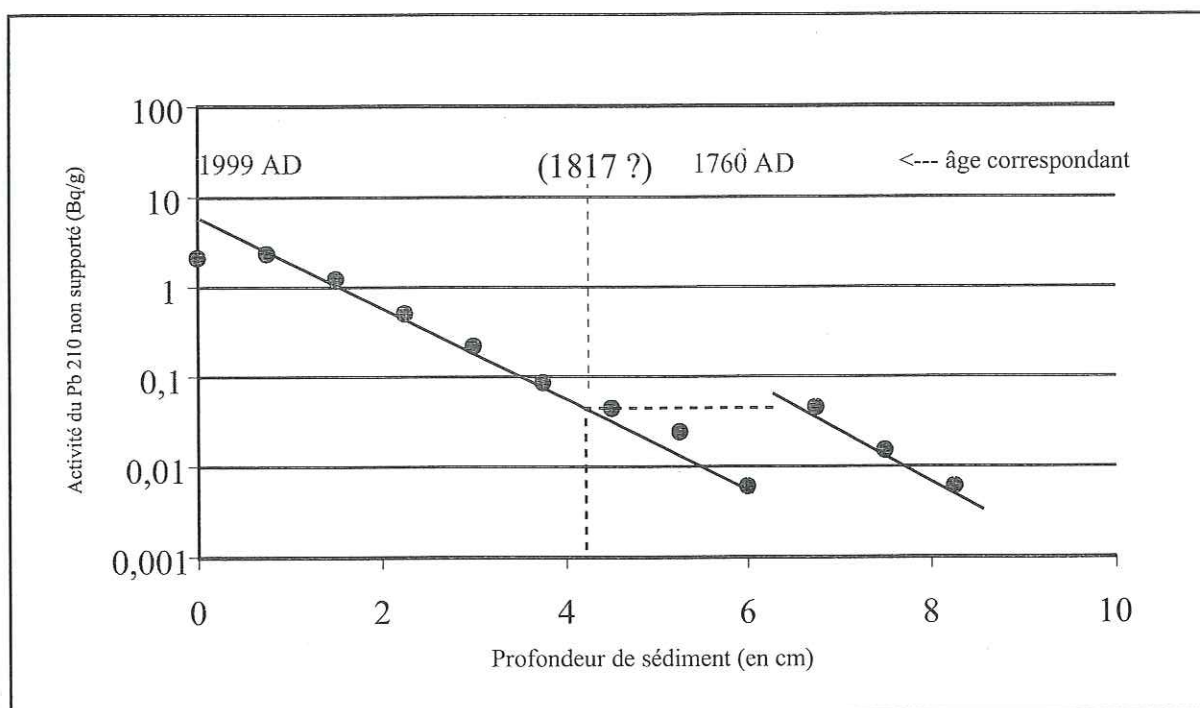


Figure III-15 : Activité radioactive du  $^{210}\text{Pb}$  non supporté dans les sédiments du lac Noir inférieur (Box-core)  
Mise en évidence d'un décalage net dans le profil de plomb, attribué à un slump (voir texte)

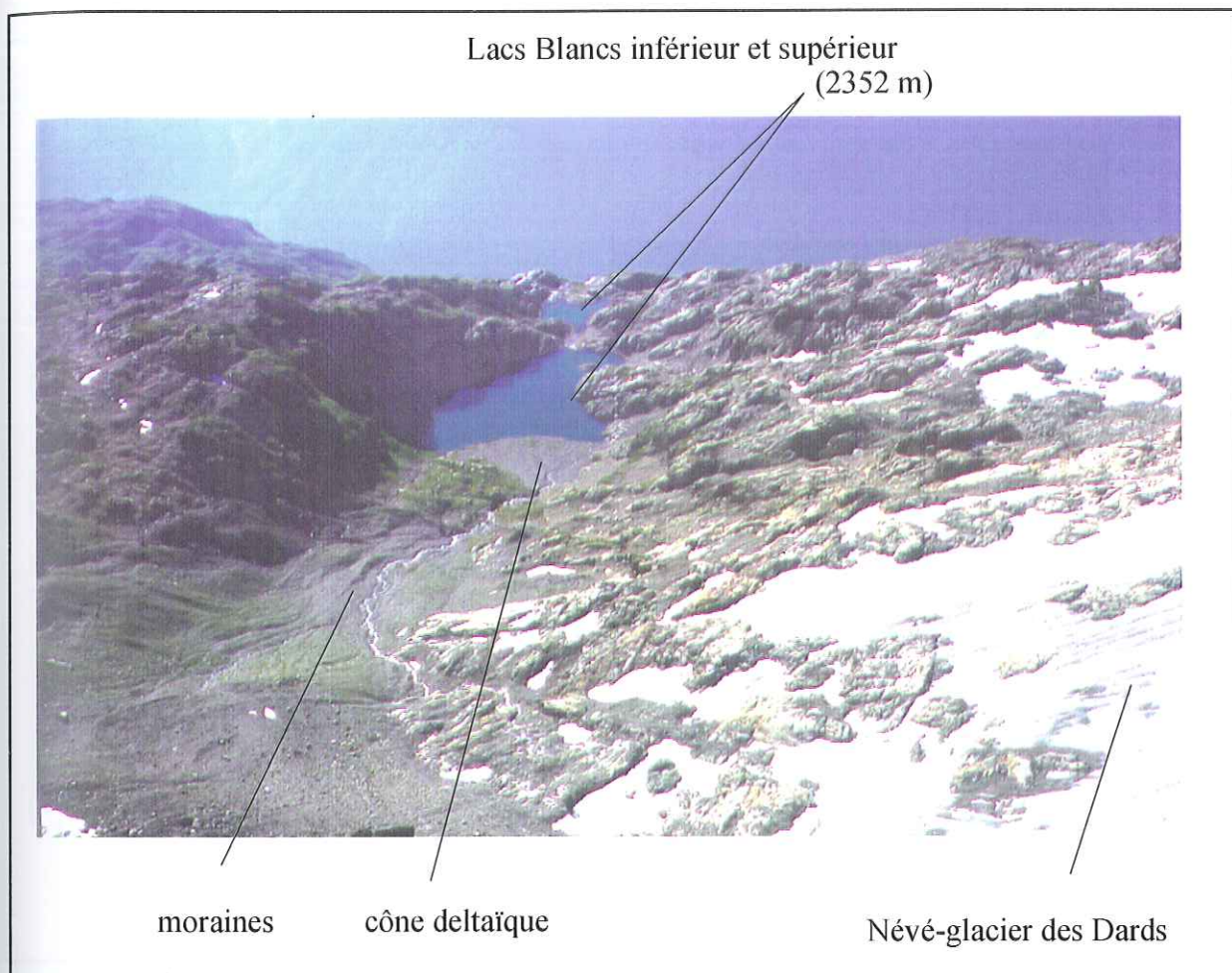


Figure III.16 : Les Lacs Blancs et une partie de leur bassin versant, vus depuis le point culminant de l'Aiguille du Belvédère (2965 m).

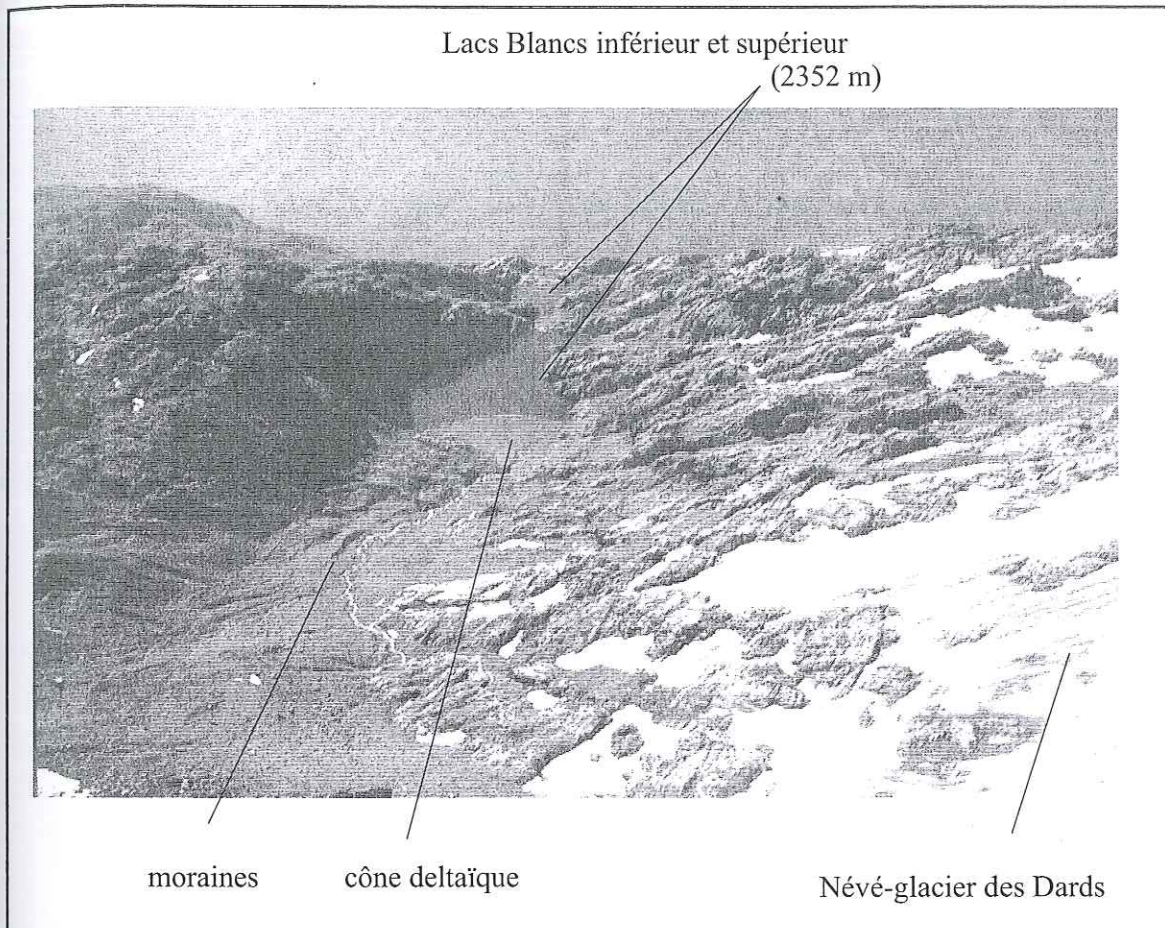
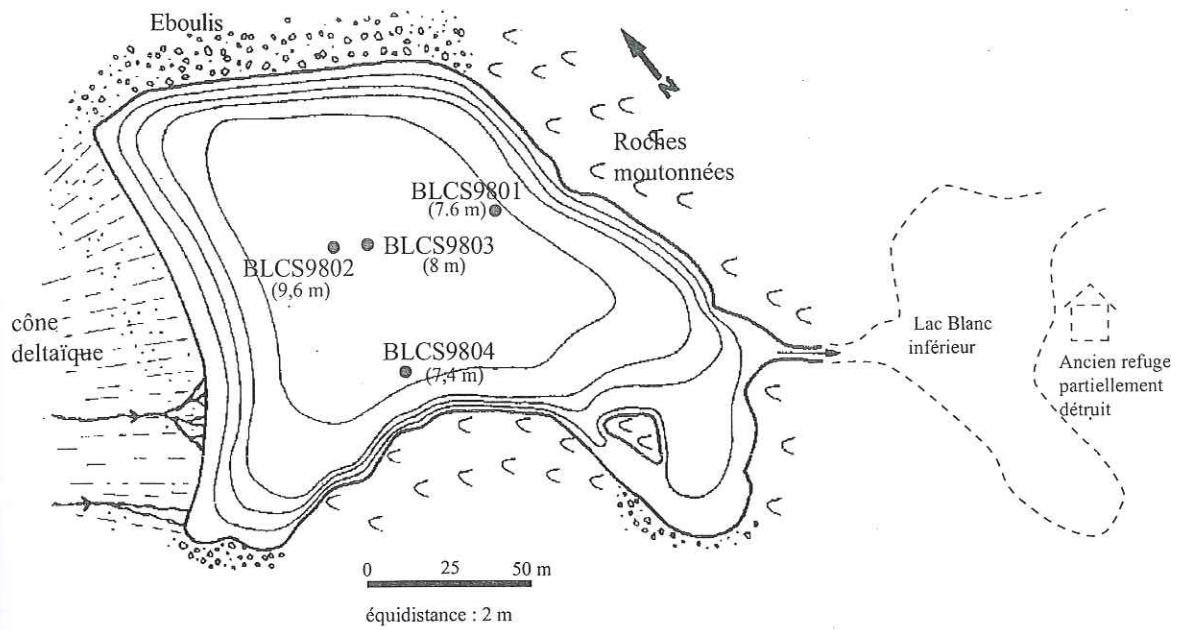


Figure III.16 : Les Lacs Blancs et une partie de leur bassin versant, vus depuis le point culminant de l'Aiguille du Belvédère (2965 m).





a Carte bathymétrique du lac Blanc supérieur (d'après Sesiano, 1993) et localisation des carottages;  
 ● BLCS9804: carottage (8 m) : profondeur du lac à l'emplacement du carottageAA

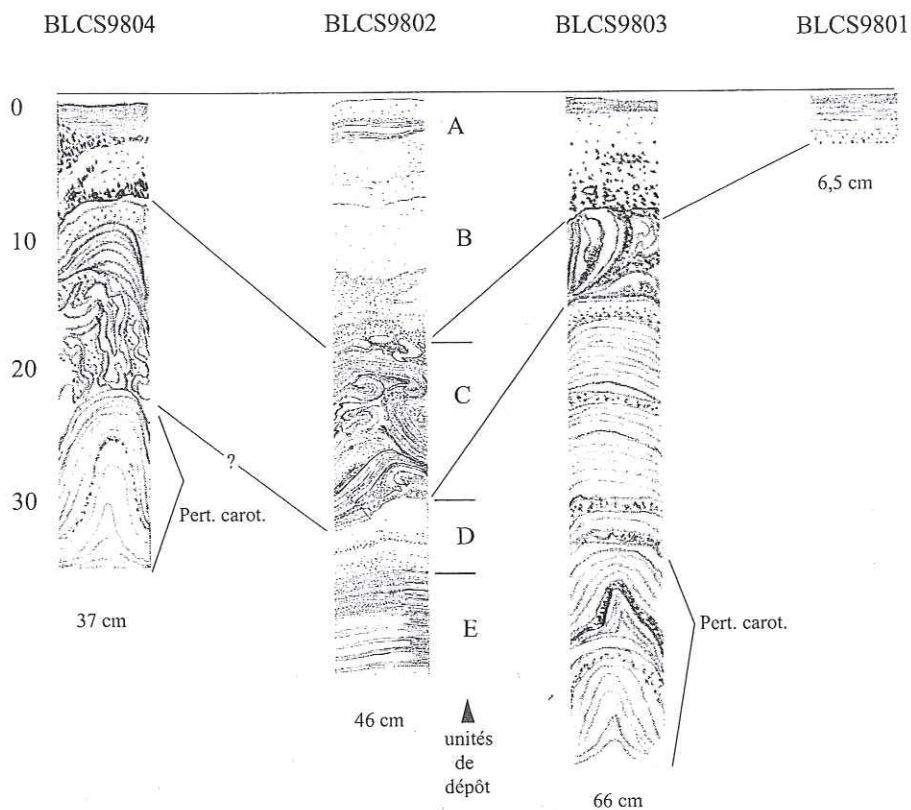


Figure III-17 : Prélèvement et stratigraphie des carottes BLCS98 ; proposition de corrélation.

(Pert. carot. : perturbation probable par le carottage.)

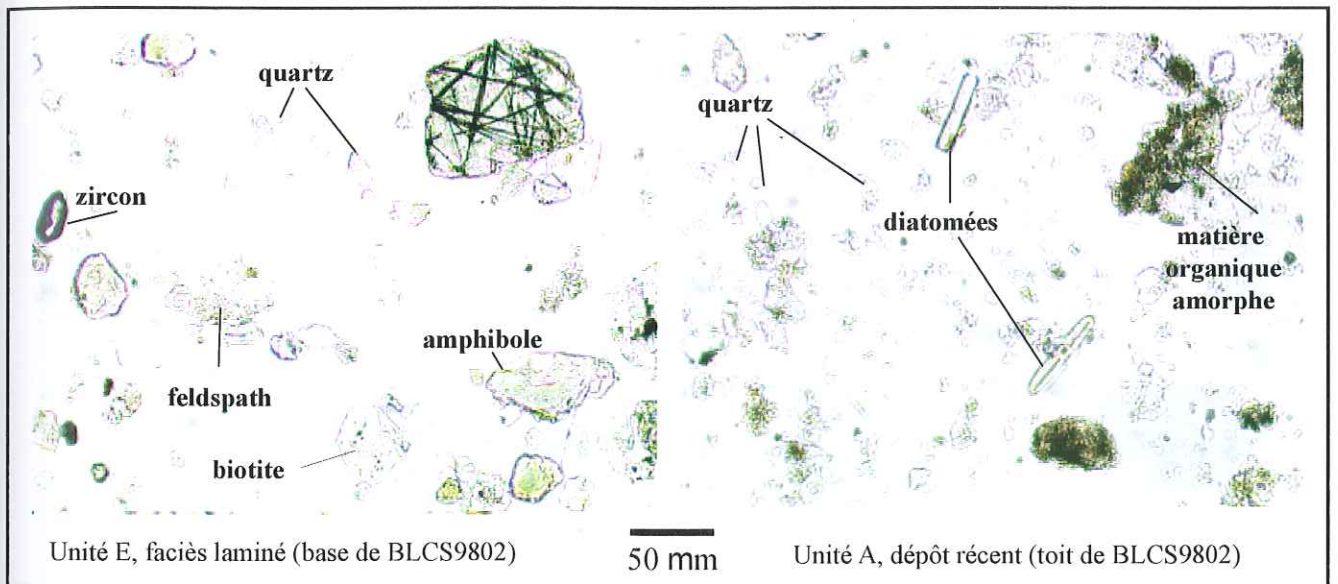


Figure III-18 : Frottis de la carotte BLCS9802 (Fig. III-17), du Lac Blanc supérieur

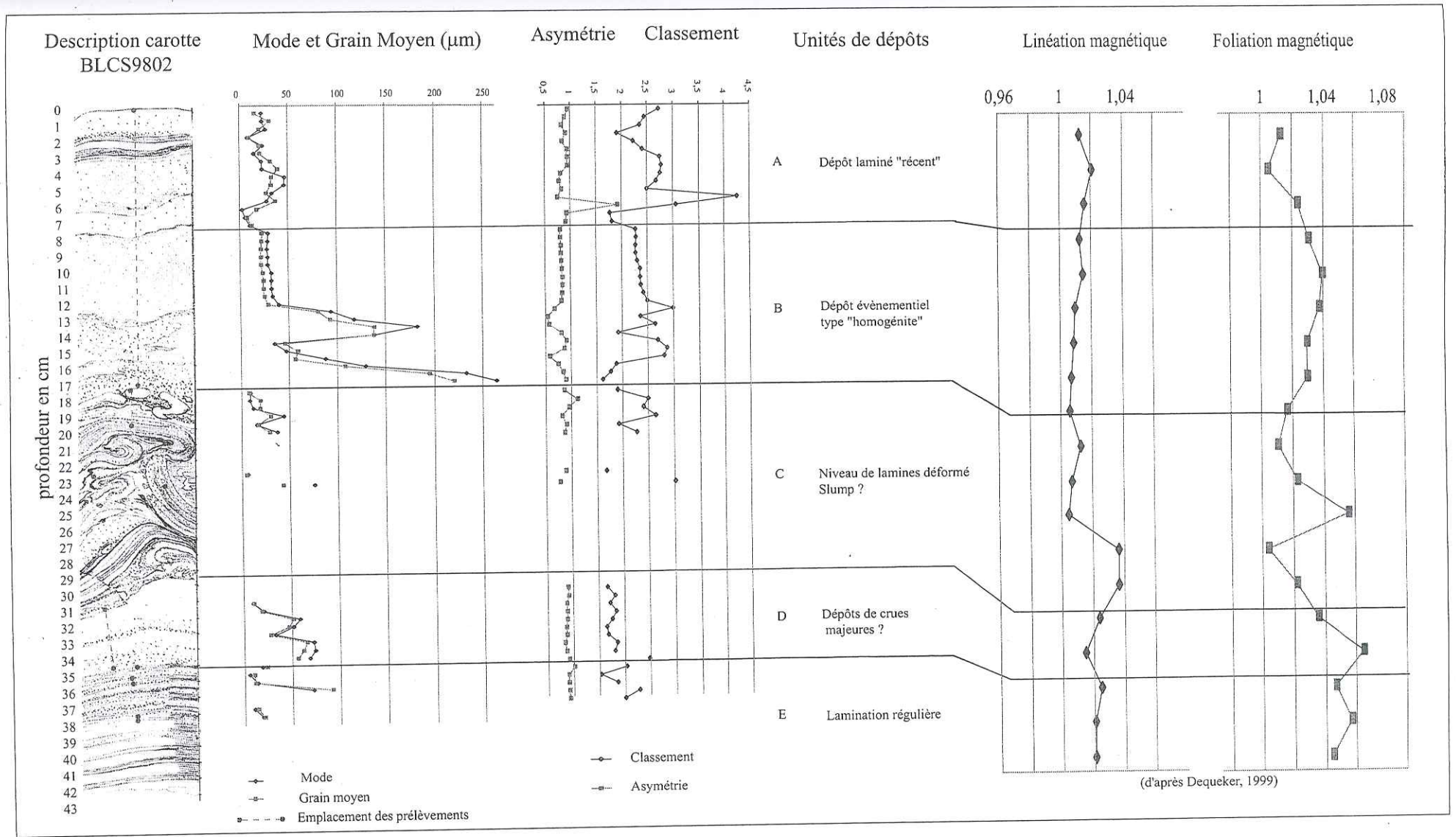


Figure III-19 :Caractéristiques texturales et magnétiques des sédiments de la carotte BLCS9802

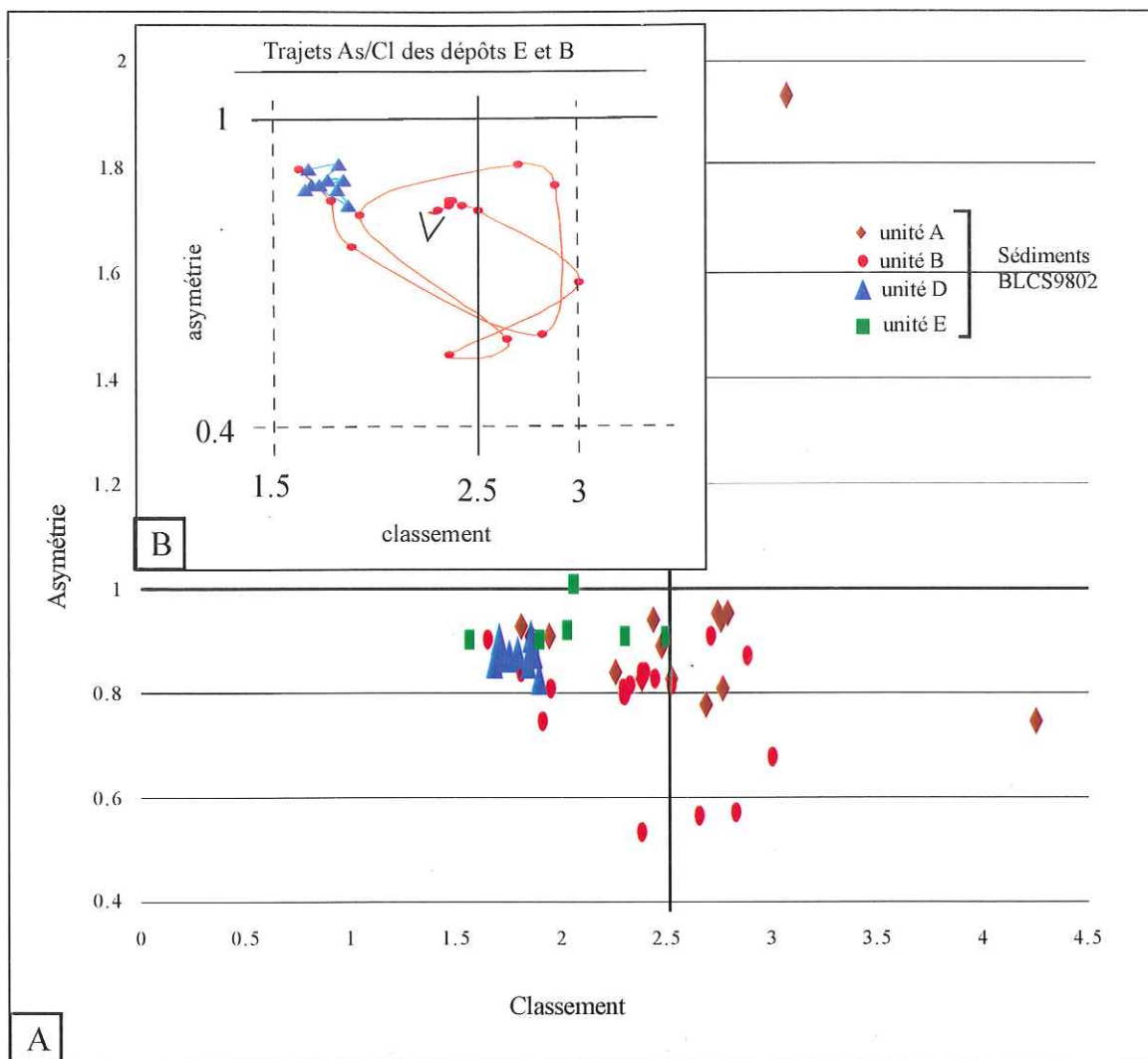


Figure III-20 : Relations asymétrie-classement des différentes unités sédimentaires de la carotte BLCS9802 (Fig. III-17) du Lac Blanc supérieur

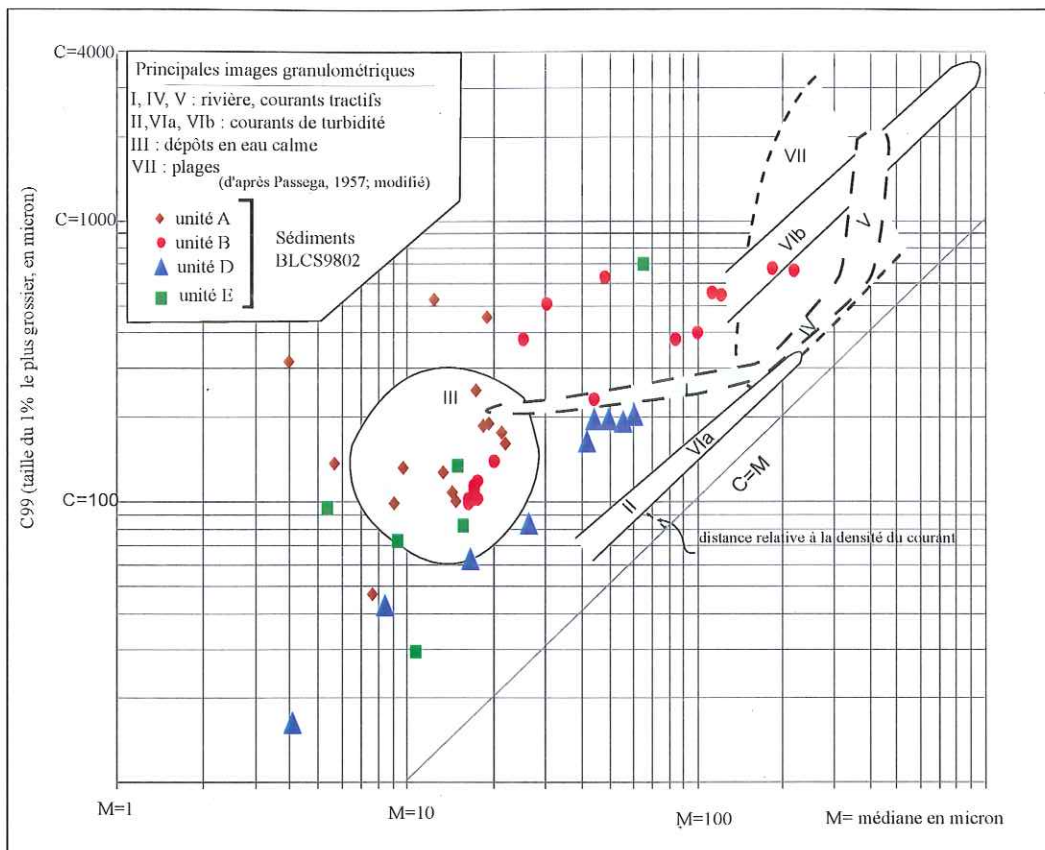


Figure III-21 : Position des sédiments du lac Blanc supérieur sur la représentation CM de base, selon Passega (1957).

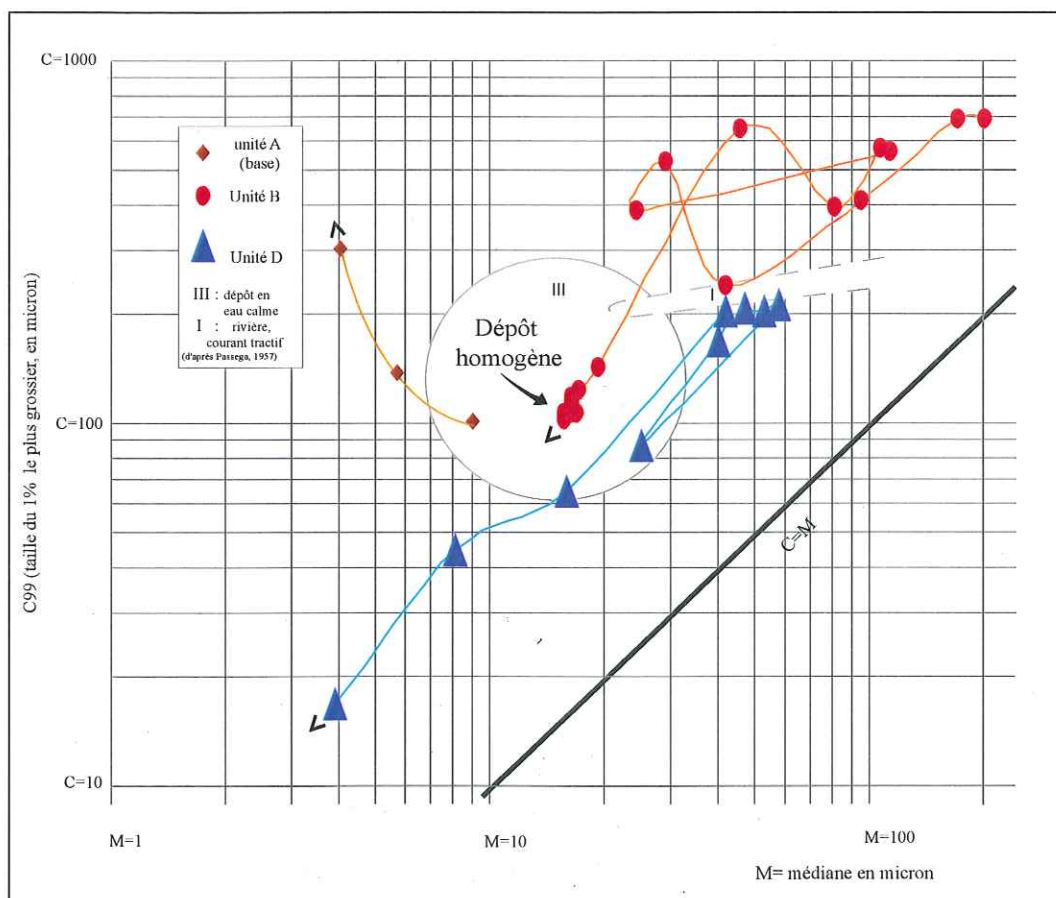


Figure III-22 : Image CM évolutive, du bas vers le haut des unités D, B et A (base) ; > indique le haut de chaque séquence.

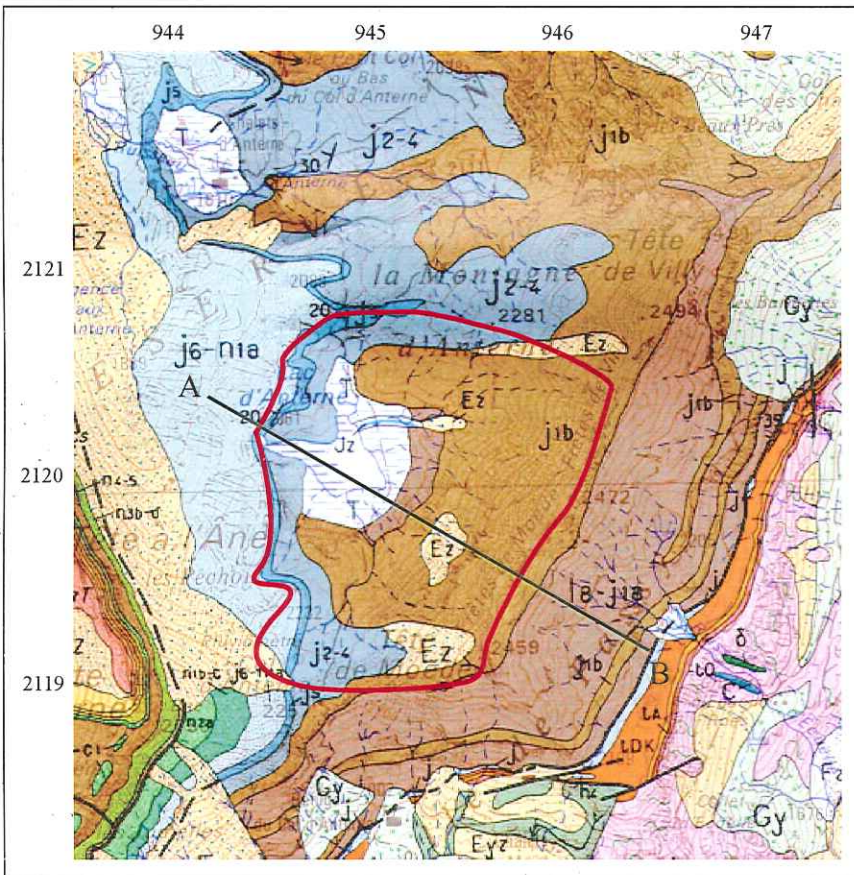


Figure III-23a : Carte Géologique du bassin versant du lac d'Anterne (Pairis *et al.*, 1993). Le contour du bassin versant est figuré par la ligne rouge. La coupe AB est représentée à la figure III-23b ci-contre.

