

Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d'un bassin versant jurassien au cours du postglaciaire. Le système limnologique de Chaillexon (Doubs - France)

Vincent Bichet

▶ **To cite this version:**

Vincent Bichet. Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d'un bassin versant jurassien au cours du postglaciaire. Le système limnologique de Chaillexon (Doubs - France). Minéralogie. Université de Bourgogne, 1997. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00376301⟩

HAL Id: tel-00376301

https://theses.hal.science/tel-00376301v1

Submitted on 17 Apr 2009

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.



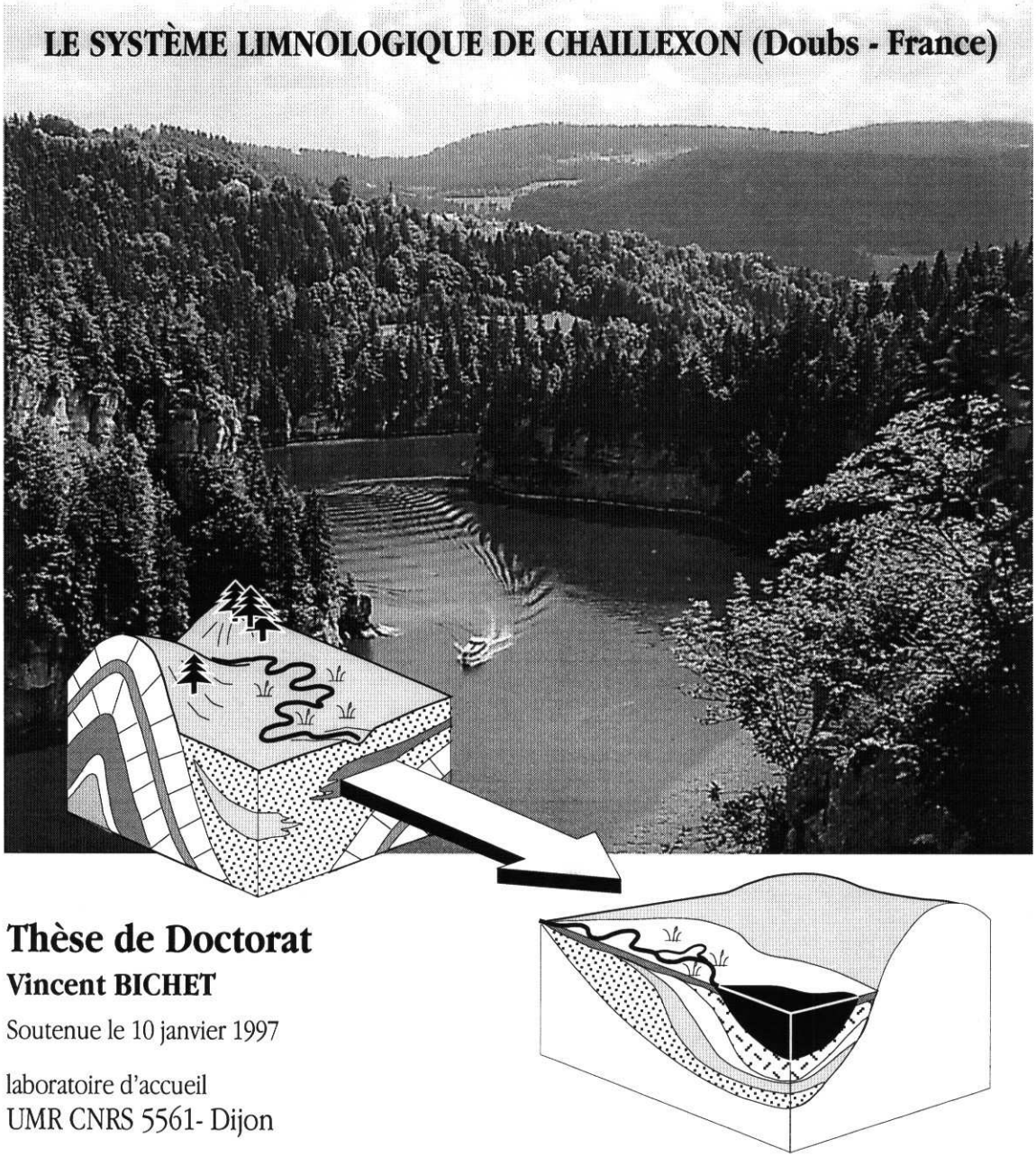
HAL Authorization

FORMATION DOCTORALE **PAL & SED**
Universités de Dijon, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III

Université de Bourgogne
Centre des Sciences de la Terre

IMPACT DES CONTRAINTES ENVIRONNEMENTALES SUR LA PRODUCTION SÉDIMENTAIRE D'UN BASSIN VERSANT JURASSIEN AU COURS DU POSTGLACIAIRE

LE SYSTÈME LIMNOLOGIQUE DE CHAILLEXON (Doubs - France)



Thèse de Doctorat

Vincent BICHET

Soutenue le 10 janvier 1997

laboratoire d'accueil
UMR CNRS 5561- Dijon

Ce travail a été réalisé avec le soutien de
l'Institut National des Sciences de l'Univers
et du Centre National de la Recherche Scientifique

dans le cadre du programme

Dynamique et Bilans de la Terre
Thème 1 : Fleuves et Érosion

Contrat n° 80-38-14
Dynamique des systèmes fluviaux au cours du Postglaciaire :
étude de l'impact climatique dans des bassins représentatifs
de moyenne latitude

Responsable Scientifique : M. Campy

FORMATION DOCTORALE **PAL & SED**
Universités de Dijon, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III
Université de Bourgogne
Centre des Sciences de la Terre

IMPACT DES CONTRAINTES ENVIRONNEMENTALES SUR LA PRODUCTION SÉDIMENTAIRE D'UN BASSIN VERSANT JURASSIEN AU COURS DU POSTGLACIAIRE

LE SYSTÈME LIMNOLOGIQUE DE CHAILLEXON (Doubs - France)

par

Vincent BICHET

Thèse présentée pour l'obtention du Doctorat en Géologie

Soutenue à Dijon le 10 janvier 1997
devant le Jury composé de :

MACAIRE J.J.	Professeur à l'Université d'Orléans (Tours)	Rapporteur
MEYBECK M.	Directeur de Recherches au CNRS (Paris)	Rapporteur
RICHARD H.	Chargé de Recherches au CNRS (Besançon)	Rapporteur
ANDREUX F.	Professeur à l'Université de Bourgogne (Dijon)	Examinateur
CAMPY M.	Professeur à l'Université de Bourgogne (Dijon)	Examinateur
GASSE F.	Directeur de Recherches au CNRS (Orsay)	Examinateur
PROBST J.L.	Chargé de Recherches au CNRS (Strasbourg)	Examinateur

laboratoire d'accueil : UMR CNRS 5561- Dijon

Avant-Propos

On ne peut parler du lac Chaillexon sans évoquer la mémoire des naturalistes qui l'ont exprimé, entre 1895 et 1925. Je pense à Schardt, Buxtorf, Delebecque, Magnin, Collet. Qu'ils soient biologistes, géologues ou géographes, la récurrence de Chaillexon dans leurs travaux montre à quel point ce site est particulier.

Suivre un peu leurs traces sur les rives du lac fut un plaisir permanent durant ces quelques années de thèse.

Au terme de cette étude, mes remerciements s'adressent en premier lieu aux membres du Jury :

Michel MEYBECK
Directeur de Recherches au CNRS, attaché au laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI

Jean-Jacques MACAIRE
Professeur de Géologie à l'Université de Tours

Hervé RICHARD
Chargé de Recherches au CNRS, attaché au Laboratoire de Chrono-Écologie de l'Université de Besançon

Leur participation précieuse à la définition et à la réalisation de ce travail les prédisposent à en être les rapporteurs. C'est un plaisir que de les compter, à ce titre, au nombre des membres de ce Jury.

Francis ANDREUX
Professeur au Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne

Françoise GASSE
Directeur de Recherches au CNRS à Orsay

Jean-Luc PROBST
Chargé de Recherches au CNRS à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

En acceptant de juger cette thèse ils témoignent de l'intérêt qu'ils portent à mon travail. Je les en remercie vivement.

Michel CAMPY
Professeur de Géologie à l'Université de Bourgogne, Directeur du Centre des Sciences de la Terre

A l'origine de cette étude, il aura été un directeur de thèse disponible et... patient. Je retiendrai de ces années "partagées" la richesse de son approche conceptuelle de la géologie et l'expression permanente de l'indispensable esprit "naturaliste", qu'il convient, à mon avis, de préserver dans la science moderne. Je lui dois, depuis longtemps, mon choix pour la géologie de surface.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans la contribution de nombreuses personnes. A des degrés divers, tous ont apporté une pierre à l'édifice :

Je pense d'abord à ceux, thésards et ex-étudiants dijonnais, avec qui j'ai partagé un peu de Chaillexon : C. DI GIOVANNI, J.F. BUONCRISTIANI et J. RICHARD.

M. ROUSSEL-GALLE a assuré pendant plus d'une année les prélèvements d'eau à l'entrée et à la sortie du lac, avec la complicité de la subdivision DDE de Morteau ; la DIREN Franche-Comté et en particulier J.P. METTETAL, m'ont permis de disposer en toute liberté d'un bateau et de sondes de mesures ; le Chantier Naval R. MICHEL, à Villers-le-Lac, a mis à notre disposition, à plusieurs reprises, un bateau pour les forages sous-lacustres et les campagnes d'échantillonnage ; R. LE PENNEC et C. DURLET ont réalisé les plongées et la récolte des sédiments de fond à l'automne 1992 ; P. GUENET a dirigé d'une main de maître les forages majeurs réalisés à Chaillexon ; G. NICOUD (Laboratoire de Géologie de l'Université de Savoie à Chambéry) et C. CHAUVIN (Cellule d'Application en Ecologie - Université de Dijon) nous ont prêté du matériel de prélèvement ; C. KOCH du Service Hydrologique et Géologique National, à Berne (CH), nous a permis l'accès aux limnigrammes enregistrés au lac de Chaillexon depuis 1892 ; le Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Besançon a prêté sa tarière hydraulique ; G. BOSSUET (Laboratoire de Chrono-Écologie, Besançon) a réalisé de nombreuses campagnes géophysiques à Chaillexon et nous avons, ensemble, élaboré la cubature du lac actuel et défini le canevas de la cubature du remplissage ; C. CUPILLARD (Service Régional d'Archéologie de Franche-Comté) a permis le financement de plusieurs forages et mis à notre disposition le fruit de ces investigations archéologiques dans la haute vallée du Doubs ; le Laboratoire de Chrono-Écologie de l'Université de Besançon a participé à la plupart des forages, à grand renfort de main d'oeuvre et de matériel...

Au Centre des Sciences de la Terre de Dijon, M.J. MILLOUX et M.A. RUTAYISIRE ont assuré les fastidieuses analyses géochimiques ; A. FESTEAU a assuré de fréquents "dépannages" informatiques et participé aux bricolages que nécessite le prélevement d'eau ou de sédiments au bord d'une rivière ou au fond d'un lac.

Enfin M. HESSENAUER et F. RIOT ont effectué la difficile relecture de ces pages...

Que tous trouvent ici l'expression de leur contribution et mes remerciements pour leur aide précieuse.

Merci également à Marie-Thérèse, Jean-Louis et Cécile pour leur accueil chaleureux et familial à Dijon.

Merci à Anne, Lucie et Simon qui ont supporté les aléas de la vie de thésard et mes humeurs changeantes au cours de ces années...

Table des Matières

Introduction 9

Première partie
Le système limnologique de Chaillexon, état et fonctionnement actuel

Chapitre 1

Le bassin versant de la haute vallée du Doubs : Etat des lieux du système producteur

1.1.- Localisation et limites géographiques 13
1.2.- Description morpho-structurale 13
1.3.- Le réseau hydrographique 14
1.3.1. Le Doubs : vecteur principal 14
1.3.2. Les affluents directs et indirects 17
1.3.3. Les pertes karstiques du bassin versant 18
1.3.4. Les relations karstiques Doubs-Loue 19
1.4.- Paramètres de surface 20
1.4.1. Paramètres géométriques 20
1.4.2. Paramètres morphométriques 21
1.4.3. classification des sous-bassins 21
1.5.- Paramètres climatiques 24
1.5.1. Les précipitations 24
1.5.2. Les températures 29
1.5.3. L'évapotranspiration 30
1.5.4. Synthèse climatique 33
1.6.- Géologie du substratum 33
1.6.1. Histoire géologique du bassin versant 35
1.6.2. Lithologie du bassin versant 35
1.6.3. Surfaces d'affleurement des unités lithologiques 37
1.6.4. Minéralogie et géochimie des formations du substrat 40
1.6.4.1. Minéralogie de la fraction argileuse du RI 40
1.6.4.2. Géochimie de la phase soluble 43
1.7.- Les sols de la haute vallée du Doubs 43
1.8.- Occupation du sol 44
1.8.1. Végétation et anthropisation du bassin versant 44
1.8.2. Anthropisation du réseau hydrographique 45

Chapitre 2

Le lac de Chaillexon : chronique hydrologique du bassin versant

2.1.- Morphométrie et origine du lac de Chaillexon 49
2.1.1. Morphométrie du lac actuel 49
2.1.2. Origine du lac et extension du paléolac 52
2.2.- Les niveaux du lac et les débits du Doubs depuis 1892 52
2.2.1. Le marnage 54
2.2.2. Corrélations hauteur / débit - Définition du système hydrologique 55
2.2.2.1. Les apports hydriques 55
2.2.2.2. Les exutoires 55
2.2.2.3. Courbe de tarage 56
2.2.2.4. Bilan entrées / sorties 58
2.2.3. Impact sur le volume, la surface et le temps de séjour des eaux du lac 62
2.2.4. Fréquences des évenements hydrologiques sur le siècle 64
2.2.4.1. Fréquence annuelle et variabilité saisonnière 64
2.2.4.2. Aspect statistique des débits de crue 65
2.2.5. Variation de la moyenne annuelle - notion d'année moyenne 66
2.2.6. Position hydrologique des années 1990 - 1993 71
2.3.- Le bilan hydrologique du bassin versant et l'équilibre volumétrique du lac 71
2.3.1 Bilan hydrologique global 72
2.3.2 Incidences sur le volume du lac 72

Chapitre 3

Les apports au lac de Chaillexon : analyse quantitative et qualitative des flux dissous et particulaires, efficacité du piégeage sédimentaire.

3.1.- Méthode et fréquence d'échantillonnage pour l'analyse des flux 77
3.2.- La charge soluble du Doubs à l'entrée du lac de Chaillexon 78
3.2.1. Validité de l'échantillonnage 78
3.2.2. Élements analysés 78
3.2.3. Composition chimique moyenne des apports et variations saisonnières ... 78
3.2.4. Bilan des apports au lac sur l'année 1991 82
3.3.- Bilan entrée/sortie, efficacité du piégeage de la charge soluble 83
3.4.- Les apports particulaires, approche quantitative 84
3.4.1. Validité de l'échantillon 84
3.4.2. Effets d'échelles spatio-temporelles 85
3.4.3. Estimation des apports particulaires au lac sur l'année 1991 89
3.5.- La sédimentation et le bilan entrée/sortie, efficacité du piégeage de la charge particulaire 91
3.5.1. Approche qualitative de la sédimentation actuelle 91
3.5.1.1. Implantation d'un piège à sédiments 91
3.5.1.2. Analyse qualitative des sédiments récoltés 91

3.5.2. Le bilan de piégeage et le taux de sédimentation 93
3.6.- Les mécanismes de la sédimentation 96
3.7.- Le lac actuel, transition potamo-limnologique 97
3.7.1. Fonctionnement thermique et chimique du lac 97
3.7.2. Un lac perturbé par le forçage hydrodynamique 100
3.8.- Les sédiments du lac de Chaillexon, indicateur des processus d'érosion du BV ? 100
3.9.- L'origine des flux dans le bassin versant 102
3.9.1. Hydrologie comparée des sous-bassins 103
3.9.2. Production particulaire 103

Deuxième partie

Évolution de l'enregistrement sédimentaire au cours du Postglaciaire. Impact des contraintes de l'environnement.

Chapitre 4

Les sédiments stockés : nature et chronologie du remplissage lacustre

4.1.- Géométrie de la cuvette lacustre et topographie de la paléo-vallée 107
4.1.1. - Techniques d'investigation 107
4.1.1.1. - Forages mécaniques 107
4.1.1.2. - Prospections géophysiques 110
4.1.2.- Lithologie du substrat : état de la vallée anté-lacustre 111
4.1.2.1.- Le contexte structural 111
4.1.2.2. Les données de forage et l'apport de la géophysique 112
4.1.2.3. Etat initial de la vallée 116
4.2.- Identification lithologique des unités du remplissage lacustre 117
4.3.- Chronologie et cadre palynologique 123
4.3.1. Chronologie palynologique 123
4.3.2. Les dates ^{14}C 127
4.3.3. Datation de la mise en place du barrage lacustre 128
4.4.- Corrélations lithologiques et chronostratigraphiques 128
4.4.1. Corrélations dans le domaine amont 128
4.4.2. Les faciès du domaine aval et les corrélations amont-aval 131
4.5.- Analyses sédimentologiques : nature et origine des sédiments lacustres 135
4.5.1. Composition globale et granulométrie 135
4.5.2. Approche qualitative, évolution et origine des flux sédimentaires 137
4.5.2.1 Le résidu insoluble 137
4.5.2.2 La fraction carbonatée 141

4.5.2.3. La matière organique 145
4.6.- Evolution qualitative des flux sédimentaires au cours du comblement 148
4.6.1. Evolution du piégeage de la fraction carbonatée autochtone 151
4.6.1.1. Production et sédimentation des carbonates lacustres 151
4.6.1.2 Hétérogénéité de la sédimentation 151
4.6.1.3 Evolution dans le temps 153

Chapitre 5

Production et stocks sédimentaires : approche quantitative et impact des contraintes de l'environnement

5.1.- Estimation de la variabilité du taux de stockage 157
5.1.1. Méthode de cubature des volumes sédimentaires par chronozone 157
5.1.1.1. Détermination des points de référence 157
5.1.1.2. Mode de traitement 158
5.1.1.3. Marge d'erreur 158
5.1.2. Cubature globale 158
5.1.3. Volumes et masses par unité de temps 160
5.2.- Du stockage lacustre à la production du bassin versant 163
5.2.1. Evolution corrigée de la production détritique du bassin versant 164
5.2.1.1. Estimation du stockage détritique 164
5.2.1.2. Evolution de la cote moyenne du lac 165
5.2.1.3. Estimation de la capacité de piègeage 167
5.2.1.4. Evolution de la production détritique du bassin versant 169
5.3.- Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire du bassin versant 170
5.3.1. Paléohydrologie du bassin versant : évolution de la contrainte climatique 170
5.3.1.1. Variations du niveau des lacs jurassiens 170
5.3.1.2. Comparaison avec les fluctuations du lac de Chaillexon 173
5.3.1.3. Courbe paléohydrologique du bassin versant 173
5.3.2. Vers d'autres forçages 173
5.3.3. Bilan des contraintes externes sur la production détritique 176

Conclusion générale 179

Références bibliographiques 191

Listes des figures et des tableaux 201

Planches photographiques 207

Introduction

Introduction

1 - L'objectif :

L'analyse quantitative et qualitative des processus de l'érosion continentale, est étudiée actuellement par deux approches distinctes :

La première porte sur l'analyse des processus de dégradation à l'échelle parcellaire ou dans de petits bassins versants expérimentaux de contextes variés, d'une surface généralement inférieure à 10 km^2 (RAPP et al., 1973 ; HORNUNG et al., 1990 ; LELONG et al., 1990).

La seconde, par la mesure des flux dissous et particulaires à l'embouchure des grands fleuves (MEADE et al., 1979 ; MILLIMAN & MEADE, 1982 ; MEYBECK, 1984 ; PROBST, 1992), détermine la production de matière issue des grands bassins intra continentaux, à l'échelle de plusieurs milliers, voire dizaines ou centaines de milliers de km^2.

Les résultats de ces travaux ont permis de déterminer les facteurs forçants de l'érosion chimique et mécanique. Ils montrent que les processus de l'érosion dépendent, pour une large part, des caractéristiques lithologiques et climatiques des bassins versants (WILSON, 1977 ; MEYBECK, 1987), et des paramètres topographiques et orographiques (PINET & SOURIAU, 1988).

Les études menées sur les petits bassins versants expérimentaux montrent, en outre, l'incidence très nette des environnements végétaux et de l'anthropisation sur la charge dissoute et particulaire des flux hydrologiques à l'exutoire des bassins (WOLMAN, 1967 ; HORNUNG et al., 1990 ; LELONG et al., 1990).

Cependant, ces données s'appuient sur des mesures réalisées au cours des trois dernières décennies. Elles illustrent donc l'état climatique et anthropique actuel des bassins versants, et sont de ce fait difficilement extrapolables aux périodes anciennes (BERNER & BERNER, 1987 ; MEADE, 1988 ; EINSELE, 1992).

Limitées à l'analyse des processus déterminant la production détritique dans les bassins et à la mesure des exportations de matières du continent à l'océan, ou des petits bassins aux couloirs alluviaux, elles ne définissent par ailleurs qu'une partie de la relation fonctionnelle qui existe dans un géosystème, entre un **système producteur** (le bassin pourvoyeur de matière) et un **bassin récepteur**, piège des apports détritiques (plaine alluviale, lac, océan). Cette relation est néanmoins abordée au travers des conséquences de la production sédimentaire détritique issue de l'érosion sur le comblement de réservoirs artificiels (SCHUMM & HADLEY, 1961 ; DENDY & BOLTON, 1976), travaux restants toutefois dans le cadre chronologique des études précédentes.

L'étude de la variabilité qualitative et quantitative de la production sédimentaire d'un bassin versant à une échelle temporelle plus large, celle d'un cycle climatique par exemple, impose une approche nouvelle, basée sur l'analyse du piégeage des produits de l'érosion continentale et de son évolution dans le temps.

C'est sur de cette problématique que s'articule le programme dans lequel s'intègre cette étude (*"Dynamique et Bilans de la Terre" - CNRS/INSU, thème 1 : Fleuves et érosion - Dynamique des systèmes fluviaux au cours du Postglaciaire : étude de l'impact climatique dans des bassins représentatifs de moyenne latitude*). Son objectif est de définir l'évolution des flux de matériaux fluviaux en fonction de l'évolution des paramètres climatiques et anthropiques, enregistrés au cours du Postglaciaire, dans un bassin de moyenne latitude (CAMPY et al., 1994 ; DI GIOVANNI, 1994 ; MACAIRE et al., 1995 ; GAY, 1995).

2 - L'objet :

Les conditions de sédimentation dans les plaines alluviales se prêtent mal à l'enregistrement en continu des transferts de matière issue de l'érosion des bassins versants. Au stockage partiel s'ajoutent les perturbations de fréquentes reprises érosives (MEADE, 1988 ; MEYBECK, 1988).

Aussi, en contexte continental, les cuvettes lacustres constituent des pièges sédimentaires susceptibles de retenir, sinon les flux en solution, du moins les flux particulaires. Ils sont les seuls à pouvoir fournir à la fois la continuité et la précision de l'enregistrement et apparaissent, en outre, comme des systèmes sensibles aux évolutions environnementales des bassins versants (BONIFAY, 1991 ; MAGNY, 1991 ; GASSE, 1992 ; CAMPY et al. 1994 ; MACAIRE et al. 1995).

Le site de Chaillexon, dans la haute chaîne jurassienne (fig. 1), satisfait aux exigences de la problématique :

- c'est un lac naturel de barrage, généré par un écroulement rocheux au Bølling (12 300 B.P.). La vacuité du piège lacustre et son rapport à la surface du bassin sont suffisants pour que le système soit encore fonctionnel ; les sédiments qu'il contient sont significatifs des flux de matériaux issus du bassin versant du Tardiglaciaire à l'actuel ;
- situé en tête de bassin, le piège qu'il constitue est proche des sources de matériaux, le stockage intermédiaire dans les plaines alluviales est, de ce fait, limité ;
- la dimension de son bassin versant (960 km^2) induit un enregistrement sédimentaire dilaté, dont on peut penser qu'il résulte de conditions environnementales régionales ;
- le bassin versant présente des caractéristiques lithologiques, topographiques et climatiques homogènes (substrat carbonaté mésozoïque, amplitude altitudinale et gradient climatique réduits) ;
- le cadre climatique et la chronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène du Jura sont parfaitement établis, à partir des données palynologiques (WEGMÜLLER, 1966, 1977 ; MATTHEY, 1971 ; RICHARD, 1983 ; GAILLARD, 1984 ; RUFFALDI, 1993 ; de BEAULIEU et al., 1994) et des fluctuations des niveaux lacustres (GAILLARD & MOULIN, 1989 ; MAGNY, 1991) ;
- la durée du fonctionnement intègre la transition d'un système naturel à un système anthropisé ;
- le contexte géologique et l'échelle spatiale envisagée permettent de négliger l'influence de la tectonique au cours de la sédimentation.

3 - La méthode :

Le programme DBT engagé sur le site de Chaillexon, depuis 1990, s'appuie sur trois approches complémentaires :

- définition des systèmes générateurs actuels : flux hydrologiques, flux particulaires et dissous ;
- analyse des sédiments piégés dans le bassin récepteur depuis sa création jusqu'à l'époque actuelle (nature et quantité) ;
- Évaluation des bilans de transferts en fonction de l'évolution climatique et de ses composantes (hydrologie, végétation, sols), et estimation de l'impact de l'anthropisation du bassin.

Cette thèse est la seconde consacrée au lac de Chaillexon. Au préalable, la thèse de Christian Di Giovanni (1994) s'est attachée à l'analyse de la matière organique piégée dans le remplissage lacustre tardiglaciaire et holocène, considérée comme marqueur des évolutions environnementales du bassin versant.

Le travail complémentaire présenté ici, propose une approche globale du système limnologique. A partir de l'analyse du système actuel (production, flux, stocks) et des enseignements qui s'en dégagent pour la compréhension de la dynamique des flux et du piégeage lacustre au cours du Postglaciaire, nous proposons une interprétation quantitative et qualitative des stockages anciens et l'estimation corrélative de la production sédimentaire du bassin versant, sous l'influence des contraintes environnementales.

La première partie est consacrée au fonctionnement actuel du système.

- **Le chapitre 1 traite du bassin versant (système producteur).**

  Il dresse l'état des lieux du bassin versant, afin d'estimer sa capacité à exporter des matériaux vers le piège lacustre et la nature de ces matériaux. L'état de surface du bassin versant, l'oro-hydrographie et la nature géologique du substrat sont définis (facteurs "passifs"), ainsi que les paramètres climatiques actuels (facteurs "actifs") et leurs conséquences (végétation et sols). Enfin, nous évaluerons le degré d'anthropisation du bassin.

- **Le chapitre 2 est relatif au piège lacustre, en tant que système récepteur, et à la variabilité des flux hydrologiques qui transitent dans le système limnologique.**

  Il définit la géométrie du réceptacle lacustre et en précise la spécificité. A partir de l'enregistrement des fluctuations saisonnières du niveau du lac depuis un siècle, nous estimerons et analyserons l'évolution des flux hydrologiques qui transitent par le lac, sur des durées journalières, mensuelles, annuelles ou interannuelles. Nous décrirons ensuite les conséquences des variations de débit à l'entrée du lac sur l'état hydrodynamique de celui-ci.

  Enfin, nous tenterons, au sein de la variabilité hydrologique séculaire, de définir l'état d'une année moyenne et des années extrêmes, et de proposer un bilan hydrologique global du bassin versant pour chacune de ces années types.

- **Le chapitre 3 traite des flux de matière et de leur piégeage au niveau du lac.**

  Il présente l'analyse qualitative et quantitative des flux dissous et particulaires à l'entrée et à la sortie du lac, au cours d'une année. La conséquence des crues sur l'apport sédimentaire, mais

également sur l'efficacité du lac à piéger cet apport, est déterminée. A partir de ces résultats, complétés par l'analyse des équilibres physico-chimiques internes au lac et la nature des particules qui sédimentent, nous proposerons, pour la période de suivi, un bilan de piégeage des éléments dissous et particulaires. Nous tenterons ensuite d'estimer la part de la production détritique stockée par les plaines alluviales amont et de déterminer l'origine des matériaux dans le bassin versant.

La deuxième partie est consacrée à l'enregistrement sédimentaire postglaciaire et à son évolution en fonction des fluctuations environnementales qui affectent le bassin versant, au cours de cette même période.

- **Le chapitre 4 traite de la nature et de la chronologie des sédiments stockés.**

  Il est, en premier lieu, consacré aux techniques d'investigation utilisées pour la reconnaissance du remplissage lacustre et de la topographie de la vallée anté-lacustre. Nous caractériserons ensuite les différentes unités sédimentaires du remplissage et proposerons des corrélations lithologiques et chronostratigraphiques, en fonction des données palynologiques et des datations radiocarbones. L'analyse sédimentologique des différentes fractions constituantes du remplissage (résidu insoluble, carbonates et matière organique) permet de distinguer les sédiments allochtones, provenant du bassin versant, de la production lacustre autochtone. L'abondance relative des uns ou des autres, et l'évolution de la nature des sédiments au cours du temps, définissent les premiers éléments de la dynamique sédimentaire au sein du piège lacustre et de l'évolution des environnements du bassin versant au cours du comblement.

- **Le chapitre 5 présente la quantification du stockage sédimentaire, détermine l'évolution de la production détritique du bassin versant et évalue l'impact des contraintes environnementales.**

  La cubature des unités sédimentaires par chronozone permet de définir l'importance du stockage sédimentaire relatif à chacune des périodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène. La part des apports détritiques et celle de la production carbonatée lacustre sont discriminées. En fonction de l'évolution du volume du lac, on peut ainsi estimer, pour chaque période climatique, la capacité du lac à retenir la charge particulaire qui lui parvient du bassin versant. On peut dès lors déterminer l'évolution de la production détritique du bassin.

  Enfin , la comparaison des fluctuations de cette production avec la courbe paléohydrologique du bassin versant, établie à partir des variations des niveaux des lacs jurassiens, permet de déterminer les forçages principaux à l'origine des apports détritiques au lac de Chaillexon.

La conclusion de ce travail fait, dans un premier temps, la synthèse des données acquises par l'étude du système actuel. Elle propose ensuite le bilan du fonctionnement du géosystème depuis le Tardiglaciaire, en terme d'évolution des environnements du bassin versant et des réponses sédimentaires induites au niveau du lac.

On s'interrogera enfin, sur l'adéquation du site, et des contextes lacustres, à répondre aux questions de la problématique initiale ainsi que sur les éventuelles distorsions qui peuvent interférer entre le signal sédimentaire d'un bassin versant et l'enregistrement au niveau d'un piège lacustre.

Première Partie

Le système limnologique de Chaillexon, état et fonctionnement actuel

Chapitre 1

Le bassin versant de la haute vallée du Doubs : état des lieux du système producteur

Chapitre 1

Le bassin versant de la haute vallée du Doubs : Etat des lieux du système producteur

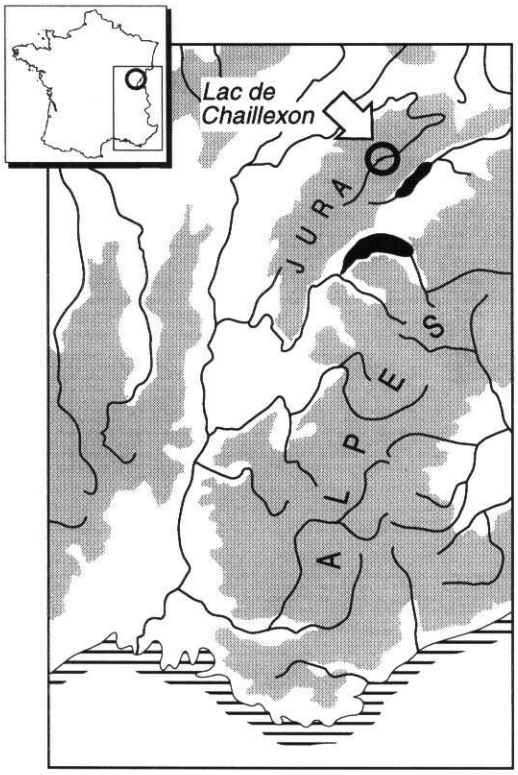


Fig. 1 Localisation du lac de Chaillexon et de son bassin versant

1.1.- Localisation et limites géographiques

La haute vallée du Doubs appartient à la haute chaîne jurassienne (fig. 1). Elle occupe la zone frontalière qui s'étend de la source du Doubs, à Mouthe, au lac de *Chaillexon* (ou lac des *Brenets* - appellation helvétique) à proximité de Villers-le-Lac.

Son bassin versant topographique, limité à l'aval par le Saut-du-Doubs, exutoire du lac de Chaillexon, est allongé selon un axe N.E.-S.W. (fig. 2). Il est limité, sur sa bordure orientale, par la première ligne de crête de la haute chaîne (Risoux - Mont-d'Or - Herba - Mont d'Hauterive - Chateleu - Crêt de la Sagne) dont le point culminant est le Mont-d'Or (1460 m). Coté occidental, il se limite à des reliefs moins élevés tels que le Crêt de la Forêt du Prince, le plateau de Levier, la Côte du Fol, le Crêt Monniot et le Mont Vouillot.

1.2.- Description morpho-structurale

Par sa structure géologique, la haute vallée du Doubs est une zone sédimentaire plissée, caractérisée par une succession d'anticlinaux jurassiques et de synclinaux à coeur crétacé globalement orientés N060. Cette disposition simple, typique de la morphologie jurassienne, aboutit à des reliefs conformes à la structure : aux axes anticlinaux correspondent des reliefs longilignes (crêts, monts, etc...), tandis que les synclinaux révèlent des vallées plus ou moins ouvertes (fig. 3). Lorsque l'érosion a suffisamment entamé le relief, quelques combes anticlinales et monts dérivés jalonnent les anticlinaux (CAIRE, 1963 ; AUBERT, 1975 ; CHAUVE, 1975).

Localement, le caractère compressif et disharmonique du plissement, induit des imbrications plus étroites du relief, soulignées par des terminaisons périclinales, des plis coffrés ou dissymétriques, plus rarement par des chevauchements. Cette disposition structurale est complétée par un réseau de fractures associées au plissement et d'orientation plus ou moins équivalente, et d'accidents tectoniques majeurs transverses, comme la faille de Mouthe ou l'accident de Pontarlier, dont l'incision S.E.-N.W. marque fortement le relief (TSCHANTZ, 1990).

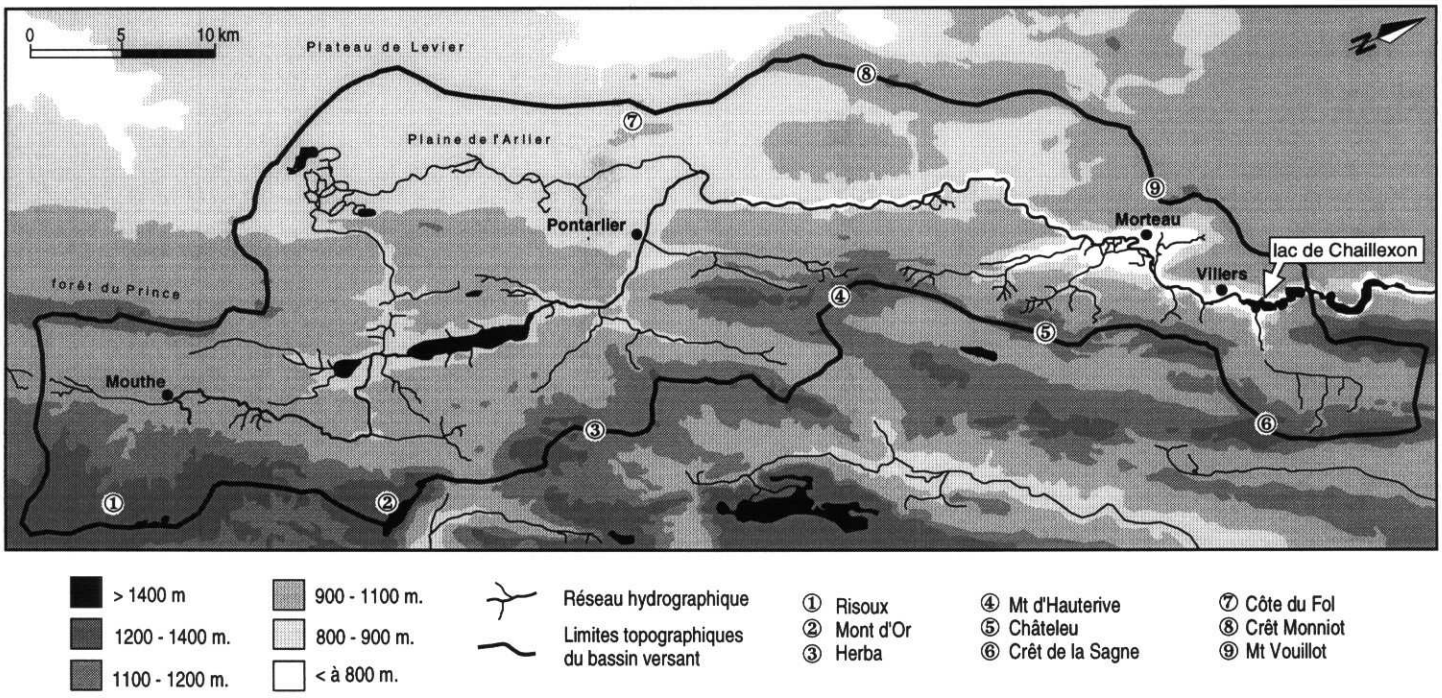


Fig. 2 Topographie et hydrographie du bassin versant de la haute vallée du Doubs

1.3.- Le réseau hydrographique

1.3.1. Le Doubs : vecteur principal

L'hydrographie du bassin versant est conditionnée par la disposition structurale des reliefs. Le Doubs est le vecteur principal du réseau hydrographique. Il prend sa source à 950 m d'altitude, au pied de l'anticlinal du Risoux, à proximité de Mouthe (fig. 4).

Jusqu'à Pontarlier, son cours est en baïonnette : il emprunte la vallée synclinale de Mouthe, puis franchit transversalement un premier axe anticlinal par la cluse du Fourperet. Il reprend alors un cours parallèle aux plis dans le synclinal de Saint-Point qu'il quitte, après quelques kilomètres, par la cluse de Pontarlier. La traversée du synclinal de Saint-Point est marquée par le lac du même nom. Ce lac naturel, d'un volume de 81,6 millions de m^3 pour une longueur de 7,2 km occupe la dépression synclinale surcreusée par le glacier würmien. Il est associé au lac de Remoray (9,6 millions de m^3), dont il est séparé par un cône alluvial tardi- et postglaciaire (BARBE et al., 1979 ; CAMPY, 1982).

A l'aval de Pontarlier, le Doubs quitte la plaine de l'Arlier qu'il traverse à son extrémité septentrionale, pour s'engager dans la vallée synclinale d'Arçon, le long du flanc occidental de l'anticlinal de la Fresse qu'il recoupe ensuite par un long défilé en canyon.

Dès la sortie des gorges, le Doubs méandrise dans la plaine de Morteau, au toit du remplissage sédimentaire du paléo-lac de Chaillexon. Il débouche, à Villers-le-Lac, dans l'actuel lac de Chaillexon, élargissement méandriforme en canyon qui se termine par le seuil du Saut-du-Doubs.

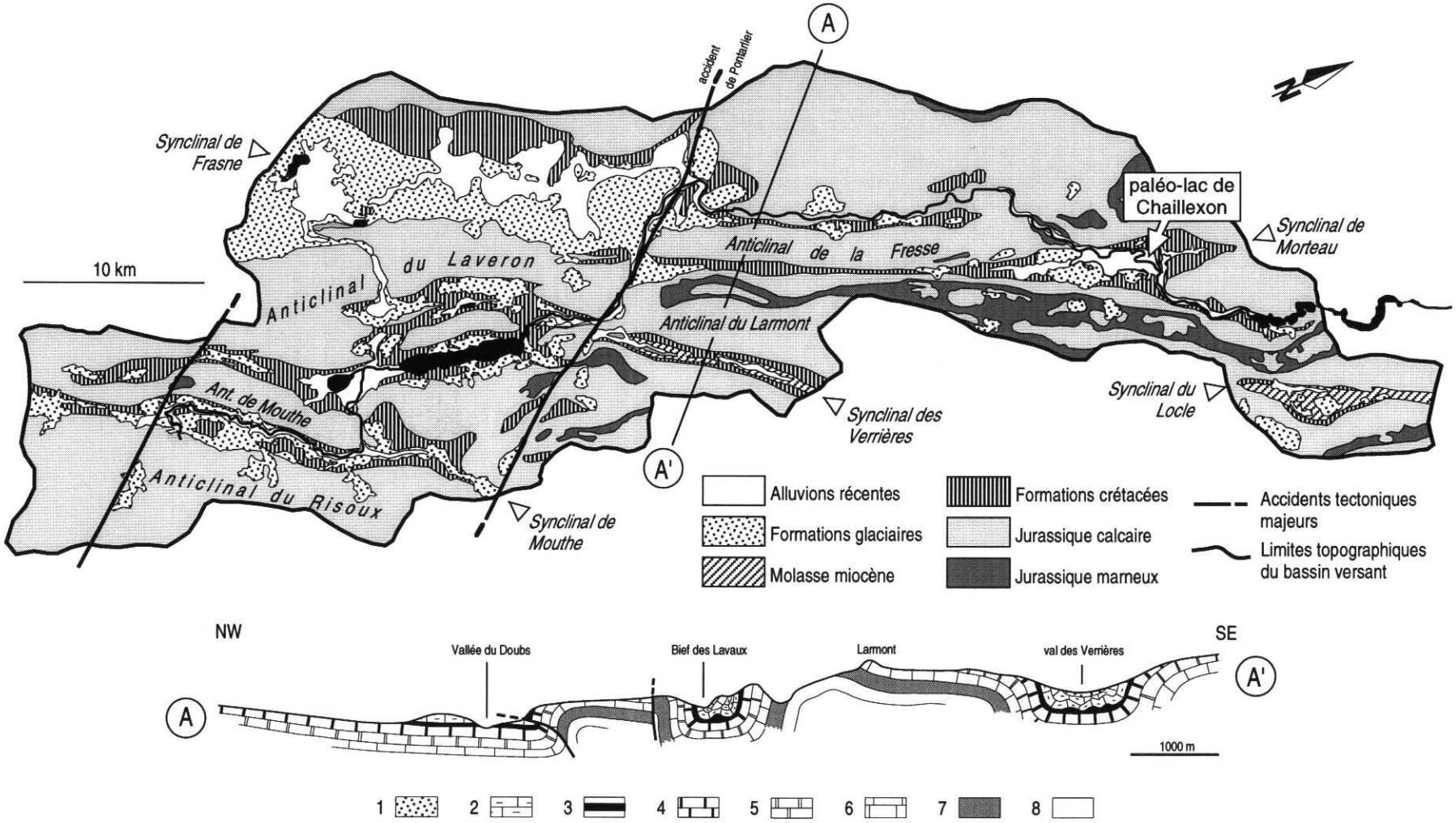
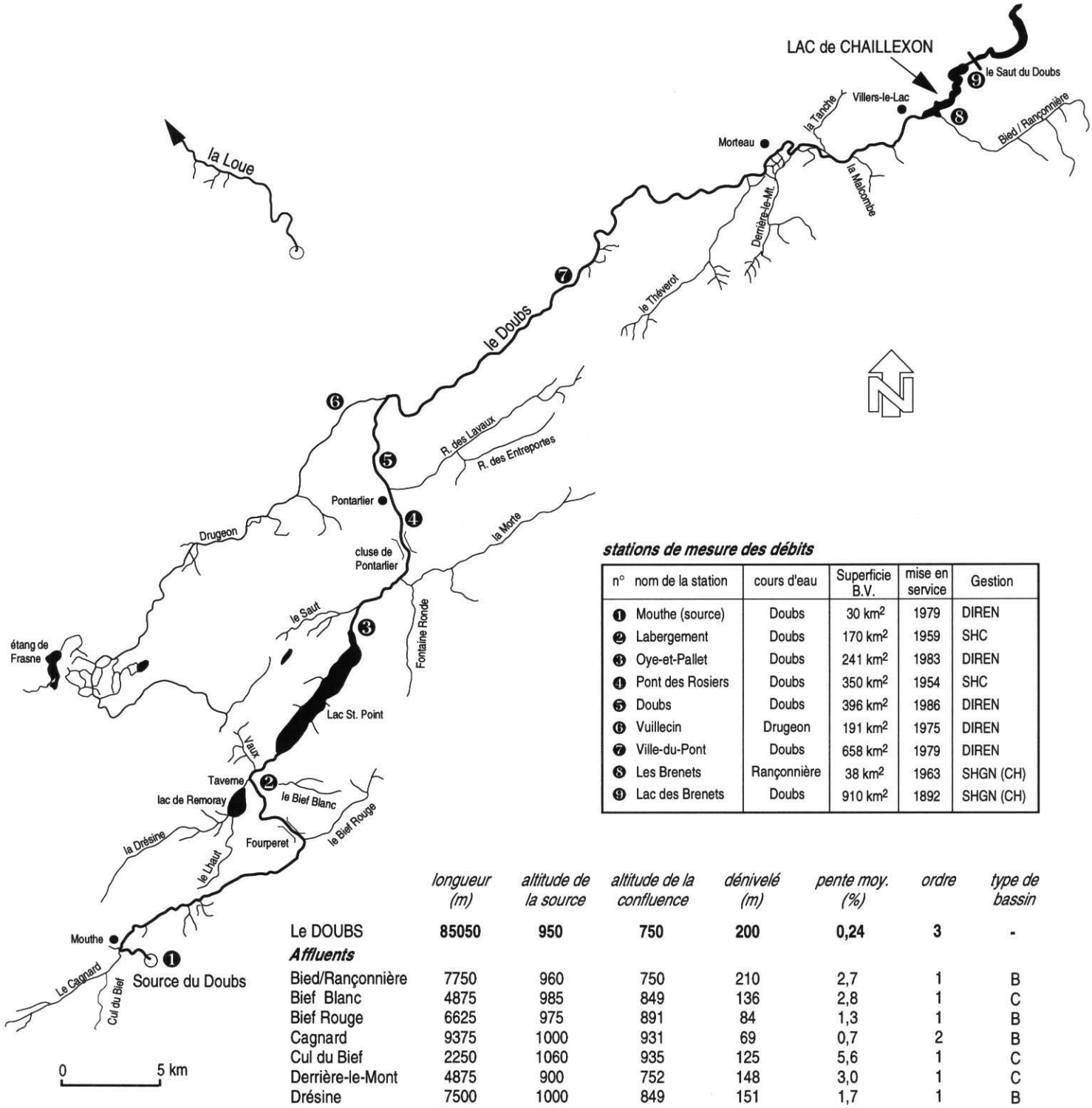


Fig. 3 - Aspects géologiques du bassin versant (d'après les cartes BRGM 1/50 000e et P. Chauve 1975).



stations de mesure des débits

n°	nom de la station	cours d'eau	Superficie B.V.	mise en service	Gestion
❶	Mouthe (source)	Doubs	30 km²	1979	DIREN
❷	Labergement	Doubs	170 km²	1959	SHC
❸	Oye-et-Pallet	Doubs	241 km²	1983	DIREN
❹	Pont des Rosiers	Doubs	350 km²	1954	SHC
❺	Doubs	Doubs	396 km²	1986	DIREN
❻	Vuillecin	Drugeon	191 km²	1975	DIREN
❼	Ville-du-Pont	Doubs	658 km²	1979	DIREN
❽	Les Brenets	Rançonnière	38 km²	1963	SHGN (CH)
❾	Lac des Brenets	Doubs	910 km²	1892	SHGN (CH)

	longueur (m)	*altitude de la source*	*altitude de la confluence*	*dénivelé (m)*	*pente moy. (%)*	*ordre*	*type de bassin*
Le DOUBS	**85050**	**950**	**750**	**200**	**0,24**	**3**	**-**
Affluents							
Bied/Rançonnière	7750	960	750	210	2,7	1	B
Bief Blanc	4875	985	849	136	2,8	1	C
Bief Rouge	6625	975	891	84	1,3	1	B
Cagnard	9375	1000	931	69	0,7	2	B
Cul du Bief	2250	1060	935	125	5,6	1	C
Derrière-le-Mont	4875	900	752	148	3,0	1	C
Drésine	7500	1000	849	151	1,7	1	B
Drugeon	32500	864	802	62	0,2	1	A
Entreportes	5750	1117	867	250	4,3	1	C
Fontaine Ronde	5275	955	855	100	1,9	1	-
Lavaux	9875	1060	825	235	2,4	2	B
Lhaut	4575	920	849	71	1,5	1	C
Malcombe	2375	995	752	243	10,2	1	C
Morte	11600	923	843	80	0,7	2	B
Saut	4125	913	850	63	1,5	1	B
Tanche	3850	810	752	58	1,5	1	B
Taverne	1500	850	849	1	0,1	2	A
Théverot	10875	1070	752	318	2,9	1	C
Vaux	2500	865	849	16	0,6	1	C

Σ affluents = 138050

Fig. 4 Réseau hydrographique

Ce dernier, d'un dénivelé global de 50 mètres (dont une chute d'eau de 26 mètres), est l'exutoire du lac et du bassin versant de la haute vallée du Doubs.

De la source du Doubs au Saut-du-Doubs, le dénivelé est de 200 mètres pour 85 km de rivière.

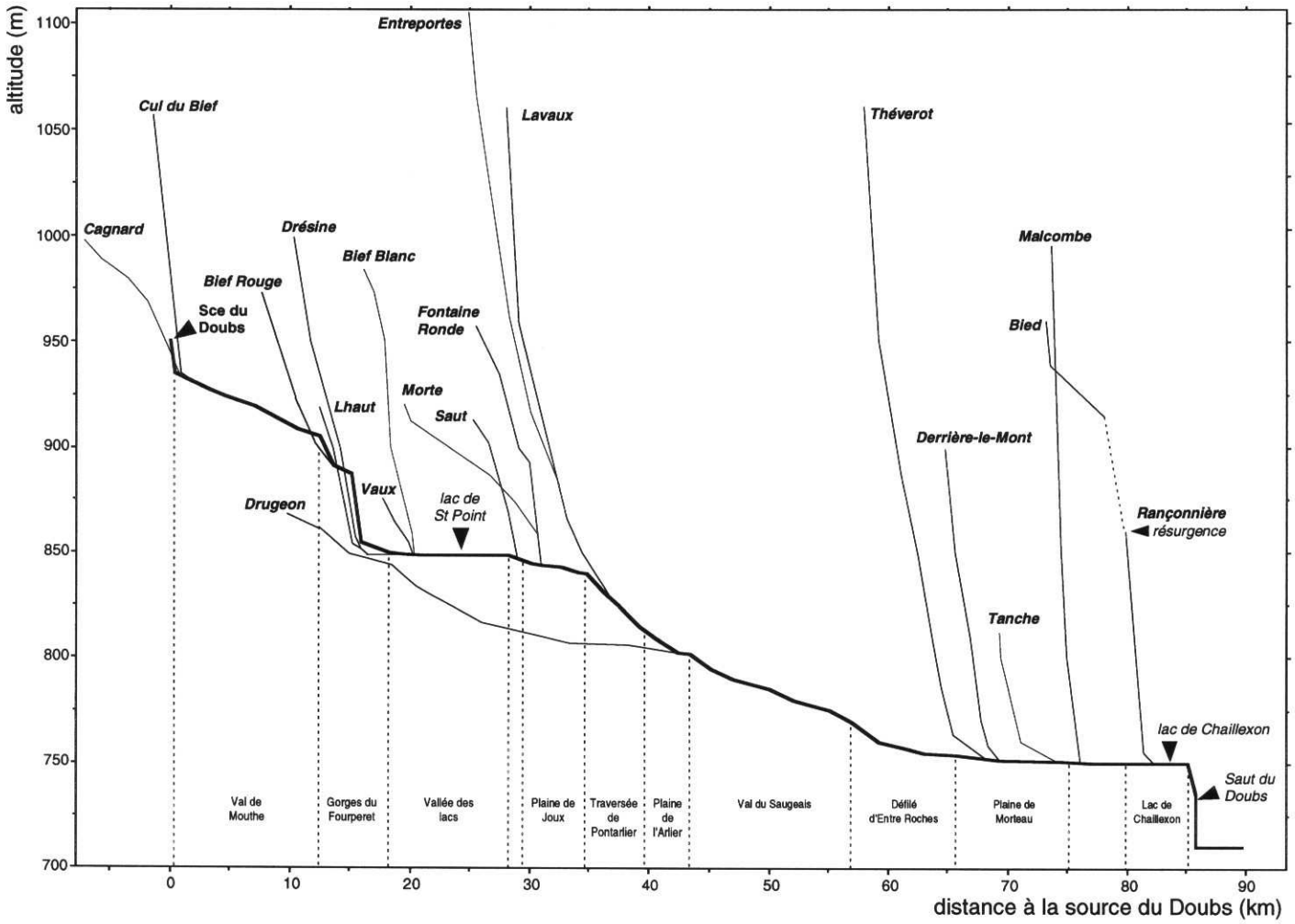


Fig. 5 Profil longitudinal du réseau hydrographique

1.3.2. Les affluents directs et indirects

Le Doubs reçoit 14 affluents directs et 4 affluents indirects pour une longueur totale de 138 km (fig. 4; tab. 1). Selon la classification hiérarchique des distributaires proposée par HORTON (1945), le Doubs, d'ordre 3, reçoit 4 distributaires d'ordre 2 et 14 distributaires d'ordre 1.

Ces distributaires principaux sont regroupés selon deux secteurs géographiques (fig. 5) :

- en tête de bassin (de la source à Pontarlier) : 13 affluents ;
- à proximité de l'exutoire (plaine de Morteau et Villers-le-Lac) : 5 affluents.

La partie médiane du cours du Doubs ne reçoit aucun distributaire notoire.

1.3.3. Les pertes karstiques du bassin versant

Le bassin de la haute vallée du Doubs constitue un système karstique complexe qui associe le réseau hydrographique de surface à des circulations hydrauliques souterraines. Les séries calcaires du jurassique moyen et supérieur ou du crétacé, qui constituent pour l'essentiel le substrat géologique (cf. chapitre 1.6), offrent une perméabilité en grand qui entraîne un déficit d'écoulement à l'exutoire du bassin versant (JACQUEMIN, 1984).

La différence entre le bassin versant topographique et le bassin hydrologique se traduit par des circulations souterraines centrifuges qui exportent vers d'autres bassins une partie des eaux reçues par le bassin du Doubs (fig. 6).

Quelques unes de ces relations souterraines ont été reconnues par traçage ou à l'occasion de travaux (percement du tunnel du Mont d'Or par exemple - FOURNIER, 1914 ; CHAUVE, 1975).

On sait ainsi que le secteur du Risoux - Mont d'Or alimente, pour partie, le bassin suisse de l'Orbe (JEANBLANC & SCHNEIDER, 1981), que les eaux du synclinal de Frasne sont partiellement drainées par les sources de l'Ain (DURAFFOURG & PALACIO, 1981), et que la Loue, dont la source est distante du Doubs d'une quinzaine de kilomètres, est pour partie une résurgence de ce dernier (FOURNIER, 1900, 1913 ; CHAUVE et al., 1982, 1987 ; JACQUEMIN, 1984).

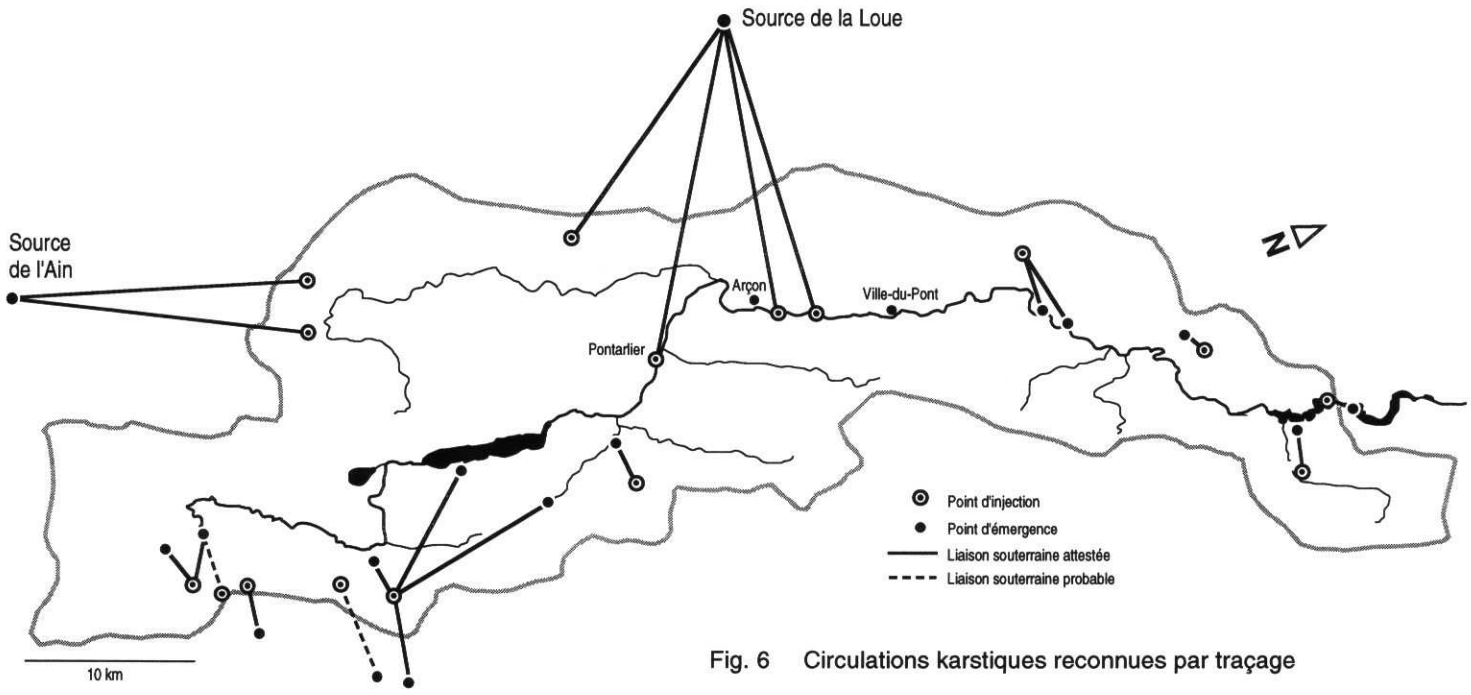


Fig. 6 Circulations karstiques reconnues par traçage

1.3.4. Les relations karstiques Doubs - Loue

Le plus important déficit hydrologique enregistré par les flux de surface du bassin versant correspond aux pertes du Doubs entre Pontarlier et Ville-du-Pont.

On sait, depuis 1901, que ces pertes alimentent les eaux de la Loue (traçage accidentel à l'absinthe consécutif à l'incendie des usines Pernod de Pontarlier !).

Sur près de 15 km, de Pontarlier à Ville-du-Pont, le lit du Doubs est affecté de pertes plus ou moins localisées dans les calcaires portlandiens fracturés, directement à l'affleurement ou sous la couverture glaciaire ou alluviale qui oblitère parfois les calcaires.

L'importance du phénomène de capture va jusqu'à provoquer l'assèchement complet de la rivière entre Arçon et Ville-du-Pont au cours des années d'étiage sévère (généralement Juillet/Août/Septembre, plus rarement en hiver).

Ces pertes ont fait l'objet de diverses études de quantification afin de proposer d'éventuelles solutions pour soutenir les débits aux périodes critiques (CHAUVE et al., 1982 ; JACQUEMIN, 1984 ; DAVAL, 1994).

Une étude globale du système karstique Doubs - Loue est actuellement en cours par la DIREN de Franche-Comté (DIREN, 1994). Outre une reconnaissance géophysique des zones de pertes (électromagnétisme, électrofiltration, radar), des forages ont été réalisés pour appréhender la dynamique piézométrique du karst.

Dans le même cadre, une étude hydrologique par comparaison des chroniques de débits journaliers des stations limnigraphiques à l'amont des pertes (station de Pontarlier sur le Doubs + Vuillecin sur le Drugeon) et de la station aval de Ville-du-Pont, a permis de définir, sur la période 1979 - 1993, que les valeurs de la perte globale ΔQ varient de 1,5 m^3/s à 3 m^3/s au maximum, sans qu'une relation $\Delta Q=f(Q_{amont})$ puisse être établie (DAVAL, 1994).

Ce fonctionnement atypique est également illustré par l'irrégularité des pertes sur la période d'étude. On note qu'un débit amont inférieur à 3 m^3/s n'entraîne pas systématiquement une sécheresse du lit dans la zone de perte (Q_{aval} <0,1 m^3/s). C'est particulièrement le cas de 1982 à 1987 où, malgré de longues périodes de débit amont inférieur à 2,5 m^3/s (plus d'un mois consécutif en 1984), le débit du Doubs à Ville-du-Pont reste supérieur à 0,5 m^3/s (fig. 7). Y-a-t'il eu colmatage partiel et temporaire (naturel ou anthropique) des pertes durant cette période ?

Le seuil de 3 m^3/s correspond aux pertes réelles en basses et moyennes eaux.

En hautes eaux, le ΔQ devient négatif. Trois hypothèses peuvent être évoquées :

- Les pertes diminuent en hautes eaux en raison d'une vitesse d'écoulement élevée ;
- Le karst est rapidement saturé et la rivière n'alimente plus la nappe ;
- Les apports latéraux ne sont plus négligeables.

Il est cependant probable que la contribution des apports latéraux (ruissellement, petits affluents, ruisseau des Lavaux, etc...) soit prédominante et dépasse le volume de perte.

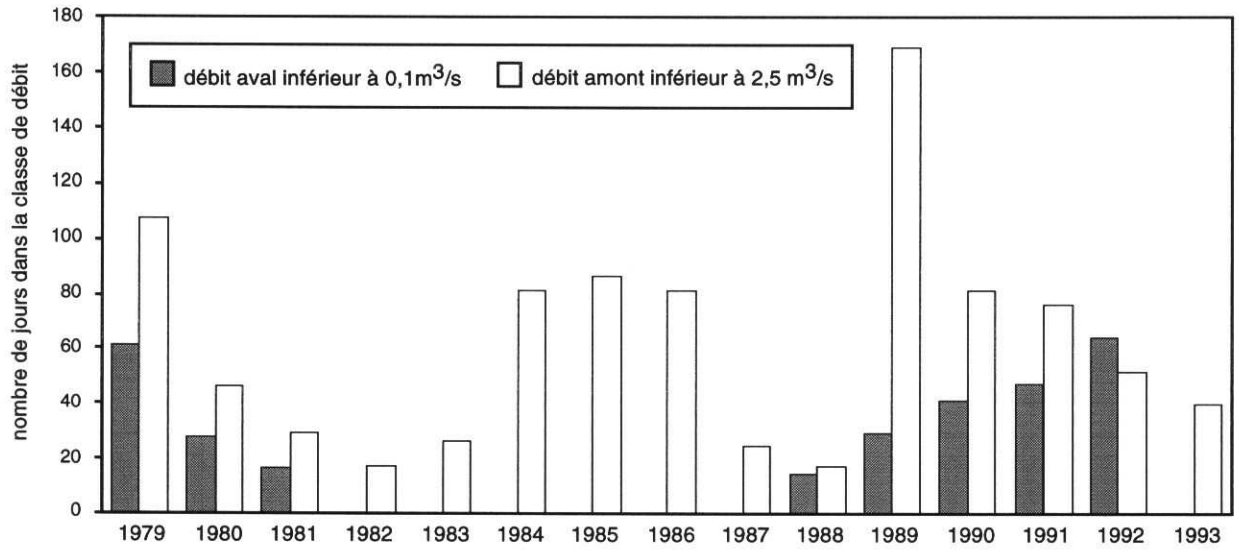


Fig. 7 Fréquence des débits d'étiages à l'amont et à l'aval des pertes du Doubs entre Pontarlier et Ville-du-Pont, de 1979 à 1993. (D'après DIREN 1994)

1.4.- Paramètres de surface

Les paramètres physiques caractéristiques d'un bassin versant et en particulier de sa géométrie ou de son relief, sont des paramètres influant directement le comportement hydrologique de ce dernier (DUBREUIL, 1974 ; REMENIERAS, 1986).

1.4.1 Paramètres géométriques

• ***Superficie :***

La superficie totale du bassin est calculée par planimétrage de la source du Doubs à Mouthe, à l'exutoire du lac de Chaillexon, point d'enregistrement hydrométrique le plus aval du bassin.

Dans les bilans de matières qui nous intéressent aux chapitres suivants et en particulier pour les flux particulaires, il est nécessaire de soustraire à la surface totale celle du bassin propre au lac de Saint Point, réservoir amont dont on peut considérer qu'il piège au moins 95% des transports particulaires amonts (BRUNE, 1953).

On obtient donc à l'exutoire du lac de Chaillexon :

- Superficie totale *Ad* 910 km²
- Superficie *Ad - St. Point* 669 km²

Ces valeurs sont à diminuer de 58 km² pour obtenir les surfaces de bassin versant à l'entrée du lac de Chaillexon.

• ***Périmètre :***

Le périmètre du bassin total est de 187 km.

• ***Indice de compacité (Kc) :***

L'indice de compacité (ou indice de Gravélius) caractérise la forme générale du bassin, en fonction de son périmètre P et de sa surface Ad, tel que : $Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi Ad}}$

Le bassin de la haute vallée du Doubs possède un indice Kc égal à 1,75 caractéristique de son allongement.

• ***Rectangle équivalent :***

La surface du bassin est rapportée à un rectangle de même périmètre par transformation géométrique. Les valeurs de largeur et longueur du rectangle permettent ainsi d'établir des comparaisons entre bassin et de calculer un indice de pente standardisé.

Longueur $L = \frac{Kc\sqrt{Ad}\left(1+\sqrt{1-(1{,}12/Kc)^2}\right)}{1{,}12}$ et la largeur $l = \frac{Kc\sqrt{Ad}\left(1-\sqrt{1-(1{,}12/Kc)^2}\right)}{1{,}12}$

soit pour le bassin du Doubs L = 83,3 km et l = 10,9 km.

1.4.2 Paramètres morphométriques

• ***Altitudes et hypsométrie :***

Les altitudes extrêmes du bassin versant présentent un dénivelé maximal de 710 m. La courbe hypsométrique des fréquences d'altitude cumulées, en fonction de la surface du bassin (fig. 8) présente une pente régulière qui traduit la même régularité décroissante des surfaces de bassin en fonction de l'altitude. Les caractéristiques altitudinales sont les suivantes :

- Altitude maximale H_{max} 1460 m (Mont d'Or)
- Altitude minimale H_{min} 750 m
- Altitude moyenne H_{moy} 1105 m $H_{moy} = (H_{max} + H_{min})/2$
- Altitude de fréquence 50% 983 m
- Altitude la plus fréquente 800 - 900 m

• ***Pente :***

La pente moyenne du bassin ($Pt = H_{max} - H_{min}/L$ avec L = longueur du rectangle équivalent) est de 8,5 m/km donc relativement peu importante.

• ***Densité de drainage :***

L'indice de densité de drainage Dd du bassin (LEOPOLD et Al., 1964), tel que Dd=Longueur des cours d'eau / Ad, est significatif du contexte karstique puisqu'il est égal à 0,24.

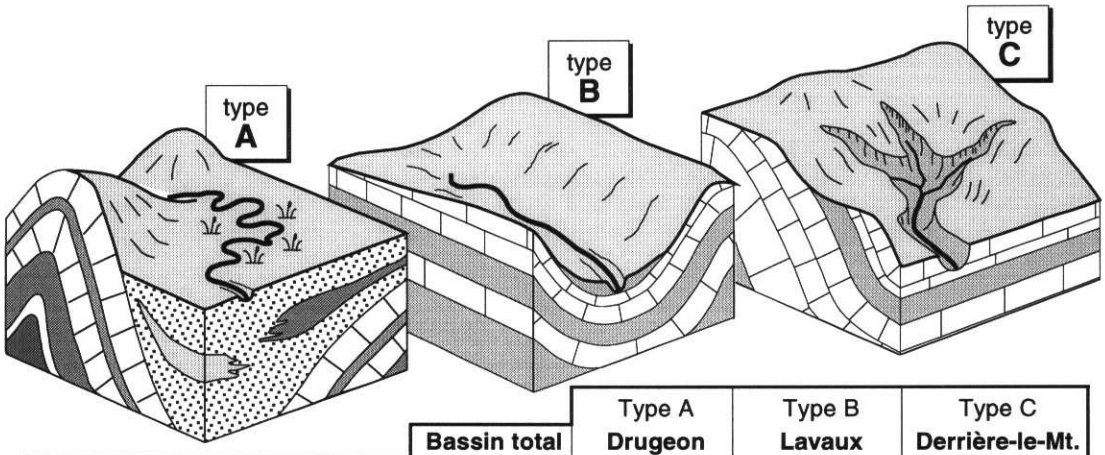
1.4.3 Classification des sous-bassins

Les bassins versants des 19 distributaires principaux du Doubs (fig. 4) peuvent être classés en trois types morpho-structuraux distincts pour lesquels les paramètres de surfaces différent (tab. 1 ; fig. 8). Pour chaque type, nous avons retenu un exemple représentatif.

• **Type A** - bassin versant sur plaine alluviale :

Ce type ne concerne que deux distributaires : le Drugeon et la Taverne. Si le second est anecdotique par sa surface et la longueur de son cours (il s'agit de la "liaison" entre les lacs de St Point et de Remoray), le premier représente plus de 20% de la surface du bassin total.

Ce bassin correspond, pour sa plus grande partie, à la plaine alluviale proglaciaire de l'Arlier. La pente moyenne est de 2 m/km, cette valeur atteind 1,2 m/km si l'on exclut la tête de bassin. Le cours d'eau méandrise dans une plaine constituée de tourbières et prairies humides.



		Bassin total	Type A **Drugeon**	Type B **Lavaux**	Type C **Derrière-le-Mt.**
Superficie	km^2	**910**	**191**	**21**	**12**
Périmètre	*km*	187	69	26	16
Indice de compacité	*Kc*	1,75	1,41	1,60	1,30
Rectangle équivalent	*Long. km*	83,3	27,9	11,2	6,1
	Larg. km	10,9	6,8	1,9	2,0
Altitude maximale	*m*	**1460**	**1170**	**1310**	**1305**
Altitude minimale	*m*	**750**	**806**	**823**	**752**
Altitude de fréquence 50%	*m*	983	890	1055	1100
Altitude moyenne	*m*	1105	988	1067	1029
Altitude la plus fréquente	*m*	800 - 900	800 - 900	900 - 1000	1100 - 1200
Pente moyenne	*m/km*	**8,5**	**13,0**	**43,4**	**90,8**

tableau 1. - Paramètres de surface du bassin versant et des 3 types de sous-bassins

• **Type B** - bassin versant sur vallée synclinale :

Huit distributaires du Doubs (fig. 4correspondent à des bassins versants associés à des vallées synclinales (synclinaux à cœur crétacé, voire tertiaire). Les parties basses sont généralement occupées par des prairies (pâturages ou prairies de fauche) tandis que les parties supérieures des flancs sont couvertes par des hêtraies-sapinières. La pente moyenne reste modérée, comprise entre 30 et 50 m/km, pour des bassins plutôt étirés (Kc > 1,50).

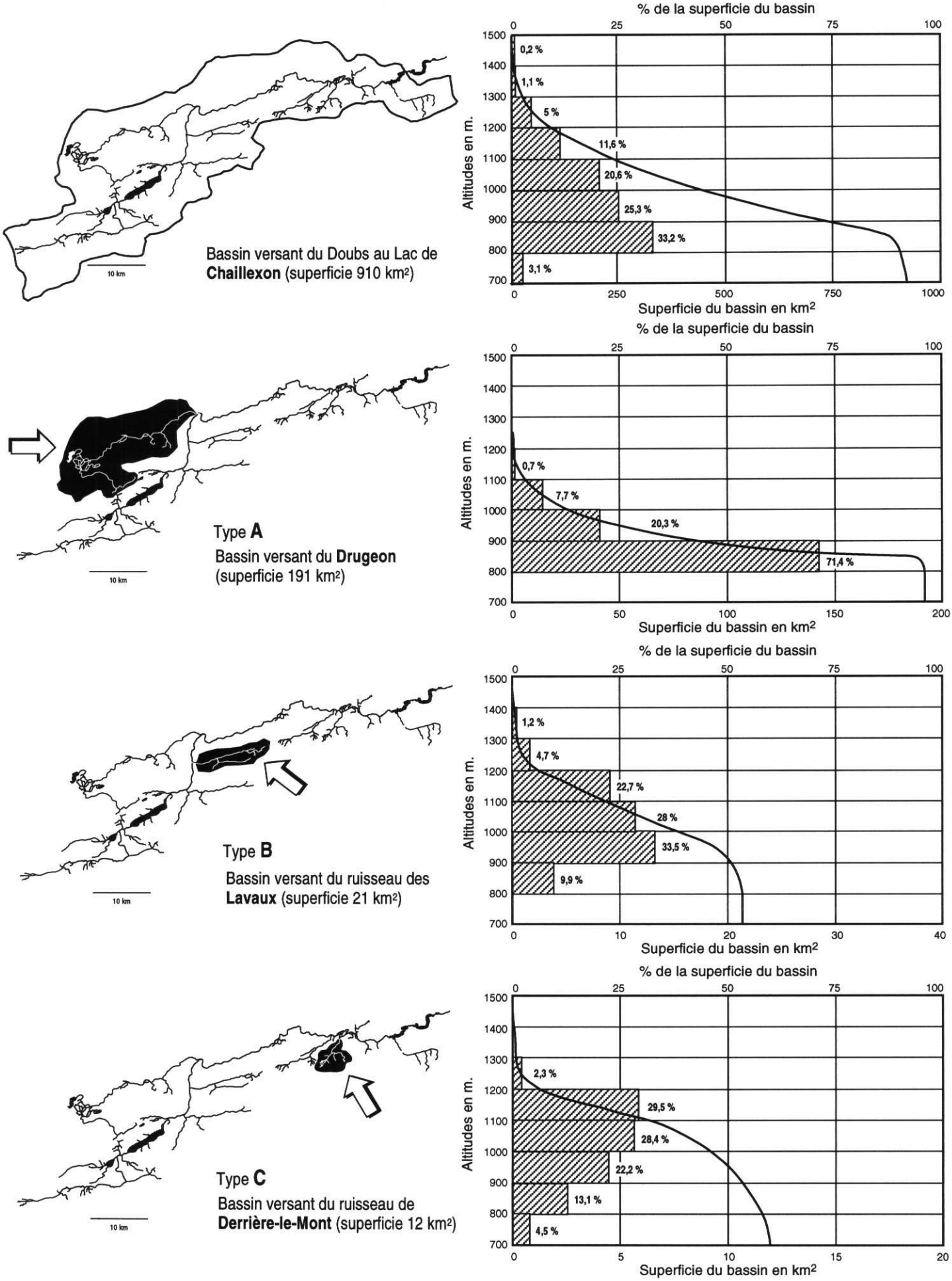


Fig. 8 Courbes hypsométriques et fréquences altimétriques du bassin versant et des trois types de sous-bassins

• **Type C** - bassin versant sur flanc d'anticlinal :

Le troisième type de bassin correspond aux affluents dont l'aire de drainage entame une structure anticlinale. C'est le cas, entre autres, des bassins du Bief Blanc, du Théverot, ou du ruisseau de Derrière-le-Mont. Ces bassins sont plutôt de petite taille, caractérisés par une pente forte et un dénivelé important. Pour l'essentiel, leur surface est occupée par un couvert forestier de hêtraie-sapinière et de pessières.

1.5.- Paramètres climatiques

La connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin implique la détermination et l'analyse du signal d'entrée, c'est à dire le signal climatique et en particulier la pluviométrie.

L'objectif est double :

- définir une pluviosité moyenne sur le bassin et sa variabilité dans le temps ;
- caractériser la pluviosité efficace c'est à dire la part des précipitations reçues par l'impluvium qui alimentent effectivement les flux hydrologiques de surface.

Pour ce faire, nous avons analysé une période de 33 ans de chronique climatique (1960 - 1993 / données MétéoFrance), définie pour quatre stations principales, internes au bassin :

- Mouthe 936 m (1960 - 1993)
- Morteau 810 m (1960 - 1993)
- Pontarlier 830 m (1960 - 1993)
- Villers-le-Lac 954 m (1960 - 1987)

En fonction des données disponibles, les données de huit autres stations, le plus souvent périphériques au bassin, ont été utilisées pour l'établissement d'une carte isohyète.

Remarque : le découpage unitaire des chroniques climatiques ou hydrologiques correspond à l'année civile et non pas au cycle hydrologique moyen (septembre - Août).

1.5.1 Les précipitations

• ***Contrôle des données :***

Deux conditions déterminent la validité de l'anayse d'une série statistique : l'échantillon doit être exempt d'erreur systématique (modification de la station au cours de l'échantillonnage, dans le cas de la pluviométrie par exemple) et sa variabilité doit être indépendante du temps (DUBREUIL, 1974).

Si les propriétés statistiques de la pluviométrie sont effectivement indépendantes du temps (MIQUEL, 1984), la stationnarité des données est contrôlée par un test sur les moyennes, tel que :

$$x = (m_i - m_j)\sqrt{n} \Big/ \sqrt{\sigma^2{}_i + \sigma^2{}_j}$$

avec i et j = sous-échantillons d'une même série — σ_i et σ_j = écart-types
m_i et m_j = moyennes arithmétiques — n = nombre de valeurs du sous-échantillon

La variable x suit une loi de Student à 2n-2 degrés de liberté. Appliqué aux données de la station de Mouthe, pour des sous-échantillons de 5 et 10 ans (5 premières et dernières valeurs ; 10 premières et 10 dernières valeurs), le test apparaît comme étant significatif d'une série stationnaire (x=0,601 et 0,823 < à $t\alpha/2$=1,86 et $t\alpha/2$=1,734).

La stationnarité des autres stations est confirmée en testant l'homogénéité de l'ensemble des données par rapport aux données de la station de Mouthe, utilisée comme référentiel.

Le graphe $\sum_{1}^{i} X_i - \sum_{1}^{i} Y_i$ (où X_i et Y_i sont les précipitations annuelles cumulées jusqu'à l'année i) présente des régressions linéaires pour les quatre stations, caractéristiques de l'homogénéité des chroniques pluviométriques (fig. 9).

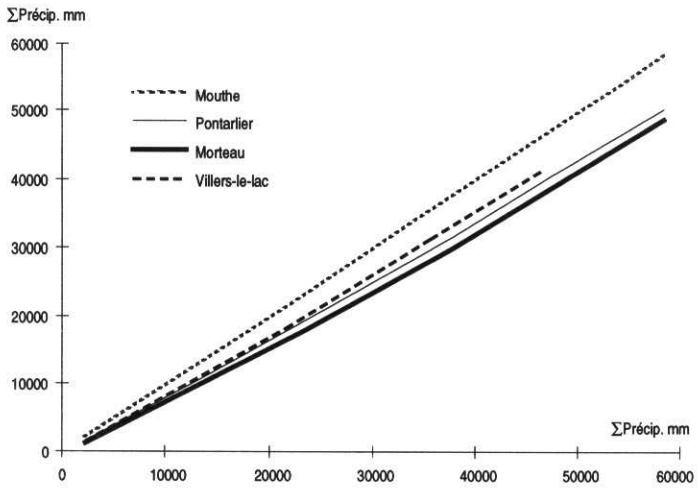


Fig. 9

Comparaison des totaux annuels cumulés de précipitations avec la station de Mouthe (1960 -1993).

• ***Variabilité des moyennes annuelles et interannuelles des stations :***

La variabilité pluviométrique annuelle des quatre stations du bassin sur 33 ans montre une bonne constance des écarts relatifs entre les stations (fig. 10A). La pluviosité est abondante, elle est maximale à Mouthe sur l'ensemble des moyennes annuelles (tab. 2) comme sur la moyenne interannuelle (1717 mm/an). Elle est minimale à Morteau qui enregistre les plus faibles moyennes annuelles sur 26 années de mesures et présente la plus faible moyenne interannuelle (1436 mm/an). Les moyennes de Pontarlier sont légèrement supérieures (moyenne interannuelle de 1473 mm/an).

La station de Villers-le-Lac enregistre une assez forte pluviosité, malgré sa proximité avec celle de Morteau (moyenne interannuelle de 1523 mm/an). Cette distorsion peut être associée à un effet de relief (effet microclimatique), probablement amplifié par une légère surestimation de la moyenne (moyenne interannuelle établie sur 27 ans qui n'intègre pas la période sèche 1987 - 1993).

station	nombre années	moyenne interannuelle *mm/an*	écart-type *mm*	moyenne annuelle MAX. *mm/an*	moyenne annuelle MIN. *mm/an*	variabilité *mm*	nb. moyen j. de pluie *jours*	Indice pluvio. *mm/j*
Mouthe	33	1717	292,9	2312 (65)	1172 (72)	1140	170	10,1
Pontarlier	33	1473	248,6	1897 (65)	951 (64)	946	190	7,8
Morteau	33	1436	264,1	2016 (83)	900 (64)	1116	157	9,1
Villers-le-Lac	27	1523	267,1	1976 (77)	1030 (64)	946	187	8,1
Bassin versant	33	1537	252	1976 (65)	1020 (64)	956	176	8,7

influence des stations : Mouthe 27% - Pontarlier 47% - Morteau 17% - Villers-le-Lac 9%

tableau 2. - Variabilité des paramètres pluviométriques dans le bassin versant (1960 - 1993)

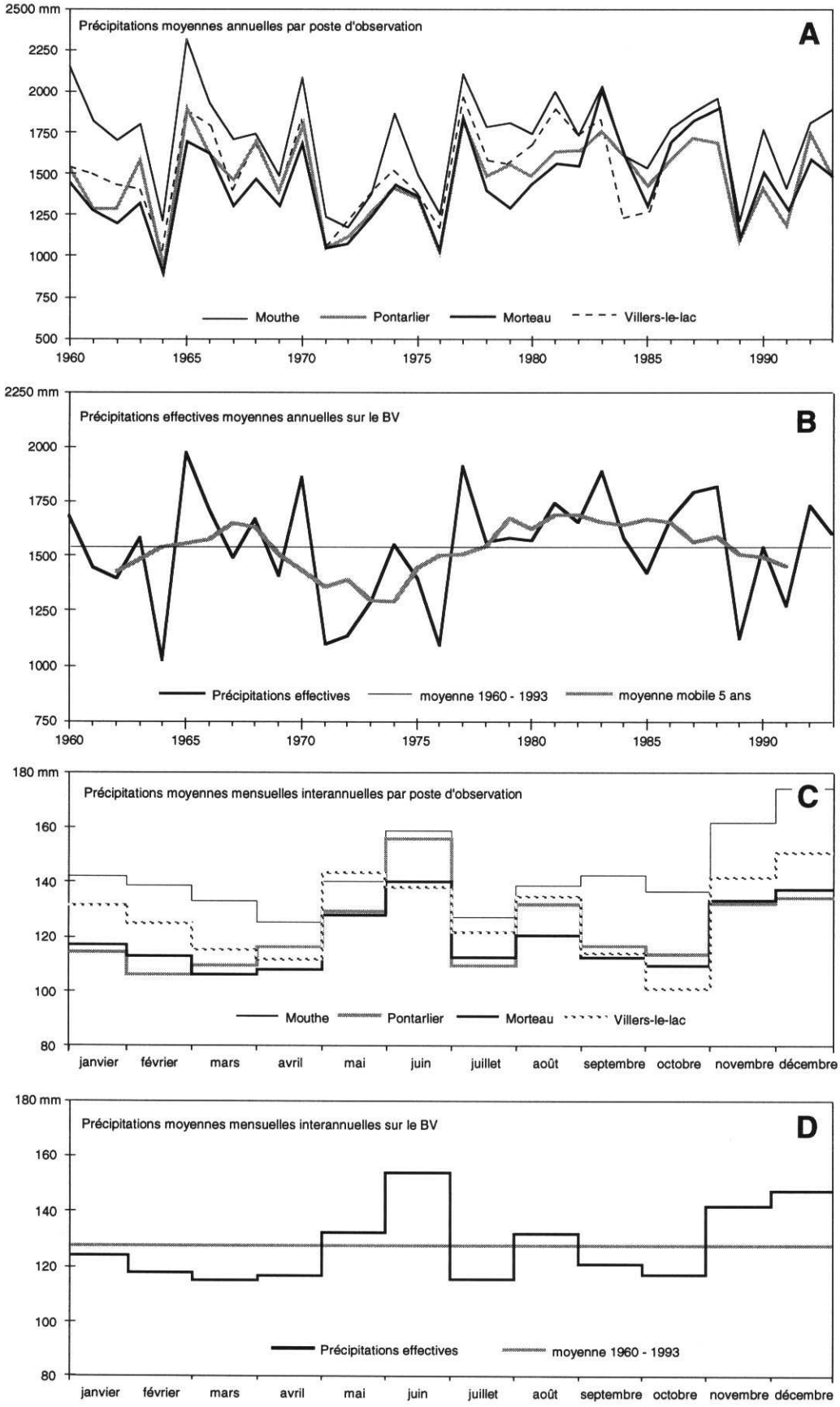


Fig. 10 Evolution des précipitations moyennes dans le bassin versant (1960 - 1993).

• ***Indices pluviométriques moyens :***

Les moyennes interannuelles rapportées au nombre moyen de jours de pluie pour chaque station permettent de définir les indices pluviométriques (fig. 11 ; tab. 2). Ils varient entre 7,8 mm/j au minimum à Pontarlier et 10,1 mm/j à Mouthe.

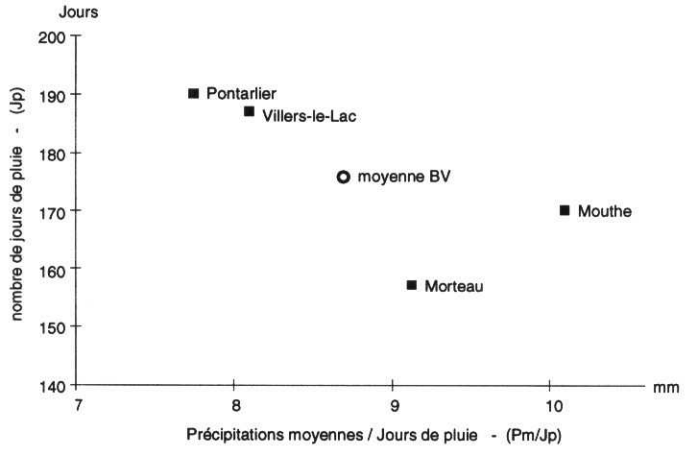


Fig. 11 Indice de précipitation et jours de pluies dans le bassin versant (moyenne interannuelle).

Il pleut environ un jour sur deux sur la haute vallée du Doubs. C'est à Pontarlier et à Villers-le-Lac qu'il pleut le plus souvent (190 et 187 jours de pluie par an en moyenne), mais avec une intensité plus faible qu'à Mouthe et à Morteau (170 et 157 jours de pluie par an en moyenne).

Si la fréquence des précipitations est importante, leur intensité journalière reste modérée, n'atteignant que très rarement des valeurs exceptionnelles.

• ***Pluviosité moyenne annuelle du bassin versant :***

Le bassin versant de la haute vallée du Doubs est compris entre les isohyètes 1900 mm et 1400 mm (fig. 12). Les précipitations sont marquées par un gradient du Sud-Ouest pour les plus fortes pluies, au Nord-Est pour les plus faibles. Ce gradient est modulé par les contraintes de reliefs qui induisent une pluviosité plus importante sur les reliefs de la haute chaîne, sur la bordure orientale du bassin (1900 mm sur le Risoux, 1700 mm sur le Chasseron).

La pluviosité moyenne annuelle et interannuelle du bassin versant est évaluée à partir de la méthode de Thiessen. Le choix de cette méthode est motivé par sa simplicité et sa bonne adéquation à la haute vallée du Doubs (faible amplitude altimétrique entre les stations et répartition graduelle).

Elle consiste à pondérer les relevés de chacune des stations par le rapport de la surface d'influence de la station considérée à la surface totale du bassin. La surface d'influence de chaque station est délimitée par construction géométrique (méthode des polygones). On détermine ainsi l'influence des quatre stations du bassin soit :

Mouthe	27 %	Morteau	17 %
Pontarlier	47 %	Villers-le-Lac	9 %

Il en résulte un taux de précipitations effectives moyen de 1537 mm/an pour le bassin (moyenne interannuelle sur 33 ans - tab. 2). Les moyennes annuelles extrêmes sont de 1976 mm en 1965 pour la valeur maximale, et de 1020 mm en 1964 pour la valeur minimale (fig. 10B).

L'indice de pluviosité moyen du bassin versant est de 8,7 mm/j pour 176 jours de pluie par an (fig. 11).

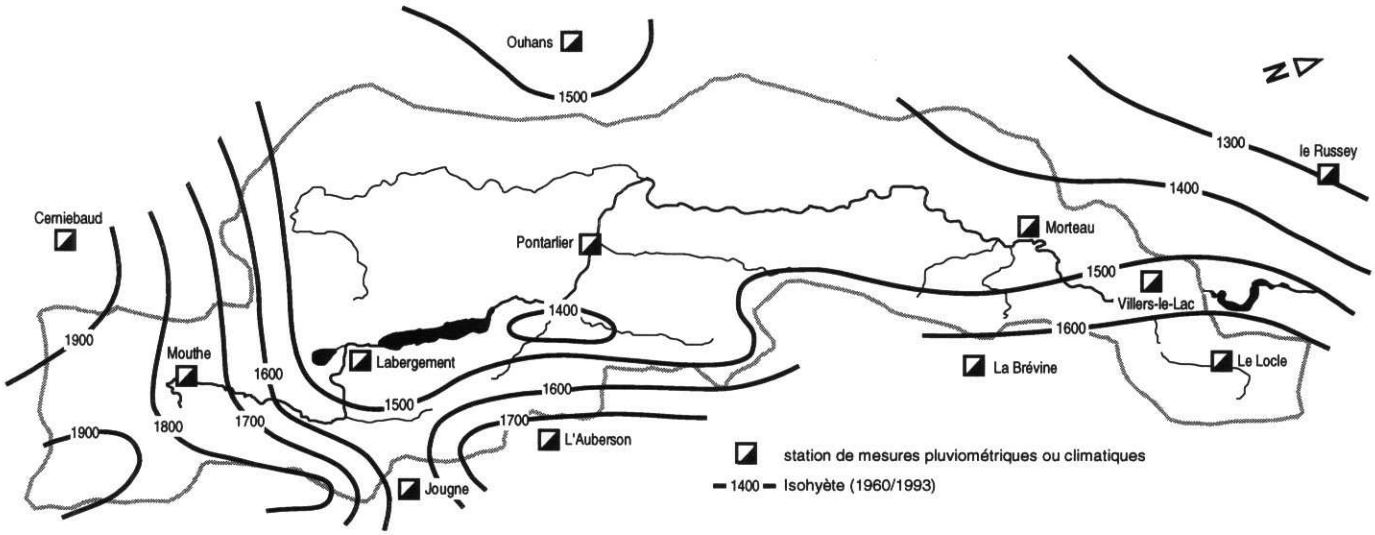


Fig. 12 Isohyètes du bassin versant (moyennes interannuelles sur la période 1960 - 1993)

• ***variabilité saisonnière :***

La variabilité des moyennes mensuelles d'une station à l'autre ou d'une saison à l'autre peut être très importante. On note ainsi, sur 33 ans de mesures, un minimum de 4 mm en décembre 1963 à Morteau et un maximum de 428 mm en février 1970 à Mouthe. Cependant, l'ensemble des stations présente une bonne analogie saisonnière. A l'instar des moyennes annuelles, les moyennes mensuelles interannuelles sont généralement les plus fortes à Mouthe et les plus faibles à Morteau. Les relevés de Pontarlier et Villers-le-Lac évoluent le plus souvent entre ces deux extrêmes (fig. 10C ; tab. 3).

station	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Mouthe	142,9	139,2	133,1	124,6	139,6	159,2	126,0	138,9	142,4	135,5	161,7	174,4
Pontarlier	114,4	106,6	109,6	116,7	130,2	157,6	110,0	131,8	116,5	113,8	132,4	133,9
Morteau	117,0	111,4	107,1	107,7	128,5	140,1	111,4	120,4	112,4	109,7	132,7	137,3
Villers-le-Lac	132,2	123,6	116,0	111,6	143,1	138,2	121,4	134,7	113,6	101,5	142,6	151,7
Bassin versant	124,1	117,8	116,1	116,8	133,6	153,3	115,6	132,1	122,5	117,8	141,3	147,0

influence des stations : Mouthe 27% - Pontarlier 47% - Morteau 17% - Villers-le-Lac 9%

tableau 3. - Moyennes mensuelles interannuelles des précipitations (1960 - 1993)

En pondérant les relevés de chaque station par leur coefficient d'influence, on remarque en moyenne interannuelle, les variations mensuelles suivantes (fig. 10D) :

- un début d'automne assez sec, avec environ 120 mm/mois en septembre et octobre ;

- une fin d'automne et un début d'hiver pluvieux (environ 140 mm en novembre et 150 mm en décembre) ;
- une période plus sèche de janvier à avril avec des moyennes qui varient de 115 à 125 mm/mois ;
- une fin de printemps pluvieuse en particulier au mois de juin, durant lequel les moyennes mensuelles atteignent leur maxima, tant au niveau des stations qu'au niveau de la moyenne du bassin (à l'exception de Mouthe dont la moyenne mensuelle interannuelle maximale se situe en décembre) ;
- un été d'abord sec en juillet (115 mm), puis humide en août (130 mm).

• ***Nivosité :***

Les chutes de neige représentent une large part des précipitations du bassin. Les données recueillies sur 18 années (1969 - 1985 - ITTY et VINTAER, 1987 ; MOINDROT, 1990), extrapolables à la période de référence 1960 - 1993, donnent une proportion de 30 à 35% pour les stations de Mouthe, Labergement et Pontarlier.

Le nombre moyen de jours de neige est quasi constant d'une station à l'autre, de l'ordre de 60 j/an (1 jour sur 6). Cependant, en terme annuel, on note une forte amplitude du nombre de jours de neige d'une année sur l'autre pour une même station, ainsi qu'une mauvaise corrélation entre les stations sur une même période.

Dans l'ensemble, les précipitations neigeuses se répartissent de septembre à juin. Seuls les mois de juillet et août ont des modules nivométriques nuls.

Le taux de précipitations neigeuses sur le bassin dépasse 50%, six mois de l'année, de novembre à avril (tab. 4) avec un maximum en janvier et février où le taux dépasse 65%.

	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aoû	Sep	Oct	Nov	Déc
Nivosité (%)	> 65	> 65	> 50	> 50	< 20	< 1	0	0	< 1	< 25	> 50	> 50

tableau 4. - Taux de nivosité moyen en % des précipitations totales sur le bassin versant

L'importance des chutes de neige induit un déphasage entre les précipitations et la réponse hydrologique des cours d'eau. Le déstockage peut être régulier (rayonnement solaire, flux géothermique) ou brutal (redoux pluvieux), provoquant des crues de fontes spectaculaires.

1.5.2. Les températures

La disponibilité des chroniques de température pour les quatre stations du bassin sont irrégulières. Elles couvrent une période de 33 ans pour Mouthe et Pontarlier (1960 - 1993), contre 27 ans pour Morteau (1960 - 1978 et 1985 - 1993) et 19 ans à Villers-le-Lac (1960-1978). On note cependant que les moyennes mensuelles interannuelles sur les quatre stations révèlent une tendance synchronique régionale du paramètre (fig. 13).

Cette analogie mensuelle n'est pas valable pour les moyennes annuelles qui ne présentent pas de corrélations significatives d'une station à l'autre (l'année la plus chaude à Mouthe n'est pas la plus chaude à Villers-le-Lac).

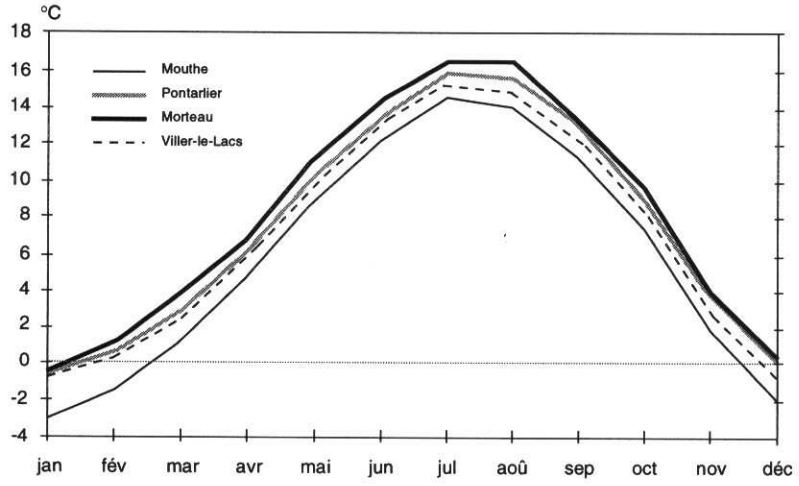


Fig. 13 Températures moyennes mensuelles interannuelles (1960 - 1993)

Le secteur de Mouthe est le plus froid avec une moyenne annuelle interannuelle de 5,8°C, tandis que Morteau apparaît comme le plus tempéré avec 8°C (tab. 5). Le gradient thermique moyen de la haute vallée du Doubs est élevé, de l'ordre de -1,5°C pour 100 m.

station	nombre années	moyenne interannuelle °C	écart-type °C	moyenne annuelle MAX. °C	moyenne annuelle MIN. °C	variabilité °C
Mouthe	33	5,8	0,72	7,3 (92)	4,4 (62)	2,9
Pontarlier	33	7,5	0,66	8,9 (61)	5,9 (80)	3
Morteau	27	8	0,47	8,6 (67)	7,2 (91)	1,4
Villers-le-Lac	19	7	0,51	8,3 (61)	6,2 (78)	2,1

tableau 5. - Températures moyennes interannuelles (1960 - 1993)

La distribution des températures mensuelles est caractérisée par une forte amplitude pour l'ensemble des stations (17,5°C à Mouthe, 16,3°C à Pontarlier, 16,9°C à Morteau et 15,9°C à Villers-le-Lac). Cette particularité se traduit par des amplitudes journalières entre maxima estival et minima hivernal qui peuvent dépasser 60°C à Mouthe par exemple (-35°C en janvier 1971 et + 34°C en juillet de la même année).

1.5.3. L'évapotranspiration

Parmis les termes du bilan hydrologique, tels que : $P - E = Q \pm \Delta R$

avec P = pluviosité totale Q = débit écoulé
E = évapotranspiration ΔR = variation des réserves

l'estimation de l'évapotranspiration est la plus délicate. L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau précipitée rejetée dans l'atmosphère par évaporation directe ou par transpiration végétale. On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP) de l'évapotranspiration réelle (ETR). L'ETP correspond à l'évaporation maximale du sol et de la végétation (considérés comme uniformes)

dans des conditions optimales d'alimentation en eau. L'ETP est donc différente de l'ETR (ETP>ETR) lorsque le bilan hydrologique est déficitaire, c'est à dire que l'évaporation est supérieure aux précipitations. Pour la haute vallée du Doubs et pour un pas de temps mensuel ou annuel, cette situation est inexistante ou en tout cas exceptionnelle (JACQUEMIN, 1984).

Les méthodes de calcul de l'évapotranspiration sont nombreuses et plus ou moins complexes (TURC, 1954, 1961 ; PENMAN, 1956 ; THORNTHWAITE, 1954 ; etc...). Elles sont établies sur des fonctions empiriques qui font intervenir la latitude de la station et les paramètres climatiques, essentiellement la température et les précipitations.

Sur le plan régional, plusieurs études ont abordé cette estimation par diverses méthodes (JEANBLANC et SCHNEIDER, 1981 ; JACQUEMIN, 1984 ; ITTY & VINTAER, 1987 ; MOINDROT, 1990).

• ***Estimation des moyennes mensuelles et annuelles :***

Par analogie avec les études citées, nous avons calculé l'ETR / ETP par deux méthodes applicables aux pas de temps mensuels et annuels. L'estimation moyenne pour le bassin correspond à la somme des valeurs des quatre stations, pondérées de leur coefficient d'influence (somme de Mouthe, Pontarlier et Morteau pour la période 1987 - 1993, les données pluviométriques de Villers étant inexistantes). Les températures de Pontarlier ont été extrapolées à Morteau pour les années manquantes (1979 à 1984) et celles de Villers-le-Lac, inconnues de 1979 à 1986, sont reprises de Morteau diminuées de la valeur du gradient thermique moyen (-1,5 °C / 100 m).

L'évapotranspiration mensuelle interannuelle est calculée par la formule de THORNTHWAITE (1954) telle que :

$$ETP = K\left[16\left(\frac{10t}{I}\right)^{a}\right]$$

avec :
K = coef. de correction de la latitude égal au rapport entre la durée théorique du jour (heures diurnes) et la moitié des heures du jour total (n=12).
t = température moyenne du mois considéré.
I = indice thermique annuel tel que $I = \sum_{1}^{12}\left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$
$a = f(I) = 6{,}75.10^{-7}.I^3 - 7{,}71.10^{-5}.I^2 + 1{,}79.10^{-2}.I + 0{,}492$

On détermine ainsi une ETP mensuelle interannuelle nulle en janvier et de l'ordre de 100 mm à son maxima en juillet pour des précipitations quasi équivalentes (fig. 14). La moyenne annuelle du bassin calculée par cette approche est de 584 mm soit 38% de la somme des précipitations.

La variation de l'ETP est conforme aux gradients altitudinaux et thermiques : elle est plus faible à Mouthe (518 mm soit 30% des précipitations) qu'à Morteau (642 mm soit 45% des précipitations).

Estimées par la méthode de TURC (1954) pour un pas de temps annuel, tel que :

$$ETR = P\Big/\sqrt{0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}}$$

avec :
P = précipitations moyennes annuelles en mm
t = température moyenne annuelle en °C
$L = 300 + 25.t + 0{,}05.t^3$

les valeurs de l'évapotranspiration sont sensiblement différentes. Elles sont de 472 mm en moyenne interannuelle pour le bassin, soit 112 mm de moins que par la formule de Thornthwaite. Les écarts sont identiques au niveau des stations (Mouthe 441 mm ; Pontarlier 482 mm ; Morteau 493 mm ; Villers-le-Lac 460 mm).

L'observation de la moyenne annuelle du bassin calculée sur 33 ans par la formule de Turc indique une variabilité entre les extrêmes de 73 mm.

Cette différence de résultat entres les méthodes de calcul est confirmée par divers auteurs. MOINDROT (1990) estime l'ETR moyenne annuelle en deux points du bassin situés respectivement à 1170 m et 1190 m (Les Fourgs près de Pontarlier et le Laitelet près de Mouthe), par 4 méthodes différentes :

- par calcul : TURC (1954) - ETR annuelle
  THORNTHWAITE (1954) - ETP annuelle = Σ ETP mensuelles
  TURC modifié (1961) - ETR annuelle = Σ ETR / décade
- par expérimentation : Estimation sur cases lysimétriques (2 stations sur un cycle).

Il décrit une surestimation de l'ETR de l'ordre de 30% pour les méthodes de TURC annuelle et TURC modifié par rapport à la démarche expérimentale ($\approx$ 400 mm contre $\approx$ 300 mm), et de plus de 60 % pour le calcul selon Thornthwaite ($\approx$500 mm).

Cette distorsion s'explique en partie par le fait que les méthodes de calcul n'intègrent pas le retard d'écoulement induit par les stocks neigeux et qu'elles affectent à la période estivale un taux d'ETR trop élevé qui ne tient pas compte de la spécificité altitudinale des stations.

Inversement, on peut considérer que l'expéri-mentation directe par l'implantation de cases lysimétriques aboutit à des résultats très sensibles aux conditions locales (environnement des lysimètres). Le risque d'erreur systématique (déplacement du manteau neigeux par le vent - accumulation ou diminution - en période hivernale par exemple, implantation imparfaite du dispositif, etc...) peut également concourir à une sur- ou sous-estimation.

A défaut d'une équivalence des résultats entre les méthodes, nous retiendrons les valeurs intermédiaires calculées par la méthode empirique de Turc définie pour un pas de temps annuel.

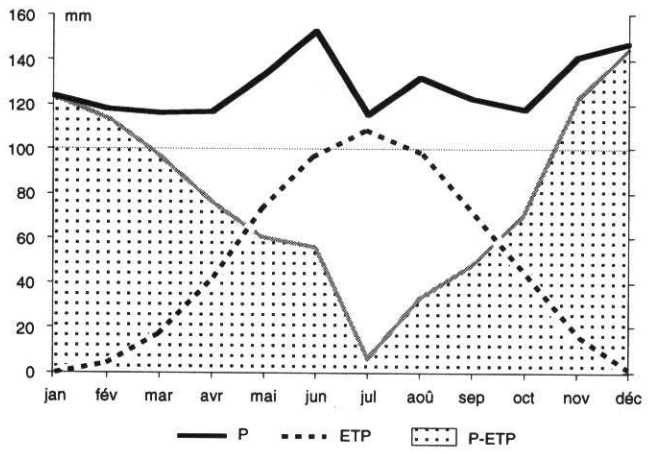


Fig. 14 Bilan précipitations / ETP du bassin versant (moyennes mensuelles interannuelles).

• ***Estimation de la lame d'eau écoulée sur le bassin versant :***

Les pluies utiles qui alimentent effectivement les écoulements superficiels et souterrains du bassin versant, correspondent aux précipitations réelles, diminuées des valeurs de l'ETR. Elles représentent la lame d'eau écoulée sur le bassin versant durant une année ou un cycle hydrologique, soit 970 millions de m^3 en moyenne interannuelle pour le bassin versant du lac de Chaillexon (tab. 6). Cette valeur descend à 661 millions de m^3 si l'on ne considère que le bassin restreint, c'est à dire le bassin total diminué de la superficie du bassin propre au lac de St. Point, réservoir amont de la haute vallée du Doubs.

Quelque soit la surface de bassin considérée, la variabilité sur 33 ans des pluies efficaces annuelles restent importantes, puisqu'elle atteind 860 millions de m^3 (1377 millions de m^3 en 1965 contre 517 millions de m^3 en 1964 pour le bassin intégral).

	Pluie totale *mm/an*	ETR *mm/an*	Pluie utile *mm/an*	Pluie utile *%*	lame d'eau écoulée *10^8 m^3*	Pluie utile MAX. *mm/an*	Pluie utile MIN. *mm/an*
Bassin total (1)	1537	472	1066	68	9,70	1513 (65)	568 (64)
Bassin - St Point (2)	1472	483	989	66	6,61	1368 (65)	489 (64)

(1) Ad = 910 km^2 Mouthe 27% - Pontarlier 47% - Morteau 17% - Villers-le-Lac 9%
(2) Ad-St Point = 669 km^2 Pontarlier 58% - Morteau 26% - Villers-le-Lac 16%

tableau 6. - ETR et pluie utile sur le bassin versant (moyenne 1960 -1993)

1.5.4. Synthèse climatique

Par sa continentalité et son altitude, le secteur de la haute vallée du Doubs présente un climat original, caractérisé par des températures fraîches et une pluviosité abondante.

L'analyse des moyennes mensuelles ou annuelles interannuelles indique un régime thermique marqué par des hivers rigoureux (-3 °C en janvier à Mouthe, -0,4 °C à Morteau) et des étés tempérés, durant lesquels les températures oscillent autour de 15 - 17 °C.

Les moyennes mensuelles de précipitations sont généralement supérieures à 100 mm pour un total annuel voisin de 1500 mm. Il pleut en moyenne un jour sur deux et il neige un jour sur six. Les pluies, d'intensité modérée, sont réparties sur toute l'année.

A l'exception de certains mois de juillet, le bilan pluie/évapotranspiration est toujours excédentaire.

L'uniformité interannuelle des caractéristiques climatiques ne doit cependant pas oblitérer une forte variabilité journalière, mensuelle, voire annuelle de ces mêmes paramètres.

1.6.- Géologie du substratum

La charge soluble ou particulaire des flux hydriques qui transitent dans le bassin versant provient essentiellement de la désagrégation mécanique ou de la dissolution chimique des roches du substrat et des couvertures pédologiques associées (MILLIMAN & MEADE, 1983 ; MEYBECK, 1986 ; PROBST, 1992 ; DI GIOVANNI, 1994).

En contexte carbonaté, l'érosion est conditionnée principalement par les circulations hydriques (AUBERT, 1967). Une partie des eaux météoriques qui tombent à la surface du bassin versant va migrer au sein de la couverture pédologique ou à l'interface sols/substrat pour alimenter directement les flux de surface (rivières, ruisseaux), tandis qu'une autre part va s'infiltrer dans les calcaires et alimenter les circulations souterraines avant de rejoindre les flux de surface.

C'est au cours de ces transits, en fonction du volume de pluie efficace tombée dans un intervalle de temps donné (Qi) et de la nature du contexte géo-pédologique, que l'eau va acquérir les charges chimiques et particulaires qu'elle présentera à l'exutoire du bassin, à l'entrée du piège lacustre.

AUBERT (1967) dans ses travaux sur la dissolution superficielle dans le Jura, a montré que l'érosion karstique s'effectue principalement à l'interface sols/substrat et dans les premiers mètres de calcaires fissurés. Il estime à 5% seulement la part de la charge ionique acquise par les eaux lors de leur transit dans le karst profond (fig. 15).

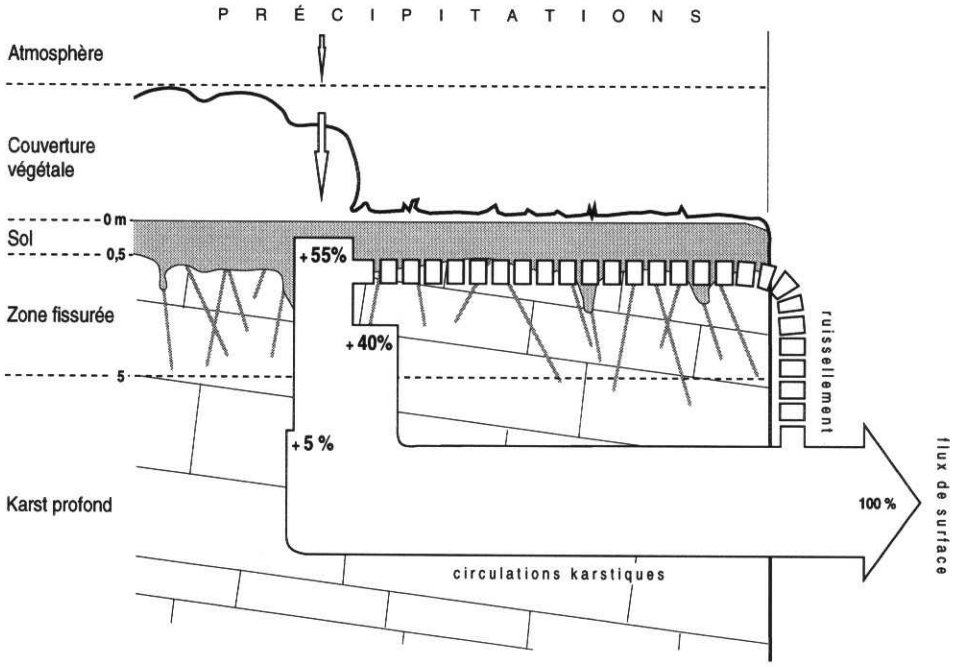


Fig. 15 Acquisition de la charge ionique des eaux de surface à travers le karst (d'après AUBERT, 1967)

POCHON (1978) et GAIFFE (1987) ont établi les héritages minéraux et l'interdépendance qui existent entre le substrat et les sols du Jura. Enfin, KÜBLER et al. (1978) ont montré que la charge particulaire des exurgences karstiques provenait essentiellement des couvertures pédologiques du bassin correspondant (le résidu insoluble des calcaires encaissants (en surface ou en profondeur) n'apportent qu'une faible contribution directe aux supensions).

Enfin, le suivi des flux particulaires d'affluents du Doubs en période de crue (chapitre 3.10), révèle la contribution directe aux écoulements de surface par érosion des berges, des formations meubles du substrat.

En contexte climatique tempéré, la nature du substrat et des sols associés, ainsi que le volume d'eau écoulé dans le bassin sont les contrôles fondamentaux de la qualité des flux hydriques.

La connaissance géochimique et minéralogique des faciès du substratum permet donc de définir la qualité des sols et la potentialité du substrat à exporter des matériaux dissous ou particulaires susceptibles d'être ensuite piégés par les cuvettes lacustres.

1.6.1. Histoire géologique du bassin versant

Les plus anciennes formations à l'affleurement dans le bassin appartiennent au Jurassique moyen. Depuis le Bajocien, le Jura central a connu une sédimentation marine oscillante, mais quasi continue jusqu'au Crétacé supérieur (CHAUVE, 1975). La mer se retire alors et la région subit une évolution continentale durant tout le Paléogène (paléokarsts et faciès sidérolithiques). Une brève récurrence marine survient au Burdigalien, mais la régression suit de peu la transgression et les faciès sommitaux du Burdigalien sont caractérisés par des faunes et des faciès lacustres ou palustres (RANGHEARD et al., 1985 ; PHARISAT & RANGHEARD, 1986). A cette évolution burdigalienne correspond un mouvement tectonique de basculement qui émerge le Jura oriental au détriment des secteurs bressans. C'est à la fin du Miocène que le plissement compressif, déjà préfiguré à l'Oligocène, atteint son paroxysme.

L'évolution plio-pléistocène de la haute chaîne est assez mal connue, tant sur le plan tectonique qu'en ce qui concerne les processus d'altération ou d'érosion. La succession d'événements érosifs et la position topographique du secteur n'ont le plus souvent pas permis la conservation des produits de désagrégation du substrat sédimentaire. Les formations superficielles (au sens de CAMPY et MACAIRE, 1989) qui existent dans le bassin versant sont des dépôts récents, attribuables en grande partie au dernier cycle climatique et pour l'essentiel au pléniglaciaire supérieur (maximum d'extension à 18000 ans B.P. - complexe des *Moraines Internes*). La paléogéographie glaciaire et proglaciaire de l'extension pléniglaciaire supérieur est établie par AUBERT (1965) puis CAMPY (1982).

1.6.2. Lithologie du bassin versant

Le log stratigraphique synthétique du bassin est établi à partir des cartes et notices géologiques BRGM 1/50 000e de Mouthe, Pontarlier et Morteau. La stratigraphie des formations crétacés et tertiaires est complétée par les publications de DUPLAIX et GUILLAUME (1963, 1964), de RANGHEARD et al. (1985) et de PHARISAT et RANGHEARD (1986).

- ***Les dépôts du Jurassique et du Crétacé :***

La série reconnue à l'affleurement constitue plus de huit cents mètres de dépôts carbonatés. Les niveaux jurassiques débutent par les calcaires marneux du Bajocien supérieur qui affleurent ponctuellement au coeur de l'anticlinal érodé du Larmont (fig. 3). Ils sont surmontés par les calcaires bathoniens et calloviens principalement constitués de calcaires massifs oolithiques et de calcaires à entroques.

Le Malm peut être divisé en deux faciès distincts : une alternance de marnes et de bancs marno-calcaires durant l'Oxfordien (à l'exception du *Rauracien* et et du *Séquanien sup.* caractérisés par des calcaires

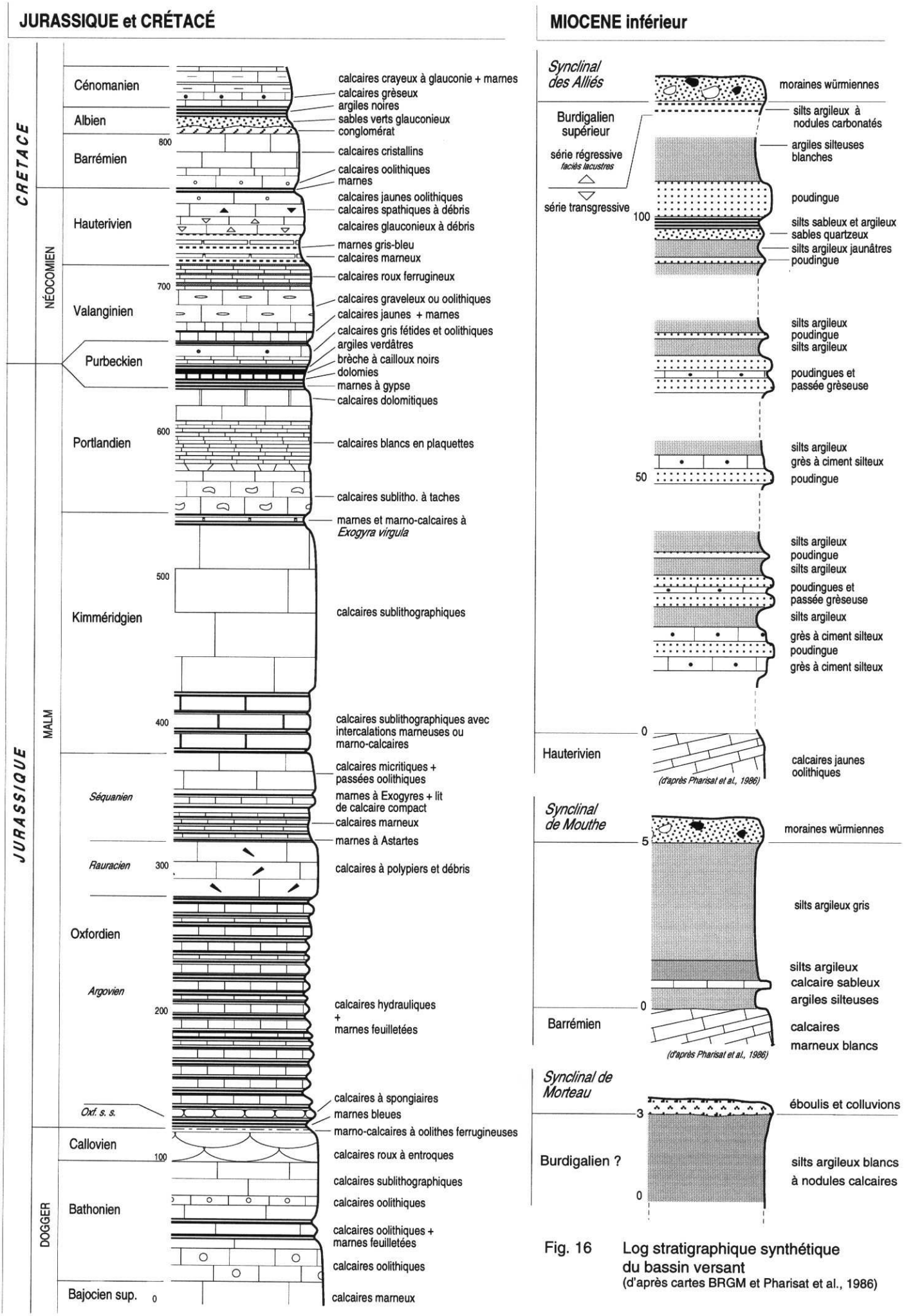


Fig. 16 Log stratigraphique synthétique du bassin versant
(d'après cartes BRGM et Pharisat et al., 1986)

francs) et une puissante série de calcaires sublithographiques (200 mètres) durant le Kimméridgien et le Portlandien.

Dès le Purbeckien et durant tout le Crétacé (jusqu'au Cénomanien), la variabilité des faciès est plus grande et plus fréquente. Le Purbeckien, marqué par une forte oscillation régressive du niveau marin, présente une succession de dépôts lacustres ou saumâtres, alternant marnes, dolomies et argilites. Les faciès néocomiens (Valanginien et Hauterivien), plus marins, sont constitués de calcaires roux ou jaunes, souvent ferrugineux et graveleux, associés à une série marneuse et marno-calcaire à la base de l'Hauterivien. Les dépôts crétacés de la haute vallée du Doubs se terminent par les calcaires barrémiens, une passée détritique albienne (conglomérats, sables quartzeux, puis argilite noire) et les calcaires crayeux du Cénomanien.

• ***Les dépôts miocènes :***

L'ultime récurrence marine du Jura se traduit par des dépôts molassiques, datés du Miocène inférieur, dont les rares affleurements subsistent au coeur des synclinaux crétacés. La continuité des faciès étant difficile à établir à l'échelle du bassin, trois coupes ont été choisies et échantillonnées pour illustrer ces dépôts (fig. 16) :

- le synclinal des *Alliés*, près de Pontarlier, où la série présente une alternance d'environ 120 m de poudingues, de grès et de passées silto-argileuses discordants sur l'Hauterivien et chronologiquement rattachés au Burdigalien supérieur ;
- le synclinal de Mouthe où la coupe observable ne dépasse pas 5 m (silts argileux et lit calcaire) ;
- le synclinal de Morteau où nous avons relevé un affleurement non cartographié de silts argileux blancs à nodules calcaires.

•***Les formations superficielles :***

Bien représentées dans le bassin versant, ces formations de couvertures correspondent à deux unités génétiquement distinctes :

- les formations morainiques *s.l.* qui correspondent au cortège des dépôts glaciaires ou proglaciaires. Ce sont des formations meubles, donc facilement mobilisables, de granulométrie parfois très hétérogène, et dont les éléments constitutifs sont représentatifs du substrat jurassien érodé par le glacier, c'est à dire issus des faciès géologiques précédemment décrits (CAMPY, 1982) ;
- les formations fluviatiles, lacustres ou palustres, associées le plus souvent au lit majeur du Doubs ou de ses principaux affluents. Elles comblent également des dépressions plus ou moins bien drainées et sont caractérisées par des dépôts sablo-silteux et des faciès organiques de type tourbe (tourbière de Mouthe, delta du Doubs entre les lacs de St Point et Remoray, tourbières de Frasne et de l'Arlier, paléolac de Chaillexon, etc...). Elles sont d'âge tardiglaciaire et holocène ;
- les dépôts de pente (éboulis et colluvions), n'ont pas été cartographiés.

1.6.3.- Surfaces d'affleurement des unités lithologiques

Au regard de l'importance de l'érosion "dorsale" en contexte carbonaté et des dépendances minérales et chimiques qui existent entre sol et substrat, il convient de définir la surface d'affleurement

des différents faciès du substrat. On considère comme affleurement la surface du substrat en contact avec les horizons pédologiques sus-jacents ou directement à l'air libre (falaises, lapiaz, etc...).

Pour l'estimation des surfaces d'affleurement, les formations superficielles sont assimilées aux faciès du substrat dès lors que leur puissance apparaît suffisante pour avoir été cartographiées au 1/50 000e.

Le calcul des surfaces correspond au report des contours des cartes BRGM (surfaces projetées) sur la surface réelle du bassin calculée par planimétrage. La précision des résultats est donc directement liée à l'interprétation cartographique proposée par les auteurs des différentes cartes géologiques et à la résolution du planimétrage.

Les surfaces ont été calculées par étage (fig. 17) et par faciès. Le Jurassique moyen et supérieur offre la plus vaste surface d'affleurement avec 610 km^2 dont près de 450 km^2 pour la série du Kimméridgien - Portlandien. Le Crétacé représente environ 11 % de la surface totale (100 km^2), tandis que les formations miocènes couvrent 18 km^2. Les dépôts alluviaux ou glaciaires atteignent 174 km^2. Enfin, la surface du paléolac de Chaillexon est de 8 km^2 soit 0,88 % de la surface totale.

La répartition des surfaces par faciès lithologiques (fig. 18) permet de mieux appréhender les potentialités du substrat à produire des éléments particulaires ou dissous.

Six classes de faciès ont été distinguées sur des critères géochimiques (teneur en carbonates) et mécaniques (cohésion, dureté) :

- **Calcaires**

Les faciès sont assez variés (micritiques, bioclastiques, sparitiques, etc...), mais ils correspondent tous à des roches dures, dont la teneur en carbonate dépasse 95 %.

Ils représentent 64 % de la surface d'affleurement du bassin versant soit 580 km^2. Ce sont pour l'essentiel les dépôts kimméridgiens et portlandiens (450 km^2) qui constituent les flancs des anticlinaux de la haute-chaîne.

- **Marno-calcaires**

Plus tendres que les calcaires, leur teneur en carbonates varie entre 80 % et 95 %. Ils constituent 8 % de la surface totale (73 km^2). Les marno-calcaires jurassiques (Argovien et Séquanien) affleurent au cœur des anticlinaux érodés où ils sont associés à des dépôts marneux, tandis que les dépôts crétacés et tertiaires sont présents dans les synclinaux.

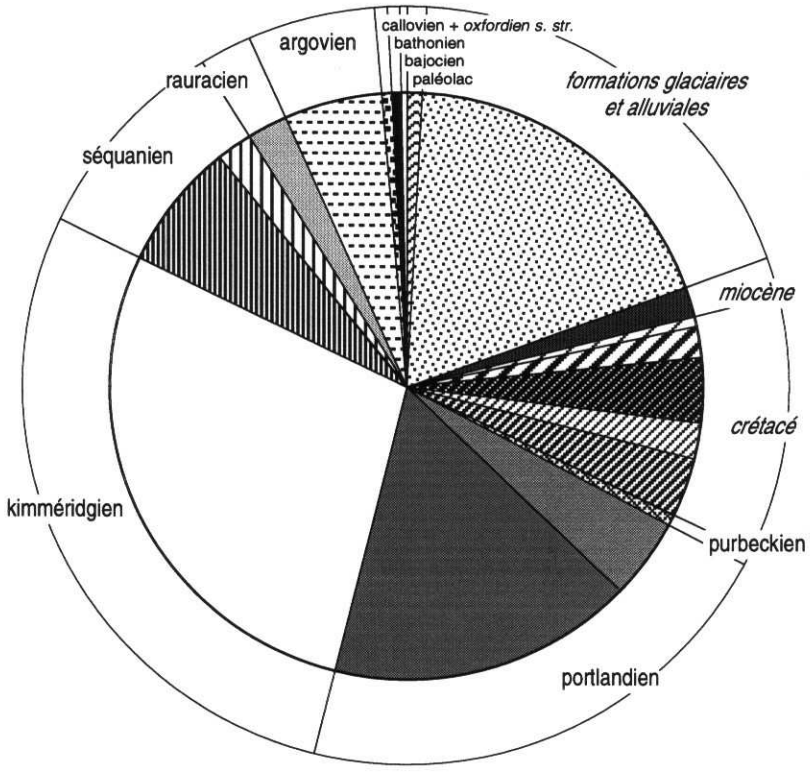
- **Marnes**

Le taux de carbonates des marnes varie de 80 % à 35 %. Elles correspondent à des faciès peu ou pas cimentés, relativement plastiques et le plus souvent altérés à l'affleurement (faible cohésion).

Les marnes sont chronostratigraphiquement et géographiquement associées aux marno-calcaires. Leur surface d'affleurement réprésente 7 % du bassin soit 64 km^2.

- **Argilites**

La série carbonatée du bassin versant présente quelques niveaux d'argilites, en particulier dans l'Albien supérieur. Ces dépôts, facilement identifiables dans les coupes disponibles ne constituent pas une surface estimée d'affleurement supérieure à 5 km^2 soit 0,5 % du bassin. Le taux de carbonates est faible, inférieur à 20 %, corrélativement à la teneur en argiles qui dépasse 80 %.



		%	km²	km²
	paléolac de Chaillexon	0,9	8	**8**
	form. glaciaires et alluviales	19,1	174	**174**
	miocène	2	18	**18**
	cénomanien + albien	0,5	4,6	
	barrémien	1,8	16,4	
	hauterivien calcaire	3,9	35,5	
	hauterivien marneux	1,7	15,5	Crétacé
	valanginien	3,1	28,2	**100**
	purbeckien	0,4	3,6	
	portlandien dolomitique	4	36,4	
	portlandien calcaire	16,8	152,9	
	kimméridgien	28,4	258,4	
	séquanien calcaire	7	63,7	
	séquanien marneux	1,7	15,5	
	rauracien	2,4	21,8	
	argovien	5,1	46,4	
	callovien + oxfordien s. str.	0,7	6,4	
	bathonien	0,4	3,6	Jurassique moy. et sup.
	bajocien	0,1	0,9	**610**

Fig. 17 répartition des surfaces d'affleurement par étages

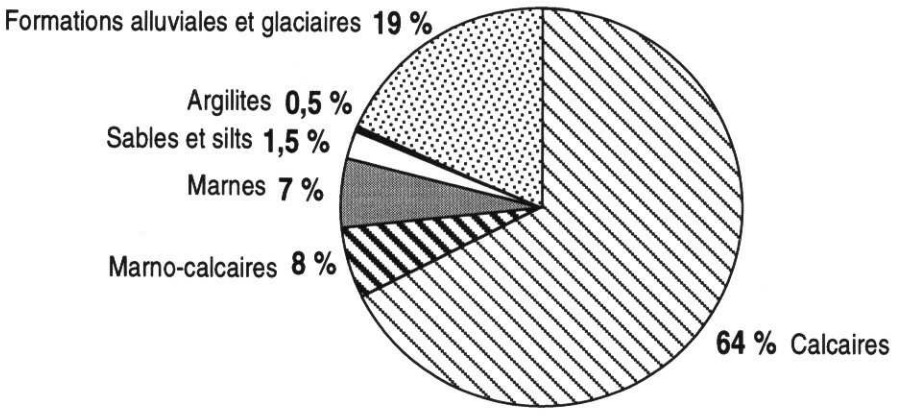


Fig. 18 Répartition des différents faciès pétrographiques du BV

• **Sables et silts**

Sont identifiées sous cette appellation les faciès meubles crétacés (sables albiens) et tertiaires (miocène inférieur). Ces dépôts représentent près de 14 km^2 du bassin. Leur faible cohésion et leur position souvent proximale vis à vis des cours d'eau qui drainent les synclinaux (ruisseau des Lavaux, la Morte, etc...) leur confèrent une érodabilité importante (cf. chap. 3.10).

• **Formations alluviales et glaciaires**

Elles constituent un cortège complexe de formations meubles, des silts de débordement du Doubs aux faciès de tills au contenu très hétérométrique.

Elles sont bien développées sur les flancs et les fonds de vallées, en particulier dans la vallée du Doubs. Leur surface cumulée équivaut à 19% de la surface du bassin versant.

1.6.4. - Minéralogie et géochimie des formations du substrat

Une soixantaine d'échantillons ont été prélevés, représentant l'ensemble des faciès du substrat. La plupart du temps, une même unité chronostratigraphique a été échantillonnée dans plusieurs secteurs géographiques du bassin versant.

Pour chaque échantillon, nous avons analysé la minéralogie du résidu insoluble (résidu argileux), puis la géochimie de la phase soluble. L'objectif étant de connaitre les disponibilités du substrat en éléments particulaires et dissous, et de discriminer d'éventuels marqueurs susceptibles d'être identifiés dans les flux actuels et dans le remplissage lacustre de Chaillexon.

1.6.4.1. Minéralogie de la fraction argileuse du RI

Cinq types d'argiles sont présents dans le résidu insoluble des roches du bassin versant (détermination semi-quantitative par la méthode HOLTZAPFEL (1985). Ce sont :

- l'illite
- les smectites
- la kaolinite
- les interstratifiés gonflants à 17 Å
- la chlorite

La plupart des roches analysées révèle, en quantité variable, une association de ces cinq types d'argiles (fig. 19). Néanmoins, il apparaît que les faciès du Jurassique moyen et supérieur sont pauvres ou exempts de smectites (0 à 15%, exceptionnellement 30%), au profit de l'illite (40 à 65%) et, dans une moindre mesure, des interstratifiés (10 à 30 % en moyenne).

En revanche, les faciès crétacés et tertiaires comportent une forte proportion de smectites (20 à 85%), au détriment des interstratifiés, souvent absents ou en tous cas toujours en quantité inférieure à 20%. L'illite, bien qu'en moindre quantité que dans le Jurassique apparaît entre 10 et 55%.

La kaolinite ne traduit pas de différence entre le Jurassique et les dépôts sus-jacents. Son taux est variable sur toute la série lithologique, de 5 à 35%. La chlorite est accessoire, présente dans quelques échantillons seulement, elle y apparaît généralement en quantité inférieure à 10%.

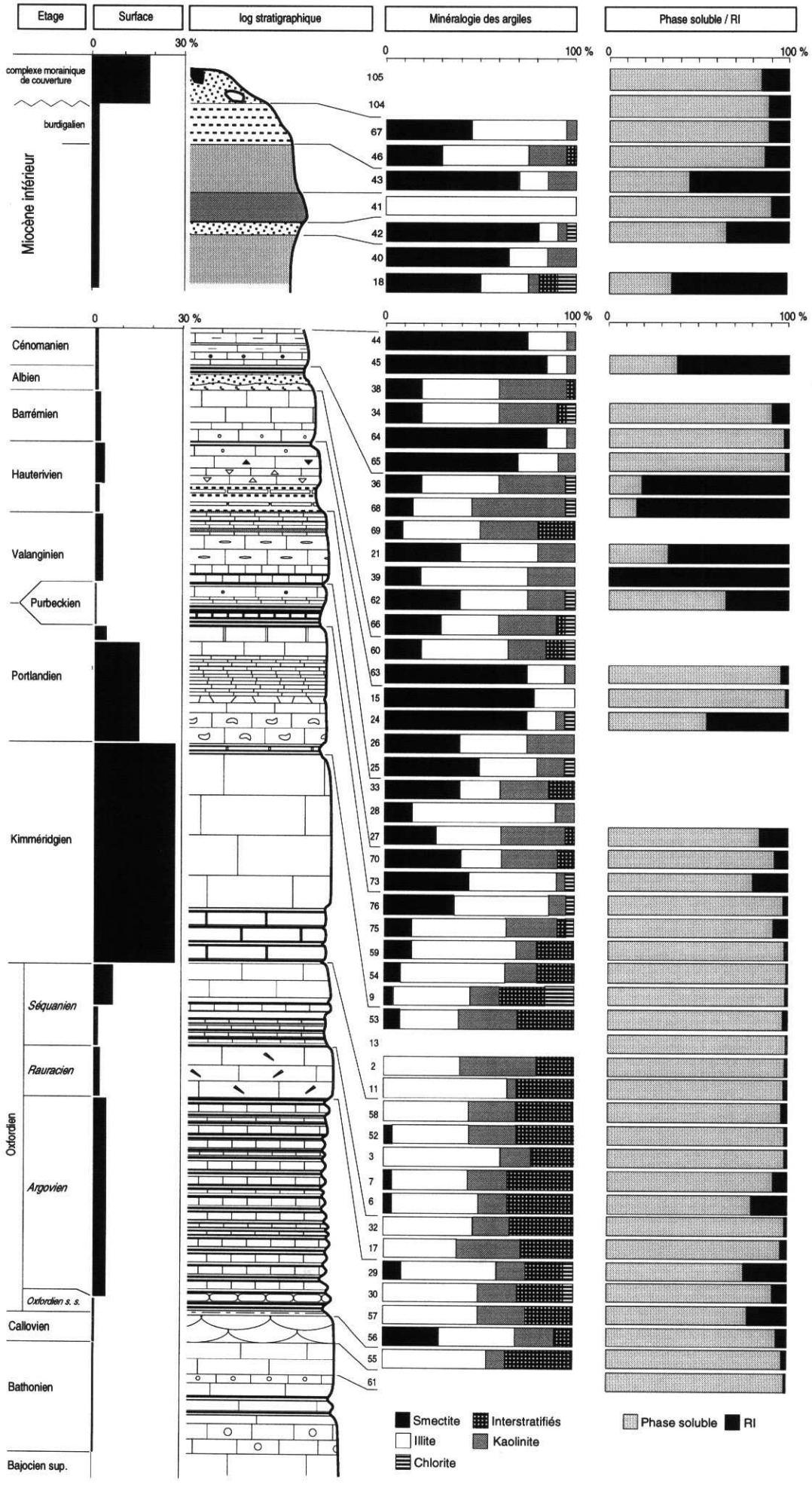


Fig. 19 Minéralogie du résidu insoluble des faciès du substrat (fraction < 2µm)

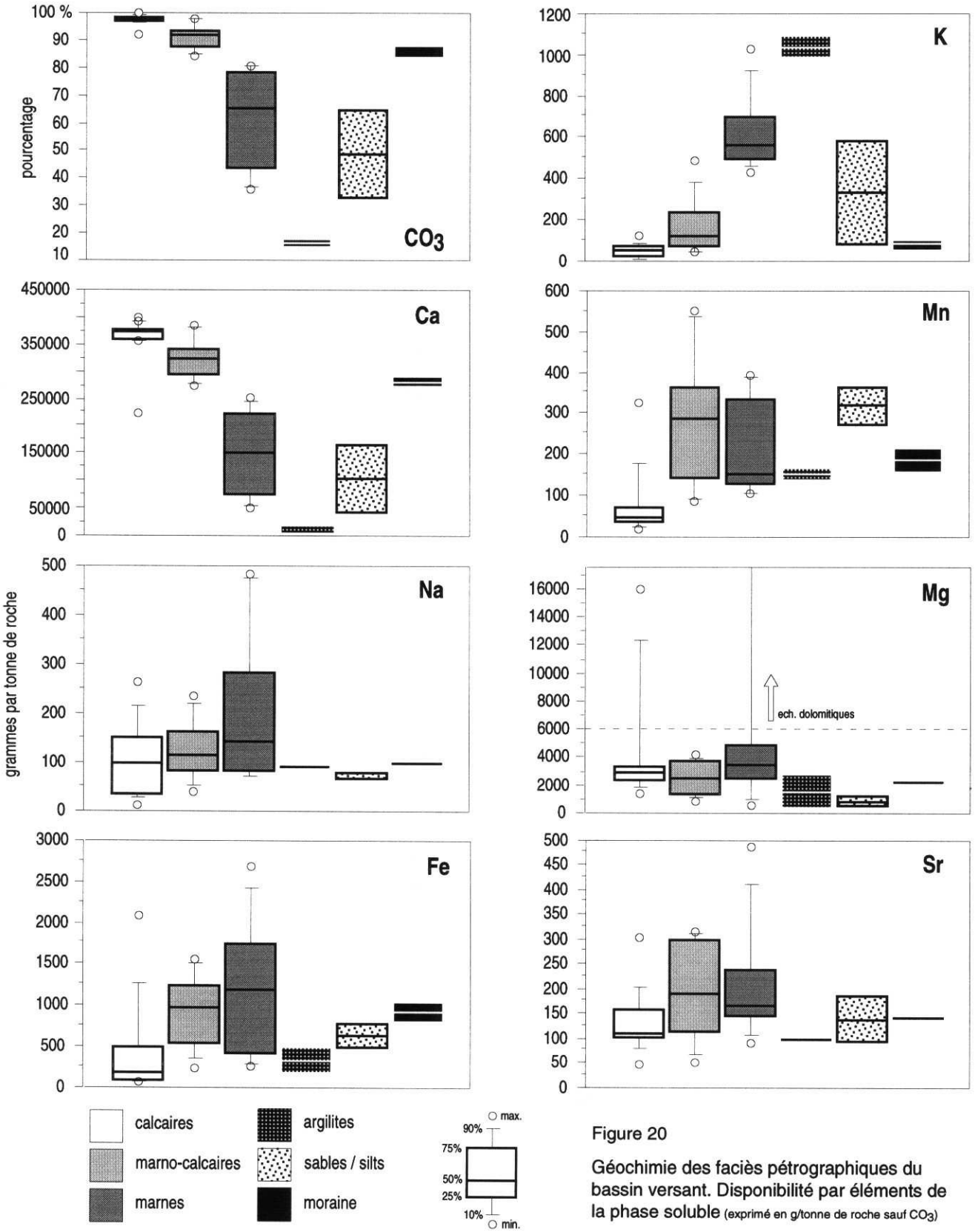


Figure 20

Géochimie des faciès pétrographiques du bassin versant. Disponibilité par éléments de la phase soluble (exprimé en g/tonne de roche sauf CO_3)

1.6.4.2. Géochimie de la phase soluble

La mise en solution de la phase carbonatée des différents faciès lithologiques du bassin (méthode RENARD & BLANC, 1971 - analyse par spectromètre d'absorbtion atomique Perkin Elmer) a permis l'analyse de 7 éléments (Ca, Mg, Na, K, Mn, Fe, Sr).

Il ressort de cette analyse que la discrimination géochimique des différentes unités chronostratigraphiques du substrat n'est pas concluante (à l'exception des faciès dolomitiques). On note, en revanche, que les faciès lithologiques sont relativement homogènes au sein d'un même type (fig. 20).

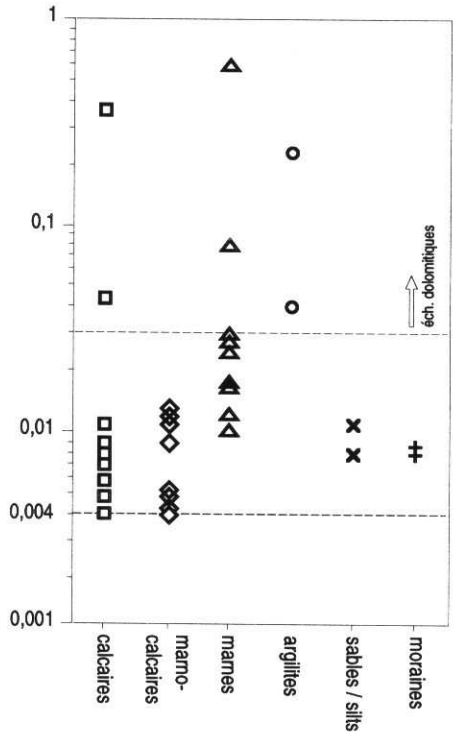


Fig. 21

Rapport Mg / Ca de la phase soluble des roches du BV

Les quatre faciès principaux consituant le substrat (calcaires, marnes, marno-calcaires et moraines) ne peuvent être distingués en fonction de leurs teneurs en sodium, fer, strontium et magnésium, qui restent à peu près comparables d'un faciès à l'autre. En revanche, le manganèse différencie les calcaires (faible teneur < 100 g/t) des faciès plus marneux, et le potassium comme le calcium (proportionnel au taux de CO3) séparent nettement les calcaires, marnes et marno-calcaires.

Les moraines traduisent leur origine locale par des contenus géochimiques le plus souvent intermédiaires entre calcaires et marnes.

Le rapport Mg/Ca des différents faciès, utilisé comme indicateur de l'origine des carbonates du remplissage lacustre de Chaillexon (c.f. chapitre 4.5), indique que les roches du substrat présentent toujours un rapport supérieur à 0,004 (fig. 21)

1.7.- Les sols de la haute vallée du Doubs

Les sols de la haute vallée du Doubs ont la particularité d'être des sols jeunes, relativement peu évolués (BRUCKERT & GAIFFE, 1985). L'essentiel de la surface du bassin versant a en effet subit un "décapage" presque total des horizons pédologiques lors du dernier maximum glaciaire. Les sols anciens ont été entraînés et dilués dans les accumulations morainiques.

Les sols actuels formés au cours du Post-glaciaire, se sont développés à partir d'un substrat quasiment dénudé et d'apports loessiques qui ont pu localement contribuer à la pédogénèse (POCHON, 1978 ; JOUAFFRE, 1989).

La nature et la répartition des sols est ici d'abord fonction du substrat et de la topographie. A l'exception de la partie sommitale de la haute chaîne, où les lessivages et les processus d'érosion des

sols sont puissants, l'impact climatique sur la pédogénèse peut être considéré comme identique sur tout le bassin.

On peut distinguer deux contextes pédologiques principaux : les zones de plateaux karstiques (plateau de Levier, au Sud-Ouest - fig. 2) et les reliefs anticlinaux, d'une part, et les vallées synclinales d'autre part.

Le premier contexte (les 2/3 de la surface du bassin environ) est caractérisé par un substrat calcaire, principalement Jurassique supérieur. Les sols qui s'y développent sont peu épais, de 10 à 30 cm ; ce sont des sols bruns calciques ou humo-calciques, homogènes et souvent pourvus de blocs calcaires. Sous couvert forestier (hêtraie-sapinière et pessières), les sols sont généralement très humifères et acides (la m.o., très acide, est mal minéralisée). Dans les dépressions (combes, dolines), l'apport particulaire des sols alentours conduit à des sols bruns lessivés, parfois très épais. Lorsque ces sols sont suffisamment épais pour ne plus subir l'influence de la roche sous-jacente et que le lessivage est important, l'élimination du calcium peu conduire à des sols franchement acides (GAIFFE, 1987).