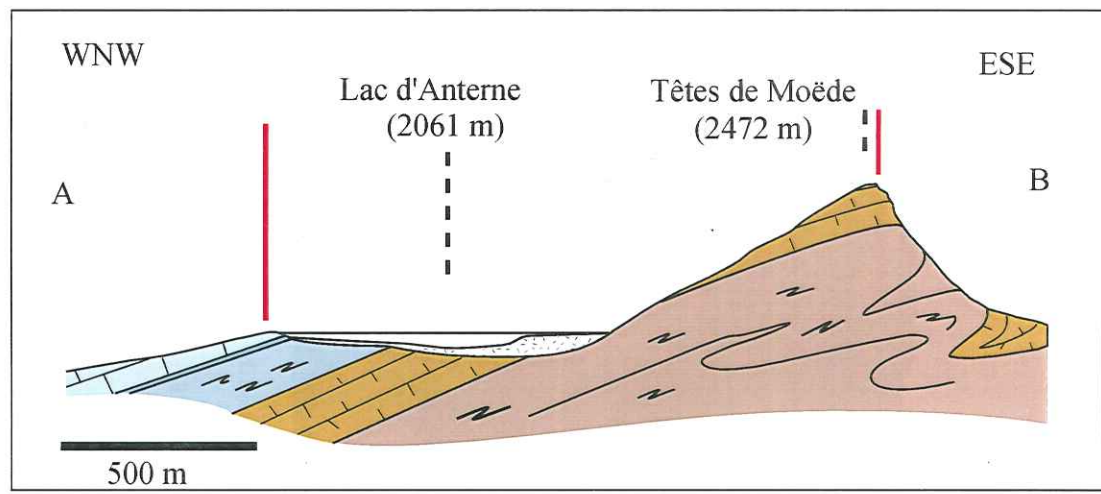


Figure III-23b : Coupe géologique du Lac d'Anterne et de son bassin versant

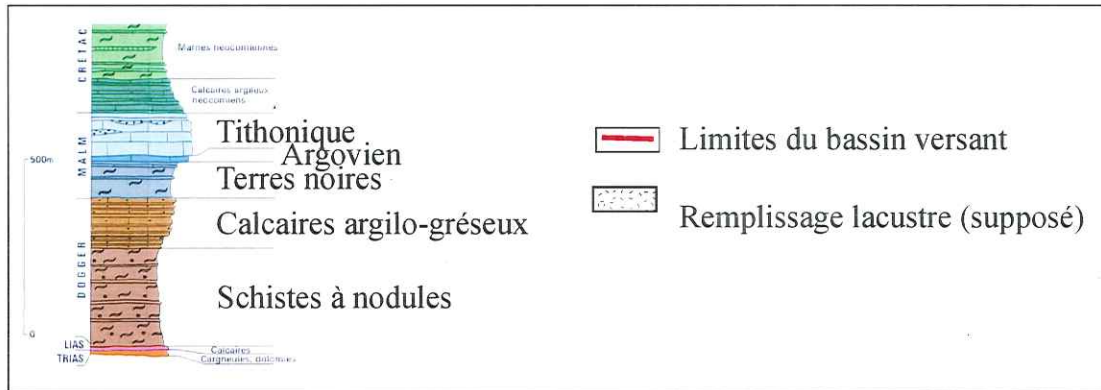


Figure III-23c : Log stratigraphique de la série d'Anterne (Pairis *et al.*, 1993)

Figure III.23 : Cadre géologique du Lac d'Anterne et de son bassin versant

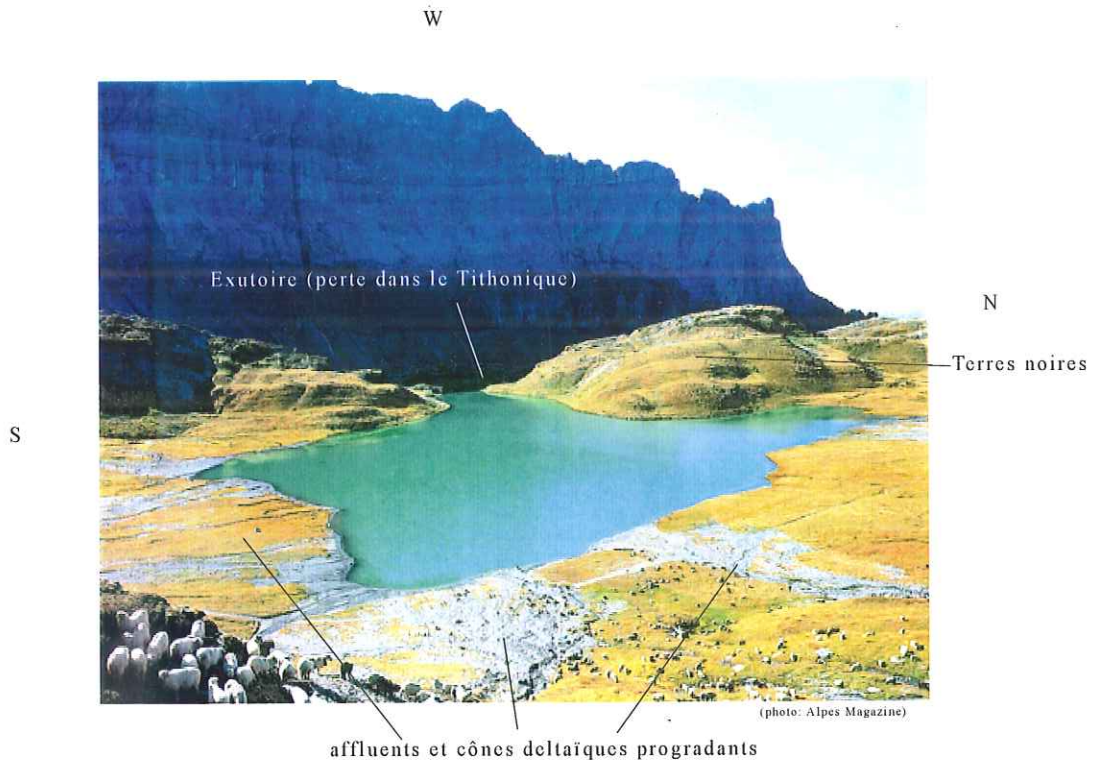


Figure III-24 : Panorama du Lac d'Anterne

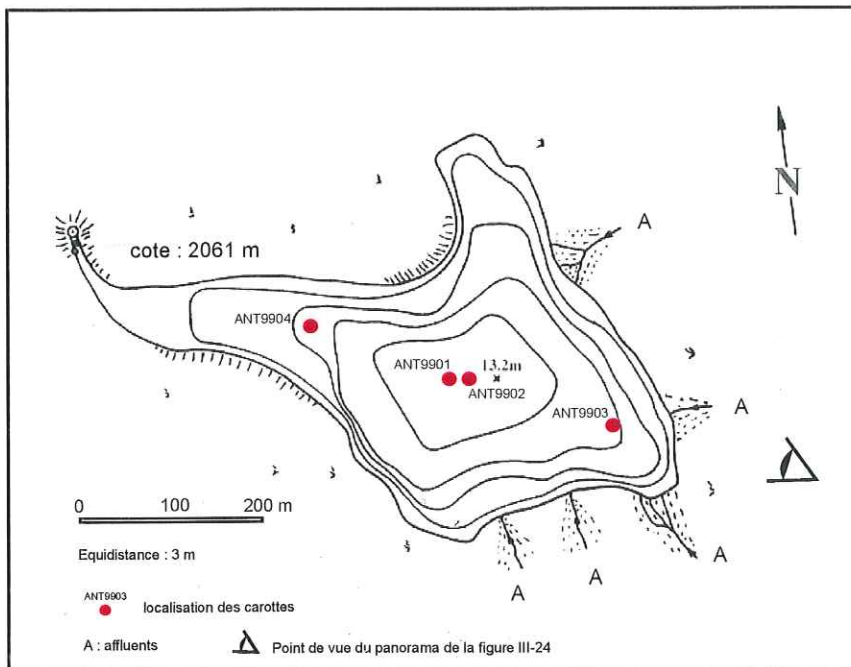


Figure III-25 : Carte bathymétrique du Lac d'Anterne (Sesiano, 1993) et localisation des prélèvements

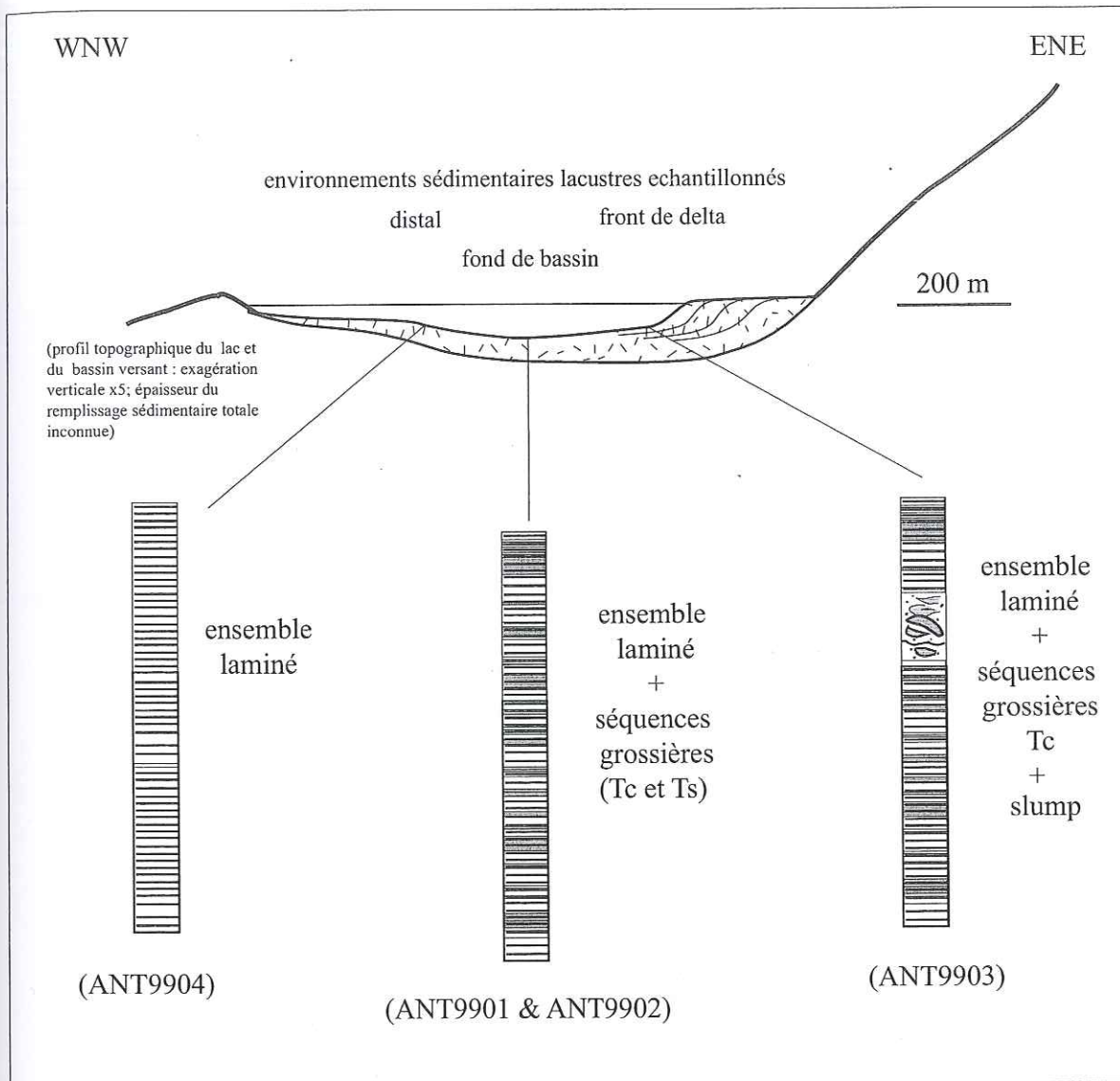


Figure III-26: Logs stratigraphiques schématiques des environnements sédimentaires lacustres échantillonnés ; associations de séquences ( leur différents faciès caractéristiques sont représentés dans la figure III-27) .



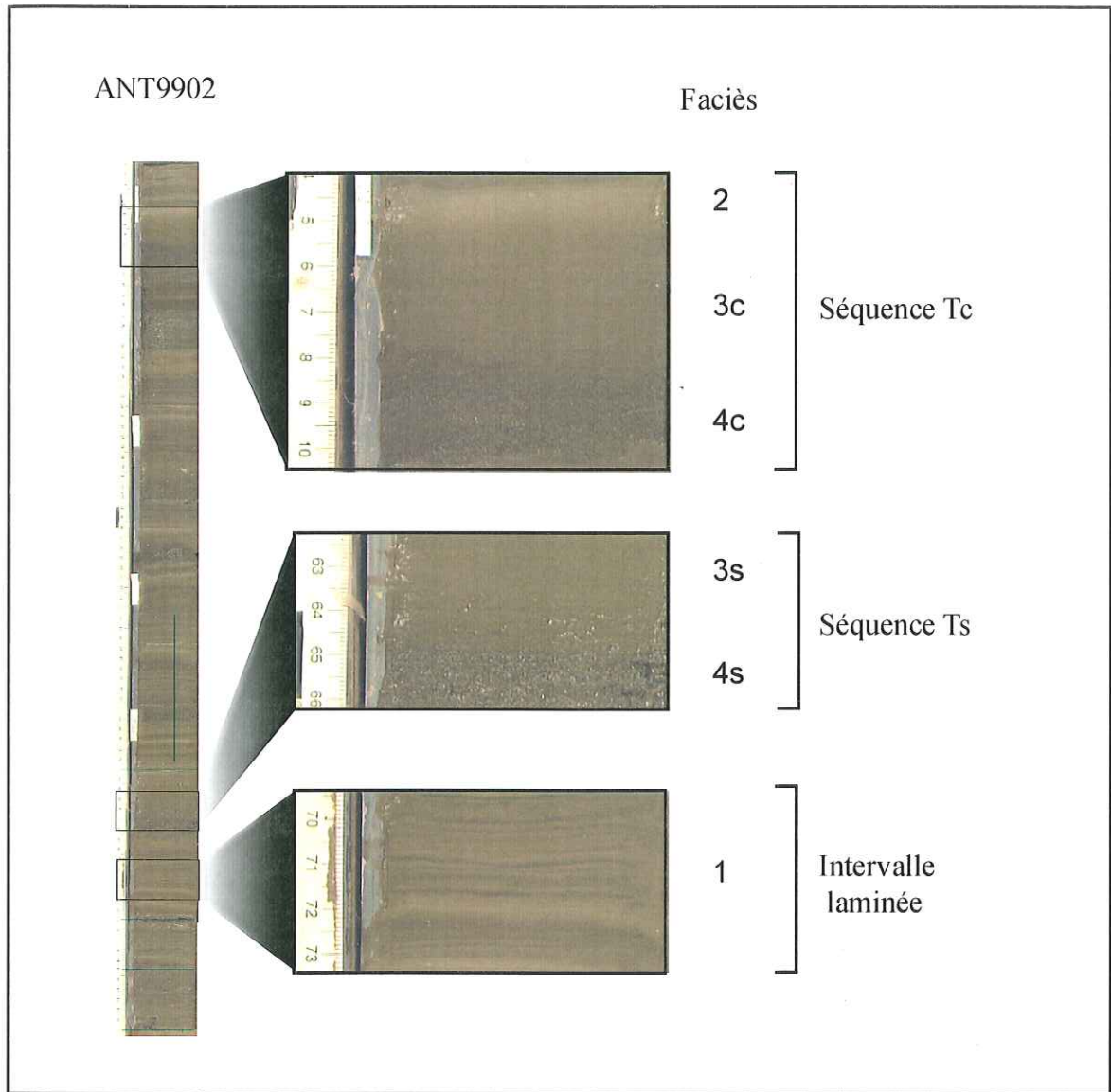


Figure III- 27 : les trois types de séquences sédimentaires observés dans la carotte ANT9902 (d'après Lignier & Arnaud, 2000)

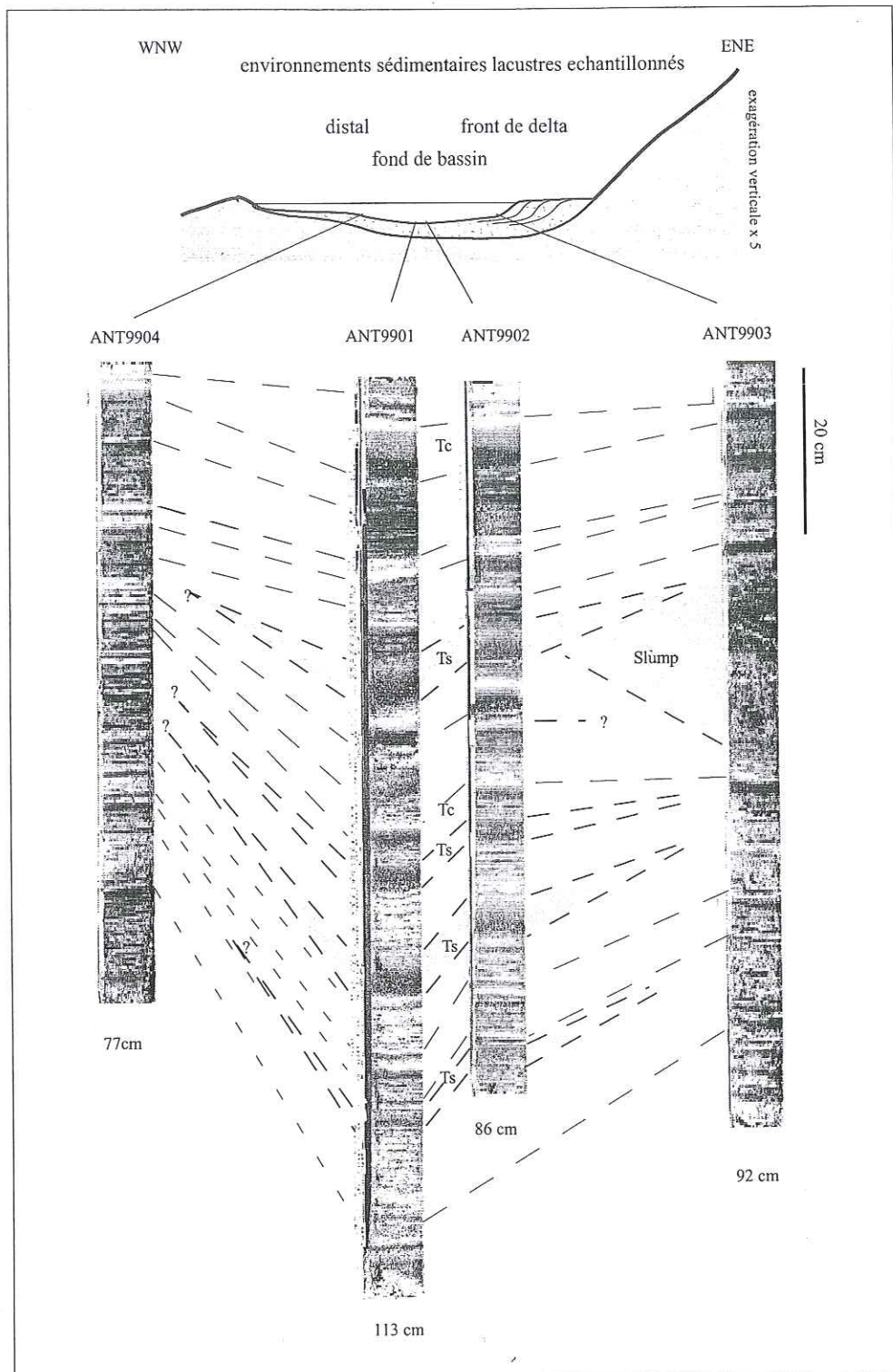


Figure III-28 : Corrélations visuelles des carottes ANT9901 à ANT9904

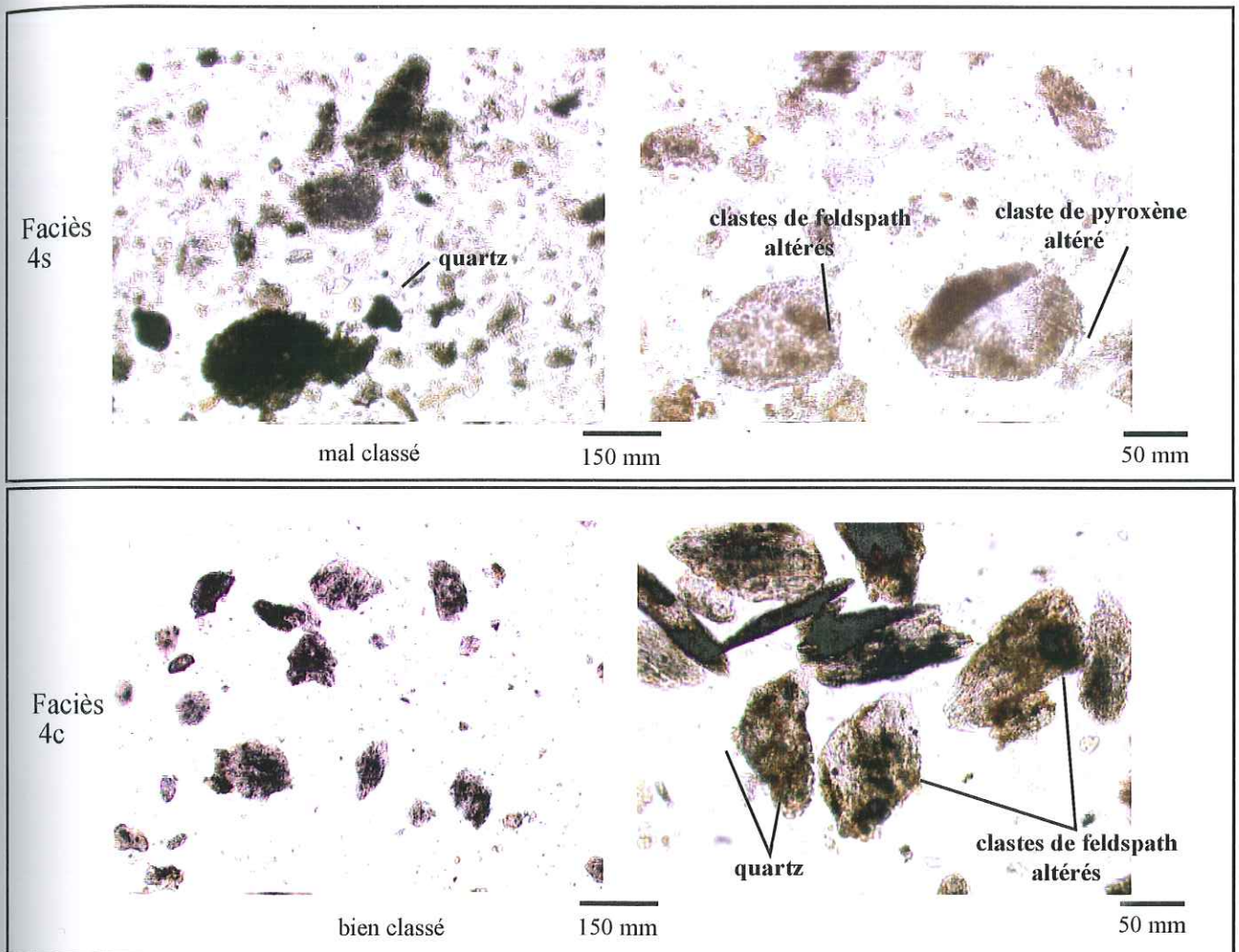


Figure III.29 : Frottis des faciès 4s et 4c de la carotte ANT9902 du lac d'Anterne

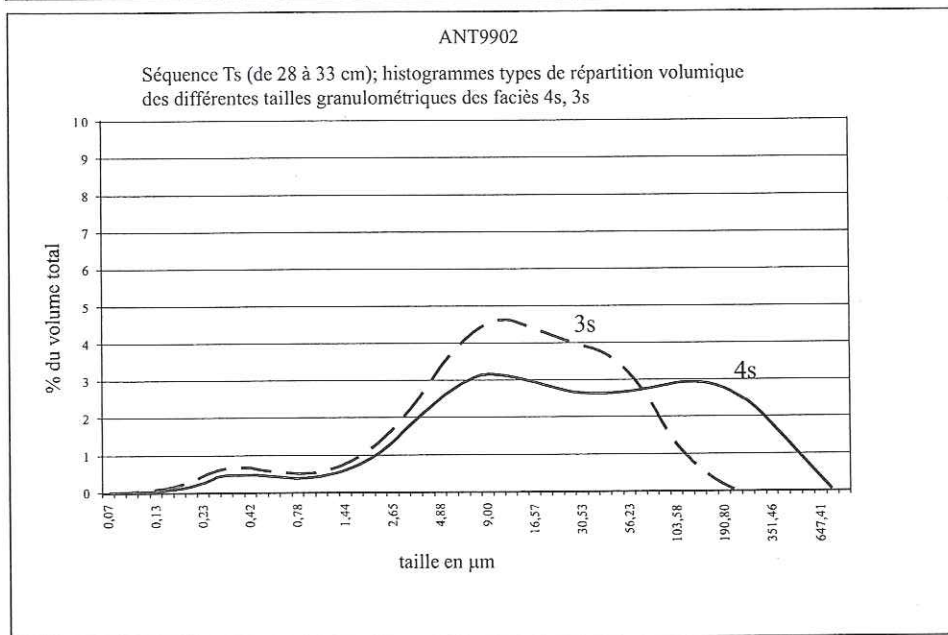
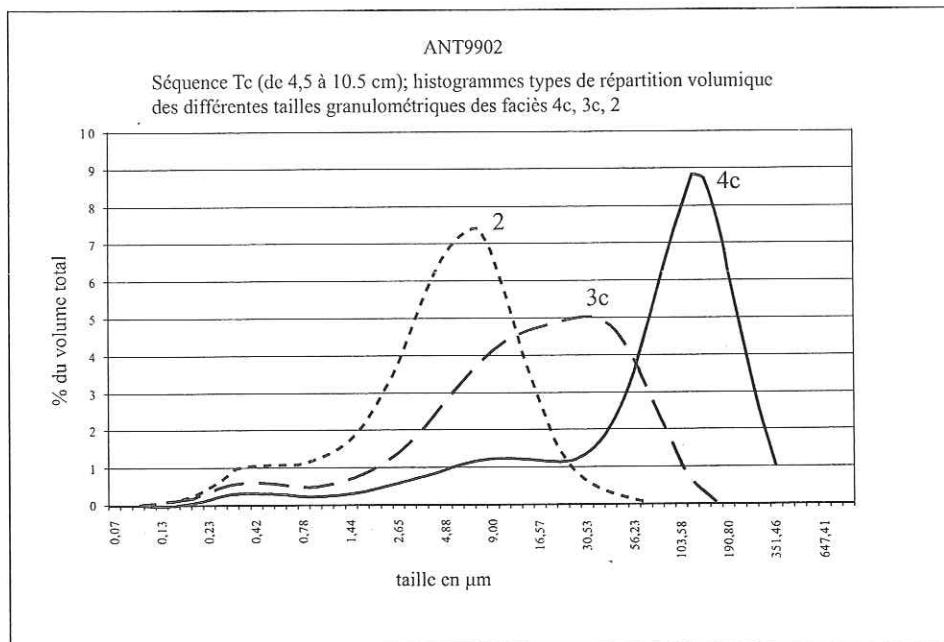


Figure III-30 : Histogrammes de répartition volumique des tailles granulométriques, par faciès

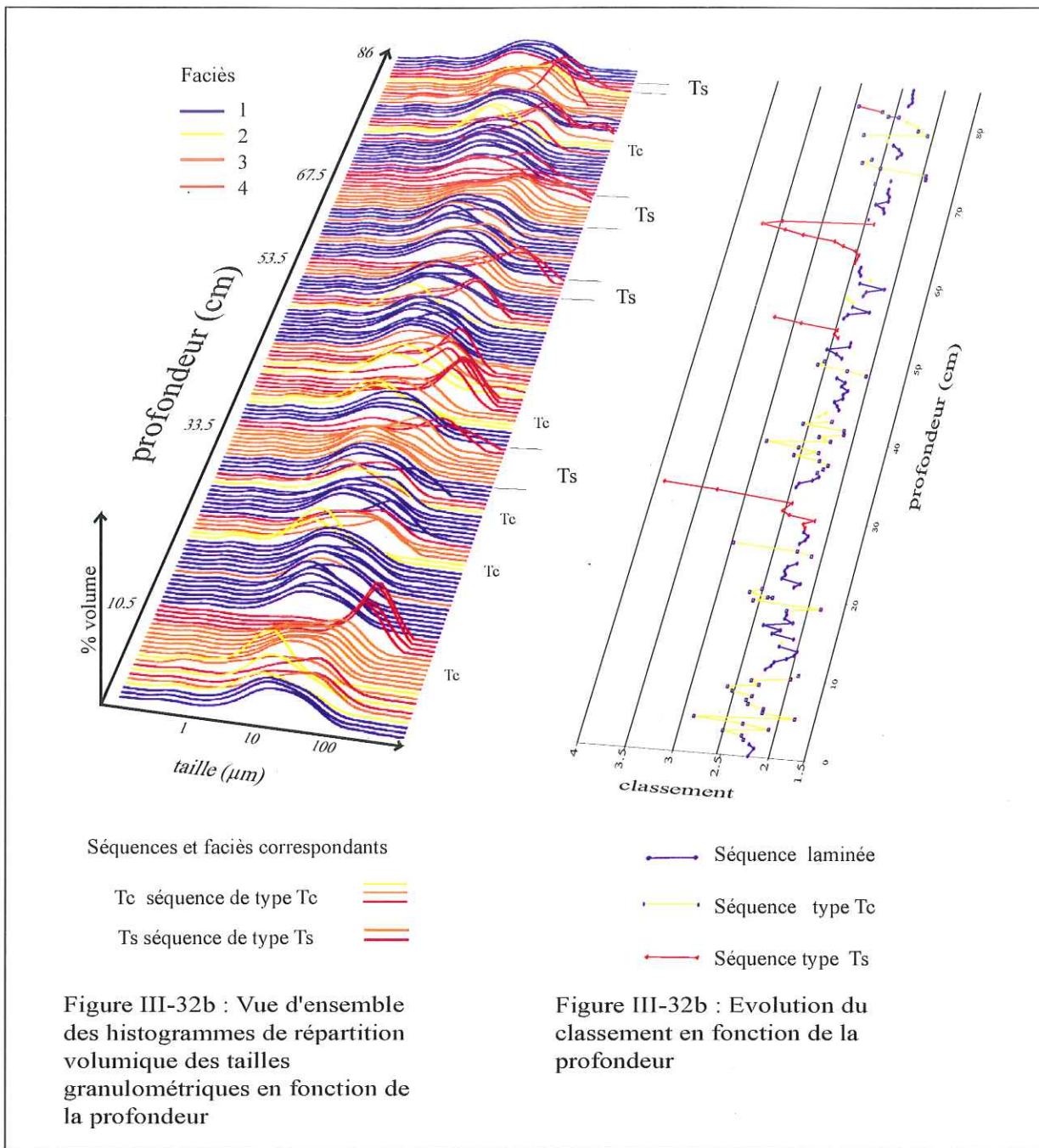


Figure III-32 : Séquences, faciès et classement en fonction de la profondeur, carotte ANT9902.

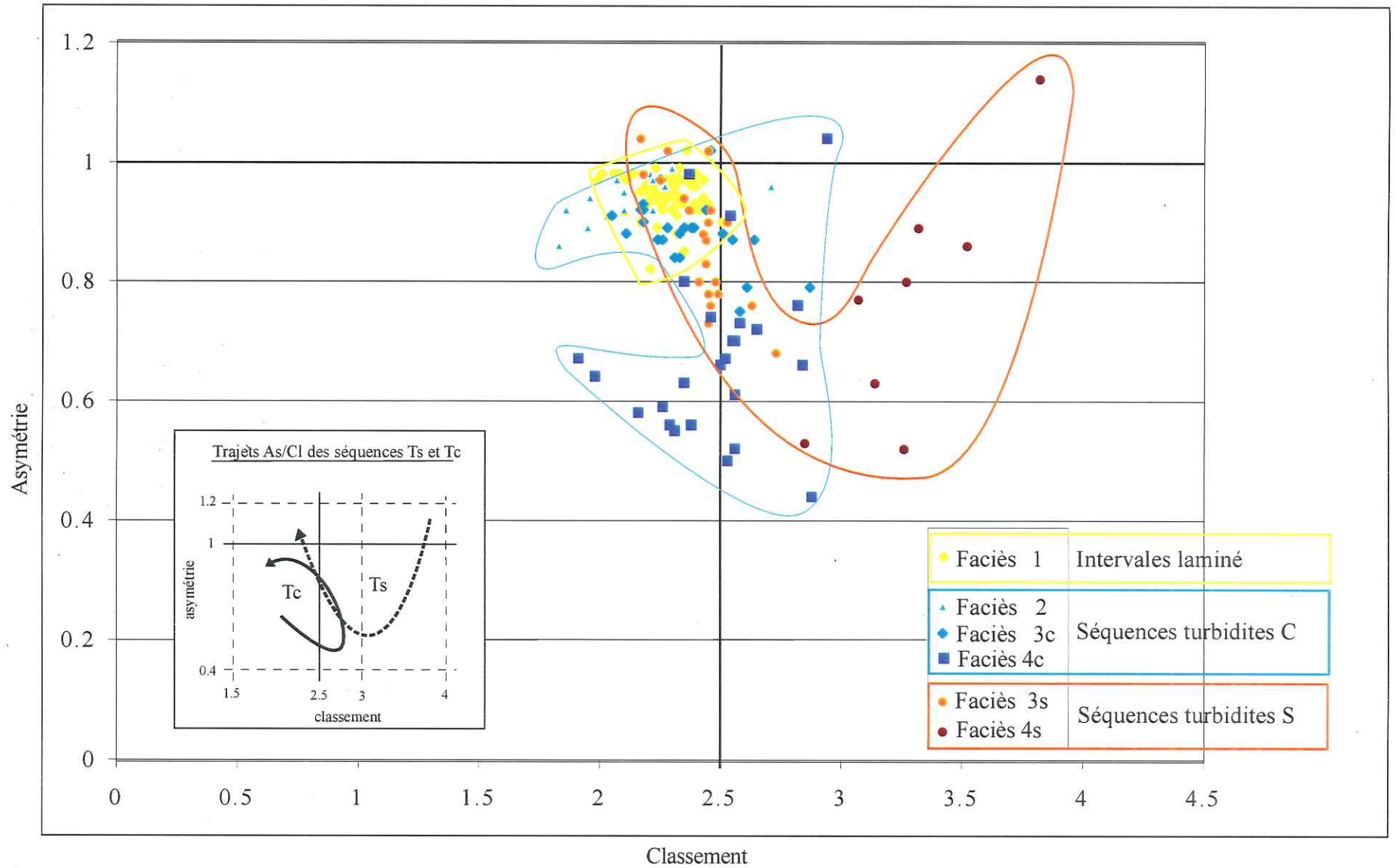


Figure III-33 : Relations asymétrie-classement des différents faciès sédimentaires de la carotte ANT9902 du lac d'Anterne

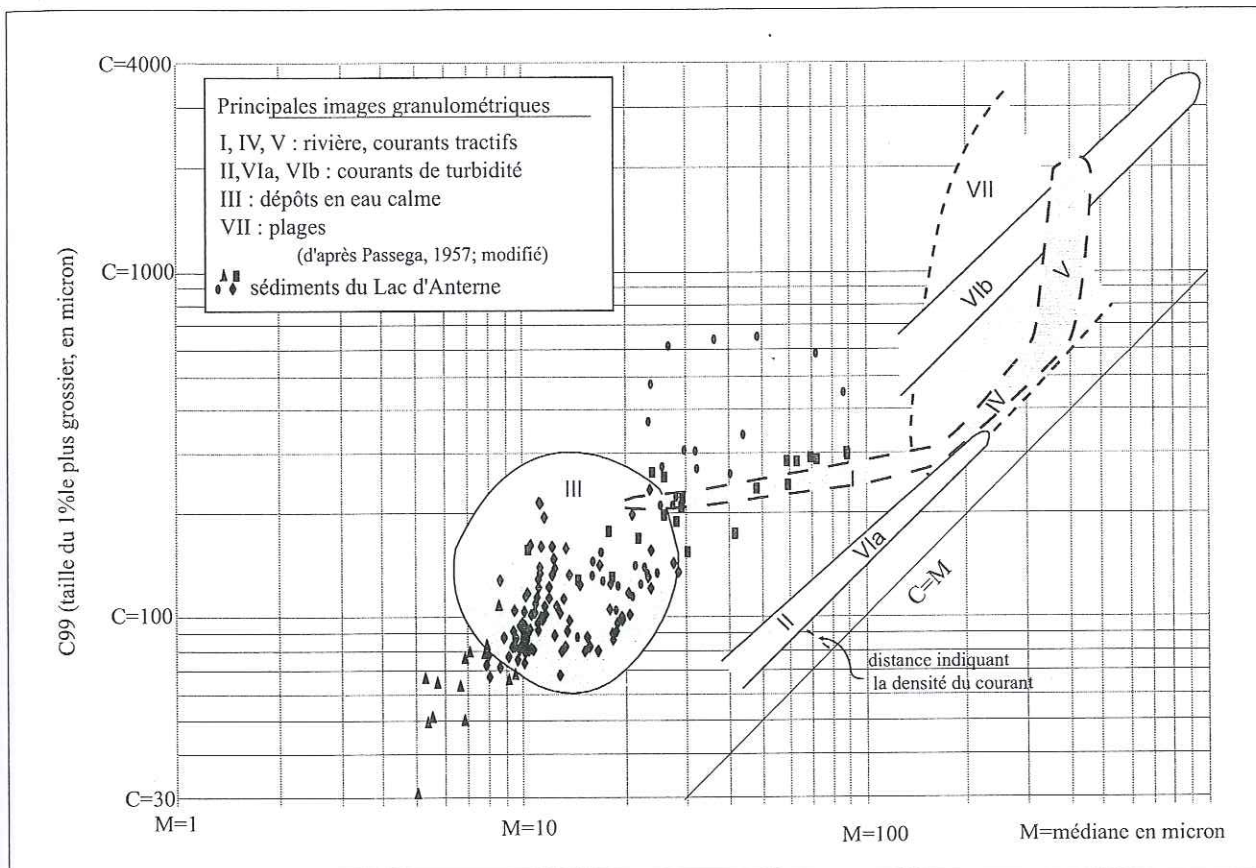


Figure III-34 : Position des sédiments du lac d'Anterne sur la représentation CM de base, selon Passega (1957).

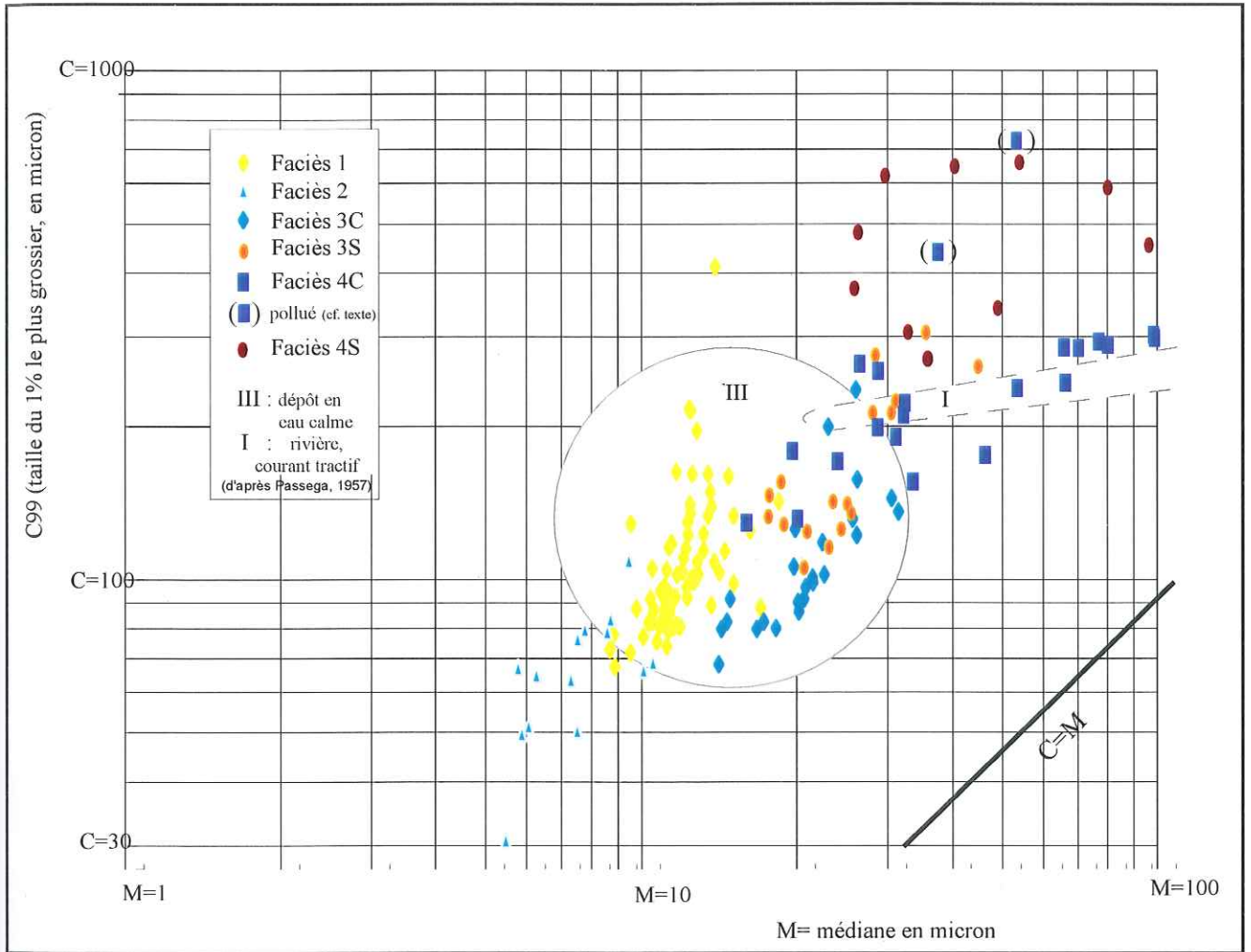


Figure III-35 : Image CM (selon Passega, 1957) des sédiments du lac d'Anterne (ANT9902)



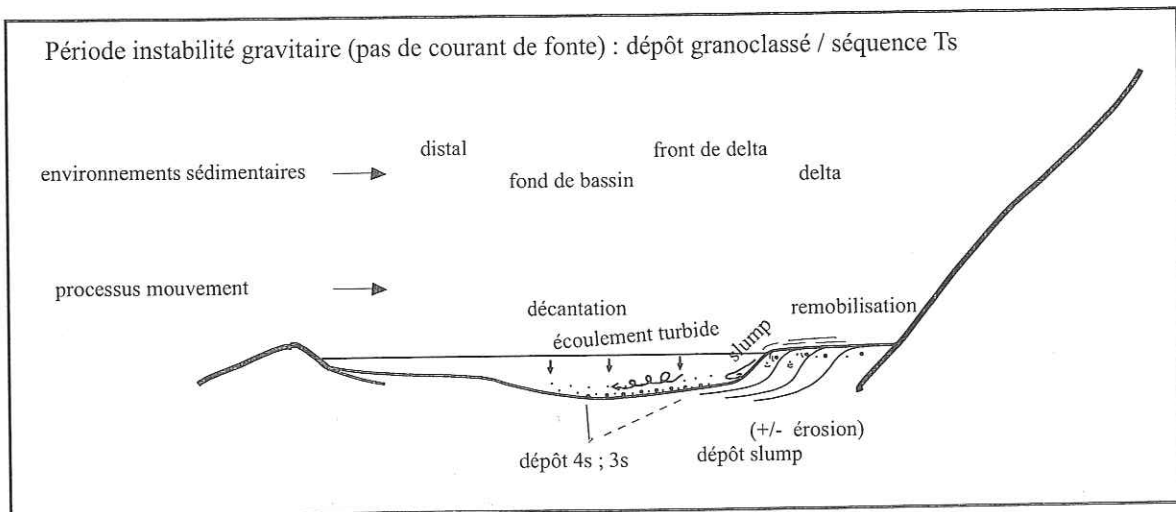
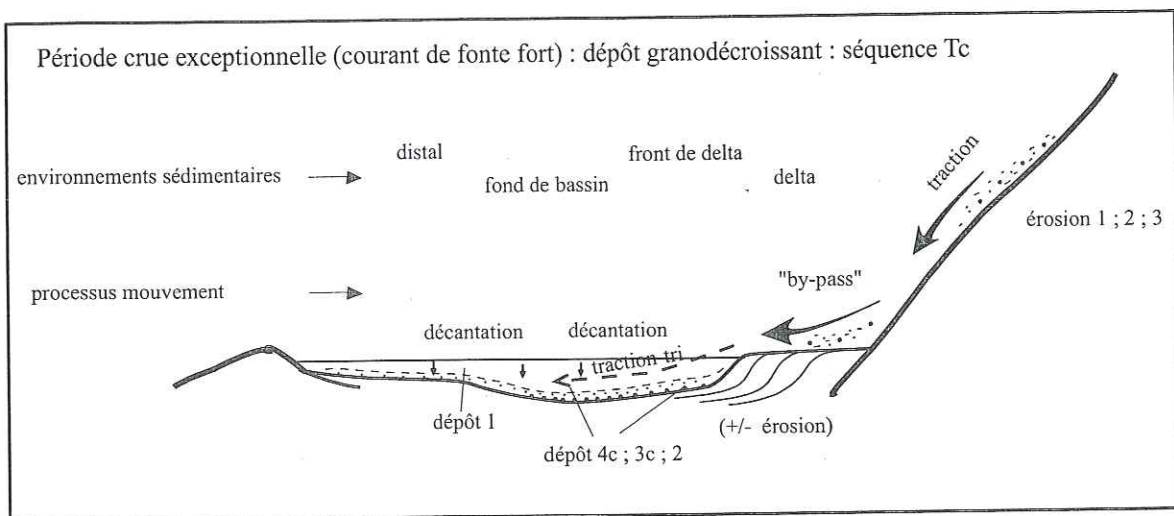
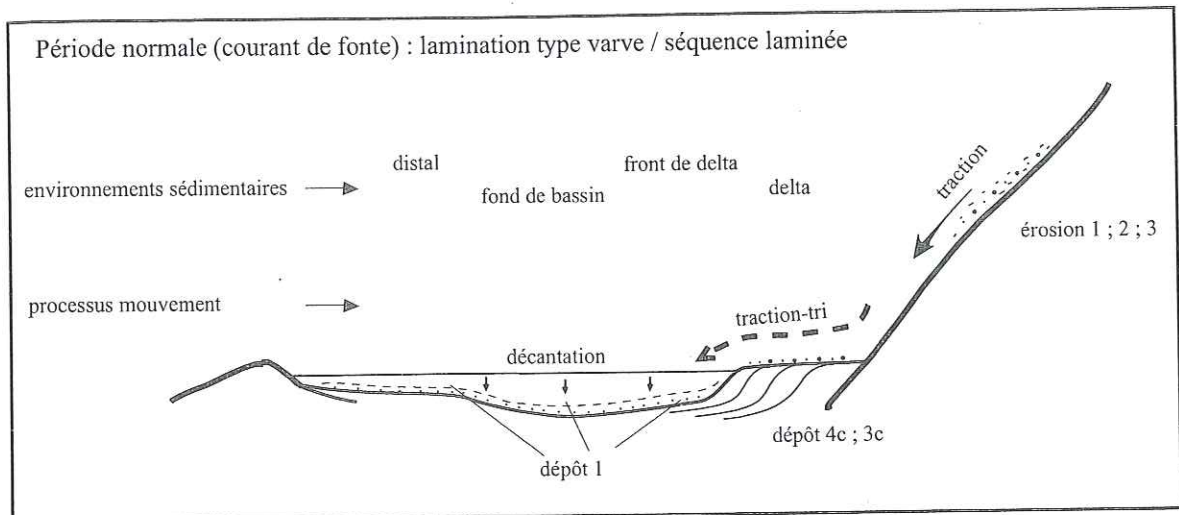


Figure III-36 : Modèle de fonctionnement sédimentaire du Lac d'Anterne

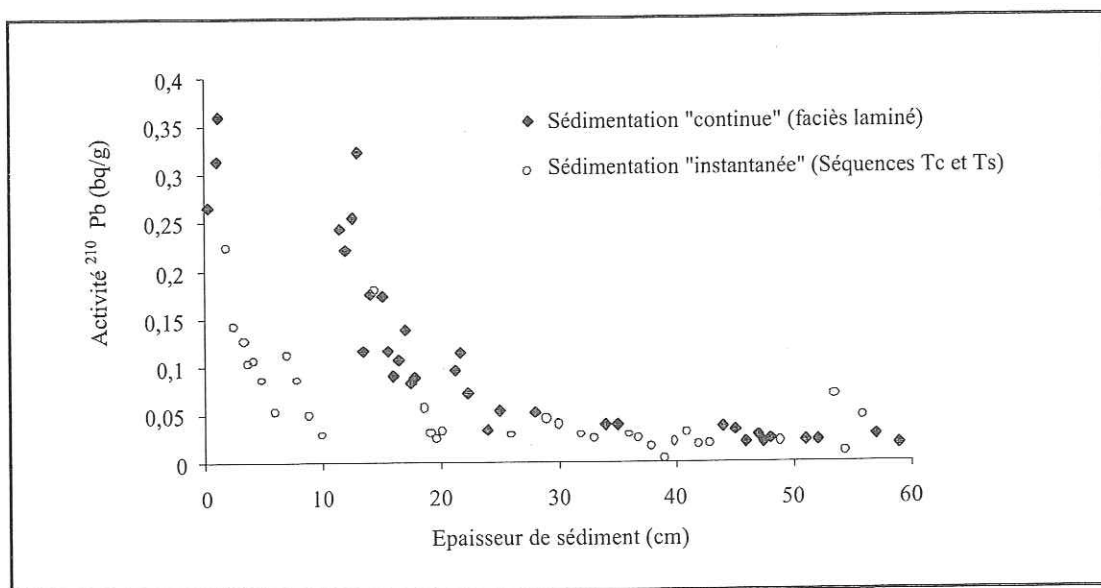


Figure III-37 : Activité radioactive du <sup>210</sup>Pb dans les sédiments de la carotte ANT9902 (Arnaud, 2000)

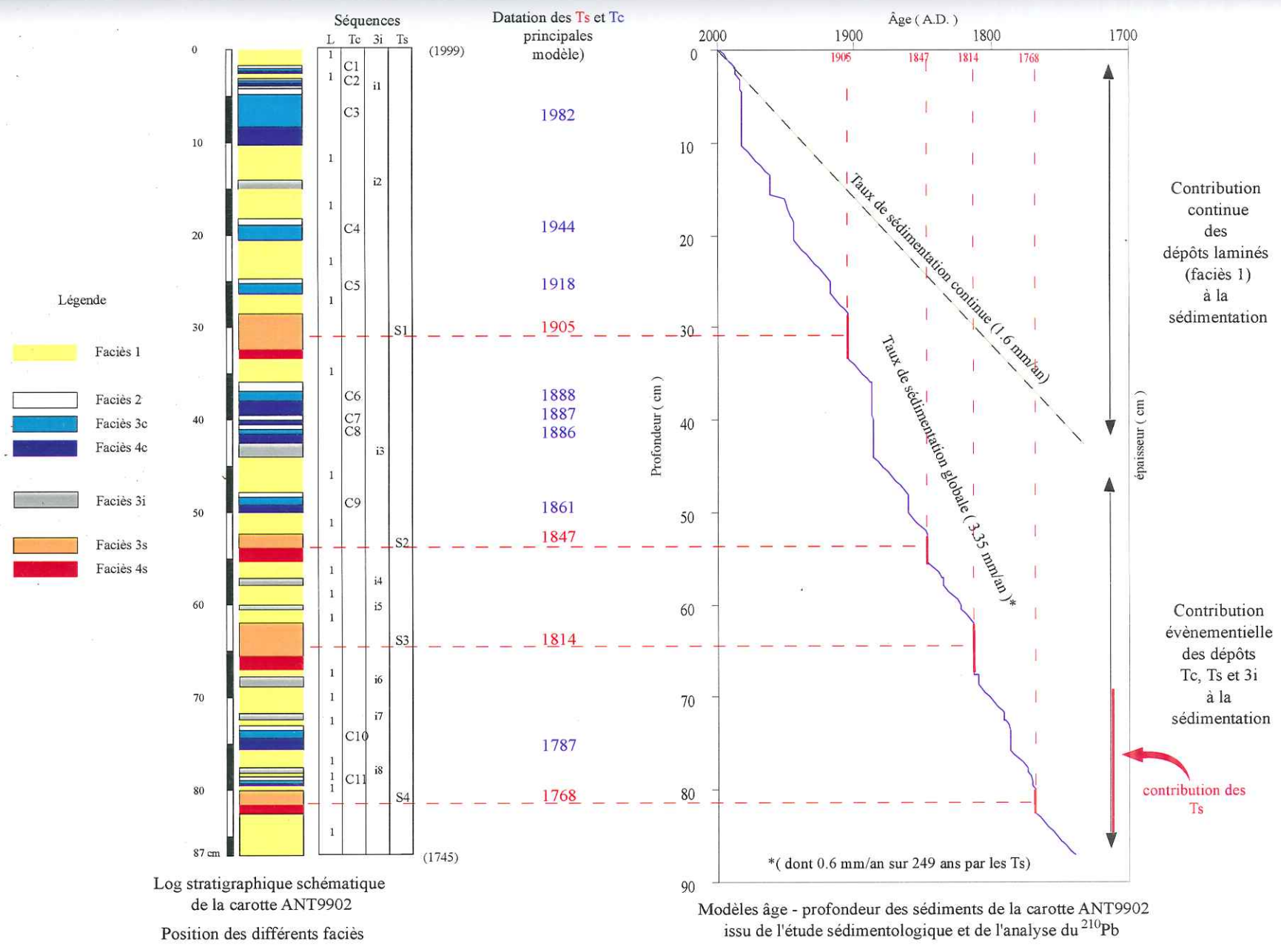


Figure III-38 : Datation des différentes séquences sédimentaires par le modèle âge - profondeur et leur contribution respective dans le taux de sédimentation

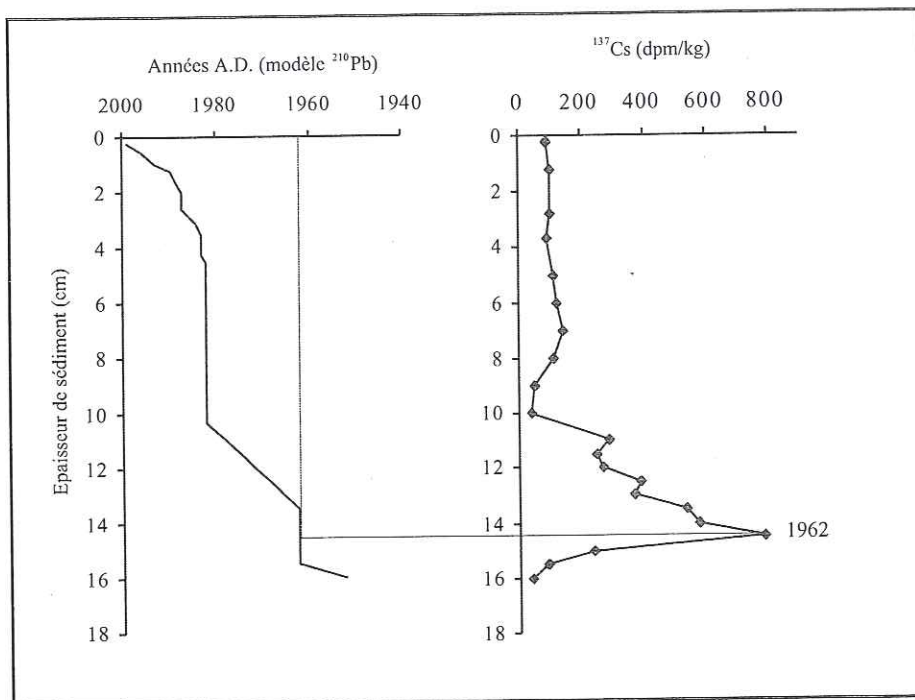
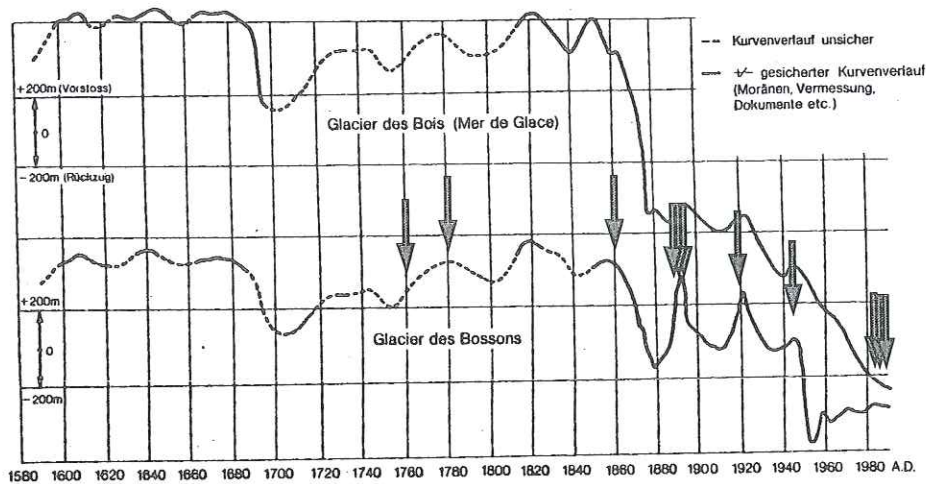
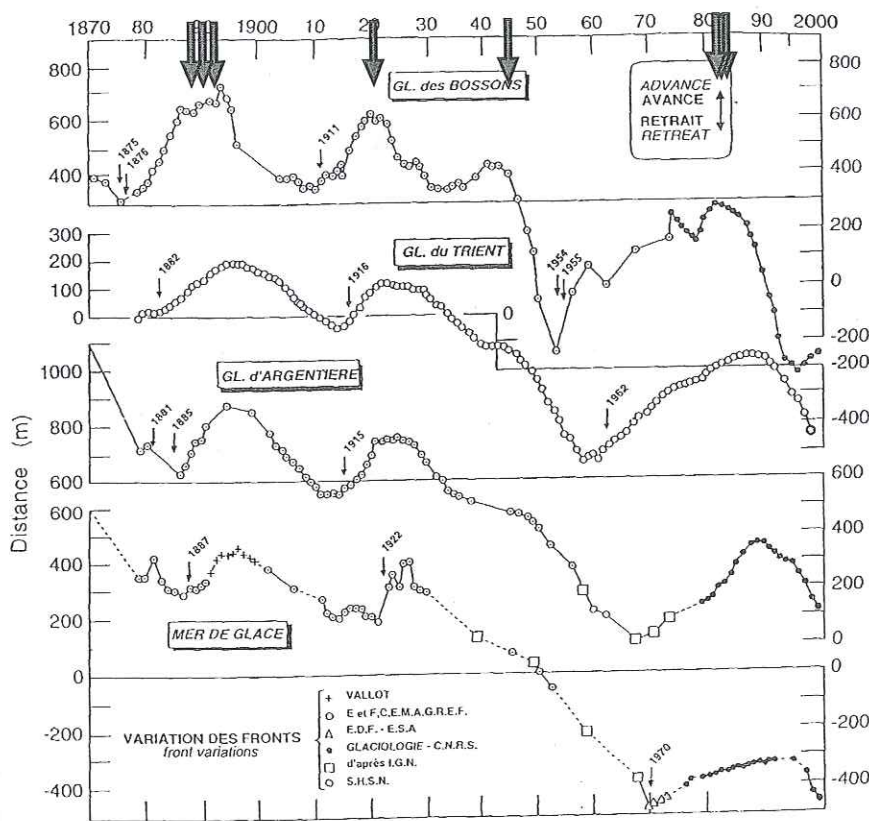


Figure III-39 : Localisation du pic de  $^{137}\text{Cs}$  associé aux essais nucléaires de 1962 et comparaison avec le modèle d'âge  $^{210}\text{Pb}$  (Arnaud, 2000).



Variation des fronts  
des glaciers des  
Bois et des Bossons,  
de la fin du  
XVI<sup>ème</sup> siècle à la  
fin du XXI<sup>ème</sup>  
siècle

(d'après Wetter, 1987;  
dans Deline, 1994)



↓  
Crue (Niveau Tc)  
dans le Lac d'Anterne

Variation de longueur  
de 4 glaciers de la  
face nord du Mont-  
Blanc  
(d'après Raynaud et  
Vincent, 2000)

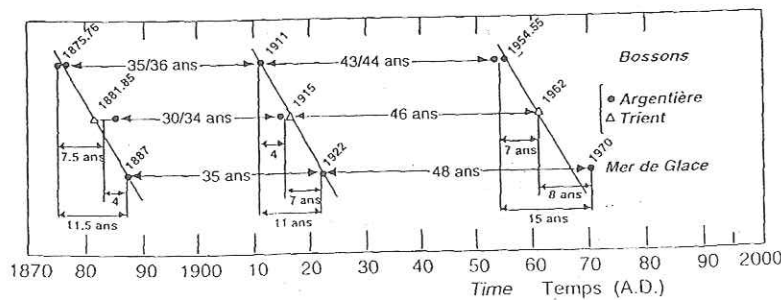


Figure III-40 : Correspondance temporelle entre les maximums d'avancées glaciaires et les crues dans le Lac d'Anterne.

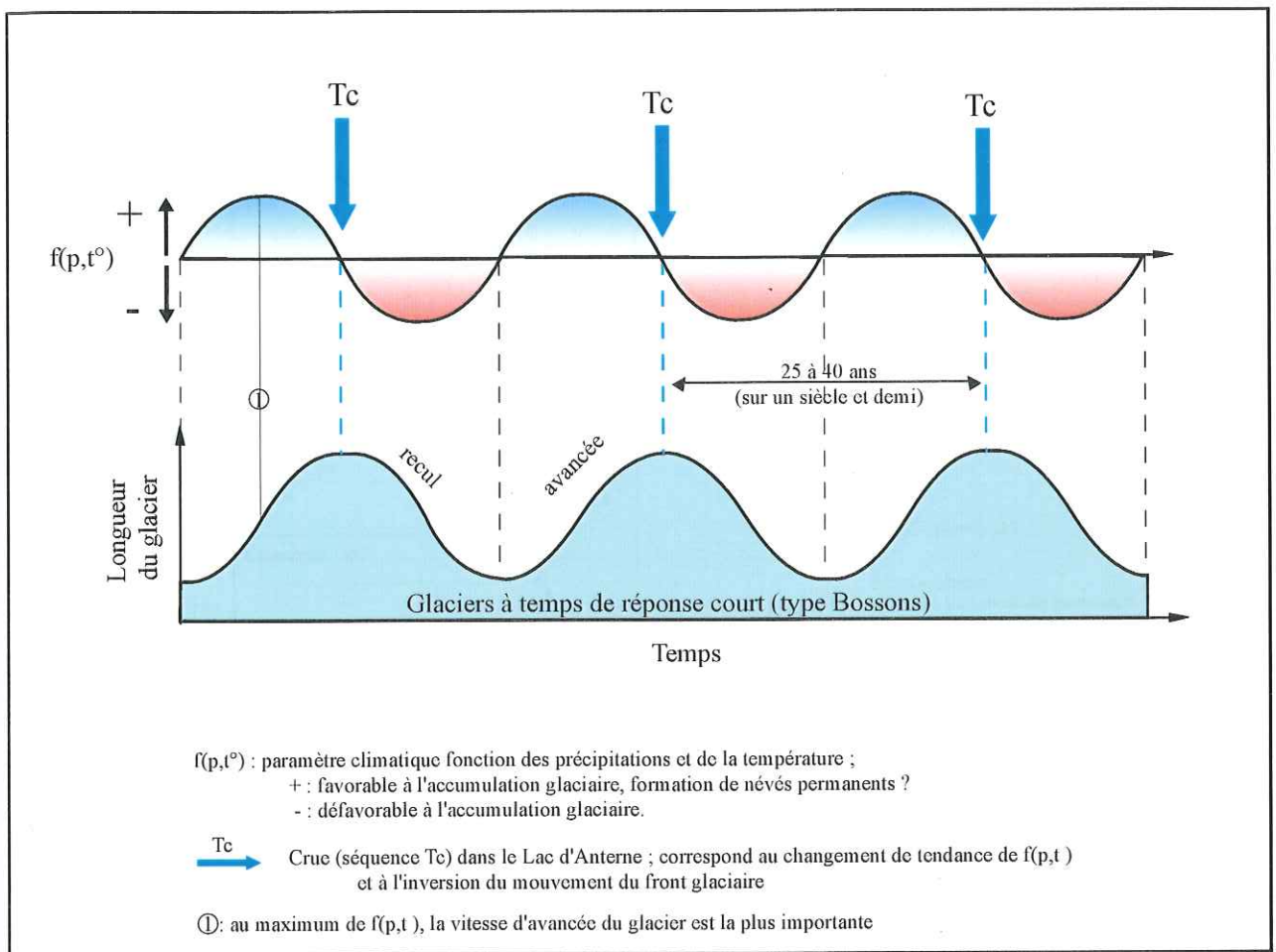


Figure III-41: hypothèse de relation entre les dynamiques climatique, glaciaire et lacustre d'altitude.

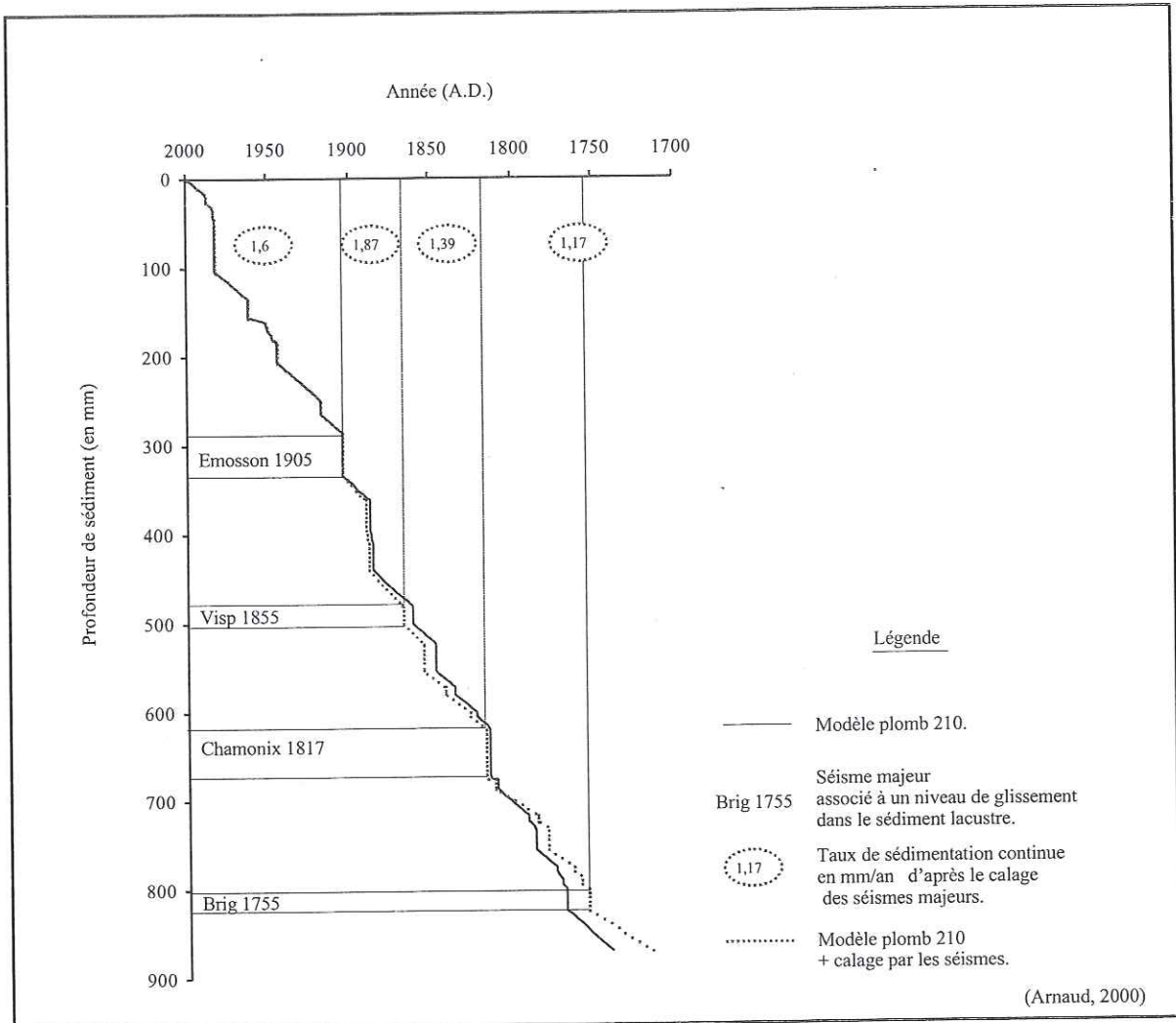


Figure III-44 : Modèle âge - profondeur de la carotte ANT9902 basé sur la décroissance du plomb 210 et calé par la reconnaissance de quatre événements sismiques majeurs.

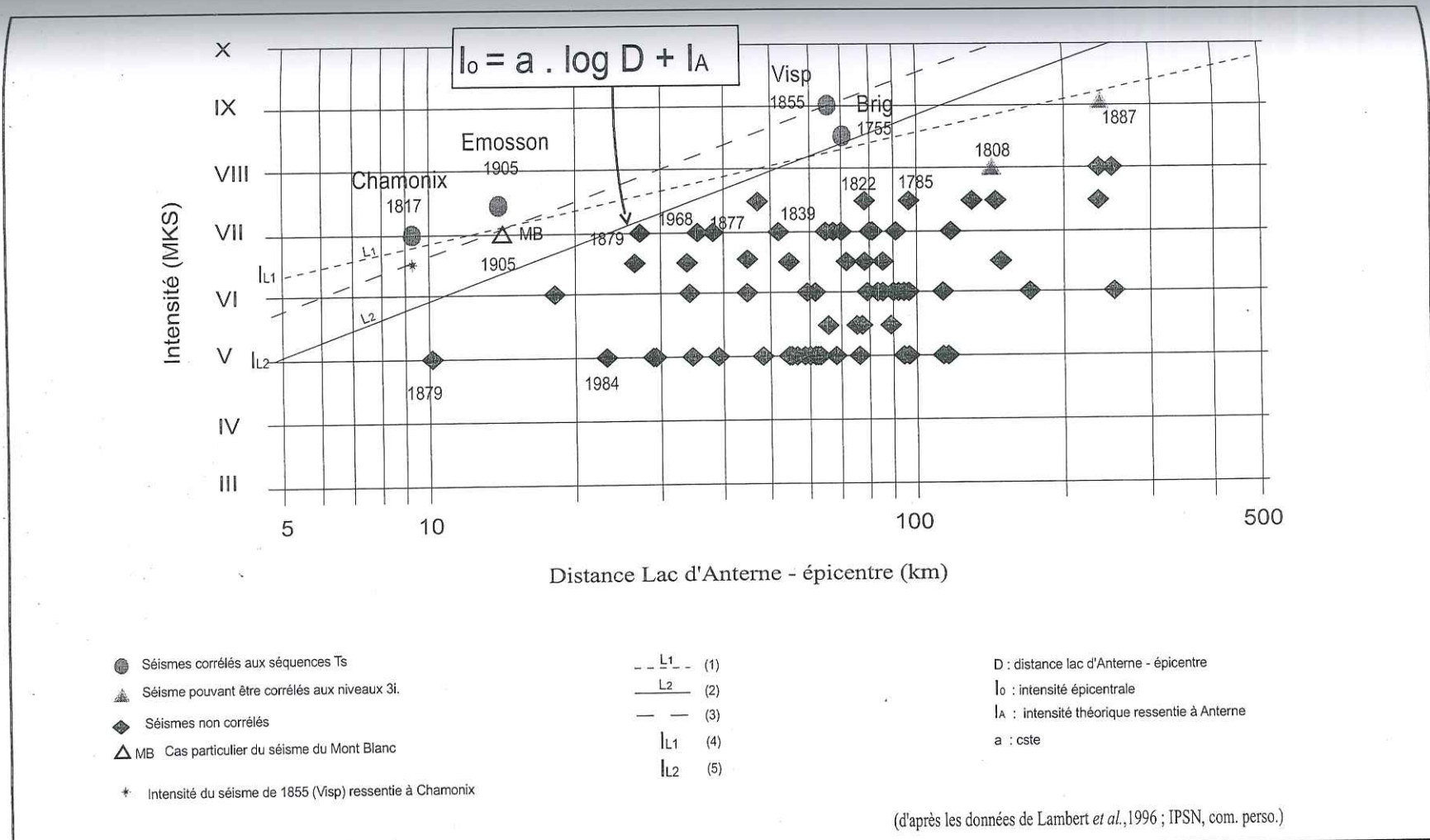


Figure III-46 : Relation entre l'intensité épïcentrale et la distance au lac d'Anterne des différents séismes régionaux ; particularité des quatres séismes enregistrés à Anterne.

- (1) Limite simple, excluant tous les séismes non enregistrés, cependant peu probable.
- (2) Limite plus cohérente, car se basant sur une loi régionale de décroissance de l'intensité avec la distance, déterminée à partir du cas du séisme de 1855 (Visp) (3), et correspondant à celle proposée par Levret *et al.* (1996).
- (3) Loi de décroissance de l'intensité en fonction de la distance épïcentrale, dans le cas du séisme de 1855 (Visp).
- (4) Intensité limite à anterne pour permettre le dépôt de séquence Ts, selon (1) (peu probable).
- (5) Intensité limite à Anterne pour permettre le dépôt de séquence Ts, selon (2) (probable).



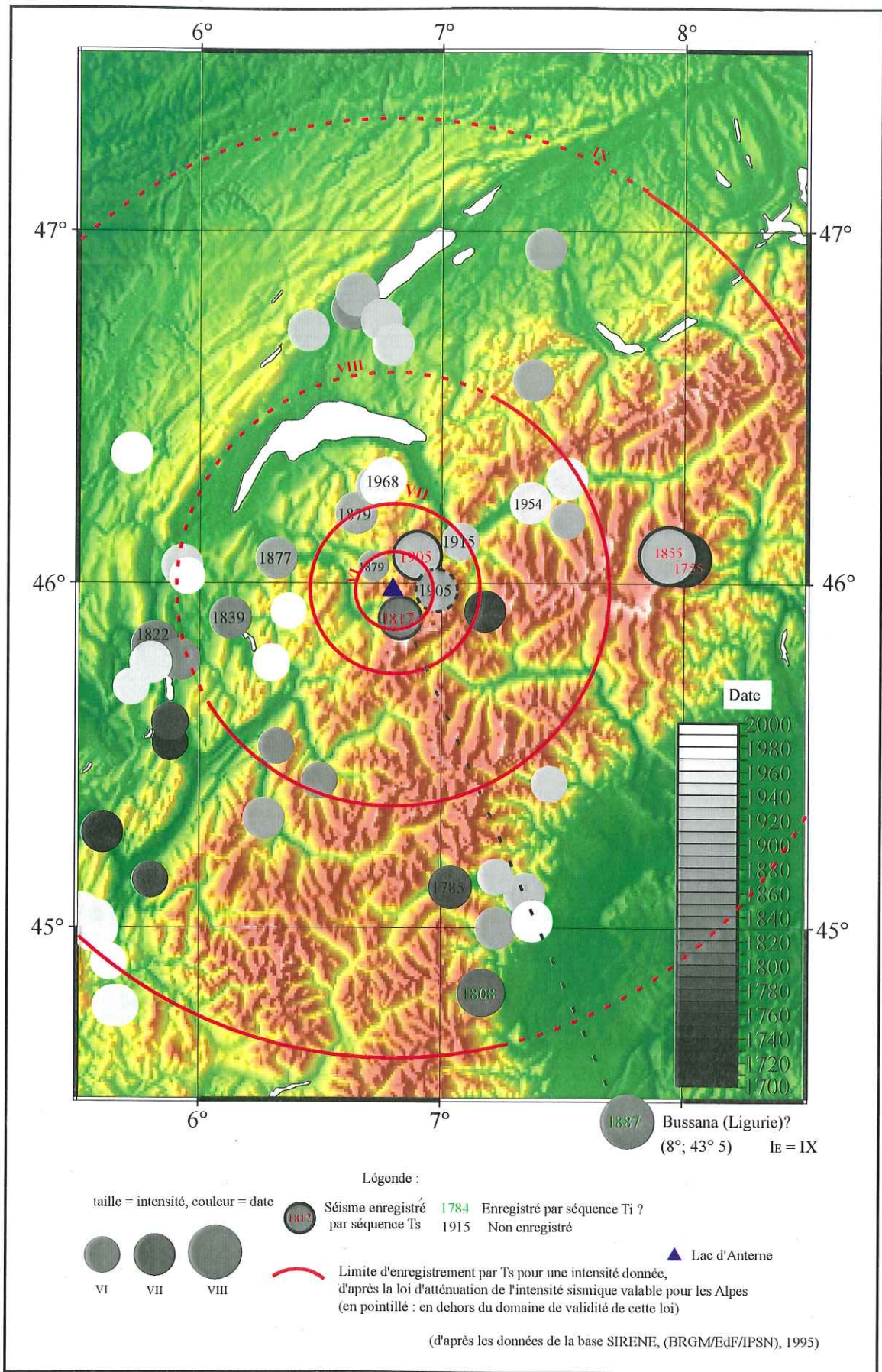
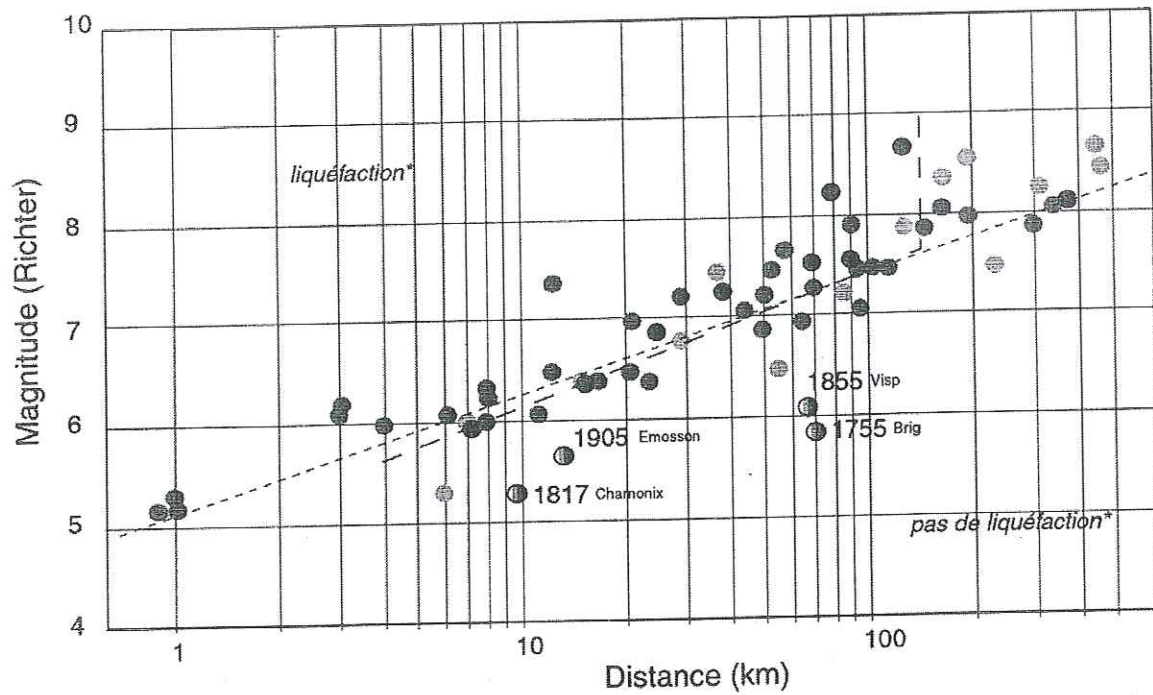


Figure III-47 : Distance limite d'enregistrement de séquence Ts dans le Lac d'Anterne en fonction de l'intensité épicentrale d'un séisme régional.



d'après Kuribayashi & Tatsuoka (1975) et Youd (1977)

\*d'après Tinsley *et al.* (1985), in Vittori *et al.* (1991)

Figure III-48 : Relation entre la distance épicentrale, les phénomènes de liquéfaction et la magnitude. Les quatre séismes enregistrés dans les sédiments du Lac d'Anterne, se situent en dessous du domaine habituel d'observation de liquéfaction en milieu continental aérien.