Le contexte des vallées synclinales est différent du milieu karstique et les sols qui en dépendent présentent d'autres caractères. Les vallées offrent un substrat soit constitué de formations crétacées ou tertiaires plus riches en résidu insoluble, soit largement couvert par les complexes morainiques. Dans ce contexte, les milieux drainés présentent des sols bruns calcaires, peu épais (10 à 20 cm), limités aux zones perchées et aux reliefs. Ces sols sont facilement érodés et alimentent, dans les parties plus basses, des sols bruns calciques. En revanche, les milieux mal drainés (la plaine de l'Arlier et son complexe de zones humides - fig. 2), révèlent des sols hydromorphes à forte teneur en matière organique : tourbes et sols humiques à gley.

En général, les sols de la haute vallée du Doubs sont donc peu épais et, à l'exception des sols calcaires des reliefs morainiques, largement décarbonatés. L'impact climatique et en particulier les précipitations, soumet les sols à des processus d'érosion qui conduisent à l'évacuation de particules des zones les plus hautes vers les zones basses, contribuant ainsi à la charge particulaire des flux hydrologiques du bassin versant.

Quant à l'analyse minéralogique des sols du bassin versant (POCHON, 1978), elle traduit, entre autre, la dégradation des illites du substrat (très présentes dans les calcaires jurassiques) en minéraux de type smectites ou interstratifiés, dont la teneur est généralement croissante de la base au sommet du profil pédologique.

1.8.- Occupation du sol

1.8.1. Végétation et anthropisation du bassin versant

Les données du recensement agricole de 1988 (SRA, DRAF - 1990) permettent de déterminer les principaux paramètres concernant l'occupation du sol dans le bassin versant (fig. 22).

Avec une densité moyenne de 80 hab/km^2 (29 hab/km^2 pour le secteur rural), la quasi totalité du bassin versant subit une influence anthropique associée aux infrastrucures, mais aussi aux pratiques agricoles et sylvicoles.

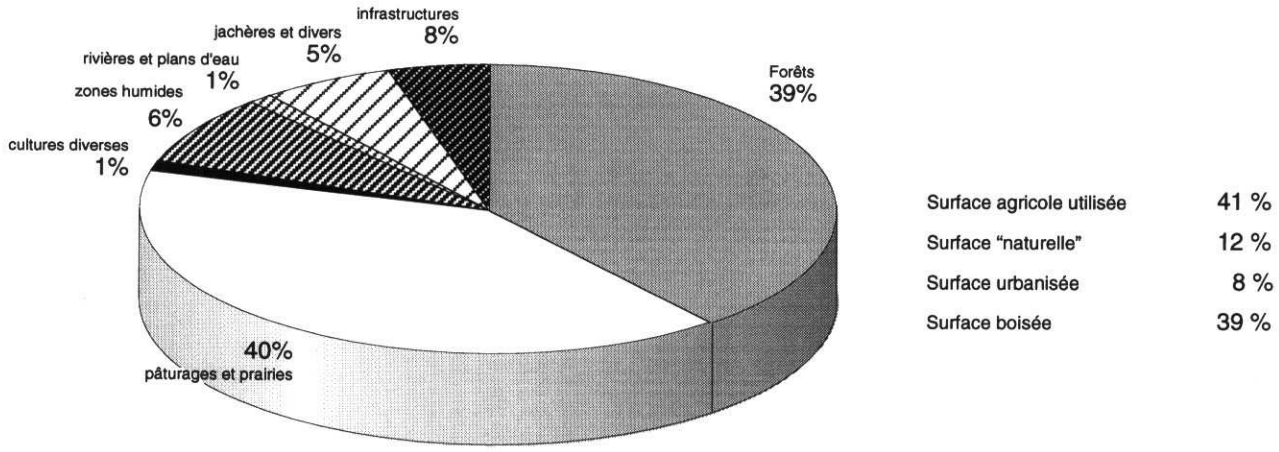


Fig. 22 Occupation du sol dans le bassin versant (d'après SRA - recensement agricole 1988)

La fôret couvre 39 % de la surface du bassin versant. Elle occupe tous les reliefs anticlinaux, à l'exception de la crête sommitale de la haute chaîne encore occupée, à partir de 1300 m en moyenne, par les pelouses d'altitude. Complètement anthropisée et inféodée à l'économie de son exploitation, sa surface a quasiment doublée en un peu plus d'un siècle (BRELOT & MAYAUD, 1981). La déprise agricole, les mutations techniques de l'élevage moderne (abandon des alpages, du pâturage en sous-bois, etc...) et l'intérêt économique du bois, sont encore aujourd'hui les facteurs du développement forestier. L'enrésinement systématique opéré depuis trente ans contribue, en outre, au développement d'une forêt monospécifique largement dominée par les pessières, au détriment des hêtraies-sapinières et des hêtraies.

Les vallées et le bas des coteaux restent des milieux ouverts occupés par les prairies. La surface agricole utilisée représente 41 % du bassin, dont 40 % de prairies de fauche et de pâturages, et 1 % seulement de terrains mis en cultures.

Les dépressions les moins drainées sont occupées par les prairies humides, les marais et les tourbières. Ces secteurs, qui peuvent être considérés comme étant sousmis aux seuls processus naturels représentent 6% de la surface totale. Si l'on y ajoute 1 % de surface de rivière ou de plan d'eau et 5 % de terrains en jachère, on peut considérer qu'environ 12 % de la surface du bassin correspond à un contexte "naturel".

Enfin, la surface occupée par les infrastructures (constructions, tracés routiers, etc...) est estimée à 8% de la surface totale.

1.8.2. Anthropisation du réseau hydrographique

Le cours du Doubs, dans la traversée de Pontarlier, mais aussi dans la plupart des villages qu'il traverse, du lac Saint-Point jusqu'à Villers-le-Lac, est aménagé d'une vingtaine de barrages anciens (XVIIe - moitié XXe siècle), destinés, à l'origine, au développement hydromoteur des scieries, des moulins ou des forges. Aujoud'hui inexploitées, ces retenues, de très faible volume au regard des débits

de la rivière, n'on pas d'effet sur la rétention des flux particulaires. En revanche, la régulation hydrodynamique qu'ils induisent sur le cours d'eau à l'amont de chaque infrastructure, peut être considérée comme un facteur limitant les processus d'érosion de berge. Additionné à la traversée de Pontarlier, où les berges sont protégées, on peut estimer les berges de la rivière protégées des processus d'érosion sur 1/10 de la longueur de son cours depuis l'exutoire du lac Saint-Point, soit environ 5,5 km.

Éléments principaux du premier chapitre :

- Le bassin versant représente 910 km^2, dont 241 km^2, en tête de bassin, qui constituent l'aire d'alimentation du lac Saint-Point. L'altitude varie entre 1460 m et 750 m. On distingue 3 types de sous-bassins, par leurs caractéristiques géologiques et topographiques : (1) les bassins incisés dans les reliefs à substrat jurassique, (2) les bassins de vallées synclinales, constituées de formations crétacés et tertiaires, et d'accumulations morainiques würmiennes, et (3) les plaines alluviales et/ou fluvio-glaciaires, mal drainées, occupées par les tourbières et les zones humides.

- Le réseau hydrographique est constitué du Doubs, qui se développe sur 85 km, et de 19 distributaires. Le contexte karstique du bassin versant contribue à un déficit d'écoulement en direction des bassins voisins (Ain, Loue, Orbe).

- Le substratum est constitué par des roches carbonatées (marnes, marno-calcaires et calcaires) mésozoïques et tertiaires. 67% de la surface des affleurements est d'âge jurassique, 13% est constituée par les formations crétacées et tertiaires, et 20% par les dépôts alluviaux, glaciaires et paraglaciaires.

  La géochimie de la phase soluble de ces roches ne permet pas d'identifier un marqueur qualitatif. En revanche, le résidu insoluble argileux, distingue le Jurassique (Illite + Kaolinite) du Crétacé et du Tertiaire (Smectites + Kaolinite).

- Le climat est froid et humide. Le bassin reçoit en moyenne 1500 mm d'eau par an. L'ETP est proche 480 mm/an. Les précipitations neigeuses hivernales, abondantes, peuvent différer la restitution hydrologique aux écoulements de surface.

- Les sols du bassin versant sont des sols jeunes, hérités d'une pédogénèse postglaciaire. Ce sont pour l'essentiel des sols bruns calciques ou humo-calciques, souvent acides. Des sols calcaires se développent ponctuellement sur les reliquats morainiques (milieu drainé). Les zones basses, mal drainées sont le siège de sols hydromorphes et de tourbières.

- Malgré un contexte peu urbanisé et pauvre en infrastructures, le bassin, occupé sur 40% de sa surface par les prairies et à 39% par la forêt résineuse (hêtraie sapinière et pessière), peut être considéré comme un bassin presque totalement anthropisé.

Chapitre 2

Le lac de Chaillexon : chronique hydrologique du système récepteur au cours du dernier siècle et bilan hydrique du bassin versant

Chapitre 2

Le lac de Chaillexon : chronique hydrologique du système récepteur au cours du dernier siècle et bilan hydrique du bassin versant.

2.1.- Morphométrie et origine du lac de Chaillexon

2.1.1. Morphométrie du lac actuel

Le lac de barrage de Chaillexon, exutoire du bassin versant de la haute vallée du Doubs, est un lac méandriforme d'une longueur de 3750 m et d'une largeur oscillant entre 110 m au plus étroit, et 180 m au plus large (fig. 23).

Le tiers amont, du hameau de Chaillexon aux Combes, occupe le fond d'une vallée ouverte sur la bordure occidentale du synclinal crétacé de Villers-le-Lac (fig. 24). Il présente une digitation latérale en rive droite, la anse de la Rançonnière.

Les secteurs médian et aval du lac pénètrent l'anticlinal jurassique du Châtelard. Les méandres sont alors encaissés au fond d'un canyon étroit, bordé en rive droite et gauche par les falaises kimméridgiennes et portlandiennes.

A son extrémité aval, les eaux du lacs s'écoulent par un émissaire aérien en déversoir qui alimente une courte portion de rivière jusqu'au Saut-du-Doubs, chute naturelle de 26 m de hauteur.

En ce qui concerne les paramètres morphologiques (HUTCHINSON, 1957 ; WETZEL, 1983), on retiendra :

		niveau minimum connu	**niveau moyen**	niveau maximum connu
Cote NGF	(m)	734,66	**750,43**	754,74
Longueur	l (m)	1200	**3750**	-
Largeur maximale	b (m)	180	**180**	-
Profondeur maximale	Zmax (m)	15,7	**31,5**	35,8
Superficie	Ao (hectares)	13,5	**70,4**	595
Volume	V (million m^3)	0,8	**6,6**	18,7
profondeur moyenne	Zm	5,92	**9,37**	3,67
Indice de creux	Ic	1,6	**1,1**	0,16

La topographie du fond du lac est généralement plane, correspondant au toit du remplissage sédimentaire qui colmate la dépression. La profondeur augmente de l'amont vers l'aval (-4,5 m à Chaillexon, -25 m dans le bassin le plus aval).

Un chenal d'écoulement médian incise le remplissage sur 1 à 2 mètres de profondeur, de l'entrée du lac jusqu'à proximité du rocher de l'Echo (fig. 25). Son origine est liée à l'écoulement des eaux du Doubs au toit du remplissage lors de l'exondation complète du fond dans ce secteur, lors des étiages exceptionnels.

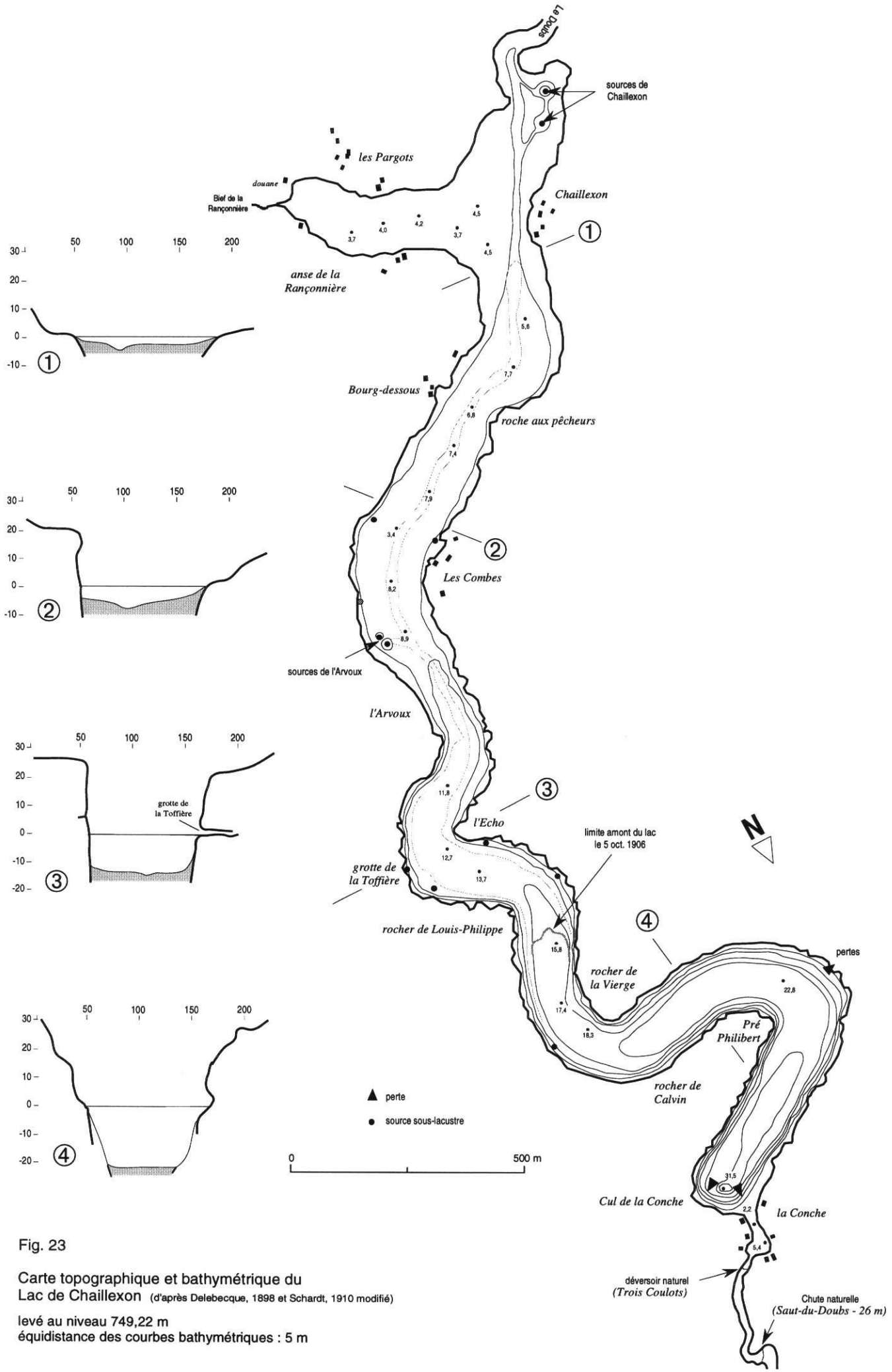
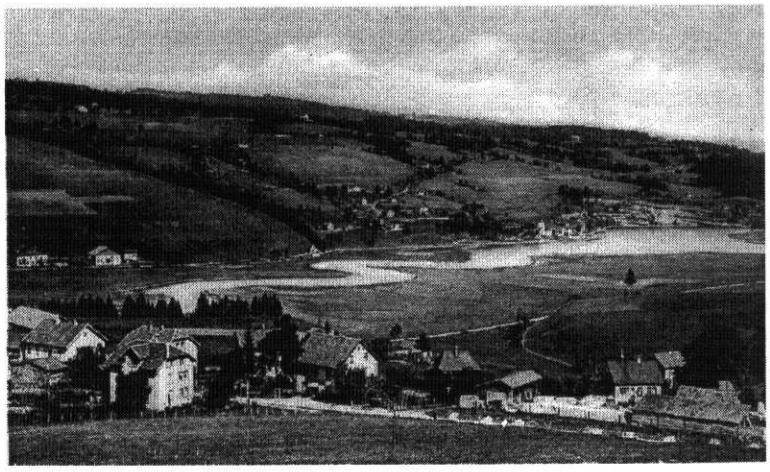


Fig. 23

Carte topographique et bathymétrique du Lac de Chaillexon (d'après Delebecque, 1898 et Schardt, 1910 modifié)

levé au niveau 749,22 m
équidistance des courbes bathymétriques : 5 m

Fig. 24 Vues du lac de Chaillexon



Le Doubs et l'amont du lac de Chaillexon.
(vues des Pargots - on aperçoit la anse
de la Rançonnière à droite)

❶



❷

Sur le lac gelé... (hiver 1907 - vers le
rocher de Calvin, vue vers l'amont)

❸

Le Saut-du-Doubs



A l'amont, au niveau du hameau de Chaillexon sur la rive gauche, et en partie médiane, au niveau de l'Arvoux sur la rive droite, des sources sous lacustres se traduisent par des entonnoirs profonds dans les dépôts sédimentaires.

A l'extrémité aval du lac, la profondeur moyenne du fond est de -25 m en eaux moyennes. Une dépression en forme d'entonnoir assymétrique affecte la topographie jusqu'à -31,50 m, traduisant une perte d'écoulement (DELEBECQUE, 1898 ; SCHARDT, 1910 ; CPGF, 1990).

A l'amont, les beines crayeuses en bordure du lac, pourtant classiques des lacs jurassiens, sont quasiment inexistantes ou en tous cas discontinues et très réduites en surface et en volume. Dans sa partie encaissée, les flancs sont abrupts et entrecoupés, par endroits, de petits entablements calcaires et d'éboulis localisés.

2.1.2. Origine du lac

L'éboulement rocheux à l'origine de la formation du lac a été mis en évidence par SCHARDT (1903) et réinterprété par BUXTORF (1922). Il apparaît comme un effondrement polyphasé des flancs droit puis gauche de la vallée. L'obstruction a induit un barrage naturel et contraint les flux du Doubs à circuler sur un entablement calcaire, du déversoir des *Trois-Coulots* au Saut-du-Doubs, soit un dénivelé total d'environ 35 m (dont 26 m de chute au niveau du Saut-du-Doubs).

L'éboulement est composé de matériaux hétérogènes, observés à l'occasion de la baisse exceptionnelle de 1906. Un chaos de blocs plurimétriques est associé à une matrice d'éboulis, issus de la corniche calcaire (fig. 25).

L'âge postglaciaire de l'éboulement, proposé par SCHARDT, est confirmé par les datations ^{14}C réalisées à la base du remplissage lacustre (cf. chapitre 4.3.3.).

Les caractéristiques géométriques et sédimentaires du paléolac sont détaillées dans la seconde partie de ce travail.

2.2.- Les variations du niveau du lac et les débits du Doubs depuis 1892

Les services hydrométriques suisses ont entrepris de mesurer le niveau du lac de Chaillexon depuis août 1892. La chronique disponible est continue sur plus d'un siècle. Les données brutes, inexploitées à ce jour, nous ont été fournies par le Service Hydrologique et Géologique National de la Confédération Helvétique.

Deux périodes distinctes correspondent à 2 méthodes de mesures :

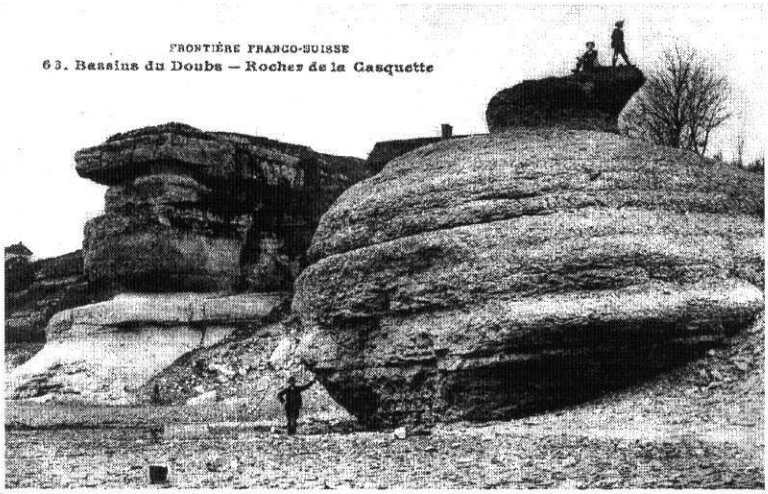
- de 1892 à 1951 : échelles limnimétriques implantées à proximité de l'exutoire du lac, en face de la cabane des douanes (X=931,800 ; Y=2240,775). Les niveaux sont relevés à raison de 3 mesures quotidiennes à 6h, 12h, 18h. Zéro calé à 738.47 m NPS (nivellement de précision de la Suisse).
- depuis 1952 : limnigraphe déplacé d'une centaine de mètres, au *Cul de la Conche* (X=931,800 ; Y=2240,650). Enregistrement continu des niveaux du lac. Zéro calé à 700 m NGF.

Fig. 25 L'étiage de 1906 au lac de Chaillexon



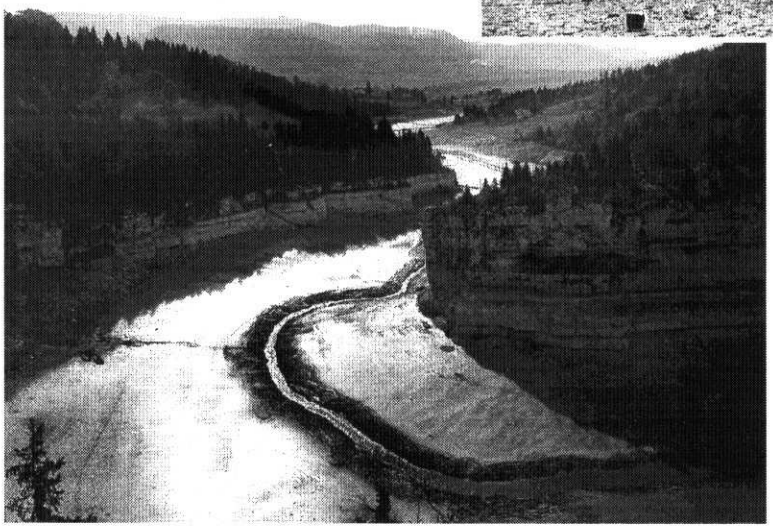
Le lac de Chaillexon à son niveau moyen. vue du "rocher de la Casquette" vers les Combes (vue vers l'amont)

❶



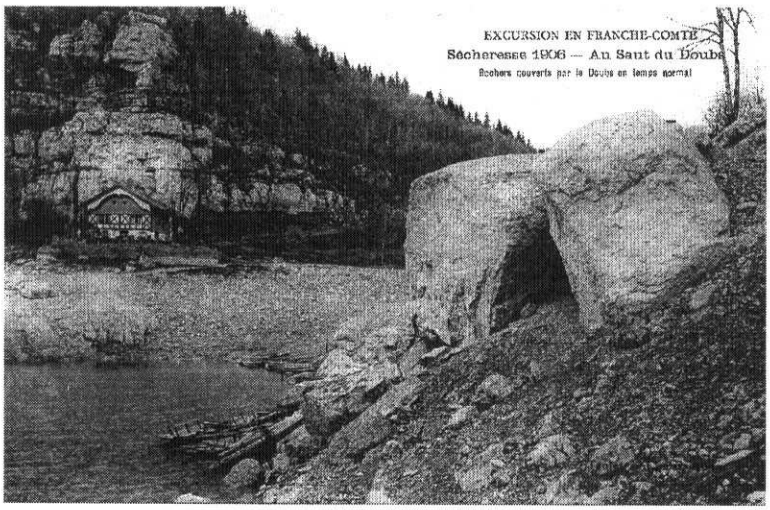
Le "rocher de la Casquette" en octobre 1906

❷



Les premiers bassins à sec lors de l'étiage d'octobre 1906 (vue vers l'amont, depuis le rocher de Louis Philippe).
On remarque le chenal creusé par la rivière.

❸



L'éboulement rocheux à l'origine du lac de Chaillexon - octobre 1906 (La Conche)

❹

Les hauteurs moyennes journalières, base d'étude de la chronique hydrologique, ont été calculées par la moyenne des trois observations journalières pour la période avant 1952 et par digitalisation et moyennes des valeurs des segments des limnigrammes depuis 1952.

Par ailleurs, les données anté-1952 ont été recalées sur le même référentiel altitudinal que le dispositif d'enregistrement actuel. Le recalage est obtenu par l'équation :

$$H_{réel} = H_{mesuré} + 735,52$$

Aucun dispositif ne permet la régulation artificielle du niveau des eaux du lac.

2.2.1. Le marnage

Le lac de Chaillexon est caractérisé par des variations saisonnières de niveau, d'ampleur exceptionnelles (fig. 25). Le marnage maximal enregistré au cours d'un même cycle hydrologique est de 17,98 m en 1906. A l'inverse, la valeur minimale mesurée est de 2,17 m en 1956 (fig. 26).

La moyenne centennale d'amplitude de niveau au cours d'un même cycle est de 6,28m.

L'amplitude maximale enregistrée sur le siècle, est de 20,08 m. Elle correspond d'une part au niveau minimum connu lors de l'étiage d'octobre 1906 (niveau du lac à 734,66 m), et d'autre part au niveau de la crue de janvier 1910 (niveau du lac à 754,74 m).

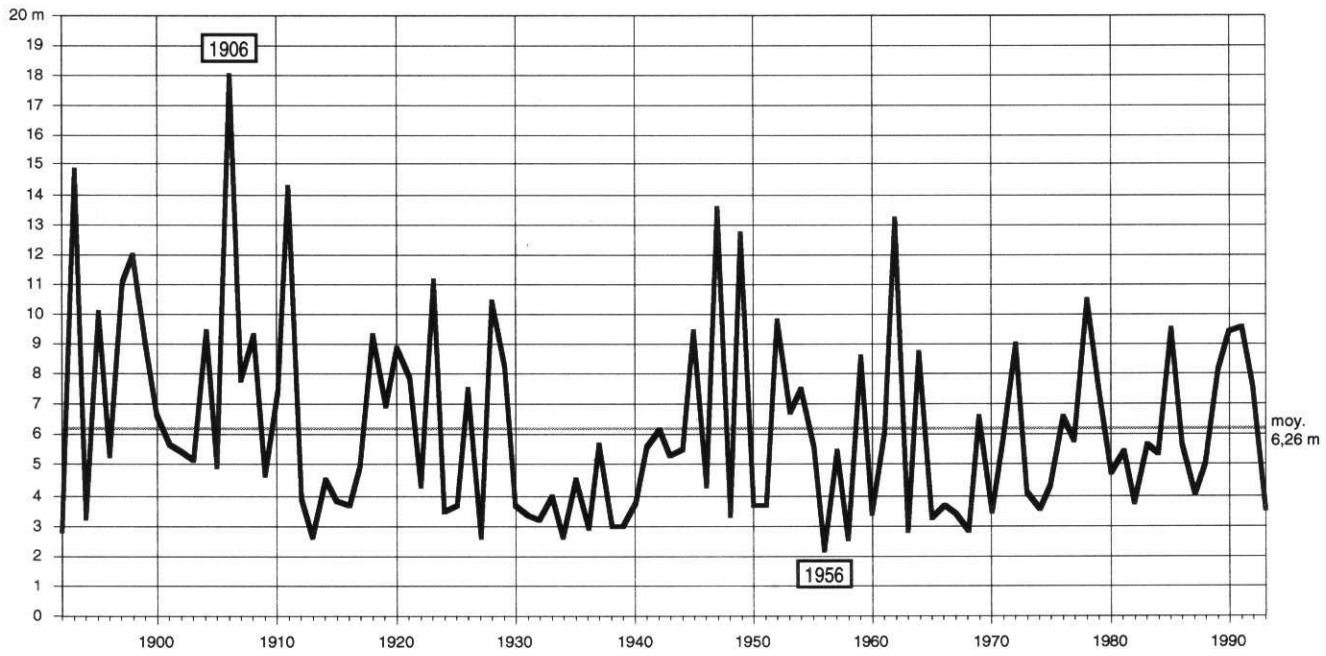


Fig. 26 Variations de l'amplitude maximale du marnage annuel du lac de Chaillexon sur un siècle
(à partir des niveaux moyens journaliers)

Cette forte amplitude du marnage traduit l'importance de l'évacuation sous-lacustre des eaux du lac de Chaillexon. Un lac "étanche" associé à un déversoir aérien offre une grande capacité à évacuer des apports d'eau en période de crue. A l'inverse, son niveau d'étiage est régulé par la cote du déversoir. Ainsi, le débit sur le déversoir présente de fortes variations entre une crue et un étiage, pour une faible variation de la tranche d'eau (quelques décimètres).

Inversement, un système à émissaire sous-lacustre (assimilable à un conduit) est caractérisé par un débit d'évacuation quasiment stable dans le temps. Aussi, les apports d'une crue induisent une forte montée du niveau du lac et les étiages des baisses importantes et continues, proportionnelles à la durée de la période sèche.

Dans le cas d'un système mixte comme Chaillexon, les apports de crue sont tamponnés par l'augmentation du débit sur le déversoir de surface, tandis qu'en étiage, dès le désamorçage du déversoir, la baisse du niveau se poursuit en raison de l'évacuation sous-lacustre.

La remise en eau du lac après un étiage est généralement très rapide. On note une remontée de 9,46 m en 24 heures par exemple, le 5 novembre 1906 (COLLET, 1925).

2.2.2. Corrélations hauteur / débit - Définition du système hydrologique

Les travaux de DELEBECQUE et de SCHARDT au début du siècle, consécutifs à l'étiage spectaculaire de 1906, ont révélé la complexité du système hydrologique du lac de Chaillexon. Les observations et les jaugeages réalisés à cette époque, apportent un complément déterminant pour l'établissement du bilan d'écoulement du lac.

2.2.2.1. Les apports hydriques

Le Doubs est l'affluent principal du lac. Il se jette dans le lac à son extrémité amont. Un affluent secondaire, La Rançonnière, arrive au lac en rive droite.

Plusieurs groupes de sources sous-lacustre existent tout au long des 2/3 amont du lac. Les plus importantes sont les sources de Chaillexon et les sources de l'Arvoux. Leur débit n'est pas quantifiable en condition normale. Cependant, en étiage (exondation du lac amont), le débit des sources de l'Arvoux peut dépasser le débit du Doubs à l'entrée du lac (423 l/s aux sources de l'Arvoux - 306 l/s pour le Doubs, le 16/10/1906).

Le lac reçoit également les précipitations directes et les ruissellements de ses versants, considérés comme négligeables.

2.2.2.2. Les exutoires

L'unique exutoire de surface du lac, à son extrémité aval, est le déversoir naturel des *Trois-Coulots*. Il se désamorce à la cote 749,78 m. C'est alors par les pertes de fond ou de rives que s'évacuent les eaux du lac.

Les pertes observables ont été recensées au niveau du dernier bassin. On en distingue deux principales : la première en partie basse de la falaise qui constitue la rive française du lac en face du Pré Philibert, à l'aplomb d'une faille (SCHARDT,1910) ; la seconde au niveau de l'entonnoir qui marque le fond du lac à son extrémité (DELEBECQUE, 1898 ; CPGF, 1990 ; DIREN, 1990). Des mesures d'électrofiltration

à l'extrémité du lac révèlent également la présence de fuites plus diffuses, associées à la porosité globale du barrage naturel.

Les colorations entreprises par SCHARDT (1910) ont établi une relation directe de ces pertes avec l'intégralité des résurgences qui existent à l'aval du Saut-du-Doubs, du pied de la chute jusqu'à Moron (fig. 27), où le Doubs coule sur les marnes oxfordiennes. Le 1er septembre 1906, le lac atteint la cote 740,50 m et le lac est à sec sur près de la moitié de sa longueur. SCHARDT note que seules les sources de l'Arvoux et le Doubs apportent encore un débit de 0,670 m^3/s. Si l'on considère qu'à cette date le lac baisse de 29 cm en 24 h (voir chapitre 2.2.2.4), c'est environ 0,80 m^3/s qui s'ajoute aux apports, soit 1,47 m^3/s qui s'évacue par les pertes. Cette valeur est très proche du débit de 1,54 m^3/s mesuré par SCHARDT à Moron à la même date.

On peut dès lors considérer, au moins en basses eaux, que le système est globalement centripète et que l'essentiel des débits de fuites retournent à la rivière avant Moron, quelques kilomètres à l'aval du lac.

La création, depuis les travaux de SCHARDT, de la retenue hydro-électrique du Châtelot et du lac de Moron, à l'aval du lac de Chaillexon et du Saut-du-Doubs, ne permet plus aujourd'hui de reproduire valablement une expérience de traçage. Les essais récents entrepris par la DIREN, se sont avérés infructueux (communication orale).

2.2.2.3 Courbe de tarage

Les débits à la sortie du système, au niveau de Moron, sont mesurés en continu par les services fédéraux. La mesure est établie sur les débits réservés au pied du barrage du Châtelot, et sur les débits turbinés à l'usine électrique (fig. 27). Ces débits sont diminués des volumes prélévés artificiellement pour la production énergétique dans la retenue de Moron, qui perturbent les variations naturelles.

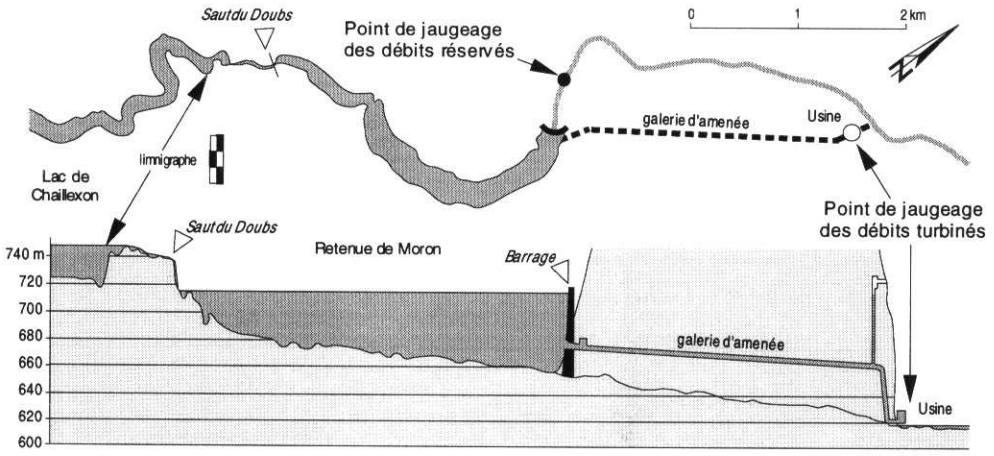


Fig. 27 Localisation des points de jeaugeage à l'exutoire de Chaillexon. Coupe et plan de la retenue de Moron

Les valeurs obtenues sont donc équivalentes aux volumes d'eau qui arrivent dans la retenue hydro-éléctrique, issus du système Chaillexon.

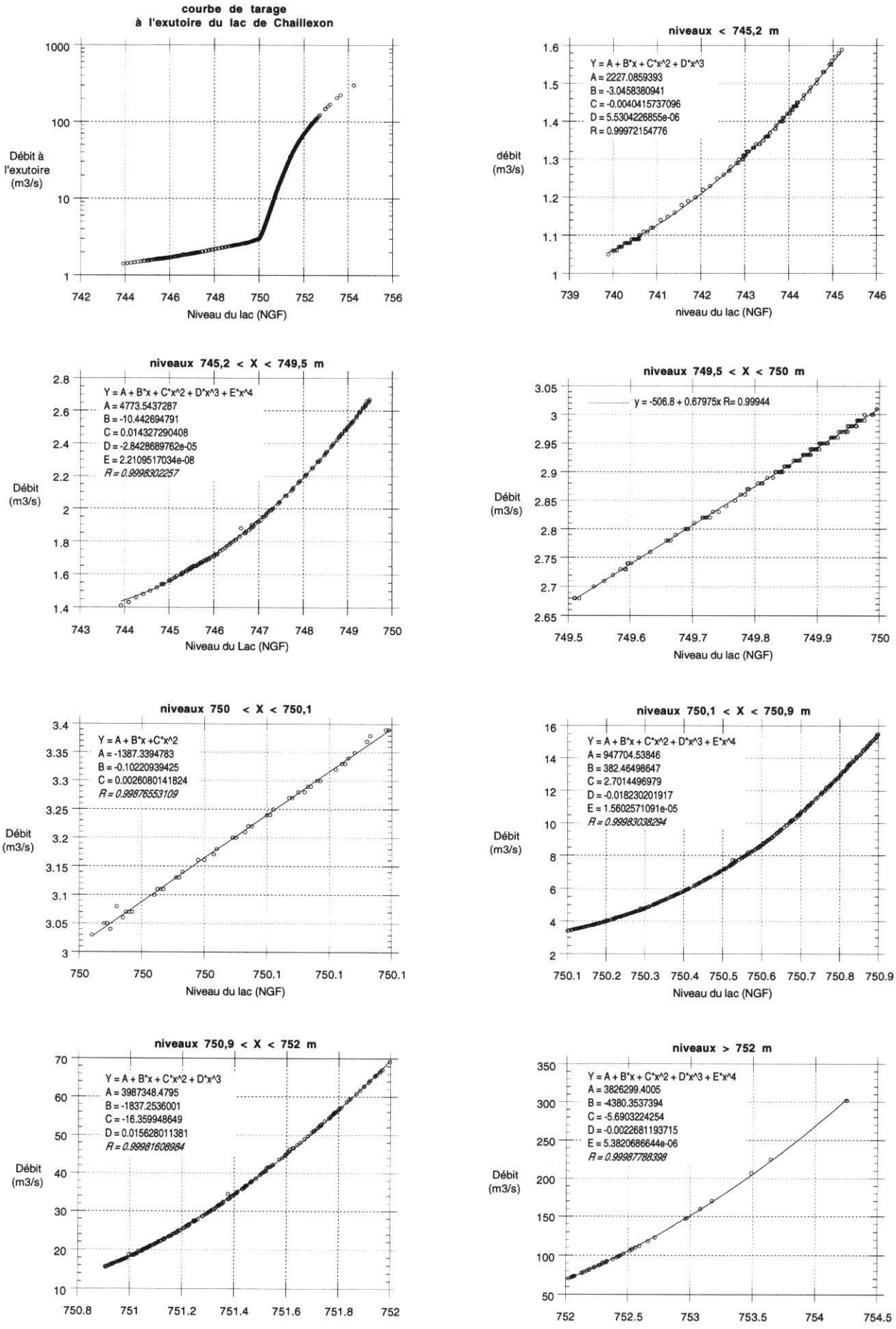


Fig. 28 Courbe de tarage des débits à l'exutoire du lac

Les débits de sortie Qs peuvent être corrélés aux niveaux du lac enregistrés au *Cul-de-la-Conche* pour établir une courbe de tarage Q=f(H).

Nous avons établi une courbe de référence pour les données de moyennes journalières sur les années 90, 91, et 92 soit 1096 couples de valeurs (fig. 28). Les valeurs extrèmes de la courbe sont de 1,41 m^3/s et 743,924 m pour le minimum, et de 302 m^3/s et 754,250 m au maximum. La courbe est découpée en 7 segments sur lesquels sont effectuées des régressions polynomiales qui définissent autant d'équations Q=f(H).

Appliquées aux niveaux moyens journaliers du lac enregistrés depuis 1892, elles permettent d'établir les valeurs de débit sur la même période.

Les débits inférieurs à 1,41 m^3/s et supérieurs à 302 m^3/s sont extrapolés par les mêmes équations.

2.2.2.4 Bilan entrées / sorties

Les termes du bilan entrées / sorties du système hydologique au niveau du lac de Chaillexon sont illustrés par la figure 29.

Débit global d'entrée Q_E :	Q_{VLL}	Débit à Villers-le-Lac	non mesuré
	Q_R	Débit de la Rançonnière	mesuré
	Q_{SL}	Apports sous-lacustres	non mesuré
	Q_P	Précipitations directes	négligeable
	Q_{BVL}	ruissellement direct	négligeable
Débit global de sortie Q_S :	Q_S	Débit à la sortie du système	mesuré
	Q_{SDD}	Débit au déversoir de surface	calculé
	Q_F	Débit de fuite centripète	calculé
	$Q_{F'}$	Débit de fuite centrifuge	négligeable
	Q_{EVP}	Evaporation directe	négligeable

Avec : $Q_E = Q_{VLL} + Q_R + Q_{SL}$

$Q_S = Q_{SDD} + Q_F$

Le débit de fuite QF est constant tant que le déversoir de surface est amorcé. Lorsque celui-ci se désamorce, à la cote 749,78 m, on a QS = QF, soit un débit de fuite de 2,86 m^3/s. On retiendra donc une valeur de 3 m^3/s pour l'estimation du débit de fuite en hautes eaux (cote > 749,78 m).

En dessous de cette cote, on a $Q_E < Q_S$, donc baisse du niveau du lac. Dans ces conditions, Q_S est égal à Q_F avec $Q_S = Q_E + Q_\Delta$, Q_Δ étant le débit correspondant à la baisse du lac.

Le débit d'entrée devient donc $Q_E = Q_S - Q_\Delta$.

La baisse est étudiée d'après les niveaux moyens journaliers sur un siècle. En sélectionnant sur les années de forte baisse les segments de tarissements qui ne sont par perturbés par des périodes de stabilisation ou de remonté liées à des précipitations dans le BV (fig. 30), on constate qu'à un niveau donné, la vitesse de baisse est constante d'un étiage à l'autre. L'ajustement graphique des segments et la régression des points, définissent une courbe d'abaissement du lac en fonction du temps, caractéristique du lac de Chaillexon.

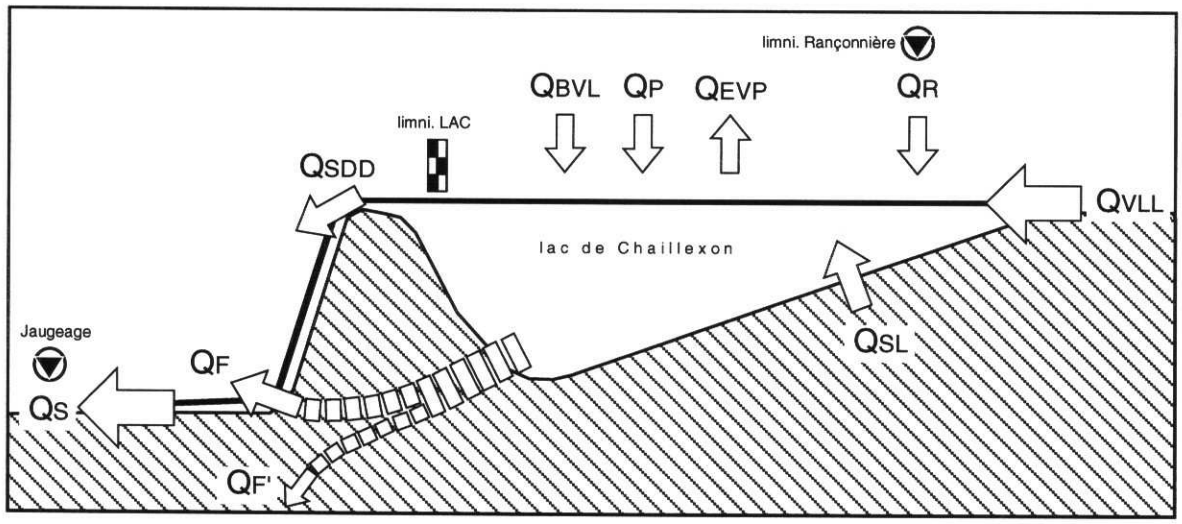


Fig. 29 Bilan hydrologique entrées/sorties du lac de Chaillexon

On obtient Q_Δ en cubant le volume correspondant à la baisse du lac par unité de temps. La cubature est réalisée en faisant varier la cote du plan d'eau sur un modèle numérique de terrain, établi à partir de la carte bathymétrique (interpolation de type spline 2D sur Descartes modélisation).

Dès le désamorçage des *Trois-Coulots*, en l'absence de précipitations et sans apports artificiels d'eau à l'amont du lac, la baisse du niveau du lac va évoluer de -14cm/j à -29cm/j. Le lac aura baissé de 4,78 m, vingt-cinq jours après le début de la baisse, et de 11,18 m cinquante jours plus tard. L'accroissement de la vitesse d'abaissement est lié à la diminution du volume du lac à mesure de la baisse. Ainsi, les volumes correspondants à la baisse du niveau (Q_Δ) diminuent dans le temps, passant de $0{,}31.10^6$ m^3/j au début de l'étiage, à $0{,}095.10^6$ m^3/j pour le plus bas niveau connu. Il en est de même à l'exutoire du système, où les débits corrélatifs (Q_S), équivalents aux pertes du barrage (Q_F) diminuent (fig. 31). Cette diminution atteste de l'existence de pertes diffuses à tous les niveaux du barrage et la contribution pour 1/3 seulement des volumes évacués, soit un débit de 1 m^3/s environ, des pertes de fond.

En étiage, l'équation $Q_E = Q_S - Q_\Delta$ n'a qu'une validité temporaire puisque le niveau des apports se stabilise autour de $0{,}6 m^3/s$ (SCHARDT, 1910), dont environ 0,3 m^3/s pour le Doubs (SCHARDT, 1910 ; DIREN - communication orale).

En crue, cette même équation implique que le système est considéré sans inertie et que le retard lié à l'onde de crue peut être négligé (temps de séjour de quelques heures).

Pour pallier à l'absence de mesure des débits d'entrée et pour simplifier l'équation du système, nous estimerons, valablement, que les débits mesurés au Châtelot (QS) correspondent aux débits d'entrée (QE), quelque soit le niveau d'eau.

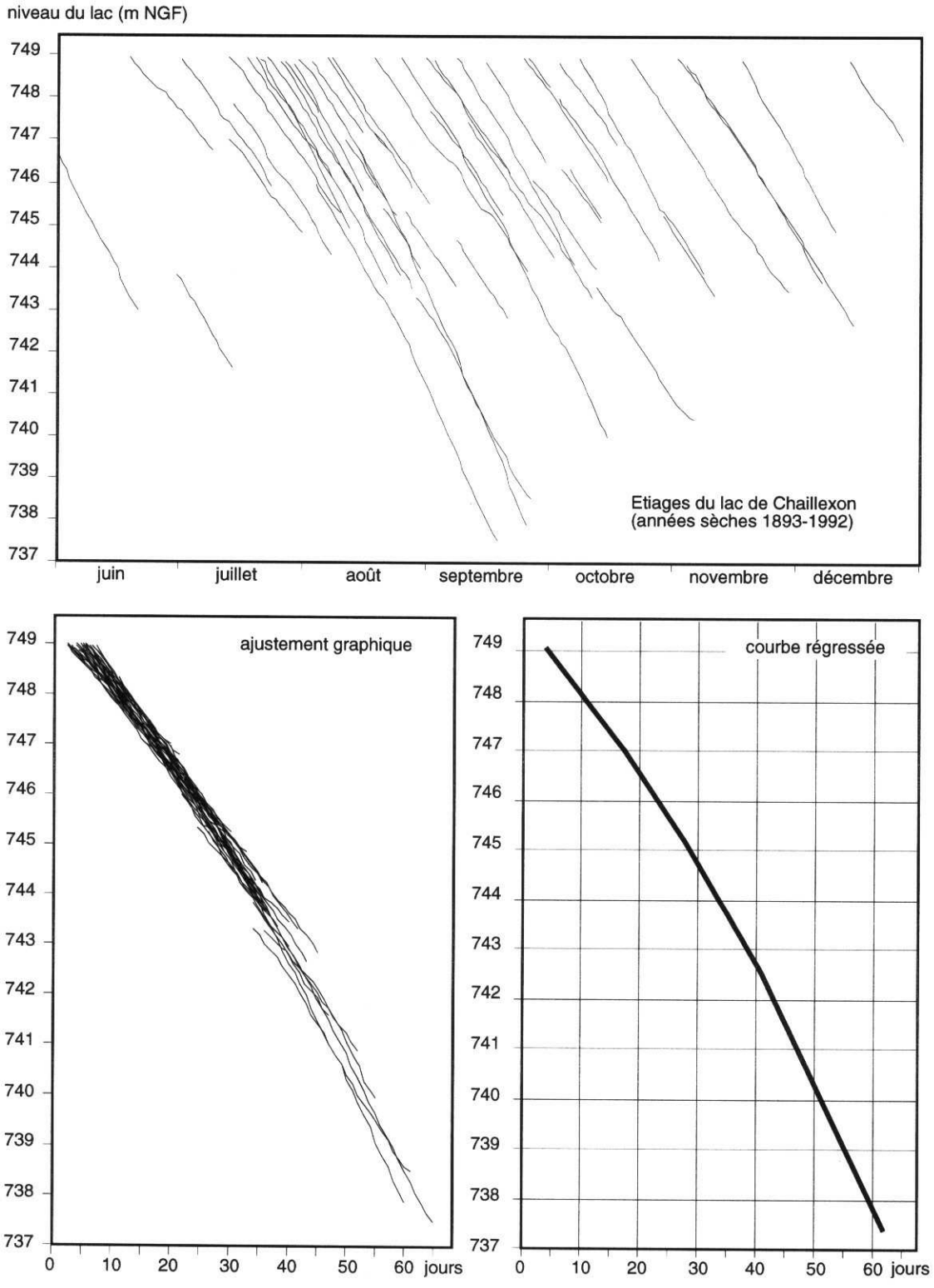


Fig. 30 Vidange du lac en période d'étiage. Détermination de la courbe caractéristique.

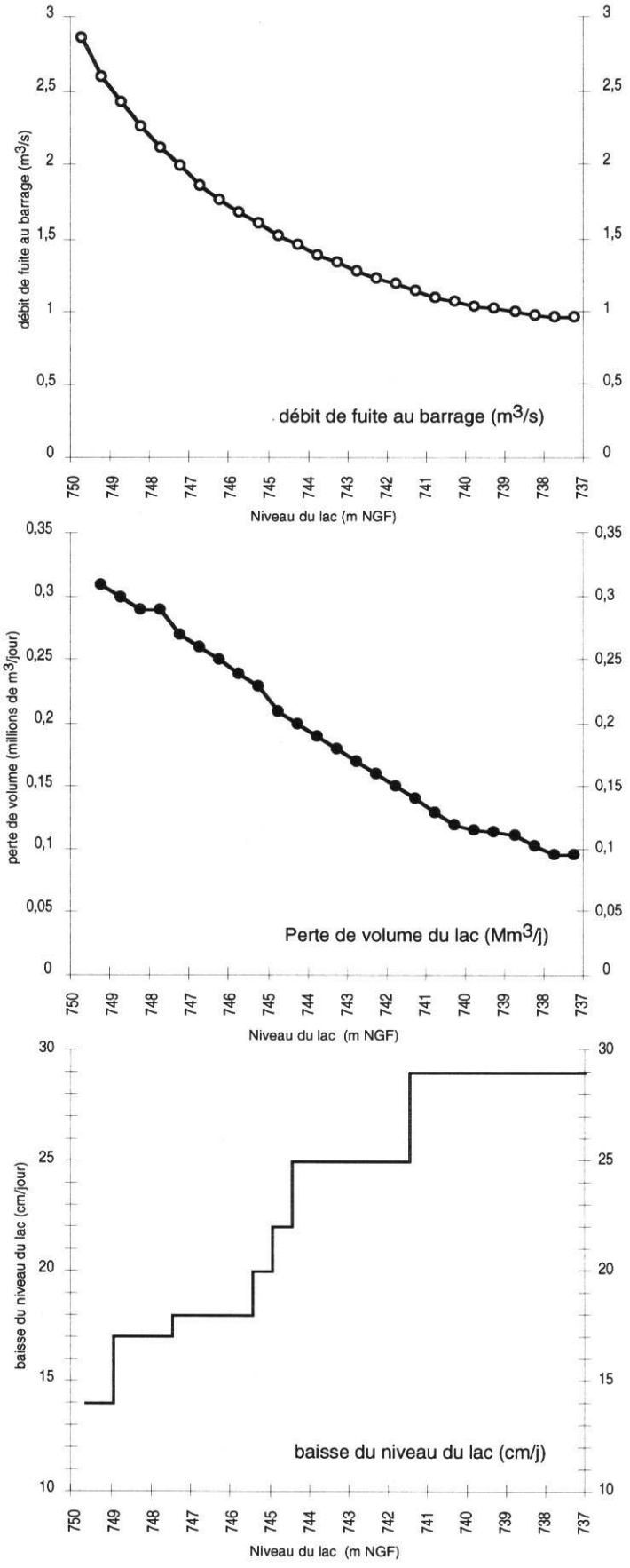


Fig. 31 Débit de fuite au barrage en fonction de la cote du plan d'eau et conséquences sur le volume et le niveau du lac en période d'étiage (sans recharge hydrologique sur le BV)

L'erreur systématique introduite est réduite en hautes eaux (le débit de fuite maximum estimé (3 m^3/s) représente 0,8 % du débit moyen journalier maximum enregistré à la sortie du système) ; en basse eaux, elle est compensée, lors de l'analyse, par la faible concentration des flux particulaires (cf. chapitre 3.4.).

2.2.3. Implications sur la surface, le volume et le temps de séjour des eaux du lac

La forte variation du niveau du plan d'eau au cours d'un même cycle hydrologique implique une variation tout aussi importante des paramètres de surface et de volume.

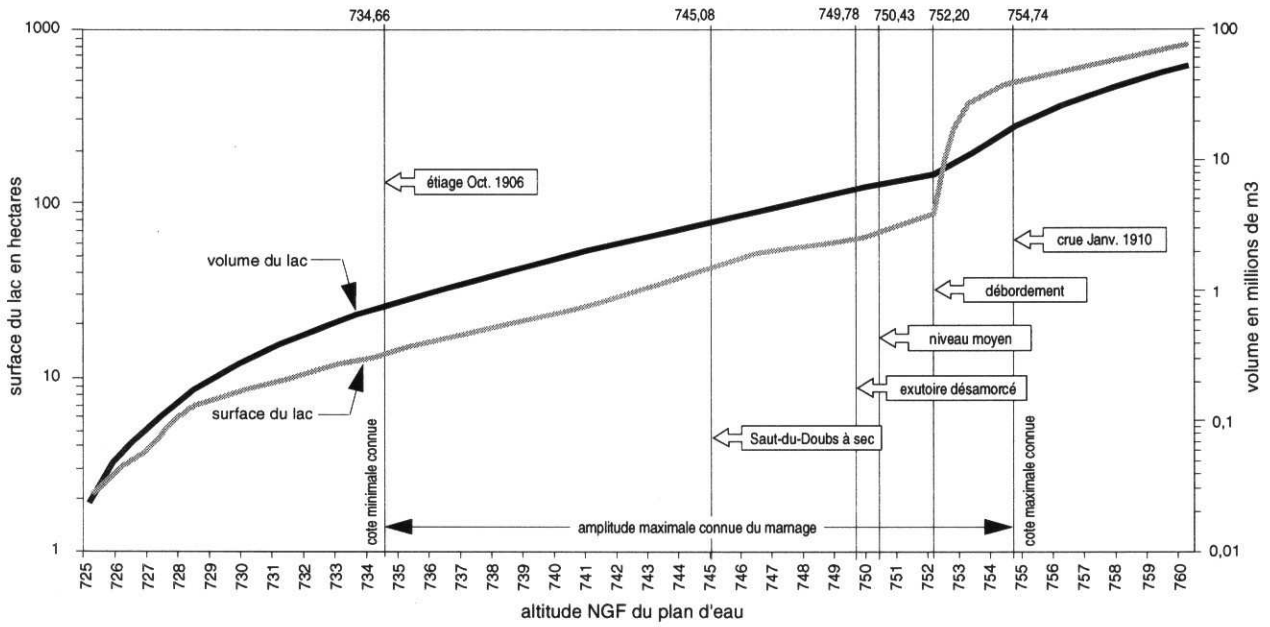


Fig. 32 Evolution du volume et de la surface du lac en fonction de la cote du plan d'eau.

Le volume évolue entre 0,8 et 18,72 millions de m^3 pour les niveaux minimum et maximum enregistrés sur le dernier siècle (fig. 32). Jusqu'à la cote 752,20 m, les variations du lac sont contenues dans la cuvette lacustre correspondant à la succession de bassins à l'aval du hameau de Chaillexon, limites normales du lac résiduel actuel. La courbe hypsométrique de la cuvette (fig. 33) est légèrement convexe. Au delà de la cote 752,20 m, les eaux du lac débordent sur la plaine amont et inondent la plaine alluviale du paléolac jusqu'à Morteau, où la hauteur d'eau peut dépasser 2m. La surface du lac augmente dès lors considérablement et rapidement. La courbe hypsométrique du lac en condition d'inondation (jusqu'à la cote 754,74 m) est très convexe, plus de 80% de la surface du lac est inférieure à 10 m de profondeur. La surface du lac, très réduite en étiage (13,85 ha en 1906), atteint 90 ha à 752,20 m, seuil d'inondation. Elle est de 493,5 ha au maximum d'inondation connu (754,74 m), soit 7 fois plus qu'à son niveau moyen.

Le rapport de surface du bassin versant à la surface du lac (Ad/Ao), pour le niveau moyen, est de 1300 pour le lac de Chaillexon. Cette valeur, qui traduit le potentiel énergétique des apports du BV au lac, est ici exceptionnelle, puisqu'elle varie entre 10 et 25 pour la majorité des lacs du globe (MEYBECK,

1995). On imagine, dès lors, la forte incidence des apports d'eau du Doubs sur les équilibres physico-chimiques et dynamiques du lac (chapitre 3).

De fait, le temps de séjour des eaux du lac (temps de renouvellement théorique) est faible. Calculé sur les moyennes centenaires de niveau et de débit, il est de 3,9 jours seulement. Le temps de séjour théorique moyen n'a ici qu'une valeur indicative. L'amplitude des niveaux du lac induit une variabilité temporelle qui implique un calcul à plus forte résolution. On détermine ainsi un temps de séjour qui varie, selon le volume du lac et les débits d'entrée correspondants (fig. 34), entre 27 jours au maximum et 14 heures au minimum.

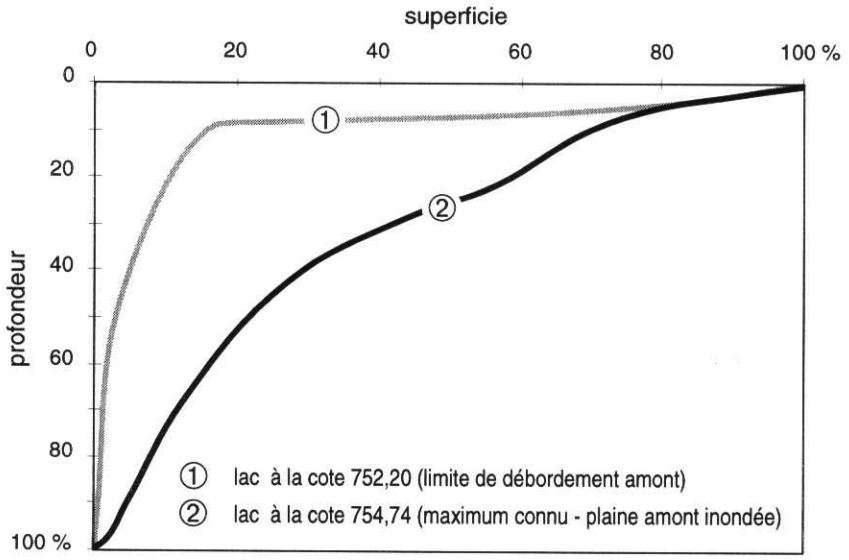


Fig. 33 Courbes hypsométriques du lac en crue

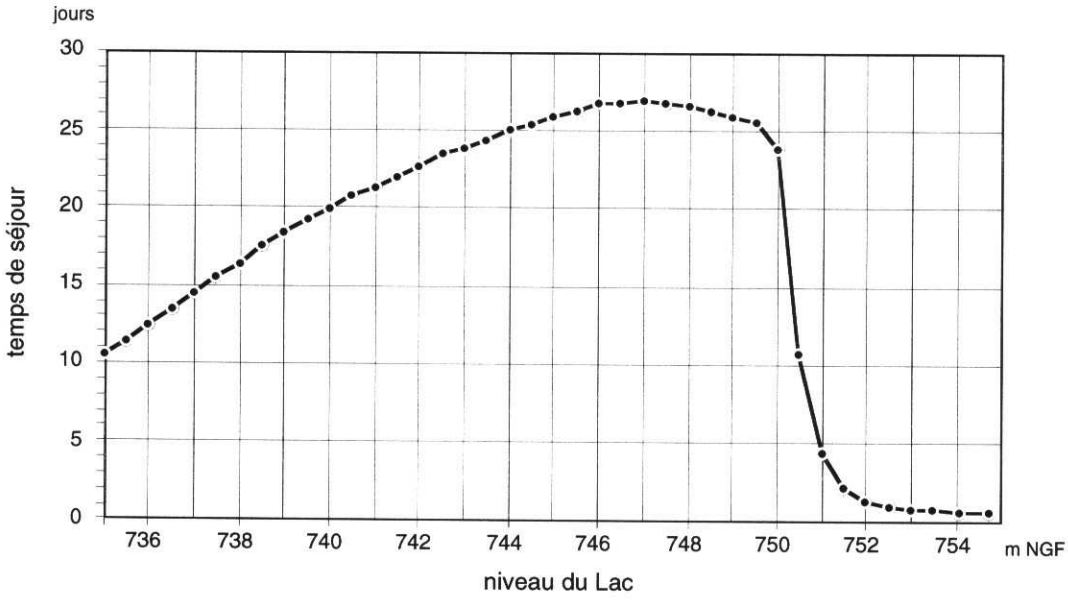


Fig. 34 Evolution du temps de séjour en fonction de la cote du lac et des débits d'entrée correspondants

2.2.4. Fréquences des évènements hydrologiques sur le siècle

2.2.4.1. Fréquence annuelle et variabilité saisonnière

L'histoire hydrologique séculaire du lac (1893 - 1993) est marquée par des événements exceptionnels, qu'ils s'agissent d'étiages ou de crues (fig. 35).

Le module de la moyenne annuelle du niveau du lac sur un siècle est de 750,43 m. Le terme de crue est employé lorsque le niveau du lac dépasse la cote 752,00 m. La crue devient exceptionnelle lorsque le niveau atteint ou dépasse 754,00 m (9 fois sur le siècle). A l'inverse, on parle d'étiage sous la cote 748,00 m et d'étiage exceptionnel sous la cote 743,00 m (10 fois sur le siècle).

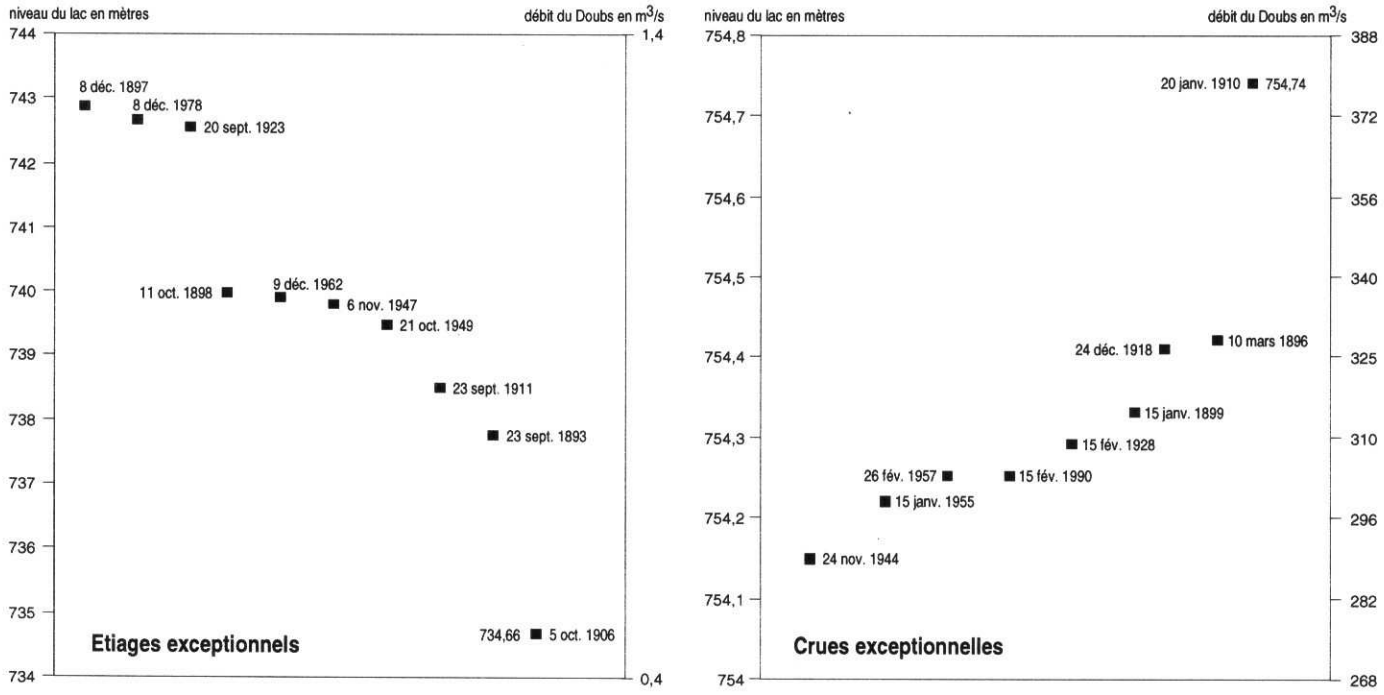


Fig. 35 Evénéments hydrologiques exceptionnels au cours du dernier siècle

La figure 36 illustre la répartition saisonnière et la fréquence annuelle des événements hydrologiques.

Les crues sont nombreuses (4,28 événements par an en moyenne sur un siècle) et leur fréquence annuelle est variable, le plus souvent entre 3 et 7. Six années n'ont connu aucune crue et 5 seulement en comptent plus de 7.

Tous les mois de l'année peuvent être affectés par une crue. La probabilité est cependant de 0,63 pour la période fin d'automne - hiver (novembre à mars inclus), tandis qu'elle dimimue à 0,09 durant l'été (juin à août inclus). Les crues exceptionnelles interviennent uniquement entre novembre et mars, toujours associées à des fontes brutales du manteau neigeux. Elles sont plus fréquentes en janvier et février lorsque le sol gelé limite la rétention.

Les étiages impliquent de longues périodes sans pluie et sont, de ce fait, plus rares (0,7 par an en moyenne sur le siècle). Presque une année sur 2 n'a pas connu d'étiage et 12 années seulement ont 2 ou 3 étiages, entrecoupés de remontées du niveau. Les probabilités d'événements sont de 0,67 pour la période fin d'été - automne (août à octobre inclus) avec un maximum en octobre, et de 0,26 durant la période hivernale, de novembre à mars. Il n'y a jamais eu d'étiage au printemps (avril, mai, juin). Enfin, les étiages exceptionnels surviennent toujours entre septembre et décembre.

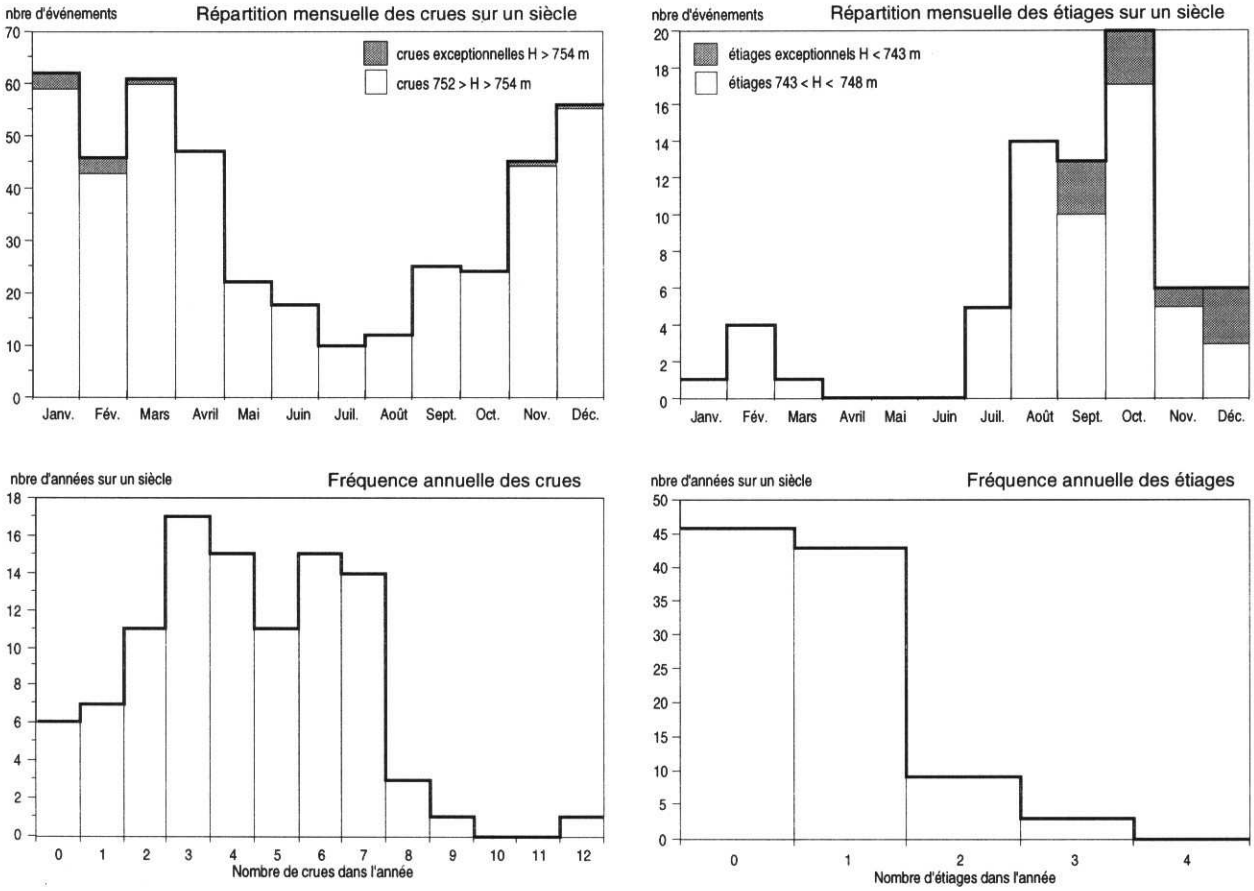


Fig. 36 Répartition mensuelle et fréquence des crues et des étiages au cours du dernier siècle

2.2.4.2. Aspect statistique des débits de crue

L'analyse de la courbe de fréquence de crue peut être complètée par la détermination des durées de retour des événements hydrologiques. L'historique des débits moyens journaliers à Chaillexon nous permet d'isoler une série de 101 valeurs correspondant aux débits maximum de crue annuels. Ces variables, indépendantes d'une année sur l'autre, sont ajustées à une loi de distribution statistique de type Gumbel (REMENIERAS, 1986).

La loi de Gumbel est telle que : $F(X) = \exp^{-\exp^{-\alpha(X-Xo)}}$

avec $1/\alpha = 0{,}780\sigma$ $\quad xo = xmoy-(0{,}577/\alpha)$

σ = écart-type de la série $\quad xmoy$ = moyenne

L'ajustement permet de définir une durée probable de retour pour un débit donné (fig. 37). La crue de probabilité 1/10 (1/100), dite crue "décennale" (crue "centenaire"), est le débit qui a une "chance" sur 10 (sur 100) d'être dépassé par le débit journalier maximum d'une année à venir. Il faut donc en théorie au maximum 10 ans (100 ans) pour enregistrer une crue décennale (centenaire).

Pour le Doubs au Lac de Chaillexon, les valeurs caractéristiques sont les suivantes :

durée de retour	Débit moyen journalier
1 an	50 m^3/s
2 ans	151 m^3/s
5 ans	212 m^3/s
10 ans	252 m^3/s
20 ans	290 m^3/s
100 ans	377 m^3/s

A noter que le Doubs n'a connu qu'une crue centenaire (≥ 377 m^3/s) en un siècle.

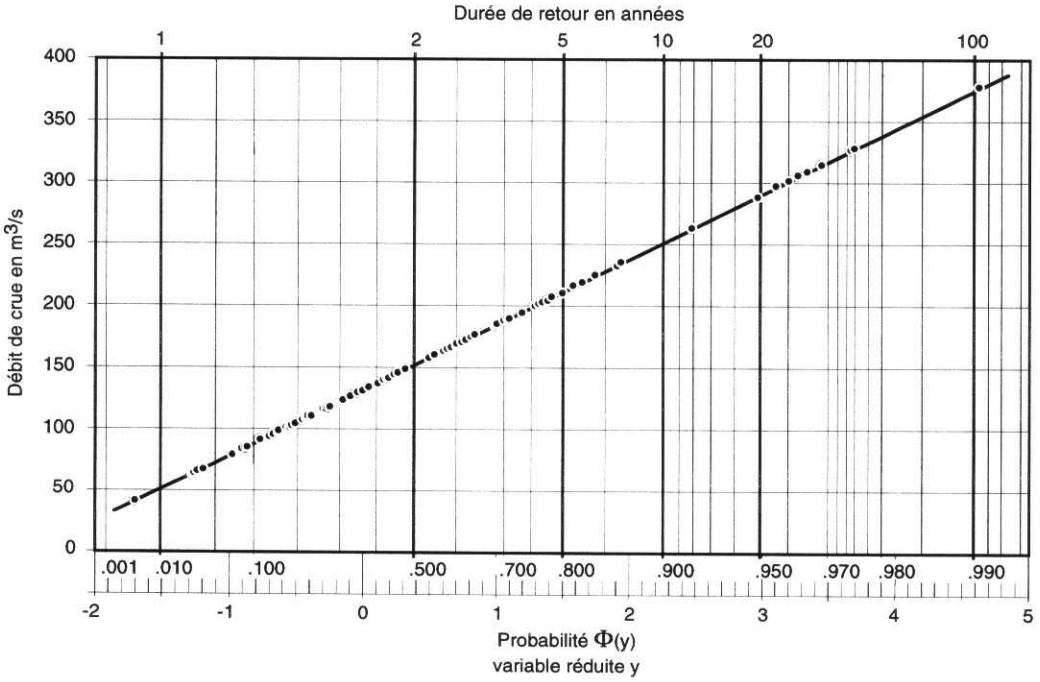


Fig. 37 Débits journaliers du Doubs à Chaillexon. Ajustement à la loi de Gumbel

2.2.5. Variation de la moyenne annuelle - notion d'année moyenne

Pour pallier la forte variabilité instantanée (hebdomadaire ou mensuelle) des niveaux du lac et des débits du Doubs et définir un comportement hydrologique moyen extrapolable à un signal climatique de plus basse fréquence (pour passer d'épisodes événementiels ou même saisonniers à des périodes climatiques annuelles ou pluri-annuelles), il est nécessaire de raisonner en terme de moyennes annuelles.

L'observation de la variation des débits moyens annuels (Qma) révèle une amplitude maximale de +11,30 m^3/s et de -12,30 m^3/s, de part et d'autre du module interannuel qui est de 19,05 m^3/s, pour 101 valeurs. La moyenne mobile calculée sur 5 années montre une succession de cycles pluriannuels, alternativement supérieurs et inférieurs à la moyenne (fig. 38) . La corrélation niveau du lac / débit est bonne bien que les deux courbes apparaîssent ponctuellement déphasées (une faible variation du niveau correspond à une forte variation de débit).

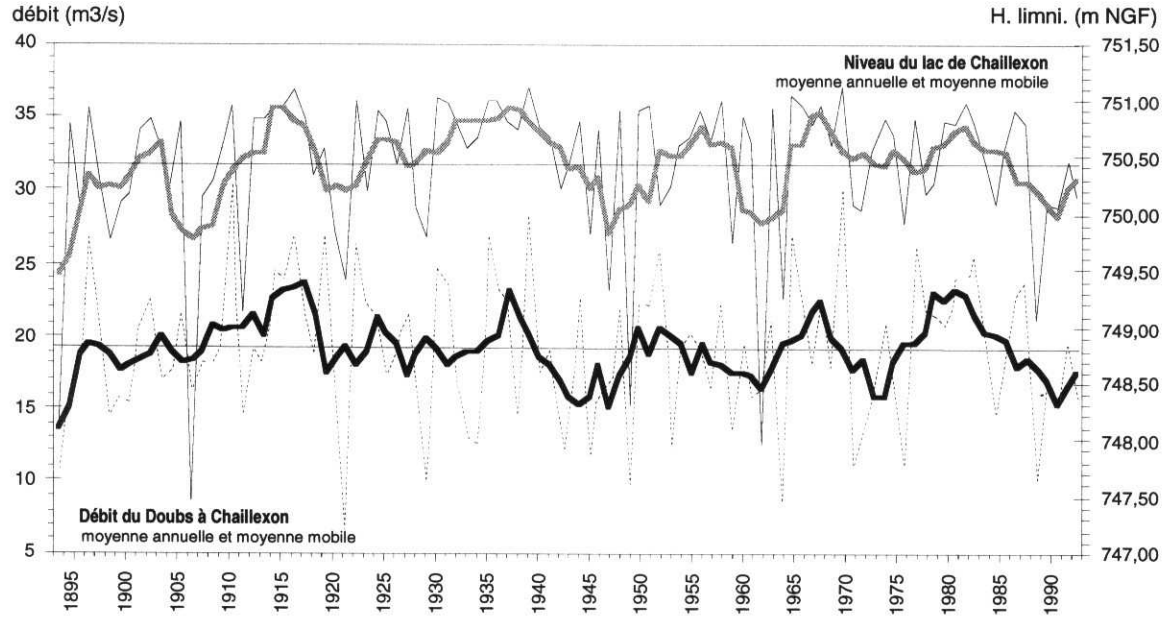


Fig. 38 Moyennes annuelles (et moyenne mobile sur 5 ans) des débits du Doubs et des niveaux du lac (1893-1993)

Un histogramme de fréquence des débits moyens annuels est calculé de façon à répartir de chaque coté du module le même nombre d'années (fig. 39). Un intervalle de 4,1 m^3/s définit des classes d'années (de très sèches à très humides), chacune d'entre elles comportant un nombre d'années sensiblement équivalent à la classe opposée (PROBST, 1983).

On définit ainsi un critère de sécheresse ou d'humidité, basé sur l'écart de la moyenne annuelle à la moyenne annuelle interannuelle calculée sur un siècle (fig. 40).

La résolution est celle d'une moyenne annuelle : elle peut oblitérer la spécificité saisonnière certaines années. L'année 1906, par exemple, n'apparaît pas comme une année très sèche. Les crues d'hiver ou de printemps peuvent compenser le déficit d'étiages très longs et aboutir à une moyenne annuelle supérieure au module.

En général, on remarque que les années très sèches sont des années avec de faibles crues hivernales ou printanières, associées à des étiages d'été ou d'automne souvent longs ou multiples (fig. 41). A l'inverse, les années très humides sont caractérisées par des crues de début d'année et l'absence d'étiage, le niveau étant pratiquement toute l'année supérieur à la moyenne.

Les courbes de débits classés montrent une forte variabilité des débits caractéristiques d'une année à l'autre (fig. 42). Le débit caractéristique de crue (DCC ou débit dépassé 10 jours sur l'année) est de

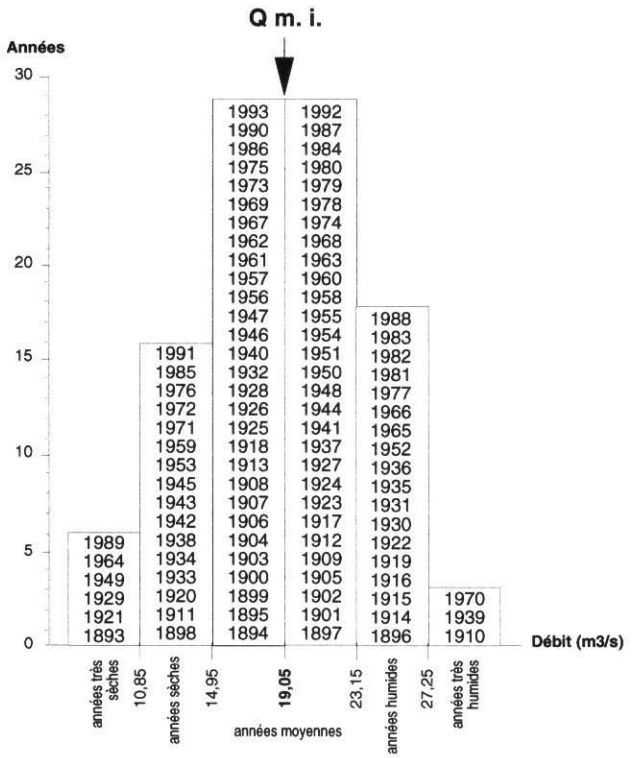


Fig. 39 Distribution des types d'années climatiques définies à partir des débits du Doubs à Chaillexon (1893-1993)

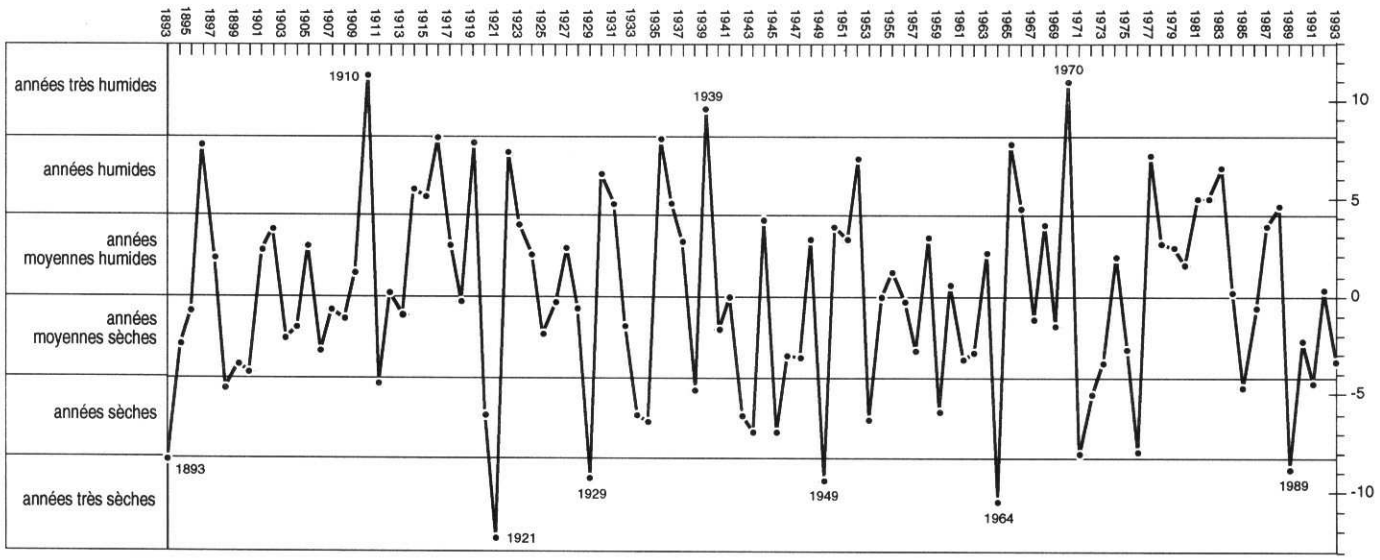


Fig. 40 Écarts à la moyenne centennale des débits moyens annuels 1893-1993 (Q.m.a)

77,7 m^3/s pour la moyenne des années très humides contre seulement 24,11 m^3/s pour la moyenne des années très sèches (tab. 7). Les DCC extrêmes pour une année sont de 145,09 m^3/s en 1950 et de 28,59 m^3/s en 1921. Le débit caractéristique d'étiage (DCE ou débit dépassé 355 jours sur l'année) varie entre 6,86 m^3/s (1939) et 0,96 m^3/s (1906).

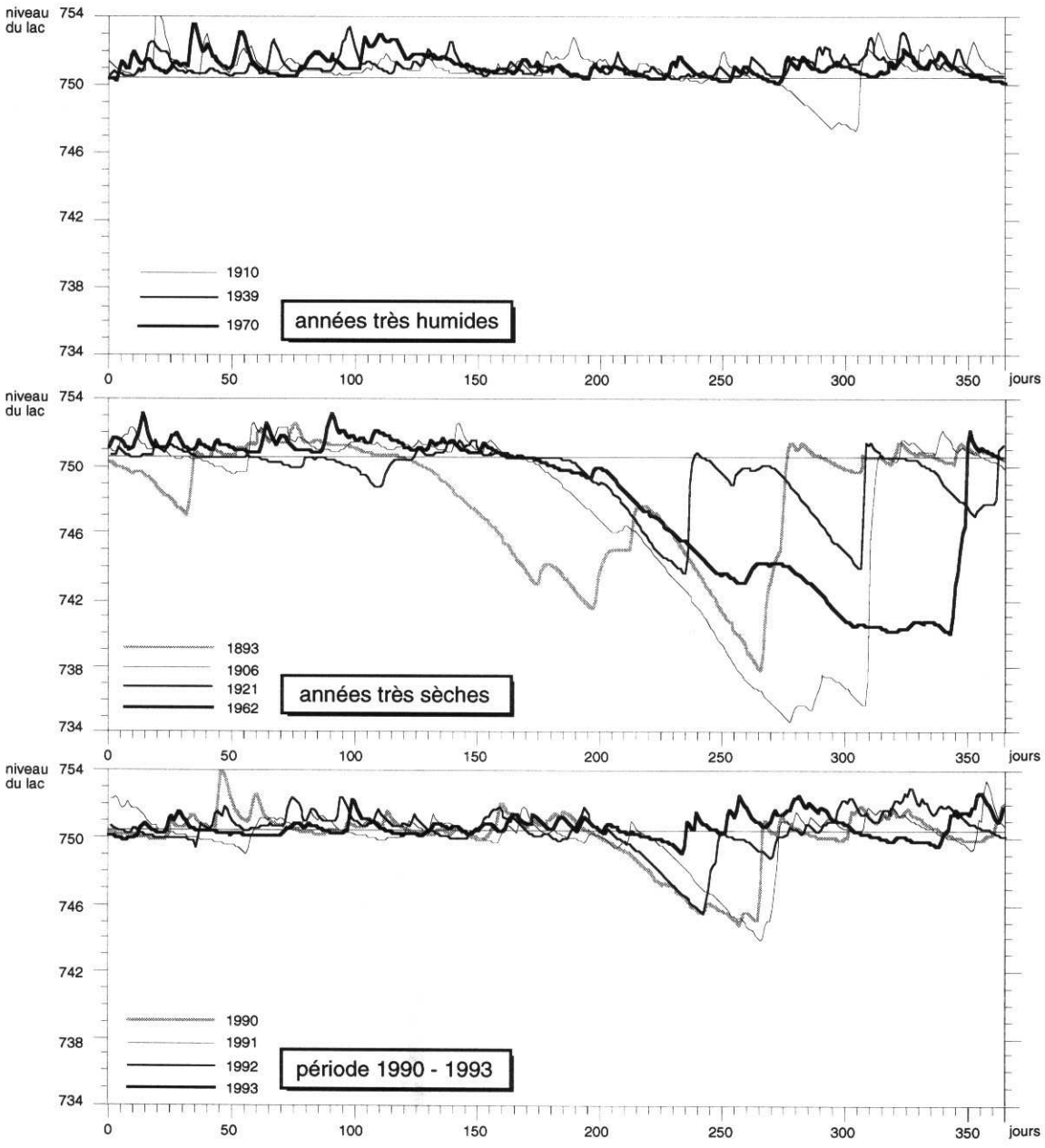


Fig. 41 Limnigrammes annuels du niveau du lac (années extrêmes et période 1990-1993)

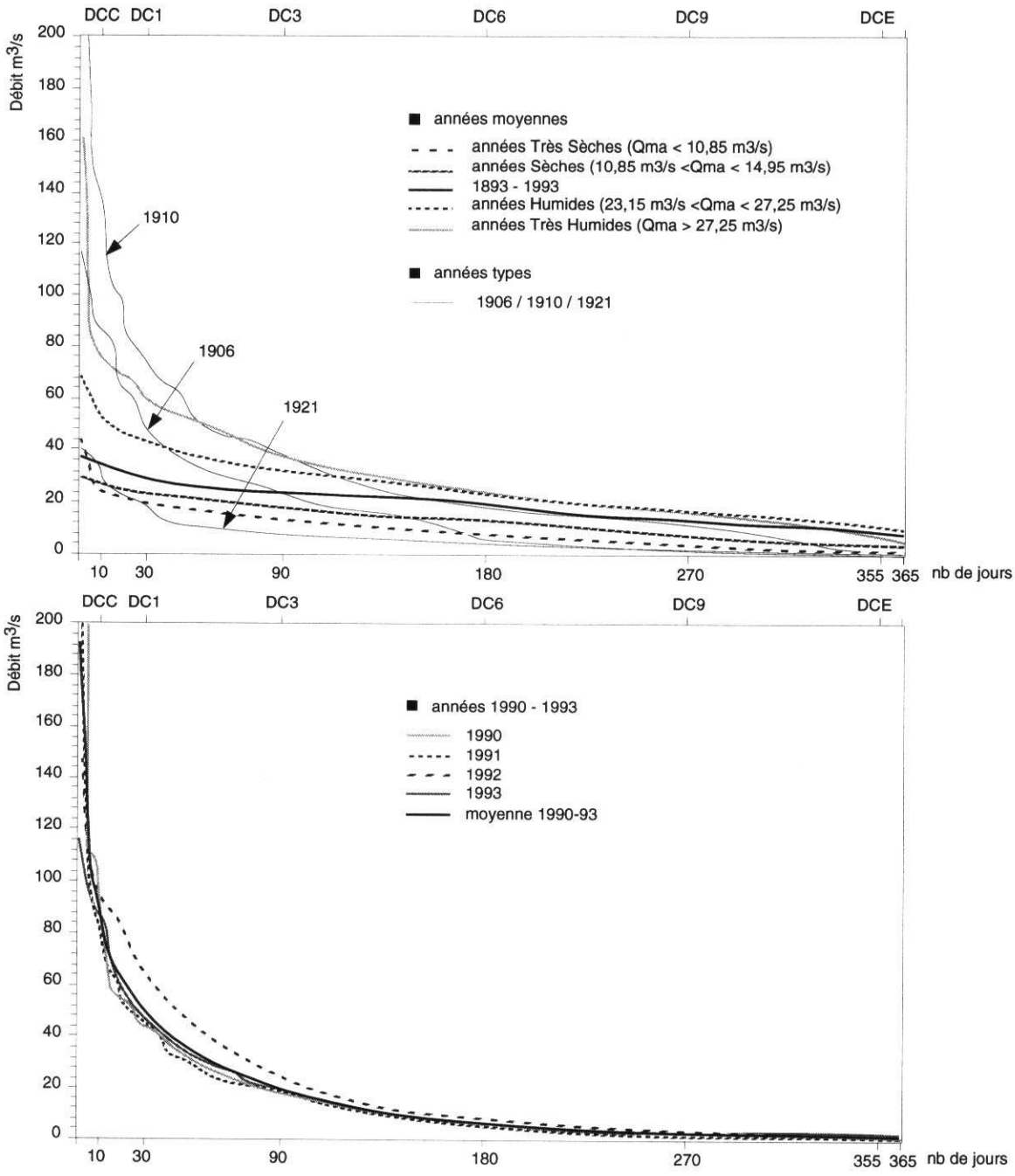


Fig. 42 Courbes des débits classés du Doubs à Chaillexon - années types et années moyennes

	Qma		DCC		DC1		DC3		DC6		DC9		DCE	
	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2	m3/s	l/s/km2
moyenne 1893-1993	19,05	20,9	33,52	36,8	28,87	31,7	23,86	26,2	18,97	20,8	13,61	15,0	9,59	10,5
moyenne années T.S.	9,30	10,2	24,11	26,5	19,77	21,7	13,60	14,9	8,11	8,9	3,86	4,2	1,66	1,8
moyenne années S.	13,14	14,4	26,54	29,2	23,51	25,8	18,09	19,9	13,14	14,4	8,00	8,8	3,66	4,0
moyenne années H.	25,30	27,8	51,49	56,6	42,68	46,9	31,91	35,1	23,18	25,5	16,35	18,0	10,98	12,1
moyenne années T.H.	29,55	32,5	77,70	85,4	60,09	66,0	37,09	40,8	24,39	26,8	16,32	17,9	7,41	8,1
1990	16,71	18,4	73,40	80,7	44,90	49,3	17,70	19,5	5,86	6,4	3,06	3,4	1,63	1,8
1991	14,68	16,1	81,50	89,6	43,90	48,2	18,80	20,7	5,66	6,2	2,93	3,2	1,57	1,7
1992	19,38	21,3	92,50	101,6	63,90	70,2	24,40	26,8	8,41	9,2	3,17	3,5	1,89	2,1
1993	15,65	17,2	85,20	93,6	47,50	52,2	17,80	19,6	7,00	7,7	3,68	4,0	2,77	3,0
moyenne 1990-1993	16,60	18,2	83,15	91,4	50,05	55,0	19,68	21,6	6,73	7,4	3,21	3,5	1,97	2,2
	m3/s	année	m3/s	année	m3/s	année	m3/s	année	m3/s	année	m3/s	année	m3/s	année
maximum connu	30,35	(1910)	145,09	(1950)	82,20	(1952)	37,93	(1910)	18,80	(1970)	11,55	(1910)	6,86	(1939)
minimum connu	6,75	(1921)	28,59	(1921)	17,10	(1921)	7,77	(1921)	2,98	(1893)	1,44	(1962)	0,96	(1906)

tableau 7 débits caractéristiques

2.2.6. Position hydrologique des années 1990 - 1993

La période 1990-93 sur laquelle ont été enregistrés des paramètres de flux spécifiques à cette étude (cf. chapitre 3), correspond à une succession d'années proches de la moyenne des Qma (fig. 43), à l'exception de 1991 (Qma = 14,68 m^3/s), plutôt caractéristique d'une année sèche, à l'instar de 16% des années du siècle.

En résolution saisonnière, toutes ces années se traduisent par une variabilité plus importante. On observe des crues de début ou de fin d'hiver dont la capacité maximale et la durée de retour ont varié de 117 m^3/s et 1,4 ans en 1993, à 302 m^3/s et 25 ans en 1990. L'année 1991, cependant, est marquée par une fin d'hiver et un printemps plutôt secs. L'étiage atteint son minima en août ou septembre à une cote voisine de 745 m (DCE de 1,57 à 1,89 m^3/s), excepté 1993, où la cote ne descend pas au-delà de 749 m (DCE 2,77 m^3/s).

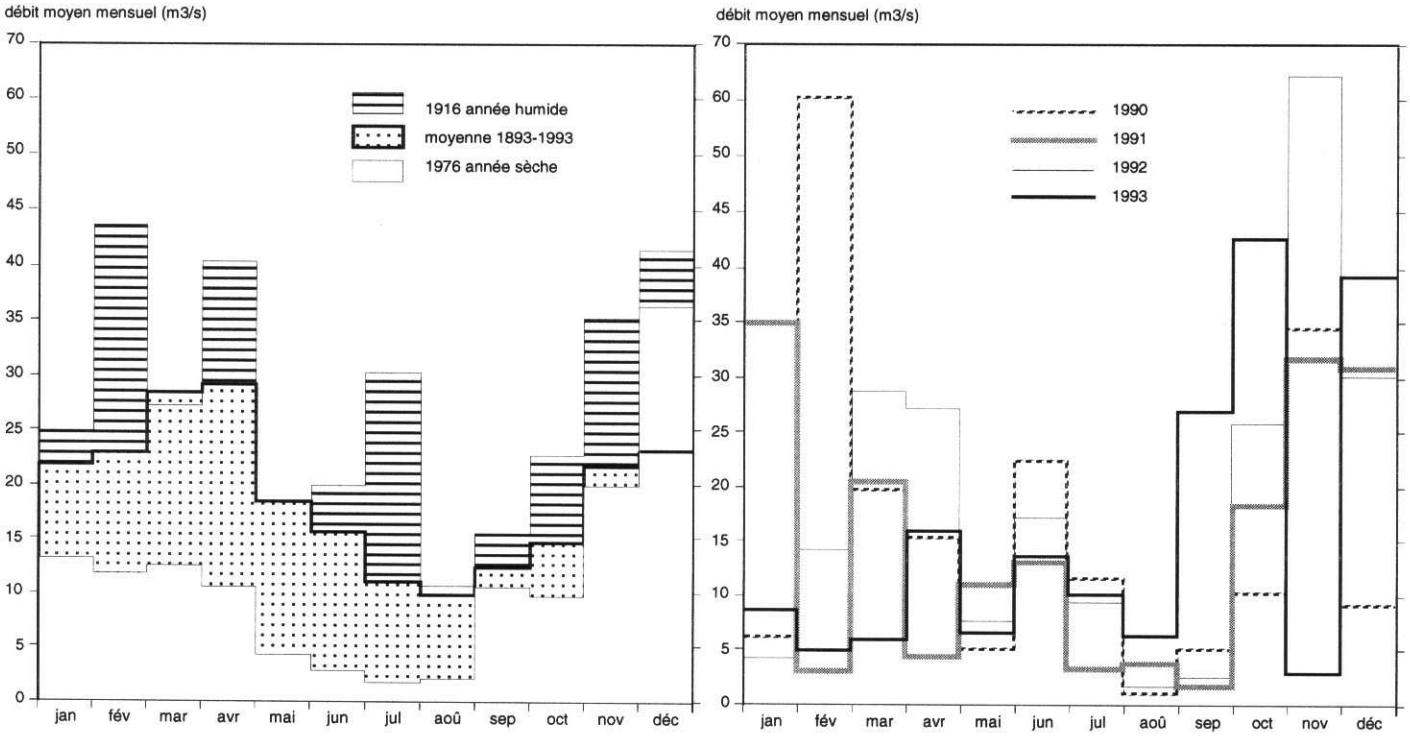


Fig. 43 Débits moyens mensuels de la période 1990-1993, comparés aux moyennes séculaires

2.3.- Le bilan hydrologique du bassin versant et l'équilibre volumétrique du lac de Chaillexon

L'analyse des débits du Doubs et des niveaux du lac de Chaillexon, associés aux caractéristiques climatiques du bassin versant (pluviométrie et évapotranspiration), permet de proposer un bilan hydrologique global pour le bassin, et d'en estimer les conséquences sur l'équilibre volumétrique du lac.

2.3.1. Bilan hydrologique global

Les données climatiques disponibles sur la période 1960-1993 (chapitre 1.5), sont corrélées aux débits mesurés à Chaillexon, exutoire du bassin versant. On détermine à partir des moyennes annuelles, une valeur moyenne interannuelle caractéristique pour chacune des classes d'années types préalablement définies (chapitre 2.2.5).

On définit ainsi la contribution effective de la lame d'eau théorique écoulée (précipitations - ETP) au transit hydrique réel dans le lac de Chaillexon (fig. 44). Elle varie de 54 % seulement pour les années très sèches, à 76% les années très humides. Les années moyennes correspondant à 60 - 65% de la lame d'eau écoulée qui aboutit effectivement au lac.

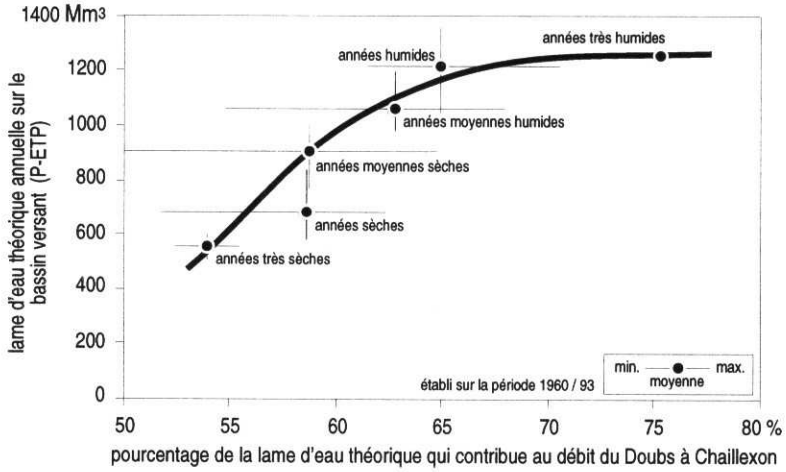


Fig. 44 Contribution théorique du bassin versant aux flux hydrologiques à l'entrée du lac

Les termes du bilan hydrologique global sont exprimés sur la figure 45. Au gradient décroissant des précipitations totales sur le bassin, correspond une décroissance simultanée des volumes à l'exutoire. La proportionnalité des deux gradients n'est pas totale, les précipitations diminuent plus rapidement que les débits à Chaillexon (fig. 46). Cette inégalité est liée au volume des pertes karstiques qui décroit peu et qui semble s'amortir vers 260 millions de m^3 et qui pourrait correspondre au seuil minimum global de l'ensemble des pertes centrifuges du bassin versant (chapitre 1.3.3).

On notera que les valeurs particulières calculées pour la classe des années très humides sont établies sur l'unique année correspondante disponible sur la période 1960-1993.

2.3.2. Incidences sur le volume du lac

Du débit moyen annuel du Doubs à Chaillexon sont extrapolés les niveaux et les volumes moyens annuels du lac pour chaque année-type (tableau 8). L'état hydrométrique moyen du lac est ainsi défini pour une période climatique donnée. La résolution des moyennes annuelles interannuelles permet d'amortir la variabilité saisonnière spécifique et d'établir un modèle hydrologique de comportement du lac de Chaillexon en réponse aux variations climatiques. La corrélation peut ainsi

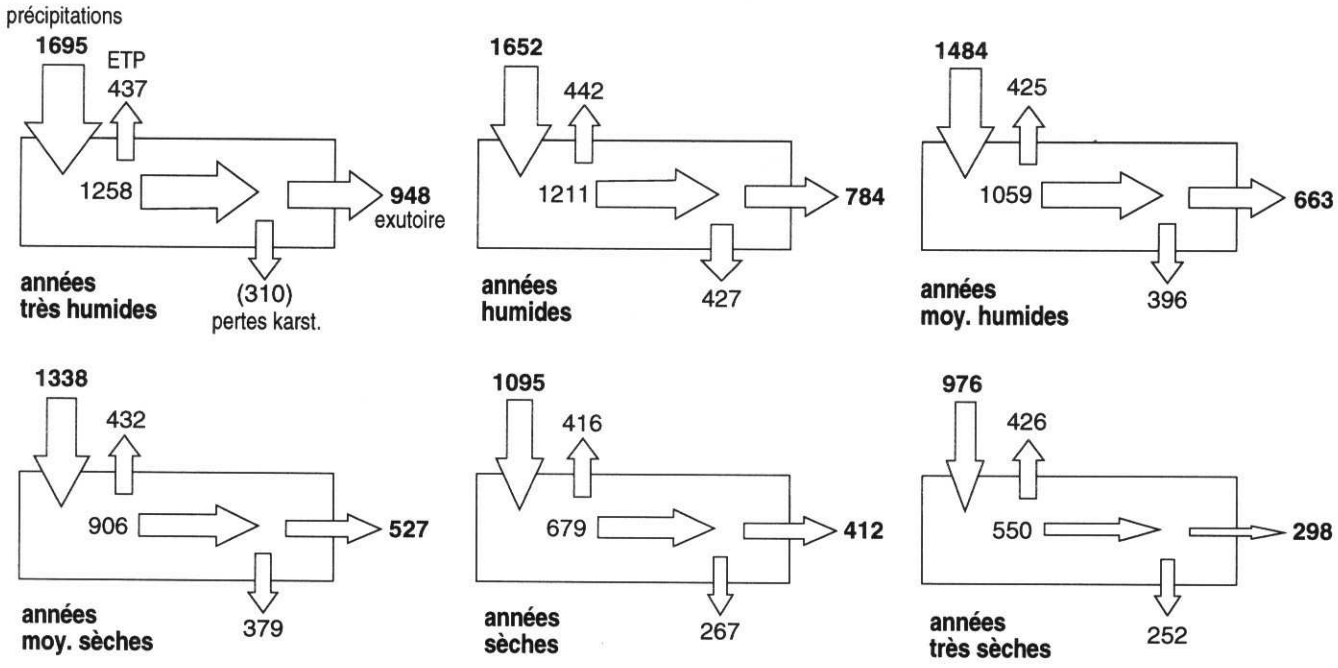


Fig. 45 Bilan hydrologique du bassin versant. Moyennes par types d'années, en millions de m^3.

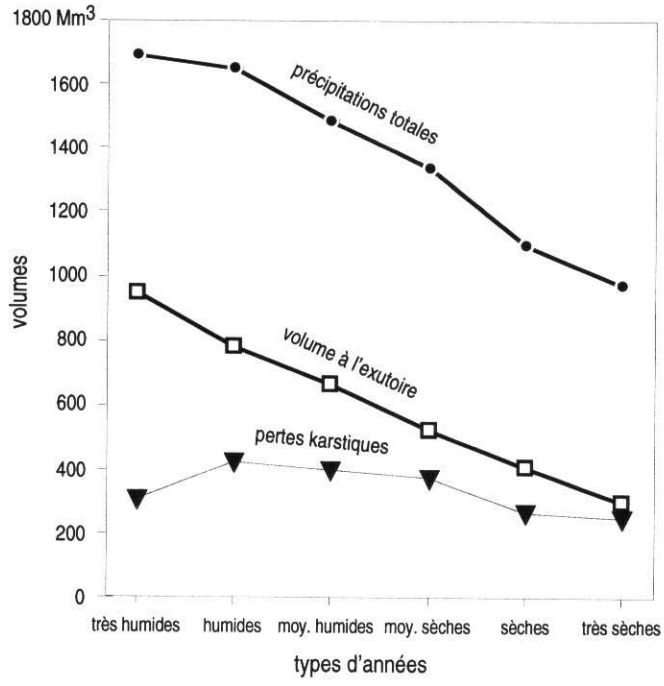


Fig. 46 Evolution des termes du bilan hydrlogique en fonction des types d'années

être directement établie entre les précipitations qui arrivent sur le bassin, et l'incidence des écoulements à l'exutoire, c'est à dire le niveau du lac (fig. 47).

Années moyennes	niveau moyen annuel du lac (m.)	volume moyen du lac (Mm^3)	niveau moyen max. du lac (m.)	niveau moyen min. du lac (m.)
très humides	751,13	7,07	753,57	750,12
humides	750,88	6,88	753,47	748,80
moyennes humides	750,66	6,72	752,90	747,66
moyennes sèches	750,22	6,42	752,74	746,64
sèches	750,03	6,26	752,60	744,67
très sèches	749,17	5,72	751,92	743,47

Tableau 8 Niveaux et volumes moyens du lac en fonction des types d'années

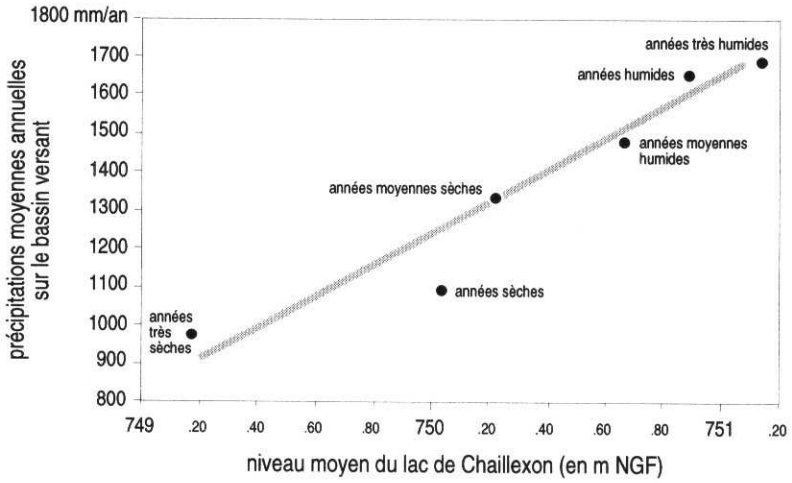


Fig. 47 Relation entre le taux de précipitations totales sur le bassin versant et le niveau du lac de Chaillexon

Éléments principaux du second chapitre :

- Le lac de Chaillexon est un lac méandriforme de 3750 m de long pour 180 m de large au maximum. Son volume moyen est de 6,6 millions de m^3 et sa profondeur n'excède pas 31,50 m, à sa cote moyenne.
- Il est la conséquence d'un écroulement rocheux qui a obstrué la vallée vers la fin du Tardiglaciaire. C'est un lac résiduel, hérité du comblement sédimentaire d'une vacuité initiale plus vaste.
- Son comportement hydrologique est particulier. Les archives limnimétriques disponibles (depuis 1892) révèlent un marnage saisonnier très important (20,08 m entre l'étiage d'octobre 1906 et la crue de janvier 1910). Cette particularité s'explique par la variation des débits à l'entrée du lac, et par l'existence d'exutoires sous-lacustres liés à la porosité du barrage naturel et à des pertes isolées à l'amont de celui-ci. Le débit de fuite global est estimé à $3m^3/s$ au maximum.
- Les débits instantanés extrêmes à l'entrée du lac sont voisins de 0,5 m^3/s en étiage et de 378,5 m^3/s en crue. Le débit moyen annuel sur un siècle est de 19,05 m^3/s. Les débits statistiques sont de 50 m^3/s pour une crue annuelle, 252 m^3/s pour une crue décennale et 377 m^3/s pour une crue centenaire.
- Il résulte de cette variabilité des débits d'entrée et des pertes sous-lacustres une forte évolution des paramètres de surface et de volume du lac (de 13,85 à 493,5 ha pour la surface et de 0,8 à 18,72 Mm^3 pour le volume). Le temps de séjour des eaux du lac est en moyenne de 3,9 jours. Les valeurs extrêmes sont de 27 jours au maximum, et de 14 heures au minimum. Le rapport de la surface du bassin versant à la surface du lac est de 1300 à son niveau moyen.
- L'approche hydrologique séculaire en terme de moyennes annuelles de débit, montre une forte amplitude (Qma = 19,05 m^3/s, ΔQ = +11,30 m^3/s et -12,30 m^3/s), qui distingue des années sèches (ou très sèches), et des années humides (ou très humides), de part et d'autre des années moyennes.
- Le bilan hydrologique global du bassin versant met en évidence le rôle des pertes karstiques bassin versant qui diminuent les apports au lac de Chaillexon de 24 à 46% du volume des pluies efficaces qui tombent sur le bassin, selon le type d'années.

Chapitre 3

Les flux de matière au lac de Chaillexon et efficacité du piégeage lacustre. Analyse quantitative et qualitative

Chapitre 3

Les flux de matière au lac de Chaillexon et efficacité du piégeage lacustre. Analyse quantitative et qualitative.

3.1.- Méthode et fréquence d'échantillonnage pour l'analyse des flux

Le Doubs, assimilable à l'unique pourvoyeur hydrologique et sédimentaire du lac de Chaillexon, est le vecteur d'une charge dissoute et particulaire dont les caractéristiques quantitatives et qualitatives sont étroitement associées au bilan hydrique et aux paramètres morpho-structuraux du bassin versant (MEYBECK, 1986, 1987 ; BERNER & BERNER, 1987).

La variabilité temporelle de cette charge et son piégeage par le lac, sont abordés par l'analyse d'échantillons prélevés de novembre 1990 à décembre 1993.

Trois méthodes ont été appliquées :

- suivi des flux à l'entrée et à la sortie du lac (novembre 1990 à décembre 1991) ;
- suivi spécifique des flux à l'occasion de 3 crues (décembre 1991, juin 1992, novembre 1992) ;
- installation d'un piège à sédiment au fond du lac (septembre 1992 à décembre 1993).

Enfin, les flux des principaux affluents sur l'ensemble du bassin versant ont été suivis à différentes périodes hydrologiques et climatiques pour tenter de discriminer la géographie des productions du bassin.

Sur toute la période d'étude, environ 120 échantillons ont été prélevés à l'entrée du lac de Chaillexon (au pont de Villers-le-Lac). Vingt d'entre eux ont été écartés de l'analyse, soit parce qu'ils contenaient des traces d'hydrocarbures (le site est fréquenté par des bateaux-mouches), soit parce qu'ils avaient été accidentellement altérés avant analyse et qu'ils présentaient un fort déséquilibre de la balance ionique.

102 prélèvements ont fait l'objet d'un dosage des matières en suspension (MeS) et, pour 95 d'entre eux, un dosage des ions majeurs et de la silice. Les deux tiers correspondent au suivi annuel sur la période novembre 1990 - décembre 1991 (65), les autres aux suivis de crues ou mesures ponctuelles.

Le nombre d'échantillons est légèrement plus faible à la sortie du lac (avant l'étranglement des Trois Coulots) puisque 99 ont été retenus pour l'analyse des MeS et 80 pour les ions majeurs et la silice (61 analyses complètes pour le suivi annuel novembre 1990 - décembre 1991).

Les prélèvements ont été réalisés dans des flacons PVC de 1 litre, préalablement lavés et rincés plusieurs fois avec l'eau de prélèvement (DANIEL, 1990). Ponctuellement, pour l'analyse qualitative des MeS, des prélèvements en gros volume ont été réalisés (10 litres).

Les échantillons d'eau ont été récoltés à la main en ce qui concerne le suivi annuel, à plus de 1 m de la berge et environ 0,20 m sous la surface de l'eau. Les suivis de crues ont été échantillonnés au préleveur automatique ISCO, embarqué sur un bateau amarré, la crépine étant fixée 0,40 m sous la surface, à plus de 2 m de la berge.

Les lieux et les techniques de prélèvement n'ont pas variés au cours de l'étude.

Après échantillonnage, les flacons sont conservés à basse température (4°C) et, dans la mesure du possible, traités dans les 48 heures.

Le traitement correspond à une filtration sur filtre Millipore en silice de 0,45 µ. Le filtre, pré-étuvé et pré-pesé, est ensuite étuvé à 40°C puis pesé. Le filtrat est récupéré pour l'analyse des éléments dissous (chromatographie ionique et spectrométrie par absorption atomique). Dans le cas des prélèvements gros volume, on a procédé par décantation et centrifugation pour isoler les MeS.

La fréquence d'échantillonnage est variable. Les prélèvements du suivi annuel ont, pour la plupart, été réalisés par Michel Roussel-Galle de la subdivision DDE de Morteau. Ils sont fonction des variations hydrologiques de la rivière, estimées de façon empiriques, et des obligations du service. Ils sont globalement représentatifs de la période hydrologique considérée.

En ce qui concerne les suivis de crue, la fréquence varie de 1 à 7 par 24 heures.

3.2.- La charge soluble du Doubs à l'entrée du lac de Chaillexon

3.2.1. Validité de l'échantillonnage

A l'exception de contextes particuliers, on considère que l'écoulement turbulent des eaux de rivières et la dilution chimique qu'il engendre, induit une homogénéité chimique en tout point d'une même section transversale de rivière au même instant (WALLING, 1984). L'échantillon prélevé en bordure de rivière peut donc valablement représenter la composition chimique du flux en transit.

Par ailleurs, il est admis, en contexte tempéré, qu'un minimum de 4 échantillons annuels prélevés en fonction de la saison et du débit, constituent une approche correcte de la charge chimique du cours d'eau étudié (MEYBECK, 1986). A fortiori, le nombre de prélèvements retenus pour cette étude (n=95), offre la garantie de caractériser avec précision la chimie des flux au cours des phases hydrologiques successives (Qm_j variant de 3 m^3/s à 212 m^3/s) et des différentes saisons.

3.2.2. Élements analysés

Au regard de notre problématique, nos analyses ont portées exclusivement sur les éléments majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-) et un seul nutriment, la silice (SiO_2).

Les nutriments azotés ou phosphorés (en particulier NO_3^- et PO_4^{3-}) ont fait l'objet de dosages ponctuels, mais cependant insuffisants pour être intégrés à cette étude.

Le COD et les oligoéléments n'ont pas été dosés.

3.2.3. Composition chimique moyenne des apports et variations saisonnières

Les eaux du Doubs, sont des eaux bicarbonatées calciques (tableau 9). HCO_3^- et Ca^{2+} représentent 89 % de la moyenne des éléments totaux dissous (TDS = éléments majeurs + SiO_2).

Les cations Mg^{2+} et Na^+ représentent chacun moins de 1 %, tandis que K^+ est voisin de 0,5 %. Les valeurs moyennes de Cl^- et de SO_4^{2-} sont respectivement de 3,2 et 4,7 % alors que SiO_2 ne dépasse pas 0,6 %.

	Ca++	Mg++	Na+	K+	SiO2	HCO3-	SO4--	Cl-	TDS
Moyenne	**72,29**	**2,73**	**2,82**	**1,54**	**1,70**	**190,27**	**13,77**	**9,45**	**294,58**
Ecart-Type	7,25	0,47	1,33	1,35	0,61	14,50	6,53	5,33	26,13
n	98	98	98	98	97	97	97	95	95
%	**24,54**	**0,93**	**0,96**	**0,52**	**0,58**	**64,59**	**4,68**	**3,21**	**100,00**
max.	44,68	0,45	1,50	0,93	0,10	119,00	5,25	2,85	190,69
min.	89,45	3,92	9,72	13,68	2,84	223,90	33,50	24,90	358,80

tableau 9 : Composition moyenne des eaux du Doubs à l'entrée du Lac de Chaillexon (en mg/l)

Les teneurs instantanées corrélées aux débits de la rivière montrent une dilution croissante pour l'ensembles des TDS mais aussi pour chacun des éléments à mesure de l'augmentation du débit (fig. 48). Cette baisse de concentration est nette et constante pour Ca^{2+} et Mg^{2+} en particulier. Elle est plus faible et quasiment stabilisée dès 25 m^3/s pour Na^+, K^+ et HCO_3^-.

Quelques valeurs extrêmes de Na^+, K^+ et Cl^- sont enregistrées pour des débits inférieurs à 25 m^3/s : elles correspondent à des épisodes caractérisés de salage routier.

La dilution existe aussi pour les chlorures et les sulfates, bien que la dispersion des points apparaisse plus importante pour ces deux anions. Pour ces deux éléments, un changement de technique analytique est intervenu au cours de l'étude. Les échantillons du suivi annuel ont été analysés par colorimétrie par la Cellule d'Application en Ecologie de l'Université de Dijon, tandis que les suivis de crues ont été analysés par chromatographie ionique au Centre des Sciences de la Terre. Ces derniers se distinguent aisément dans les diagrammes où il marquent une légère décroissance linéaire en fonction de l'augmentation de débit (entre 75 et 175 m^3/s), autour de 5 mg/l pour SO_4^{2-} et autour de 3 mg/l pour Cl^-. Le dosage par colorimétrie de ces mêmes échantillons fait apparaître une surestimation des valeurs obtenues, un facteur de +1,5 à +2 pouvant distinguer les deux séries d'analyses.

On peut dès lors supposer une surestimation du flux en chlorures et en sulfates dans les bilans proposés. L'impact de l'erreur est cependant minoré par l'importance relative de Cl^- et SO_4^{2-} dans le chimisme des eaux du Doubs (inférieure à 8 % sur la moyenne globale, calculée avec les données de la CAE) et par l'importance réduite du rôle des flux dissous dans la problématique de cette étude.

La silice est présente à hauteur de 2 mg/l environ pour un débit de 25 m^3/s. L'augmentation du débit induit une légère décroissance des teneurs. En revanche, pour les faibles débits, les teneurs sont le plus souvent inférieure à 2 mg/l. Cette particularité est bien visible si l'on considère les compositions chimiques en fonction d'un gradient hydrologique (de l'étiage à la crue) mais aussi en fonction des saisons climatiques (fig. 49 - la distinction saisonnière n'est pas faite pour les niveaux moyens). On constate alors que les étiages estivaux, mais surtout printaniers, sont marqués par un déficit de SiO_2 qui traduit le développement des populations phytoplanctoniques et en particulier des diatomées (AMBLARD & PINEL-ALLOUL, 1995 ; STRAUB, 1984).

La spécificité saisonnière se marque également pour le sodium, pour lequel les concentrations sont plus fortes en hiver (étiages ou crues) comparées à des périodes hydrologiques identiques durant les autres saisons. On mesure là les effets du salage routier et leur diminution progressive après l'hiver, déjà observés régionalement (JUIF, 1988).

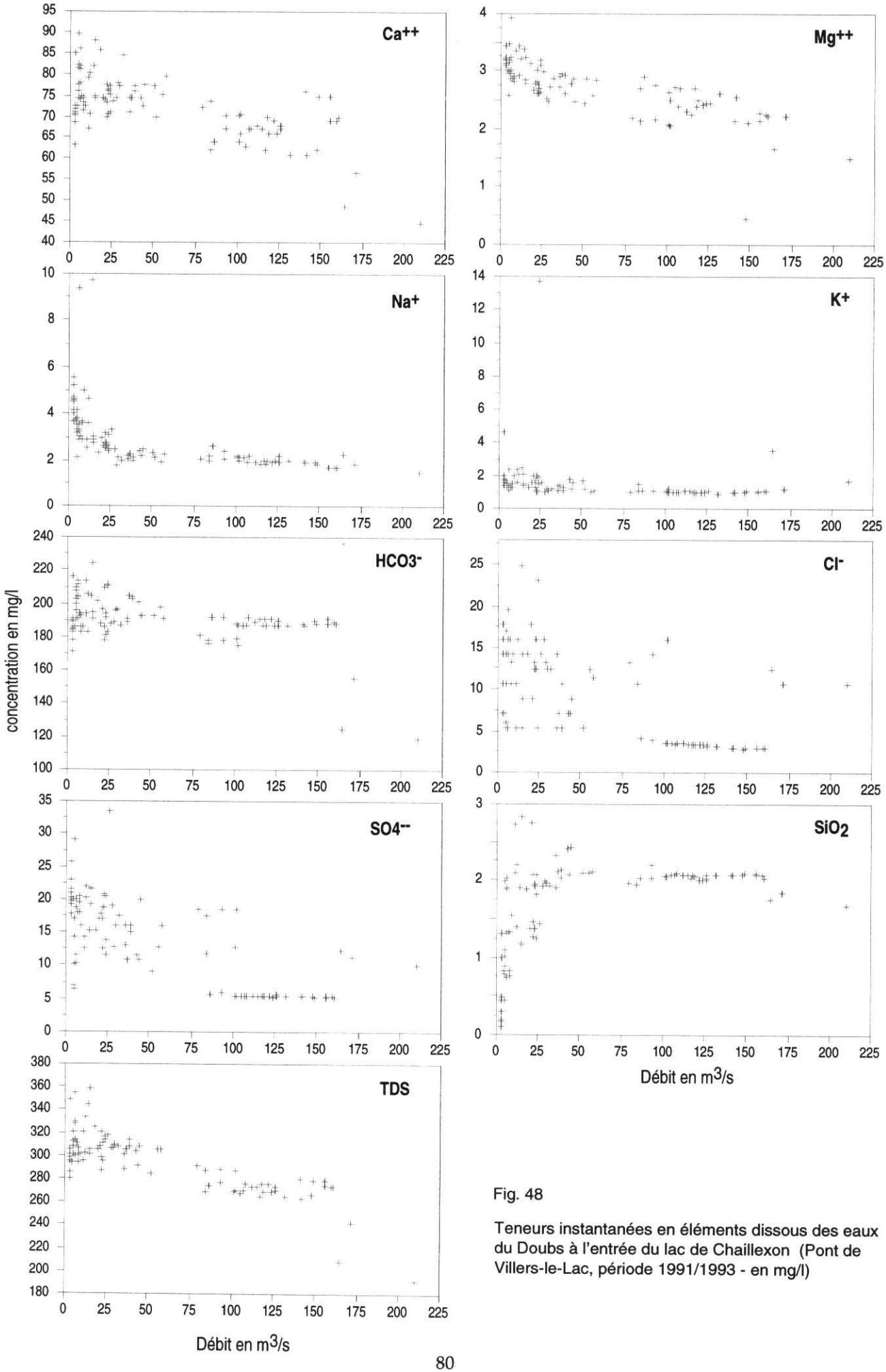


Fig. 48

Teneurs instantanées en éléments dissous des eaux du Doubs à l'entrée du lac de Chaillexon (Pont de Villers-le-Lac, période 1991/1993 - en mg/l)

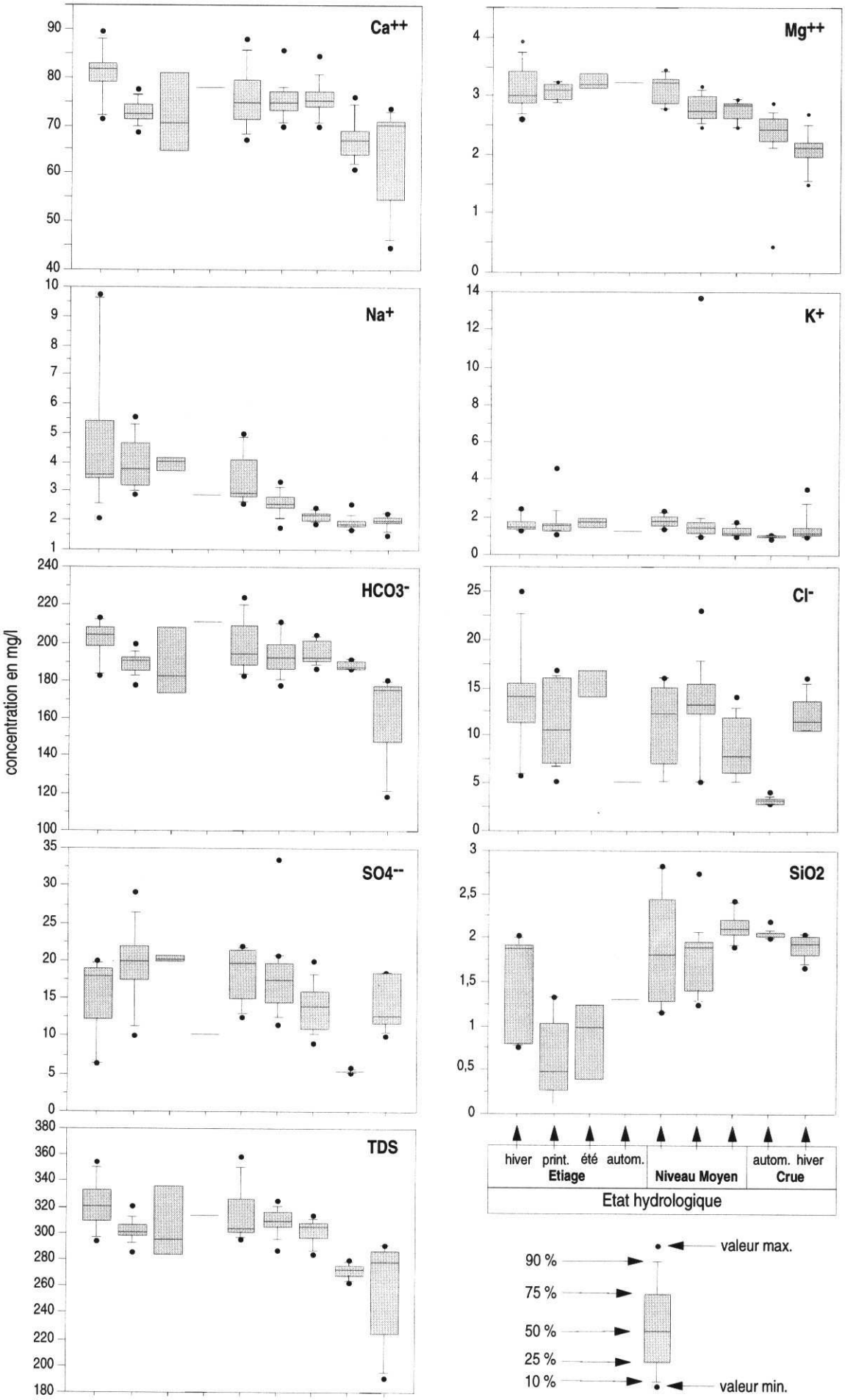


Fig. 49 Evolution des concentrations en éléments dissous en fonction de la saison et du débit

Enfin, les moyennes en hydrogénocarbonates et en calcium, pour les basses eaux, diminuent légèrement en période estivale, illustrant la production possible de carbonates authigènes.

3.2.4.- Bilan des apports au lac sur l'année 1991

Le suivi annuel entrepris entre novembre 1990 et décembre 1991 nous permet de proposer un bilan des apports au lac sur une année. L'hydrogramme de la période considéré est découpé en 21 phases hydrologiques (tableau 10). Chaque période d'étiage ou de tarissement correspond à une phase. De même chaque crue correspond à un événement hydrologique individualisé, du début de la montée des eaux à la fin de la décrue (PROBST, 1983).

phase hydro	du	au	nb jours	débit moyen	volume écoulé	Charge soluble Entrée		Charge soluble Sortie	
				m^3/s	$10^6\ m^3$	mg/l	10^3 tonnes	mg/l	10^3 tonnes
1	6/11/90	28/11/90	23	32,57	64,72	309,66	20,042	320,44	20,740
2	29/11/90	26/12/90	28	4,86	11,76	320,75	3,771	324,32	3,813
3	27/12/90	17/01/91	22	53,83	102,32	308,63	31,579	306,57	31,368
4	18/01/91	28/02/91	42	3,95	14,33	328,82	4,713	310,56	4,451
5	1/03/91	14/03/91	14	20,53	24,83	299,67	7,442	301,79	7,494
6	15/03/91	19/03/91	5	9,12	3,94	297,22	1,171	279,75	1,102
7	20/03/91	2/04/91	14	24,64	29,80	307,13	9,154	290,28	8,652
8	3/04/91	30/04/91	28	3,78	9,14	307,25	2,810	288,62	2,639
9	1/05/91	5/05/91	5	14,82	6,40	-	*2,074**	-	*1,878**
10	6/05/91	10/05/91	5	7,11	3,07	-	*1,105**	-	*0,886**
11	11/05/91	20/05/91	10	17,65	15,25	303,30	4,625	293,92	4,482
12	21/05/91	8/06/91	19	3,96	6,50	294,88	1,917	263,46	1,713
13	9/06/91	24/06/91	16	20,59	28,46	305,33	8,691	283,95	8,082
14	25/06/91	30/07/91	36	3,73	11,60	295,56	3,429	276,93	3,213
15	31/07/91	3/08/91	4	11,72	4,05	345,98	1,401	302,2	1,224
16	4/08/91	29/09/91	57	2,15	10,59	314,80	3,333	313,25	3,317
17	30/09/91	25/10/91	26	19,49	43,78	309,31	13,542	294,66	12,901
18	26/10/91	3/11/91	9	7,47	5,81	313,91	1,823	326,88	1,899
19	4/11/91	28/11/91	25	36,07	77,91	301,08	23,458	312,27	24,329
20	29/11/91	18/12/91	20	4,17	7,21	-	*2,308**	-	*2,117**
21	19/12/91	31/12/91	13	68,9	77,39	240,83	18,637	251,67	19,476

tableau 10 * *calculé*

année 1991	volume écoulé $10^6\ m^3$	TDS 10^3 tonnes	Ca^{++} 10^3 tonnes	Mg^{++} 10^3 tonnes	Na^{+} 10^3 tonnes	K^{+} 10^3 tonnes	SiO_2 10^3 tonnes	HCO_3^{-} 10^3 tonnes	$SO4^{--}$ 10^3 tonnes	Cl^{-} 10^3 tonnes
Entrée	482,40	143,214	34,879	1,325	1,418	0,825	0,868	90,405	7,730	5,764
Sortie	482,40	141,226	34,422	1,339	1,331	0,773	0,846	89,410	7,330	5,775

tableau 10bis Bilan entrée / sortie de la charge dissoute

La composition moyenne des échantillons prélevés durant chaque phase est considérée comme significative de la période et telle que :

$$C_m = \frac{\sum_{1}^{n} C_i}{n}$$ où n est le nombre d'échantillons

La charge gobale T_m pour chacun des éléments et pour chaque période est égale à :

$$T_m = Q_m \cdot t \cdot C_m$$ où Q_m est le débit moyen sur la période considérée
t est la durée de la période

Une relation linéaire existe entre la charge globale dissoute et le volume d'eau écoulé par phase (fig. 50). Elle détermine une droite d'équation :

$$T_m = 0{,}212 + 0{,}291\ [Q_m \cdot t\,]$$

De cette équation sont extrapolés les tonnages manquants pour trois phases hydrologiques. On obtient ainsi une valeur approchée des apports dissous au lac sur l'année (tableau 10 et fig. 51), soit environ 143 200 tonnes, représentant une charge moyenne de 0,297 kg/m^3 d'eau écoulée et une charge spécifique journalière de 425 kg/j/km^2 de bassin versant.

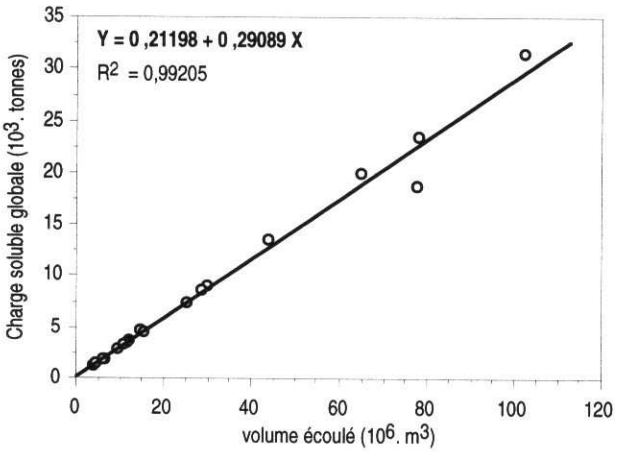


Fig. 50 Relation entre les volumes d'eau écoulés par phase hydrologique et le tonnage des apports dissous

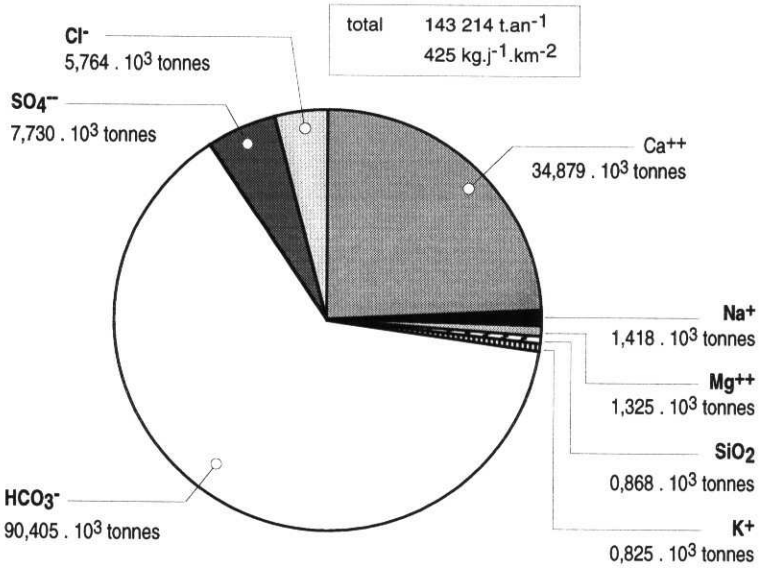


Fig. 51 Charge soluble globale du Doubs à Villers-le-Lac (1991)

3.3.- Le bilan entrée / sortie, efficacité de piégeage de la charge soluble.

Le même bilan est calculé à l'exutoire du lac, à partir des prélèvements réalisés à l'occasion du suivi annuel (échantillons prélevés à la sortie du lac 1 heure environ après le prélèvement amont, le nombre d'échantillon est quasiment identique pour le suivi annuel - 65 à l'amont contre 61 à l'aval).

Il apparait un bilan pour l'année 1991 très faiblement déficitaire à la sortie du lac, puisque le transit est de 141 200 tonnes de sels dissous (tableau 10 bis).

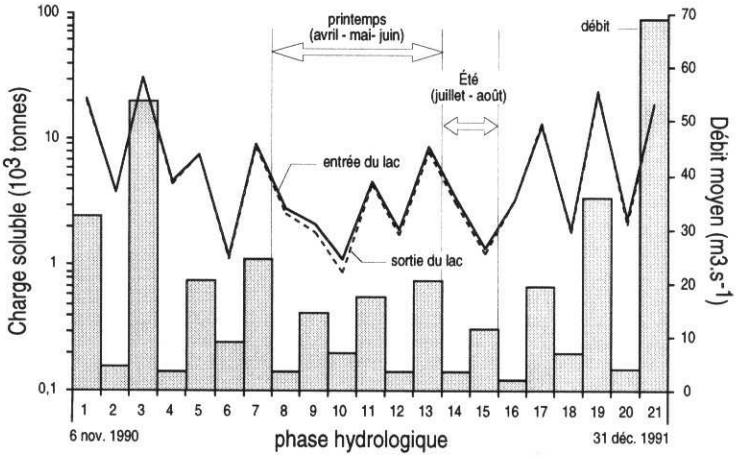


Fig. 52 Evolution des flux hydrologiques et dissous à l'entrée et à la sortie du lac (1991)

Le piégeage au niveau du lac est donc de 2000 tonnes environ, soit seulement 1,4 % de la charge soluble qui arrive au lac, pour la somme des éléments analysés. L'analyse phase par phase du piégeage (fig. 52), indique que la quasi totalité du déficit intervient d'avril à août, en période de forte production primaire et de réchauffement des eaux du lac. Les élements piégés sont pour partie "consommés" par la biomasse ou alimentent la formation de carbonates authigènes.

3.4.- Les apports particulaires, approche quantitative

3.4.1 - Validité de l'échantillon

De nombreuses études ont contribué à la connaissance de la variation quantitative et qualitative des flux particulaires dans les rivières ou les fleuves, dans l'optique de bilan globaux (MILLIMAN & MEADE, 1983 ; PROBST, 1992 ; NKOUNKOU et Al, 1990) ou dans une approche plus mécanique (GAFREJ, 1993 ; SUNDBORG, 1986 ; WALLING, 1978). Elles illustrent toutes les difficultés techniques auxquelles se heurte une estimation temporelle précise des charges particulaires, quelque soit l'importance volumétrique du cours d'eau.

La charge solide globale d'un vecteur hydrologique est associée à deux modes de transports distincts qui dépendent à la fois de la nature et la géométrie des matériaux, et des composantes hydrauliques (HAM, 1989) :

- le transport par roulement ou saltation sur le fond de la rivière : c'est la charge de fond ("bed load") ;
- le transport par suspension lorsque les forces dues à l'écoulement compensent le poids des particules : c'est la charge en suspension.

A l'exception de contextes très spécifiques, la charge de fond est généralement faible, n'excédant pas 10% au maximum de la charge globale (CORBEL, 1964 ; JUDSON & RITTER, 1964 ; GIBBS, 1967 ; MEYBECK, 1976).

A Villers-le-Lac, le contrôle de la charge particulaire se fait sur une section de faible pente, où la dynamique des flux est peu propice au charriage de fond. De plus, l'observation des caractéristiques granulométriques des dépôts de fond à l'amont et à l'entrée du lac, n'indique pas de faciès susceptible de correspondre à une charge de fond dans les conditions actuelles.

Ainsi, l'estimation des transports solides correspond à l'estimation des flux particulaires en suspension.

Dans le cadre de cette étude, nous avons retenu une méthode indirecte de dosage des matières en suspension (MeS) selon le mode d'échantillonnage précédemment décrit.

Ce choix, imparfait, s'explique par l'importance du nombre de prélèvements (amont et aval) qui rendait techniquement difficile l'application d'une méthode de prélèvements multiples sur une même section puis l'intégration des flux en fonction des vitesses de courant (GAFREJ, 1993 ; OLIVRY & BOULEGUE, 1993).

Dès lors, il faut admettre que le prélèvement ponctuel opéré en bordure de rivière est représentatif de la teneur en MeS de la section de rivière au moment de l'échantillonnage. Si la méthode introduit un aléa dans l'estimation globale du transit particulaire, elle permet néanmoins d'apprécier avec précision les variations relatives de ce même transit au cours du temps.

3.4.2. Effets d'échelles spatio-temporelles.

L'échantillonnage à l'entrée du lac permet l'établissement de 107 couples de valeurs débit (Q en m^3/s) / concentration en MeS (Cs en mg/l). La médiocre corrélation des deux paramètres (fig. 53), ne permet pas, si l'on considère l'ensemble de l'échantillon, d'établir une relation Cs=f(Q) . On note cependant que la courbe des teneurs en MeS, comparée aux débits moyens journaliers pour la période du suivi annuel en 1991 (fig. 54), présente des analogies de forme et de tendance.

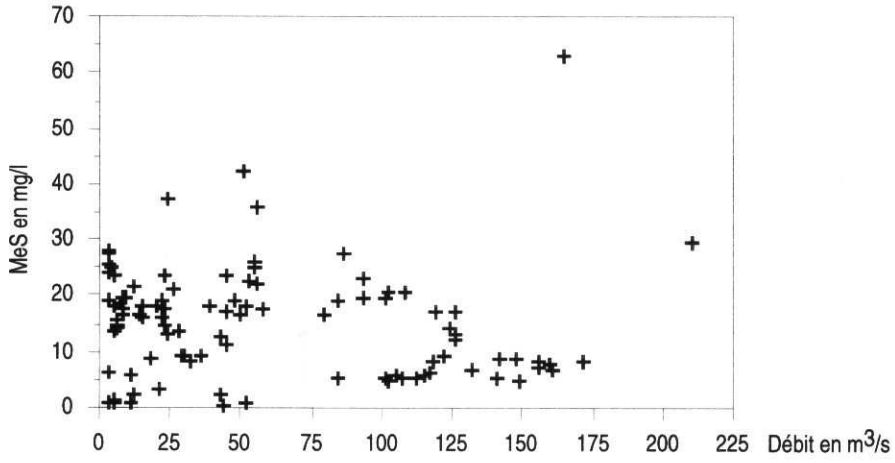


Fig. 53 Concentrations instantanées en MeS à l'entrée du lac (Pont de Villers-le-Lac)

La même analogie se retrouve dans l'observation des moyennes mobiles calculées sur les deux paramètres (fig. 55), concernant tous les échantillons disponibles pour notre étude (suivi annuel, suivi de crue et échantillons ponctuels). A des débits croissants correspondent des teneurs en MeS en augmentation relative. La similitude des deux courbes est cependant altérée par deux artéfacts :

- le déphasage des deux courbes pour une dizaine d'échantillons successifs (corrélation inverse) ;
- un phénomène d'hystérésis très fort, principalement en hautes eaux.