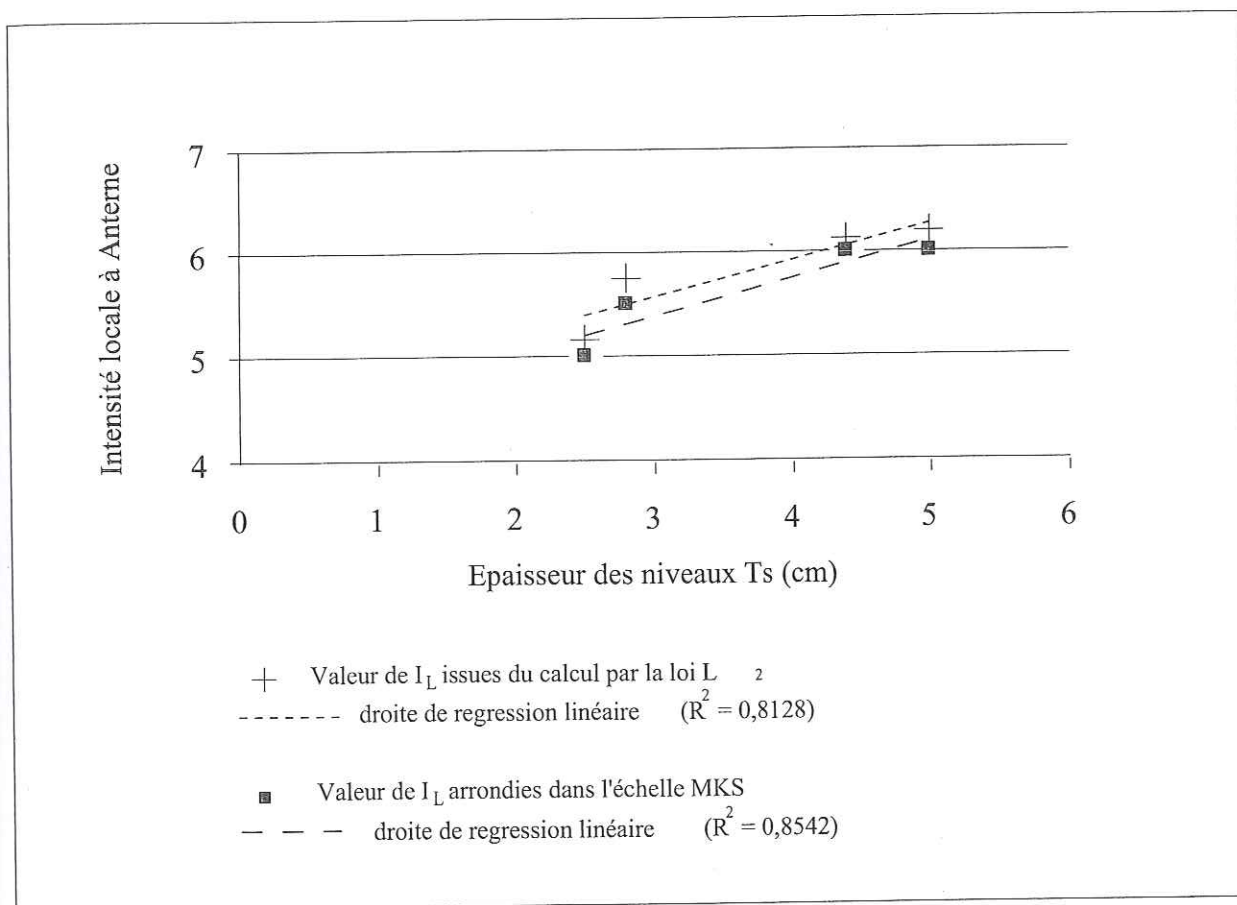


Figure III-49 : Relation entre l'épaisseur des niveaux Ts et l'intensité locale théorique ressentie à Antenne.

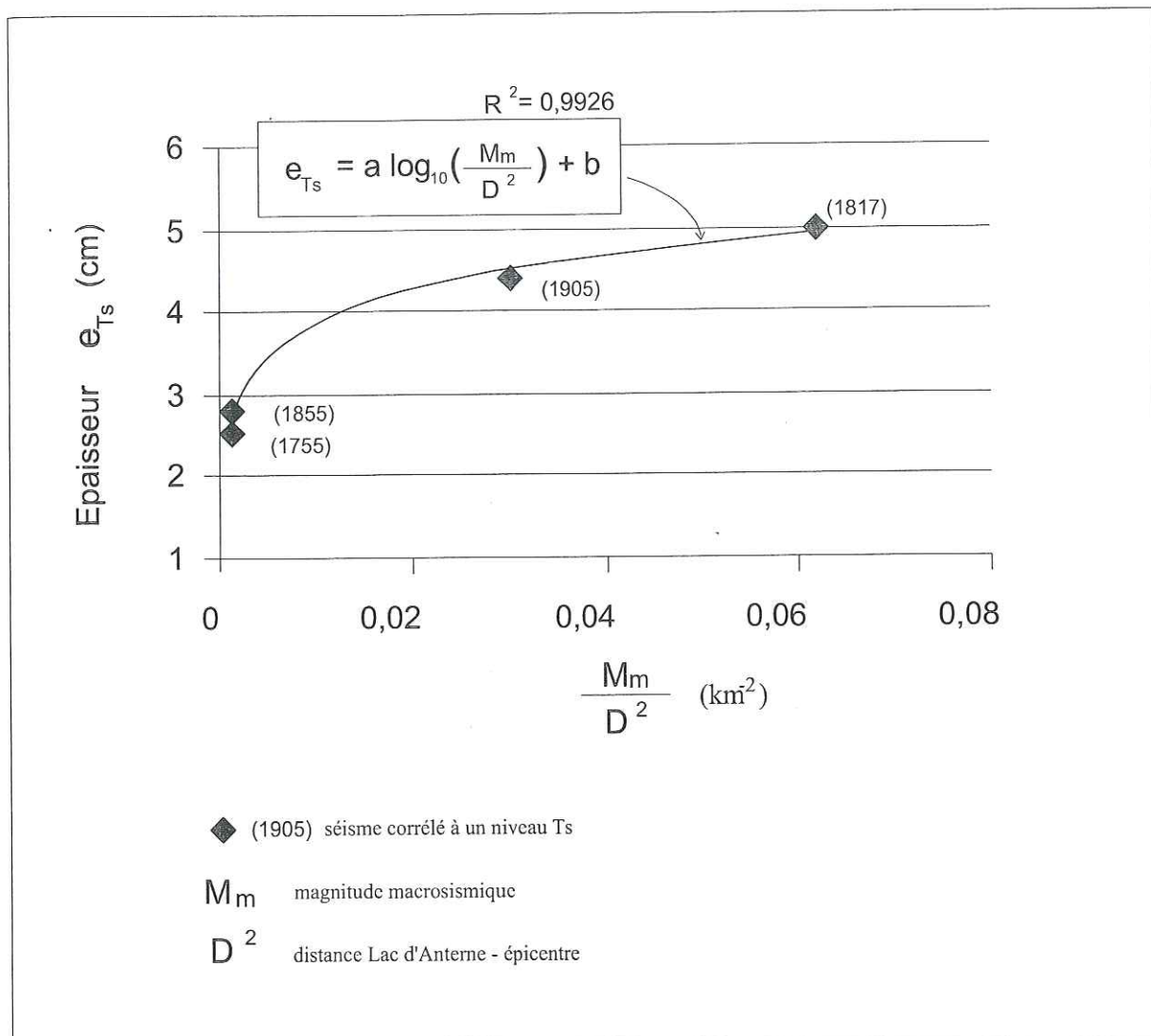


Figure III-50 : Relation entre l'épaisseur des niveaux Ts dans le Lac d'Anterne et le rapport entre la magnitude macrosismique et le carré de la distance à l'épicentre, des séismes correspondants.

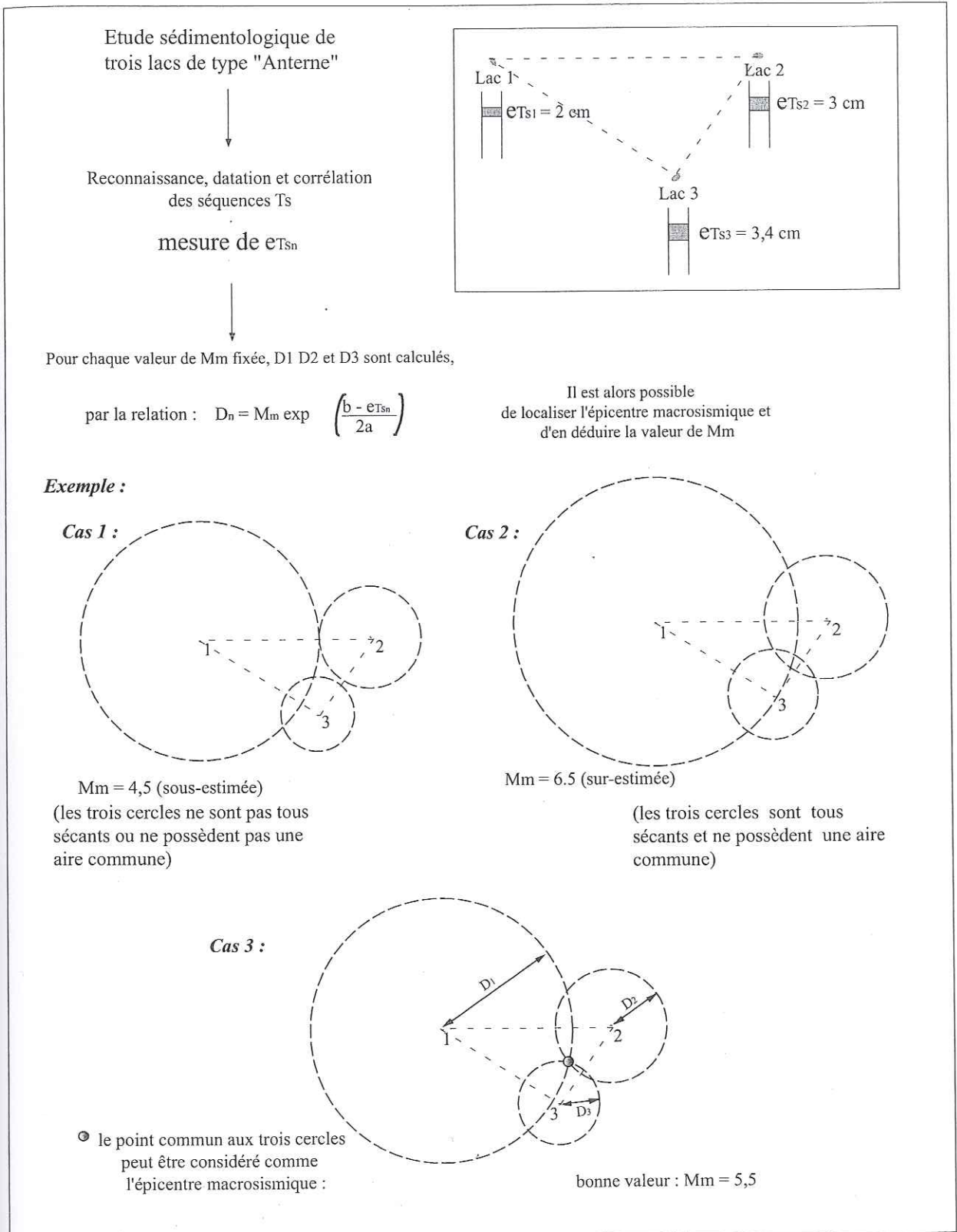


Figure III-51 : Une perspective de méthode paléosismique à partir de dépôts sédimentaires lacustres ; résolution graphique.

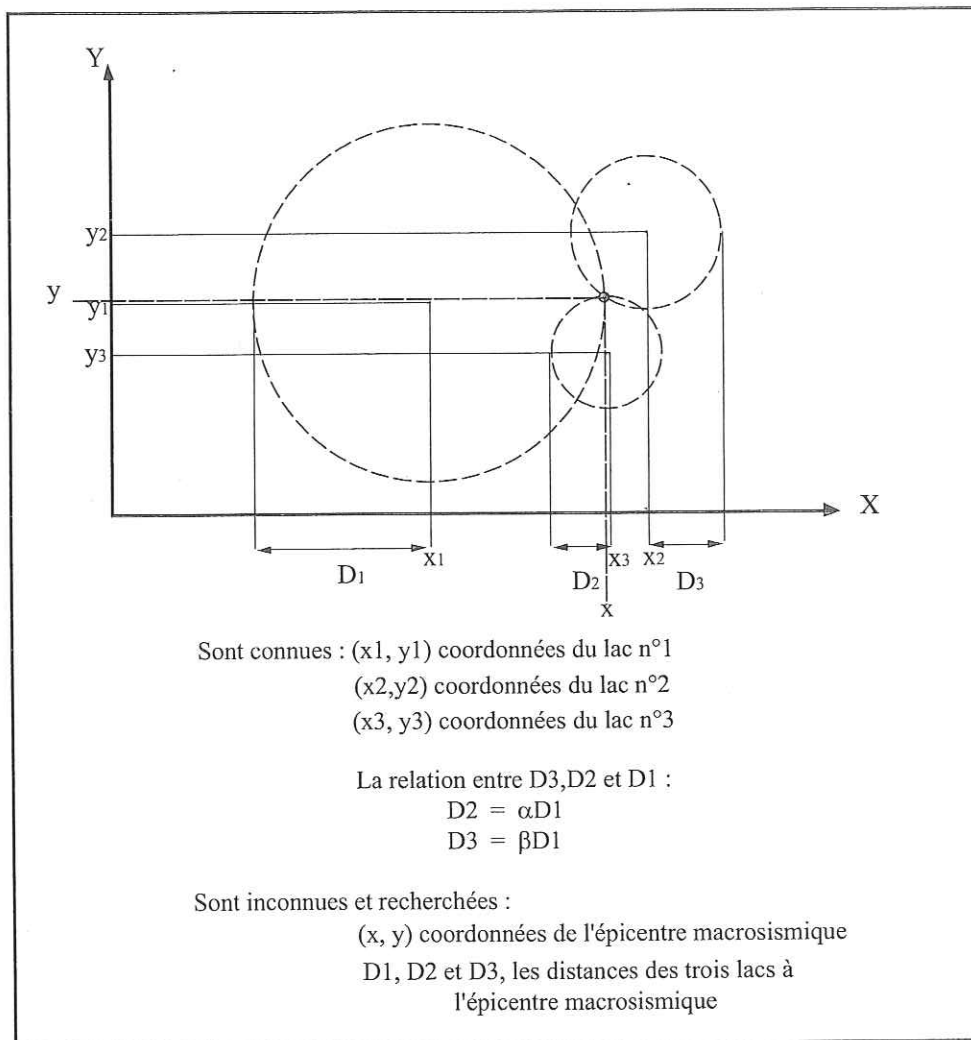
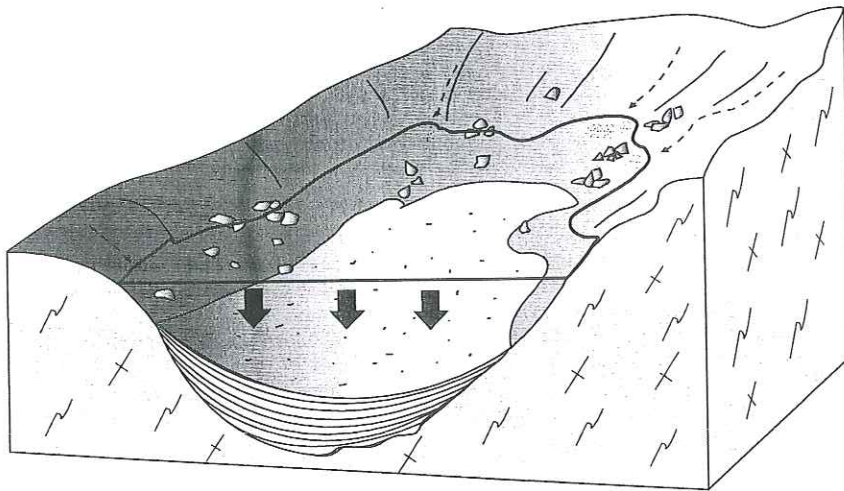


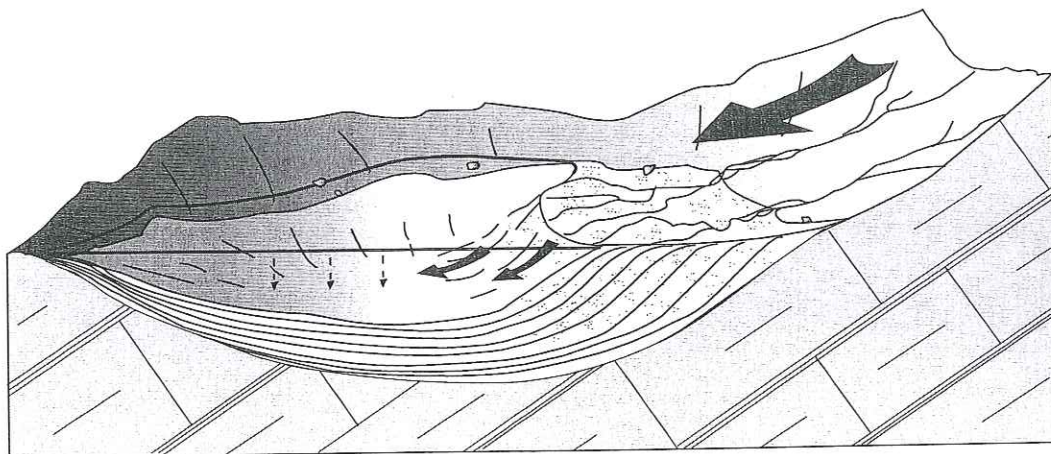
Figure III-52 : Une perspective de méthode paléosismique à partir de dépôts sédimentaires lacustres ; résolution analytique.



Type "biogène" : sédimentation à dominance organique :  
Lac Noir Inférieur, Lac Cornu, Lac de Pormenaz, Lac du Brévent.

⇒ Riche en matière organique planctonique, signal sédimentaire régulier.

- + Bon indicateur **paléoclimatique** et de **l'impact anthropique**, relativement facile à étudier dans des objectifs d'études **paléoenvironnementales et de paléotempératures**
- Peu sensible aux secousses sismiques et aux processus climatiques impliquant un processus sédimentaire terrigène (crues)



Type "terrigen" : sédimentation à dominance terrigène, détritique :  
Lac d'Anterne, Lacs Blancs

⇒ Peu riche en matière organique, signal sédimentaire irrégulier, contrôlé par les variations hydrologiques du bassin versant

- + Bon indicateur des phénomènes **climatiques** et **sismiques** sur la sédimentation terrigène : sensible aux **crues, avalanches et séismes** importants. Possibilité de contraindre un modèle d'âge dans la période historique.
- Non utilisable pour les études paléoclimatiques à partir de matière organique, nécessite une étude sédimentologique détaillée pour obtenir un modèle d'âge cohérent.

Figure III-53 : Les deux types de lac d'altitude étudiés, et leur potentialités respectives en terme d'études paléoclimatiques, d'impact anthropique et de paléosismicité.

*FIGURES*  
*Du*  
*Chapitre IV :*

*Empreinte d'une tectonique et d'une sismicité régionale forte dans la sédimentation tertiaire et quaternaire d'un grand bassin lacustre intra-montagneux du Tien-Shan :  
Le Lac Issyk-Kul.*





Figure IV-1 : Carte géographique du Kyrghyzstan, localisation du Lac Issyk-Kul (Ysyk-köl)

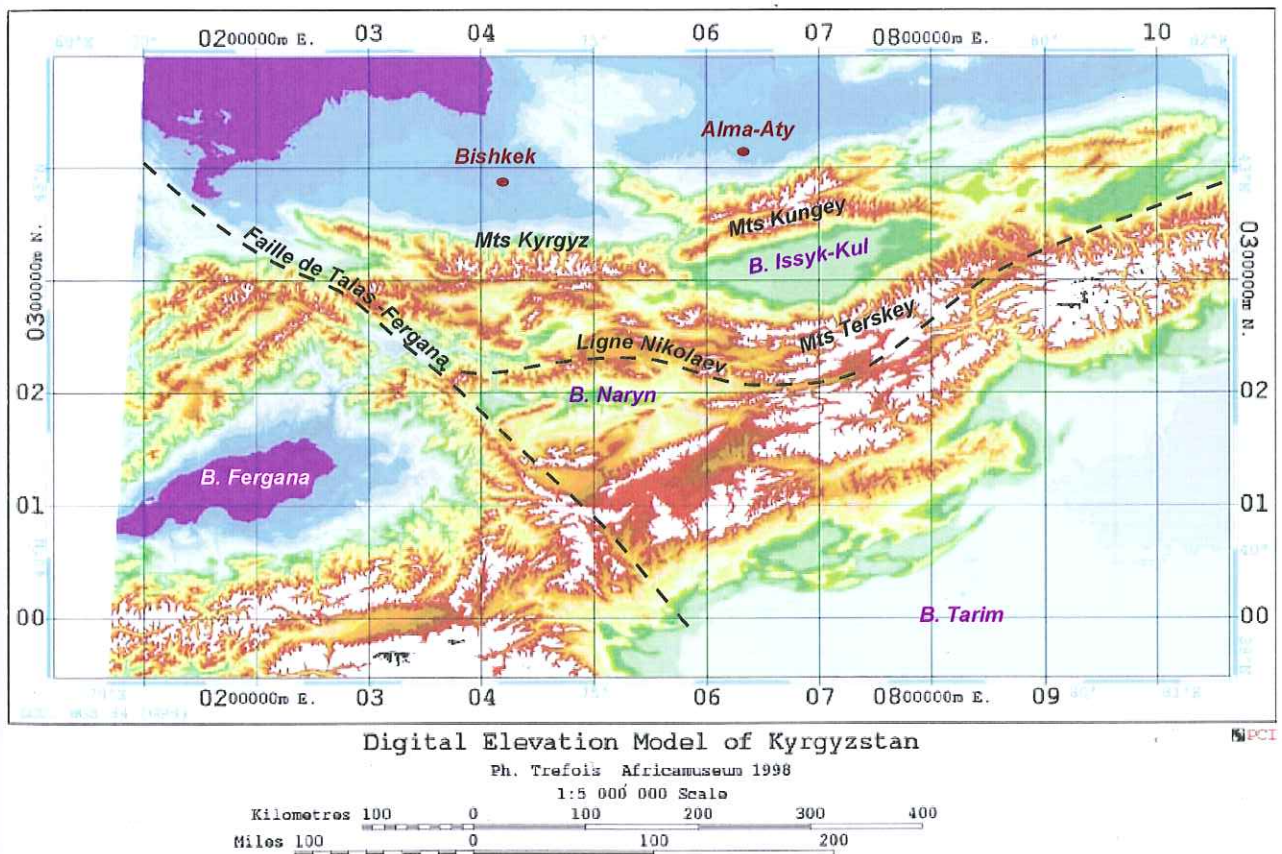


Figure IV-2 : Modèle numérique topographique du Kyrghyzstan ( d'après Trefois, 1998 ).

Les lignes en pointillés, représentent la Faille de Talas-Fergana, qui sépare le Tien-Shan de l'Ouest du Tien-Shan Central, et les failles de la Ligne Nikolaev, qui séparent les Tien-Shan du Nord et du Sud ( d'après Burtman, 1997).

Figure IV-3 : Le champ de contrainte actuel en Asie dans les région qui se déforiment. Les lignes rouges matérialisent l'orientation de  $\sigma_1$  (contrainte principale). Les principaux déplacement sont indiqués par les flèches noires. Le bassin d'Issyk-Kul est figuré (●) (d'après Mattauer et al., 1999)

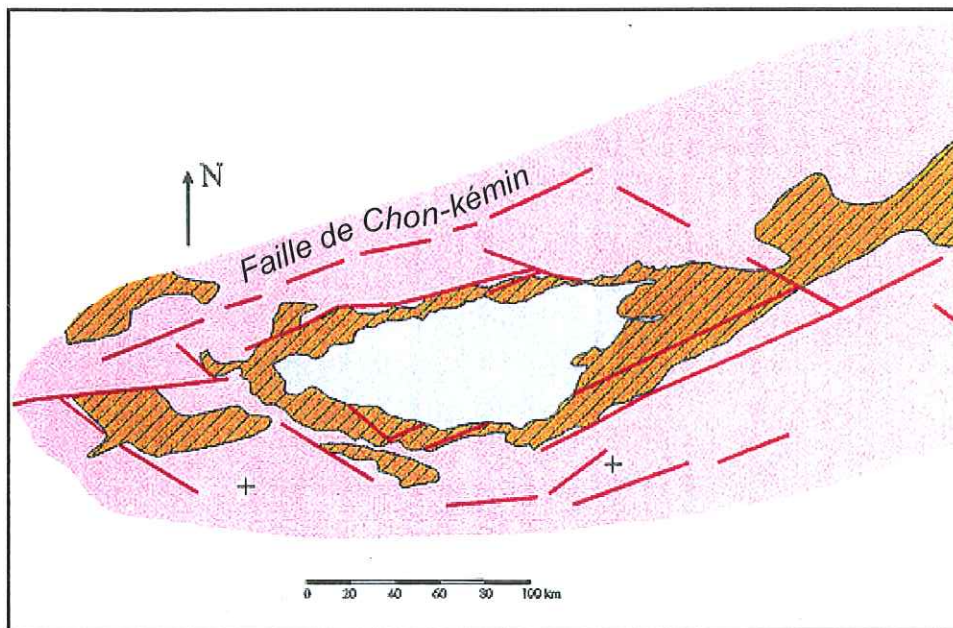
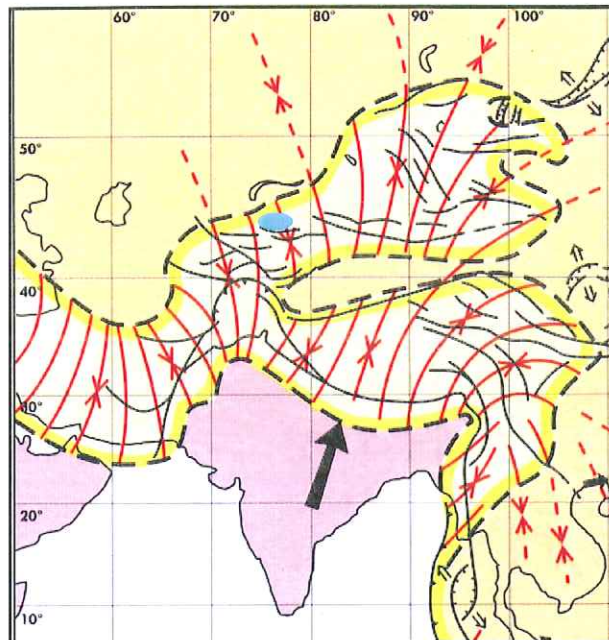


Figure IV-4 : Schéma structural simplifié du bassin d'Issyk-Kul.

En rouge clair : le socle paléozoïque ; En orange hachuré : le remplissage sédimentaire tertiaire du bassin ; en bleu : le lac actuel.

Le réseau de linéaments WNW et ENE (lignes rouges), observés par analyse d'images satellitales, suggèrent une ouverture initiale du bassin en "pull-apart". Les failles correspondantes, auraient fonctionné en décrochement dextre au Miocène puis été réactivées en transpression jusqu'à l'actuel (d'après Imbo (1998) et Klerkx et al.(1999)). Un ensemble de failles associées à la faille de Chon-Kémin est à l'origine des principaux séismes régionaux historiques, en 1886 (M=8,3) 1889 (M=8) et 1911 (M=8,7) ; Tibaldi &Graziotto, 1997).

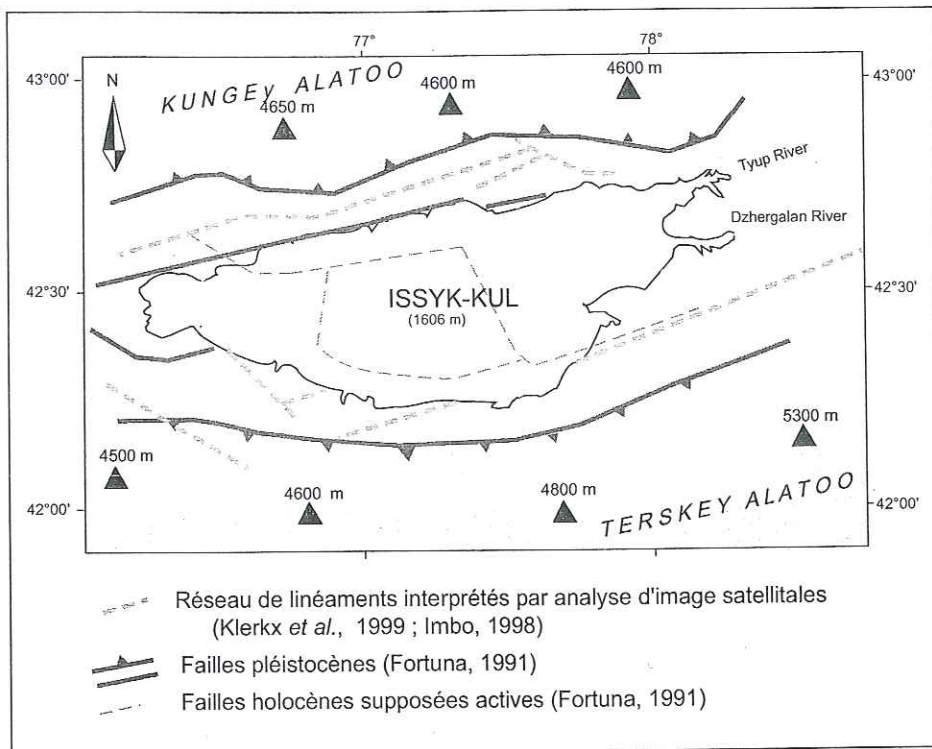


Figure IV-5 : Synthèse des données structurales aux abords et dans le Lac Issyk-Kul.  
 Les réseaux de failles présenteraient une migration de leur activité vers le centre du bassin au cours du temps.

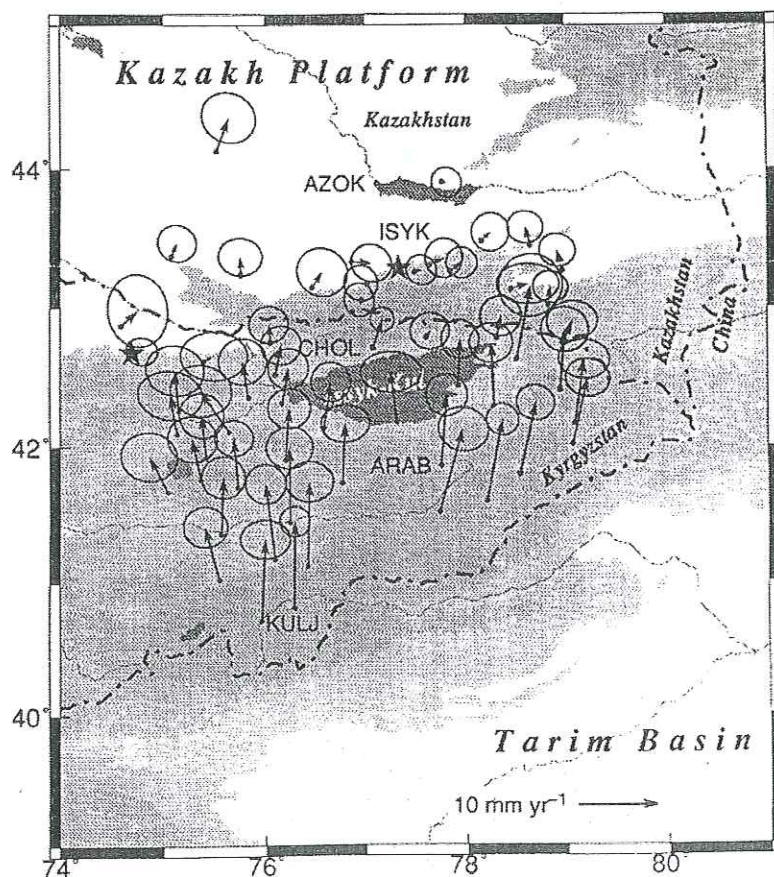


Figure IV-6 : Carte de vitesses de déplacement obtenues par GPS, dans la région d'Issyk-kul.

Chaque flèche indique la direction et l'importance du déplacement au point mesuré. Les ellipses définissent les régions de 95% de confiance. Ces données montrent un déplacement important des massifs du sud vers ceux du nord. Le raccourcissement estimé dans le Bassin d'Issyk-kul est de l'ordre de  $15\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ , et de  $20\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$  entre le Bassin de Tarim et la plateforme Kazakh. (D'après Abdrakhmatov *et al.*, 1996)

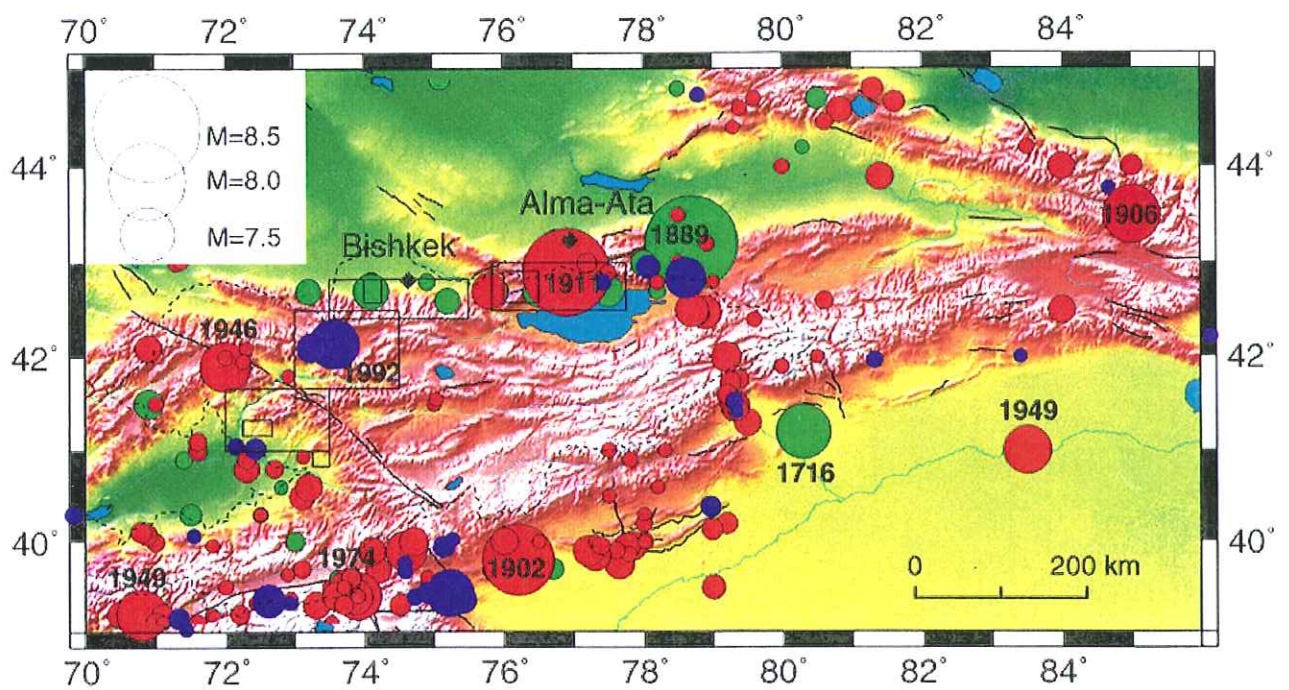


Figure IV-7 : Sismicité historique de la région d'Issyk-Kul (Jacques & Delvaux, com. pers.)

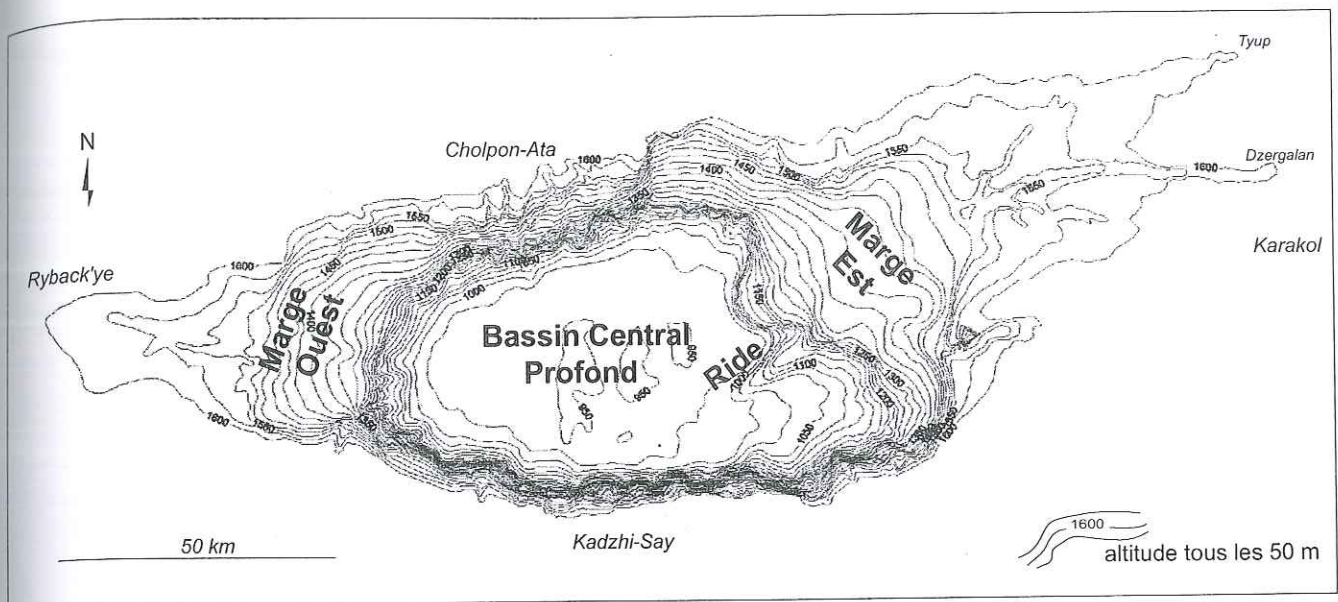


Figure IV-8 : Carte bathymétrique et principales morphologies du fond du Lac Issyk-Kul (d'après Trofimov, R.M.C.A.-Tervuren, non publié).

Les bordures escarpées nord et sud du lac, plongent rapidement vers le bassin central profond (profondeur maximum de 668 m). Les marges est et ouest plongent plus progressivement, en formant des plateformes en pente douce jusque vers 300m de profondeur, puis plongent aux abords du bassin central. Au sud-est du fond du lac, une ride majeure se développe à la transition Bassin Central Profond - Marge Est.