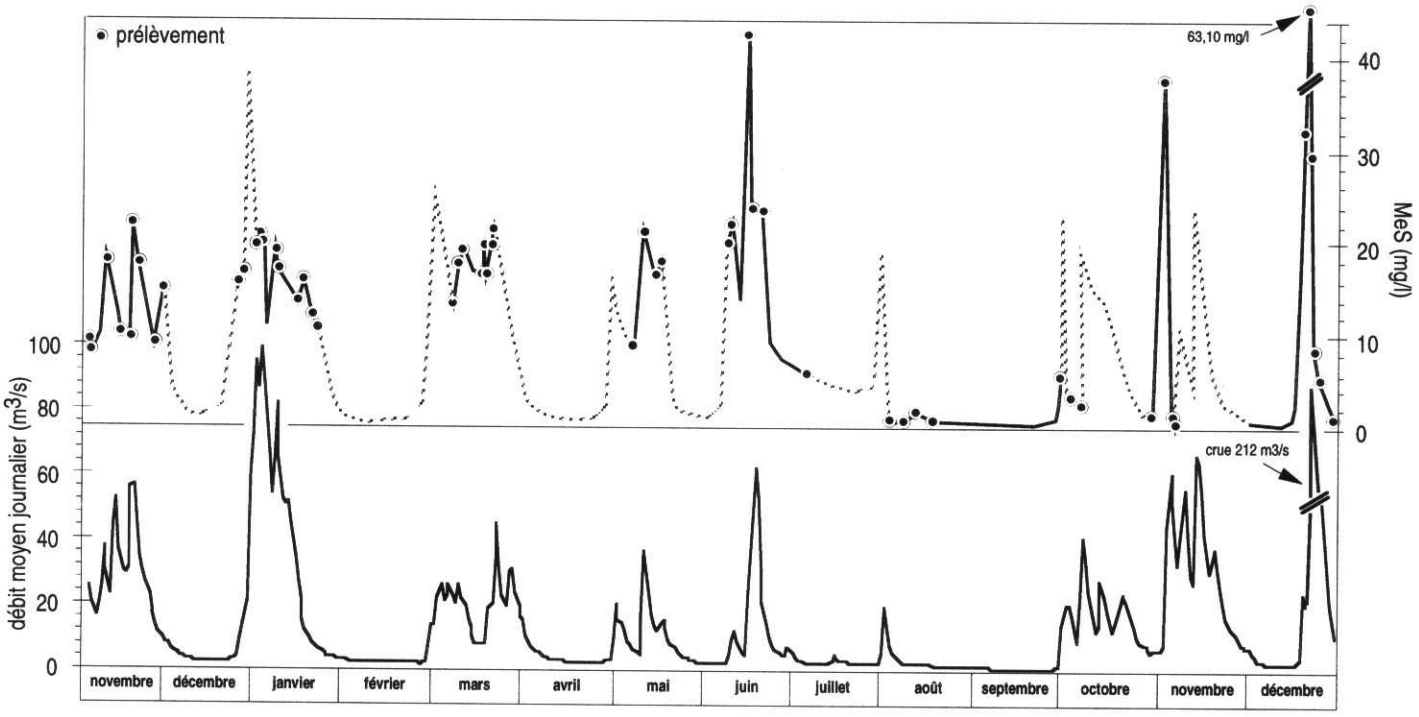


Fig. 54 Débits moyens journaliers et concentration des flux en MeS de nov. 90 à déc. 91

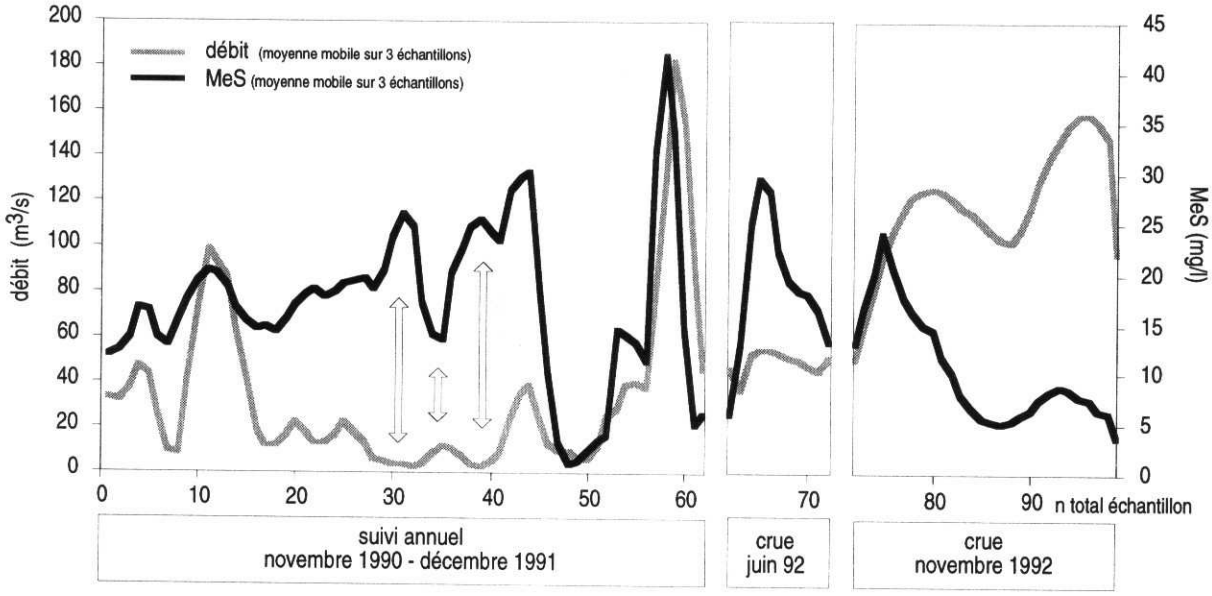


Fig. 55 évolution des moyennes mobiles (sur 3 échantillons) du débit et de la charge en MeS à Villers-le-Lac au cours de l'échantillonnage.

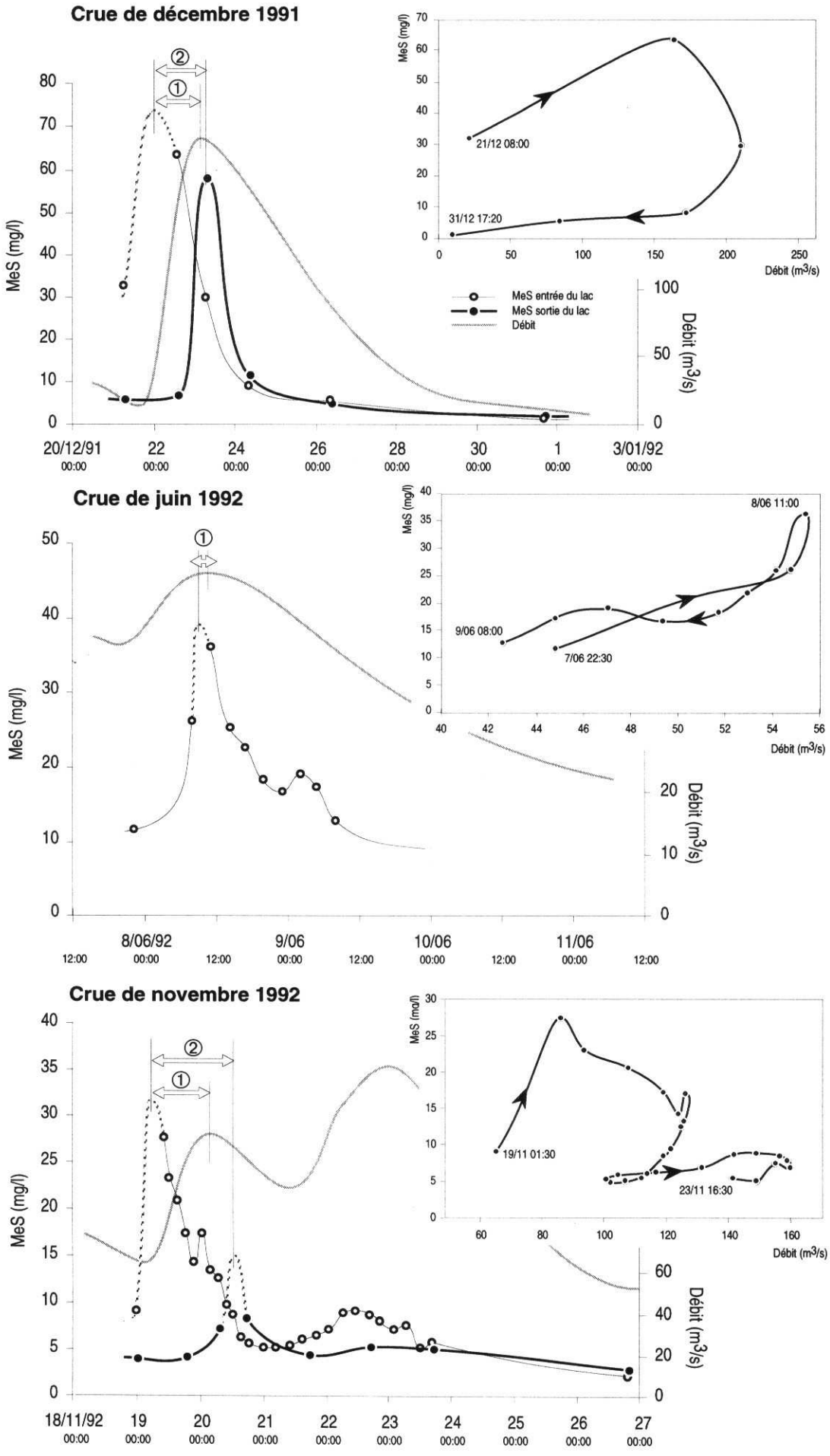


Fig. 56 Flux hydrologiques et particulaires de trois épisodes de crue

L'absence de discrimination entre les MeS organiques et minérales dans notre méthode, introduit un élément de réponse quant au déphasage des deux courbes et l'importance des MeS en condition de faible débit.

La baisse du débit en periode printanière ou estivale induit, en effet, une hausse des températures de l'eau et une plus forte concentration en nutriments (conditions eutrophes - SEMA, 1995). Autant de facteurs favorables au développement organique qui alimente les concentrations en MeS (concentrations en MeS de l'ordre de 15 à 25 mg/l).

Par ailleurs, trois crues ont fait l'objet d'un suivi particulier. Elles correspondent à trois événements hydrologiques différents, par leur débit, leur position dans l'hydrogramme et par le contexte saisonnier (fig. 56).

- La crue du 19 au 30 décembre 1991

C'est une crue de fonte qui intervient à l'occasion d'une forte pluie sur un manteau neigeux de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. La rivière enregistre une augmentation du débit de 3 à 30 m^3/s dans la nuit du 19 au 20 décembre, puis une montée brutale à plus de 200 m^3/s en 24 heures le 22 décembre. Le pic de crue atteind 212 m^3/s à son maximum et le débit moyen est de 72 m^3/s pour une durée de 12,5 jours.

- La crue de juin 1992

Elle correspond au dernier épisode d'une crue multiple. Des pluies irrégulières ont porté le débit de la rivière de 10 à 50 m^3/s au cours des 6 jours qui ont précédés (4 pics de crue). La baisse est cependant constante dans les 24 heures qui précèdent la crue analysée. Dans la nuit du 7 au 8 juin, le débit croit de 44,8 m^3/s à 55,4 m^3/s en 10 heures. La décrue, qui s'étale sur trois jours, est ralentie par des précipitations abondantes le 9 juin. Le débit moyen de l'événement suivi est de 41 m^3/s pour une durée de 3,2 jours.

- La crue de novembre 1992

C'est une crue polyphasée qui comporte deux pics successifs. Le débit passe de 65,4 m^3/s à 126,1 m^3/s en 24 heures le 19 novembre. Il va ensuite décroître régulièrement pendant 36 heures pour retrouver un volume de 100 m^3/s. Un second pic de crue intervient dans la nuit du 22 au 23 avec un maximum de 160 m^3/s.

Le suivi de ces trois événements hydrologiques caractérise un phénomène d'hystérésis très fort au cours d'une même crue entre débit et teneur en MeS. On remarque également l'inconstance du phénomène d'un événement à l'autre.

		décembre 1991	juin 1992	novembre 1992
Durée de l'événement	*jours*	12,5	3,2	7,94
débit moyen	*m3/s*	72	41	112
Délai pic MeS amont / pic crue	*heures*	28	2	21
Délai pic MeS amont / pic MeS aval	*heures*	32	-	30
apports MeS	*tonnes*	1799	157	522
piegeage MeS	*tonnes*	650	-	167
	%	36	-	32

tableau 11.- Comparaison des paramètres des trois crues analysées

Le déphasage classique entre pic de MeS et pic de crue est lui aussi inégal. Il est d'environ 24 heures pour les crues de décembre 91 et novembre 92 (28 et 21 heures) et réduit à 2 heures en juin 92 (tableau 11). On supposera dans ce dernier cas, que l'existence de 5 épisodes pluvieux dans les 6 jours précédant la crue ont réduit les stocks de matières immédiatement disponibles dans le bassin. Ainsi l'inertie temporelle entre la réponse du flux particulaire et l'événement pluviométrique est plus importante.

Il en est de même à l'occasion du second pic de la crue de novembre 1992, durant lequel on note des faibles concentrations en MeS, malgré un débit supérieur au premier pic. Ici aussi, l'essentiel des matériaux disponibles dans le bassin a été mobilisé au tout début de la crue.

On constate donc, que le flux particulaire de la rivière pour un débit et une durée d'événement donnés, n'est pas stable dans le temps. Il dépend en particulier de :

- l'état du BV, donc de la saison ;
- l'isolement de l'événement dans le cycle hydrologique (épuisement des stocks disponibles).

L'inconstance des hystérésis de crue et le faible nombre de crues suivies, ne nous permettent pas d'établir une relation Cs=f(Q) pour une résolution événementielle.

A l'échelle du cycle hydrologique, l'estimation du flux particulaire global est très dépendante de la fréquence, de la technique et du nombre de prélèvements. Il apparaît indispensable de disposer d'un maximum d'échantillons pour réduire la marge d'erreur.

3.4.3. Estimation des apports particulaires au lac sur l'année 1991

Le tonnage des apports sur l'année 1991 est calculé selon la méthode des bilans partiels et le découpage de l'hydrogramme proposé pour les flux dissous.

On calcule pour chaque phase hydrologique les flux particulaires à partir de la moyenne des teneurs instantanées en MeS mesurés au cours de cette même phase.

Du diagramme Tm=f(volume écoulé) est calculée une régression linéaire significative qui nous permet d'extrapoler les tonnages approchés des trois phases non échantillonnées (régression sur les données globales - fig. 57 - et sur les données pour des volumes écoulés inférieurs à 30.10^6 m^3 - fig. 58).

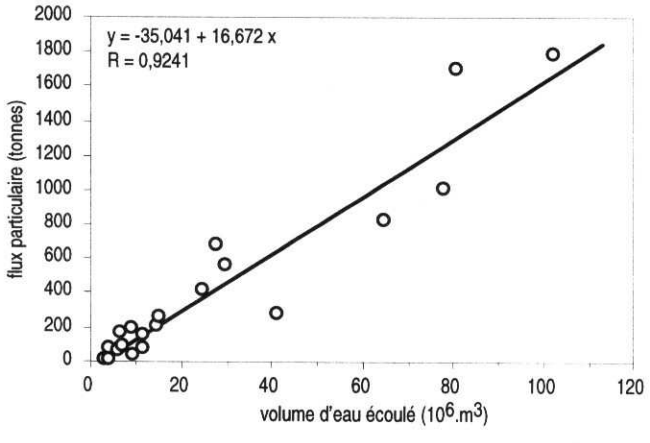


Fig. 57 Tonnage particulaire à l'entrée du lac en fonction des volumes d'eau écoulés par phase hydrologique

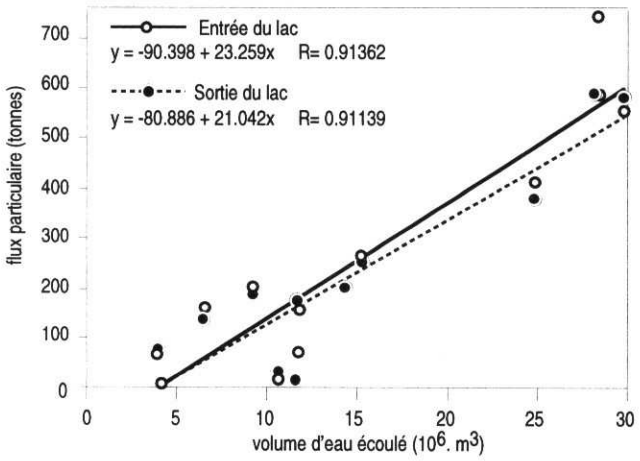


Fig. 58 Tonnage particulaire à l'entrée et à la sortie du lac en fonction des volumes d'eau écoulés par phase hydrologique (pour des volumes < à 30.10^6 m^3)

La somme des tonnages de chaque phase sur l'année 1991 aboutit à une charge globale en MeS de l'ordre de 7700 tonnes (tableau 12).

Au total, 88% des apports particulaires (6800 tonnes) se répartissent sur les périodes de crues, soit 150 jours sur l'année. De plus, l'analyse des crues montre qu'en moyenne 90% de la charge sédimentaire d'une crue arrive au lac dans la première moitié du temps de l'événement (fig. 59).

En 91, ce sont donc 6150 tonnes de matières en suspension qui arrivent au lac en 75 jours, soit 80% de la charge annuelle correspondant à 20% du temps seulement.

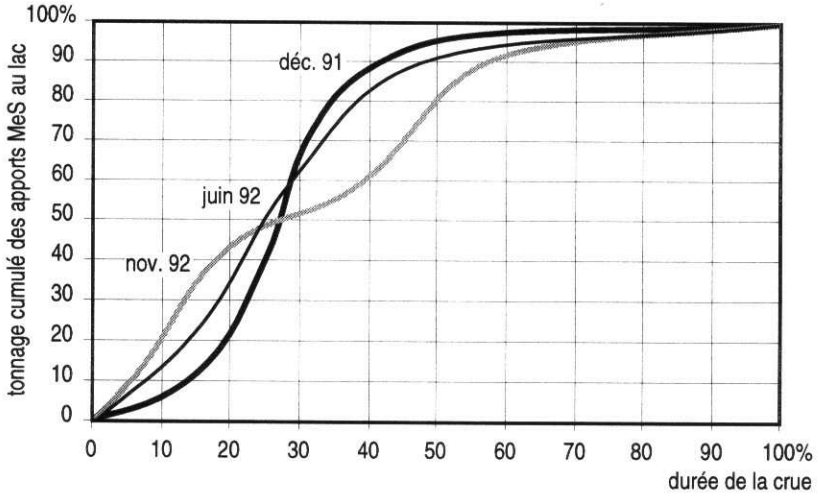


Fig. 59 Tonnage cumulé des apports particulaires en période de crue

phase hydro	du	au	nb jours	débit moyen	volume écoulé	Charge particulaire Entrée		Charge particulaire Sortie	
				m^3/s	$10^6 . m^3$	mg/l	tonnage	mg/l	tonnage
1	6/11/90	28/11/90	23	32,57	64,72	12,88	833,63	12,24	792,21
2	29/11/90	26/12/90	28	4,86	11,76	13,7	161,08	14,84	174,48
3	27/12/90	17/01/91	22	53,83	102,32	17,49	1789,58	15,92	1628,94
4	18/01/91	28/02/91	42	3,95	14,33	14,52	208,13	13,94	199,81
5	1/03/91	14/03/91	14	20,53	24,83	16,74	415,71	15,28	379,45
6	15/03/91	19/03/91	5	9,12	3,94	18,1	71,31	19,22	75,72
7	20/03/91	2/04/91	14	24,64	29,80	18,73	558,24	19,57	583,27
8	3/04/91	30/04/91	28	3,78	9,14	21,71	198,53	20,92	191,30
9	1/05/91	5/05/91	5	14,82	6,40	-	*58,51**	-	*53,83**
10	6/05/91	10/05/91	5	7,11	3,07	5,64	17,31	4,10	12,59
11	11/05/91	20/05/91	10	17,65	15,25	17,21	262,45	16,51	251,77
12	21/05/91	8/06/91	19	3,96	6,50	25,24	164,08	21,01	136,58
13	9/06/91	24/06/91	16	20,59	28,46	26,28	748,02	20,73	590,05
14	25/06/91	30/07/91	36	3,73	11,60	6,58	76,34	0,24	2,78
15	31/07/91	3/08/91	4	11,72	4,05	1,31	5,31	-	*4,34**
16	4/08/91	29/09/91	57	2,15	10,59	0,6	6,35	2,14	22,66
17	30/09/91	25/10/91	26	19,49	43,78	3,89	170,31	2,52	110,33
18	26/10/91	3/11/91	9	7,47	5,81	-	*44,71**	-	*41,34**
19	4/11/91	28/11/91	25	36,07	77,91	13,05	1016,74	9,26	721,46
20	29/11/91	18/12/91	20	4,17	7,21	-	*77,20**	-	*70,74**
21	19/12/91	31/12/91	13	68,9	77,39	23,24	1798,51	14,84	1148,45

* *calculé*

Entrée	**7687,33**	Sortie	**6225,42**

tableau 12 Bilan des mesures des flux particulaires à l'entrée et à la sortie du lac (fin 1990 et année 1991)

3.5.- La sédimentation et le bilan entrée / sortie, efficacité du piégeage de la charge particulaire

3.5.1. Approche qualitative de la sédimentation actuelle

3.5.1.1. Implantation d'un piège à sédiment

La sédimentation dans le lac est contrôlée par l'installation d'une trappe à sédiments à 1250 m de l'entrée du lac, quasiment à mi-distance entre l'entrée et l'exutoire du lac. La trappe est constituée d'un ensemble de 3 tubes ouverts vers le haut (fig. 60). La surface de dépôt est de 0,50 m^2 pour l'ensemble du système et le rapport hauteur/diamètre des tubes est supérieur à 7, afin d'éviter les turbulences et pour garantir une bonne protection des particules sédimentées (HAKANSON & JANSSON, 1983 ; BAPST, 1987).

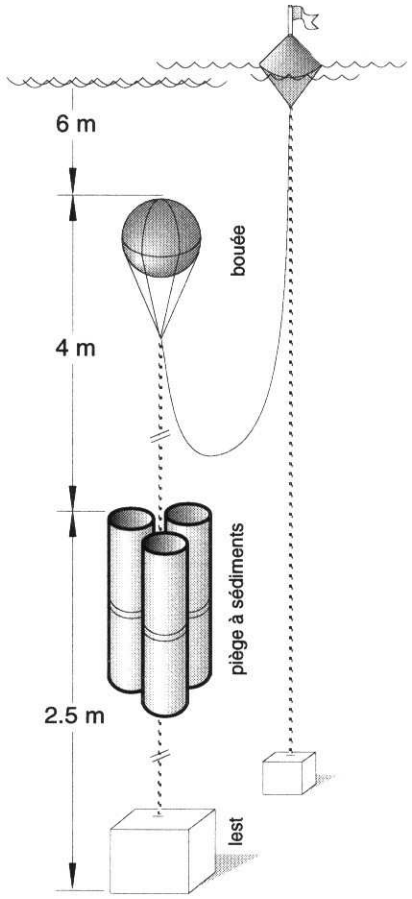


Fig. 60 Trappe à sédiments

Le piège est fixé sur une corde tendue entre une bouée immergée et un corps mort. L'ouverture des tubes est à 2,5 m du fond du lac pour éviter la contamination des trappes par la remise en suspension des sédiments du fond lors de la remontée du dispositif. La bouée, ajustée pour une tension optimale, est située 4 m au dessus des tubes et 6 m sous la surface du lac pour affranchir l'ensemble de la circulation des bateaux. L'ensemble est relié à un dispositif de récupération matérialisé par une bouée en surface.

Le fonctionnement de la trappe s'est opéré sur un peu plus d'une année, quasiment en continu (de juillet 1992 à décembre 1993). La durée d'immersion entre chaque échantillonnage varie de 20 à 40 jours selon la saison, et les aléas de récupération ! (lac gelé, panne moteur, bouée flottante sectionnée à plusieurs reprises, etc...). Une durée d'immersion accidentellement trop longue en été ou au printemps peut induire une altération biochimique des sédiments piégés (HAKANSON & JANSSON, 1983).

Les échantillons récoltés couvrent ainsi 14 phases hydrologiques distinctes dont les débits moyens caractérisent l'hydrologie (fig. 61 et fig. 62).

3.5.1.2. Analyse qualitative des sédiments récoltés

Les données issues de l'analyse des sédiments piégés au fond du lac ne sont pas directement utilisables quantitativement. Le piège à sédiment ne représente qu'un point particulier du lac, dont les enregistrements sont difficilement extrapolables à l'ensemble du lac.

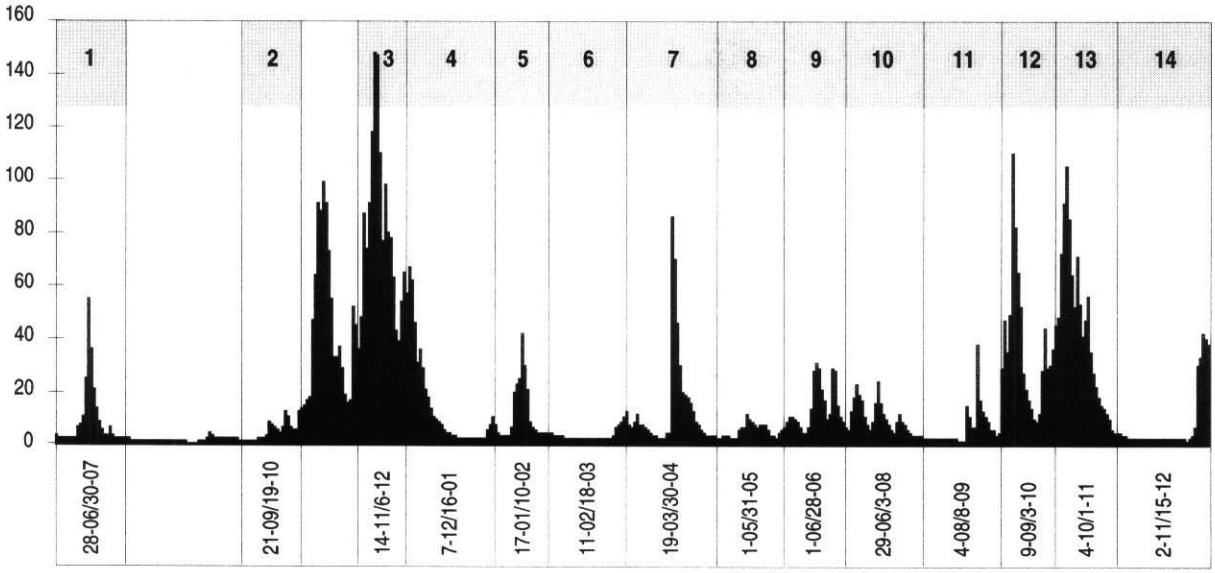


Fig. 61 Périodes de fonctionnement du piège à sédiments et débits à l'entrée du lac

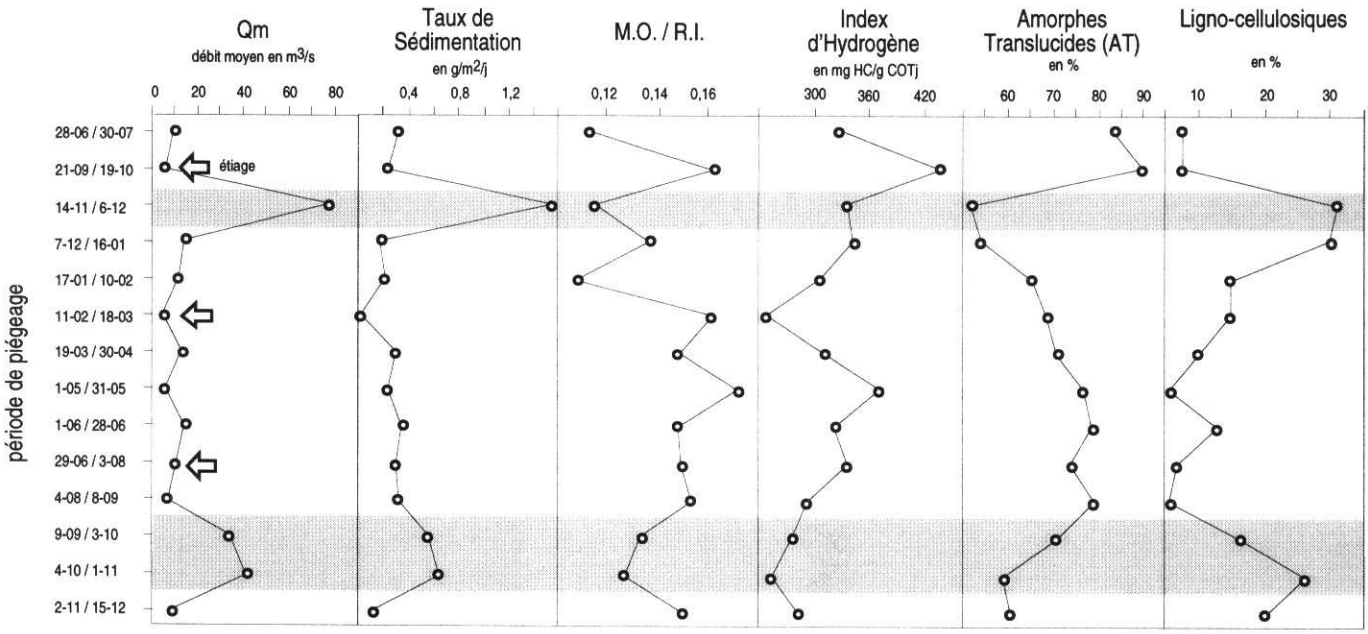


Fig. 62 Analyse quantitative et qualitative des sédiments piégés dans les trappes

En revanche, sur le plan qualitatif, on peut estimer que les données récoltées à cet endroit sont représentatives des dépôts qui interviennent sur l'ensemble du lac.

Le taux de sédimentation calculé pour chaque phase est bien corrélé avec le débit moyen de chaque phase hydrologique (fig. 62). Aux crues correspondent les périodes de plus forte sédimentation. L'analyse de la matière organique (analyses C. DI GIOVANNI) par la méthode des palynofaciès révèle également une bonne corrélation entre les forts débits et la teneur en débris ligno-cellulosiques (LC), interprétés comme issus de débris de végétaux supérieurs caractéristiques du milieu terrestre (DI GIOVANNI, 1994).

En revanche, la corrélation est inverse avec les débris amorphes translucides (AT), considérés comme issus de la matière organique lacustre autochtone.

La caractérisation de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval (ESPITALIÉ et al., 1977 ; DI GIOVANNI, 1994) confirme cette dualité entre les deux pôles génétiques et leur relation avec les conditions hydrologiques (proportion plus forte de M.O. lacustre autochtone en étiage = index d'hydrogène plus élevé).

On détermine ainsi, à partir des sédiments recueillis dans le piège à sédiment et pour les périodes de basses eaux, une teneur moyenne de 10% de matière organique (M.O. = 2 COT), dont 8,5% de M.O. lacustre autochtone (AT) et 1,5% seulement de M.O. terrestre allochtone (LC). La fraction minérale correspondante se répartie entre 55% de particules argileuses et 35% de carbonates. Il est probable qu'en conditions de basses eaux, une faible partie seulement de ces carbonates soient détritiques (10% ?), l'essentiel étant des carbonates authigènes (25% ?) (KELTS & HSÜ, 1978).

3.5.2. Le bilan de piégeage et le taux de sédimentation

L'estimation directe du taux de piégeage annuel à partir du bilan par phases, par soustraction des masses à l'entrée et à la sortie (7700 tonnes de MeS en transit à l'entrée du lac contre 6230 tonnes mesurées à la sortie pour l'année 1991 - tableau 12), détermine un piégeage lacustre de l'ordre de 20%. Mais cette valeur conduit à une approximation qui minimise le tonnage de la sédimentation lacustre. Elle n'illustre pas la réalité du piégeage.

Il convient de distinguer les périodes de crues des périodes de basses eaux, et d'intégrer les données qualitatives obtenues par l'installation de la trappe à sédiment.

Le bilan des suivis de crues détermine un piégeage de 30 à 35% des particules qui arrivent au lac (tableau 11). L'analyse de l'efficacité du piégeage sédimentaire de différents lacs et réservoirs (CHURCHILL, 1948 ; BRUNE, 1953 ; CHEN, 1975 ; HEINEMANN, 1984) montre qu'il existe une corrélation logarithmique entre piégeage et temps de séjour (ratio volume du lac / débit liquide d'entrée). Replacés dans la courbe proposée par BRUNE (fig. 63), les temps de séjours moyens en hautes eaux du lac de Chaillexon correspondent à un taux de piégeage tout à fait équivalent aux données obtenues par dosage des MeS à l'entrée et à la sortie du lac.

A partir des 6150 tonnes de sédiments (80% des apports totaux) qui sont arrivés au lac lors des crues de l'année 1991 (fig. 64), ce sont 2000 tonnes environ qui ont contribuées à la sédimentation (M.O. + fraction

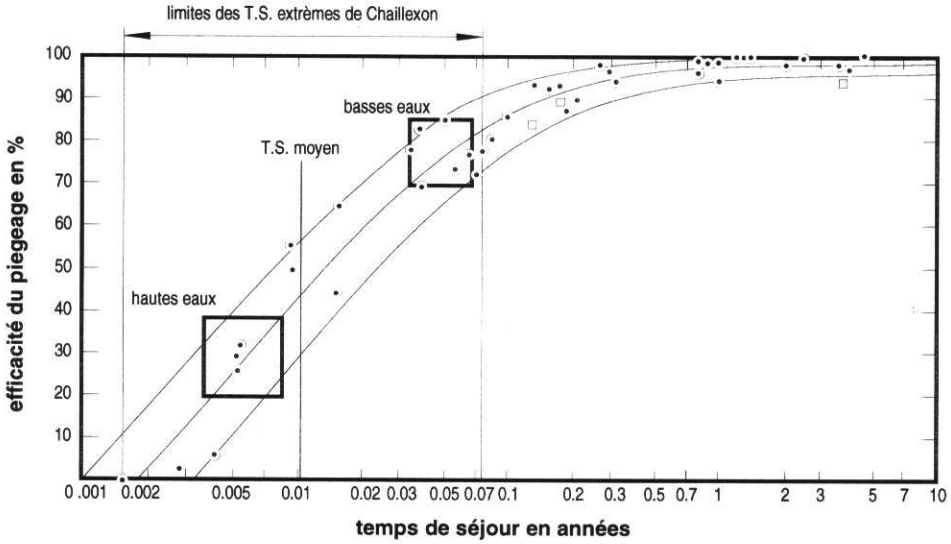


Fig. 63 Les temps de séjour du lac de Chaillexon replacés dans la courbe expérimentale de Brune (1953)

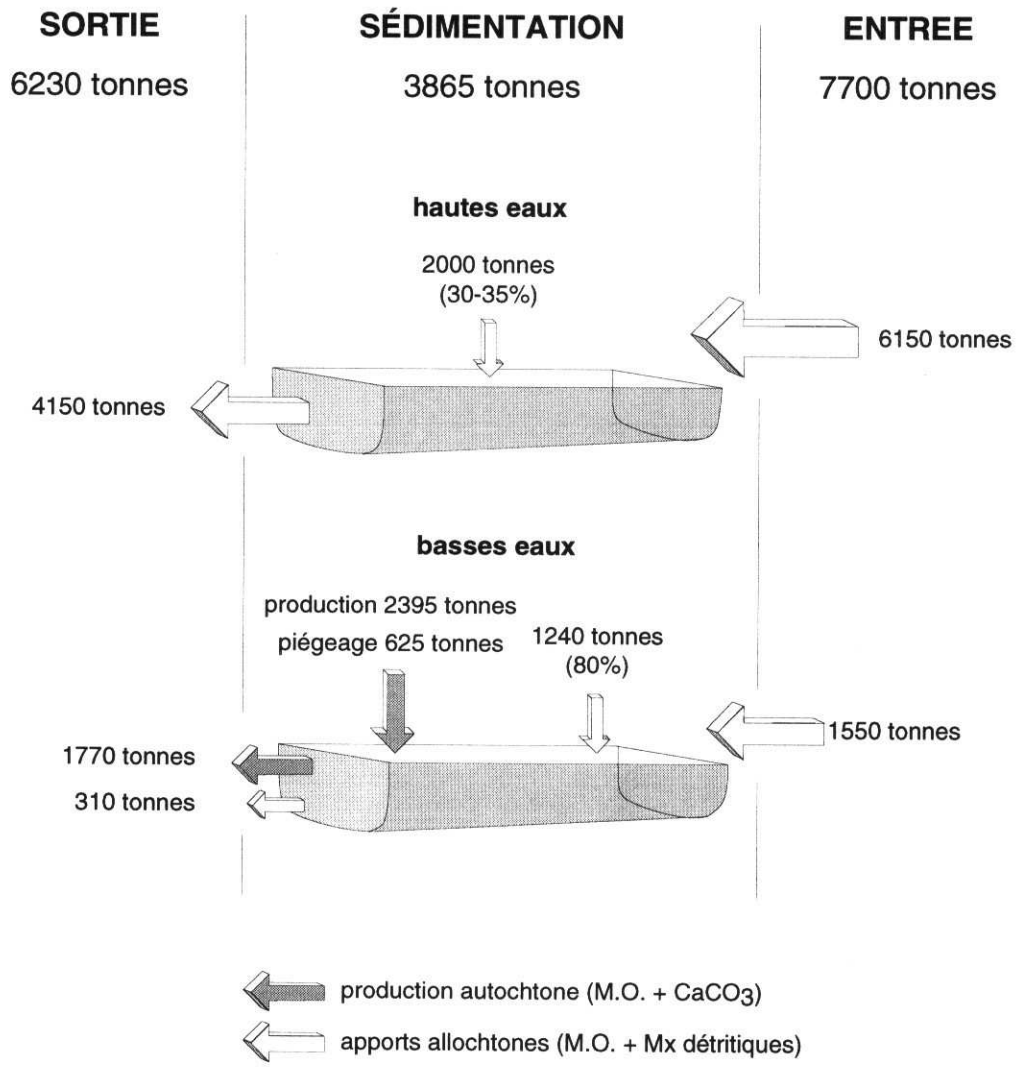


Fig. 64 Bilan de piégeage des flux particulaires dans le lac de Chaillexon pour l'année 1991

minérale). Le volume du lac résiduel de Chaillexon est donc trop faible pour amortir efficacement les crues du Doubs, 4150 tonnes de sédiments transitent à l'exutoire du lac.

En basses eaux et en étiage, le système est plus complexe : la sédimentation est alimentée par les apports du bassin versant mais aussi par la production autochtone du lac. En 1991, les apports au lac en basses eaux sont de 1550 tonnes (20% des apports totaux). Les temps de séjours moyens correspondent cette fois à un piégeage de l'ordre de 80% des apports, soit 1240 tonnes environ (310 tonnes sont évacuées). A l'exutoire, pour les mêmes périodes, on mesure 2080 tonnes de MeS évacuées, soit 530 tonnes de plus que les apports à l'entrée du lac ! On conçoit dès lors que la production autochtone du lac (M.O. + carbonates) contribue non seulement à la sédimentation lacustre mais aussi à la charge particulaire à l'exutoire, à hauteur de 1770 tonnes sur l'année.

L'analyse des sédiments piégés par la trappe à sédiments en basses eaux, indiquent une proportion moyenne d'apports allochtones de 66,5%. En considérant ce pourcentage équivalent aux 1240 tonnes piégées à partir des apports au lac, c'est donc une masse calculée de 625 tonnes (43,5%) de production autochtone qui complète la sédimentation lacustre.

La validité du bilan proposé (fig. 64) implique en outre :

- de considérer les proportions relatives d'éléments allochtones / autochtones en étiage dans les sédiments du piège comme étant extrapolables à d'autres périodes de même contexte hydrologique ;
- de considérer qu'en étiage 100% des apport au lac ont un caractère allochtone (une part des carbonates et de la M.O. de type "lacustre" peut être produite par la rivière...) ;
- de considérer que la situation du piège à sédiment permet une extrapolation qualitative valable, représentative des conditions moyennes du lac.

Globalement, le suivi annuel établi sur 1991 (année sèche, module de débit 14,68 m3/s), révèle un apport au lac de 7700 tonnes de matière particulaire. 3240 tonnes seulement sont piégées par le lac et sédimentent, soit 42 % des apports. A la masse sédimentaire globale s'additionnent 625 tonnes de particules autochtones issues de la production lacustre. On estime donc à près de 3900 tonnes la masse totale de sédiments qui a contribué au colmatage de la cuvette lacustre en 1991.

Il est intéressant de noter qu'en basses eaux, la production lacustre représente une contribution particulaire d'un tonnage supérieur aux apports du bassin versant (2395 tonnes contre 1550 tonnes).

On constate que les trois quart de cette production autochtone est évacuée et ne sédimente pas, caractéristique particulière au système Chaillexon. On sait que le faible volume du lac en basse eaux confère au système lacustre une forte sensibilité aux variations du débit de la rivière. Ainsi, à l'occasion d'une augmentation du débit, même de quelques mètres cubes, le temps de séjour instantané du lac peut considérablement décroitre, provoquant une "purge" des suspensions authigènes. De plus, les étiages ou les périodes de basses eaux propices à la sédimentation des particules d'origine lacustre (sans remontée du niveau, donc sans recharge hydrologique) sont peu nombreuses et jamais très longues durant l'année 1991. On enregistre seulement quatres périodes de 10 à 17 jours, d'avril à juillet, et une période plus longue, de 50 jours en août et septembre. Durant ces périodes, le temps de séjour varie entre 22 et 27 jours.

3.6.- Les mécanismes de la sédimentation

L'observation topographique du fond du lac, révélé par les étiages exceptionnels, atteste d'un fond à très faible pente, colmaté de sédiments, incisé d'un chenal central et bordé, dans la partie aval, de quelques cônes d'éboulis directement issus des falaises du canyon.

A l'exception de secteurs très localisés (secteurs protégés des courants), les berges sont dépourvues de beines de craies lacustres et sont exemptes de dépôts sédimentaires.

Les sédiments charriés par les crues du Doubs (silts moyens et fins) ont une aire de sédimentation sur toute la surface de dépôt du lac. Les observations directes réalisées (crue de décembre 1991 et novembre 1992) montrent que la "plume" sédimentaire qui se disperse dans le lac peut atteindre l'exutoire en quelques heures (30 à 35% des apports de crue sont piégés - cf. chapitre précédent).

Selon les conditions d'équilibre thermique du moment (chapitre 3.7.), la dispersion de la plume sédimentaire se fait soit en surface (overflow), lorsque les eaux du Doubs sont plus chaudes que les eaux du lac (crue de décembre 1991), soit au fond (underflow) si les eaux qui arrivent sont plus froides que les eaux du lac (crue de novembre 1992). Une dispersion stratifiée intermédiaire (interflow dispersion - STURM & MATTER, 1978 ; CARMACK et al., 1979 ; PHARO & CARMACK, 1979) n'a pas été observée et semble peu probable dans les conditions actuelles de volume du lac.

Les dépôts correspondant aux deux mètres supérieurs du remplissage du lac, ont été carottés en plongée à l'aide de tubes PVC. Les sondages ont été effectués dans l'avant dernier bassin, à l'aplomb du Rocher de la Vierge, sous 20 m d'eau. Le site est au-delà de la limite d'assèchement du lac en octobre 1906. La tranche d'eau n'a jamais été inférieure à 5 m au droit des sondages réalisés, au moins au cours du dernier siècle.

L'observation visuelle montre un sédiment silto-argileux, assez homogène. Les lamines sont diffuses et difficiles à distinguer sur l'ensemble des carottes prélevées, tant par observation macroscopique que microscopique. Un essai de mesure et de corrélation avec les données de la chronique hydrologique séculaire s'est avéré infructueux.

En l'absence de dosages ^{137}Cs ou ^{210}Pb, il ne paraît pas possible d'interpréter ces dépôts en termes de chronologie et de taux de sédimentation.

Cependant, quelques informations sédimentologiques peuvent être dégagées de l'analyse optique, en particulier l'absence ou l'aspect diffus des lamines, qui démarque ces dépôts globalement détritiques des dépôts reconnus par sondages dans les faciès détritiques du paléolac de Chaillexon , à l'amont du lac actuel (cf. chapitre 4.2).

Trois arguments peuvent être avancés pour expliquer ce "brassage" sédimentaire :

- la bioturbation ;
- l'effet des courants de crue qui provoquent des remises en suspension ;
- lors des périodes de très basses eaux avec assèchement de la zone amont du lac, la reprise des sédiments exondés par les écoulements de surface, surtout lors de la remise en eau, provoquent un apport détritique important dans la partie aval du lac (confirmé par les observations de SCHARDT, 1910).

Enfin, l'absence de talus, écarte la possibilité de dépôts turbiditiques.

3.7.- Le lac actuel, un milieu de transition potamo-limnologique

Le lac à fait l'objet d'un suivi périodique des paramètres de température, oxygène dissous et PH entre avril 1992 et mai 1993. Au total, 12 campagnes de mesures ont été réalisées sur des profils verticaux, en trois points du lac (en face du hameau de Chaillexon dans la partie amont - Zmoy = 5m ; entre le *Rocher de l'Echo* et la *grotte de la Toffière* dans la partie médiane - Zmoy = 12m ; dans le dernier bassin, 150 m avant le *Cul de la Conche* - Zmoy = 24 m).

3.7.1. Fonctionnement thermique et chimique

Les transects longitudinaux de température (fig. 65), construits à partir des profils verticaux, révèlent une évolution constante des caractéristiques thermiques, entre stratification et brassage.

Fin avril et mi-mai, le lac présente une stratification bien établie, qui se renforce avec l'augmentation du bilan radiatif. Mi-mai, la surface du lac atteint 17 à 18°C, tandis que le fond ne dépasse pas 7,5°C. Cependant, la thermocline est peu franche, la transition entre épilimnion et hypolimnion est graduelle, entre -2 m et -10 m environ. En juin, une dégradation climatique entraîne un refroidissement des eaux de surface, tandis qu'une crue du Doubs (débit moyen 41 m^3/s) perturbe l'ordonnancement thermique par l'apport d'une eau voisine de 11°C, qui induit une augmentation de la température au fond du lac.

Une quinzaine de jours suffisent au rétablissement de la stratification qui va perdurer, en s'accusant, durant toute la période estivale.

En septembre, avec la remontée des eaux du lac et le refroidissement climatique, la température des eaux de surface diminue. A l'inverse, l'isograde 12°C, à 17 m fin juillet, se situe au delà de 20 m. Il est probable que la vidange des eaux profondes par les pertes sous lacustres (cf. chapitre 2.2.2), intervenue durant tout le mois d'août, soit à l'origine de ce réchauffement en profondeur.

En octobre et novembre les crues renouvellent les eaux du lac et apportent des eaux plus froides. Sous leur effet, conjugué à l'abaissement des températures climatiques et peut-être aux conditions de vent, le lac devient homothermique dans le courant du mois de novembre. Début décembre, la température de l'ordre de 5,6 à 6°C. Dès lors, la stratification devient inverse et le lac se couvre d'une vingtaine de centimètres de glace jusqu'à la mi-janvier (fig. 66).

Cette situation est temporairement interrompue par les pluies qui affectent le bassin versant et apportent au lac des eaux entre 5 et 6°C.

Le mois de février est marqué par une nouvelle homogénéisation thermique des eaux du lac et une nouvelle période de gel.

Dès la mi-mars, l'apport d'eaux de pluie ou de fonte, plus chaudes que les eaux du lac, et l'augmentation de la température de l'air, vont concourir à la stratification printanières des eaux.

L'oxygénation des eaux et le PH du lac est conforme aux dispositions thermiques (fig. 67). L'oxygène dissous montre un profil clinograde en période de stratification du lac, au printemps ou en été. Les eaux sont alors bien oxygénées en surface où la biomasse, par photosynthèse, favorise la production diurne d'O_2. En concordance avec la base de l'épilimnion, la teneur en oxygène dissous diminue rapidement, puis se stabilise dans toute la zone tropholythique jusqu'au fond. Ponctuellement, des interstratifications d'eau plus oxygénée (apports) peuvent interférer dans l'hypolimnion.

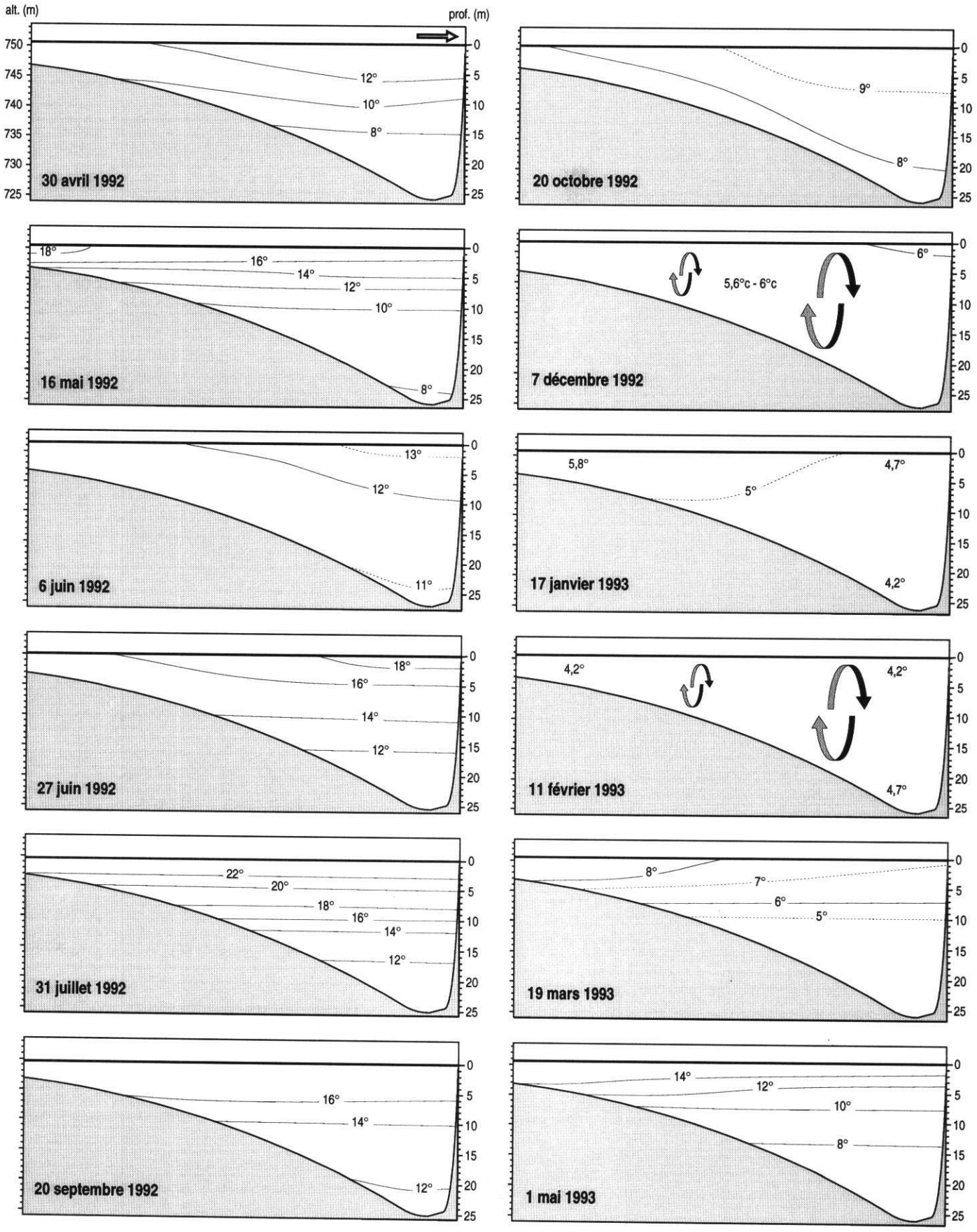


Fig. 65 Fluctuations saisonnières de la température du lac selon un transect longitudinal

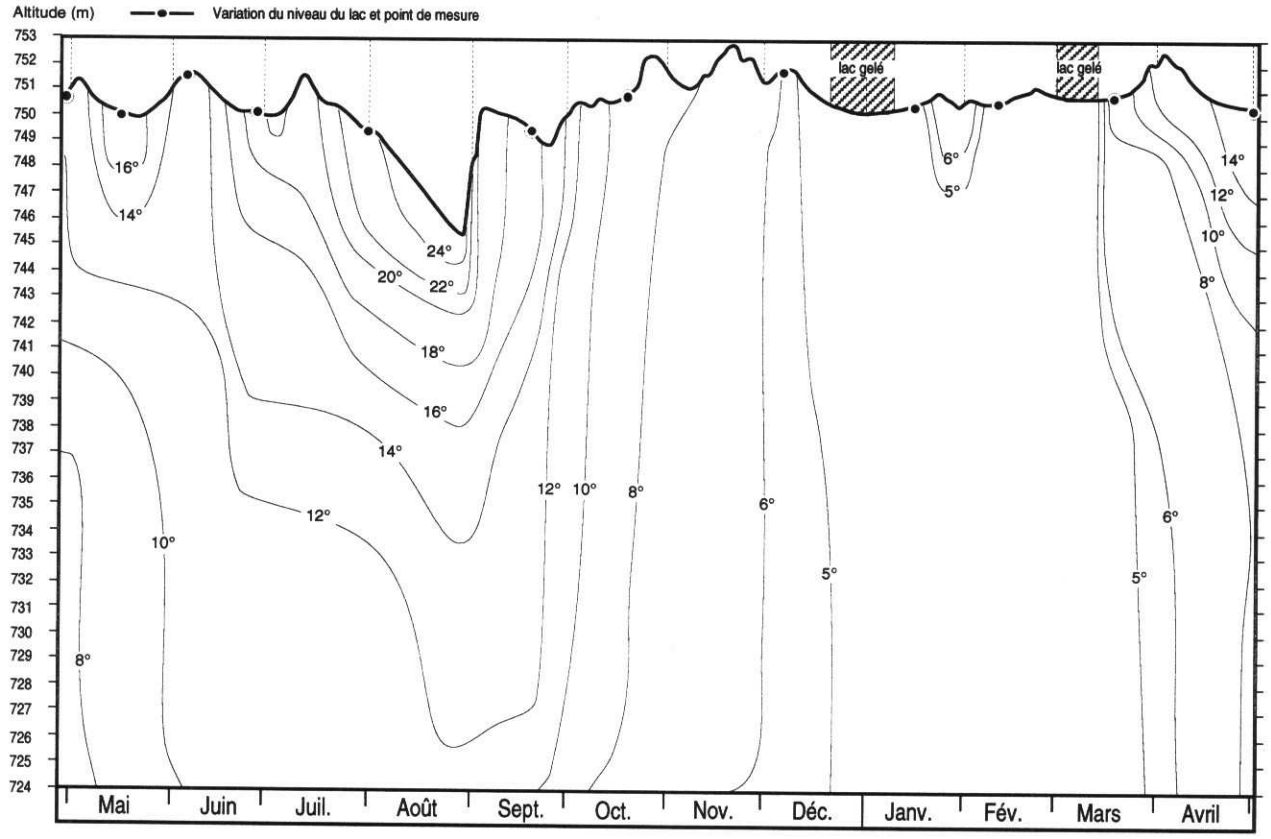


Fig. 66 Evolution de la température de l'eau dans le dernier bassin / avril 1992 - mai 1993

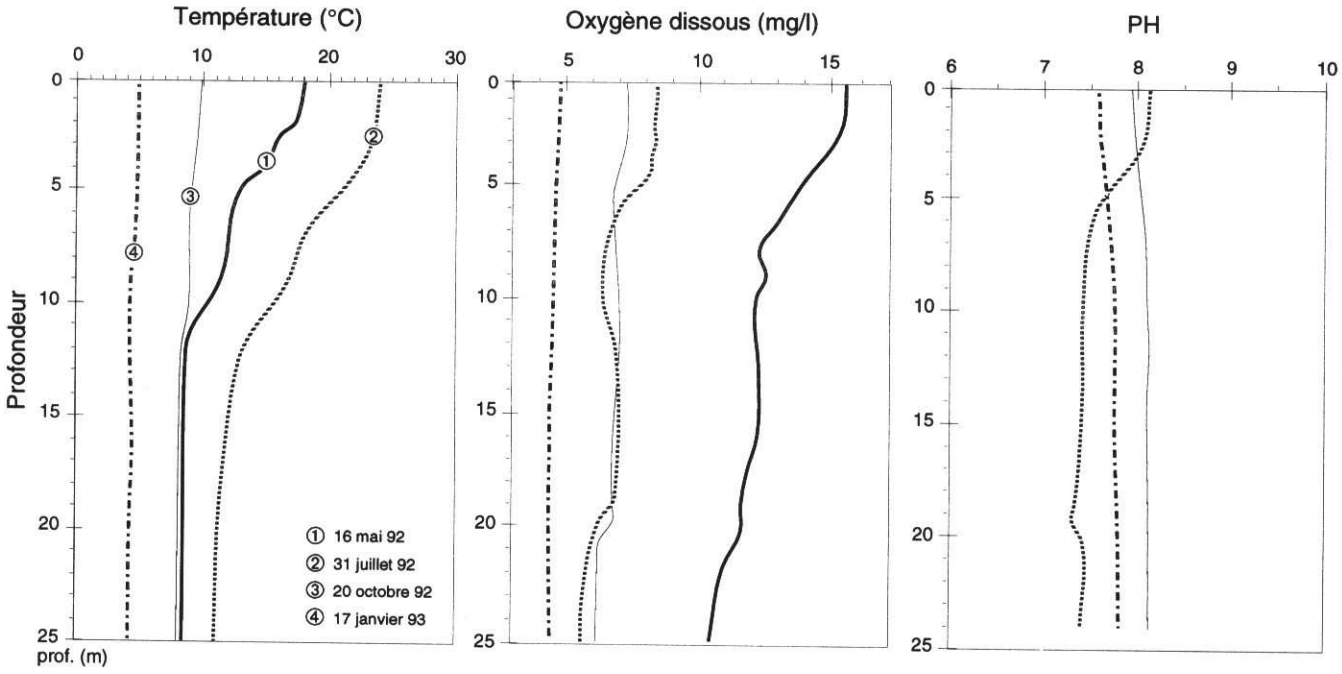


Fig. 67 Variations saisonnières de la température, de l'oxygène dissous et du PH dans le dernier bassin

Bien oygénées au printemps (12 à 15 mg/l d'O_2) les eaux du lac apparaissent plus déficitaires durant les basses eaux estivales (6 à 8 mg/l). Cette diminution s'amplifie vers la fin de l'été et les teneurs dans l'hypolimnion atteignent alors leur minima, environ 3 mg/l.

Lorsque les eaux sont complètement brassées ou perturbées par un apport massif de crue, la distribution des teneurs en oxygène devient orthograde, à l'image des températures. Les faibles valeurs mesurées le 17 janvier 1993, sont directement consécutives à une période de stagnation hydrologique d'un mois, durant laquelle les eaux du lac ont été presque complétement protégées du rayonnement solaire par une couche de glace surmontée d'une épaisse couverture de neige.

A l'instar du lac de Saint-Point et à la différence de nombreux lac du Jura, (VERNEAUX et al., 1986), souvent sans réels tributaires (CAMPY & RICHARD, 1987 ; MAGNY, 1991), le lac de Chaillexon ne semble pas subir d'épisodes anoxyques, même à l'interface eau / sédiment.

3.7.2. Un lac perturbé par le forçage hydrodynamique

Les caractéristiques thermiques confèrent au lac de Chaillexon un statut de lac dimictique, marqué par de très nettes périodes de stratification directe ou inverse. Des perturbations hydrologiques temporaires, les crues du Doubs, ont un effet immédiat mais peu récurrent sur l'état thermique du lac.

Les paramètres physico-chimiques et biologiques sont ceux d'un lac eutrophe, sans que le bilan de l'oxygène soit très déficitaire. Les apports du Doubs et probablement des sources sous-lacustres, semblent maintenir le degré d'oxygénation au dessus de 3 mg/l, en tous cas pendant la période de suivi.

Malgré la forte charge en nutriments azotés ou phosphorés qui affecte les eaux du Doubs sur tout son cours depuis Pontarlier, induisant d'importants dysfonctionnements eutrophiques (excédents de l'ordre de 1 mg/l pour ammonium et phosphate, près de 10 mg/l pour les nitrates - hors période de consommation algale - DIREN, 1993), le lac de Chaillexon ne semble pas en traduire les effets.

Au regard des potentialités en nutriments, le développement phytoplanctonique ou macrophytique reste modéré (raison complémentaire à l'absence de conditions anoxyques dans la zone tropholytique). La situation serait sans doute différente si les eaux du lac étaient plus stagnantes. On mesure là un effet direct du forçage hydrodynamique sur la qualité trophique du lac.

Confirmant l'analyse volumétrique du lac et les temps de séjours associés (cf. chapitre 2.2.3), ainsi que les termes du bilan de piégeage (cf. chapitre 3.5.2), l'étude thermique et physico-chimique révèle un fonctionnement lacustre indéniable, mais très marqué par les effets du forçage hydrodynamique du tributaire principal (rapport Ad/Ao égal à 1300).

Il en résulte un système à très faible inertie, que l'on peut considérer comme un état de transition potamo-limnologique.

3.8.- Les sédiments du lac de Chaillexon, indicateurs des processus d'érosion du BV ?

Le bilan des apports particulaires au lac de Chaillexon (cf. chapitre 3.4) et la connaissance des modalités de piégeage, permettent-ils une corrélation directe entre volume des dépôts (ou des apports) et quantification des processus d'érosion dans le bassin versant ?

Divers auteurs ont démontré le délai entre érosion et arrivée des particules dans les couloirs fluviaux, correspondant à une perte instantanée entre production et délivrance au cours d'eau et caractérisé par le *Sediment Delivery Ratio*, rapport de restitution (GAFREJ, 1993 ; WALLING, 1983).

On sait également que la charge particulaire d'une rivière ou d'un fleuve peut être partiellement stockée au cours de son transit (SCHUMM, 1977 ; AMOROS & PETTS, 1994) et que le retard induit sur l'arrivée à l'exutoire du bassin (océan ou lac) varie, selon la dimension du géosystème (et/ou le volume de matériaux), d'une saison (ou d'un épisode hydrologique) à plusieurs milliers, voire dizaines de milliers d'années (MEADE, 1988).

A l'échelle du lac de Chaillexon et dans le contexte actuel, le bilan d'érosion / délivrance aux cours d'eau (Doubs et affluents) est inconnu. Seuls quelques éléments analytiques discriminant chaque sous-bassin versant permettent une approche quantitative relative (chapitre suivant).

La charge particulaire des flux hydriques en tête de bassin est piégée dans sa totalité par le lac Saint-Point (REMY, 1989). Ainsi, la charge solide qui arrive à Chaillexon ne correspond qu'à 669 km^2 soit 73,5 % du bassin versant topographique global.

A l'occasion du suivi de la crue de novembre 1992, trois mesures de MeS ont été réalisées à la sortie des gorges du Doubs, directement à l'amont de la plaine de Morteau, soit à l'entrée du paléolac tardi-glaciaire de Chaillexon, 15 km (en linéaire de rivière) avant l'entrée du lac actuel. Confirmant l'observation occulaire, les teneurs en MeS se sont révélées être 2 à 2,5 fois supérieures à celles mesurées simultanément à Villers-le-Lac (fig. 68), correction faite du délai de transit entre les deux points de mesure. La cote d'inondation étant dépassée, le déficit particulaire correspond au piégeage par débordement dans les prairies de la plaine amont, de part et d'autre du Doubs.

Il est donc probable, lors des crues inondantes, que 35 à 50% seulement des flux particulaires qui transitent à la sortie des gorges du Doubs, arrivent réellement au lac. Les particules sédimentées lors de l'inondation alimentent le sol de la plaine et ne peuvent être remobilisées dans les conditions hydrologiques actuelles.

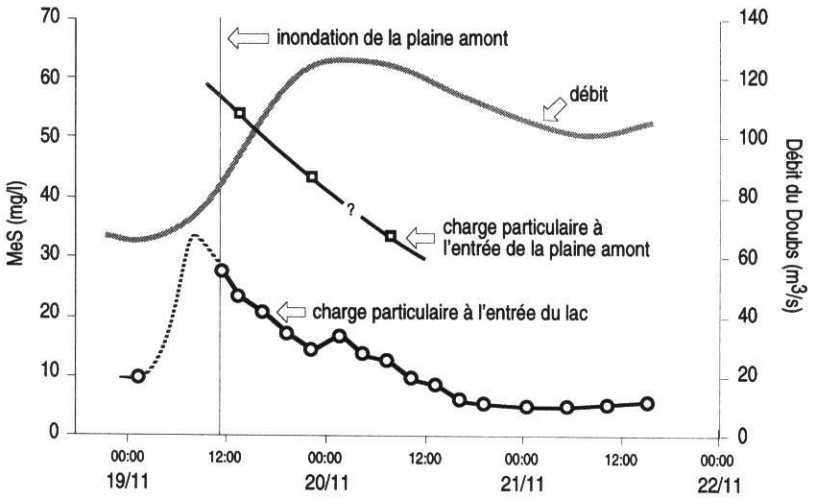


Fig. 68

Différence de charge particulaire dans les eaux du Doubs à l'entrée du lac (Villers-le-Lac) et à l'amont de la plaine de Morteau (Pont de la Roche) lors de la crue inondante de novembre 1992

Plus à l'amont de Morteau, le lit majeur du Doubs offre un secteur de débordement similaire à la plaine de Morteau au niveau de la plaine de Joux (amont de Pontarlier - fig. 4 et 5). Toutefois, cette dernière étant située à l'exutoire du lac St Point, son impact sur le piégeage intermédiaire des particules en suspension peut être considéré comme faible.

Pour passer de la charge particulaire mesurée à l'entrée du lac de Chaillexon à Villers-le-lac, à la production détritique du bassin versant, il convient donc de distinguer la cote des crues. On peut considérer que la charge apportée au lac lors des crues non inondantes (niveau du lac < 752,20 m) correspond globalement à la production du bassin. En revanche, lors des crues inondantes (> 752,20 m), on estime les apports à 50% seulement de la production détritique.

Ainsi, dans le bilan de l'année 1991, estimé à 7700 tonnes à l'entrée du lac, deux crues sont inondantes dans la plaine de Morteau (phases hydrologiques 3 et 21, tableau 12). Si l'on estime à 50% les apports piégés par la plaine amont durant ces crues, la production détritique corrigée du bassin versant pour la même année est de 10 570 tonnes.

3.9.- L'origine des flux dans le bassin versant

Il est intéressant de tenter de discriminer quantitativement et qualitativement la production respective de chaque sous-bassin versant, comparée aux potentialités du susbtrat (c.f. chapitre 1.6.4.). Dans cette optique, la crue de décembre 1991 a été suivie à l'exutoire de 4 bassins témoins (fig. 4), représentatifs des trois types de sous-bassins versants identifiés au chapitre 1.4.3.

Le type A, représenté par le bassin du Drugeon est un bassin de faible pente, établi sur des dépôts glaciaires et proglaciaires. Mal drainé, il est largement occupé par les zones humides.

Le type B, correspond aux synclinaux à coeur crétacé ou tertiaire. Deux affluents du Doubs ont été échantillonnés : le ruisseau des Lavaux et la Morte. Le second se différencie du premier par une pente plus faible et la présence d'une tourbière à son exutoire, traversée par le ruisseau.

Enfin, le type C correspond aux bassins ouverts dans les combes ou les flancs anticlinaux, dans les faciès jurassiques. Le Théverot et le ruisseau de Derrière-le-Mont ont été échantillonnés.

La multiplicité des points suivis n'a pas permis de déterminer les débits correspondants à la prise d'échantillon. Aussi l'approche quantitative est réduite à la comparaison des concentrations dans les flux et à l'approximation relative de la contribution des sous-bassins aux flux de matière du Doubs.

En outre, chaque point a fait l'objet de deux prélèvements d'étiage destinés à l'analyse des flux dissous, en complément des analyses de crue.

Sur cet aspect des flux dissous, il s'avère que la difficulté d'isoler un marqueur géochimique parmi les éléments majeurs constituant les roches du substrat (c.f. chapitre 1.6.4.2.), se traduit dans les flux hydrologiques par une grande similarité des teneurs en ions d'un bassin à l'autre, en étiage ou en crue. La production soluble des sous-bassins est donc à peu près semblable à la charge soluble du Doubs (c.f. chapitre 3.2).

3.9.1. Hydrologie comparée des sous-bassins

La réponse hydrologique quantitative des sous-bassins versants aux précipitations qu'ils reçoivent est d'abord fonction de leur surface et de l'intensité des pluies. Mais elle dépend aussi, de la nature du substrat, de la végétation, de l'anthropisation, etc... Ces divers facteurs pouvant avoir un effet retard (rétention) ou encore limiter la réponse des cours d'eau aux précipitations (absorbtion par le karst).

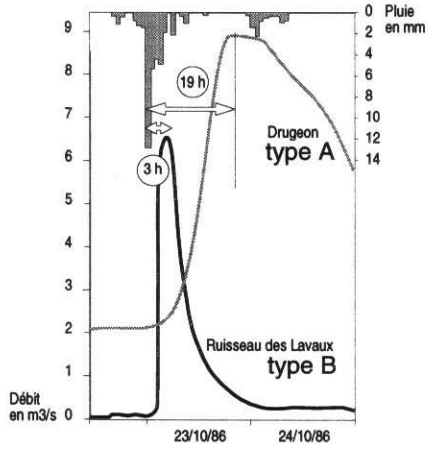


Fig. 69 Réponses hydrologiques de deux types différents de SBV soumis à une averse indentique (le comportement du type C est intermédiaire).

Sachant que la charge particulaire est maximale aux premiers temps de la crue et que sa concentration est influencée par la vitesse de la montée de crue, le délai de réponse d'une rivière à un événement climatique conditionne partiellement la charge.

En observant le débit à l'exutoire du bassin du Drugeon (type A) et à l'exutoire du ruisseau des Lavaux (type B), lors d'une pluie d'intensité quasiment identique sur les deux bassins (fig. 69) (pluie du 23 et 24/10 1988 - données MétéoFrance pour l'intensité des pluies et DIREN pour le débit), on constate un déphasage de 3 heures entre le pic des précipitations et le pic de crue dans le cas du ruisseau des Lavaux, contre 19 heures pour le bassin du Drugeon, durée nécessaire à la saturation de la zone humide (notons que le débit diminue très vite aux Lavaux tandis que l'effet retard limite la décrue pour le bassin du Drugeon).

L'absence de données concernant les bassins de type C ne permet pas de comparer leur réponse hydrologique aux précipitations. On peut cependant penser que celle-ci doit être intermédiaire aux deux précédentes, en raison de l'aspect karstique de ces bassins et de la couverture forestière qu'ils supportent.

Il semble donc que les synclinaux, plus imperméables (par la nature du substrat mésozoïque mais aussi des dépôts morainiques) et dépourvus de capacité de rétention, présentent la plus forte capacité d'exportation de particules en suspension.

3.9.2. Production particulaire

L'approche hydrologique est confirmée par l'analyse quantitative des concentrations particulaires dans les flux au moment de la crue de décembre 1991 (fig. 70). L'échantillonnage dans l'après-midi du 22 décembre (le maximum de concentration ayant probablement eu lieu dans la matinée ou dans la nuit précédente) montre une concentration 3 fois supérieure dans les eaux du ruisseau des Lavaux (1406 mg/l) que dans les eaux du Théverot (520 mg/l). Le bassin du Drugeon présente des concentrations extrêmement faibles, puisqu'elles ne dépassent pas 7,75 mg/l, au maximum de la crue. Ce très faible taux provient du blocage, dans les zones humides, des particules exportées depuis les parties hautes du bassin (ce même processus explique la production limitée du ruisseau de la Morte, pourtant associé à un bassin de type B).

A l'efficacité de la réponse hydrologique, dans le cas des bassins de type B comme le ruisseau des Lavaux, s'ajoute la nature géologique du substrat propice, dans ce type de bassin, à la production d'éléments détritiques (calcaires riches en R.I., faciès marneux, sables et silts, etc...).

Ainsi, la charge quasi nulle enregistrée à l'exutoire du bassin du Drugeon (type A), montre que ce dernier n'exporte actuellement aucun flux particulaire. En outre, on constate qu'à surface égale et précipitations égales, les bassins de type B (vallées synclinales) sont plus producteurs que les bassins de type C (combes et flancs anticlinaux).

Le bassin du ruisseau des Lavaux est sans conteste le sous-bassin dont les eaux, en période de crue, présentent actuellement les plus fortes charges particulaires de la haute vallée du Doubs.

On peut, dès lors, penser que la signature minéralogique des faciès crétacés et tertiaires se retrouve dans les flux particulaires du Doubs.

On sait en effet que ces faciès se distinguent des faciès jurassiques par leur abondance en smectites (c.f. chapitre 1.6.4.1.).

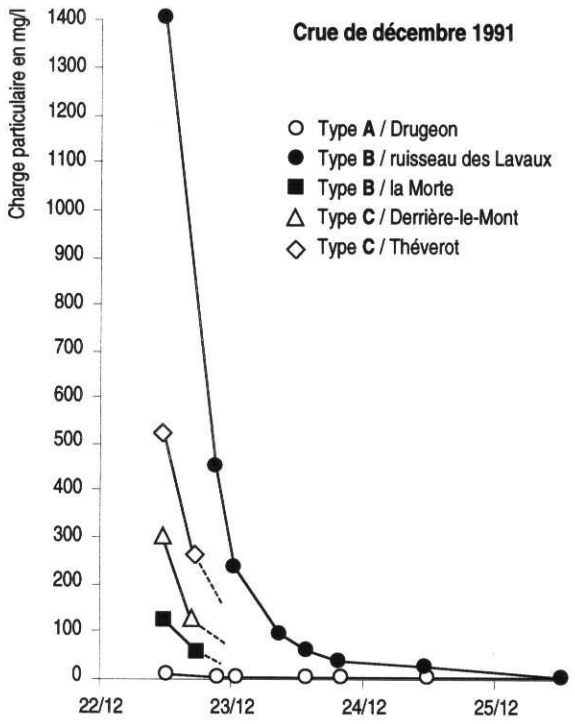


Fig. 70 Charge particulaire des SBV lors de la crue de décembre 1991

Les MeS échantillonnées à l'exutoire des bassins du ruisseau des Lavaux, de la Morte, du Drugeon et du Théverot ont été analysées (diffractométrie X sur les fractions 16-2 µm et < 2 µm) (fig. 71). La distinction minéralogique entre les substrats des bassins de type B et C se retrouve dans la charge particulaire : les eaux de la Morte et les Lavaux sont chargées d'illite, de kaolinite et surtout de smectites (+ interstratifiés) en quantité importante, héritées des horizons pédologiques, mais aussi du substrat ; dans les eaux du Théverot par contre, l'illite et la kaolinite dominent sur les smectites. Quant au Drugeon, il n'exporte quasiment que des particules organiques.