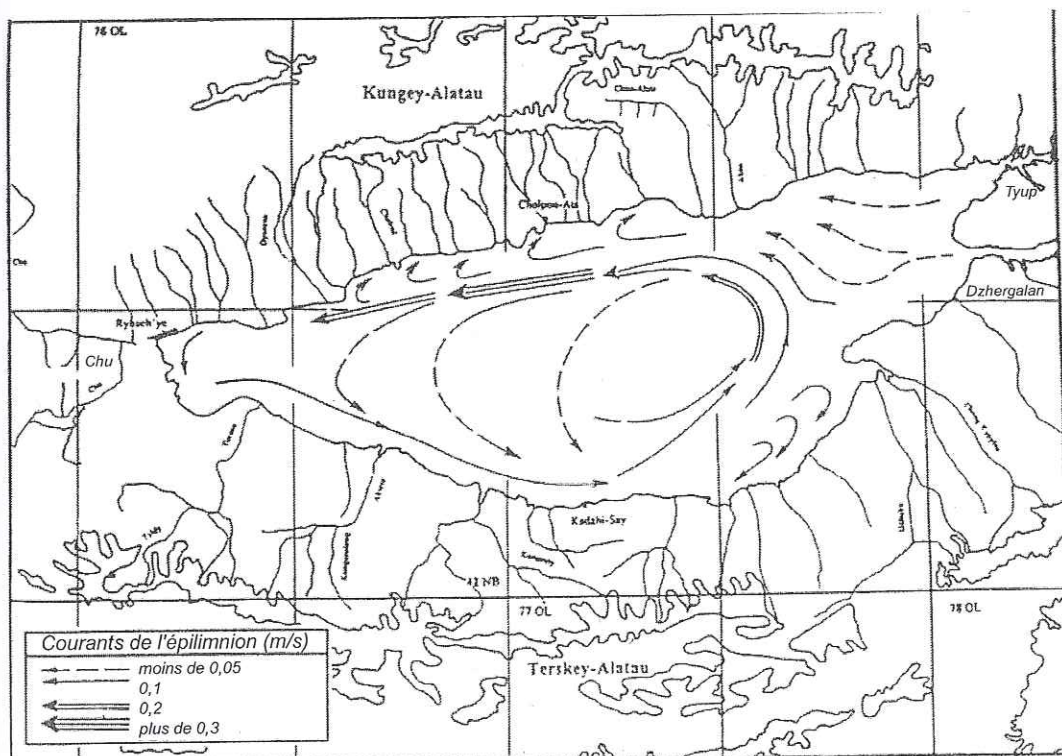


Figure IV-9 : Circulations des courants dans la tranche d'eau supérieure du Lac Issyk-Kul. Tandis que les rivières Tyup et Dzhergalan, à l'Est sont les deux principaux affluents du lac, la rivière Chu, autrefois affluent du lac, en devint le seul exutoire, puis en fût complètement déconnectée à la fin du 19ième siècle. (d'après Atlas Kyrgyzskaja, 1987 ; Imbo, 1998)

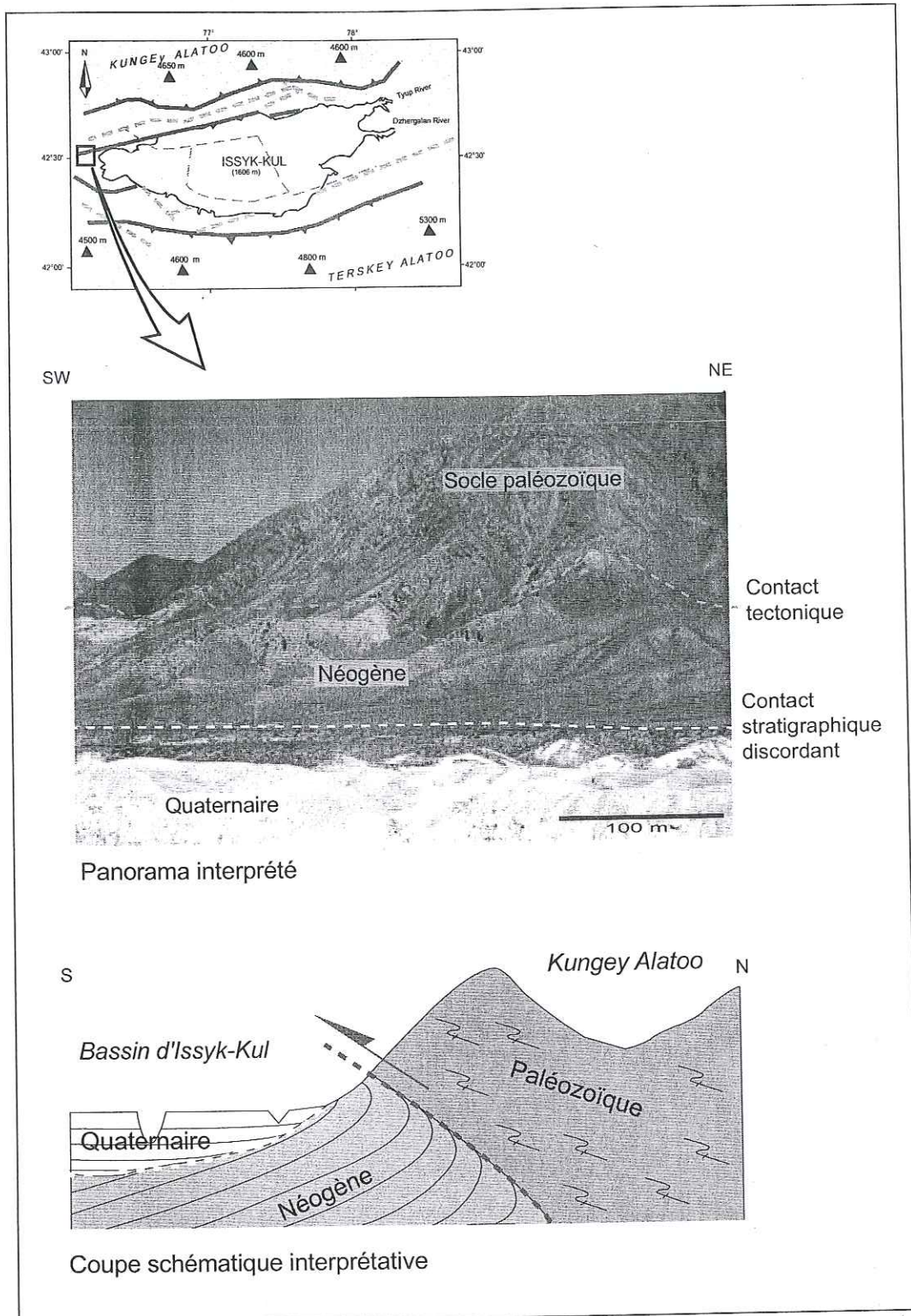


Figure IV-10 : Relations stratigraphiques et structurales entre les principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul, au nord-est de Ryback'ye (Balykchy)(d'après Abdrackmatov, com. pers.).

Les dépôts lacustres quaternaires reposent en discordance sur les dépôts lacustres et colluviaux néogènes. Le socle paléozoïque des Kungey Alatoos chevauche le bassin d'Issyk-Kul vers le sud.

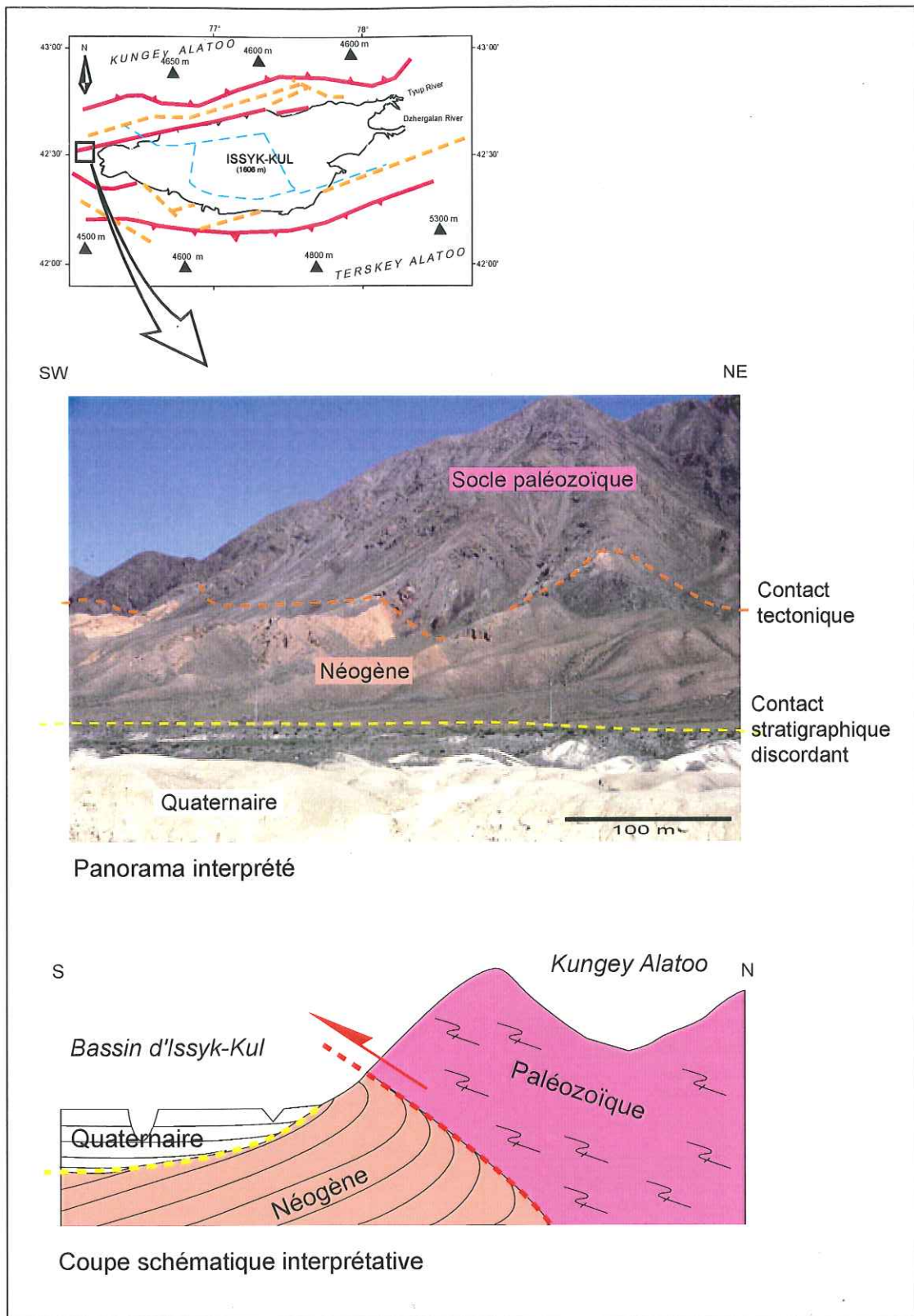


Figure IV-10 : Relations stratigraphiques et structurales entre les principales unités lithologiques du bassin d'Issyk-Kul, au nord-est de Ryback'ye (Balykchy)(d'après Abdrackmatov, com. pers.).

Les dépôts lacustres quaternaires reposent en discordance sur les dépôts lacustres et colluviaux néogènes. Le socle paléozoïque des Kungey Alatau chevauche le bassin d'Issyk-Kul vers le sud.

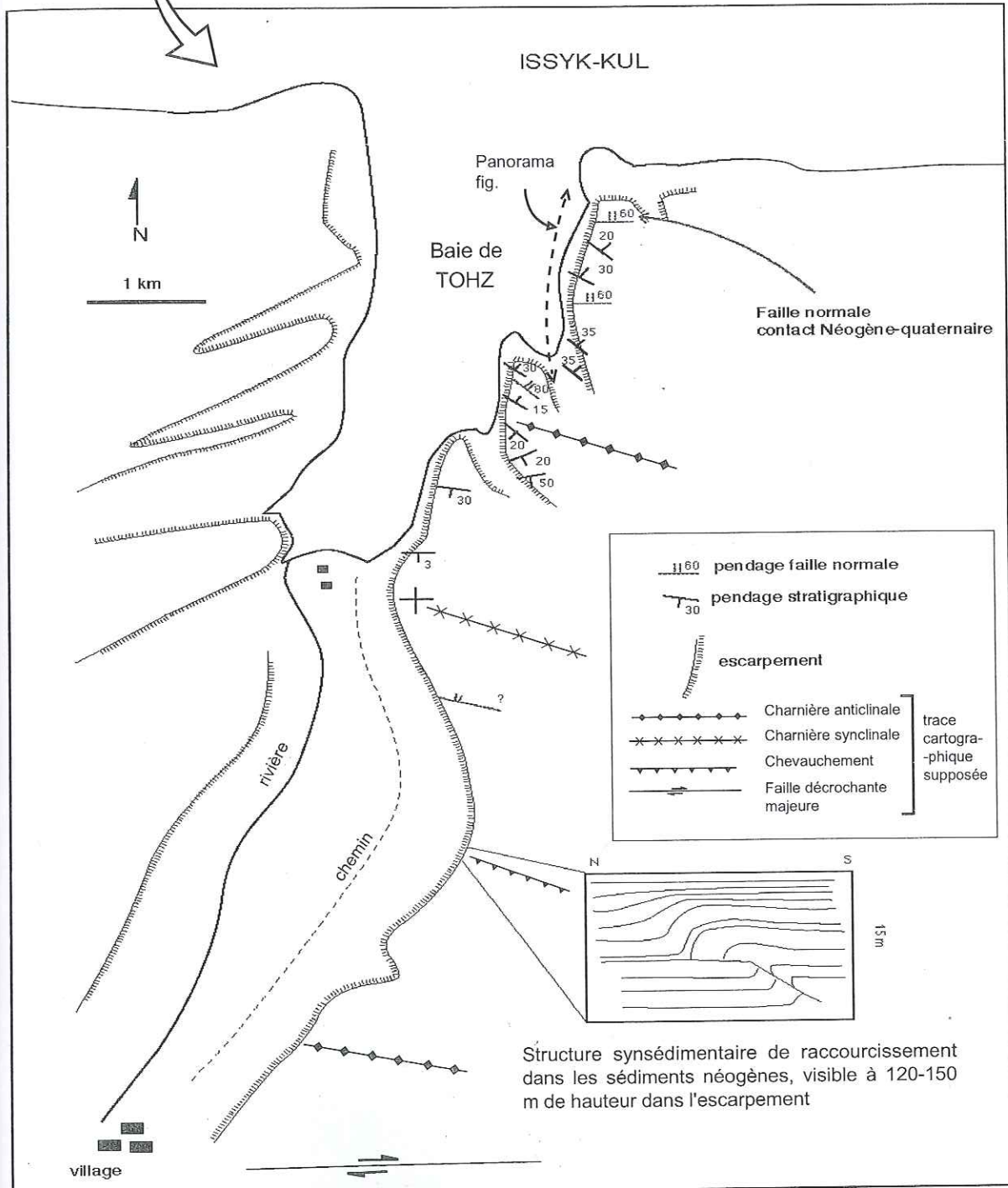
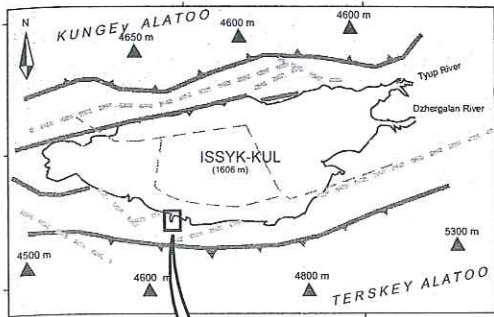
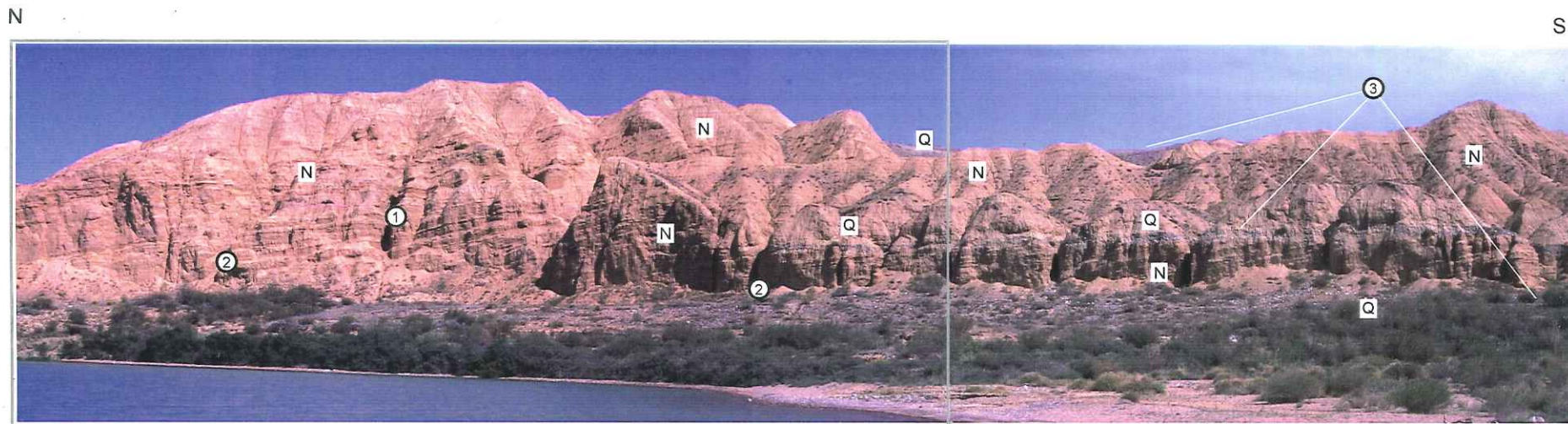
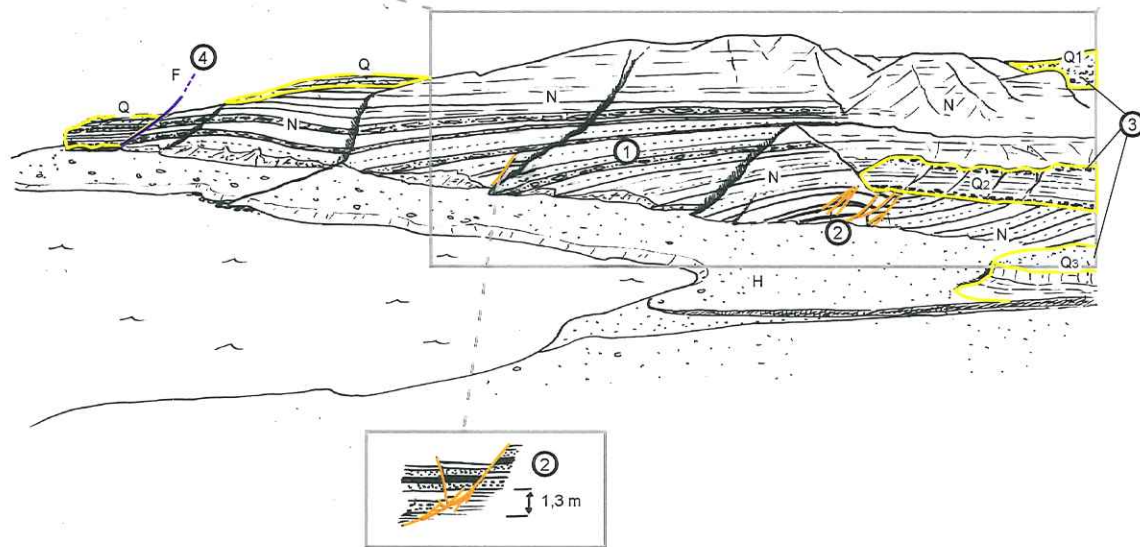


Figure IV-11 : Schéma structural de la partie orientale de la Baie de TOHZ à l'ouest de Kadzhi-Say. Les sédiments néogènes présentent des déformations synsédimentaires, par faille, normales à la base de la série, par plis-chevauchants dans la partie supérieure. L'ensemble présente des structures plicatives kilométriques, dissymétriques à vergence sud. Une zone cisailante décrochante majeure a été observée au sud-est du village.





Panorama de la partie orientale de la Baie de TOHZ, à l'ouest de Kadzhi-Say



- ① La sédimentation néogène est ici de type lacustre prodeltaïque. Les alternances plus grossières deviennent dominante vers le haut de la série, disposée en éventail.
- ② Cette sédimentation se met en place avec une tectonique distensive synsédimentaire, à la base de la série. des déformations par raccourcissement apparaissent dans le haut de la série néogène (voir Fig.IV-11)
- ③ La sédimentation fluvio-lacustre quaternaire se met en place en discordance sur les dépôts néogènes. Au cours du Quaternaire, les dépôts néogènes sont incisés, et les dépôts quaternaires se disposent en terrasses étagées, au fur et a mesure de l'incision suite à la surrection des dépôts néogènes, par rapport au niveau du lac.
- ④ Ces dépôts quaternaires se présentent parfois en contact avec le néogène par des failles, indiquant une poursuite de la tectonique active.

Figure IV-12 : Relations stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts lacustres néogènes et quaternaires du Lac Issyk-Kul (rivage sud), Baie de TOHZ, à l'ouest de Kadzhi-Say.

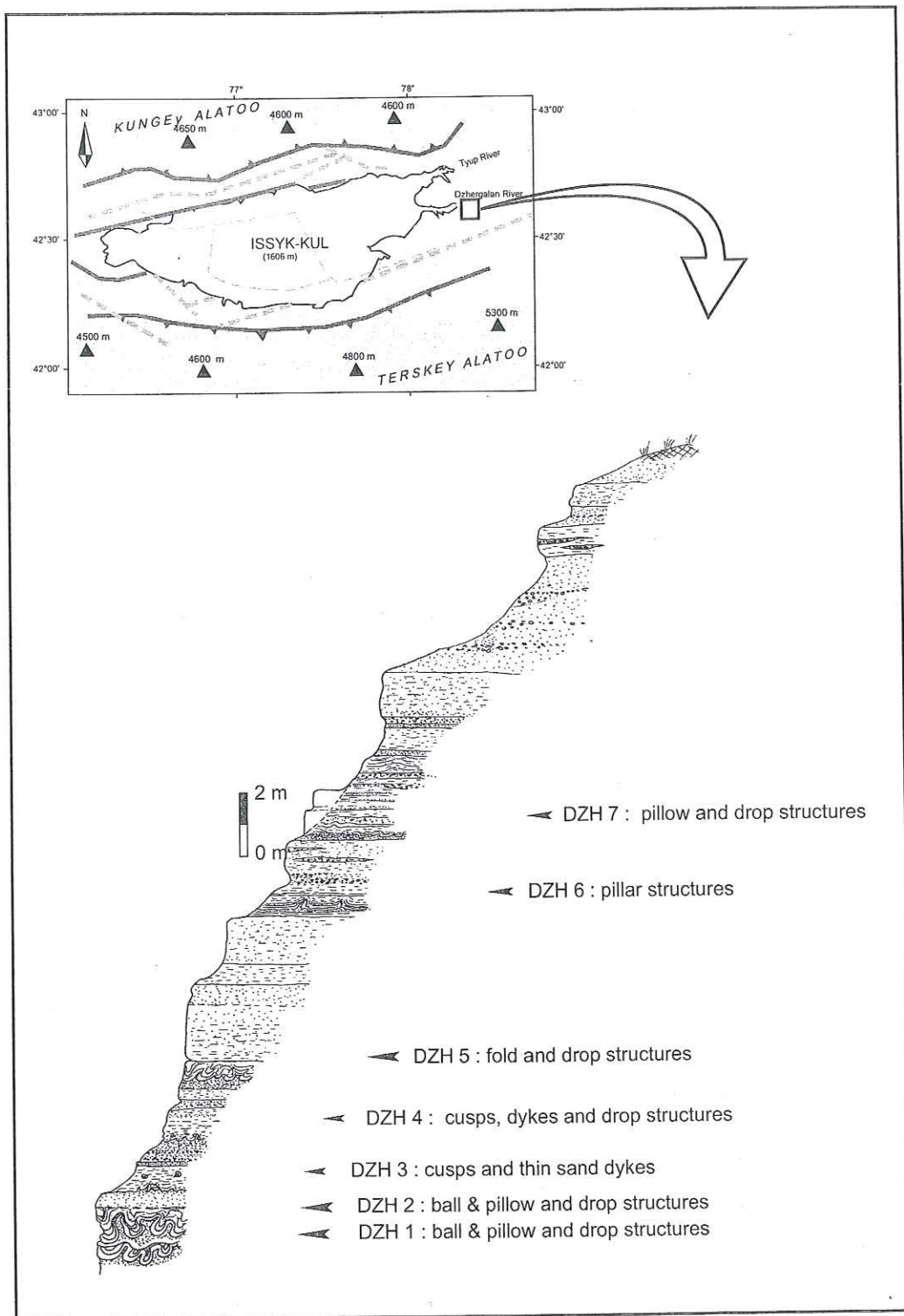


Figure IV-13 : Log stratigraphique d'une partie de la série lacustre quaternaire à l'affleurement dans le canyon de la rivière Dzhergalan, au Nord de Karakol. Sept niveaux perturbés ont été observés et étudiés (voir texte).

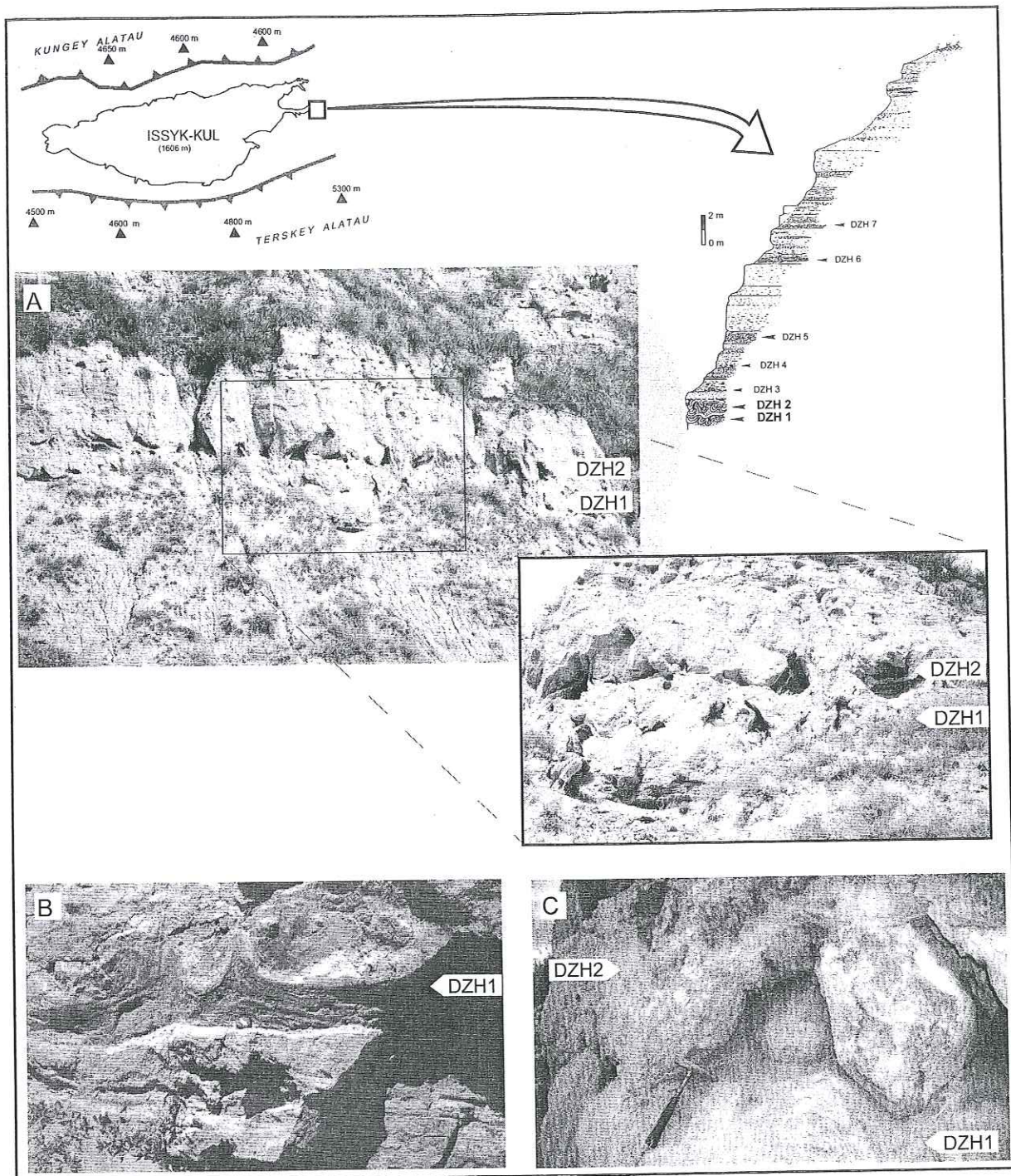


Figure IV-14 : Détails des niveaux perturbés DZH1 et DZH2 à la base de la série observée dans le canyon de la rivière Dzhergalan (voir Fig.IV-13).

A : Ces deux principaux niveaux affectent la série sur plus d'un mètre de hauteur ; de ce fait, facilement repérables, ils ont pu être suivit sur plus d'un kilomètre de distance. Sur l'encart de détail, le personnage accroupis à gauche donne l'échelle.

B : En 2D, ils se présentent sous forme de coussins et de lobes argilo-sableux, séparés par des piliers remontés du niveau de sable sous-jacent. Le niveau plus argileux intermédiaire souligne ici l'interpénétration des deux niveaux plus sableux.

C : Observés en 3D, ces niveaux se présentent sous forme de boules et de lobes plus ou moins sphériques.

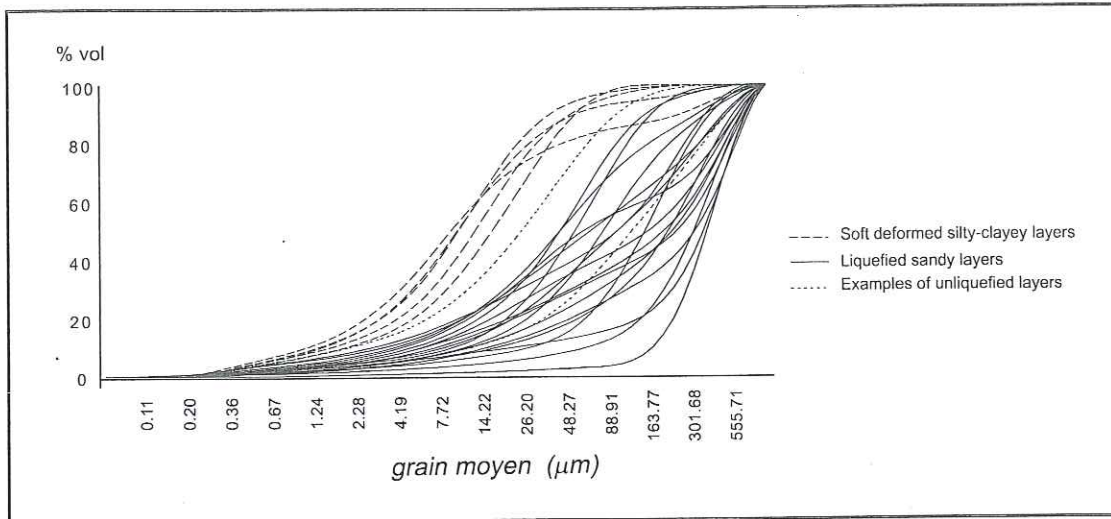


Figure IV-15 : Courbes cumulatives granulométriques des échantillons prélevés sur différents niveaux de l'affleurement de la rivière Dzhergalan.

Les perturbations observées affectent des niveaux sableux et argilo-silteux, dont les caractéristiques granulométriques sont semblables à celle des niveaux non perturbés.

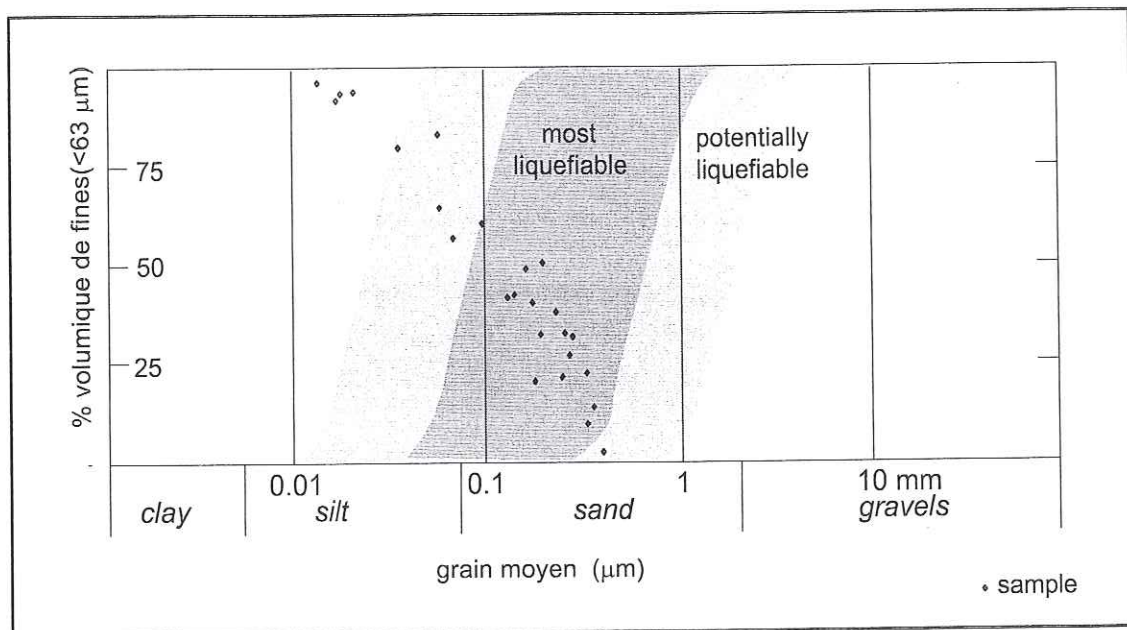
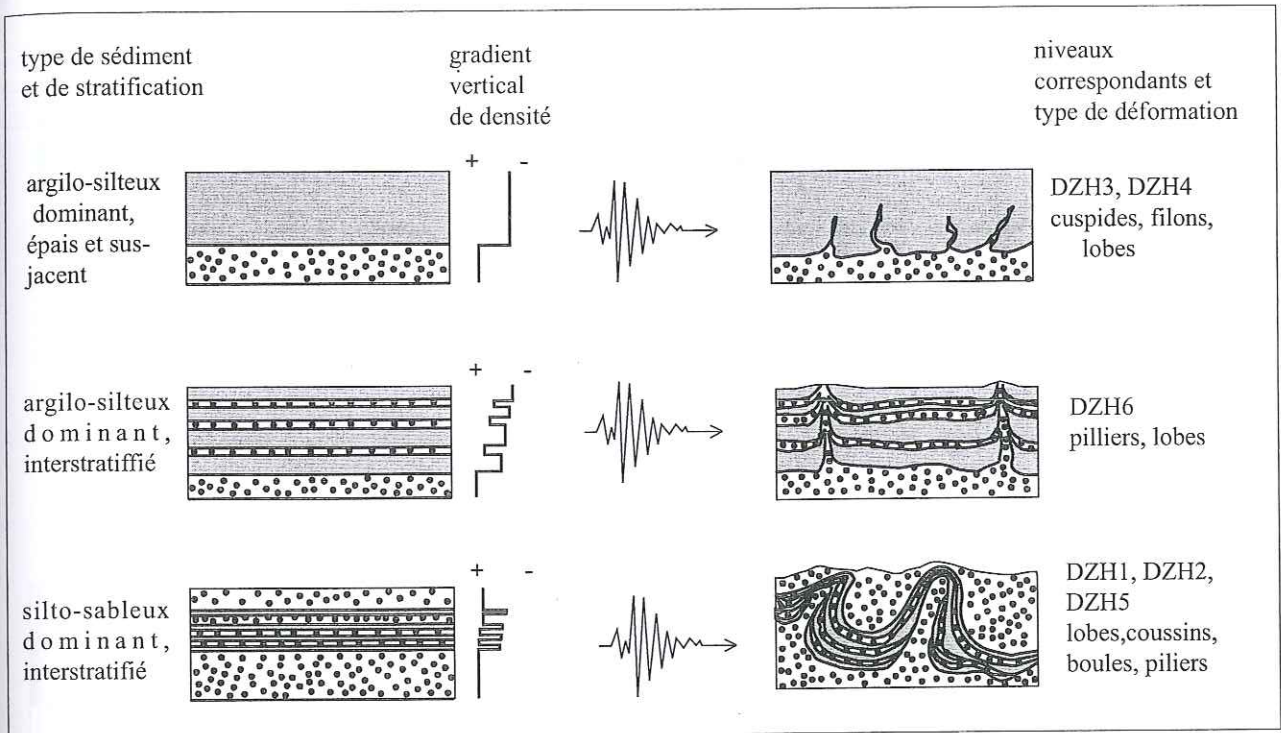


Figure IV-16 : Susceptibilité de liquéfaction des sédiments de l'affleurement de la rivière Dzhergalan, selon les domaines définis par Tsushida & Hayashi (1971).

La plupart des sédiments se situent dans les domaines favorables à la liquéfaction. Quatre échantillons pointent en dehors de ces domaines (les plus fins) ; ils correspondent aux niveaux argileux plissés et étirés entre les lobes de sables liquéfiés.



(d'après Alfaro et al., 1997; modified)

Figure IV-17 : Les différentes structures de déformations souples en fonction des conditions stratigraphiques initiales, à partir des niveaux perturbés observés à l'affleurement de la rivière Dzhergalan ( d'après Alfaro et al. (1997), modifié).

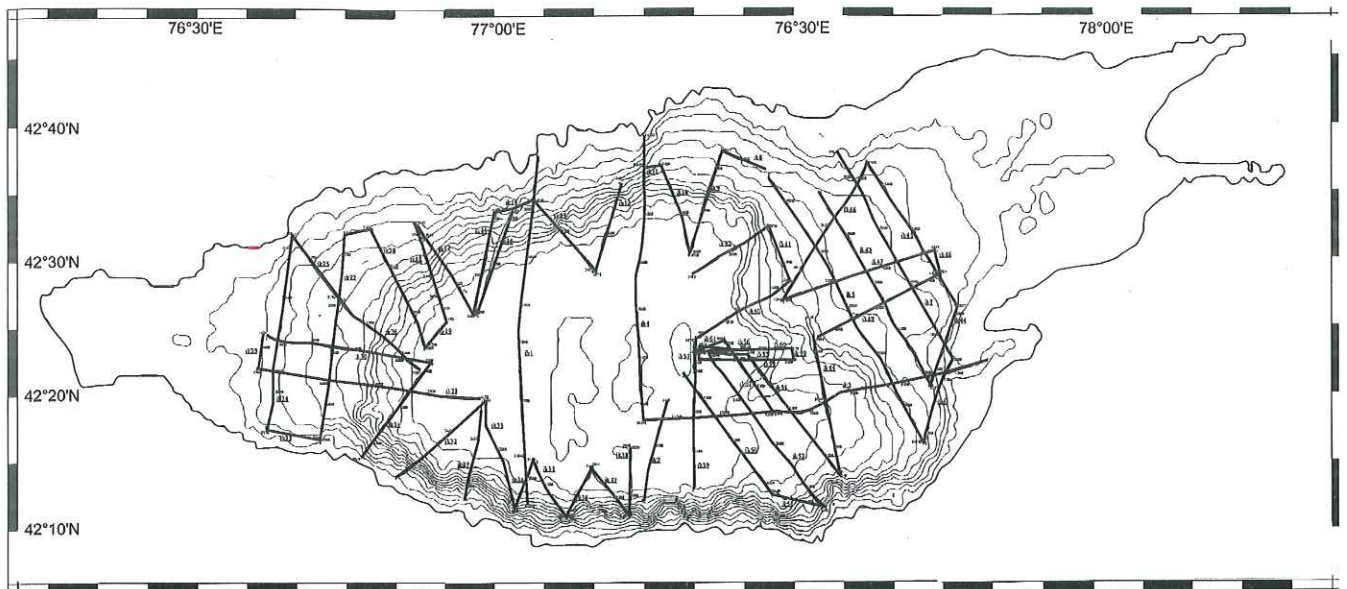


Figure IV-18 : Réseau de profils sismiques de haute résolution réalisés sur le Lac Issyk-Kul durant la campagne de 1997. Les 62 profils acquis totalisent une longueur de 990km.