La comparaison de ces diffractogrammes avec ceux des particules prélevées durant la même crue à l'entrée du lac de Chaillexon, exutoire du bassin global, montre cependant que la signature des apports issus des sous-bassins de type B disparaît au profit de la production provenant des reliefs anticlinaux (type C).

Malgré la forte production des vallées synclinales, la surface d'affleurement des formations crétacées et tertiaires (100 km^2) ne suffit pas à concurrencer la production particulaire issue des affleurements jurassiques (610 km^2).

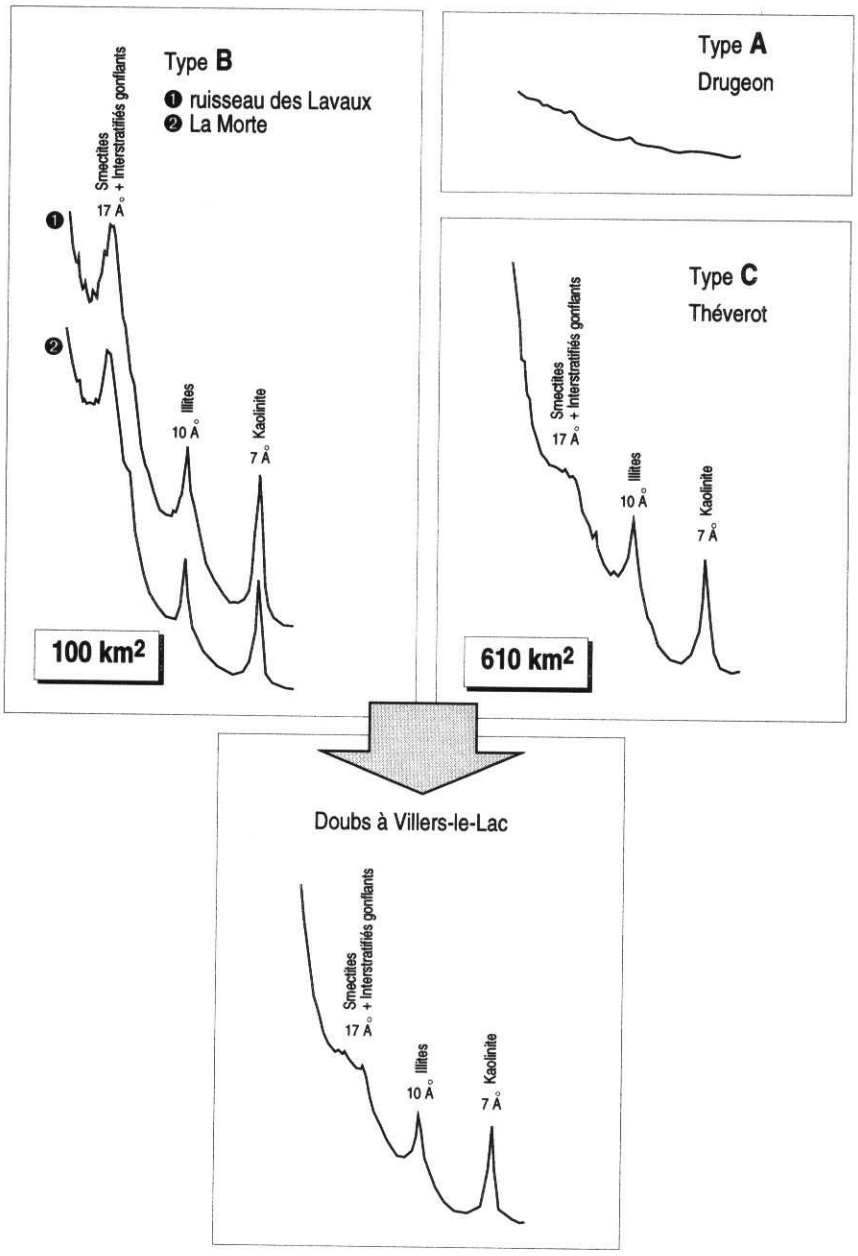


Fig. 71 Comparaison des diffractogrammes X représentatifs de la fraction < 2µm des flux particulaires à l'exutoire des SBV et à l'entrée du lac de Chaillexon, au cours de la crue de décembre 1991

Eléments principaux du troisième chapitre :

- L'analyse de la charge dissoute (éléments majeurs + silice) des flux à l'entrée du lac montre une stabilité qualitative des apports dans le temps. En revanche, les concentrations varient en fonction du débit. A débit constant, certains éléments comme le sodium, le calcium, les hydrogénocarbonates ou la silice peuvent présenter des concentrations différentes selon la saison. Elles résultent soit d'apports artificiels (salages routiers en hiver pour Na^+), soit d'une consommation printannière ou estivale liée à la production organique (SiO_2, Ca^{++} et HCO_3^-).

  Les apports dissous au lac, pour l'année 1991, sont de 143 214 tonnes soit 425 $kg.j^{-1}.km^{-2}$ de bassin versant. La comparaison des transits à l'entrée et à la sortie du lac attestent d'un piégeage équivalent à 1,4% des apports. Le piégeage intervient durant la période printannière et estivale.

- Les apports particulaires au lac correspondent à des silts et des argiles. La corrélation entre les débits instantanés et la charge particulaire est médiocre, du fait d'un fort phénomène d'hystérésis en hautes eaux et des apports particulaires organiques en basses eaux. L'estimation des apports calculée par la méthode des bilans partiels est 7 700 tonnes pour l'année 1991. 80% de la charge arrive au lac en période de crue, soit sur 20 % du temps. Sur la même période 6 230 tonnes sont évacuées à l'exutoire.

  La distinction des périodes de hautes et de basses eaux et l'estimation de la contribution particulaire issue de la production lacustre (carbonatée ou organique) complètent le bilan. Le taux de piégeage est de 30-35% en période de crue et de 80% en période de basses eaux, soit un piégeage global de 42% des apports particulaires au lac. A celà s'ajoute la production autochtone dont 1/4 seulement de la masse totale sédimente, le reste étant évacué hors du système lors de "purges" hydrologiques, spécifiques de ce système à faible inertie. Le bilan final de sédimentation établit pour l'année 1991 est de 3 865 tonnes.

- La détermination expérimentale du taux de piégeage particulaire (en moyenne annuelle ou à l'échelle d'événements ponctuels) confirme la relation logarithmique entre efficacité de piégeage et temps de séjour établie par Brune en 1953.

- L'analyse des équilibres physico-chimiques internes au lac confirment l'importance du forçage hydrodynamique.

- Lors des crues inondantes, 50% de la charge particulaires est piégée dans la plaine d'inondation à l'amont du lac.

- Malgré un taux de production important et une minéralogie spécifique, les apports particulaires issus des sous-bassins correspondant aux vallées synclinales (Crétacé + Tertiaire), du fait de leur surface réduite au sein du bassin versant, ne se distinguent pas à l'entrée du lac.

Deuxième Partie

Évolution de l'enregistrement sédimentaire au cours du Postglaciaire. Impact des contraintes de l'environnement

Chapitre 4

Les sédiments stockés : nature et chronologie du remplissage lacustre

Chapitre 4

Les sédiments stockés : nature et chronologie du remplissage lacustre

4.1.- Géométrie de la cuvette lacustre et topographie de la paléo-vallée

4.1.1. - Techniques d'investigation

Les investigations concernant la géométrie et la nature sédimentaire du remplissage lacustre ont été réalisées à partir de forages mécaniques et par des prospections géophysiques (sismique-réfraction et sondages électriques - CAMPY et al., 1994).

Une bonne part de ces sondages a été réalisée dans le cadre du programme DBT ("Dynamique et Bilans de la Terre", thème 1 : Fleuves et érosion - INSU-CNRS) dans lequel s'intègre cette étude. D'autres, en revanche, sont repris d'études antérieures (alimentation en eau potable de Morteau et des communes voisines - SRAE 1971) ou contemporaines (étude géotechnique du tracé de la D 461 "route des Microtechniques" - FONDASOL, 1976 ; HYDROGEO, 1991 à 1994). Enfin, quelques forages ont été financés par le Service Régional d'Archéologie dans le cadre d'une ATP sur la mésolithisation de la haute vallée du Doubs (CUPILLARD et al., 1994) et étudiés dans le cadre DBT.

Au total, ce sont 106 forages, soit 1701 mètres linéaires (dont 64 forages DBT, soit 754 mètres), 66 sondages électriques (dont 37 DBT) et 46 bases de sismique réfraction (dont 30 DBT) qui sont utilisés pour la définition du remplissage lacustre et de ses variations lithologiques.

4.1.1.1. - Forages mécaniques.

Les forages mécaniques ont mis en oeuvre diverses techniques selon l'interêt du sondage et les besoins analytiques. Les forages d'eau ou géotechniques ont employé des méthodes type "Benoto" ou des techniques classiques de carottage par rotation (généralement suivi d'essai *in situ* pour les prospections géotechniques).

Les forages DBT (forages "archéologiques" inclus) ont été réalisés à l'aide d'une foreuse Sédidrill 500 (équipée d'un carottier à piston ou d'un carottier rotary) et d'un carottier "russe" type GIK, manuel ou monté sur une sondeuse Apagéo. Le carottier "russe" offre les meilleures garanties lorsque les échantillons doivent être récoltés pour être analysés. Les forages destructifs à la tarière ont été limités à la reconnaissance optique de faciès.

Soixante cinq forages sont implantés dans la zone amont (60%, pour 63% de la surface - fig. 72), contre 40 dans le secteur aval (40%, pour 37 % de la surface - fig. 73). Sur les 754 mètres de forages réalisés dans le cadre du programme DBT, près de 500 mètres ont été carottés.

Quinze forages ont fait l'objet d'analyses palynologiques (soit 266 m - 11 forages dans la zone amont et 3 dans la zone aval), et des datations ^{14}C ont également été réalisées sur 6 d'entres eux, soit 19 dates ^{14}C au total (cf. chapitre 4.3.2).

Enfin, des analyses sédimentologiques ont été réalisées sur les échantillons provenant de 9 forages, soit 185 m de carottes (carbonates, argiles, m.o. - cf chapitre 4.5.).

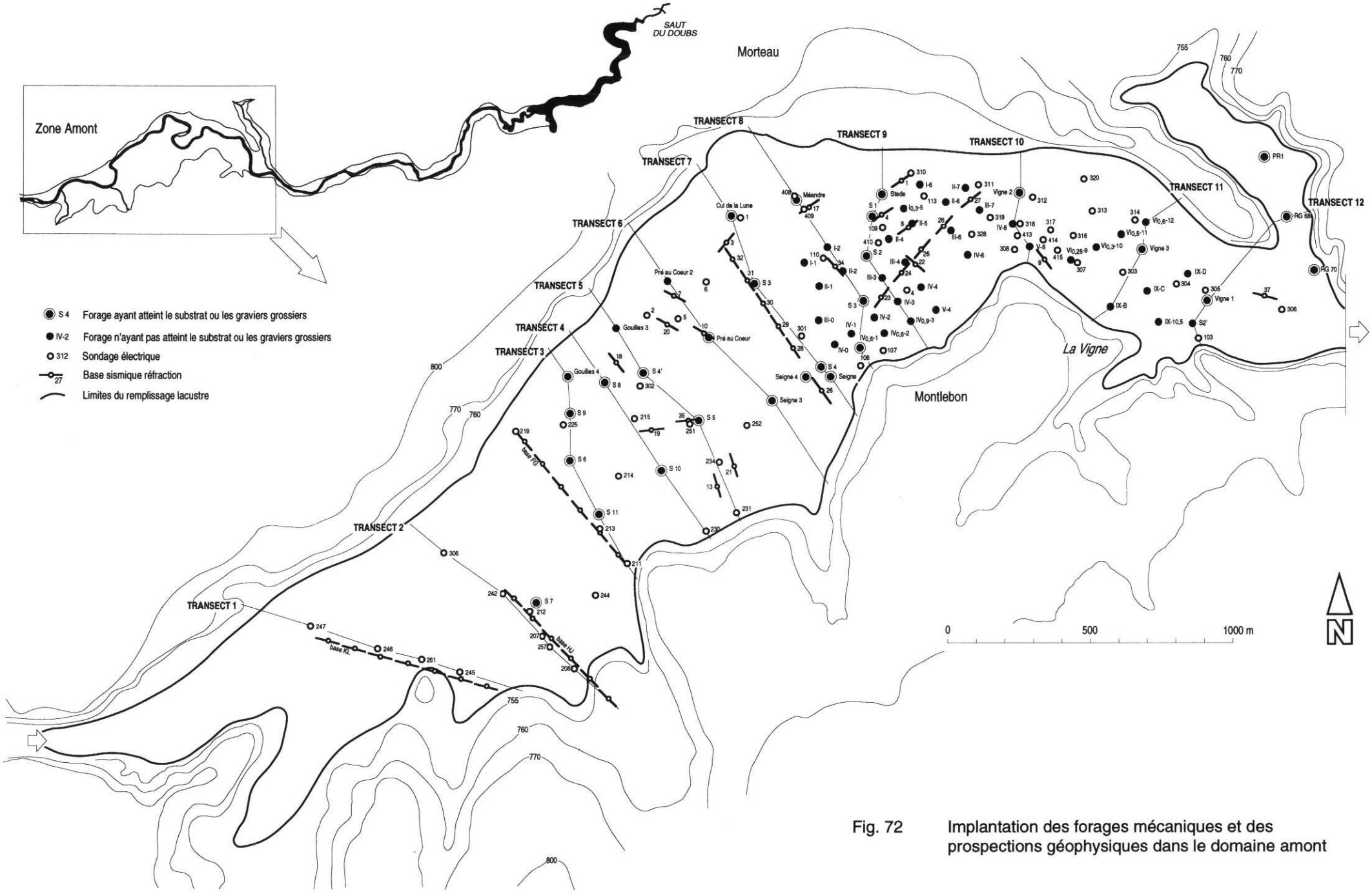


Fig. 72 Implantation des forages mécaniques et des prospections géophysiques dans le domaine amont

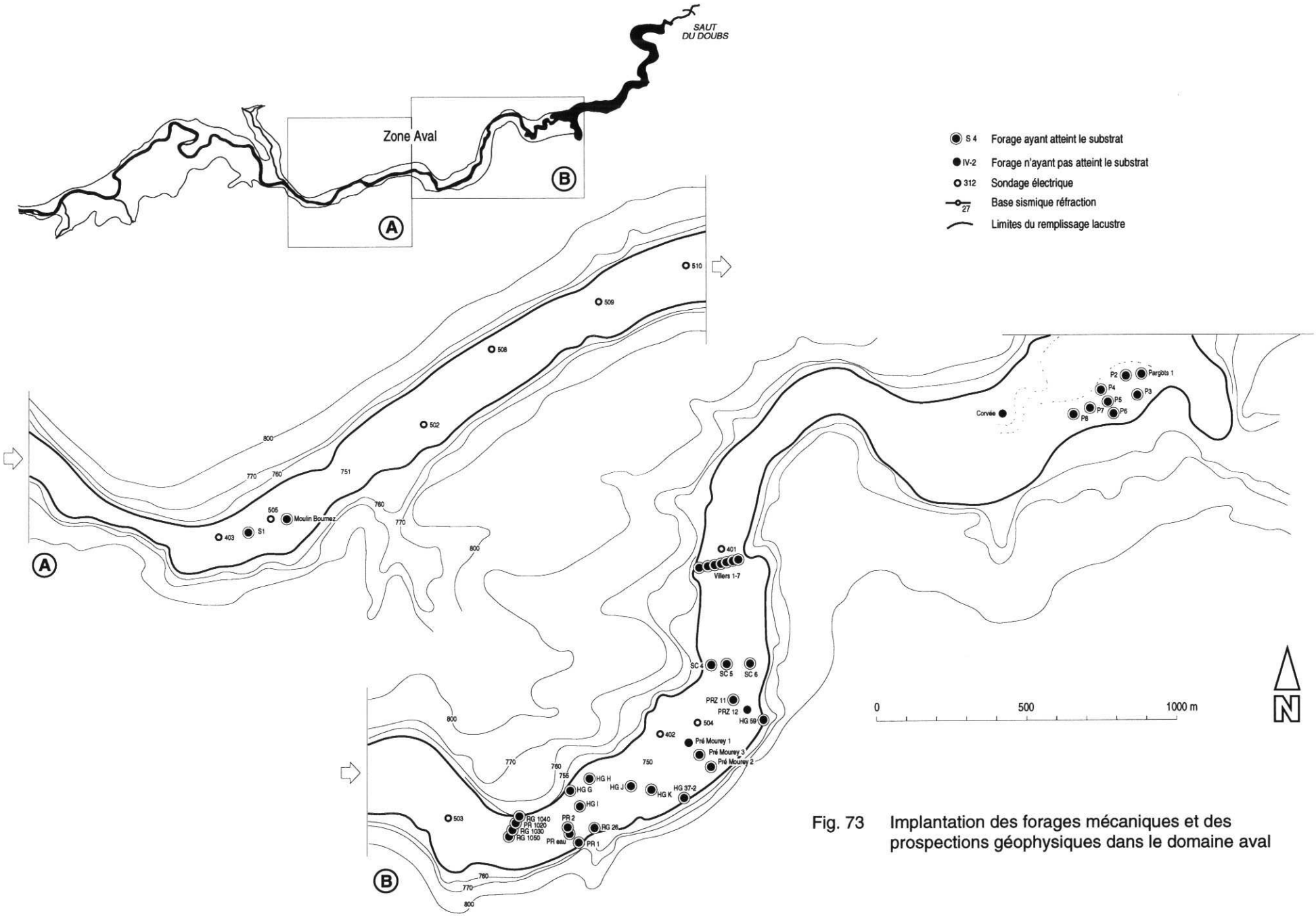


Fig. 73 Implantation des forages mécaniques et des prospections géophysiques dans le domaine aval

4.1.1.2. - Prospections géophysiques

Les prospections géophysiques ont permis de compléter efficacement les données de forage pour définir la géométrie des corps sédimentaires et la topographie du substrat. La plupart des sondages électriques ont été réalisés par G. Bossuet (BOSSUET et al., 1992) à l'aide d'un dispositif quadripôle classique type Schlumberger (résistivités en courant continu).

Les sondages sismique-réfraction (sismographe 24 canaux ABEM TERRALOC MARK 3) ont été réalisés dans le cadre du DEA de J.F. Buoncristiani (1994).

Une approche systématique de comparaison des méthodes électriques et sismiques, corrélées aux forages réalisés dans la plaine de Morteau (BUONCRISTIANI, 1994 ; BUONCRISTIANI et al., 1996), a permis de définir une signature électrique et sismique de l'ensemble des faciès du remplissage et des différentes unités du substrat (fig. 74). Elle a montré, en outre, les limites de l'investigation géophysique et la nécessaire complémentarité des méthodes pour la reconnaissance du remplissage lacustre.

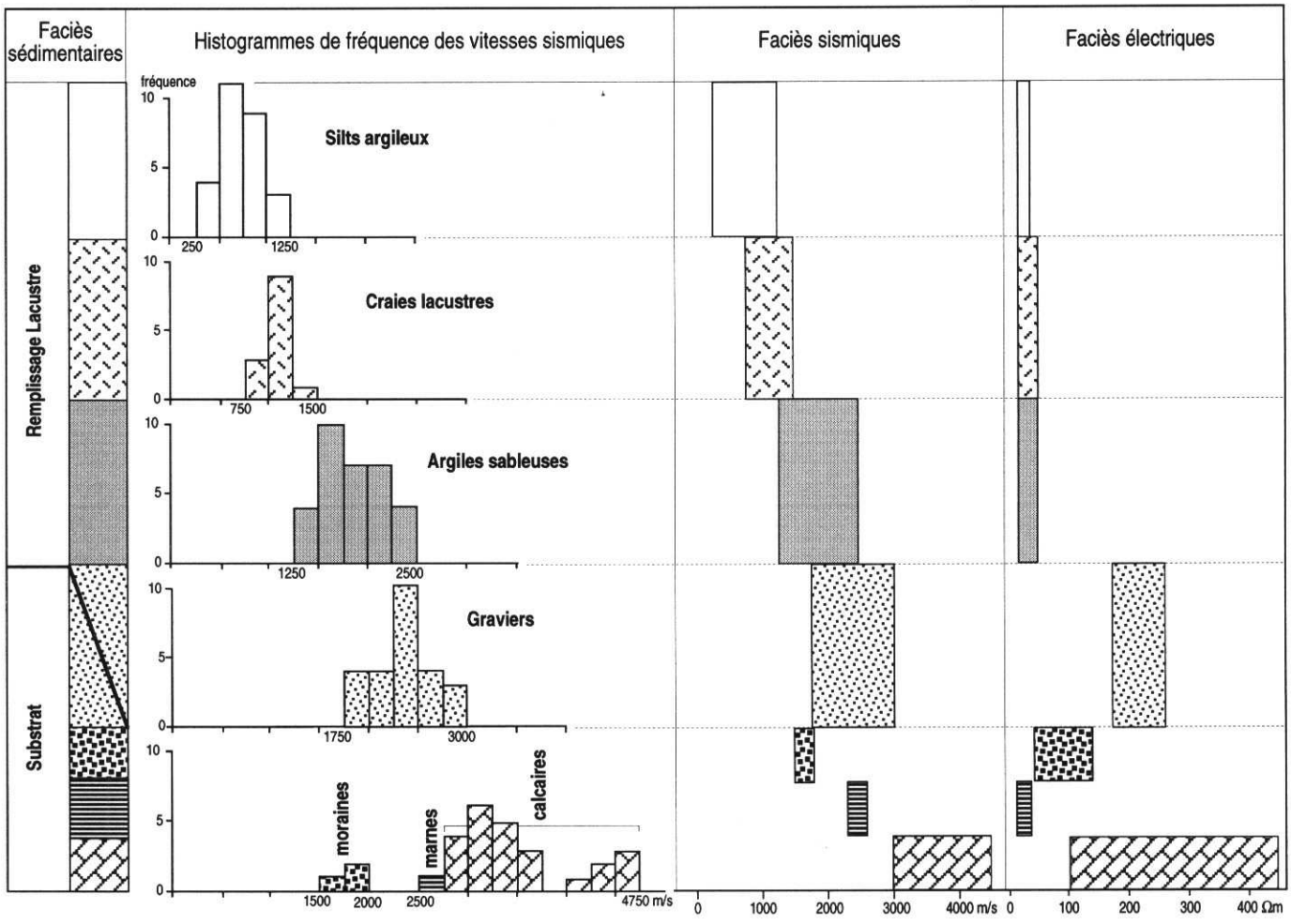


Fig. 74 Relations entre faciès sédimentaires, sismiques et électriques, des unités sédimentaires du remplissage et du substrat (BUONCRISTIANI, 1994 - modifié)

On notera, en ce qui concerne la méthode électrique, une mauvaise discrimination des faciès dans les dépôts lacustres fins (silts, argiles, craies lacustres). En revanche la méthode est adéquate pour identifier les formations détritiques grossières (sables, graviers, etc...) et caractériser partiellement la nature et la profondeur du substrat anté-lacustre (moraines, marnes sous détritique grossier, ou calcaires - la signature des calcaires crétacés étant parfois similaire aux dépôts de sables et graviers, la confusion est possible lorsque les deux faciès sont en superposition).

La sismique réfraction, quant à elle, permet une distinction en deux unités des faciès lacustres, les dépôts silteux et les craies lacustres d'une part (250 à 1250 $m.s^{-1}$ pour les silts et 750 à 1500 $m.s^{-1}$ pour les craies), et les argiles et sables ou graviers d'autre part (1250 $m.s^{-1}$ à 3000 $m.s^{-1}$). En ce qui concerne le substrat, seuls les calcaires apparaissent parfaitement détectables, leurs vitesses de propagation variant entre 3000 et 4500 $m.s^{-1}$.

Ces calages géophysiques et la détermination comparative des faciès ont permis de réinterpréter des données anciennes (CGG, 1956 et 1970) ou de prospecter de façon optimale des secteurs exempts de forages mécaniques, en particulier le premier tiers de la zone amont.

4.1.2.- Lithologie du substrat : état de la vallée anté-lacustre

4.1.2.1.- Le contexte structural

La surface du paléo-lac de Chaillexon peut être divisée en deux secteurs distincts, amont et aval, dont la morphologie est conditionnée par la géologie structurale régionale :

• Le domaine amont

La zone amont est une vallée dont la largeur varie de 500 à 1200 mètres, limitée par deux lignes de crêtes définies par l'anticlinal jurassique des Arces, au Nord-Ouest, et celui du Châteleu, au Sud (fig. 75).

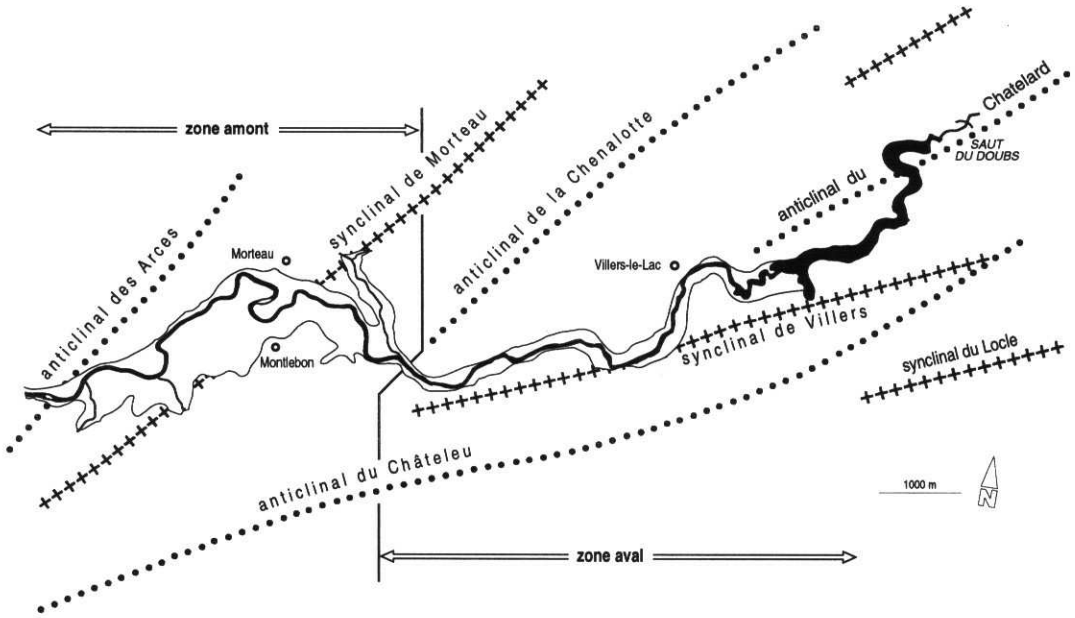


Fig. 75 Contexte structural du lac de Chaillexon. Distinction des domaines amont et aval.

Le toit du remplissage lacustre, correspond à la plaine d'altitude 752 m qui s'étend entre Morteau (rive gauche) et Montlebon (rive droite). Il occupe la dépression naturelle du synclinal crétacé de Morteau .

Les faciès du Crétacé reconnus à l'affleurement, de part et d'autre du remplissage lacustre et susceptibles de constituer le substrat sous-lacustre, sont de la base au sommet :

- les calcaires graveleux oolithiques du Valanginien (30 m) ;
- les marnes et marno-calcaires de l'Hauterivien (30 m) ;
- les calcaires oolithiques d'âge hauterivien (15 m) ou barrémien (20 m - accompagnés de passées marneuses à la base du Barrémien) ;
- les sables glauconieux et des argilites noires de l'Albien, d'une puissance de 4 à 5 mètres.

Le Cénomanien (calcaires "crayeux") est très peu représenté et les molasses burdigaliennes discordantes, largement affleurantes dans le synclinal voisin du Locle, sont absentes ici (ou reconnues de manière très ponctuelle au coeur de la ville de Morteau).

En rive droite, dans le secteur de Montlebon, une couverture morainique recouvre les faciès du substrat mésozoïque. D'une épaisseur suffisante pour avoir été récemment exploitée en carrière (10 à 15 mètres de puissance), elle est contigüe au remplissage lacustre, laissant supposer son existence au moins partielle sous les dépôts lacustres.

• Le domaine aval

A l'aval du synclinal de Morteau, la vallée est marquée par un étranglement en traversant la terminaison de l'anticlinal de la Chenalotte. La largeur n'excède pas 80 mètres au plus étroit et les flancs de la vallée sont abrupts. Le domaine aval du paléo-lac occupe ensuite le synclinal de Villers-le-lac, dans un contexte bien différent de celui de l'amont. La vallée n'excède pas 300 mètres de large et ses flancs sont très redressés. Les falaises portlandiennes dominent localement le remplissage tant en rive droite qu'en rive gauche, traduisant l'aspect comprimé du synclinal (d'ailleurs chevauché par l'anticlinal du Châteleu, plus au Nord-Est).

Peu après Villers-le-Lac, la vallée recoupe à nouveau une structure anticlinale puissante : le lac résiduel de Chaillexon occupe une vallée de 100 à 200 m de largeur, canyon profond et méandriforme, dominé de falaises portlandiennes et kimméridgiennes.

4.1.2.2. Les données de forage et l'apport de la géophysique

Pour l'ensemble de la zone aval, 38 forages ont atteint le fond du remplissage et touché le contact avec le substrat, soit qu'il s'agisse des calcaires crétacés (le plus souvent barrémiens ou hauteriviens) ou d'éboulis de pentes qui masquent ponctuellement les calcaires sous-jacents (forage des Prés Mourey 2). Quelques sondages électriques ont été réalisés dans les secteurs non prospectés par forage (à l'aval de Moulin Bournez).

Dans la zone amont, à l'aval de la route Morteau-Montlebon (fig. 72 - transect 8), 8 forages ont touché le substrat. A l'instar des sondages de la zone aval, le remplissage lacustre constitué de dépôts fins (argiles, silts, sables) est discordant sur un substratum rocheux de calcaires crétacés. Ces données sont concordantes avec les données géophysiques, à l'exception du secteur de *La Vigne*, rive droite, où les sondages électriques font apparaître un substrat variant de 100 à 180 Ωm, interpreté comme un dépôt

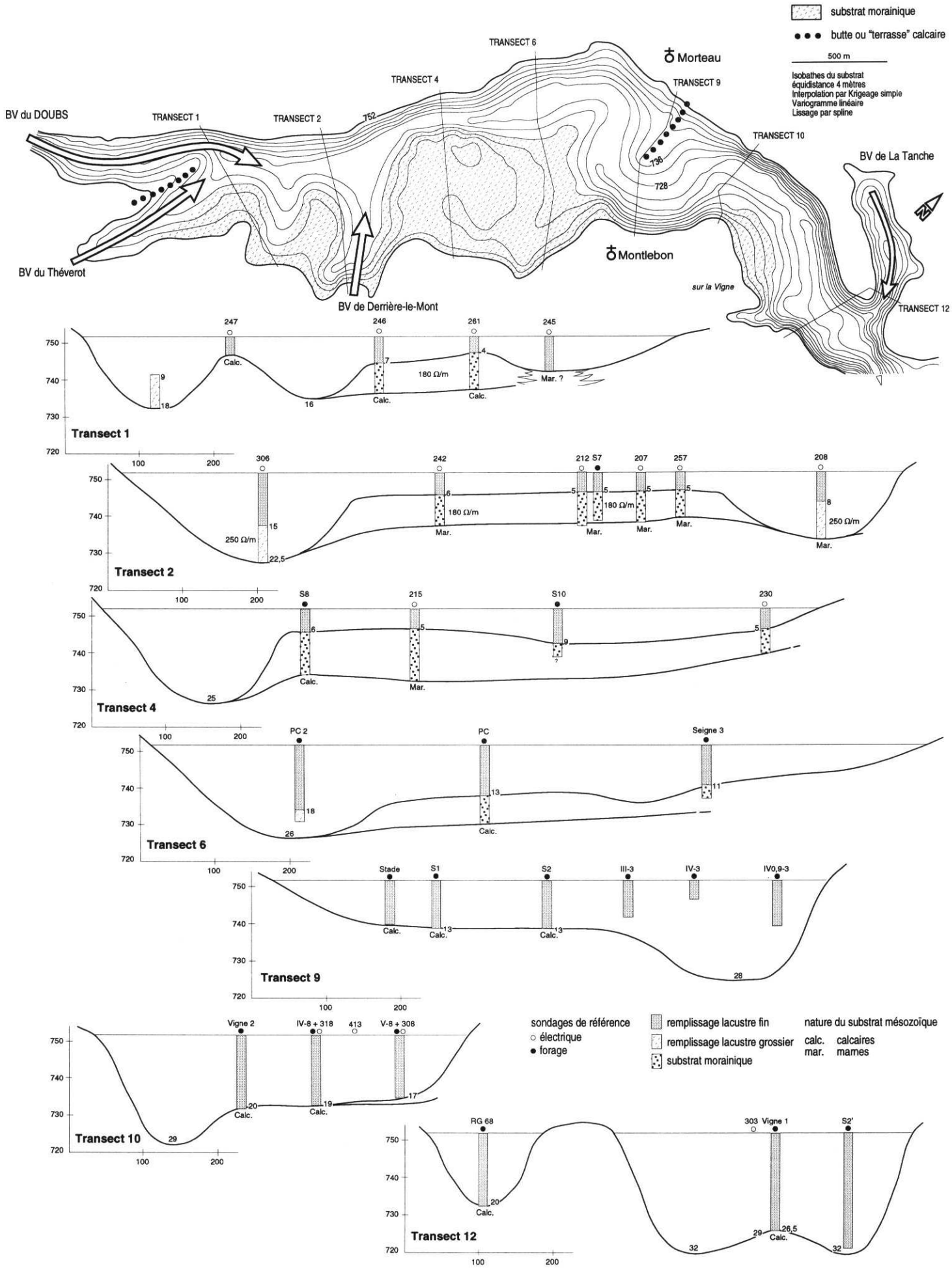


Fig. 76a Topographie de la vallée anté-lacustre d'après les données de forage et la géophysique (zone amont)

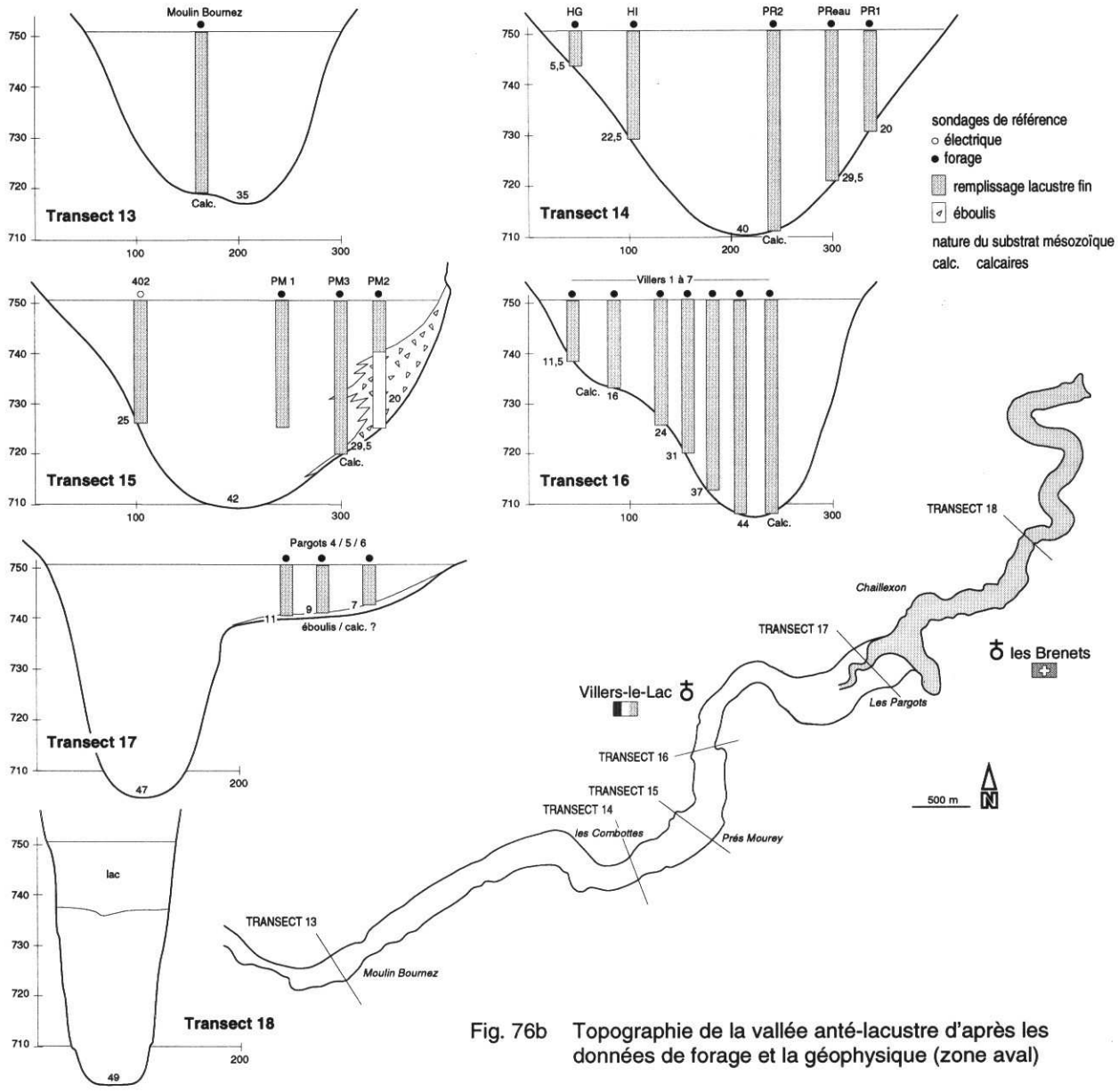


Fig. 76b Topographie de la vallée anté-lacustre d'après les données de forage et la géophysique (zone aval)

morainique (BUONCRISTIANI, 1994). Notons que la butte de *La Vigne*, qui borde cette zone du remplissage, est constituée de moraines...

La définition de l'interface remplissage / substrat est plus complexe à l'amont de la route Morteau-Montlebon où 9 forages (sur 18) ont atteint le substrat. Deux forages ont touché les marnes de l'Hauterivien et la présence des marnes est confirmée par les prospections électriques qui indiquent un substrat fréquemment conducteur (10 à 20 Ωm). Cette discrimination électrique vis-à-vis du remplissage lacustre, à peine plus résistant, est rendue possible par la présence systématique, dans cette partie du remplissage, d'un niveau détritique de sables et graviers grossiers à la base des dépôts lacustres fins.

Ces faciès grossiers sont puissants de quelques mètres à 19 mètres au maximum. Leur toit est très irrégulier, certains secteurs étant marqués par des remontées jusqu'à la subsurface (-3 m au droit de S4').

Les transects sismiques ou électriques attestent de leur répartition sur quasiment l'ensemble de la surface amont avec, cependant, une épaisseur maximale entre les transects 3 et 6, où ils forment un "dôme"

aquifère semi-captif sous les dépots argileux lacustres (transmissivité = 7.10^{-3} m^2/s ; coefficient d'emmagasinement $2{,}6.10^{-6}$). Cette disposition est confirmée par les forages réalisés dans cette zone et l'implantation des puits d'exploitation destinés à l'alimentation en eau des communes riveraines (DIREN, 1971).

Dans ce même secteur amont, côté rive gauche du lac, les dépôts grossiers sont incisés d'un chenal d'écoulement en continuité avec la vallée du Doubs plus amont (fig. 76a).

L'observation directe de ces faciès grossiers est rendue difficile pour des raisons techniques de prélèvement. Nous avons cependant observé deux types de faciès :

- des faciès hétérogènes constitués de sables et graviers grossiers et contenant des blocs pluricentimétriques ou pluridécimétriques. Ces faciès sont le plus souvent riches en matrice silto-argileuse (forages S3 à S9, Seigne, Pré au Coeur 1) ;
- des dépots de sables ou de graviers plutôt calibrés, assez pauvres en éléments fins (forages Gouille 4, Pré au Coeur 2, Cul de la Lune).

Cette hétérogénéité se retrouve à l'analyse des prospections géophysiques, en particulier au niveau des résistivités mesurées. Le premier faciès qui constitue l'essentiel de la masse des grossiers présente une résistivité de l'ordre de 120 à 180 Ωm, assez semblable aux résistivités étalonnées sur les formations glaciaires (moraines) ou paraglaciaires du secteur (BUONCRISTIANI, 1994). Par contre, dans le chenal principal ou au débouché de l'affluent de Derrière-le-Mont, les dépôts sableux, équivalents au second faciès grossier, correspondent à des résistivités plus fortes, de l'ordre de 250 Ωm.

Ces dépôts grossiers ont été interprétés initialement (CAMPY et al., 1994), comme les constituants d'un delta sous-lacustre progradant, semblable aux deltas glacio-lacustres de la combe d'Ain (CAMPY, 1982 ; LAMY-AU-ROUSSEAU, 1989).

A ce delta grossier correspondaient des équivalents distaux fins, les dépôts d'argiles sableuses grises que l'on retrouve plus à l'aval, à la base du remplissage lacustre et en comblement du chenal latéral.

Cette interprétation en équivalents latéraux de faciès pose de multiples problèmes d'interprétation sédimentologique :

- la transition entre grossiers et fins est généralement brutale, sans intermédiaires granulométriques ;
- les dépôts fins au toit des sables et graviers dans le chenal latéral (forage Gouille 4), sont situés à une cote inférieure par rapport au toit des grossiers au droit des forages S9, S6, S11 (transect 3). Si les deux faciès sont synchrones, on imagine mal des dépôts grossiers, correspondant à la charge de fond véhiculée par les flux hydriques, ne pas occuper une vacuité disponible plus basse. Les éléments grossiers s'épandraient sur une zone perchée alors que les dépôts fins occuperaient le fond du chenal... ;
- de même, si les sables et graviers du fond du chenal sont synchrones des faciès grossiers déposés latéralement, la différence altitudinale des dépôts est difficilement compatible avec une sédimentation de type delta.

De plus, cette interprétation implique la mise en place d'une sédimentation lacustre dans un contexte exempt de dépôts superficiels antérieurs (moraines, dépôts fluviatiles, etc...). On sait pourtant que le

flanc sud-est de la vallée comporte des placages morainiques contigus avec le remplissage et que la vallée du Doubs à l'amont, présente encore aujourd'hui des dépôts glaciaires ou paraglaciaires en fond de vallée, érodés par la rivière au niveau de son lit majeur.

Ces diverses observations imposent de réinterpréter la masse grossière amont et les argiles grises à la base du remplissage de façon diachronique et de définir deux stocks génétiquement distincts dans les dépôts détritiques grossiers qui caractérisent la partie proximale de la zone amont :

- une partie du corps sédimentaire grossier (l'essentiel du volume) correspond à des dépôts glaciaires ou para-glaciaires anté-lacustres ("dôme" de graviers en particulier), plus ou moins incisés ou érodés par la rivière et ses affluents avant la dynamique lacustre ;
- les dépôts sableux ou graveleux présents dans le chenal latéral ou au débouché du ruisseau de Derrière-le-Mont, correspondent aux premiers dépôts lacustres ; ils constituent des deltas dans les chenaux, au débouché des tributaires dans le lac, équivalents proximaux des dépôts fins d'argiles grises à passées sableuses.

4.1.2.3. Etat initial de la vallée

A l'occasion du dernier maximum glaciaire, la calotte jurassienne couvre la haute chaîne (AUBERT, 1965 ; CAMPY, 1982 ; CAMPY & ARN, 1991). La ligne de crête constituée, du Sud au Nord, par les anticlinaux du Laveron (secteur de Pontarlier), de la Fresse, puis du Châteleu (secteur de Morteau) correspond à la limite occidentale de l'extension du glacier jurassien. Elle contient l'avancée de la glace qui déborde ponctuellement sur la vallée du Doubs, en langues glaciaires, à la faveur des zones les plus basses de la crête ou au niveau de l'axe des vallées synclinales qui décalent la succession des anticlinaux.

A défaut d'éléments de datation directs dans les dépôts glaciaires du Jura, le maximum d'extension est daté à 18 000 ans B.P., par son impact sur les formations pro- et périglaciaires externes (CAMPY & RICHARD, 1988 ; CAMPY & CHALINE, 1993).

Le retrait du glacier abandonne dans la dépression synclinale de Morteau (et peut-être plus à l'aval) des formations meubles, moraines et/ou dépôts paraglaciaires.

Les flux de fusion de la déglaciation, drainés par les bassins amonts (Doubs, Théverot, Derrière-le-Mont), démantellent partiellement ces accumulations consituant une anomalie sur le cours de la rivière qui cherche dès lors à retrouver son profil d'équilibre (le profil de la vallée anté-glaciaire ?).

Ainsi, les écoulements de surface, en particulier les flux du Doubs qui sont bien canalisés à la sortie des gorges (BV de 698 km^2) et dans une moindre mesure le ruisseau de Derrière-le-Mont (12 km^2) et le Théverot (23 km^2), incisent ou remanient la couverture morainique et paraglaciaire jusqu'au substrat.

Il en résulte une vallée dissymétrique, marquée par un chenal principal dans l'axe du Doubs (fig. 76a) auquel viennent s'adjoindre à l'amont, deux affluents en rive droite. A hauteur de Morteau, ce chenal est dévié par les formations calcaires du substrat mésozoïque ("terrasse" du stade) et forme un méandre qui renvoie la rivière au pied de la butte de Montlebon.

Après la jonction avec la Tanche en rive gauche, la vallée, dans le domaine aval, présente des profils transversaux plus classiques, en V ou en U, jusqu'aux environs de Villers-le-Lac (fig. 76b), ou la vallée s'encaisse en canyon dans les calcaires portlandiens ; canyon qui trouve son expression la plus

spectaculaire au niveau du lac résiduel, où la rivère coule dans une gorge d'une centaine de mètres de large, enserrée de falaises abruptes.

Le dénivelé de la paléo-vallée est de 62 m pour 17 km, si l'on considère l'altitude du substrat au débouché des gorges du Doubs à l'amont du paléo-lac et l'altitude actuelle de la rivière au pied de la chute du Saut-du-Doubs (675 m). La pente moyenne est donc de 3,6 m/km, valeur cohérente avec la pente reconnue à la base des forages. Il apparaît, néanmoins, que la pente est plus atténuée dans le synclinal de Morteau qu'elle ne l'est dans la zone aval où la pente augmente légèrement dès le rétrecissement d'entrée.

C'est dans ce contexte que survient l'éboulement rocheux du Saut du Doubs qui obture la vallée : on passe alors sans transition d'un système fluviatile à un système de comblement lacustre qui perdure jusqu'à aujourd'hui.

4.2.- Identification lithologique des unités du remplissage lacustre

L'implantation des forages dans la zone amont définit 12 transects globalement perpendiculaires à l'axe de la vallée (fig. 72), complétée par des sondages secondaires, réalisés à l'aval de la route de Morteau-Montlebon (transect 8), selon un réseau à maille carrée de 100 m de côté, parallèle à la route.

Les logs de synthèse concernant la plupart des transects amonts sont présentés à la figure 77a/b.

A l'aval (fig. 73), trois secteurs privilégiés permettent l'identification des faciès : le forage de Moulin Bournez, le groupe de forages des Prés Mourey, et enfin le forage de Villers-Le-Lac (fig. 78 et 79), échantillonné lors de la réalisation des pieux d'ancrage du pont de Villers (CAMPY et al., 1985).

Des forages annexes ont été réalisés à l'aval de Villers au niveau des Pargots, en rive droite, sur une "terrasse" du substrat (figure 76b, transect 17).

Les unités reconnues sont :

Unité 1 : Sables et Graviers grossiers (Gs)

La base des forages les plus amonts, dans l'axe du chenal principal, est marquée par des sables plus ou moins grossiers, granoclassés et généralement exempts de matrice fine. La puissance de ces dépôts grossiers dénommés **Gs**, diminue de l'amont vers l'aval (5 à 7 mètres au niveau des transects 5 et 6 ; 1 à 3 m des transects 8 à 12).

Ce faciès grossier n'existe pas à la base des forages du domaine aval.

Unité 2 : Argiles grises à passées sableuses (As)

Couvrant les graviers et sables grossiers du fond du chenal de la zone amont, les argiles grises ont été reconnues à la base de tous les forages atteignant le substrat. Leur puissance diminue également de l'amont vers l'aval (16 m dans le chenal - transect 8 -, 15 m à Moulin Bournez, 5 mètres à Villers-le-Lac).

Il s'agit d'un faciès d'argiles gris-clair, souvent homogène à la base et parfois plus laminé au sommet (faciès distingué sous l'appellation **As2**), présentant des passées sableuses irrégulières et de rares débris végétaux, en particulier du bois.

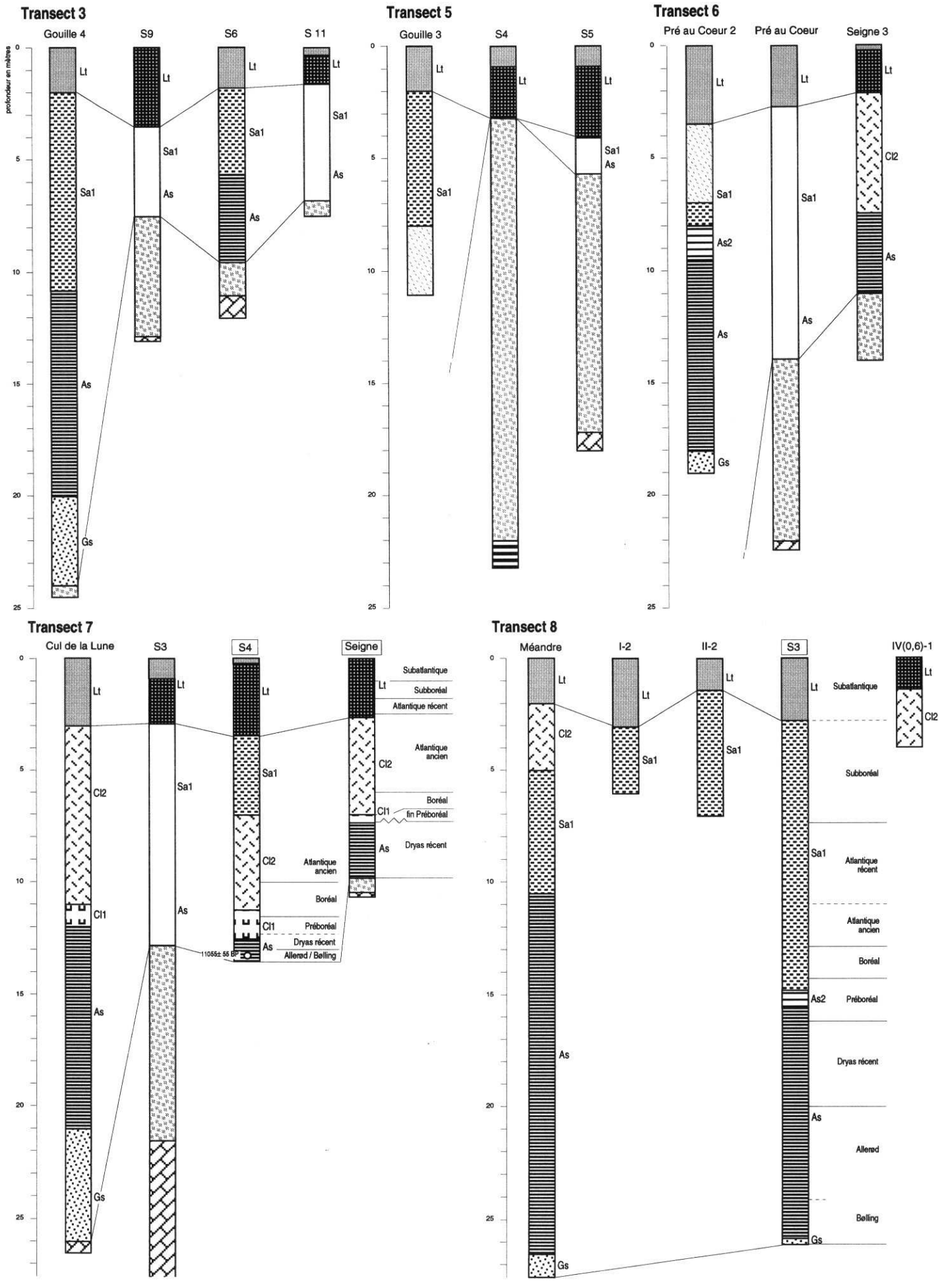
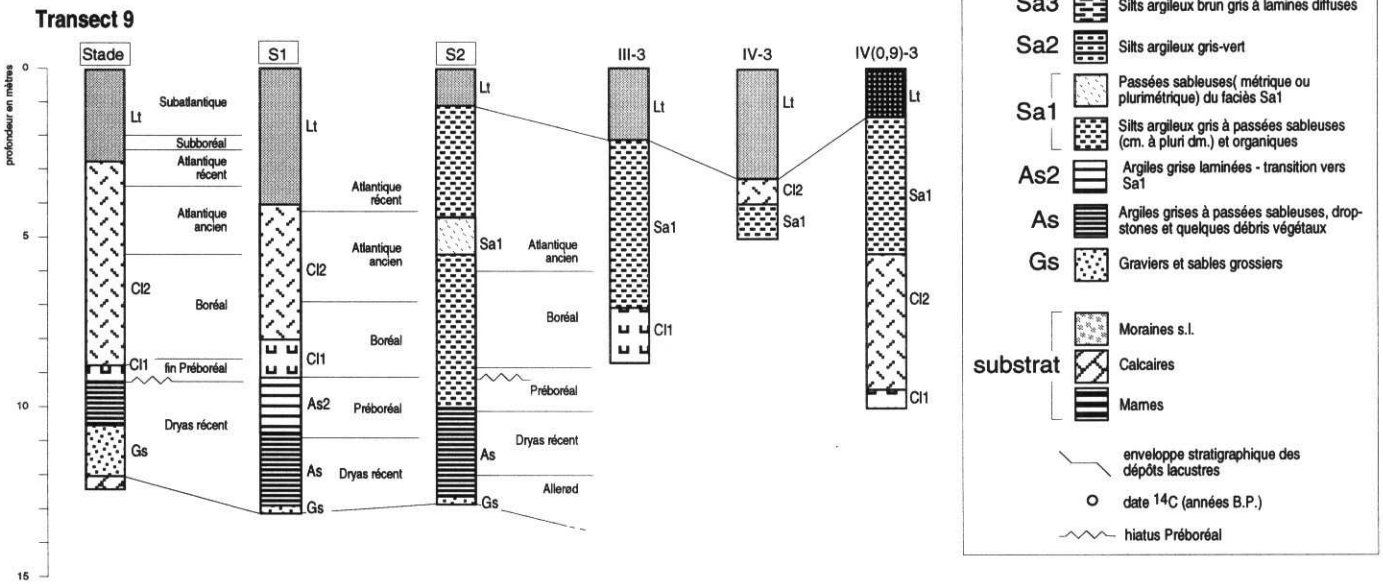
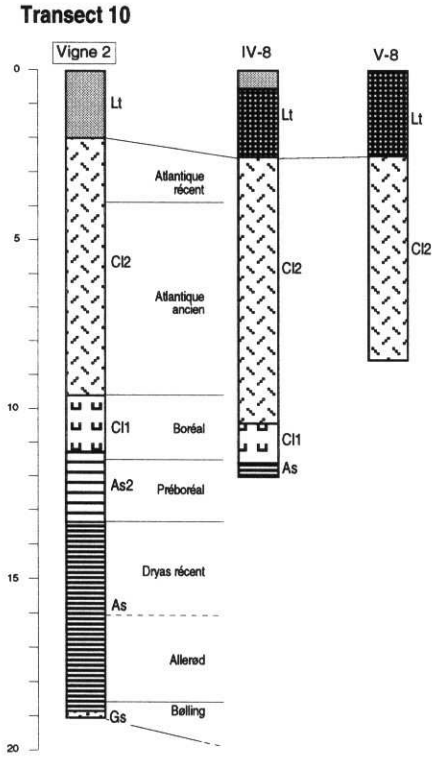


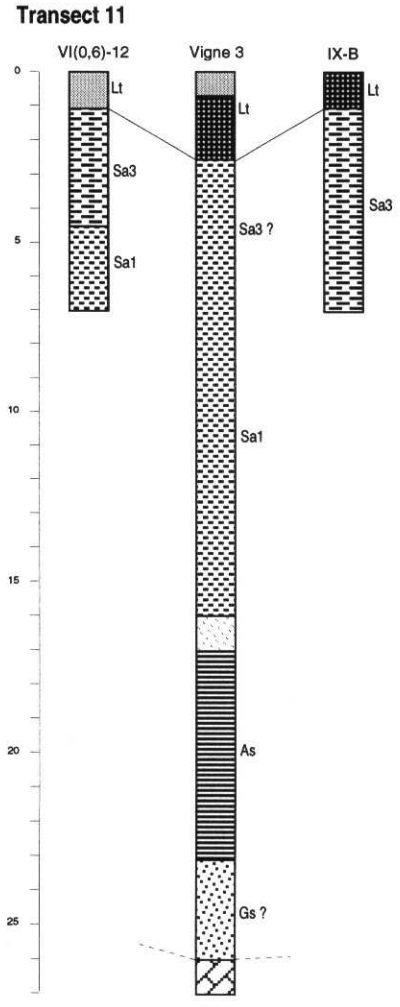
Fig. 77a (légende page suivante)

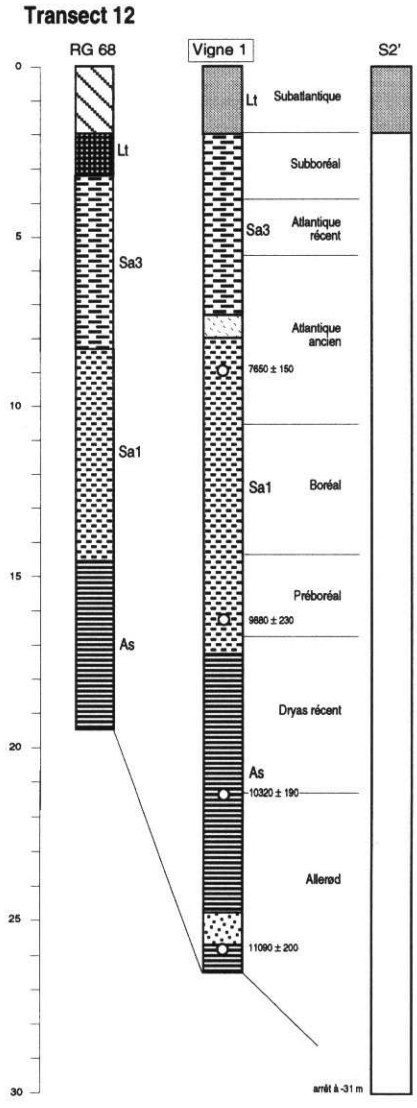
Fig. 77b

Logs de forages regroupés par transects (zone amont - aval de la route Morteau/Montlebon) - faciès lithologiques et éléments de datation disponibles
(chronozones palynologiques et dates ^{14}C - datations palynologiques : Hervé RICHARD)









La puissance et la fréquence des intercalations sableuses sont irrégulières, généralement d'une épaisseur centimétrique ou pluricentimétrique dans la zone amont, elles atteignent 2 à 3 mètres à Moulin Bournez où elles sont le mieux exprimées.

La présence de drop-stones semble une constante de ce faciès dans la zone amont.

Unité 3 : Complexe silto-argileux (Sa)

Déjà repérée au niveau du transect de forages le plus amont (transect 3), sur une puissance de près de 9 m, cette unité s'épaissit de l'amont vers aval pour dépasser 30 m au niveau du sondage de Villers. A l'amont, ce complexe silto-argileux occupe un chenal médian (transects 7 à 12), tandis qu'il occupe la totalité du recouvrement des **As** dans le domaine aval (à l'exception de la "terrasse" des Pargots).

Trois types de sous-faciès ont été identifiés :

- un ensemble silto-argileux gris (**Sa1**), entrecoupé de fréquentes intercalations sableuses (centimétriques à plurimétriques) et de niveaux organiques à débris végétaux, le plus souvent associés aux passées sableuses (ces passées organiques peuvent atteindre 10 à 15 centimètres d'épaisseur dans la zone aval - Prés Mourey 1). Ce faciès hétérogène correspond à l'essentiel du complexe **Sa** de la zone amont, tandis qu'il constitue la base des dépôts silto-argileux dans le domaine aval ;
- un faciès franchement argileux, gris-vert, homogène (**Sa2**), reconnu uniquement sur 1 mètre dans le sondage de Moulin Bournez et sur 2,5 m dans celui des Prés Mourey 1 ;
- un faciès argilo-silteux, brun-gris (**Sa3**), comportant, plutôt à la base, des intercalations organiques pluricentimètriques, et quelques passées parfois franchement argileuses. Ce faciès est présent à l'extrémité aval du domaine amont (transect 11 (?) et 12) et dans la partie supérieure du remplissage dans le domaine aval.

Unité 4 : Craie lacustres (Cl)

Le secteur amont, à son maximum de largeur, est caractérisé par l'existence de deux banquettes littorales de craie lacustre, de part et d'autre d'un chenal central occupé par les **Sa1**. Ces "beines" de craie, constituées de carbonates authigènes (chapitre 4.5), se développent par aggradation et progradation centripète de la berge vers le centre du lac (CAMPY & RICHARD, 1987 ; MAGNY, 1991).

A l'exception de la "terrasse" calcaire des Pargots, le domaine aval ne présente aucun dépôt de craie.

Ces "beines" sont de type séquentiel, débutant à la base par une micrite calcaréo-argileuse et se terminant par des faciès pisolithiques alguaires (PLATT et WRIGHT, 1987). Ainsi, deux sous-faciès ont été distingués dans cette unité :

- un faciès calcaréo-argileux (**Cl1**), qui correspond à la transition avec les **As** sous-jacents. C'est un dépôt laminé, montrant une alternance de niveaux argileux gris et de passées plus claires de type craie lacustre. Les niveaux crayeux sont plus abondants au sommet de cette formation, à l'inverse des lits argileux plus épais à la base. Cette transition dépasse rarement deux à trois mètres de puissance ;
- un faciès franchement crayeux (**Cl2**), constitué d'une micrite carbonatée associant débris d'organismes, encroûtements calcaires biogéniques et particules de carbonates authigènes (RICHARD, 1992).

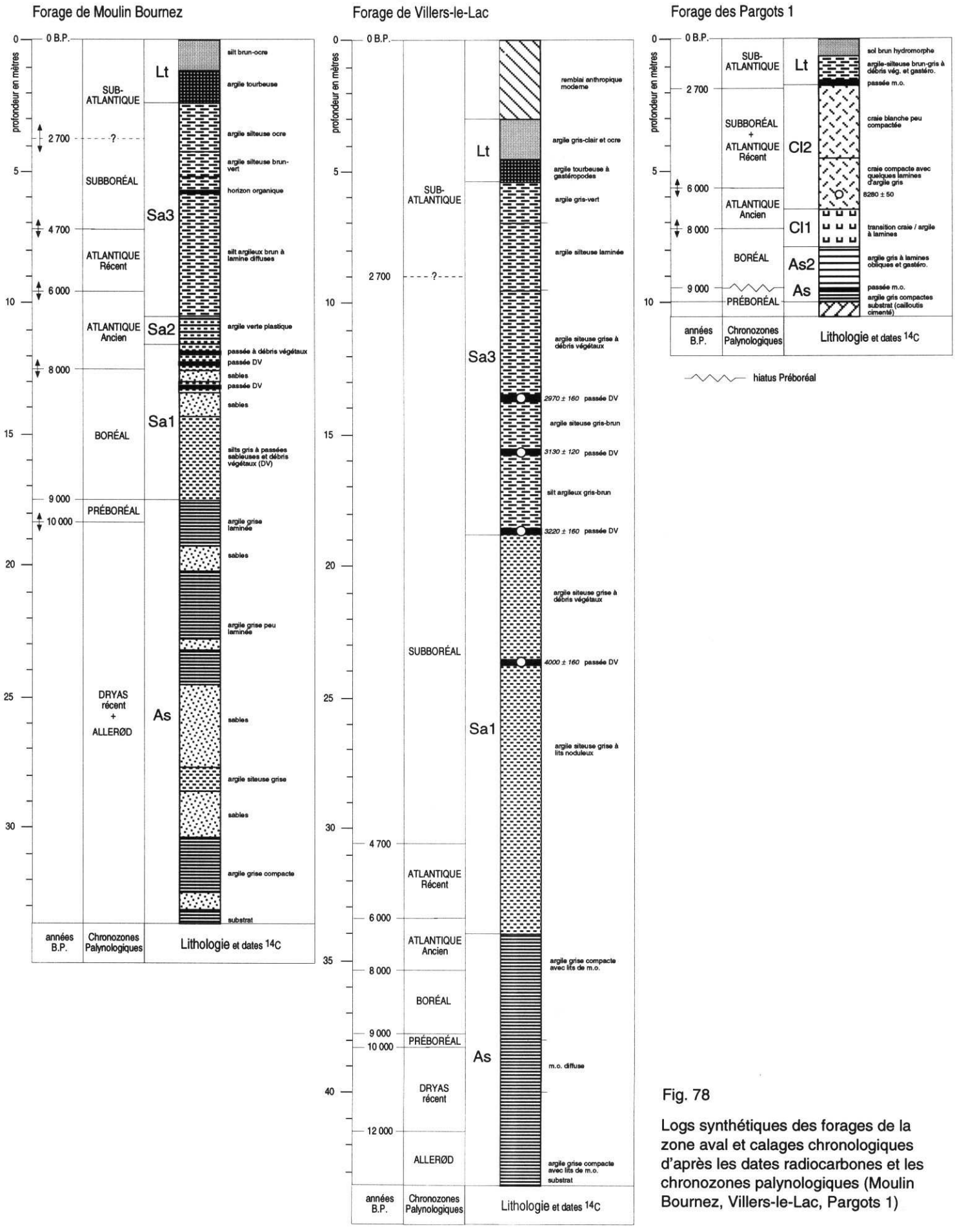


Fig. 78

Logs synthétiques des forages de la zone aval et calages chronologiques d'après les dates radiocarbones et les chronozones palynologiques (Moulin Bournez, Villers-le-Lac, Pargots 1)

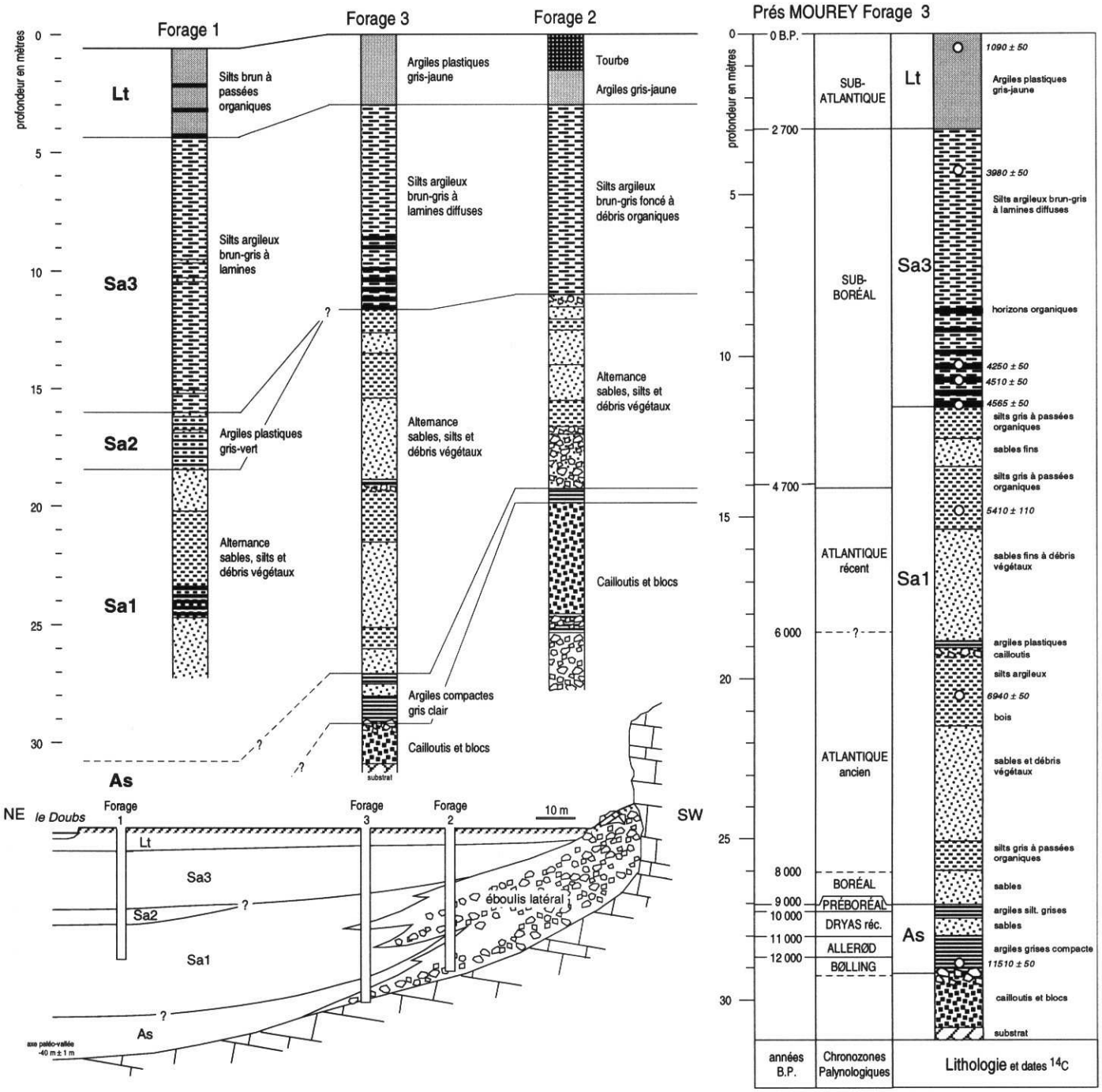


Fig. 79 Corrélations lithostratigraphiques du transect de forages des Prés Mourey (zone aval), et calage chronologique du forage 3

La puissance maximale des beines de craies est de 9 mètres dans la zone amont (forages Cul de la Lune et Vigne 2). Elle ne dépasse pas 5 mètres (**CI1+CI2**) aux Pargots.

Unité 5 : Faciès palustres et limons de débordement (Lt)

Les dépôts superficiels du comblement (2 à 4 mètres) correspondent pour partie aux faciès d'atterrissement palustre et, pour une autre partie, aux limons de débordement du Doubs. Les faciès sont variés : argiles ocres, silt-argileux brun, argiles vert-bleu, limon tourbeux et tourbes franches.

Certains secteurs latéraux de la zone amont révèlent une série sédimentaire d'atterrissement séquentielle normale qui se termine par 2 à 3 mètres de tourbe (secteur de la Seigne). Mais la plupart des sondages traduisent un remaniement fluviatile associé à la divagation des méandres du Doubs au toit du remplissage.

4.3.- Chronologie et cadre palynologique

Remarque : les dates utilisées dans ce chapitre sont des dates radiocarbones non calibrées, indiquées en années B.P. (référence à 1950). La datation des limites de chronozones palynologiques ainsi établies correspond aux dates conventionnellement admise (MAGNY, 1995). La correspondance entre dates radiocarbones et dates calibrées (calendrier solaire) est présentée à la figure 80. Les calculs de quantification (c.f. chapitre 5), en revanche, font intervenir la chronologie calibrée.

dates calibrées années solaires avant J.C.	dates ^{14}C âge B.P.	chronozone palynologique	
		SUBATLANTIQUE	HOLOCÈNE
820	2700		
		SUBBORÉAL	
3450	4700		
		ATLANTIQUE RÉCENT	
4880	6000		
		ATLANTIQUE ANCIEN	
6900	8000		
8030	9000	BORÉAL	
9200	10000	PRÉBORÉAL	
		DRYAS RÉCENT	TARDIGLACIAIRE
10970	11000		
	12000	ALLERØD	
13000	12700	BØLLING	
		DRYAS ANCIEN	
16000	15000		
	16000	PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR	
	17000		
19500	18000		

Fig. 80 Chronozones palynologiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Comparaison des chronologies radiocarbones et calibrées (M. Magny, 1995)

4.3.1. Chronologie palynologique

L'évolution régionale (domaine jurassien) des environnements polliniques au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène est aujourd'hui parfaitement définie par l'analyse de nombreux sites, lacs ou tourbières, du Jura (WEGMÜLLER, 1966, 1977 ; MATTHEY, 1971 ; RICHARD, 1983 ; GAILLARD, 1984 ; RUFFALDI, 1993 ; De BEAULIEU et al., 1994).