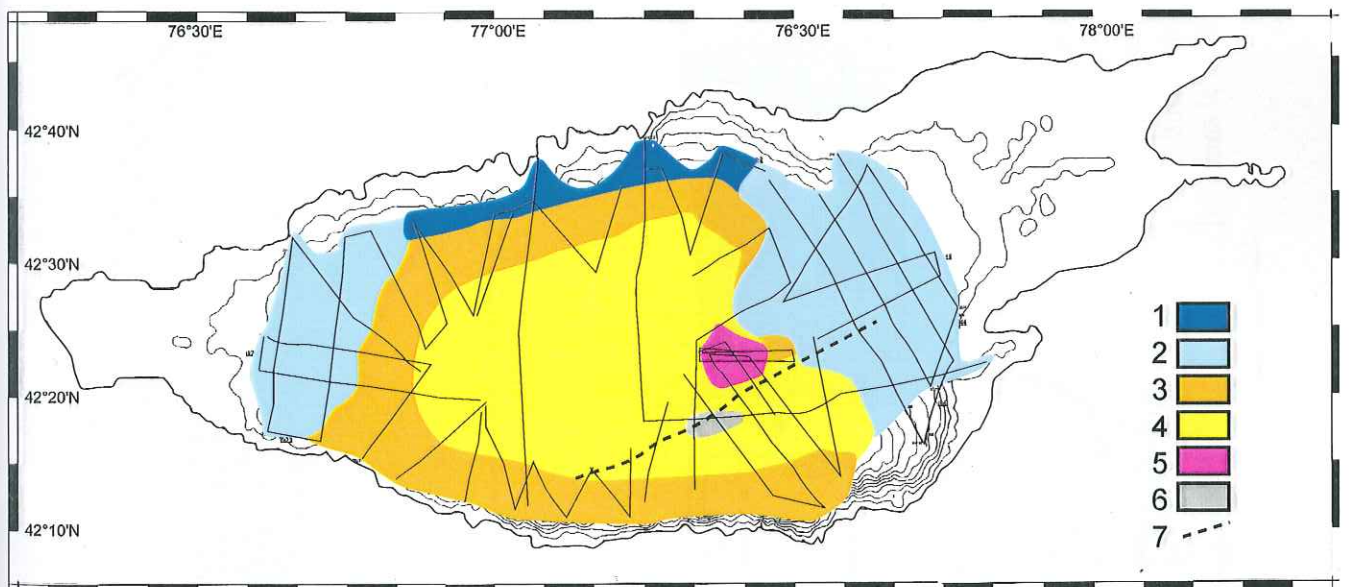


Figure IV-19 : Carte des principaux environnements sédimentaires interprétés à partir des données sismiques : 1- dépôts d'épandages fluvio-glacio-lacustres 2 - aires d'extensions de deltas 3 - dépôts chaotiques de pentes 4 - sédimentation hémipélagique et turbiditique profonde 5 - aire de nombreuses coulées de débris 6 - aire de dunes hydrauliques 7- axe anticlinal. (d'après Imbo *et al.*, 1999, modifié)

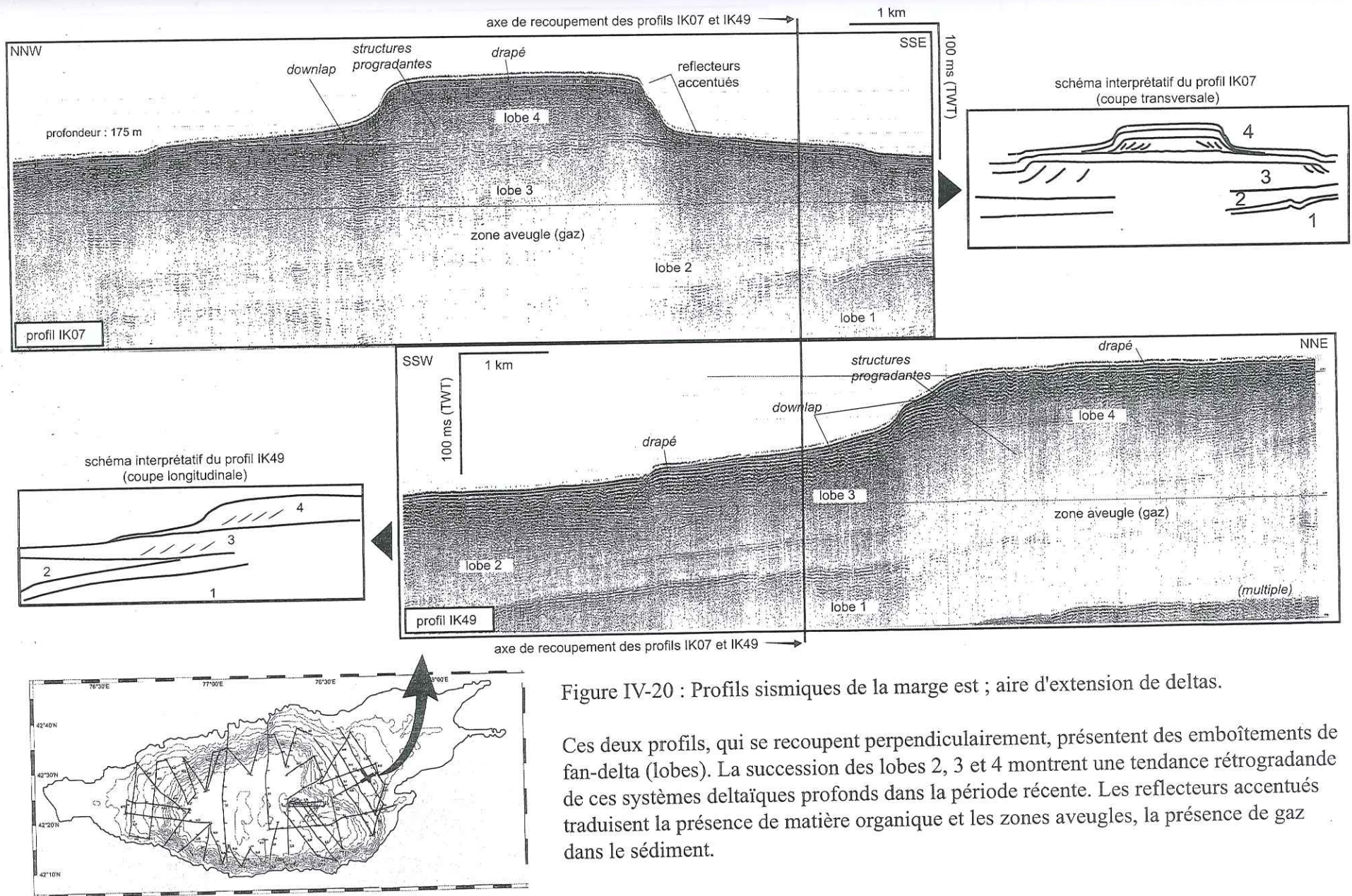


Figure IV-20 : Profils sismiques de la marge est ; aire d'extension de deltas.

Ces deux profils, qui se recoupent perpendiculairement, présentent des emboîtements de fan-delta (lobes). La succession des lobes 2, 3 et 4 montrent une tendance rétrogradante de ces systèmes deltaïques profonds dans la période récente. Les reflecteurs accentués traduisent la présence de matière organique et les zones aveugles, la présence de gaz dans le sédiment.

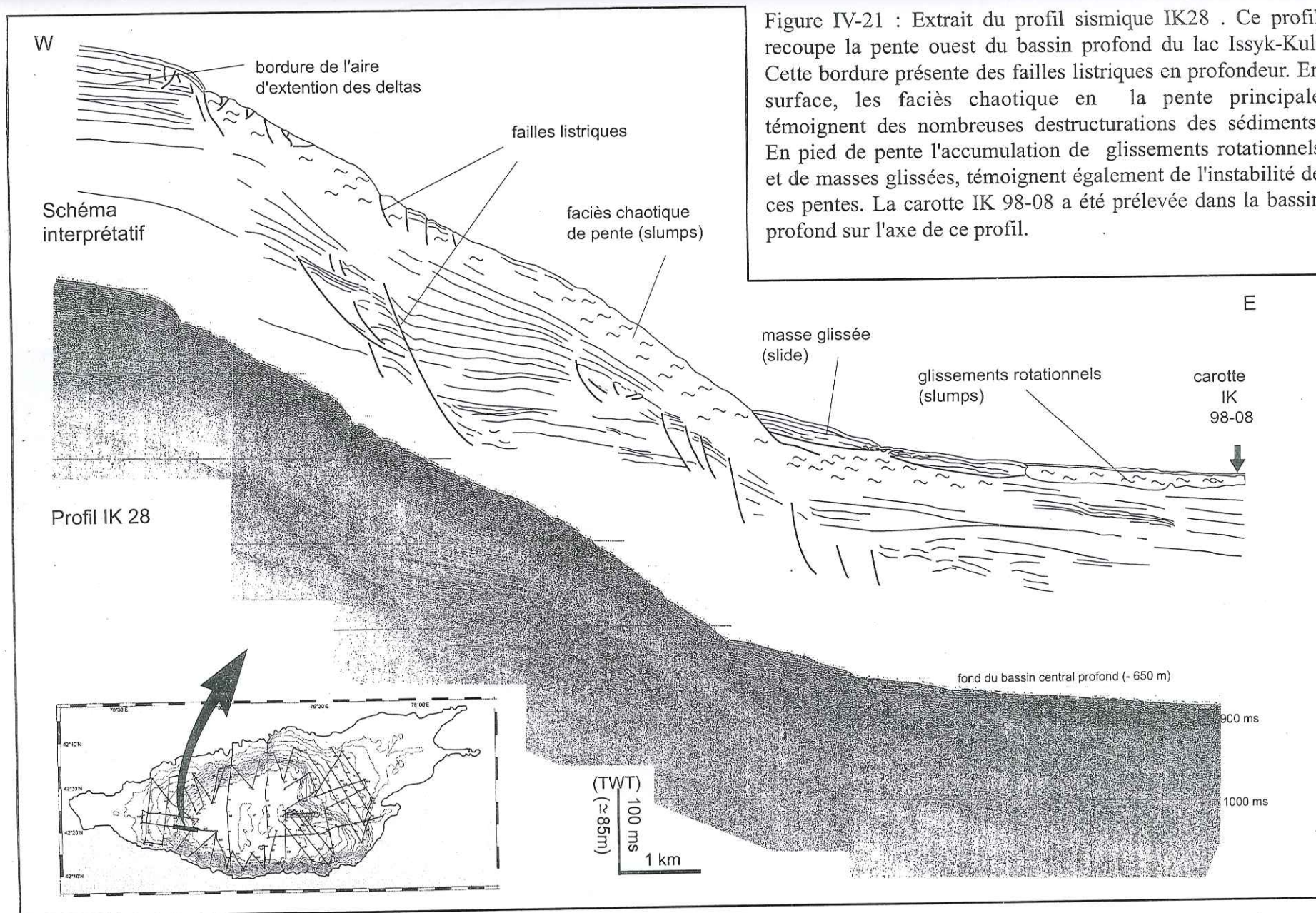


Figure IV-21 : Extrait du profil sismique IK28 . Ce profil recoupe la pente ouest du bassin profond du lac Issyk-Kul. Cette bordure présente des failles listriques en profondeur. En surface, les faciès chaotique en la pente principale témoignent des nombreuses destructurations des sédiments. En pied de pente l'accumulation de glissements rotationnels et de masses glissées, témoignent également de l'instabilité de ces pentes. La carotte IK 98-08 a été prélevée dans le bassin profond sur l'axe de ce profil.



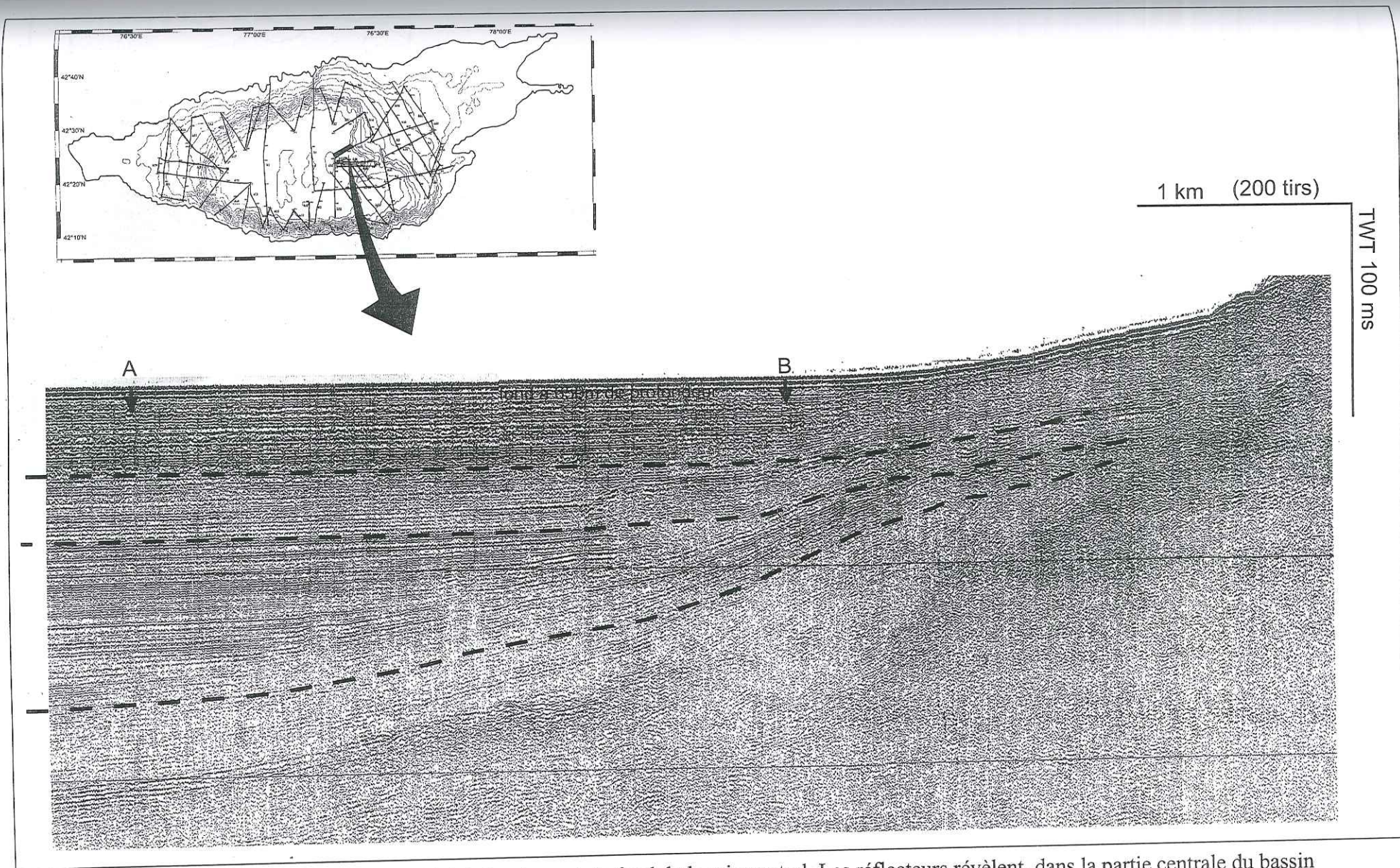
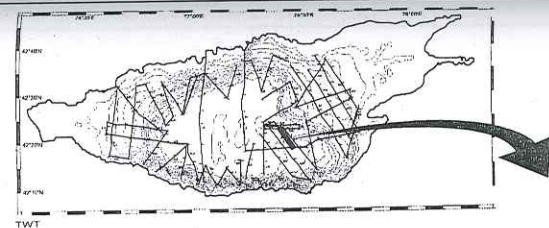


Figure IV-22 : Extrait du profil sismique Issy40, à la bordure est du fond du bassin central. Les réflecteurs révèlent, dans la partie centrale du bassin profond, une stratification horizontale et régulière (A), qui évolue en biseau vers les bordures (B) (les lignes en tireté soulignent la divergence des réflecteurs du bord vers le centre du bassin). Ceci traduit une sédimentation constituée d'apports hémipélagiques et turbiditiques.



Profil sismique IK62  
(longueur : 12 km)

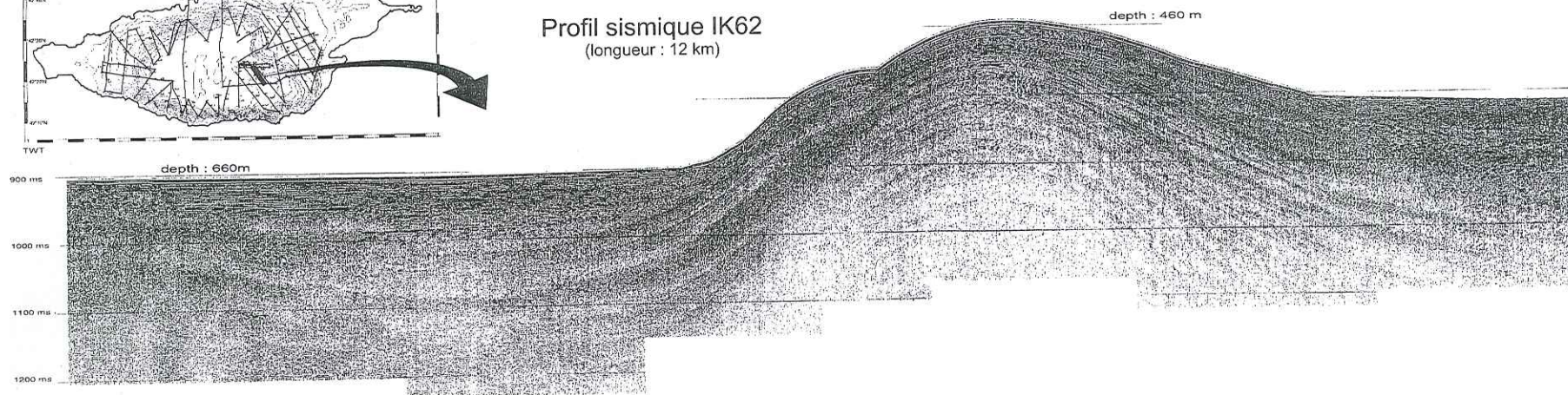


Schéma interprétatif du profil IK62

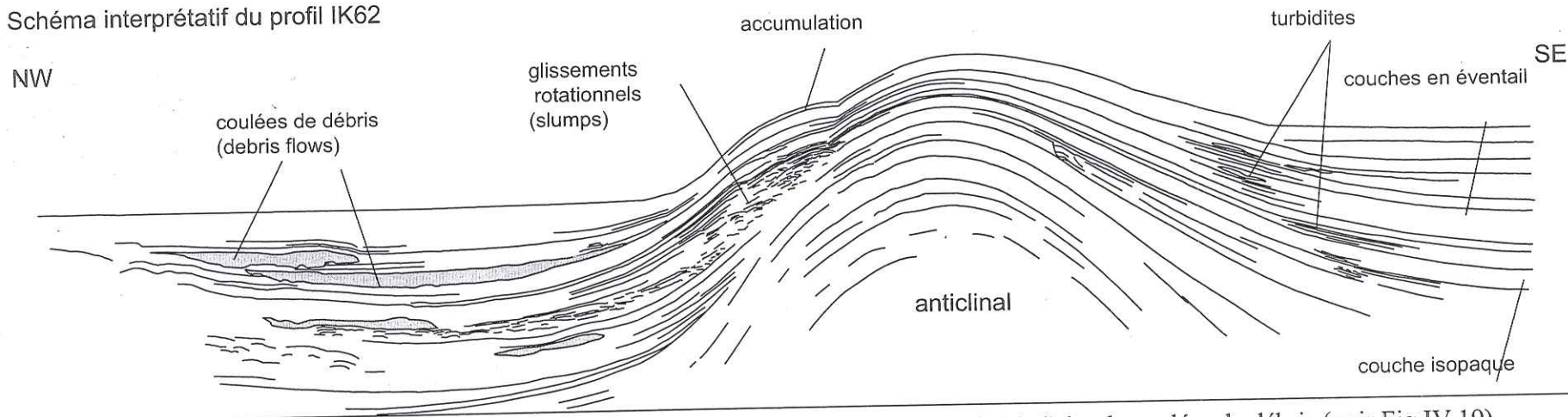


Figure IV-23 : Extrait du profil sismique IK62. Ce profil recoupe la ride, anticlinal à proximité de l'aire de coulées de débris (voir Fig.IV-19). Les coulées de débris sont identifiables par la relative absence de réflecteurs continus et denses, mais aussi par une base érosive. L'anticlinal est affecté par une importante épaisseur de glissements rotationnels qui se suivent le long de l'anticlinal sur plusieurs profils (IK39, IK50, IK52, IK54, IK58). Dans la continuité de la zone des dunes hydrauliques (Fig.IV-19), la partie supérieure du flanc ouest de l'anticlinal présente une zone d'accumulation où les couches s'épaississent localement. La plupart des couches évoluent en éventail du dos de l'anticlinal vers le bassin ; en pied de pente, de nombreuses turbidites, marquées par des réflecteurs plus intenses, s'accumulent. Quelques couches dépourvues de telles turbidites, sont isopaques le long de l'anticlinal. L'interprétation de ces observations est donnée à la figure IV-25 et dans le texte.

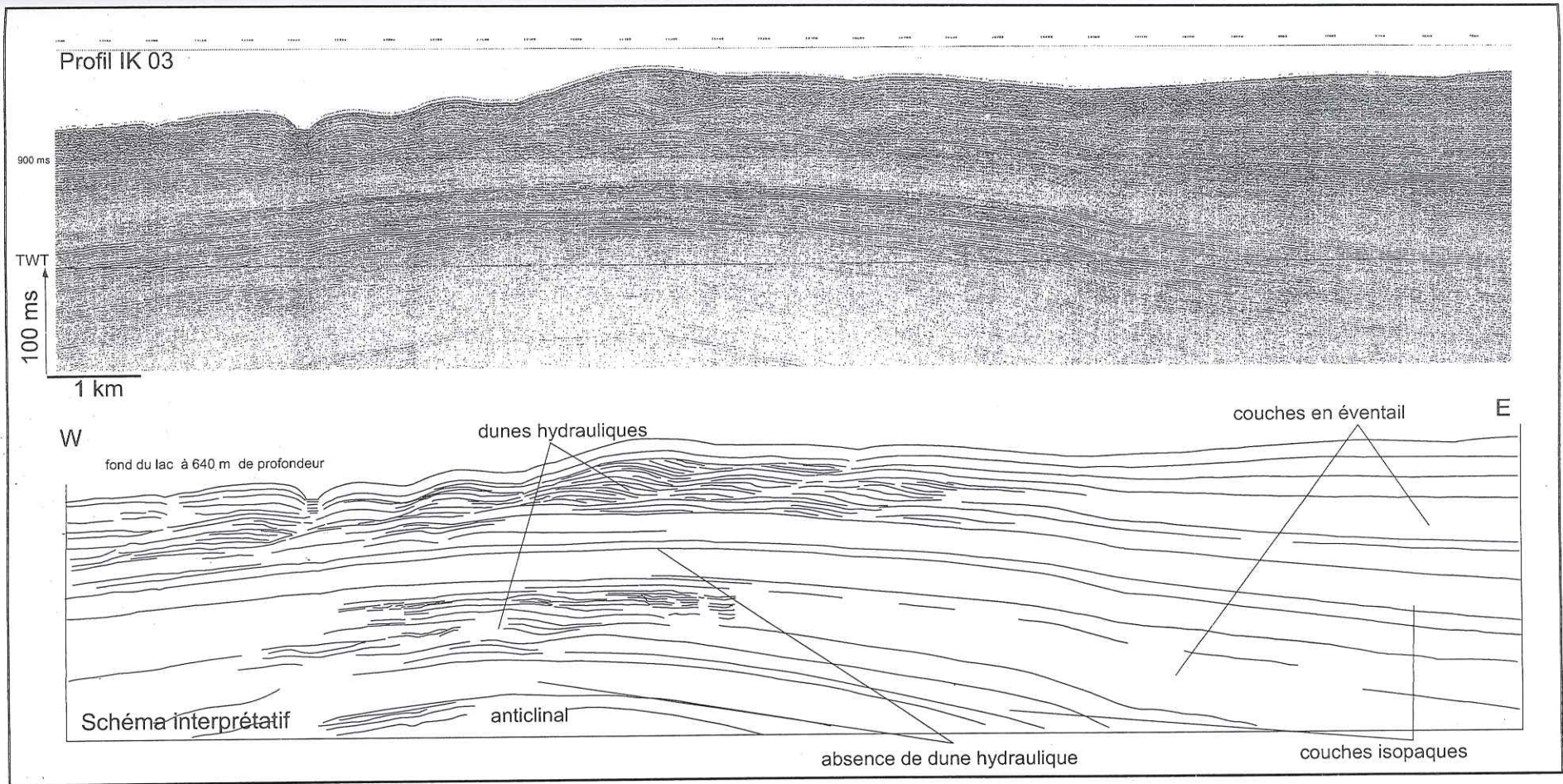
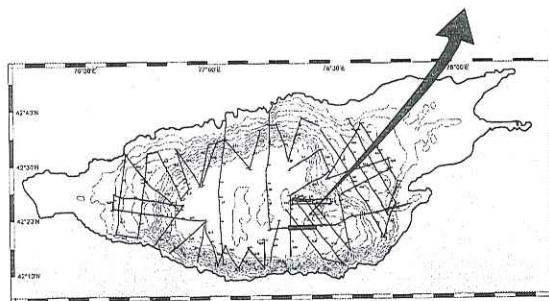


Figure IV-24 : Extrait du profil sismique IK 03.

Ce profil recoupe la ride en long transversalement. Il révèle la présence de structures progradante de courant de fond, probablement équivalentes à des dunes hydrauliques, de 800 m à plus d'un kilomètre de longueur, pour une amplitude de plus de 30 m. Ces structures sédimentaires ne se développent que sur la partie sommitale de la ride anticlinale, à son émergence topographique du fond du lac. Elles témoignent d'une modification des courants profonds dans cette partie localisée du bassin, et peuvent être assimilées de ce fait à des contourites. En profondeur, certaines couches ne présentent pas de dunes hydrauliques, elles se développent latéralement de façon isopaque contrairement aux couches à dunes hydrauliques qui se développent en éventail.



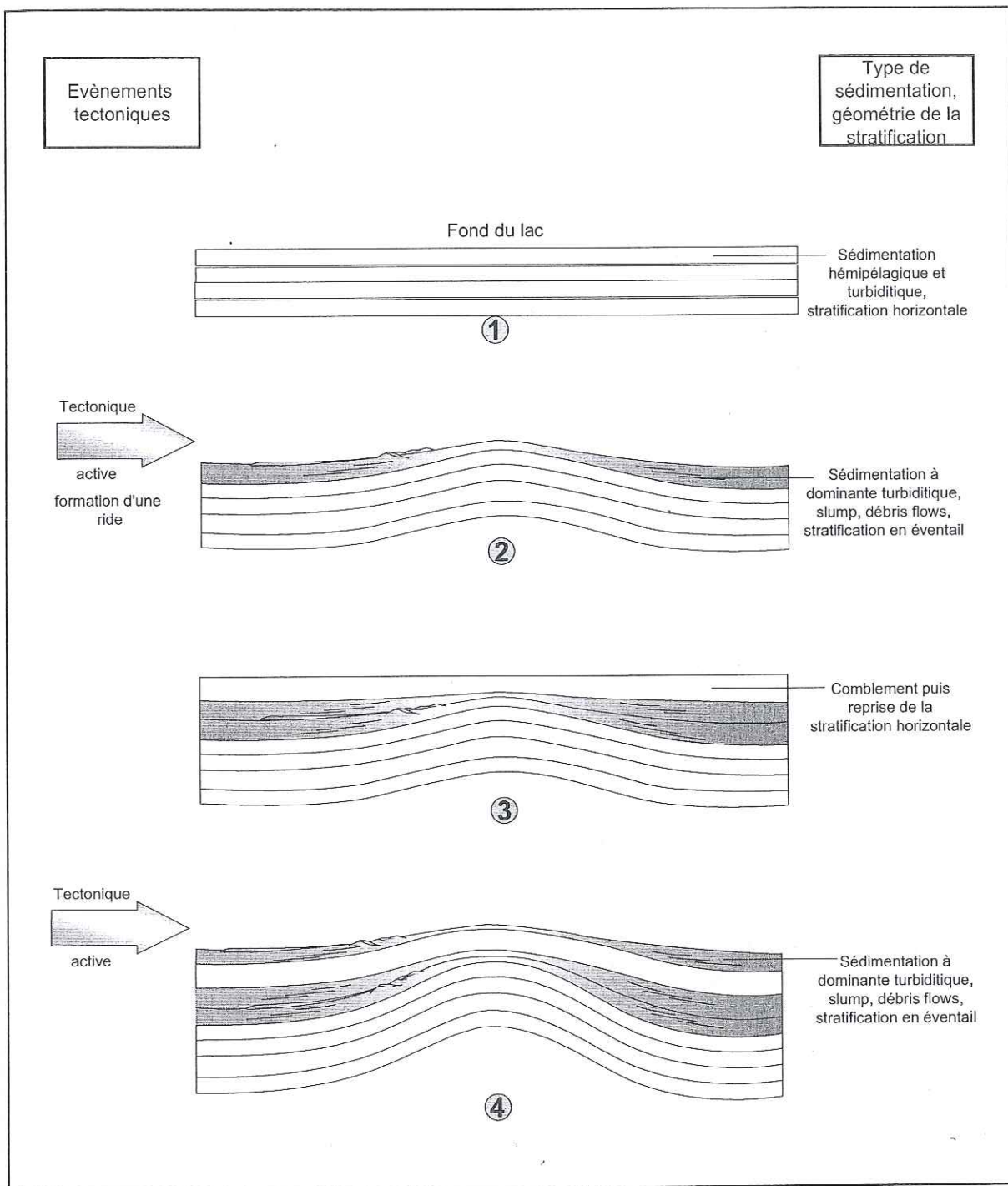


Figure IV-25 : Modèle interprétatif des relations entre la tectonique et la sédimentation au niveau de "la ride", dans le bassin central profond du Lac Issyk-Kul (à partir des données de sismique réflexion à haute résolution).

(Les numéros correspondent à quatre stades successifs dans le temps). En période d'activité tectonique et de soulèvement de l'anticlinal, la sédimentation devient plus turbiditique et forme des couches en éventail. En absence de tectonique et de création de relief, elle redevient en partie hémipélagique et forme un drapé isopaque.

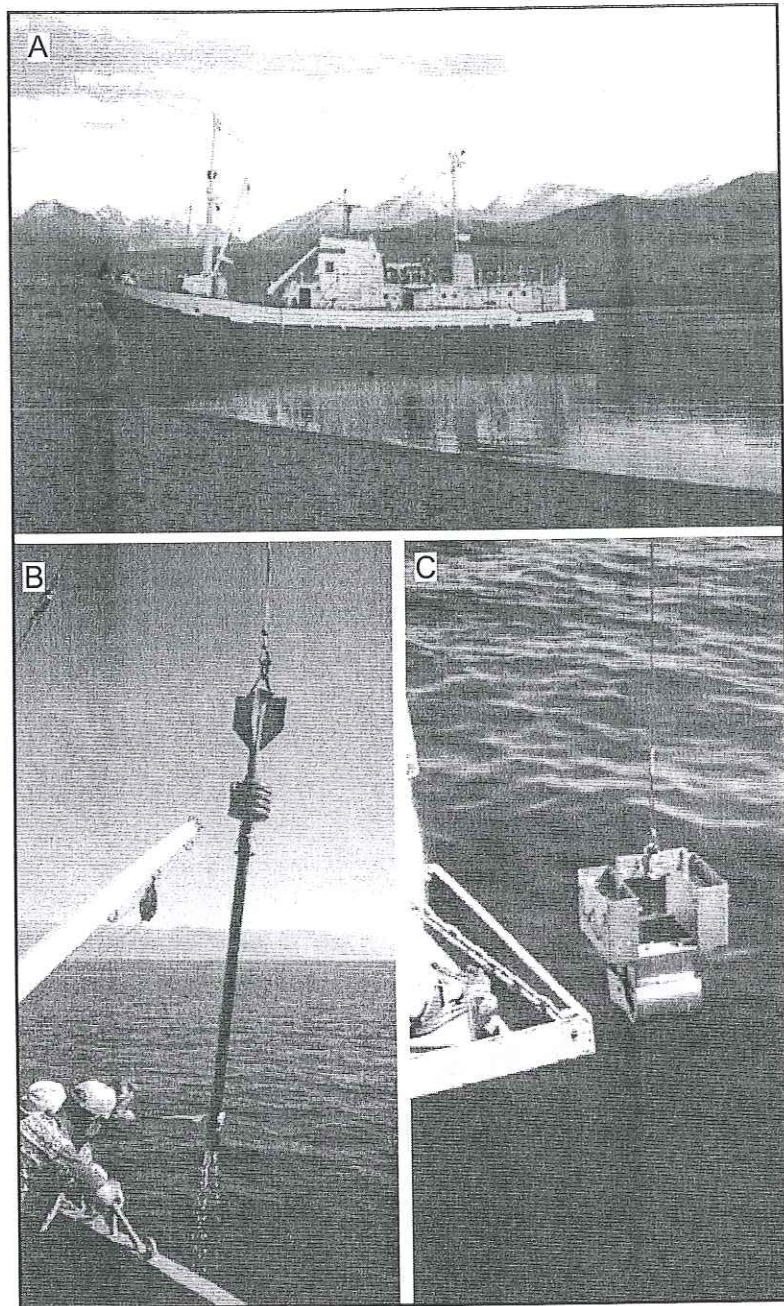


Figure IV-26 : Matériel de carottage mis en oeuvre lors de la campagne de 1998.

A : Les prélèvements de sédiments ont été réalisés à bord du navire limnologique "le Moltur", basé à Sholpon-Ata. Il fut équipé d'un treuil puissant et d'un câble conducteur long de 800 m, spécifiquement pour cette mission.

B : Un carottier type "BENTHOS" a permis de prélever une trentaine carottes de sédiments de 1 à 2m.

C : Un benne de type "ECKMAN" permettait d'échantillonner la "mud-line" sans perturbation éventuelle.

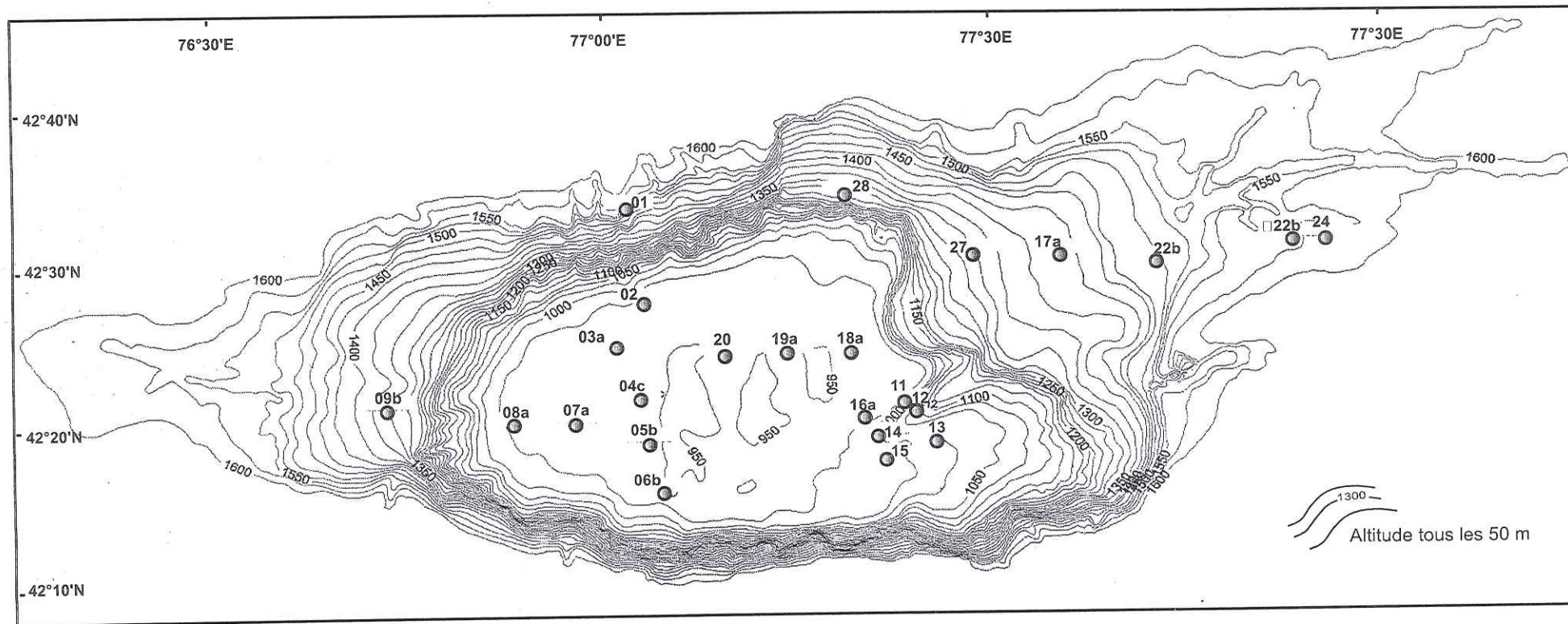


Figure IV-27 : Localisation des sites de carottage dans le fond du Lac Issyk-Kul lors de la mission de 1998.

Les courbes de niveau représentent l'altitude et sont espacées de 50m.

● 20 : Site de carottage ( chaque numéro comporte IK98 en préfixe : IK98-20)

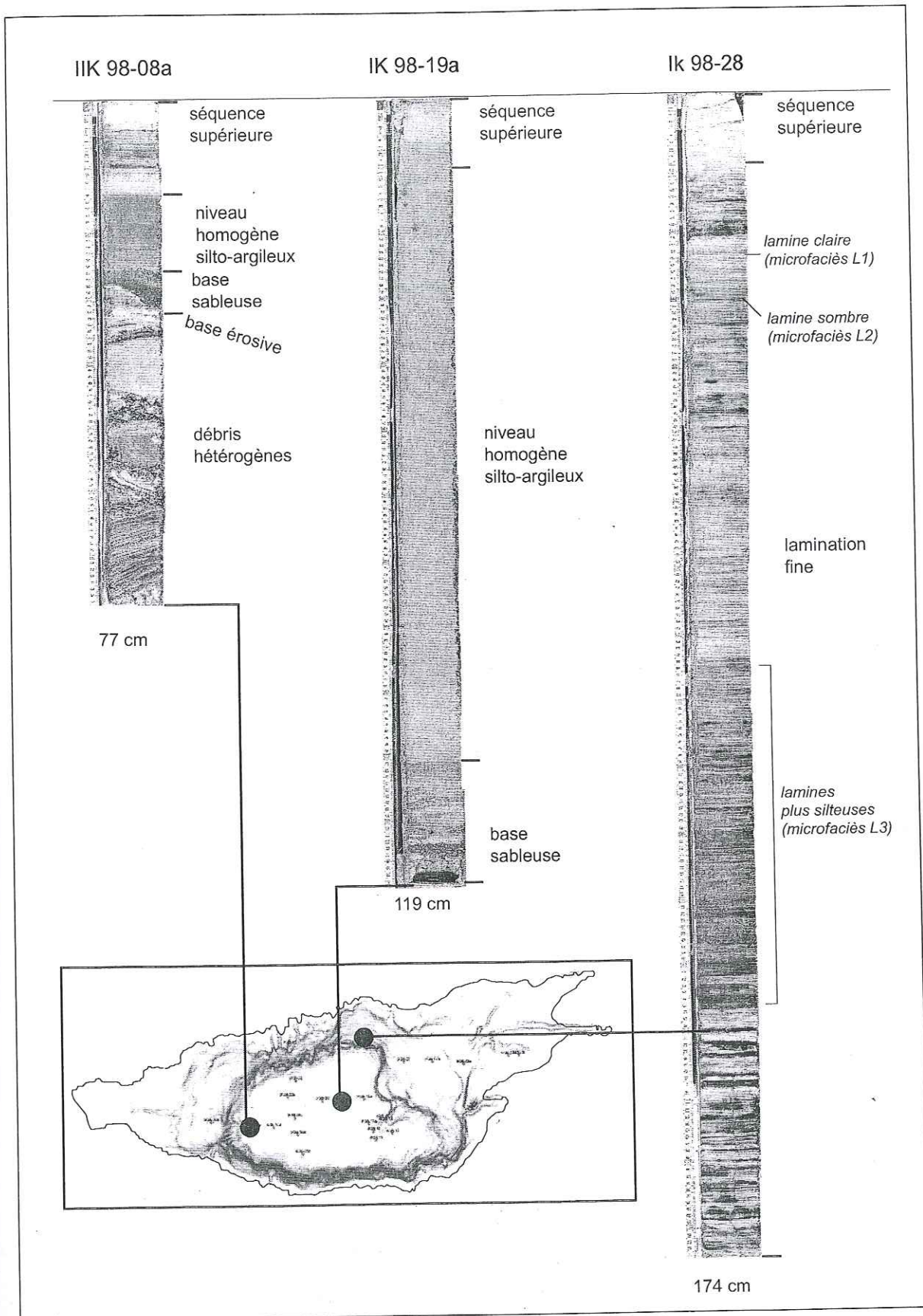
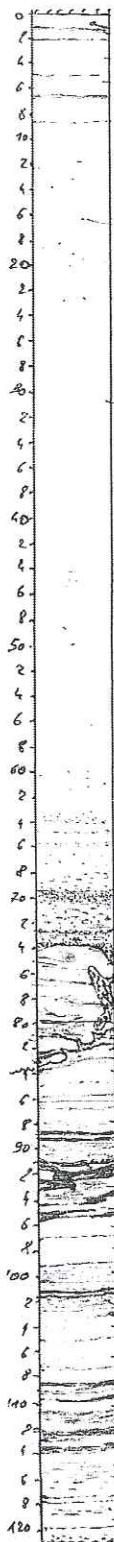


Figure IV-28 : Principaux faciès lithologiques observés dans les carottes relevées (voir texte).

IK98-03a



séquence laminée supérieure

niveau homogène

base sableuse

surface d'érosion

sable (injecté ?)

faciès laminé

sable (injecté ?)

faciès laminé

sable et galets-mous

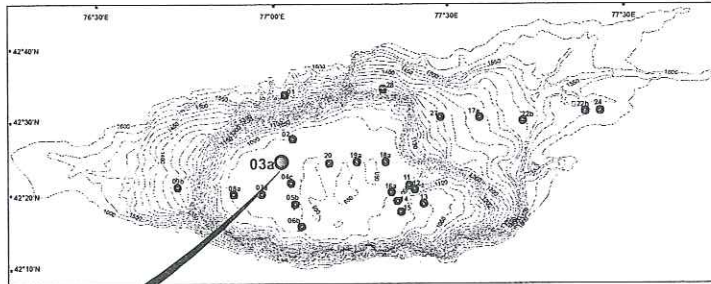


Figure IV-29 : Description lithologique de la carotte IK98-03a

Cette carotte présente la séquence la plus complète du bassin central profond. Elle présente en plus du niveau homogène et de sa base sableuse, des faciès laminés en dessous, témoignant que les niveaux homogènes et sableux ne sont pas les seuls types de dépôts dans le bassin profond, mais correspondraient à un évènement sédimentaire particulier.



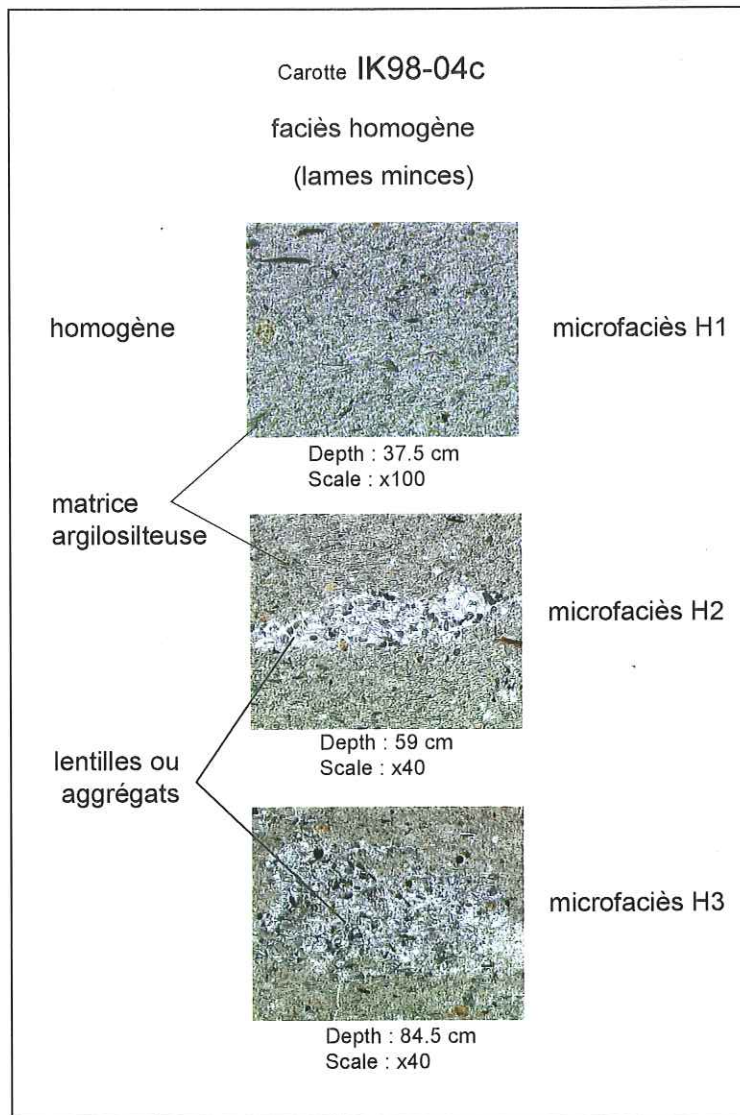


Figure IV-30 : Photos de lames minces imprégnées réalisées dans le niveau homogène de la carotte IK98-04c.

Ce faciès semble macroscopiquement homogène, mais observé au microscope, il révèle trois microfaciès, H1 H2 et H3. Les deux derniers se caractérisent par la présence de lentilles ou agrégats silteux millimétriques, dispersés vers la partie inférieure du faciès homogène.

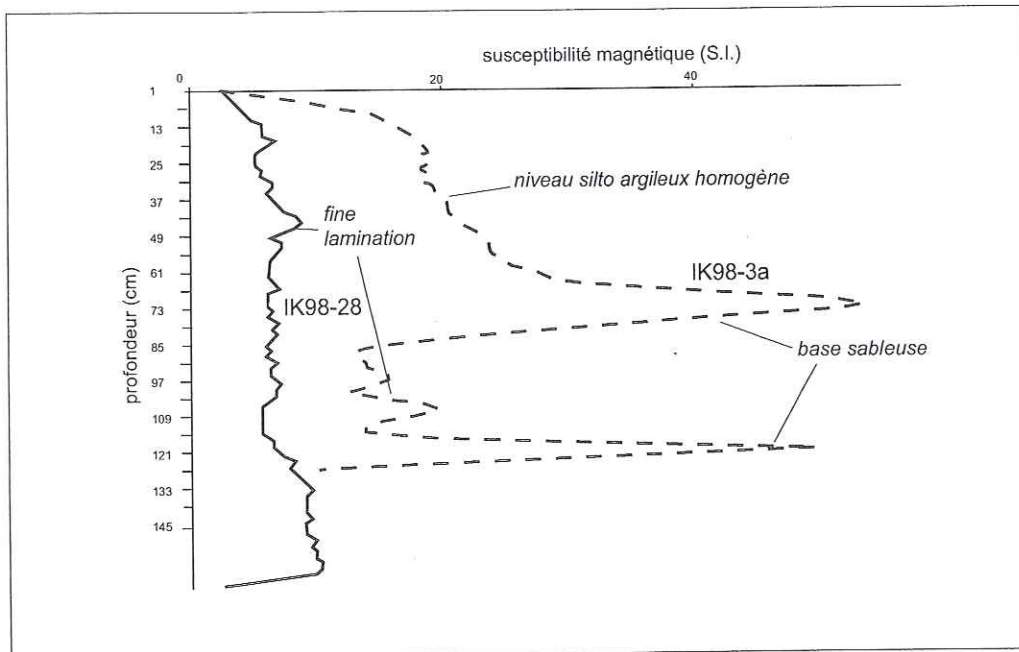


Figure IV-31 : Comparaison des profils magnétiques d'une carotte du bassin central profond (IK98-03a) et d'une carotte de la marge Est (IK98-28). Les carottes de la marge Est présentent des variations de moindre amplitude que celles du bassin profond. Cette différence est liée à la teneur des sédiments en particules plus grossières et terrigéniques, riches en minéraux magnétiques.

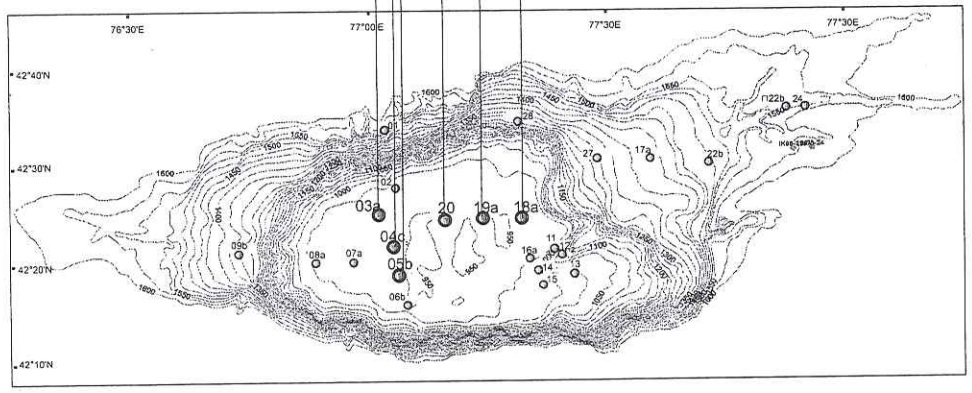
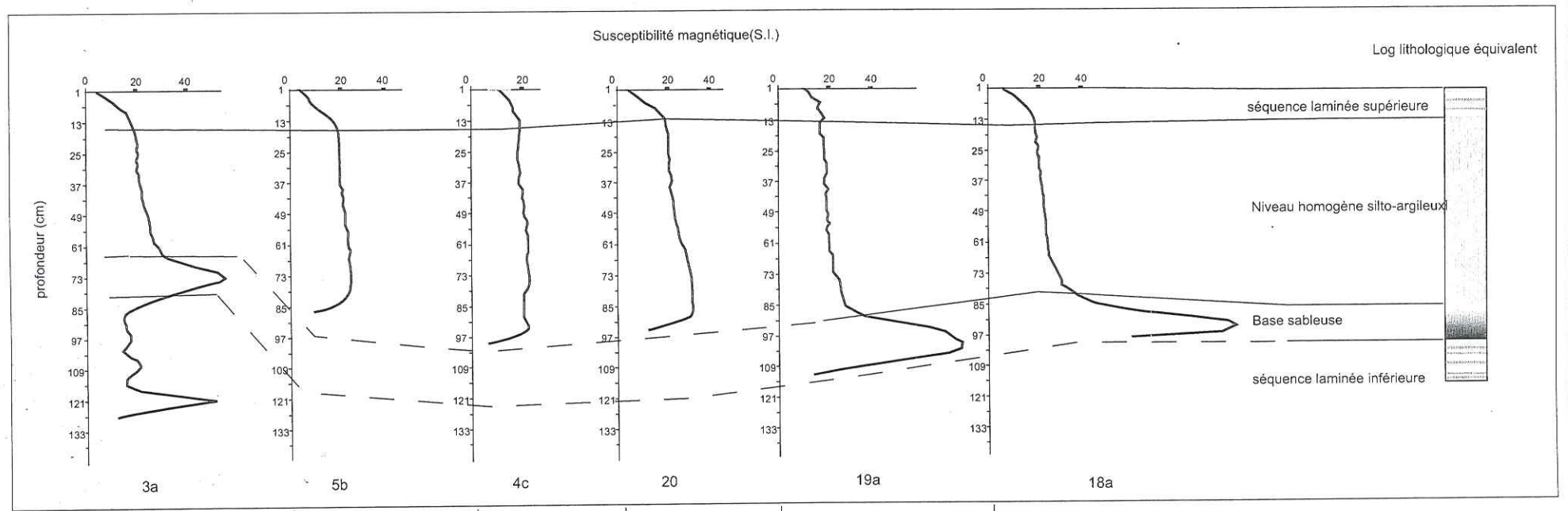


Figure IV-32 : Corrélation des profils de susceptibilité magnétique des carottes du bassin central profond ( IK98-3a/4c/5b/18a/19a/20)

A la base du niveau homogène, le niveau sableux se repère aisément au pic de susceptibilité qu'il entraîne sur les profils. Lors du carottage, les longues carottes se sont souvent rompue au niveau de cette base sableuse plus perméable et moins cohésive. La carotte 3a présentent une séquence laminée inférieure au niveau homogène et à sa base sableuse. Ces corrélations montrent que le niveau homogène s'étend sur la plus grande partie du bassin central profond.

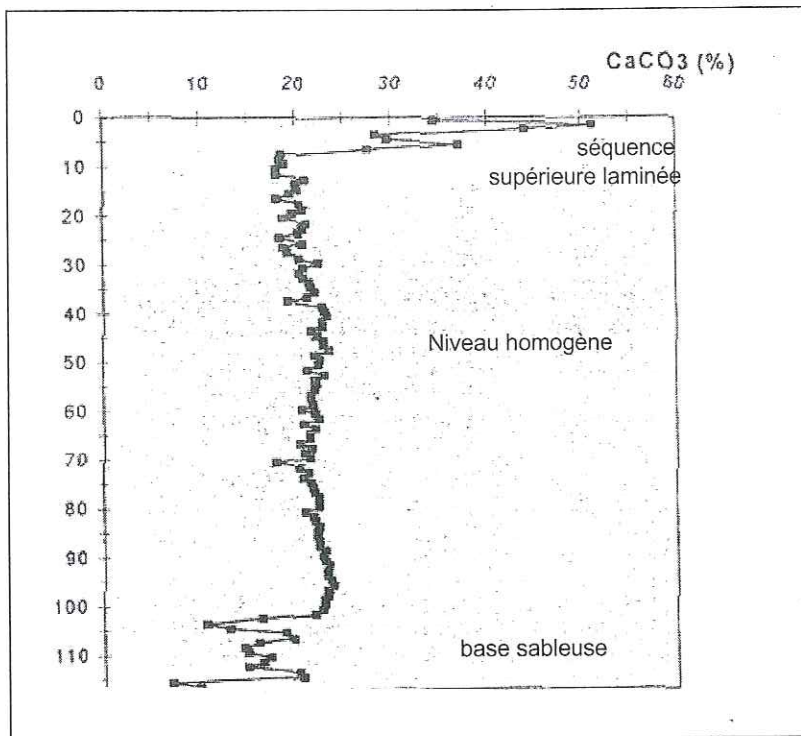


Figure IV-33 : Proportions de carbonates dans la carotte IK98-19a. La base sableuse contient moins de carbonate que le niveau homogène. La séquence supérieure par contre présente une nette augmentation de carbonate. (Bouttefroy, 1999)

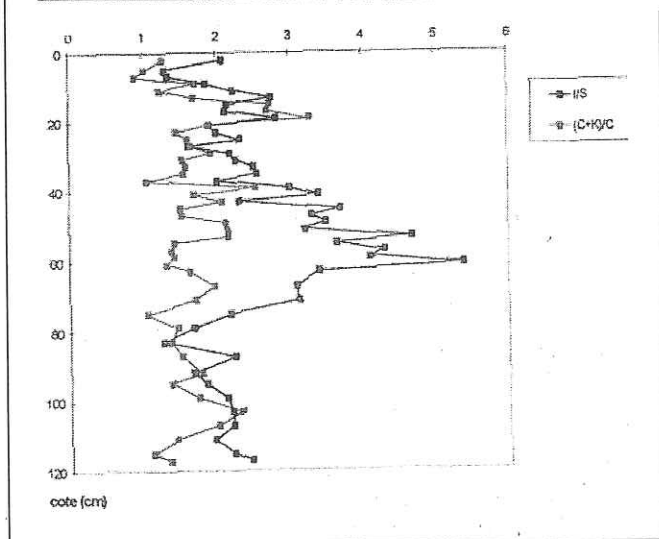
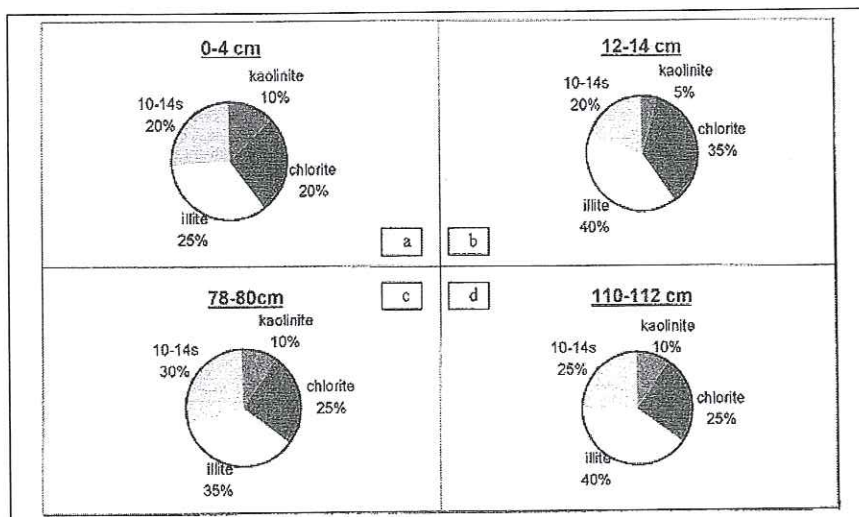


Figure IV-34 : Composition minéralogique en argiles des sédiments de la carotte IK98-19a.

(d'après Bouttefroy, 1999)  
 La composition et les proportions globales ne varient guère sur l'ensemble du dépôt. Par contre le niveau homogène présente une importante variation du rapport de pic I/S.  
 I : illite S : smectite,  
 K : kaolinite  
 (Bouttefroy, 1999)

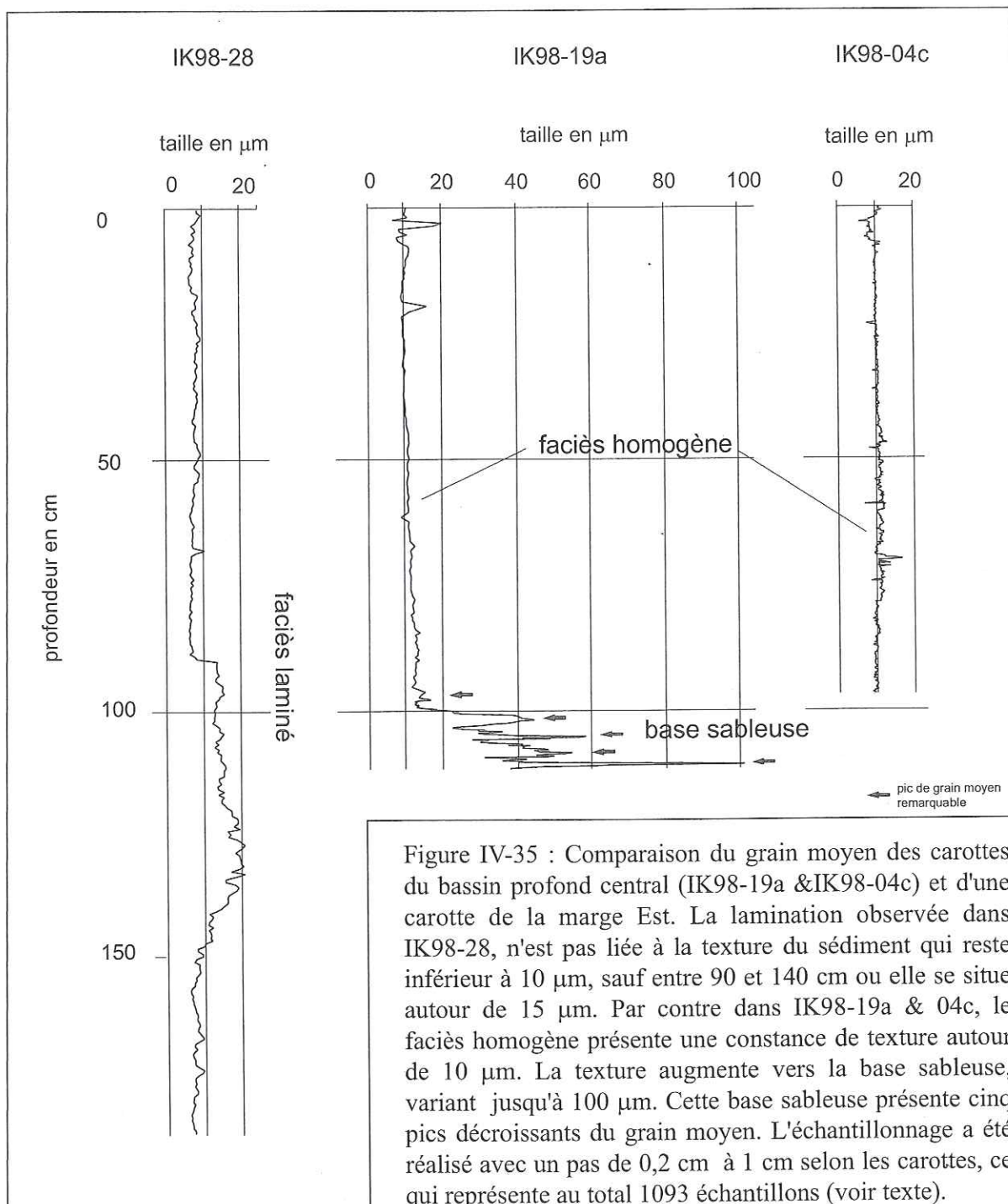


Figure IV-35 : Comparaison du grain moyen des carottes du bassin profond central (IK98-19a & IK98-04c) et d'une carotte de la marge Est. La lamination observée dans IK98-28, n'est pas liée à la texture du sédiment qui reste inférieure à 10  $\mu\text{m}$ , sauf entre 90 et 140 cm où elle se situe autour de 15  $\mu\text{m}$ . Par contre dans IK98-19a & 04c, le faciès homogène présente une constance de texture autour de 10  $\mu\text{m}$ . La texture augmente vers la base sableuse, variant jusqu'à 100  $\mu\text{m}$ . Cette base sableuse présente cinq pics décroissants du grain moyen. L'échantillonnage a été réalisé avec un pas de 0,2 cm à 1 cm selon les carottes, ce qui représente au total 1093 échantillons (voir texte).

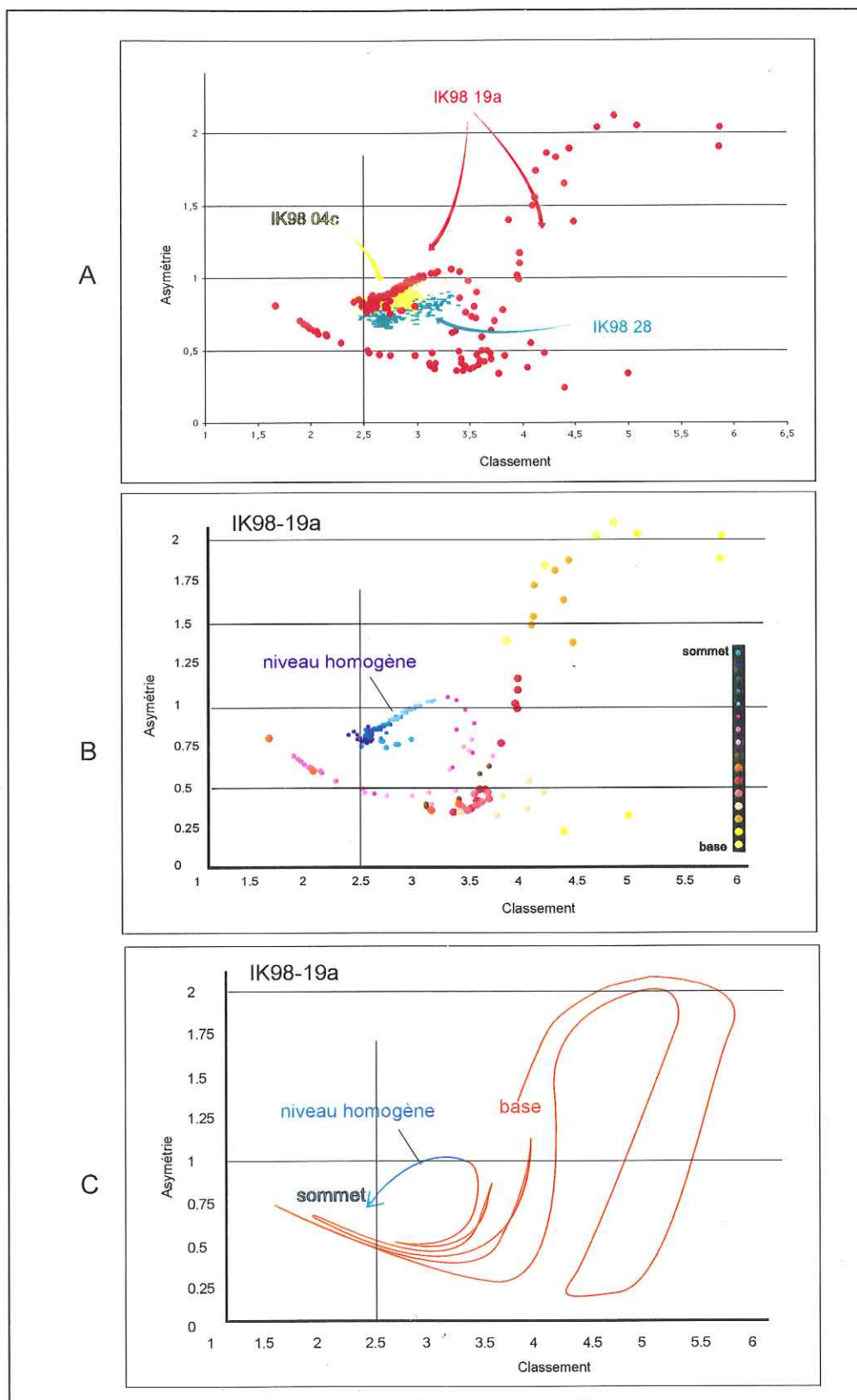


Figure IV-36 : Paramètres texturaux des sédiments du lac d'Issyk Kul : relations entre l'asymétrie et le classement .  
 A : comparaison de trois carottes IK98-04c et IK98-19a issues du bassin profond et IK98-28 issue de la marge est du lac.  
 B : positions relatives des différents échantillons de la carotte IK98-19a  
 C : évolution du couple asymétrie-classement de la base vers le sommet de la carotte IK98-19a

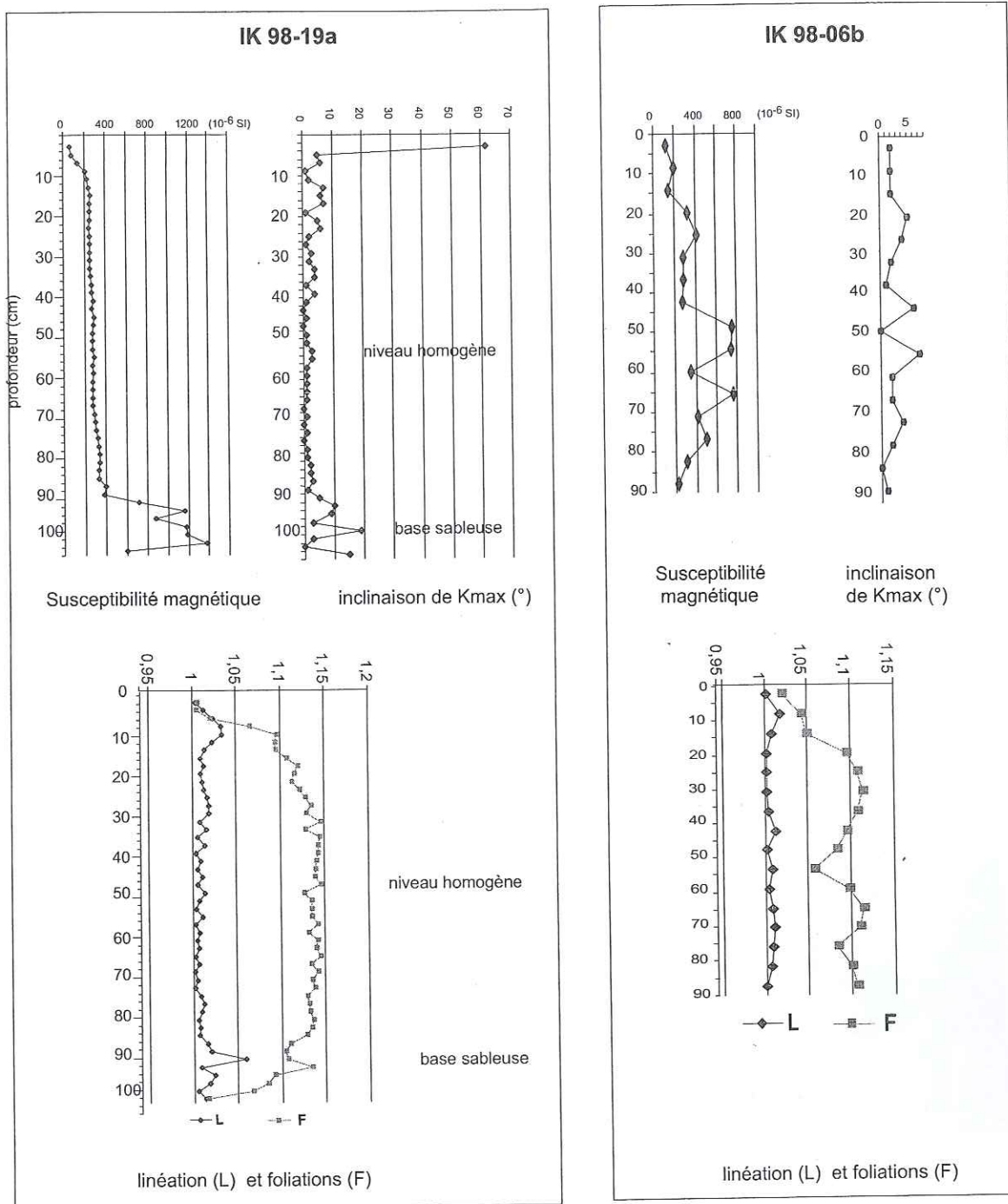


Figure IV-37 : Comparaison des propriétés magnétiques (susceptibilité et anisotropie de susceptibilité (ASM)) de deux carottes types du bassin profond : IK98-19a et IK98-06b.

IK98-19a est issue de la partie centrale du bassin profond et présente essentiellement un épais niveau homogène surmontant une base sableuse à partir de 90 cm de profondeur.

IK98-06b est issue de la bordure méridionale du bassin profond et présente des alternances de faciès laminés et de fines passées sableuses, sans épais niveau homogène.

Kmax est le grand axe de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Les signatures d'ASM des deux types de dépôts sont différentes. Dans la carotte IK98-19a, la base sableuse se caractérise par une forte variabilité d'inclinaison de Kmax et une linéation marquée, tandis que le niveau homogène se caractérise par une plus forte foliation.

## Principe de l'essai triaxial non drainé

L'échantillon est un cylindre d'éclatement deux, placé dans une cellule où il est soumis à un champ de contrainte uniforme. L'essai consiste à faire croître la contrainte axiale (déviateur) à vitesse de déformation constante jusqu'à rupture de l'échantillon, en maintenant  $\sigma_3$  constante.

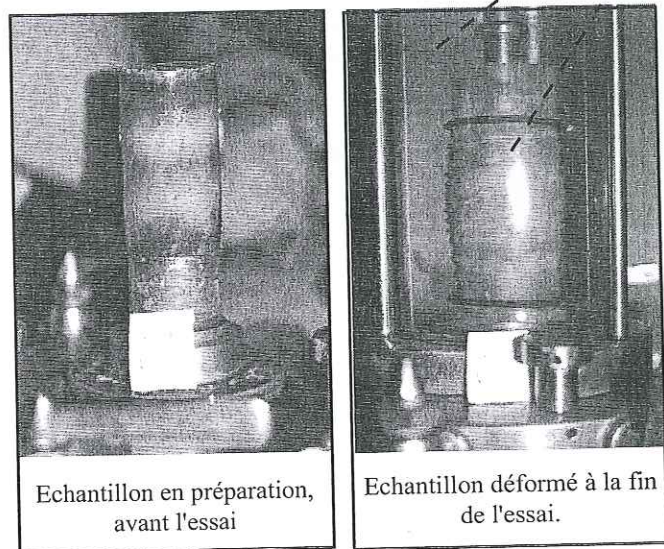
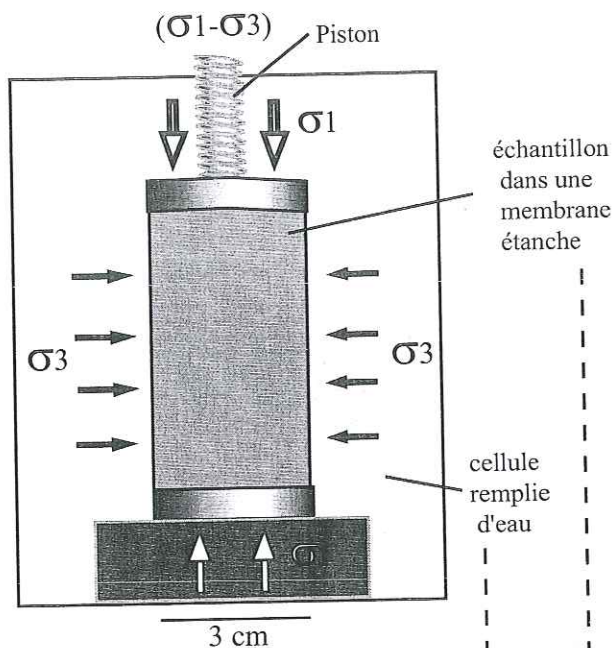
-  $\sigma_3$  est la pression hydrostatique due à l'eau

-  $(\sigma_1 - \sigma_3)$  est la contrainte axiale ou déviateur exercée par le piston de la cellule.

- La contrainte axiale totale appliquée à l'échantillon est donc :

$$\sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3) = \sigma_1$$

Les relations obtenues entre le déviateur et le taux de déformation, pour plusieurs essais de pressions hydrostatiques différentes, permet de déterminer la cohésion non drainée ( $C_u$ ) et l'angle de frottement interne du matériau de l'échantillon ( $\phi$ ) à partir de la loi de Coulomb (voir Fig. IV-39).



Echantillon IK12 sup, essai n°2 à  $\sigma_3 = 300\text{kPa}$

Figure IV-38 : Principe de l'essai triaxial réalisé sur les carottes IK98-12 et IK98-20  
 Dans les essais effectués, chaque partie de carotte échantillonnée (IK12 sup, , IK12 inf., et IK20) était testée avec trois échantillons à pressions hydrostatiques différentes (200-300-400 kPa). Neuf essais (de E1 à E9) ont ainsi été réalisés (voir figure suivante).



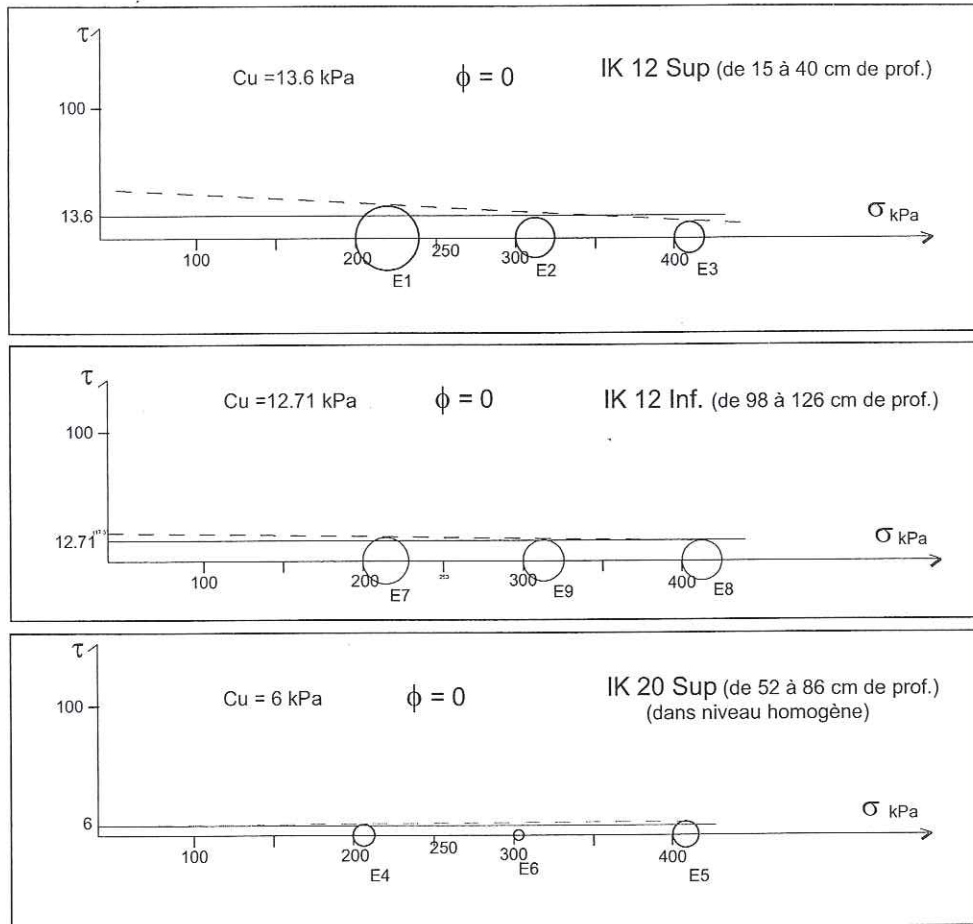


Figure IV-39 : Paramètres mécaniques de sédiments issus du bassin profond (IK98-20 dans le niveau homogène), et de sédiments des pentes de l'anticlinal (IK98-12), Les mesures permettant de tracer les cercles de Mohr ont été par essais triaxiaux.