La définition des chronozones palynologiques permet d'établir avec précision la chronologie du remplissage de Chaillexon. La connaissance précise du cadre palynologique permet d'attribuer le spectre pollinique d'un échantillon à tel ou tel tiers d'une chronozone donnée.

Quinze forages ont fait l'objet d'une analyse palynologique plus ou moins complète (tab. 13). L'analyse du forage de Villers-le-Lac a été réalisée par J. Heim et D. Lazzara (CAMPY et al., 1985) puis réinterprétée par H. Richard (DI GIOVANNI, 1994).

Le forage 3 des Prés Mourey a été étudié par P. Ruffaldi (RUFFALDI, 1993 ; CUPILLARD et al., 1994).

Toutes les autres analyses sont de H. Richard (CAMPY et al., 1985 pour les forages de la Seigne, le Stade et Vigne 1 ; CUPILLARD et al., 1995 pour les Pargots 1 ; inédit pour les autres).

Zone	Forage	analyse	date
Amont	* S4	partielle	1995
	* Seigne	complète	1982
	* S1	partielle	1995
	* S2	partielle	1995
	* S3	partielle	1995
	* Stade	complète	1982
	* Vigne 2	partielle	1995
	* II-6	partielle	1995
	* II-7	partielle	1995
	* III-7	partielle	1995
	* Vigne 1	complète	1982
Aval	* Moulin Bournez	complète	1991
	** Pré Mourey 3	complète	1992
	*** Villers-le-Lac	complète	1980
	* Pargots 1	complète	1995

(*) H. RICHARD, (**) P. RUFFALDI, Lab. Chrono-Ecologie UPR 7557 CNR - Besançon
(***) J. HEIM & D. LAZZARA, Lab. Palynologie - Univ. Cath. de LOUVAIN - Belgique

tab. 13 Diagrammes palynologiques disponibles

Les diagrammes des forages de la Vigne 1 (fig. 81) et Prés Mourey 3 (fig. 82) offrent une bonne illustration de l'évolution du contenu palynologique des sédiments du lac :

Bølling et Allerød (12 700 à 11 000 B.P.)

La base du diagramme de Vigne 1 est marquée par une phase dominée par *Pinus* et *Betula*, les A.P. (Arborean Pollen) représentant environ 50% des pollens totaux. Les herbacées, largement héliophiles, sont caractérisées par l'abondance des Poacées et d'*Artemisia*. Cette association végétale, est caractéristique de l'Allerød (12 000 à 11 000 B.P.). L'échantillon le plus profond présente des pollens de *Juniperus*, probablement assimilables à la chronozone du Bølling (12 700 à 12 000 B.P.) qui serait ici représentée dans sa phase terminale. Le Bølling est plus développé à la base du forage des Prés Mourey : *Juniperus* et *Betula* dominent *Pinus* encore peu présent et les héliophiles couvrent très largement les espaces du bassin versant.

Dryas récent (11 000 à 10 000 B.P.)

Le Dryas récent apparaît comme une récurrence plus froide qui provoque le recul et l'instabilité des arbres et arbustes, en particulier de *Pinus* (A.P. variant entre 30 et 50%). Cette réduction du couvert forestier se fait au profit des herbacées héliophiles et en particulier d'*Artemisia*. Elle atteint son paroxysme à la fin du Dryas (dans le diagramme de la Vigne 1, la présence de pollens d'essences méso-thermophiles comme *Corylus* et *Quercus*, qui ne se retrouvent pas à cette même période dans les autres sondages analysés, semble dûe à des pollutions accidentelles lors du forage).

Préboréal (10 000 à 9 000 B.P.)

Le Préboréal, première chronozone de l'Holocène, apparaît comme une transition vers une amélioration des conditions climatiques. *Pinus* et *Betula* dominent le couvert forestier tandis que *Corylus*, *Ulmus* et *Quercus*, essences méso-thermophiles, se développent progressivement. Corrélativement, *Artemisia* traduit une très nette régression.

La Vigne 1 (Morteau / Montlebon)

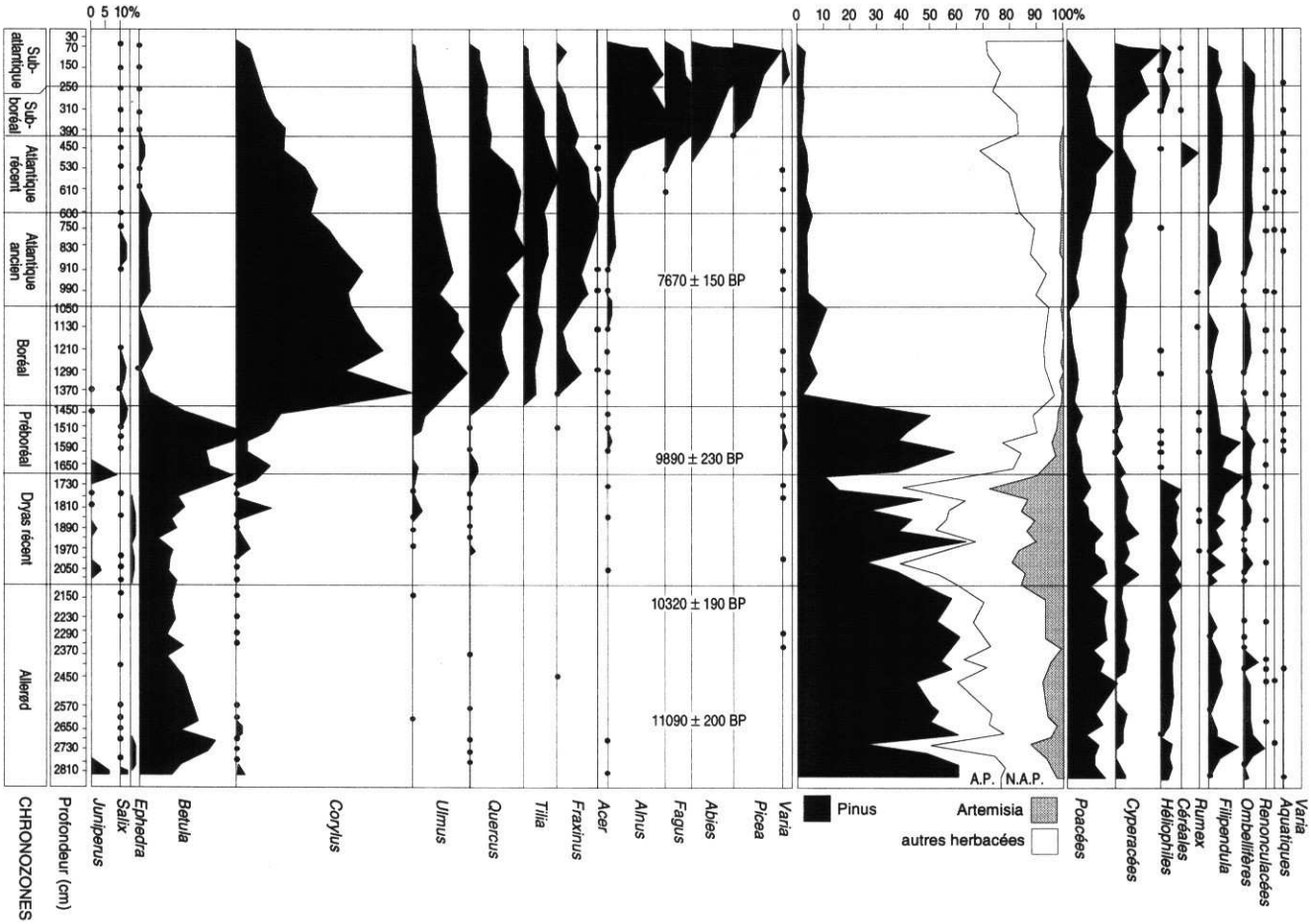


Fig. 81 Diagramme palynologique synthétique du forage de la Vigne 1 (analyse Hervé RICHARD)

Le paysage végétal va considérablement évoluer dès le début du Boréal (9 000 à 8 000 B.P.). *Corylus* va prendre le pas sur *Betula* et *Pinus* qui ne jouent désormais plus qu'un rôle mineur. L'avènement des méso-thermophiles se concretise : *Tilia* et *Fraxinus* apparaissent et accompagnent le développement de *Quercus* et *Ulmus*.

Atlantique (8 000 à 4 700 B.P.)

La tendance perdure et s'amplifie à l'Atlantique ancien (8 000 à 6 000 B.P.), période durant laquelle la Chênaie-mixte est bien developpée dans le bassin (A.P. 80%).

Cette extension de la chênaie-mixte s'estompe au cours de l'Atlantique récent (6 000 à 4 700 B.P.). La fôret régresse et la fin de l'Atlantique récent est marquée par l'apparition de *Fagus* et *Abies* qui se substituent progressivement aux essences de la chênaie-mixte. C'est également à la fin de cette période, profitant de l'atterissement amont du lac (c.f. chapitre 4.4.1), qu'une aulnaie s'installe durablement.

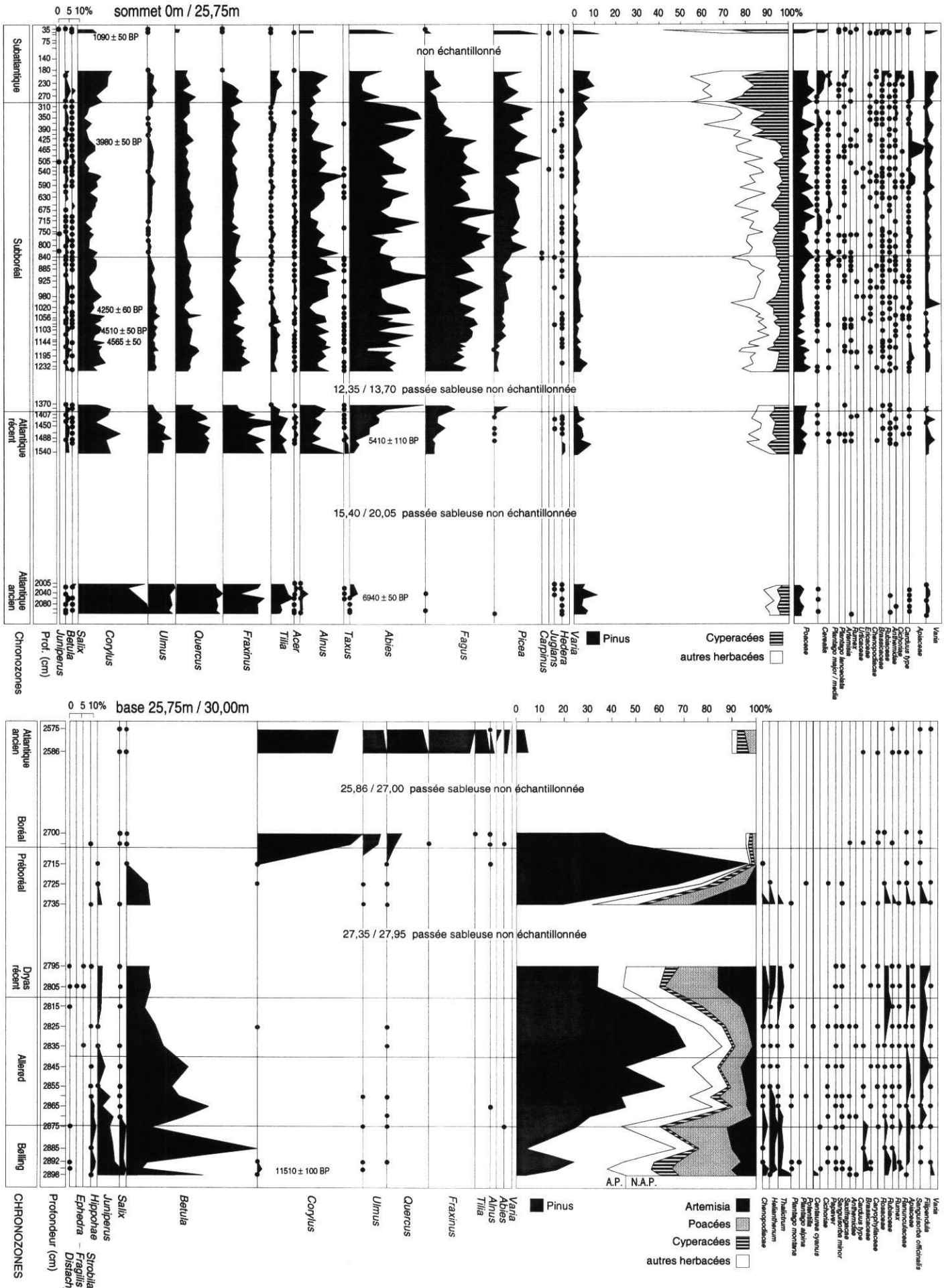


Fig. 82 Diagramme palynologique du forage Pré Mourey 3 (analyse Pascale RUFFALDI)

Subboréal (4 700 à 2 700 B.P.)

Au Subboréal, la chênaie-mixte est désormais presque totalement remplacée par la hêtraie-sapinière et les pessières. L'évolution palustre de certains secteurs du lac induit l'importance quantitative des pollens d'espèces hydrophiles (*Alnus*, Cypéracées, *Filipendula*, Ombellifères).

Subatlantique (2 700 à 0 B.P.)

Au Subatlantique, la pression humaine (c.f. chapitre 5.3.2.) modèle le paysage : hêtraie-sapinières et pessières occupent les pentes et les hauteurs, tandis que les vallées sont occupées par les prairies et les cultures.

4.3.2. Les dates ^{14}C

Des prélèvements de débris végétaux ont été réalisés sur 5 forages à des fins de datation par dosage du ^{14}C. Les résultats (tab. 14) sont concordants avec la détermination des chronozones palynologiques (la position et les dates ^{14}C sont représentées sur les logs de forages).

Une autre date, obtenue sur les craies lacustres d'un sixième forage , le sondage des Pargots (8 280 ± 50 B.P.) est incompatible avec l'analyse palynologique qui attribue le niveau échantillonné à la chênaie-mixte, aux alentours de 7 000 - 6 000 B.P. Ce vieillissement de la date ^{14}C peut être probablement attribué au "hard-water effect" fréquemment observé lors de datation sur de la craie lacustre (OLSSON, 1979).

forage	prof. (m)	réf.	date B.P.	chronozone palyno.
S4	13,50	Ly-5985	11 055 ± 55	Allerød
Vigne 1	9,10	Ly-3320	7 650 ± 150	Atlantique ancien
	16,20	Ly-3319	9880 ± 230	Préboréal
	21,30	CRG-346	10 320 ± 190	Dryas récent
	25,80	CRG-345	11 090 ± 200	Allerød
Moulin Bournez	30,65	Ly-3944	11 730 ± 100	Allerød
Prés Mourey 3	0,45	Gif-9228	1 090 ± 50	Subatlantique
	4,10	Gif-9229	3 980 ± 50	Subboréal
	10,40	Gif-9232	4 250 ± 60	Subboréal
	10,72	Gif-9233	4 510 ± 50	Subboréal
	11,45	Gif-9234	4 565 ± 50	Subboréal
	14,92	Gif-9235	5 410 ± 110	Subboréal
	20,70	Gif-9237	6 940 ± 50	Atlantique ancien
	29,00	Gif-9236	11 510 ± 100	Allerød
Villers	13,50	Ly-2025	2 970 ± 160	Subboréal
	15,50	Ly-2026	3 130 ± 120	Subboréal
	18,50	Ly-2027	3 220 ± 160	Subboréal
	23,50	Ly-2028	4 000 ± 160	Subboréal
Pargots	5,90	Ly-7267	8 280 ± 50	Boréal

tableau 14 Dates radiocarbones disponibles

4.3.3. Datation de la mise en place du barrage lacustre

Tant à l'amont (forages S4, S3, Vigne 1, Vigne 2) qu'à l'aval (Prés Mourey 3), la base des forages révèle des dépôts détritiques fins (**As**), datés par la palynologie du Bølling et même probablement de la seconde moitié de cette chronozone.

Les forages de Vigne 1, Moulin Bournez et Prés Mourey 3 ont fait l'objet de datations ^{14}C à proximité du contact des **As** avec le substrat (sur des débris organiques). Les âges obtenus sont respectivement 11090 ± 200 B.P., 11730 ± 100 B.P. et 11510 ± 50 B.P.

Le forage de Moulin Bournez offre une bonne dilatation des dépôts tardiglaciaires, en position centrale du chenal lacustre. Il présente en outre la date la plus ancienne 11730 ± 100 B.P. à 30,65 m de profondeur soit 3 m au-dessus du substrat. En estimant le dépôt total des **As**, soit 16 m, en 3000 ans, à cet endroit (soit 5,30 m/1000 ans), sans tenir compte de l'approximation de la date radiocarbone, on peut penser qu'un peu plus de 500 ans ont été nécessaires au dépôt des 3 m d'As qui séparent l'élément daté de la base du remplissage lacustre (CAMPY et al., 1994).

Il en résulte que l'éboulement rocheux qui a obturé la vallée du Doubs, à l'origine du lac de Chaillexon, est voisin de 12 200 ou 12 300 ans B.P. Cette estimation corrobore la chronologie palynologique, plaçant l'événement dans la seconde moitié du Bølling.

4.4.- Corrélations lithologiques et chronostratigraphiques

L'identification des faciès (c.f. chapitre 4.2), complétée par la définition des chronozones palynologiques (c.f. chapitre 4.3) permet d'établir les limites chronostratigraphiques du remplissage lacustre.

4.4.1. Corrélations dans le domaine amont

Le domaine amont est marqué par une variabilité topographique anté-lacustre qui contraint à la fois la géométrie des corps sédimentaires lacustres et leur nature lithologique.

Les dépôts **Gs** et **As**, détritiques grossiers ou fins, se répartissent sur toute la surface du fond du lac, l'accumulation étant toutefois préférentielle au niveau du chenal méandriforme. Ces dépôts correspondent aux chronozones tardiglaciaires, de la fin du Bølling au Dryas récent. Les **Gs** occupent le fond du chenal, essentiellement à l'amont du transect 8 (fig. 76a). Ils correspondent à la charge de fond véhiculée par le Doubs jusqu'au lac et piégée sous forme d'un petit delta, dans la zone la plus proximale du lac. **Gs** et **As** sont des dépôts synchrones, la variation latérale de faciès étant d'origine hydrodynamique. Les passées sableuses repérées dans le faciès **As** ne sont pas corrélables d'un forage à l'autre. Elles sont généralement peu fréquentes et peu épaisses, à l'exception du forage le plus aval de la zone amont (Vigne 1) où la puissance du niveau sableux le plus épais est de l'ordre du mètre.

La puissance maximale des **As** est de 16 m au niveau du transect 8 (fig. 77a). Leur toit traduit un amortissement notoire de la topographie du chenal, en tous cas dans les 2/3 de la zone amont. La différence altitudinale entre la "terrasse" calcaire du stade (rive gauche) et le fond du chenal, est de 17 m à la base des **As**, contre 5 à 6 m seulement à leur toit (fig. 83).

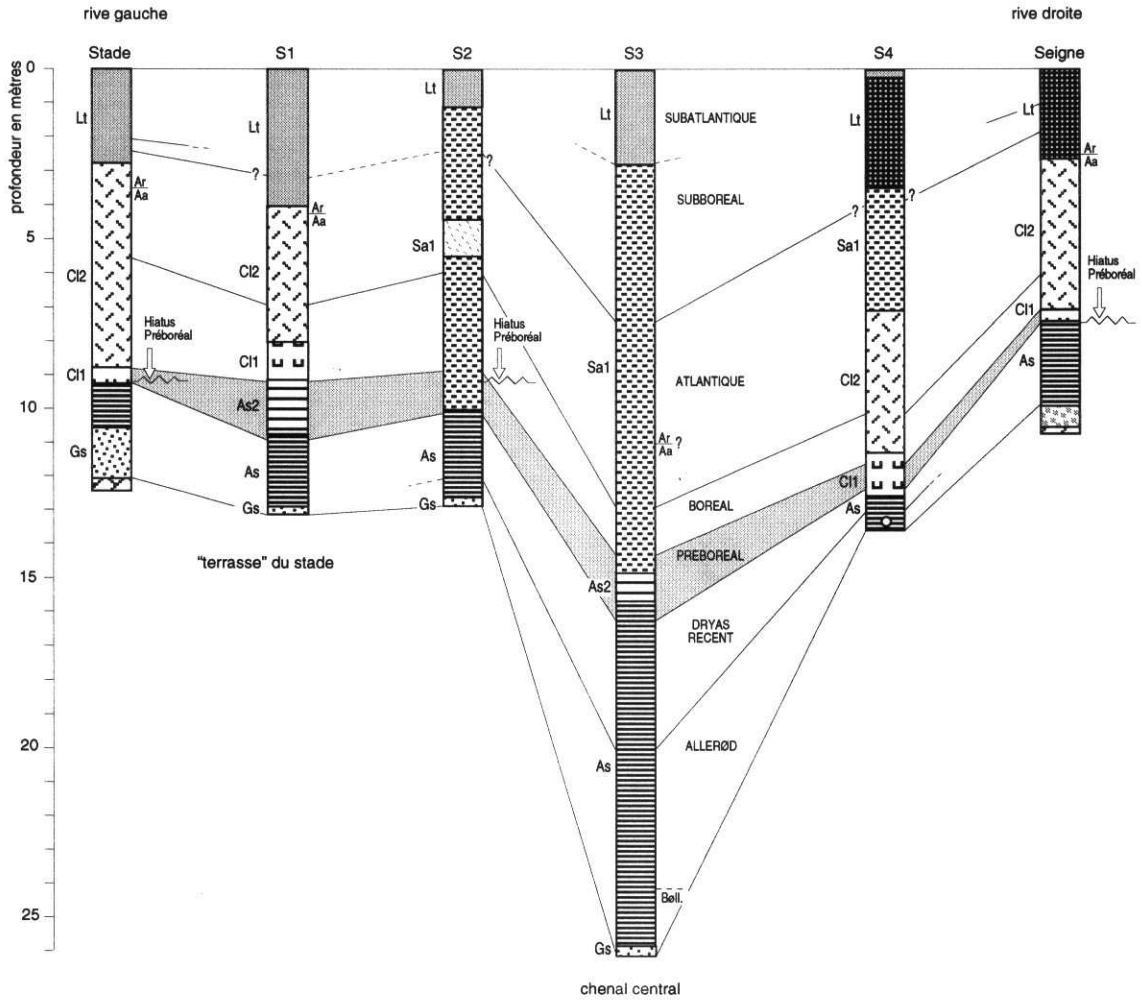


Fig. 83 Corrélations chronostratigraphiques des unités sédimentaires de la zone amont à partir des données de la palynologie et d'un transect de forages de la rive gauche à la rive droite (les échelles horizontales ne sont pas respectées - légende des figurés voir fig. 77).

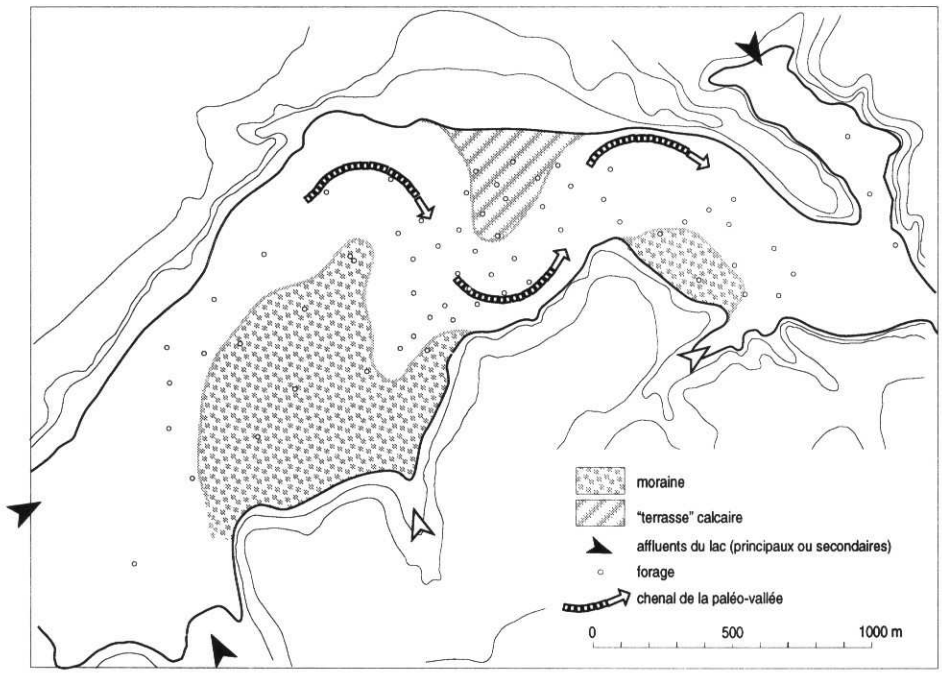
Les dépôts du Préboréal sont de faible puissance, moins de trois mètres dans le forage de la Vigne 1 où ils apparaîssent pourtant au maximum de leur dilatation. Présents dans le chenal sous le faciès d'argiles grises laminées de passées centimètriques silteuses (**As2**), ils traduisent une transition sédimentaire entre les faciès **As** sous-jacents et **Sa1** sus-jacents (la transition **As2** n'existe pas au niveau du forage S2). Cette disposition est identique en zone littorale où le Préboréal est un faciès de transition entre **As** et les craies lacustres (**Cl1** - argiles silteuses grises laminées de passées crayeuses). La distinction entre **As2** et **Cl1** n'est due qu'à la charge en carbonates de type craie, plus marquée dans les lamines du faciès **Cl1**.

Les analyses palynologiques ont révélé un hiatus sédimentaire équivalent à la base du Préboréal (DI GIOVANNI, 1994 ; CAMPY et al., 1994) dans les sondages Stade, S2 et la Seigne. Le hiatus apparaît à une côte constante, entre 9,10 m et 9,50 m de profondeur et représente probablement les deux premiers tiers du Préboréal.

En revanche, les sondages qui recoupent le Préboréal à une côte plus profonde (S1, S4, S3, Vigne 2, Vigne 1) ne présentent pas cette lacune.

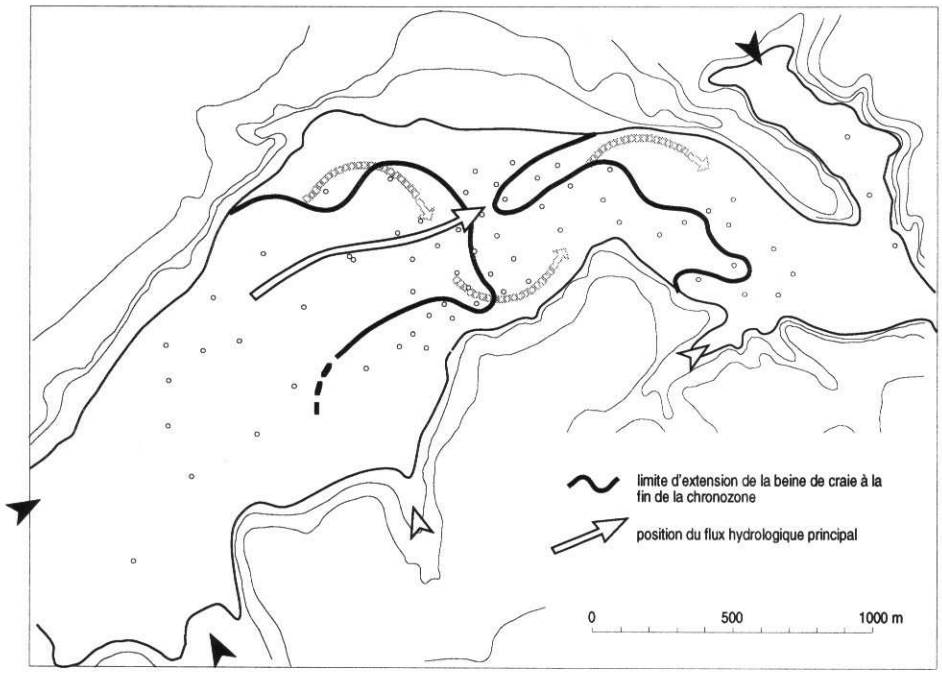
Fig. 84

Évolution spatiale du comblement sédimentaire de la zone amont. Développement des beines de craie littorales et axes des circulations hydrologiques



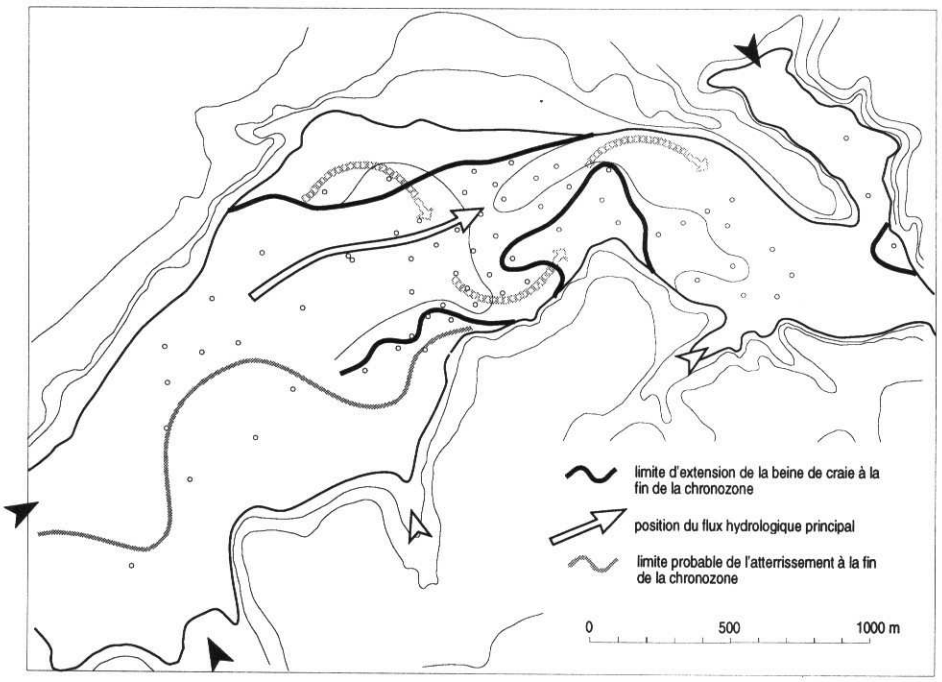
Bølling -----> Préboréal

La vacuité disponible est déterminée par la présence de dépôts morainiques ou fluviatiles anté-lacustres et par une "terrasse" calcaire qui limitent un chenal central méandriforme.
Les faciès lacustres, détritiques, occupent toute la surface et colmatent le chenal central.



Boréal ----> Atlantique ancien

Deux beines de craie littorales se développent de part et d'autre du lac dans les secteurs de moindre profondeur. A la fin de la chronozone, le comblement du chenal central et suffisant pour que les beines deviennent ponctuellement coalescentes.



Atlantique récent

La vacuité disponible diminue. L'atterrissement marque la partie amont du secteur, principalement en rive droite. Le développement des beines de craie est plus limité qu'à l'Atlantique ancien.

Cette disposition traduit une lacune de sédimentation et un abaissement prolongé du niveau moyen du lac jusqu'à la cote 743 m au début et durant une bonne partie du Préboréal.

La tendance à la mise en place de faciès de craie lacustre en zone littorale, amorcée à la fin du Préboréal (faciès **Cl1**), se concrétise au Boréal. Deux banquettes ("beines") de carbonates authigènes (**Cl2**) se développent de part et d'autre d'un chenal médian où prédomine la sédimentation détritique (**Sa1**).

Ce schéma sédimentaire semble perdurer à l'Atlantique ancien. Les beines de craies sont au maximum de leur extension vers la fin de cette chronozone. La cote du toit des craies présente un approfondissement selon l'implantation des forages qui recoupent les craies, soit au niveau de la beine (2 à 4 m), soit au niveau du tombant (III-4 = 5,90 m ; V-3 = 5,50 m ; S4 = 6,00 m). Les forages II-4 et III-4 révèlent en outre la coalescence ponctuelle des beines des rives droite et gauche du lac, sous forme d'un "isthme" étroit, établi à la faveur du comblement progressif du chenal médian (fig. 84). Le forage Vigne 1, le plus aval de la zone amont, montre une évolution des faciès détritiques **Sa1** vers les faciès **Sa3**.

Les forages du Stade, S1 et surtout Vigne 2 présentent encore des faciès de craie (**Cl2**) au cours de l'Atlantique récent. Le toit de la craie est alors à -2 m à sa cote maximale. D'autres forages, n'ayant pas fait l'objet de datation palynologique, présentent les mêmes caractéristiques. Le développement des faciès de craie à l'Atlantique récent semble néanmoins d'une extension plus réduite qu'à l'Atlantique ancien, la sédimentation amont étant caractérisée par un large chenal médian, comblé de dépôts détritiques (**Sa1** et **Sa3** à la Vigne 1).

Enfin, les dépôts d'âge Atlantique récent s'accompagnent d'une sédimentation palustre de tourbes qui traduisent l'atterrissement du lac, en particulier dans la partie proximale de la zone amont, en rive droite.

Les stigmates de l'atterrissement sont plus nets au Subboréal. Des faciès de tourbes, de silts organiques et de silts argileux (**Lt**) traduisent la fin de l'évolution lacustre de la zone amont (formation de tourbes, reprises fluviatiles du toit du remplissage lacustre à la faveur du déplacement des méandres de la rivière, apports de limons de débordements, etc...).

Seul le domaine le plus distal de la zone amont comporte encore à cette époque une sédimentation lacustre (**Sa3** - forage de la Vigne 1).

L'atterrissement est complet dès le début du Subatlantique, sur l'ensemble de la zone amont.

4.4.2. Les faciès du domaine aval et les corrélations amont-aval

La sédimentation lacustre du domaine aval est caractérisée par une forte dilatation des faciès détritiques en particulier **Sa1** et **Sa3** (fig. 85).

A l'instar du domaine amont, le Tardiglaciaire (fin du Bølling, Allerød et Dryas récent) se traduit exclusivement par le faciès type **As**. De près de 16 m de puissance au droit du forage de Moulin Bournez, son épaisseur diminue vers l'aval pour n'atteindre plus que 4,50 m au forage de Villers. A Moulin Bournez, les **As** comportent de très nombreuses passées sableuses, la puissance du niveau le plus épais dépassant trois mètres.

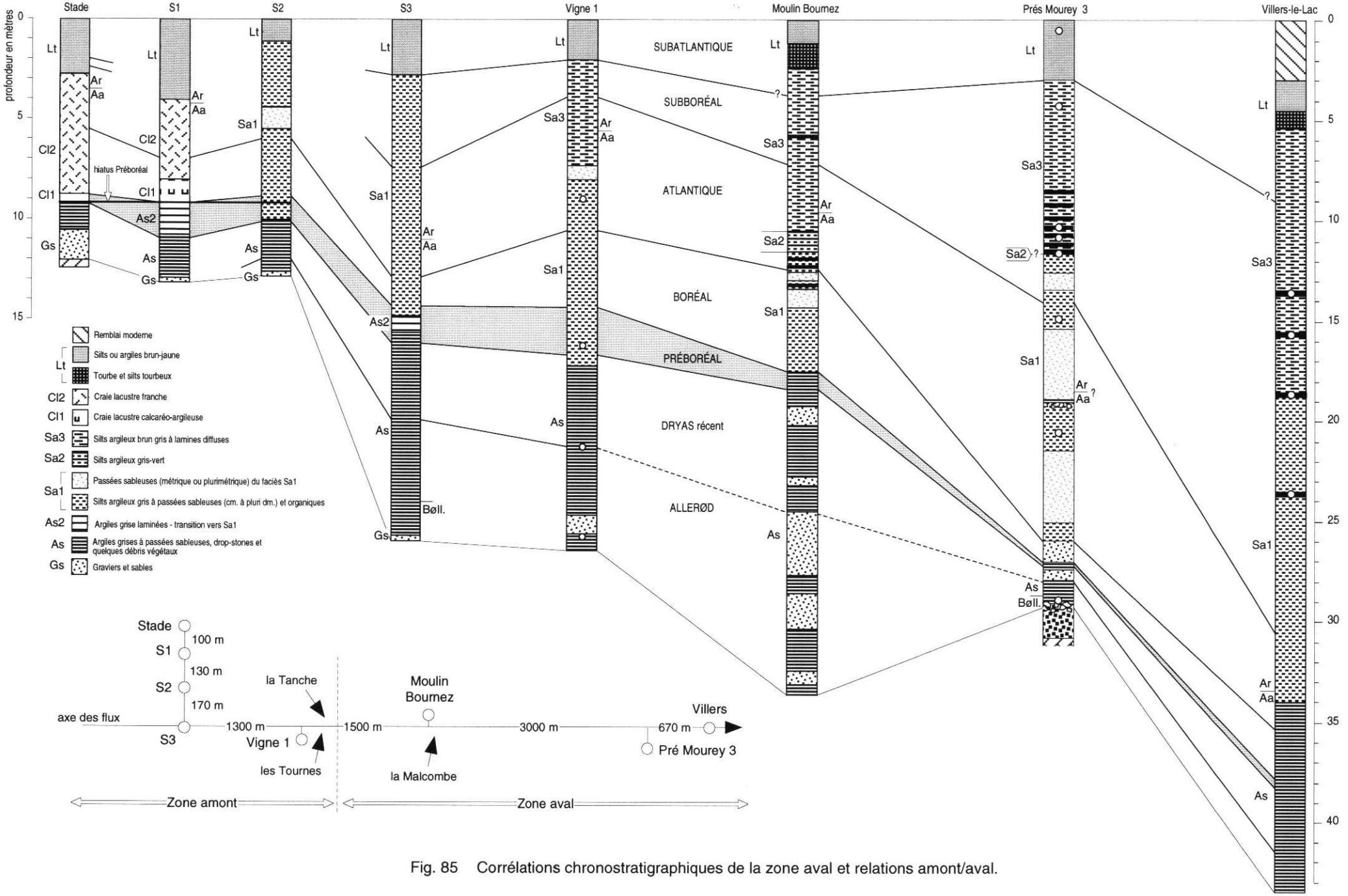


Fig. 85 Corrélations chronostratigraphiques de la zone aval et relations amont/aval.

Le faciès **As** correspond également au Préboréal dans tout le domaine aval. Sa puissance est faible et diminue de l'amont vers l'aval, passant de 1,30 m à Moulin Bournez, à 0,40 m à Villers-le-Lac.

Au Boréal, les dépôts sont plus grossiers, caractérisés par le faciès **Sa1**, silts argileux gris à alternances de niveaux de sables et débris végétaux. Le forage le plus aval dans l'axe de la vallée (Villers-le-Lac) est encore consitué d'un faciès fin, semblable aux **As** tardiglaciaires, considéré ici comme un équivalent distal des **Sa1**.

L'Atlantique du domaine aval présente trois types de faciès selon l'implantation du forage. Le plus amont, Moulin Bournez, révèle encore des dépôts de type **Sa1** à la base de l'Atlantique. Ils sont surmontés d'une intercalation métrique d'argiles plastiques vertes (**Sa2**), qui s'individualise à l'Atlantique ancien. La fin de l'Atlantique ancien et l'Atlantique récent correspondent au faciès **Sa3**, argiles silteuses brun-gris comportant de nombreuses passées organiques à la base.

Plus à l'aval, aux Prés Mourey, l'Atlantique garde les caractéristiques sédimentaires des **Sa1** du Boréal, agrémenté de puissantes passées sableuses plurimétriques.

Enfin, à Villers-le-Lac, l'Atlantique, encore de type **As** à la base, passe à des facies **Sa1**.

Présent de -7,30 m à probablement -3,80 m à Moulin Bournez, le Subboréal atteint plus de 20 mètres d'épaisseur à Villers-le-Lac. Caractérisé par le faciès **Sa3** à l'amont, le faciès **Sa1** perdure encore à la base dans les forages des Prés Mourey 3 et de Villers. Le forage 1 des Prés Mourey révèle une passée **Sa2** de 2,20 m de puissance, intercalée entre **Sa1** et **Sa3** (fig. 79). La corrélation stratigraphique de cette intercalation avec l'interface **Sa1/Sa3** dans le forage 3 conduit à dater les **Sa2** des Prés Mourey du Subboréal et d'en faire un dépôt diachrone des **Sa2** de Moulin Bournez (datés Atlantique ancien).

A l'exception des Prés Mourey 3 où l'atterrissement est déjà marqué dès le début du Subatlantique (sondage en position littorale), la sédimentation garde des caractéristiques lacustres durant le premier tiers de la chronozone Subatlantique, sur l'ensemble de la zone aval (**Sa3**). Les profondeurs d'eau sont néanmoins faibles puisque la limite Subboréal/Subatlantique se situe à -3,80 m au Moulin Bournez et à -9,50 m à Villers le Lac. Une sédimentation organique (argiles et limons tourbeux - **Lt**) atteste ensuite de l'atterrissement progressif du lac au cours du Subatlantique, du Moulin Bournez à Villers-le-lac, jusqu'à la configuration actuelle du lac résiduel.

A l'aval de Villers-le-Lac la sédimentation détritique (**As** + **Sa**) comble le canyon étroit incisé dans les calcaires mésozoïques (fig. 76b, transect 17).

En rive droite, au niveau de l'entablement littoral qui domine le canyon, les forages ont recoupé des faciès de craie lacustre déposés sur ce haut fond depuis la fin du Boréal (**Cl1**) jusqu'au Subboréal (Pargots 1 - fig. 78). La base du sondage Pargots 1, est consituée d'As du Préboréal entre -10,00 m et -9,40 m, cote à laquelle la palynologie détecte à nouveau le hiatus sédimentaire enregistré dans le secteur amont (CUPILLARD et al., 1995).

La synthèse des relations chrono-lithostratigraphiques est présentée au tableau 15.

On retiendra des corrélations chronostratigraphiques :

- les unités sédimentaires (unités 1 à 5) ne sont pas directement corrélables d'un point de vue lithologique, les unes étant fréquemment les équivalents distaux des autres (**Gs/As ; Sa1/Sa2-3**) ;

- au sein d'une même unité et dans deux sondages proches, les épisodes "événementiels", tels que les passées sableuses, ou les accumulations organiques, ne sont pas corrélables niveau par niveau ;
- la logique sédimentaire amont-aval qui devrait induire un granoclassement longitudinal est ponctuellement perturbée (**As** de Moulin Bournez riches en passées sableuses inexistantes plus à l'amont ; Atlantique du type **Sa2-3** à Moulin Bournez et **Sa1** riche en passées sableuses aux Prés Mourey...) ;
- à l'exception des dépôts de type **As** qui peuvent globalement être assimilés au Tardiglaciaire (on a vu cependant que le Préboréal pouvait également correspondre à ce faciès, et que les **As** perduraient jusqu'à l'Atlantique ancien en zone distale - Villers), les limites lithologiques du remplissage ne correspondent pas aux isochrones définis par la palynologie et confirmés par les dates radiocarbones.

Chronozones	domaine amont			domaine aval	
	chenal central	zones littorales	remarques	faciès	remarques
Subatlantique	**Lt**	**Lt**	fonctionnement palustre et fluviatile de la zone amont (reprises sédimentaires par divagation des méandres)	**Sa3 + Lt**	atterrissement progressif sur l'ensemble de la zone
Subboréal	**Sa1**	**Lt**	atterissement rive droite et gauche	**Sa1-3** + (Sa2 ?)	
Atlantique récent	**Sa1** + (Sa3)	**Cl2** + (Sa1) + **Lt**	atterissement progressif en rive droite	**Sa1-3**	Développement de la beine de craie des Pargots
Atlantique ancien	**Sa1** + (Sa3)	**Cl2**	Développement des beines de craie	**Sa1-3** + (Sa2) + (As)	
Boréal	**Sa1**	(Cl1) **+ Cl2**		**Sa1** + (As)	
Préboréal	**As2** + (As) (Sa1)	**Cl1** + (As2)	Hiatus des 2 premiers tiers du Préboréal en zone littorale amont (-9,10 m)	**As**	Hiatus Préboréal à -9,50 m enregistré dans le forage des Pargots
Dryas récent	**As** + (Gs)	**As** + (Gs)		**As**	
Allerød Bølling	**Gs + As**	**Gs + As**		**As**	

Tableau 15 Répartition par chronozone des faciès lithologiques du remplissage amont et aval

En outre, l'approche chronostratigraphique détermine une progradation des unités chronologiques de l'amont vers l'aval (fig. 86), à l'exception du Préboréal, caractérisé par une sédimentation faible, rétrogradante par rapport au Tardiglaciaire.

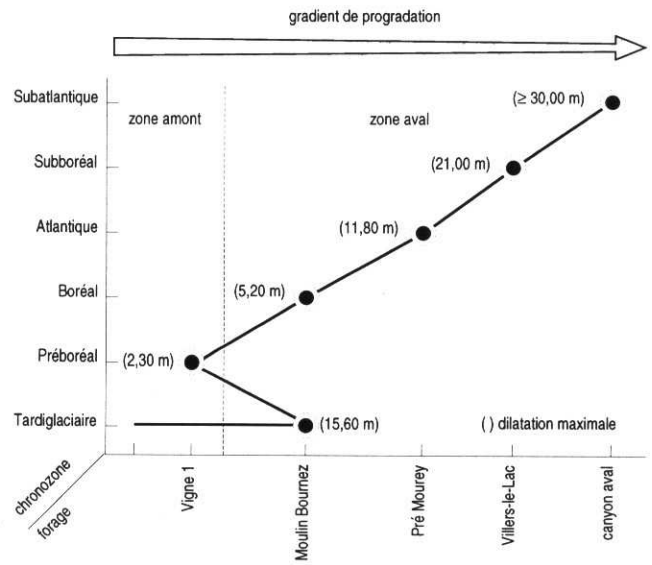


Fig. 86 Puissance maximale de chaque chronozone de l'amont vers l'aval

4.5.- Analyses sédimentologiques : nature et origine des sédiments lacustres

Les forages de Moulin Bournez, Prés Mourey 3, Prés Mourey 2, Villers-le-Lac, dans le domaine aval, et les forages I(0,3)-5, II-4, III-3, III-4 et IV(0,9)-3 dans le domaine amont, ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques destinées à caractériser la nature et l'origine des différentes unités sédimentaires du remplissage.

Le choix de ces forages répond au déroulement chronologique du programme d'étude, d'une part, et à un souci de représentativité d'autre part.

Ce chapitre se propose d'établir la synthèse critique des données issues des différentes études menées dans le cadre du programme DBT sur les trois fractions constituantes du remplissage :

- fraction carbonatée (analyses J.L. DEHERRIPON (1990), J. RICHARD (1992)) ;
- résidu insoluble inorganique (analyses J.L. DEHERRIPON (1990), C. Di GIOVANNI (1994)) ;
- matière organique (analyses C. Di GIOVANNI (1994)).

4.5.1. Composition globale et granulométrie

Unité 1 : Sables et Graviers grossiers (Gs)

L'interprétation nouvelle de ces dépôts grossiers (c.f. chapitre 4.1.2.2) réduit les faciès lacustres aux petits deltas de la partie proximale des chenaux de la zone amont. Ce sont des sables ou des graviers calibrés, hérités des faciès du substrat, calcaires jurassiques ou crétacés, ou bien encore des couvertures glaciaires ou fluvio-glaciaires du bassin versant.

Unité 2 : Argiles grises à passées sableuses (As)

Cette formation est caractérisée par une granulométrie de silts et d'argiles dans une proportion de 60/40 environ (fig. 87). La fraction > 50 µm est réduite à quelques pourcents, à l'exception des passées sableuses, où elle dépasse ponctuellement 60% (forage de Moulin Bournez).

La fraction carbonatée varie entre 50% et 80% sur l'ensemble des forages, les plus fortes teneurs correspondant aux niveaux les plus grossiers et les plus faibles aux faciès argileux. Dans le forage de Villers-le-Lac, la partie sommitale des **As** (Préboréal - Boréal - Atlantique ancien), présente un taux de carbonates constant, de l'ordre de 65%.

La matière organique est peu abondante, de l'ordre de 2% du poids total (forages de Villers-le-lac et Prés Mourey, 4% à Moulin Bournez). Les éléments figurés sont rares, limités à quelques débris ligneux.

Inversement corrélative à la teneur en carbonates, la teneur en résidu insoluble inorganique varie entre 20%, pour les passées les plus sableuses, et 50% dans les dépôts silteux ou argileux.

Unité 3 : Complexe silto-argileux (Sa)

• Sous-Unité **Sa1**

Le rapport silts/argiles est de 75/25 dans le forage de Moulin Bournez et de 70/30 à Villers-le-Lac, traduisant une granulométrie plus silteuse comparée aux faciès **As** et une augmentation de la fraction argileuse de l'amont vers l'aval.

La fraction > 50 µm est inférieure à 10% dans les dépôts fins mais, excède 40 à 50% dans les niveaux grossiers.

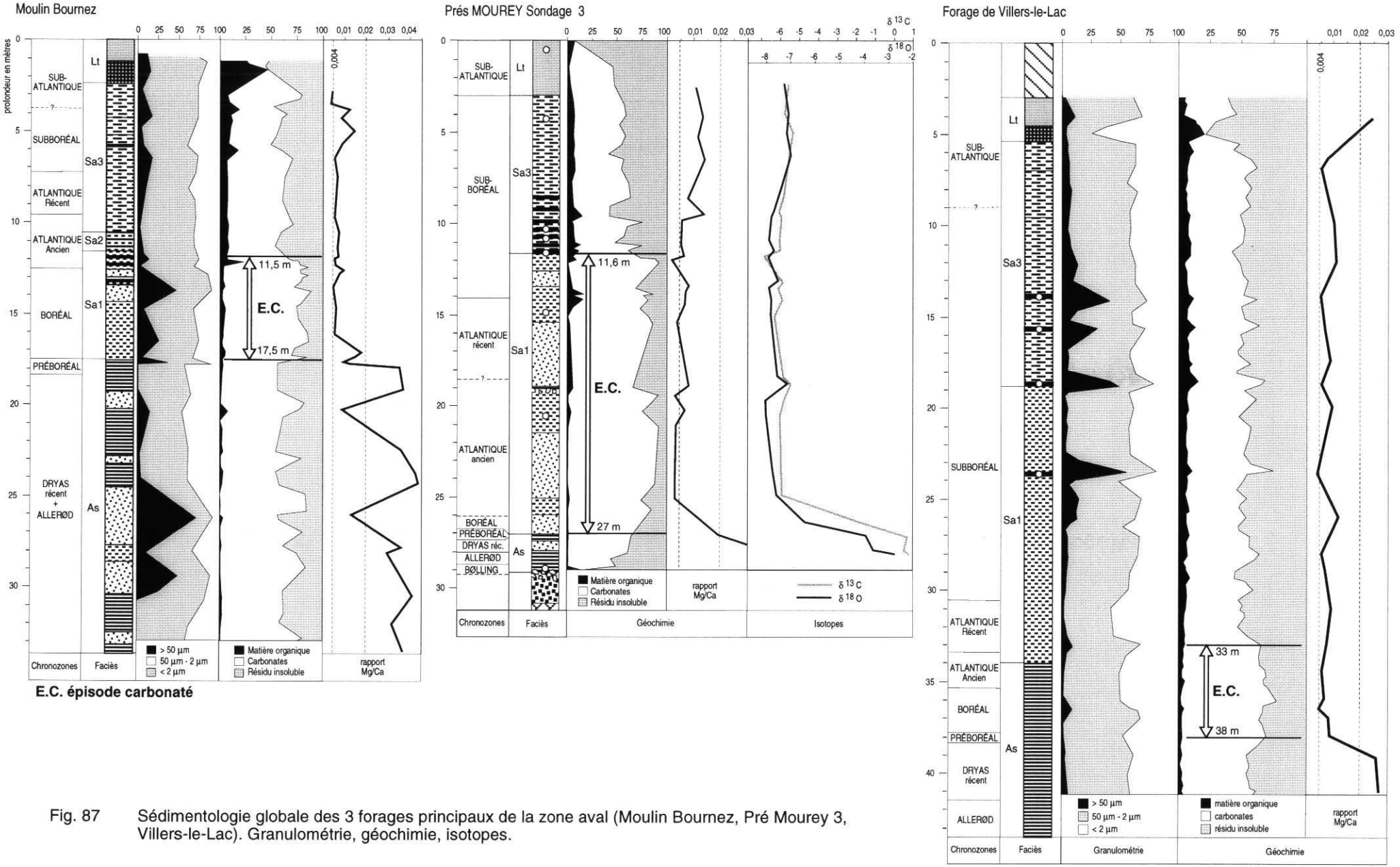


Fig. 87 Sédimentologie globale des 3 forages principaux de la zone aval (Moulin Bournez, Pré Mourey 3, Villers-le-Lac). Granulométrie, géochimie, isotopes.

La matière organique est plus abondante que dans le faciès **As**, son taux est de 4 à 5% en moyenne. Les niveaux les plus organiques, riches en débris végétaux (feuilles, brindilles, bois), souvent associés aux passées minérales les plus grossières, montrent des taux de 6-8% à Moulin Bournez et près de 15% à Villers-le-Lac.

Le taux de carbonates des **Sa1** est fort, entre 70 et 85% et relativement constant, qu'il s'agisse des niveaux silteux ou des niveaux grossiers, tant dans la zone amont que dans la partie aval. Il est cependant plus faible à Villers-le-Lac, où il varie autour de 50-55%.

- Sous-unités **Sa2-Sa3**

Les faciès **Sa2-Sa3**, assimilables au sein d'une même sous-unité, ne se différencient des **Sa1**, d'un point de vue granulométrique, que par la quasi abscence des passées sableuses (limitées à quelques horizons centimétriques riches en m.o. figurée). Le rapport silts/argile reste voisin de 75/25 à Moulin Bournez, et de l'ordre de 70/30 à Villers, confirmant le granoclassement dynamique amont-aval.

Toutefois, la teneur en carbonates diminue très nettement dès la transition **Sa1-Sa2** (ou **Sa3**), dans tous les forages amont et jusqu'à Prés Mourey 3, passant à une moyenne de 55%. A Villers-le-Lac, la teneur en carbonates, déjà de l'ordre de 55% dans les **Sa1**, reste proche de cette même valeur.

A cette réduction du taux de carbonates, s'associe une augmentation générale du taux de matière organique, qui atteint, dès lors, une moyenne de 10%.

Par son fort taux de carbonates, le faciès **Sa1** constitue à l'amont, mais aussi à Moulin Bournez et aux Prés Mourey, un "épisode carbonaté" (E.C.) dans la sédimentation globalement détritique de l'unité 3 (fig. 87). On retrouve l'équivalent de cet épisode dans le forage de Villers-le-Lac, entre 33m et 38m, correspondant à la partie sommitale des **As** et la base de **Sa1**.

La durée représentée par cet épisode carbonaté n'est pas constante d'un forage à l'autre. Si la base est toujours contemporaine de la transition Préboréal/Boréal (9 000 B.P.), en revanche, le toit n'est pas isochrone. Dans le domaine amont, il est contemporain des dernières craies littorales, c'est à dire du milieu ou du deuxième tiers de l'Atlantique récent. Il se termine dans l'Atlantique ancien à Moulin Bournez, dans le premier tiers du Subboréal à Prés Mourey 3 et correspond à la transition Atlantique ancien/Atlantique récent à Villers-le-Lac. Son utilisation comme élément de corrélation chronostratigraphique (Di GIOVANNI, 1994 ; CAMPY et al., 1994) est donc impossible.

Unité 4 : Craies lacustres (Cl 1 + Cl2)

L'analyse globale des faciès de craie lacustre révèle une teneur toujours faible en matière organique, limitée à 1 ou 1,5% de la masse totale, qu'il s'agisse du faciès **Cl1** (transition **As/Cl2**) ou du faciès **Cl2** de craie franche.

Le taux de carbonates est fort, de l'ordre de 75% à 80% dans les faciès de transition, où perdure une fraction détritique silicatée. Il est en moyenne de 90% dans les faciès **Cl2**.

4.5.2. Approche qualitative, évolution et origine des flux sédimentaires

4.5.2.1 Le résidu insoluble

Le résidu insoluble représente 10% (**Cl2**) à 50% (**As/Sa3**) de la masse du sédiment, selon l'unité sédimentaire. Il est constitué à 95% de minéraux argileux, le reste correspondant à des grains de quartz, de glauconite et des particules d'oxydes métalliques (fer et manganèse).

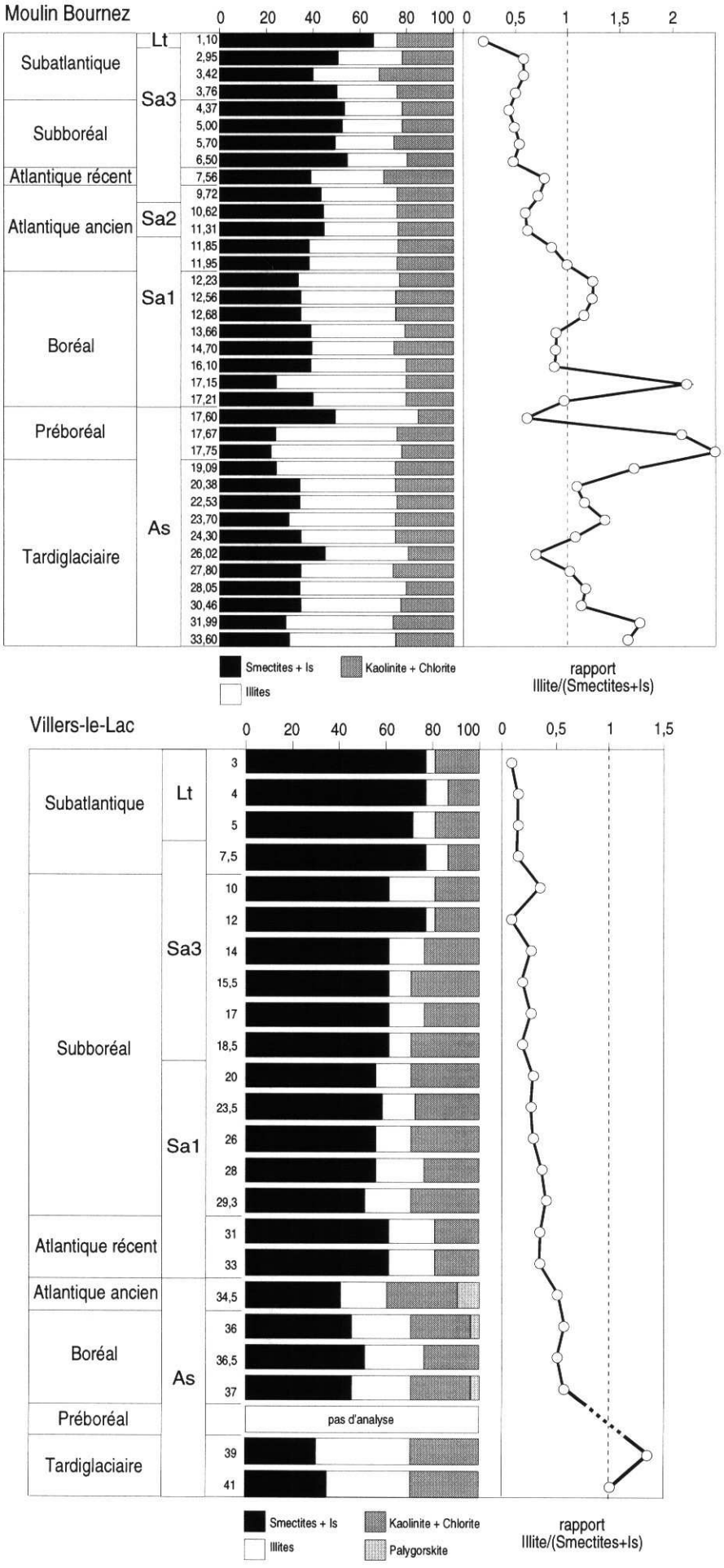


Fig. 88 Evolution des spectres argileux dans les forages de Moulin Bournez et Villers-le-Lac (zone aval)

L'analyse des minéraux argileux (fig. 88) réalisée sur les sondages de Villers-le-Lac (DEHERRIPON, 1990) et de Moulin Bournez (Di GIOVANNI, 1994) traduit une évolution concordante des spectres argileux de la base au sommet des deux forages (la comparaison des données semi quantitatives d'un forage à l'autre est limitée par le fait d'une interprétation graphique liée à deux auteurs...).

Quatres groupes dominent la sédimentation argileuse : les smectites, les interstratifiés gonflants (indifférenciés - 17 Å), l'illite et la kaolinite. On trouve également de façon accessoire, de la chlorite et très ponctuellement de la palygorskite.

On remarque dans les deux forages :

- une relative stabilité de la kaolinite (+chlorite) autour de 20% de la base au sommet ;
- l'abondance de l'illite par rapport aux smectites et interstratifiés dans le faciès **As** ;
- la domination du groupe smectites + interstratifiés au détriment de l'illite dans les facies **Sa1**, **Sa2** et **Sa3**, avec une intensité croissante de la base des **Sa1** au sommet des **Sa3** et même des **Lt**.

Cette dernière observation est explicite à la lecture de l'évolution du rapport illite/(smectites + interstratifiés), supérieur ou égal à 1 dans les **As** et évoluant graduellement d'une valeur inférieure à 1 jusqu'à 0,2 voire 0,1 dans les faciès **Lt**.

On a vu (c.f. chapitre 1.6.4.1.) que le résidu insoluble des faciès du substrat, en particulier les faciès à forte teneur en R.I. (silts, marnes, marno-calcaires), étaient susceptibles de produire des illites et, dans une moindre mesure, des interstratifiés, en ce qui concerne le Jurassique supérieur, et des smectites dominantes ou en teneur sensiblement équivalente aux illites dans les faciès du Crétacé et du Tertiaire.

La comparaison des diffractogrammes représentatifs du bassin versant et des échantillons du forage de Villers-le-lac (fig. 89) montre qu'aucun faciès minéralogique du BV n'est directement repérable dans la sédimentation lacustre. Les cortèges argileux du remplissage résultent de mélanges et correspondent à des argiles ayant probablement subi une altération pédogénétique plus ou moins importante.

On peut cependant rapprocher qualitativement les argiles jurassiques supérieurs des **As** tardiglaciaires (**As** *stricto sensu*). La proximité des teneurs et l'état de la cristallinité des minéraux, en particulier de l'illite, laissent supposer une faible altération pédologique des argiles **As** et un lien génétique avec les argiles du Jurassique supérieur (sans exclure pour autant une contribution crétacée ou tertiaire à la sédimentation des **As**, nous avons vu (chapitre 3.10), que le signal argileux crétacé était dilué à l'exutoire du bassin du fait des surfaces respectives des faciès jurassiques et crétacés/tertiaires- crue du 22/12/91).

Les diffractogrammes des faciès **Sa** sont, en revanche, assez semblables au diffractogramme représentatif du flux particulaire argileux analysé lors de la crue du Doubs à l'entrée du lac le 22/12/91 (fig. 71 chapitre 3.9.2).

L'enrichissement du faciès **Sa** en smectites et interstratifiés, de la base au sommet de la colonne sédimentaire, peut être rapproché de la composition argileuse des sols actuels de la haute chaîne jurassienne (CAMPY et al., 1994).

L'essentiel des sols du bassin montre, en effet, une teneur croissante en smectites de la base au sommet du profil pédologique (POCHON, 1978 ; GAIFFE, 1987). Les sols développés sur les faciès jurassiques comportent également un faible taux d'illites comparé à leur présence dominante dans les roches du

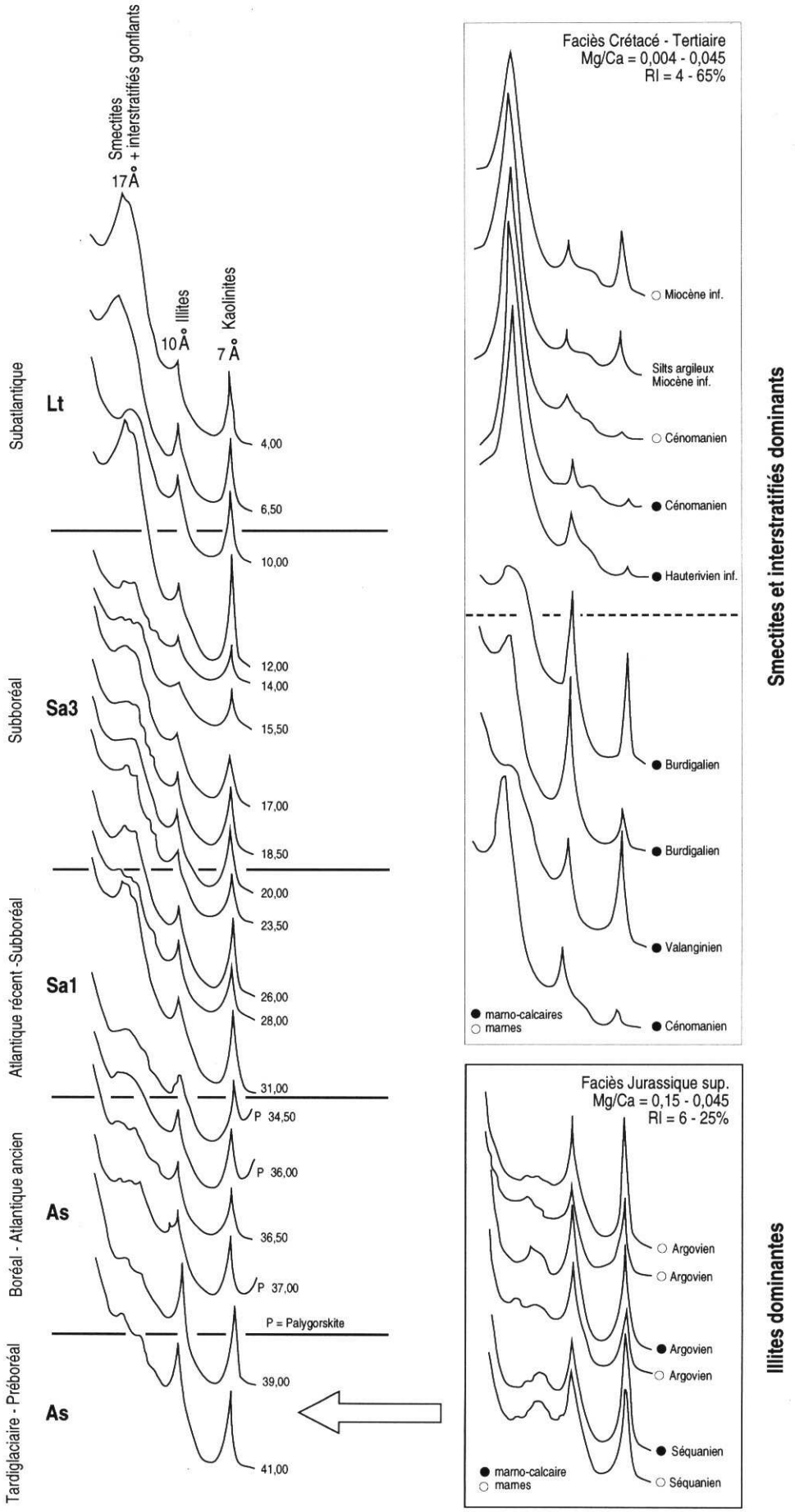


Fig. 89 Comparaison des cortèges argileux du forage de Villers-le-Lac et des différents faciès à forte production de RI du bassin versant (échantillons glycolés).

substrat (POCHON, 1978). Cette évolution pédologique exprime la dégradation de l'illite et sa transformation en minéraux du type smectite ou interstratifié à mesure de la maturation des sols.

Ainsi l'évolution du spectre argileux du remplissage lacustre est le reflet de l'évolution des sources potentielles du bassin versant en minéraux argileux. L'influence marquée du substrat dans la sédimentation initiale des **As** désigne une faible emprise des sols dans le bassin et une disponibilité plus grande des faciès du substrat (ou des faciès remaniés du substrat - ex. formations glaciaires ou fluvioglaciaires).

Cette influence est oblitérée avec le dépôt des **Sa** qui traduisent désormais une influence pédologique dans l'origine des flux argileux : la maturation et le développement progressif des sols dans le bassin versant conduit à l'enrichissement en smectites et interstratifiés du remplissage lacustre.

4.5.2.2 La fraction carbonatée

La fraction carbonatée des sédiments lacustres provient soit d'un apport détritique (allochtone) soit d'une précipitation *in situ* (autochtone) issue de la charge ionique des eaux bicarbonatées calciques du bassin versant.

La proportion relative de l'une ou l'autre des composantes de la fraction carbonatée et leur évolution de la base au sommet du remplissage constituent un bon indicateur des processus sédimentaires.

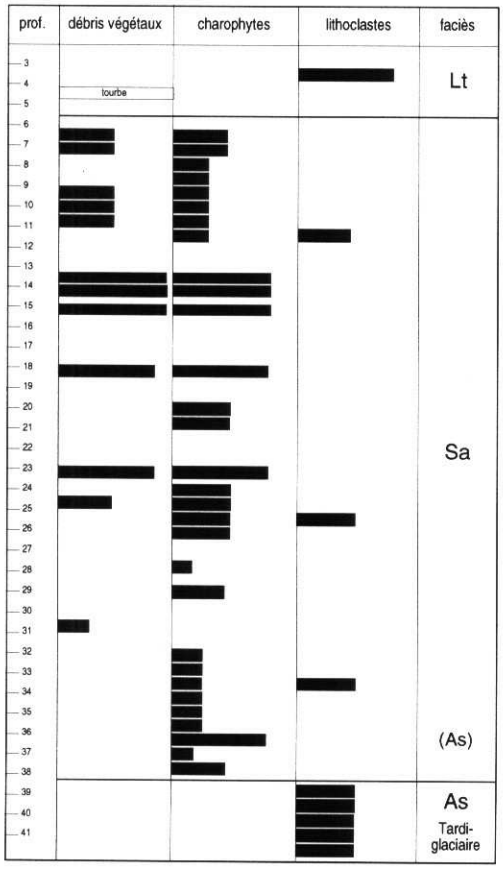


Fig. 90 Répartition et importance relative des différents éléments carbonatés identifiés dans la fraction >50µm du forage de Villers-le-Lac (DEHERRIPON, 1990)

A/ Fraction > 50µm

L'analyse optique de la fraction granulométrique >50 µm à la loupe binoculaire ou au microscope (DEHERRIPON, 1990) montre que les carbonates allochtones sont des lithoclastes calcaires, anguleux ou sub-anguleux, hérités du substrat (calcaires ou couverture morainique).

Dans cette même classe granulométrique, les carbonates autochtones sont des agrégats microsparitiques associés à la production organique lacustre, sous la forme de pisolithes algaires et de débris d'encroûtements de macrophytes (tiges, tubes, oogones de charophytes, etc...).

Sur cette base, l'étude des passées les plus silteuses ou sableuses du forage de Villers-le-Lac (fig. 90) montre que les **As** tardiglaciaires de la base comportent uniquement des lithoclastes détritiques et que les **Sa**, en revanche, sont presque exclusivement constitués de débris de carbonates authigènes.

Cette disposition se retrouve dans les forages des Prés Mourey 2 et 3, et à Moulin Bournez (RICHARD, 1992).

Le développement particulier des niveaux sableux détritiques dans les **As** du forage de Moulin Bournez illustre probablement la proximité d'un apport latéral au lac, au débouché de l'affluent du ruisseau de la Malcombe, petit bassin torrentiel certainement pourvoyeur de matériaux détritiques grossiers qui s'intercalent dans la sédimentation fine des **As**.

Les passées sableuses du faciès **Sa1**, très développées à Prés Mourey, sont en revanche liées à l'accumulation majoritaire de débris d'encroûtements macrophytiques. Elles sont presques toujours accompagnées de débris végétaux.

B/ Fraction < 50µm

La distinction est plus difficile en ce qui concerne les faciès de granulométrie <50 µm. La difficulté de systématiser un examen pétrographique des faciès (lames minces, MEB) a justifié le recours à des analyses géochimiques ou isotopiques (RICHARD, 1992).