$\tau$ : contrainte de cisaillement       $C_u$  : cohésion non drainée  
 $\sigma$ : contrainte axiale appliquée       $\phi$ : angle de frottement interne

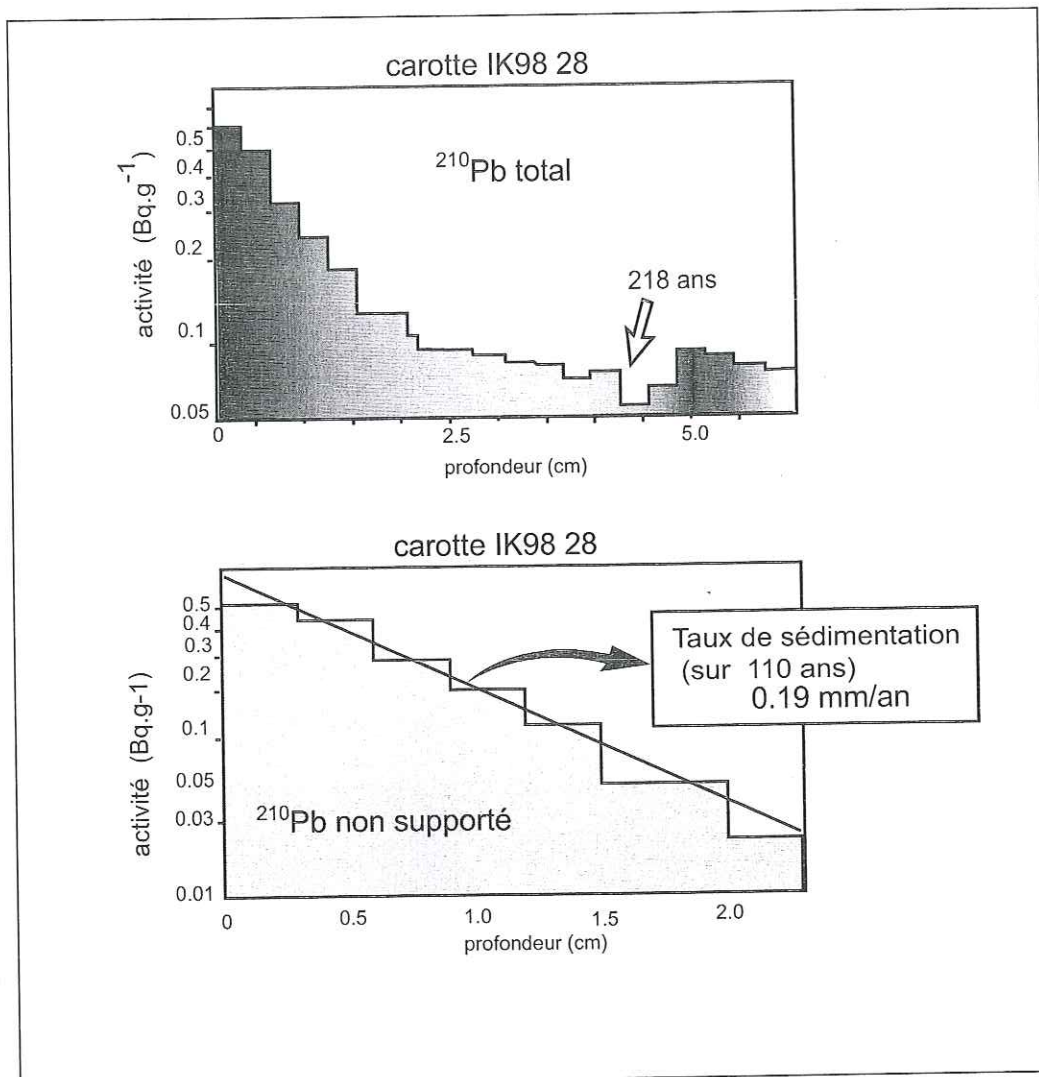


Figure IV-40 : Activités du <sup>210</sup>Pb mesuré dans la carotte IK98-28.

L'activité radioactive du <sup>210</sup>Pb total (en haut) montre une forte décroissance liée au <sup>210</sup>Pb non supporté, d'origine atmosphérique, adsorbé par le sédiment lors de son dépôt. Au dessous de 2,5 cm ne subsiste que le <sup>210</sup>Pb supporté, "local", issu des particules sédimentaires ou du substratum. Par soustraction du bruit de fond du <sup>210</sup>Pb supporté, on calcule la seule activité du <sup>210</sup>Pb non supporté. La loi de décroissance obtenue permet d'estimer le taux de sédimentation. Dans la carotte IK98-28 celui-ci a pu être estimé à 0,19 mm.an<sup>-1</sup> sur 110 ans (M.Pourchet com. pers.).

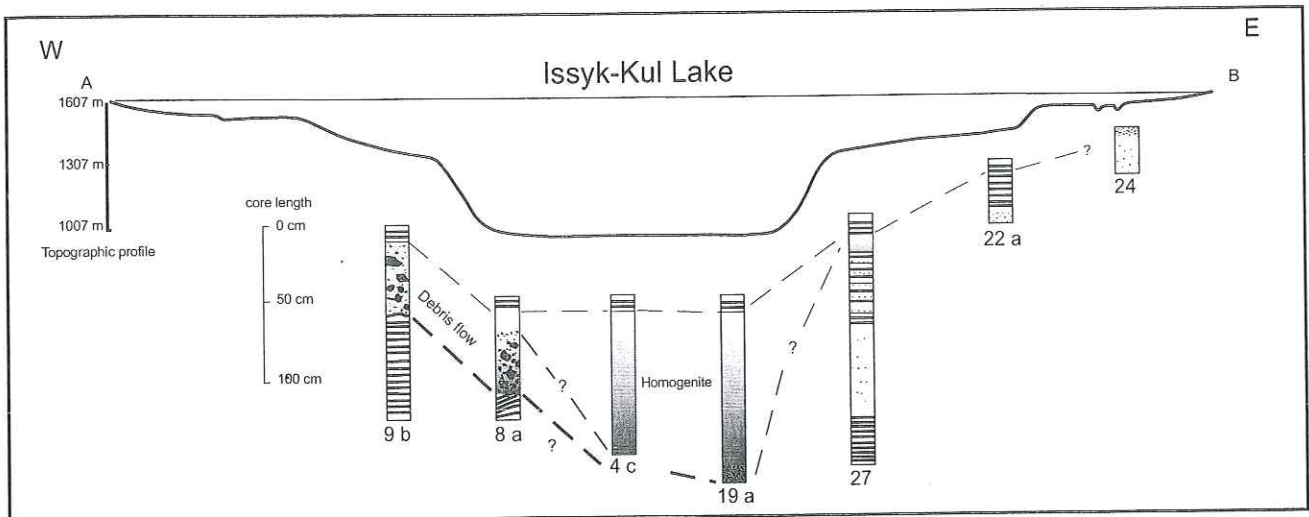


Figure IV-42 : Logs stratigraphiques simplifiés de carottes prélevées, en 1998, le long d'un transect E-W (profil topographique A-B ; voir figure suivante) ; proposition de corrélation des différents faciès en accord avec les données de Susceptibilité Magnétique. Les dépôts de coulées de débris observés à l'ouest du bassin peuvent être corrélés au dépôt homogène à base sableuse au centre du bassin.

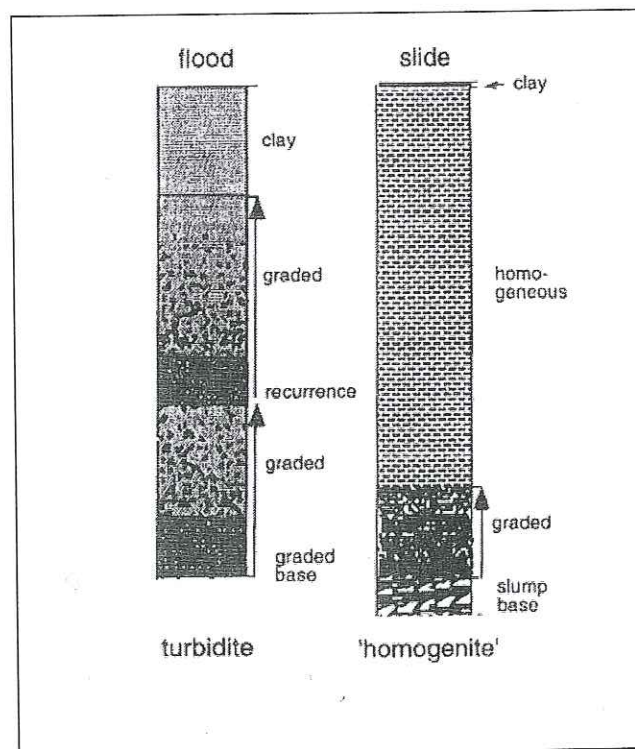


Figure IV-43 : Modèle distinctif entre turbidites et 'homogénite' d'après Sturm *et al.* (1995). Les auteurs attribuent le concept de turbidite s.s. à de dépôts de crue (flood), et celui d'homogénite à des dépôts issus de glissements gravitaires.

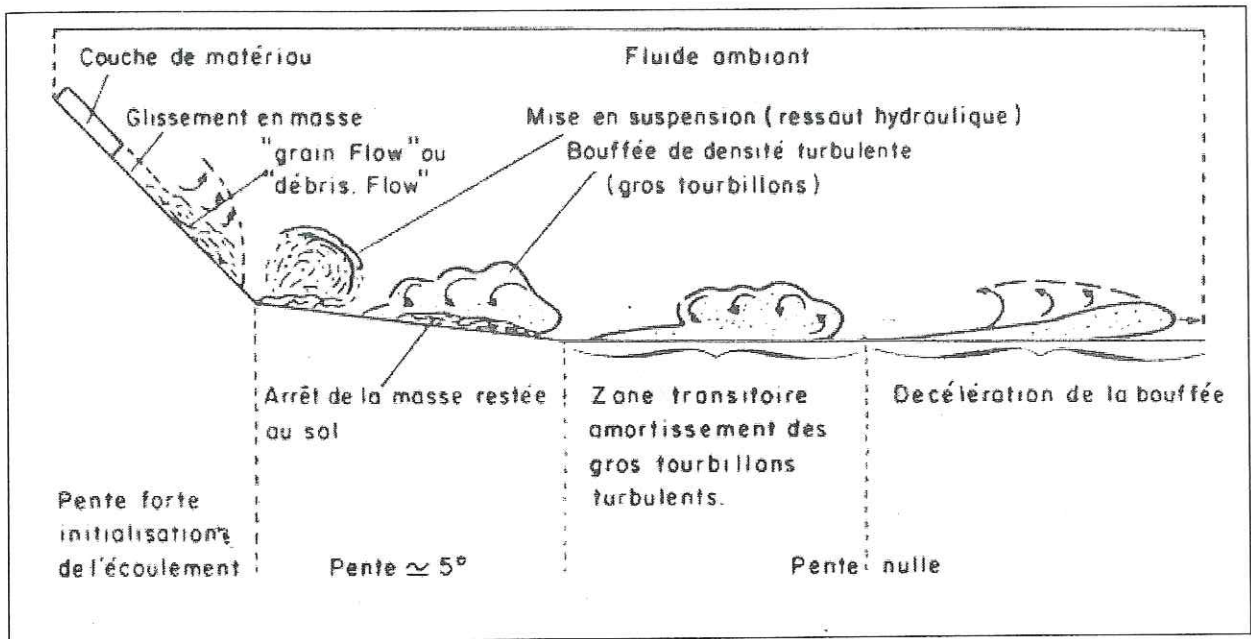


Figure IV-44 : Phases successives de l'écoulement d'une bouffée turbide, d'après Ravenne et Beghin (1983).

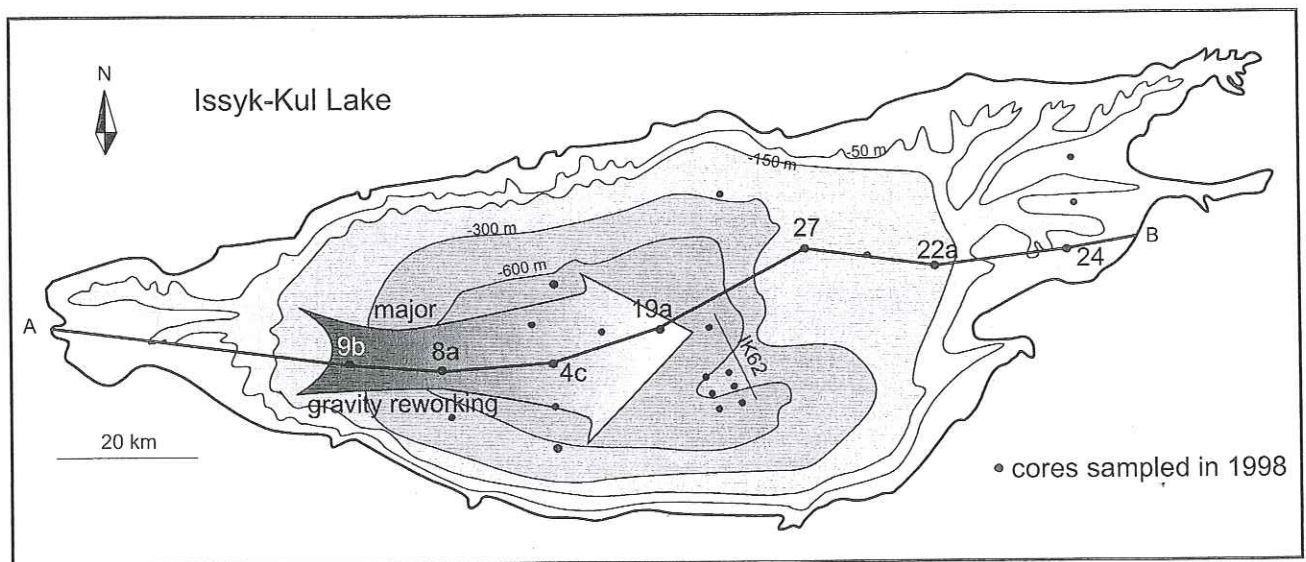


Figure IV-45 : Localisation du remaniement sédimentaire majeur et de son écoulement dans le cadre d'une hypothèse de dépôt d'homogénite au centre du bassin profond. Localisation du transect des carottes de la figure précédente.

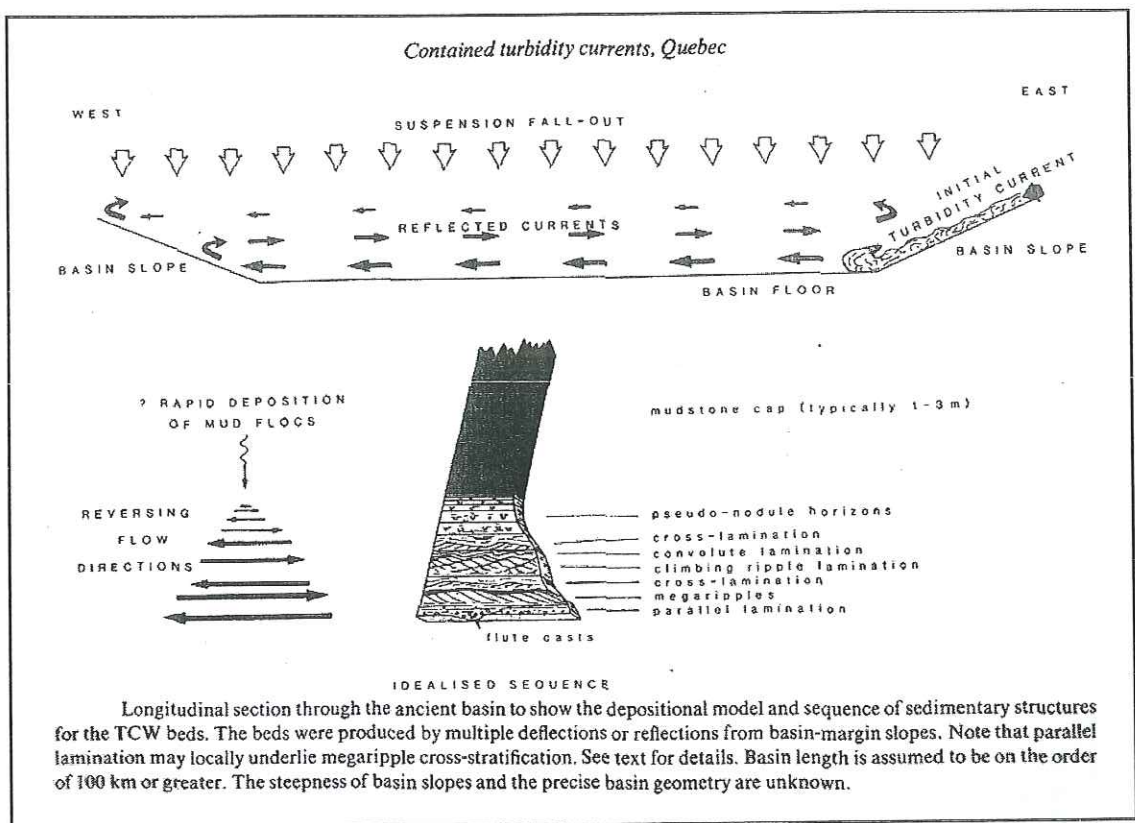


Figure IV-46 : Modèle de turbidites contenues par réflexions successives dans un bassin, d'après Pickering et Hiscott (1985)

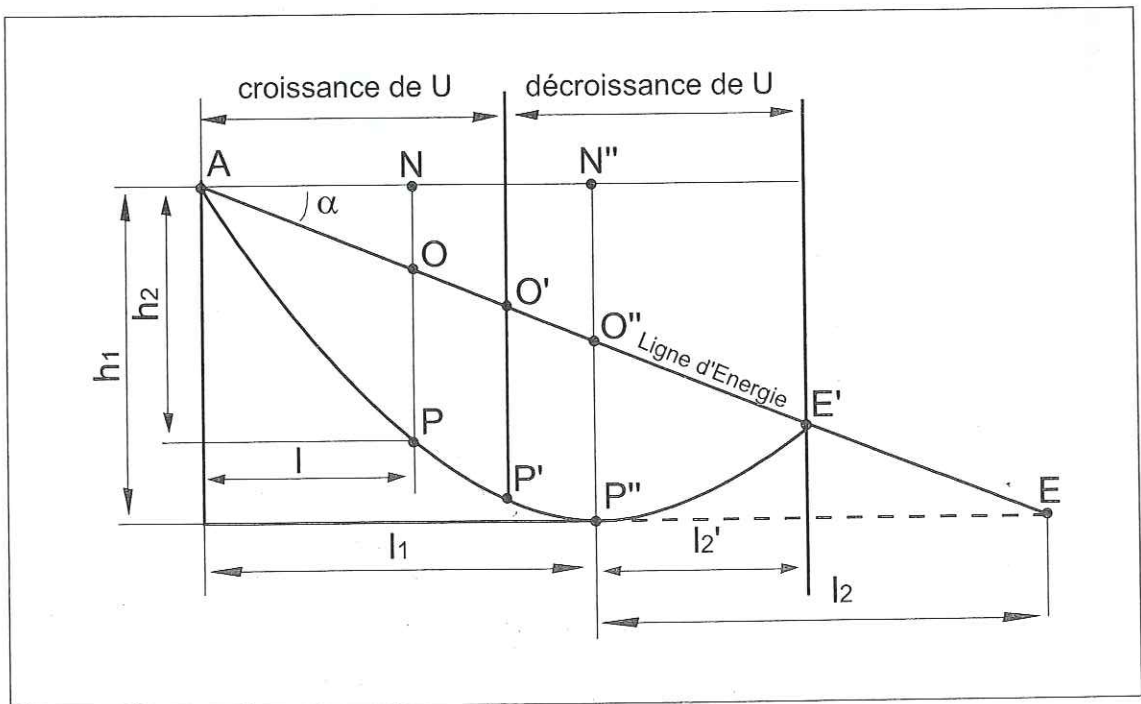


Figure IV-47 : Conversion de l'énergie potentielle en énergie cinétique et frottement lors d'un éboulement (d'après Heim, 1932, dans Hsü, 1989).(voir explications dans le texte).

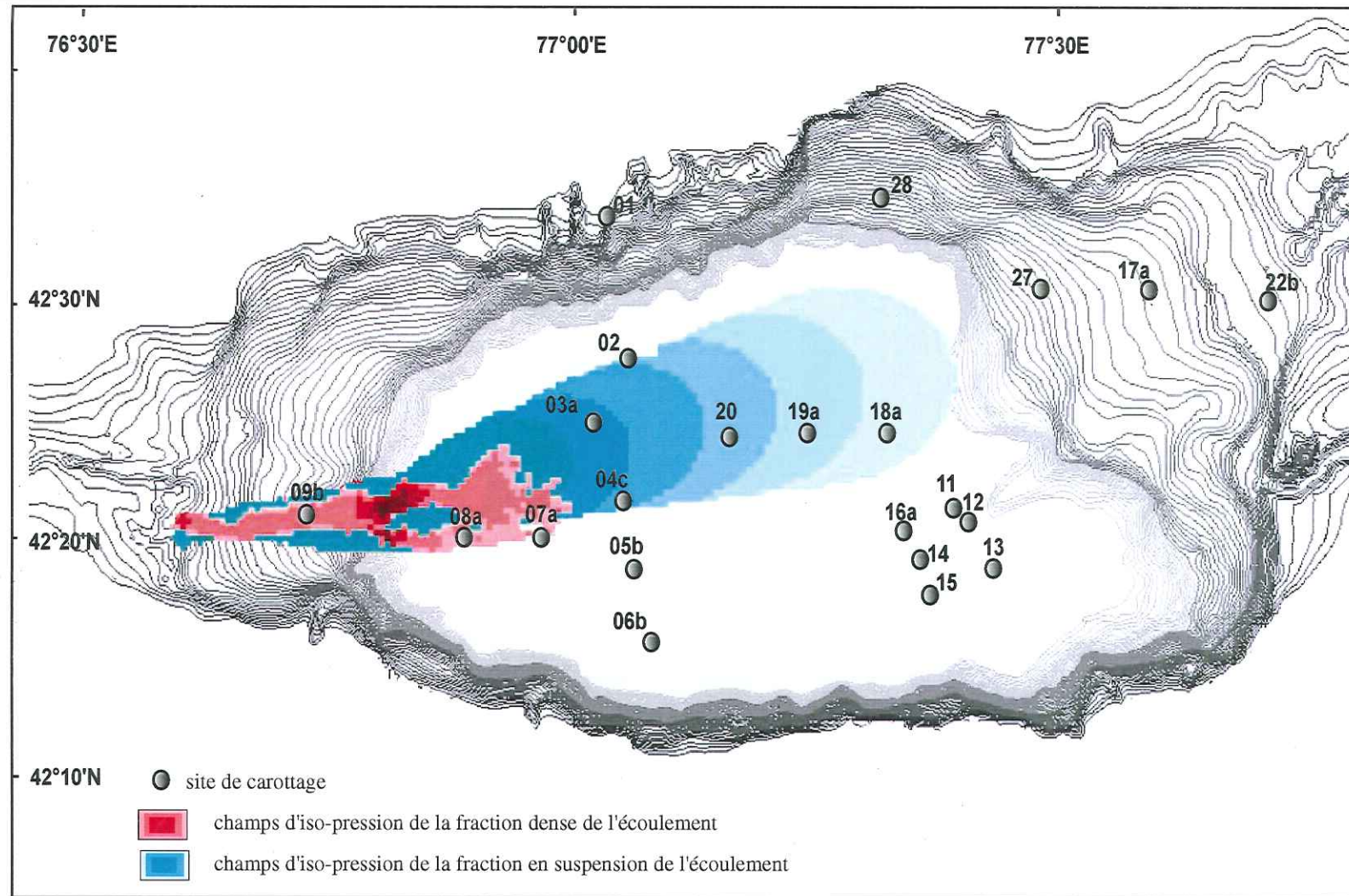


Figure IV-48 : Modélisation numérique d'une avalanche de sédiments sous-lacustre, à partir du modèle d'avalanche mixte de neige sèche développé par Naaim & Naaim-Bouvet (1999), du MNT bathymétrique du Lac Issyk-Kul et des observations sédimentologiques réalisées par carottages. La trace rouge représente la répartition de la partie dense (débris-flow) de l'écoulement ; la trace bleue représente la partie en suspension (bouffée turbide - homogénite). Les densités de couleur aux champs d'iso-pression exercée par l'écoulement. La limite terminale de l'écoulement en suspension, correspond à une pression équivalente à une vitesse de  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Hormis pour la carotte 05b, le modèle rend compte des observations réalisées.

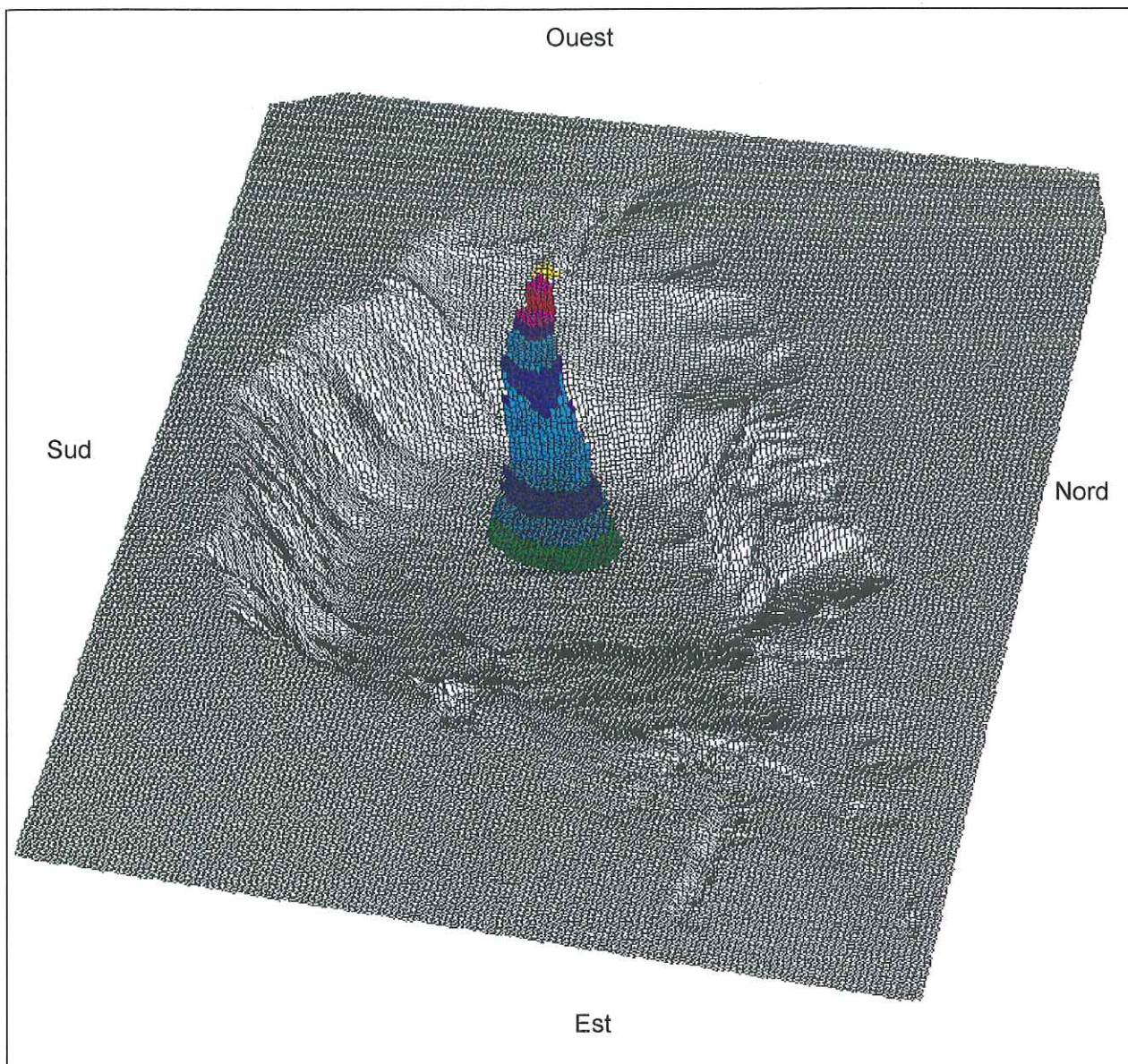


Figure IV-49 : Représentation 3D de l'avalanche de sédiment sous-lacustre dans le lac Issyk-Kul, modélisée numériquement à partir des données et observations sédimentologiques. Les couleurs représentent les pressions subies par les matériaux en mouvement. Elles sont équivalentes aux vitesses de la coulée. Celle-ci accélère en haut de la pente (bleu foncé) puis perd de sa vitesse dans le fond du bassin (vert).

*FIGURES*  
*Du*  
*Chapitre V :*

*Synthèse des principaux résultats et discussion générale*



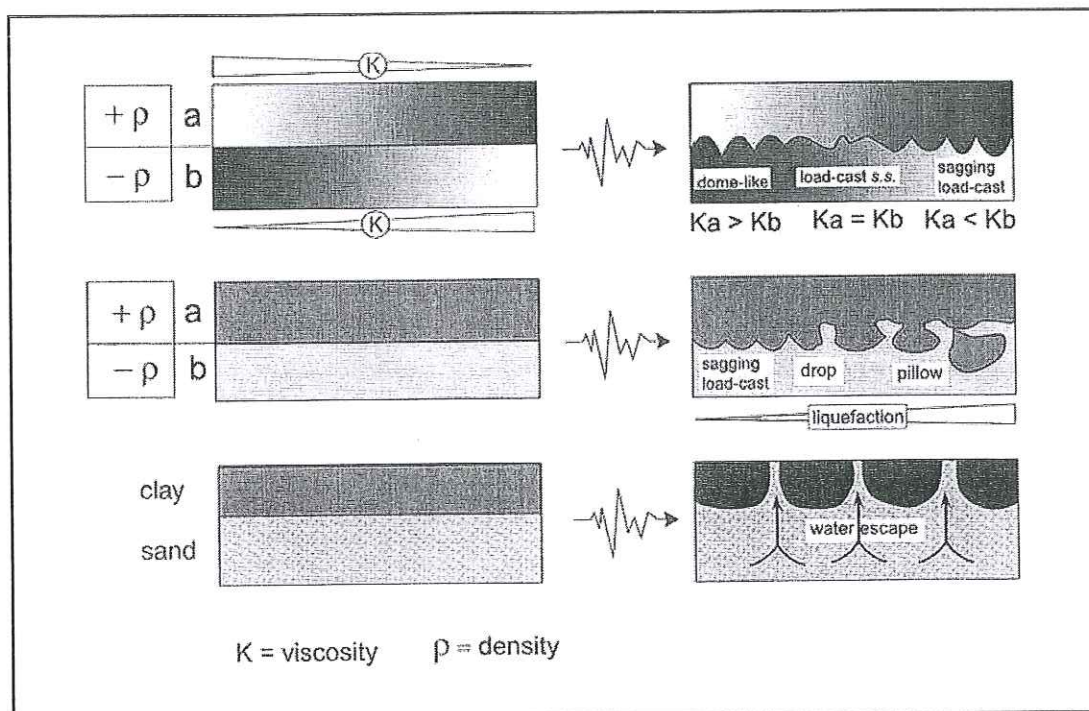


Figure V-1 : Modes de déformation de sédiments non consolidés selon leur densité et viscosité. Lorsque le gradient de densité est inverse (cas 1 et 2), les morphologies sont fonctions des viscosités relatives et de l'intensité de la liquéfaction. Lorsque la couche est imperméable et de forte cohésion (cas 3) des structures d'échappement d'eau se développent. (D'après Alfaro *et al.*, 1997 ; modifié)

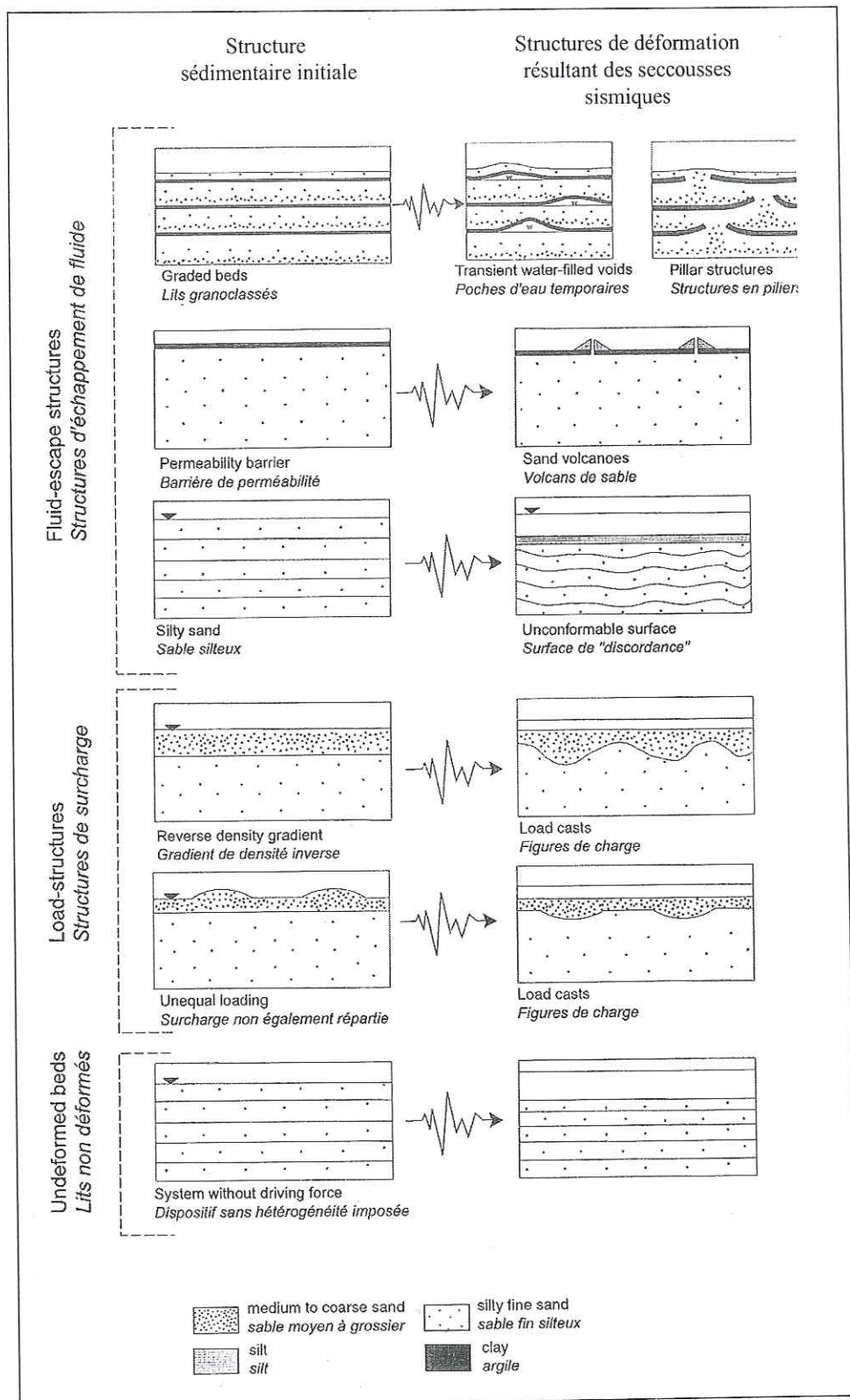


Figure V-2 : Différents types de morphologies reproduits par modélisations analogiques. La variation des paramètres sédimentaires initiaux (épaisseur, nature, lamination...) sont à l'origine des variations de morphologies de déformations obtenues par liquéfaction (à droite) (d'après Moretti *et al.*, 1999)

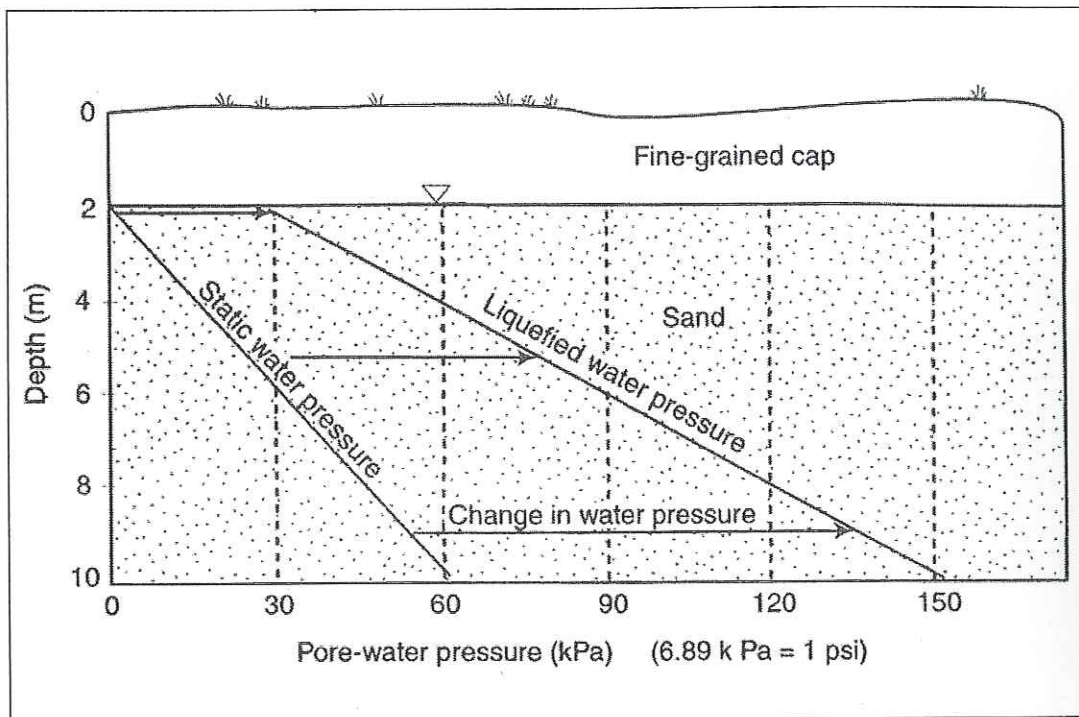


Figure V-3 : Influence de la profondeur dans la variation de pression de l'eau interstitielle lors de liquéfaction. A plus grande profondeur, la pression hydrostatique étant plus élevée, la liquéfaction nécessite une plus importante variation de pression et donc une plus forte accélération (d'après Obermeier & Pond, 1999)