- Évolution du rapport Mg/Ca

Six éléments (Ca, Mg, Na, K, Sr, Mn) ont été analysés sur des échantillons provenant de toutes les unités sédimentaires du remplissage, aussi bien à partir des forages amonts que des forages avals (méthode de mise en solution RENARD & BLANC, 1971 ; analyse par spectromètre d'absorbtion atomique Perkin Elmer). L'utilisation du rapport Mg/Ca s'est avérée la plus utile pour déterminer l'origine des carbonates.

On sait que le contexte bicarbonaté calcique des eaux issues du bassin versant (c.f. chapitre 3.2) est propice à la précipitation de carbonates authigènes, soit par un processus uniquement chimique, soit sous l'influence organique et en particulier végétale (consommation de CO_2 et HCO_3^- par l'action photosynthétique des macrophytes - TESTARD, 1995).

Les lacs du Jura, du moins la plupart d'entre eux, actuellement ceinturés de craie lacustre, en sont l'illustration (MAGNIN, 1895 ; CAMPY & RICHARD, 1987 ; MAGNY, 1991). Les accumulations anciennes (beines de craies boréales et Atlantiques - **Cl1** et **Cl2**), reconnues dans les sondages, et les précipitations actuelles du lac résiduel (c.f. chapitre 3.5) l'attestent également.

Les conditions de précipitations de la calcite sont fonction, pour l'essentiel, de la température de l'eau et de l'état de saturation en Ca^{++} (MÜLLER et al., 1972 ; FÜTCHBAUER & HARDIE, 1976). En outre, du rapport Mg/Ca dépend la nature du carbonate précipité (DONER & LYNN, 1977 ; LAST, 1982), selon l'équation $(Mg/Ga)_c = K\ (Mg/Ca)_l$ (où $(Mg/Ca)_c$ est le rapport molaire de la calcite précipitée, $(Mg/Ca)_l$ le rapport molaire de la phase aqueuse et K le coefficient de distribution entre la calcite et la phase aqueuse, fonction de la température).

KELTS et HSÜ (1978) ont placé, en condition de sédimentation lacustre, la limite de formation entre la calcite et la calcite faiblement magnésienne (low-Mg) à $(Mg/Ga)_c = 0{,}005$ soit $(Mg/Ca)_l = 0{,}119$ à 50°C et $(Mg/Ca)_l = 0{,}238$ à 13,5°C (WINLAND, 1969).

A Chaillexon, l'analyse des flux actuels à l'entrée du lac (1991) indique une valeur moyenne de $(Mg/Ca)_l$ équivalente à 0,038 et des variations faibles, limitées entre 0,030 et 0,055 (hors crue). Notons que le rapport Mg/Ca est inversement proportionnel au débit. L'échantillonnage sous 3 et 10 mètres d'eau au milieu du lac confirme la validité de ce rapport, mesuré à l'entrée du lac avec une moyenne de 0,039 (n=6).

Le rapport Mg/Ca actuel des eaux du lac est donc 6 fois inférieur au rapport qui présiderait à la précipitation de calcite low-Mg à 13,5°C. Il reste encore 3 fois trop faible à la température théorique de 50°C.

Il est donc certain que les eaux issues du BV du Doubs sont favorables à la formation d'un pôle autochtone de carbonates dans les sédiments lacustres, mais qu'il ne peut en aucun cas s'agir de calcite magnésienne. Les conditions d'équilibre chimique n'ayant pu radicalement changer au cours du Postglaciaire, la détermination dans le remplissage, de carbonates dont le rapport analytique Mg/Ca sera supérieur ou égal à 0,005 ne peut donc correspondre qu'à des carbonates allochtones (ou majoritairement allochtones) provenant d'un apport détritique du bassin versant.

Le rapport Mg/Ca apparaît dès lors comme un bon critère de détermination de l'origine des carbonates. Il reste néanmoins à connaître les valeurs du spectre pétrographique réprésentatif du BV (pôle allochtone) et de préciser l'état du rapport Mg/Ca pour les carbonates authigènes précipités à Chaillexon (pôle autochtone) :

- l'analyse du paramètre $(Mg/Ga)_c$ sur 50 échantillons du substrat mésozoïque (c.f. chapitre 1.6.4.2 - fig. 20) montre que les roches du bassin versant présentent une valeur du rapport toujours supérieure à 0,004 et pouvant atteindre 0,6 pour les faciès les plus dolomitiques. La moyenne est de 0,04 ;.
- l'analyse d'oogones de charophytes sélectionnées dans le faciès **Cl2** du remplissage lacustre, caractéristiques d'une origine 100% autochtone, révèle des valeurs inférieure à 0,002 (n=3).

Ainsi, les limites de validité du rapport Mg/Ca pour la définition de l'origine des carbonates sont :

Mg/Ca ≤ 0,002 = carbonates autochtones

Mg/Ca entre 0,002 et 0,004 = mélange à dominante autochtone

Mg/Ca ≥ 0,004 = carbonates allochtones ou mélange à dominante allochtone

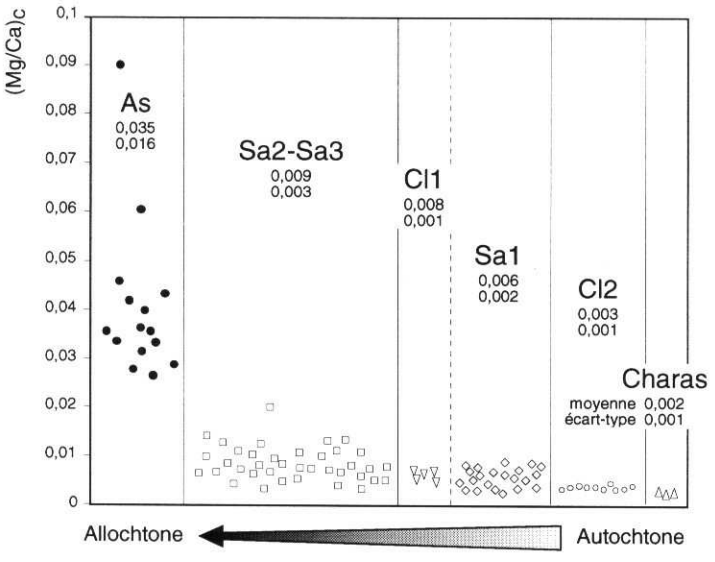


Fig. 91 Valeurs du rapport Mg/Ca des différentes unités sédimentaires du remplissage (J. RICHARD, 1992)

Les rapports Mg/Ca calculés sur les échantillons des différentes unités du remplissage (fig. 91) montrent une bonne homogénéité des valeurs au sein de chaque type de faciès. La valeur moyenne du faciès **Cl2** (craie lacustre) est de 0,003, soit très proche du pôle purement autochtone représenté par l'échantillon témoin d'oogones de charophytes (0,002). **Sa1**, **Cl1** puis **Sa2-3** présentent des valeurs croissantes jusqu'à 0,009 significatives d'une augmentation du taux de carbonates allochtones (ou d'une diminution du taux de carbonates autochtones).

On peut donc considérer que **Cl2** est presque exclusivement d'origine autochtone tandis que les carbonates de **Sa1**, **Cl1**, **Sa2-3** montrent un gradient d'allochtonie - ou de mélange - croissant.

Avec un rapport Mg/Ca moyen de 0,035, les **As** sont caractéristiques d'apports allochtones. Notons, par ailleurs, que cette valeur est proche de celles des faciès marno-calcaires ou marneux du jurassique supérieur.

- Évolution des isotopes stables de l'oxygène et du carbone

La détermination des rapports isotopiques $^{18}O/^{16}O$ et $^{13}C/^{12}C$ (analyses Ph. OLIVE, CRG-Thonon) permet également d'aborder l'origine des carbonates. Les variations de $\delta^{18}O$ sont en effet fonction de la nature marine ou lacustre des eaux à partir desquelles vont précipiter les carbonates (EPSTEIN & MAYEDA, 1953 ; DANSGAARDS, 1964 ; CRAIG, 1965) et de la température de précipitation (UREY, 1947 ; Mc CREA, 1950) ; $\delta^{13}C$ varie quant à lui en fonction de la productivité organique (BLANC et al., 1977 ; LEMEILLE et al., 1983).

L'analyse des différents faciès du remplissage lacustre, comparée aux deux gammes référentielles que sont, d'une part, les oogones de charas et, d'autre part, 8 échantillons de roches représentatives du BV (fig. 92) montre une nette discrimination entre les pôles allochtones et autochtones.

A l'instar des roches du BV, les **As** ont un $\delta^{18}O$ qui varie entre -2 et -5 tandis que $\delta^{13}C$ demeure entre -1 et +2. A l'opposé, les oogones de charophytes s'inscrivent dans des valeurs de $\delta^{13}C$ entre -6 et -7,5, et de $\delta^{18}O$ entre -7 et -8. Les valeurs obtenues sur les faciès **Cl1**, **Cl2**, **Sa1**, **Sa2-Sa3**, sont proches du pôle autochtone défini par les encroûtements charophytiques, entre $\delta^{18}O$ -7/-10,5 et $\delta^{13}C$ -5/-7,5, un gradient s'instaurant néanmoins de **Cl2** à **Sa3**.

La distinction du faciès de transition **As2** (entre **As** et **Sa1**) trouve ici sa pleine justification avec des valeurs exactement intermédiaires entre les faciès sus- et sous-jacents.

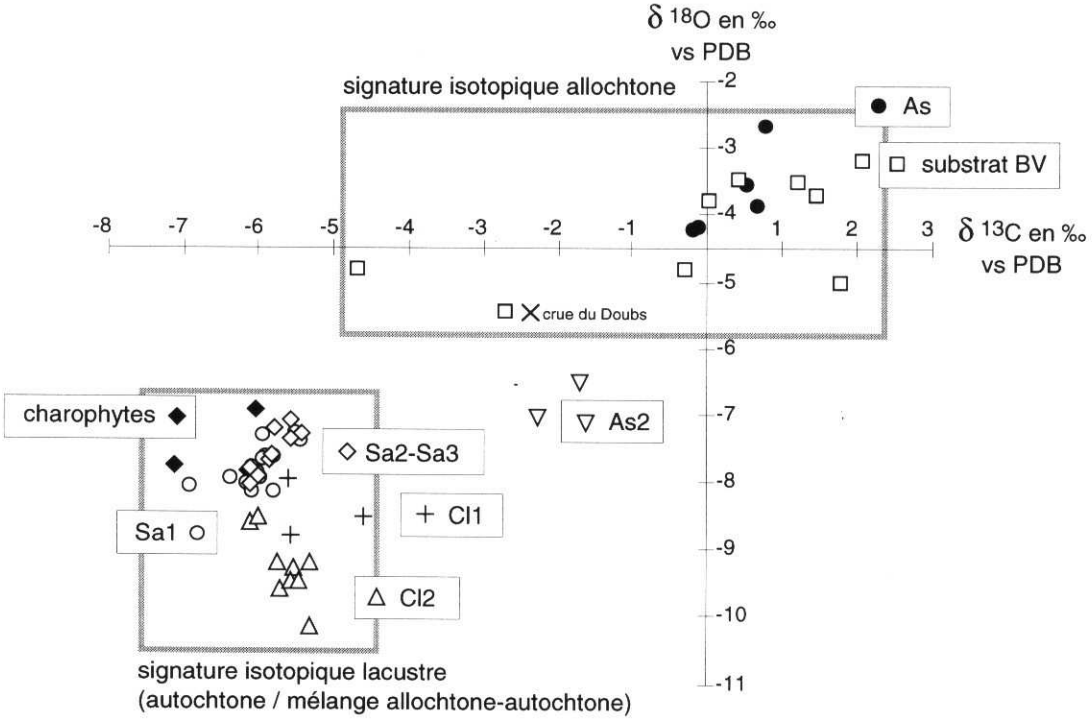


Fig. 92 Analyses isotopiques d'échantillons des différentes unités sédimentaires du remplissage et de roches du bassin versant (d'après J. RICHARD, 1992 - modifié)

C/ origine et flux de carbonates

L'analyse optique des carbonates de la fraction >50 µm, le rapport Mg/Ca et les rapports isotopiques $^{18}O/^{16}O$ et $^{13}C/^{12}C$ permettent une interprétation concordante sur l'origine de la fraction carbonatée du remplissage lacustre et de son évolution dans le temps.

Une approximation quantitative du pourcentage de carbonates allochtones dans chacune des unités lithologiques du remplissage est proposée par J. RICHARD (1992), calculée à partir du rapport Mg/Ca et de la somme des moyennes des rapports isotopiques des deux pôles extrêmes (pôle allochtone 100% = Mg/Ca 0,04 et ($\delta^{18}O + \delta^{13}C$) -4,60 ; pôle autochtone 100% = Mg/Ca 0,02 et ($\delta^{18}O + \delta^{13}C$) -14,80).

Il en résulte une valeur proche de 0% pour le faciès **Cl2** (craie franche), de 10% pour **Sa1** (faciès silto-argileux de l'épisode carbonaté), 15% pour la transition **Cl1**, 18% pour les faciès **Sa2-Sa3**, et entre 80 et 90% pour le faciès **As**.

Ces valeurs qui traduisent les résultats de l'analyse qualitative dont elles sont issues, sont cependant à considérer avec précaution pour deux raisons :

- la valeur 100% du pôle allochtone est déterminée à partir de la moyenne analytique des échantillons de roches du bassin versant (n=50 pour Mg/Ca et n=8 pour les rapports isotopiques). Ce calcul ne prend pas en compte la représentativité de chaque roche dans le bassin (un échantillon dolomitique représentant une surface d'affleurement infime, peut "tirer" vers le haut la valeur moyenne du rapport Mg/Ca par exemple) ;
- le calcul est basé sur le principe de proportionnalité linéaire dont on ne peut être certain qu'il corresponde à la réalité (variabilité des apports détritiques dans le temps).

On retiendra de l'analyse de la fraction carbonatée :

- une origine détritique quasi exclusive des carbonates durant tout le Tardiglacaire (faciès **As** *stricto sensu*, les **As** ou **As2** du Préboréal étant déjà sous l'influence d'une production autochtone) ;
- une contribution dominante de la production lacustre authigène durant tout l'Holocène avec un gradient d'allochtonie minimum dans les faciès de craie franche (**Cl2**), plus fort et croissant de **Sa1** a **Sa3** ;
- les passées sableuses du faciès **Sa1** sont presque exclusivement constituées par l'accumulation d'encroûtements algaires ou charophytiques. Leur puissance et leur fréquence sont variables, elles sont cependant particulièrement développées dans le forage 3 des Prés Mourey (zone aval) ;
- la diminution globale du taux de carbonates, qui marque la transition **Sa1/Sa2-Sa3**, à la faveur du résidu insoluble d'origine détritique, s'accompagne d'une diminution de la fraction autochtone de ces mêmes carbonates.

4.5.2.3. La matière organique

La matière organique est présente, en quantité variable, dans tous les faciès du remplissage lacustre. Son analyse (Di GIOVANNI, 1994) a montré qu'elle présente une altération faible et un état de conservation suffisant pour en définir son origine et sa nature.

Les forages de Villers-le-Lac, Prés Mourey 3 et Moulin Bournez pour la zone aval, et II-4, III-3 et III-4 dans la zone amont, ont fait l'objet d'une analyse par Pyrolyse Rock-Eval (ESPITALIÉ et al., 1985) et d'une détermination optique des palynofaciès (BERTRAND et al., 1990).

Dans les deux cas, un référentiel a été établi à partir des différentes sources potentielles de matière organique du bassin versant (sols et substrat), afin d'en définir les marqueurs .

A/ Pyrolyse Rock-Eval

L'analyse de la matière organique par Pyrolyse Rock-Eval permet de définir :

- la teneur en carbone organique total (COT en % de sédiment sec), duquel est extrait la teneur en m.o. selon MO=2COT (DUCHAUFOUR, 1988) ;
- l'index d'hydrogène (IH en mg hydrocarbures/g COT), représentatif de la quantité d'hydrogène contenue dans la matière organique et fonction de son origine ;
- la température maximale de pyrolyse (Tmax en °C), fonction de l'état de maturation de la m.o., donc aussi fonction de son origine.

L'échantillonnage de l'ensemble des faciès indique que les marqueurs organiques sédimentés sont essentiellement comparables aux marqueurs du bassin versant (origine allochtone - sols et substrat). La signature d'une production lacustre planctonique (autochtone) est discrète et probablement fonction d'une mauvaise conservation. L'impact de cette matière organique autochtone (IH vers 380-400 mg HC/g COT) n'existe pas dans les **As,** mais devient néanmoins perceptible dans les craies **CL2** et dans le faciès **Sa1** de la zone amont, indiquant que les conditions trophiques du lac ont probablement évolué entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

En revanche, la présence de m.o. lacustre ne se retrouve pas dans les **Sa1** du domaine aval, probablement diluée dans la "masse" détritique.

Mais l'intérêt de l'étude de la m.o. ne se limite pas à cette partition allochtone/autochtone. L'étude de l'évolution des paramètres de pyrolyse de la base au sommet des forages, en particulier des forages de la zone aval, comparée à la production qualitative potentielle du bassin versant, a montré qu'une discrimination de la production allochtone pouvait être envisagée.

La variation de Tmax dans le forage de Moulin Bournez (fig. 93) permet de partager l'ensemble des échantillons en trois groupes :

- Tmax de l'ordre de 440°C, significative d'une m.o. évoluée (essentiellement dans les **As** tardiglaciaires) ;
- Tmax de l'ordre de 420°C, semblable à la signature des horizons humifères des sols du bassin versant (sur toute la hauteur du forage) ;
- Tmax de 340°C correspondant à la pyrolyse de débris ligneux hérités (**Sa1**, **Sa2-3**).

La mesure de l'index d'hydrogène distingue principalement deux ensembles :

- la base du sondage (faciès **As** Tardiglaciaire / Préboréal) avec des IH entre 100 et 200 mg HC/g COT, signature d'une matière organique humifiée ;
- les dépôts de l'unité 3 (faciès **Sa** Boréal / Atlantique / Subboréal), caractérisés par des IH plus forts (200 à 300 mg Hc/g COT voire des pics à 400 ou 500 mg HC/g COT dans les horizons uniquement organiques) associés à la présence d'une matière organique à fort taux d'éléments figurés hérités (feuilles et débris provenant de litières).

Le rapport MO/RI, à l'instar de l'index d'hydrogène et du Tmax, par l'augmentation de sa valeur moyenne de 0,05 à 0,2, souligne la distinction entre les deux ensembles du remplissage et la limite Préboréal/Boréal.

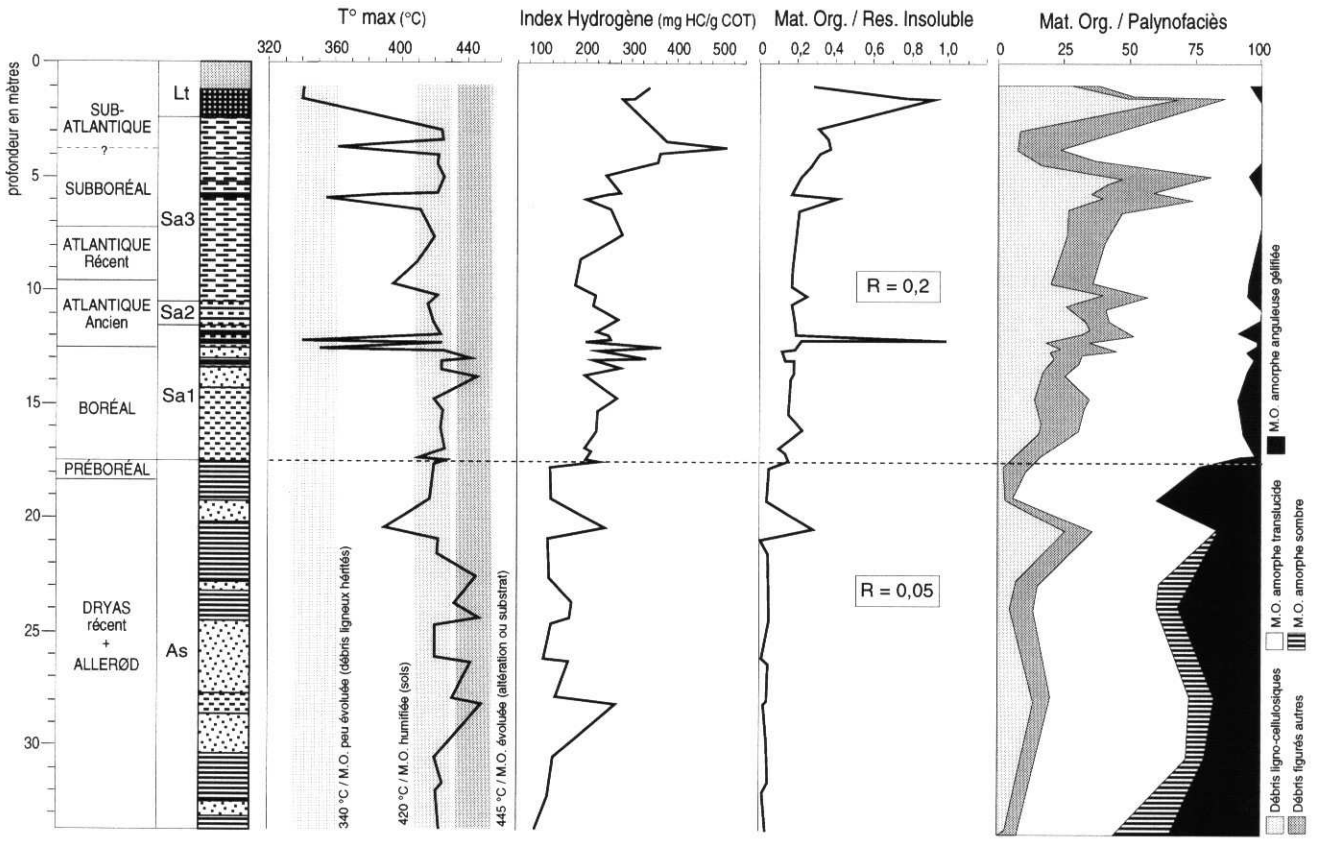


Fig. 93 Evolution des paramètres de pyrolyse et des palynofaciès des sédiments du forage de Villers-le-Lac (Di GIOVANNI, 1994)

B/ Palynofaciès

L'identification optique des éléments de la fraction organique obtenue après destruction de la matrice minérale, a discriminé 5 composants, dont l'origine a été recherchée et l'abondance relative comparée (fig. 93).

On distingue :

- les débris ligno-cellulosiques + les éléments figurés (spores, pollens, etc...) ;
- la matière organique amorphe opaque + la matière organique amorphe transparente ;
- les débris anguleux opaques gélifiés.

Les premiers proviennent des horizons superficiels des sols (litières) et d'éléments issus directement du couvert végétal. Les seconds résultent soit de l'amorphisation de débris ligno-cellulosiques, soit proviennent de la production algaire autochtone (on a vu cependant, par la pyrolyse, que la production autochtone était imperceptible dans le domaine aval...). Les débris anguleux opaques enfin, assimilables à des particules charbonneuses très spécifiques, ont été identifiés uniquement dans les roches du bassin versant et sont la signature du substrat.

L'analyse de la m.o. par les palynofaciès confirme la limite Préboréal/Boréal comme une limite majeure du remplissage :

- le Tardiglaciaire et le Préboréal sont caractérisés par un fort taux de débris anguleux opaques hérités du substrat et par la présence modérée des ligno-cellulosiques et débris figurés issus des sols ou de la couverture végétale ;
- le taux d'anguleux opaques marque une chute spectaculaire dès le début du Boréal, tandis que le taux d'éléments hérités des horizons pédologiques ou du couvert végétal ne cesse de croître du Boréal à l'actuel.

C/ Signification environnementale de l'évolution de la matière organique

La matière organique du remplissage lacustre est essentiellement d'origine allochtone. Elle implique de considérer de façon différente les dépôts du Tardiglaciaire/Préboréal qui indiquent une faible teneur et une origine mixte, à la fois issue de la désagrégation du substrat (m.o. évoluée, débris anguleux opaques) et des sols (m.o. humifiée, débris de feuilles et de litières), et l'ensemble Boréal/Atlantique/Subboréal dans lequel la m.o. est abondante et provient, cette fois, des sols et des litières associés au couvert forestier.

Ainsi, la matière organique piégée traduit une transition Préboréal/Boréal marquée par l'accroissement rapide du couvert végétal dans le bassin versant et le développement associé des sols qui protègent le substrat.

*Remarque : l'étude de la matière organique a considéré la matière organique lacustre sous l'aspect de la production planctonique, très labile et facilement dégradée. La production associée au développement des macrophytes, n'a pas été envisagée. Cette production autochtone, à l'origine d'accumulations carbonatées importantes (**Sa1** - Prés Mourey), a probablement contribué pour partie à la fraction organique. On sait qu'en conditions lacustres de milieu tempéré, la dégradation des macrophytes est partielle, qu'elle produit à la fois des débris microparticulaires, disséminés dans la sédimentation lacustre, et des débris grossiers qui s'accumulent souvent à proximité des zones de production des herbiers (TESTARD, 1995 ; LACHAVANNE et al., 1995). La détermination des macrorestes accumulés dans les dépôts grossiers à débris charophytiques du faciès **Sa1** et l'étalonnage par pyrolyse de débris de macrophytes permettraient, sans doute, d'évaluer la part de cet apport, peut-être assimilé dans l'apport allochtone (feuilles et débris de litières des sols forestiers) et interprété comme tel.*

4.6.- Evolution qualitative des flux sédimentaires au cours du comblement

Le passage d'une dynamique sédimentaire fluviatile à un comblement lacustre, consécutif à l'effondrement d'un flanc de la vallée étroite vers la fin du Bølling, a permis le piégeage des produits de désagrégation du bassin versant et de la production autochtone du lac, qu'elle soit de nature minérale ou organique.

L'approche chronostratigraphique détermine les relations géométriques des différentes unités sédimentaires et chronologiques.

L'analyse sédimentologique du remplissage sédimentaire détermine la nature des matériaux piégés, leur origine et leur abondance. L'évolution de ces paramètres de la base au sommet du remplissage lacustre, tant dans la zone amont que dans la partie aval, indique une évolution des processus d'érosion dans le bassin versant, ainsi qu'une évolution simultanée des équilibres thermiques, chimiques et probablement biologiques du lac.

Le Bølling, l'Allerød et le Dryas récent présentent des caractères sédimentologiques constants, seule la palynologie permet de les distinguer.

Ils se traduisent par des dépôts détritiques qui montrent un granoclassement amont/aval (**Gs/As**). Les carbonates sont presque exclusivement détritiques, comme la matière organique qui provient à la fois du substrat et des sols (m.o. humifiée) qui le recouvrent. La fraction argileuse marque une transformation pédologique des minéraux qui ne masque cependant pas complètement la signature des argiles du substrat.

La présence de nombreux dropstones dans les argiles grises laisse penser que le bassin versant était partiellement englacé au cours de cette période (petits appareils glaciaires ?, névés ?).

Si le lac a piegé le résidu insoluble provenant de l'érosion chimique et les particules issues de l'érosion mécanique (ruissellement, cryoclastie, etc...) du bassin versant, il n'a pas retenu l'expression sédimentaire des flux carbonatés en solution.

Le Préboréal constitue un événement sédimentologique. Le niveau moyen du lac baisse au moins jusqu'à la cote 743 m, soit 9 mètres sous le niveau actuel de la plaine. Le hiatus est repérable sur tout le littoral du lac (amont et aval) et semble correspondre aux 2 premiers tiers de la chronozone.

Dans les secteurs plus profonds, non exondés, la sédimentation est faible. La nature et l'origine des sédiments sont très semblables à celles des dépôts tardiglaciaires. Les dépôts présentent néanmoins des traits sédimentologiques qui traduisent une augmentation faible, mais perceptible, du taux de carbonates authigènes dans la sédimentation (faciès **As2**). Cette influence carbonatée est plus nette après la remontée du niveau, durant le dernier tiers du Préboréal (faciès **As2** et **Cl1**).

La limite Préboréal/Boréal marque une évolution très forte de l'enregistrement sédimentaire. La fraction détritique silicatée diminue au profit de la charge carbonatée, qui représente, désormais, 70 à 80% des sédiments de la zone aval et jusqu'à 95 ou 98% des faciès les plus carbonatés de la zone amont (faciès **Cl2**). Ces carbonates sont très majoritairement d'origine lacustre (estimés à 90% pour le faciès **Sa1** et pratiquement 100% pour les craies **Cl2**). Les cortèges argileux issus de l'apport détritique du bassin versant montrent désormais une signature pédologique dominante, à l'instar de la matière organique qui provient de la dégradation des sols et d'apports en débris végétaux, en particulier de feuilles.

Cette évolution des paramètres de l'enregistrement sédimentaire implique une évolution des paramètres d'état du bassin versant. Ils traduisent une évolution des sols et un développement du couvert végétal qui protège le substrat et limite sa productibilité particulaire. L'amélioration climatique à l'origine de cette évolution se traduit également par la capacité du piège lacustre à retenir une partie de la charge ionique véhiculée par les flux hydriques : les périodes printanières et estivales sont propices au développement du plancton et d'une ceinture littorale de macrophytes (charaie sur le tombant) qui provoquent la précipitation de carbonates.

Ces nouvelles conditions installées au cours du Boréal vont perdurer durant le dépôt du faciès **Sa1** (épisode carbonaté). La transition avec **Sa2** (ou **Sa3**) marque en revanche une nouvelle évolution de l'enregistrement sédimentaire, détectée uniquement sur la fraction carbonatée du sédiment. Elle se traduit par une teneur en carbonates qui diminue (50 à 55%) et une augmentation de la proportion de carbonates détritiques (estimée à près de 20%). Pour ce qui concerne le résidu insoluble et la matière organique, tous deux d'origine allocthone, les paramètres s'inscrivent dans la continuité de l'évolution enregistrée à partir de la limite Préboréal/Boréal : les smectites et interstratifiés d'origine pédologiques sont de plus en plus abondants, traduisant la maturation des sols du bassin versant. La matière organique est toujours issue des sols et des litières du bassin versant.

Cette évolution, beaucoup moins radicale que la transition à 9000 B.P., est-elle le résultat d'une évolution des processus d'érosion du bassin versant (Di GIOVANNI, 1994 ; CAMPY et al., 1994) ?

Deux constatations plaident pour une autre hypothèse :

- l'augmentation du taux de carbonates détritiques dans la fraction carbonatée est une augmentation relative. Estimée à 10% dans le faciès **Sa1** pour un RI de l'ordre de 25%, la charge allochtone est estimée à près de 20% dans **Sa2-3,** mais cette fois-ci pour un RI d'environ 50% ! Le calcul corrigé (tab. 16) montre que le taux de carbonate détritique n'évolue pas ou très peu (de 7,5 à 10% de la masse totale), mais que les carbonates authigènes diminuent de près de moitié (de 72,5 à 40 % de la masse totale). Il apparaît, dès lors, que la transition **Sa1/Sa2-3** ne correspond pas uniquement à une augmentation des apports en carbonates détritiques, mais aussi à une réduction du piégeage ou de la production carbonatée autochtone ;

	RI	Carbonates	Σ
Sa2-3	**50**	**50** allochtone 20% **10** autochtone 80% **40**	**100**
Sa1	**25**	**75** allochtone 10% **7,5** autochtone 90% **67,5**	**100**

tab. 16 Comparaison des taux théoriques de carbonates allochtones et autochtones dans les faciès Sa1 et Sa2-3, en fonction de la teneur relative en carbonates

- l'analyse chronostratigraphique montre clairement que le toit de **Sa1** n'est pas isochrone, et que des dépôts **Sa2-3** apparaissent en équivalent latéraux des **Sa1**. A l'Atlantique récent, des secteurs du remplissage sont sous l'influence des précipitations carbonatées lacustres (**Sa1** - zone amont et Prés Mourey), tandis qu'à la même époque, d'autres subissent une sédimentation de type **Sa2-3,** déficitaire en carbonates autochtones (Moulin Bournez et Villers-le-Lac).

Il semble donc que la transition **Sa1/Sa2-3** ne puisse être le fait d'un forçage externe au piège lacustre, mais qu'elle soit plutôt le résultat d'une diminution locale de la capacité d'enregistrement de la phase carbonatée et/ou d'une production spatiale et temporelle de carbonates autochtones, différente d'un secteur à l'autre du lac.

4.6.1. Evolution du piégeage de la fraction carbonatée autochtone

L'approche dynamique de la sédimentation et l'évolution des volumes du lac au cours du temps (c.f. chapitre 5) permettent de proposer des hypothèses quant à la contribution de la sédimentation carbonatée autochtone au processus global de dépôt.

4.6.1.1. Production et sédimentation des carbonates lacustres

Au cours d'une année, les carbonates lacustres se développent lors des périodes les plus chaudes ou lors des périodes de forte production biologique (plancton, microphytes et macrophytes). A Chaillexon, les carbonates authigènes se présentent sous deux formes : des débris grossiers (sables) d'encroûtements d'algues ou de divers macrophytes, et des particules plus fines (<50 µm) qui résultent, pour partie, de la fragmentation des débris grossiers, mais correspondent également à des particules cristallisées directement dans l'épilimnion sous l'influence du développement planctonique (KELTS & HSÜ, 1978 ; RICHARD, 1992).

Lorsque leur croissance leur confère une masse suffisante, elles décantent dans la colonne d'eau pour atteindre le fond du lac. En bordure ou dans les secteurs de haut-fond, lorsque la surface topographique du fond est à faible profondeur, ces particules s'accumulent et s'ajoutent à la production des ceintures végétales pour constituer des "beines" de craie (fig. 94-1). Dans la partie médiane profonde du lac en revanche, à mesure de leur descente dans l'hypolimnion, ces particules rencontrent des conditions physico-chimiques différentes, souvent défavorables à leur conservation (eau plus froide, la PCO_2 augmente, PH plus faible), qui provoquent leur dissolution partielle (ou totale selon les cas). Cette dissolution est accrue dans la zone tropholytique et en particulier à l'interface eau/sédiments où les processus de dégradation de la matière organique peuvent induire une augmentation de la PCO_2 et une baisse du PH. Les mêmes processus peuvent dégrader les débris carbonatés parautochtones éventuellement issus de l'érosion des beines de craies et des accumulations carbonatées amont.

Dans l'histoire de Chaillexon, la dissolution tropholytique paraît insuffisante pour dégrader complètement les particules fines et encore moins les plus grossières : toutes deux participent pour une bonne part à la sédimentation. Cependant, au développement des beines de craie littorales (**CL2**) s'oppose la sédimentation du chenal ou de la zone aval, constituée d'un mélange de carbonates lacustres et d'apports détritiques du bassin versant qui arrivent au lac pour l'essentiel lors des crues, à d'autres saisons de l'année (dispersion underflow de la "plume sédimentaire" qui affecte peu les zones littorales).

Au bilan, la dissolution partielle, mais surtout le mélange avec des apports détritiques, expliquent la différence de teneur en carbonates authigènes entre les craie littorales (≈ 98%) et le faciès **Sa1** (≈ 90%).

4.6.1.2. Hétérogénéité de la sédimentation

La modification de l'un ou l'autre des paramètres régulateurs de la précipitation et de la dissolution des carbonates lacustres peut avoir une incidence sur la teneur des sédiments de fond. A Chaillexon, ce peut être le cas, par exemple, entre les faciès **Sa1** (teneur 90%) et le faciès **Sa2-3** (≈ 80%), qui apparaîssent soit diachroniques, soit contemporains, au niveau de la zone aval.

Trois mécanismes peuvent intervenir, à la même période, dans des secteurs différents du lac, ou dans un même secteur à des époques différentes (fig. 94-2abc) :

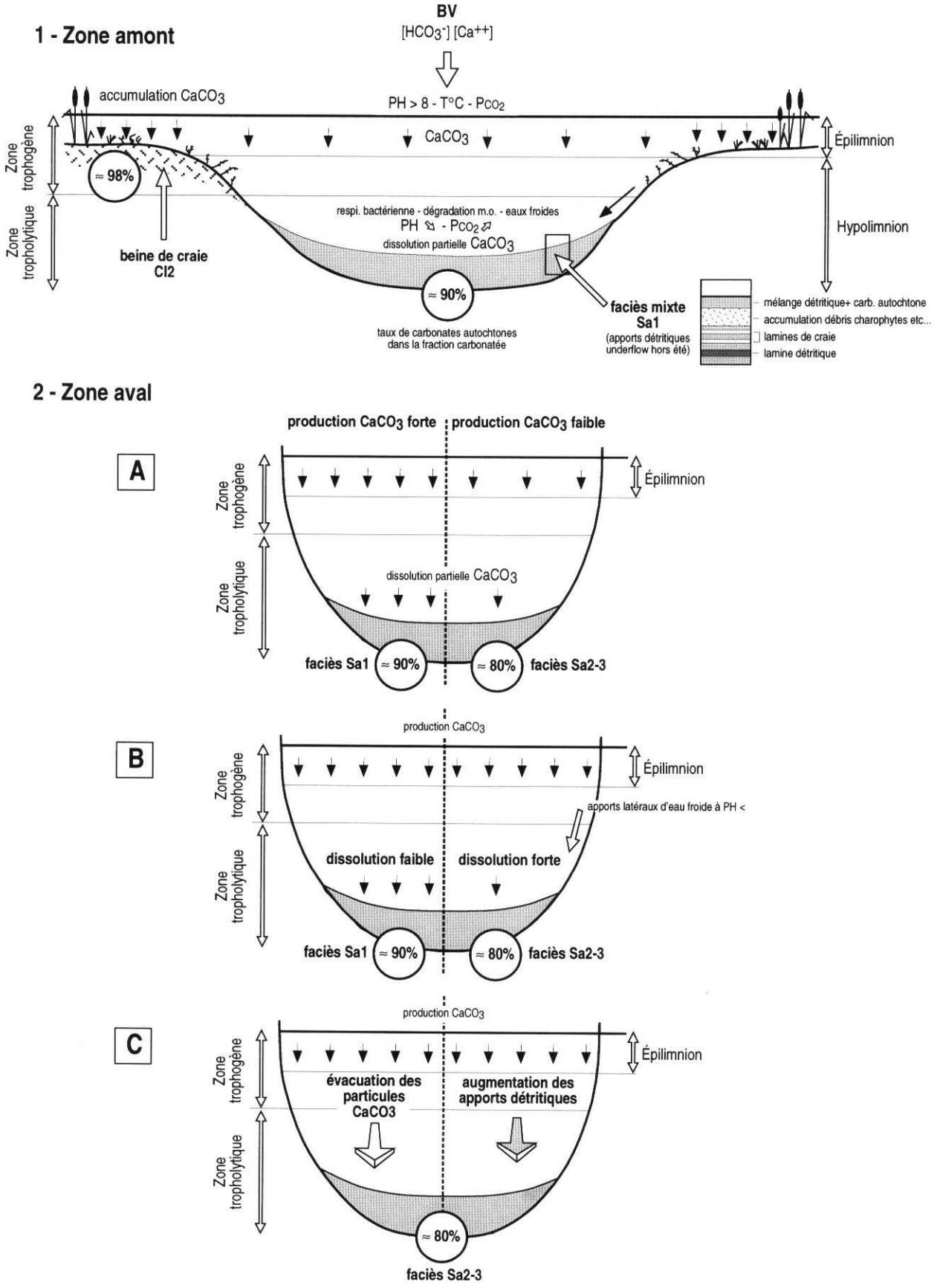


Fig. 94 Production et sédimentation des carbonates lacustres dans les domaines amont et aval (les valeurs exprimées en % correspondent au taux de carbonates autochtones dans la fraction carbonatée totale des faciès Sa1 et Sa2-3)

1 - la production en carbonates lacustres est différentielle (toutes origines confondues). A apport détritique constant, une forte production induit une teneur forte (**Sa1**), une faible production une teneur moindre (**Sa2-3**). La dissolution partielle identique pouvant encore accroître l'écart entre le taux de carbonates autochtones des deux faciès ;

2 - la production est stable, mais la dissolution est différentielle. L'apport d'eaux froides par des affluents latéraux peut localement accroître la dissolution (mais aussi limiter la production) ;

3 - l'hydrodynamisme prime et perturbe la sédimentation carbonatée lacustre. Le temps de séjour est trop faible pour permettre la croissance et la décantation des particules authigènes qui sont évacuées hors du système ; les apport détritiques sont abondants et les carbonates lacustres sont proportionnellement moins nombreux.

Il est probable que l'hétérogénéité physique du bassin lacustre de Chaillexon (affluents, géométrie) offre, depuis sa formation, un contexte favorable à l'expression combinée de ces mécanismes différentiels lors de la mise en place des dépôts.

4.6.1.3. Evolution dans le temps

Au cours de l'Atlantique, le développement des beines de craie de la zone amont marque une très nette régression qui se traduit par un volume de craie de 2 671 800 m^3 à l'Atlantique ancien contre 574 322 m^3 seulement à l'Atlantique récent. Cette réduction se fait à la faveur de la sédimentation détritique qui occupe alors largement le chenal central. A la fin de l'Atlantique récent, il ne se dépose plus de craie dans la zone amont, ni en zone littorale où l'atterrissement se développe, ni dans les secteurs encore caractérisés par une sédimentation lacustre.

A la même époque pourtant, d'autres lacs du Jura, en contexte climatique identique et approvisionnés par des eaux de même qualité géochimique, voient leurs beines de craie encore actives et progradantes.

On peut donc penser qu'à Chaillexon, la régression des beines de craie traduit une spécificité locale, résultant soit d'une réduction de la production, soit de l'évacuation des particules authigènes (ou de la combinaison des deux phénomènes).

L'évacuation de particules authigènes qui se forment dans l'épilimnion (précipitations directes et précipitations sous influence planctonique) semble un processus réel dans la dynamique du lac actuel. Des apports hydrologiques plus ou moins brutaux interviennent fréquemment en été et provoquent alors l'évacuation des particules en formation avant qu'elles n'aient pu sédimenter (temps de séjour faible).

Le calcul du temps de séjour théorique des eaux dans la zone amont, pour un débit d'entrée de 10 m^3/s, entre la fin de l'Atlantique ancien et la fin de l'Atlantique récent (fig. 95) montre qu'il diminue de près de moitié, passant de 8,4 jours à 5 jours en un peu plus de 1400 ans, argument en faveur du processus de "purge" hydrodynamique.

Toutefois, si une partie des précipitations peut être évacuée, ce processus ne semble néanmoins pas seul en cause. Il est très probable que cette période corresponde également à une régression du développement végétal dans la zone trophogène amont, donc également à une réduction de la production. Cette modification trophique de la zone amont du lac pourrait avoir comme origine l'accroissement du flux détritique, en particulier lors des périodes de croissance végétale, contrariant le développement des populations algales et macrophytiques (LACHAVANNE et al., 1995).

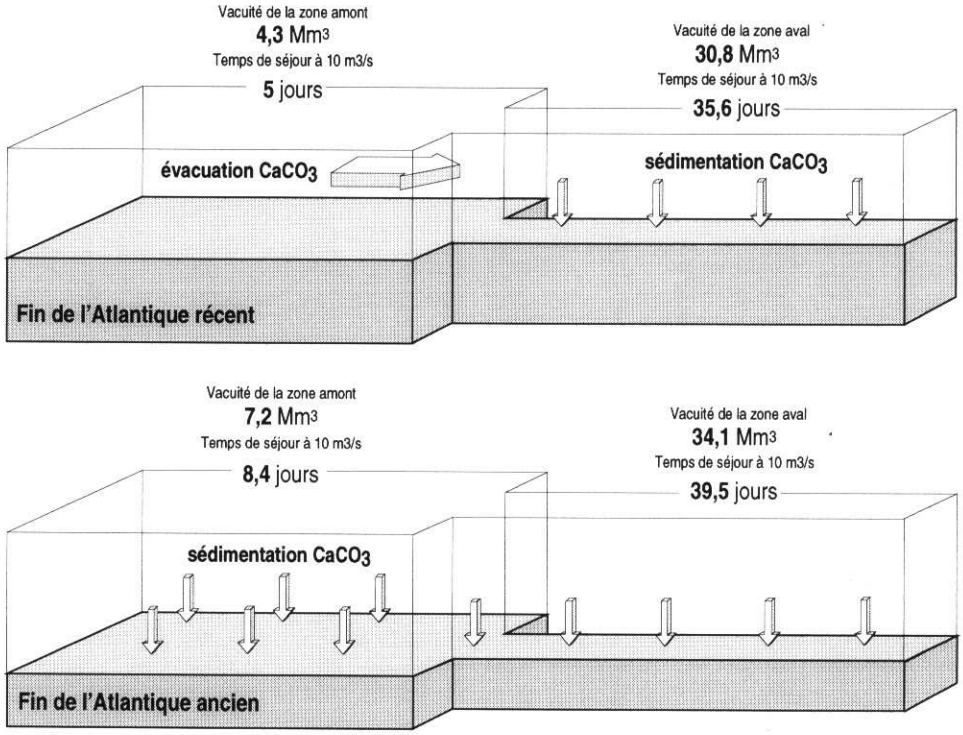


Fig. 95 Temps de séjour des eaux dans les zones amont et aval à l'Atlantique. Impact sur la sédimentation des carbonates autochtones

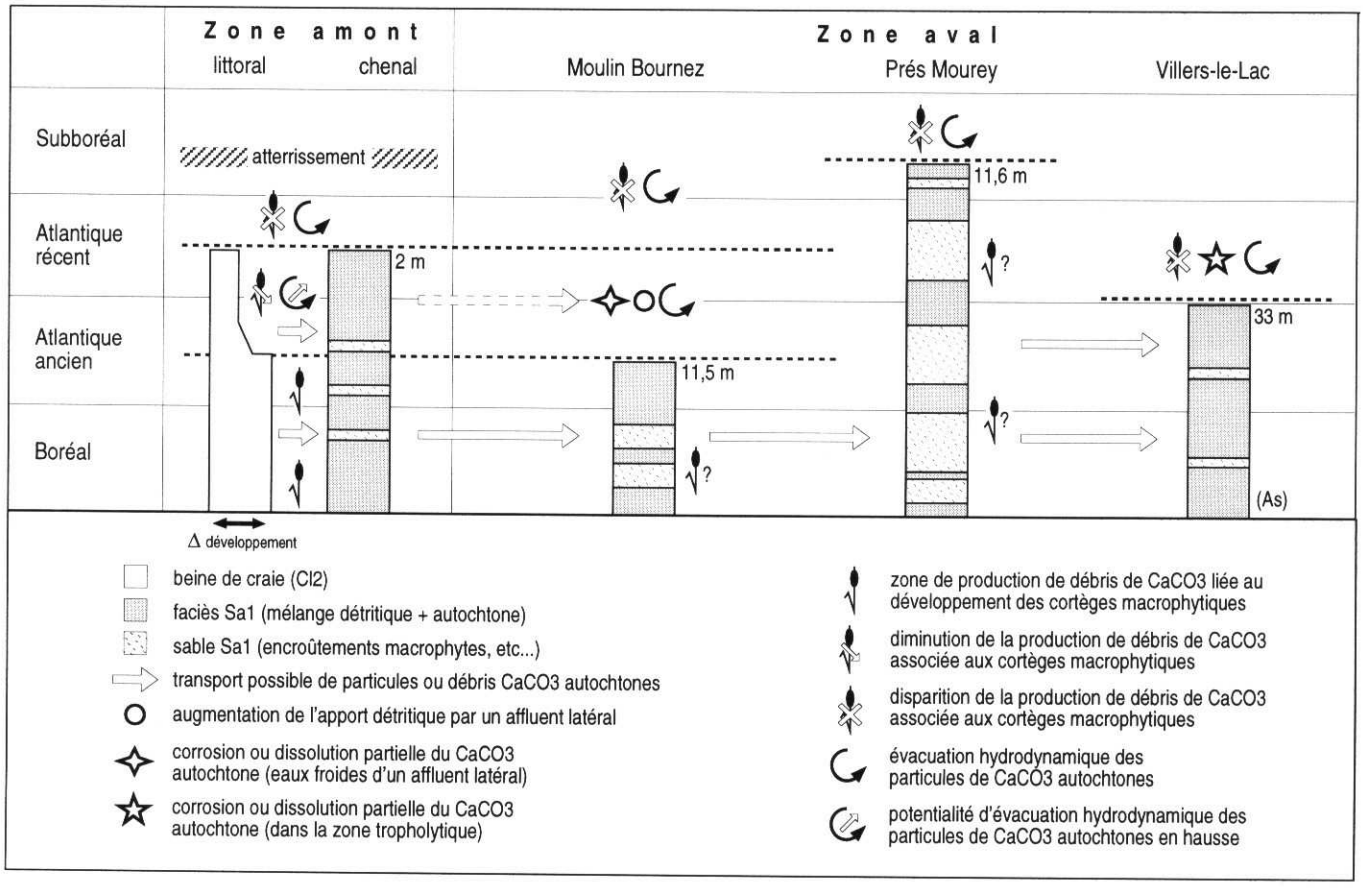


Fig. 96 Evolution chronostratigraphique des beines de craie amont et de l'épisode cabonaté. Synthèse des mécanismes et des contraintes de la sédimentation

Au Boréal et au début de l'Atlantique ancien, l'ensemble de la zone aval présente des dépôts **Sa1** (fig. 96). Les forages montrent des accumulations de débris carbonatés autochtones de puissance hétérogène. Peu développées à l'amont, elles constituent des dépôts plurimétriques à Prés Mourey. Correspondent-elles à des débris parautochtones, provenant de l'amont ? sont-elles liées à la production *in situ* d'herbiers locaux ? le fait que ces accumulations perdurent à Prés Mourey à l'Atlantique récent et au début du Subboréal, alors que la zone amont est dépourvue de carbonates lacustres, plaiderait pour la seconde hypothèse.

A Moulin Bournez, l'épisode carbonaté se termine à 11,5 m, au cours de l'Atlantique ancien (transition **Sa1/Sa2-3**). Le rôle d'un tributaire latéral, le petit ruisseau torrentiel de la Malcombe, pourrait expliquer cette anomalie par l'apport d'eaux froides, qui favorisent la dissolution des carbonates, de particules détritiques, ou encore par l'augmentation du flux hydrique qui évacue des particules autochtones vers l'aval.

Aux Prés Mourey, outre les fortes accumulations de débris de carbonates lacustres, le faciès **Sa1** perdure jusqu'au Subboréal. Si des herbiers locaux existent dans ce secteur du lac, leur dégradation à probablement une incidence dans le mélange avec les apports détritiques. De plus, à la fin de l'Atlantique, le temps de séjour des eaux dans la zone aval est encore 7 fois supérieur à celui de la zone amont (fig. 95). On peut penser que les particules qui précipitent dans l'épilimnion rencontrent de bonnes conditions hydrodynamiques pour croître et sédimenter.

Enfin, à Villers-le-Lac, l'accroissement général du détritisme que connaît le lac à l'Atlantique récent (baisse de la proportion de carbonates lacustres) et la profondeur de l'interface eau/sédiment (donc de la puissance de la zone tropholytique - augmentation de la dissolution), contribuent à la transition du faciès **Sa1** au faciès **Sa2-3**.

Eléments principaux du quatrième chapitre :

- La cuvette lacustre occupe une vacuité constituée deux secteurs morphologiquement distincts : (1) la zone amont, large, incisée d'un chenal méandriforme dans les formations glaciaires ou fluvioglaciaires anté-lacustres et contraint par un entablement calcaire en rive gauche ; (2) la zone aval, longue et étroite.

- L'écroulement rocheux à l'origine du lac est daté de la seconde moitié du Bølling (12 300 B.P.) et le remplissage lacustre est continu du Bølling à l'actuel.

- Le remplissage est constitué de 5 unités sédimentaires, soit, de la base au sommet : (1) des sables grossiers de fond de chenal à l'amont, appelés **Gs** ; (2) les faciès **As**, argiles grises à drop-stones, équivalents distaux de **Gs** ; (3) le faciès **Sa**, constitué de silts argileux distingués en trois sous-unités selon la teneur en carbonates et en m.o. ; (4) des dépôts de craie lacustre franche (**Cl2**) ou calcaréo-argileuse (**Cl1**), présents presque uniquement dans les secteurs littoraux de la zone amont ; (5) des limons fluviatiles de débordements, des silts organiques et tourbes au toit du remplissage (**Lt**).

- Les limites lithologiques ne sont pas systématiquement isochrones.

- Le Tardiglaciaire est détritique et homogène. Le Bølling/Allerød ne se distingue pas, d'un point de vue sédimentologique, du Dryas récent. Les apports du bassin versant traduisent un substrat encore mal protégé par les sols.

- Le Préboréal est marqué par un hiatus qui caractérise une régression lacustre de près de 7,50 m par rapport au niveau moyen du lac.

- La transition Préboréal/Boréal constitue une limite sédimentologique majeure : (1) les conditions sont, dès lors, favorables au développement d'une sédimentation autochtone dans le lac (formation de beines de craie littorales à l'amont et sédimentation mixte dans le chenal amont et la zone aval (épisode carbonaté)) ; (2) les apports détritiques du bassin versant illustrent le développement des sols qui protègent désormais le substrat.

- Le comblement progressif du lac (diminution du temps de séjour) et sa diversité morphologique impliquent une production et/ou une sédimentation autochtone différentielle dans le temps et dans l'espace (diachronisme du toit de l'épisode carbonaté).

- La fin de l'Atlantique récent traduit une augmentation quantitative des apports détritiques issus du bassin versant.

- L'atterrissement de la zone amont est pratiquement total à la fin du Subboréal.

Chapitre 5

Production et stocks sédimentaires : approche quantitative et impact des contraintes de l'environnement

Chapitre 5

Production et stocks sédimentaires : approche quantitative et impact des contraintes de l'environnement

5.1.- Estimation de la variabilité du taux de stockage

5.1.1. Méthode de cubature des volumes sédimentaires par chronozone

5.1.1.1. Détermination des points de référence

La quantification des volumes sédimentaires déposés durant chaque chronozone du comblement lacustre, indispensable à la compréhension des mécanismes de sédimentation et à la détermination des évolutions du bassin versant, implique, au préalable, de positionner les isochrones du remplissage.

Les données de forages, associées aux datations palynologiques et aux calages ^{14}C, nous ont permis de disposer de transects chrono-lithostratigraphiques et de sondages de référence, autant à l'amont qu'à l'aval.

Cependant, l'impossibilité matérielle de définir les chronozones palynologiques pour l'ensemble des forages réalisés dans le remplissage lacustre, a induit la nécessité de recourir, dans un premier temps, à des extrapolations.

Les limites de chronozones établies pour les forages et transects de référence, ont été corrélées à l'ensemble des forages non datés, en contrôlant systématiquement l'adéquation des éléments de dynamique sédimentaire définis sur les points de référence les plus proches du point extrapolé (position du forage dans la dynamique sédimentaire, pente des dépôts, faciès, etc...).

Les isochrones du remplissage ont ainsi pu être positionnées sur les 17 transects initiaux déterminés par l'implantation des investigations mécaniques ou géophysiques (fig. 76a/b).

Dans la zone amont, la sériation des transects et les nombreux forages disponibles constituent un maillage suffisant pour réaliser une interpolation informatique. Dans la zone aval, la trop faible densité de points et le fort risque d'une interpolation très influencée par les "effets de bords", liés à la topographie très étroite de la paléo-vallée, nous ont incité à générer des points complémentaires (avec la même méthode), selon un transect longitudinal amont-aval et un pas de 100 m.

La même procédure a été utilisée pour définir la cote du substrat. Le choix de points identiques (en X,Y) pour l'ensemble des limites de chronozones et la cote du substrat, a l'avantage de contraindre l'interpolation sur la même grille initiale et de limiter ainsi la marge d'erreur. Finalement, 225 points coordonnés X,Y comportant chacun autant de coordonnées Z que de limite de chronozones (+ cote du substrat), ont été définis.

5.1.1.2. Mode de traitement

L'ensemble du remplissage a été fragmenté en trois fichiers distincts (amont, médian et aval), les résultats obtenus pour chacun étant ensuite compilés.

La carte des points de référence est digitalisée et convertie en coordonnées X, Y (Lambert) et Z (NGF). Le traitement est réalisé à l'aide du logiciel SURFER 5.5 qui permet une large gamme de calculs d'interpolation.

Dans notre cas, le mode retenu est une interpolation par krigeage simple, définie sur un variogramme linéaire et une maille de 100 x 40 identique pour les 3 fichiers (choisie en fonction de la forme XY des fichiers et de la densité des points, et ramenée ensuite à 200 x 80 par une fonction spline qui ne modifie pas l'interpolation, mais améliore le lissage). Cette méthode a l'avantage de régionaliser l'interpolation et de limiter la "nodulation" des isohypses calculés.

Pour améliorer le résultat, en particulier au niveau de l'interpolation du substrat, les fichiers correspondants au remplissage ont été complétés par la saisie des courbes de niveau jusqu'à 800 m NGF, de part et d'autre du lac (la sortie graphique en courbes de niveau des isohypses du substrat de la zone amont est représentée figure 76a). Tous les fichiers sont interpolés par la même méthode.

Ainsi, le substrat et les limites isochrones du remplissage, sont modélisés sous la forme d'enveloppes 3D. Le cubage du volume initial du lac et à la fin de chaque chronozone est obtenu par le calcul du volume entre la surface modélisée correspondante et un plan coté 752 m, toit du remplissage et altitude de la plaine actuelle. A chaque étape, la soustraction du volume calculé à celui calculé pour la chronozone sousjacente permet de connaître le volume du remplissage de la période climatique correspondante.

5.1.1.3. Marge d'erreur

Les volumes calculés sont fonction d'une marge d'erreur qui peut provenir du mode de traitement mathématique. Le calcul informatique du volume entre une enveloppe 3D et un plan se fait par l'addition des volumes élémentaires définis par la dimension des mailles de la grille élémentaire (ici 200x80). Des grilles d'interpolation à mailles différentes peuvent aboutir à des volumes différents. Cependant, le test réalisé sur des valeurs de grilles extrêmes, entre deux surfaces 3D, montre que la différence obtenue varie entre 3 et 5% du volume calculé (le fait de cuber entre une surface 3D et un plan, méthode retenue, limite cette erreur).

Mais l'erreur la plus grande est ailleurs. Elle réside très certainement dans l'extrapolation initiale des données chrono-lithostratigraphiques. Les dimensions particulières du site de Chaillexon et la faible densité des points réellement datés ne laissent cependant guère de choix...

On peut penser que l'approximation commise est de l'ordre de 10 à 15%, mais que cette erreur (à laquelle s'additionne l'erreur "mathématique" de 3 à 5%) n'a d'incidence que sur le calcul en valeur absolue des volumes du remplissage et n'altère pas la valeur des variations relatives d'une unité chronologique à l'autre.

5.1.2. Cubature globale

Le cubage du volume entre la surface du substratum et la cote 752 m est de 93,98 Mm^3 (millions de m^3). On sait que la partie supérieure du remplissage est d'origine palustre et fluviatile et que la cote supérieure des dépôts lacustres est de 750,50 m à son maximum (craies **Cl2** et faciès **Sa3**), soit 1,50 m

sous la surface de la plaine. On peut penser que cette cote, qui constitue la limite avec les faciès tourbeux qui marquent l'atterrissement, équivaut à quelques décimètres près à la cote moyenne du lac, en tous cas depuis l'Atlantique récent. Elle constitue également la cote moyenne maximale de l'histoire du lac puisqu'aucun dépôt lacustre ne s'est déposé à une altitude plus élevée.

En outre, elle est identique à la ligne d'eau actuelle de la rivière et à la cote moyenne centennale du lac résiduel, ce qui laisse à penser que, ni la cote du déversoir, ni le volume des fuites au barrage, n'ont beaucoup évolué au cours du comblement.

On discrimine la valeur du cubage global en trois unités (fig. 97 et tab. 17) :

- les limons de débordement et les faciès palustres (**Lt**), soit 7,01 Mm^3 (2,0 Mm^3 d'âge subboréal et 5,01 Mm^3 d'âge subatlantique) ;
- le remplissage lacustre *stricto sensu*, soit 80,37 Mm^3 ;
- le volume du lac résiduel actuel, soit 6,6 Mm^3 ;

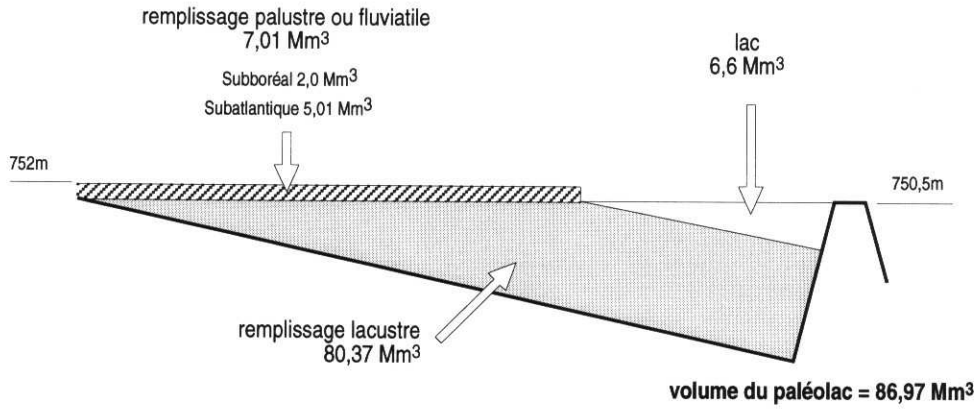


Fig. 97 Répartition globale des volumes

Notons que le volume du paléolac (volume du remplissage lacustre + volume du lac résiduel) étant de 86,97 Mm^3, le lac actuel ne représente plus que 7,6% du volume initial.

Le cubage des unités sédimentaires par chronozones (faciès **Lt** inclus, puisque également issu des processus d'érosion du bassin et d'évolution de la cuvette lacustre) montre une grande variabilité (fig. 98) :

- le Tardiglacaire traduit une forte décroissance entre la fin du Bølling associée à l'Allerød et le Dryas récent (de 19,3 Mm^3 à 9,8 Mm3) ;
- le volume piégé est minimum au Préboréal avec 2,1 Mm^3 ;
- le Boréal marque une augmentation jusqu'à 7,4 Mm^3 suivi d'une quasi stabilité jusqu'à la fin de l'Atlantique (7,1 Mm^3 à l'Atlantique ancien, 6,2 Mm^3 à l'Atlantique récent) ;
- le Subboréal et le Subatlantique montrent une brusque dilatation avec des volumes de 15 Mm^3 et 20,5 Mm^3.

La distinction entre le comblement amont et aval confirme, en outre, la progradation des unités de l'amont vers l'aval.

Volume total de sédiments par chronozones (m3)

	Bøll.+Allerød	Dryas récent	Préboréal	Boréal	Atlan. ancien	Atlan. récent	Subboréal	Subatlantique
AMONT	16 375 500	7 181 500	1 481 900	5 185 000	5 343 600	2 871 610	4 028 596	5 411 294
AVAL	2 897 810	2 625 710	573 510	2 240 420	1 712 543	3 336 577	10 986 967	15 124 463
TOTAL	19 273 310	9 807 210	2 055 410	7 425 420	7 056 143	6 208 187	15 015 563	20 535 757
						sédiments lacustres : AMONT	2 028 596	2 303 294
						AVAL	10 986967	13 222 463
						TOTAL	13 015 563	15 525 757

Durée des chronozones

	Bøll.+Allerød	Dryas récent	Préboréal	Boréal	Atlan. ancien	Atlan. récent	Subboréal	Subatlantique
radiocarbone (années B.P.)	1 300	1 000	1 000	1 000	2 000	1 300	2 000	2 700
calibré (années solaires)	1 550	1 770	1 170	1 130	2 020	1 430	2 630	2 810

Taux de sédimentation (m3/an)

	Bøll.+Allerød	Dryas récent	Préboréal	Boréal	Atlan. ancien	Atlan. récent	Subboréal	Subatlantique
radiocarbone (années B.P.)	14 826	9 807	2 055	7 425	3 528	4 776	7 508	7 606
calibré (années solaires)	12 434	5 541	1 757	6 571	3 493	4 341	5 709	7 308

Volume du lac à la fin de chaque chronozone (m3)

	initial	Allerød	Dryas récent	Préboréal	Boréal	Atlan. ancien	Atlan. récent	Subboréal	actuel
AMONT	42 771 000	26 395 500	19 214 000	17 732 100	12 547 100	7 203 500	4 331 890	2 303 294	0
AVAL	44 196 000	41 298 190	38 672 480	38 098 970	35 858 550	34 146 007	30 809 430	19 822 463	6 600 000
TOTAL	86 967 000	67 693 690	57 886 480	55 831 070	48 405 650	41 349 507	35 141 320	22 125 757	6 600 000

tableau 17 Résultats de la cubature, par chronozone (zone amont et zone aval)

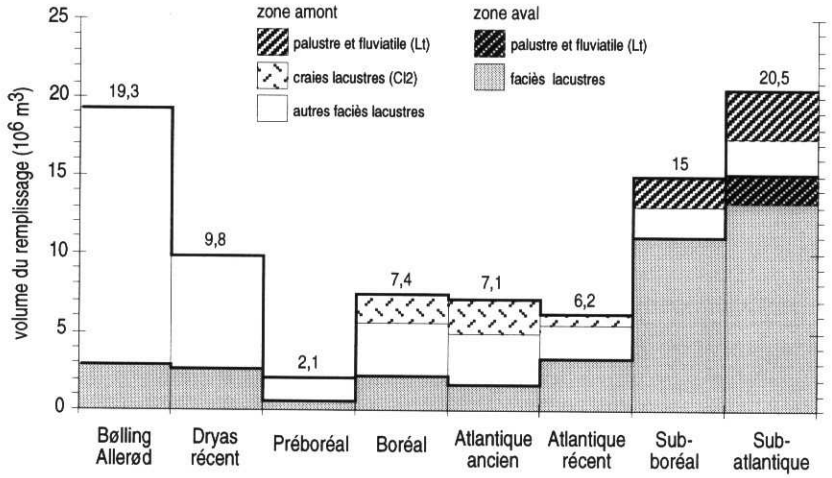


Fig. 98 Cubature globale du remplissage par chronozone et par unité sédimentaire

5.1.3. Volumes et masses par unité de temps

La distortion engendrée par une lecture directe doit être corrigée en rapportant les volumes aux unités de temps qu'ils représentent. Pour minimiser le déphasage irrégulier qui existe entre la durée d'une année radiocarbone et d'une année solaire (STUIVER & BRAZIUNAS, 1993) et restituer la durée réelle des périodes de stockage sédimentaire, les limites de chronozones définies en années radiocarbones sont converties en années solaires (EVIN, 1989 ; MAGNY, 1995).

Les effets de cette calibration sur la durée estimée des chronozones sont présentés dans le tableau 17 (les dates calibrées retenues correspondent à la valeur moyenne des intervalles de calibration).

La correction par unité de temps, en années solaires, des volumes cubés dans le remplissage de Chaillexon (fig. 99), induit :

- une production moyenne annuelle de 12 434 m^3 de sédiments durant la fin du Bølling et l'Allerød, qui tombe ensuite à 5 541 m^3 au Dryas récent puis 1757 m^3 au Préboréal ;
- la transition Préboréal/Boréal se traduit par une très nette reprise du piégeage sédimentaire, avec 6 571 m^3/an, valeur à nouveau décroissante au cours de l'Atlantique ancien (moyenne annuelle 3 493 m^3) ;
- le taux de piégeage est croissant de l'Atlantique récent (4 341 m^3/an), au Subboréal (5 709 m^3/an) puis au Subatlantique (7 308 m^3/an).

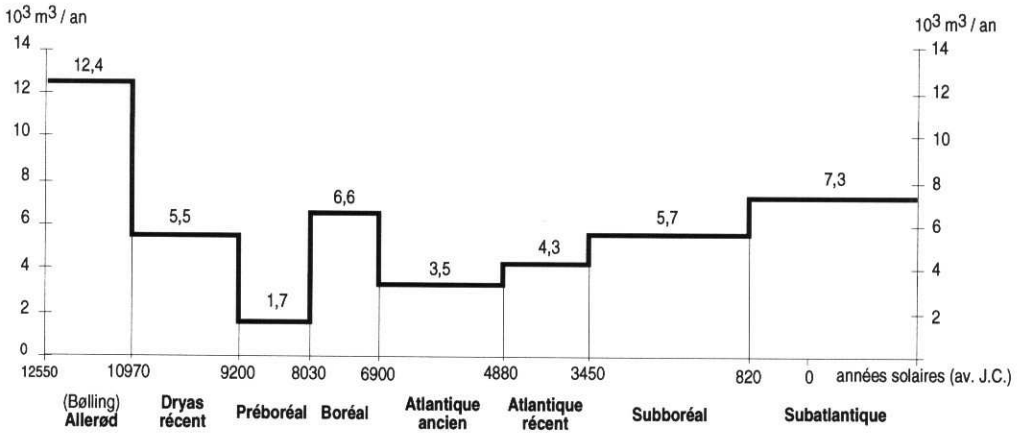


Fig. 99 Évolution du volume moyen annuel de sédiments stocké par le lac ($10^3.m^3$/an)

L'estimation volumétrique ne tient pas compte d'une éventuelle compaction différentielle des unités sédimentaires. En outre les unités exprimées en m^3/an sont difficilement interprétables en terme de bilan sédimentaire, plus communément exprimé en tonnage par unité de temps.

Il convient donc de passer d'unités de volume à des unités de poids. La masse volumique apparente (poids sec (g)/volume (cm^3)) est mesurée sur 30 échantillons provenant des différents faciès du remplissage (Di GIOVANNI, 1994).

Les valeurs obtenues (fig. 100) peuvent être regroupées en trois ensembles :

- les niveaux organiques (**Lt**) ont des masses volumiques entre 0,3 et 0,6, selon la teneur en m.o. (valeur moyenne retenue 0,5) ;
- les faciès lacustres (**As** exceptés) sont très homogènes et proches de 0,9 (0,9 ± 0,12) ;
- le faciès **As** (argiles grises) présente des valeurs qui évoluent autour de 1,4 (1,4 ± 0,12).

On obtient le tonnage de sédiment tel que :

$P=K.V$ où P= poids des sédiments
K= masse volumique apparente
V= volume des sédiments

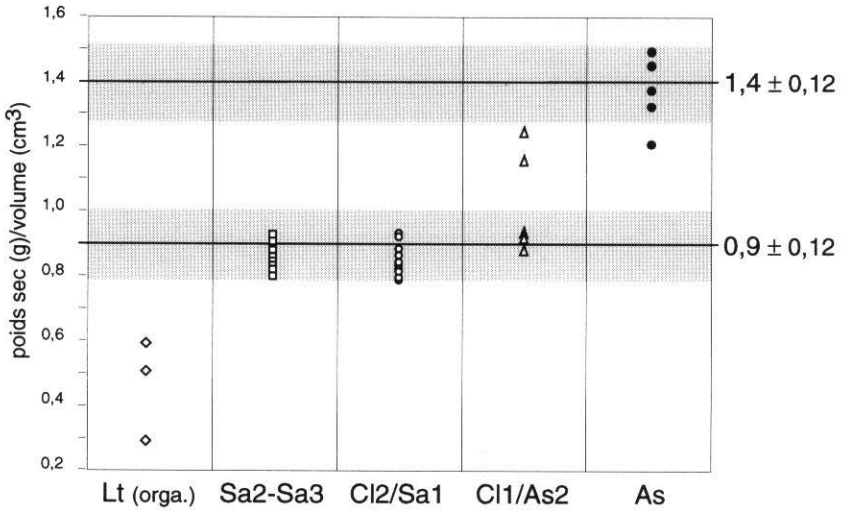


Fig. 100 Masse volumique apparente des différents faciès du remplissage (d'après Di GIOVANNI, 1994)

Les volumes des différents lithofaciès (regroupés en fonction de leur masse volumique apparente) ont été cubés afin de pondérer le calcul du poids de sédiment de la proportion de chacun des lithofaciès dans chaque chronozone.

Les volumes se répartissent comme suit :

Chronozone	faciès	**masse vol.**	**volume (Mm^3)**
Bølling/Allerød	As	1,4	19,27
Dryas récent	As	1,4	9,81
Préboréal	As (aval)	1,4	0,57
	As2-Cl1 (amont)	0,9	1,48
Boréal	Cl1 /Cl2/Sa1	0,9	7,42
Atlantique ancien	Cl2/Sa1 /Sa2-3	0,9	7,06
Atlantique récent	Cl2/Sa1 /Sa2-3	0,9	6,21
Subboréal	Sa1 /Sa2-3	0,9	13,01
	Lt (silts et limons)	0,9	1,50
	Lt (organique)	0,5	0,50
Subatlantique	Sa2-3	0,9	15,52
	Lt (silts et limons)	0,9	4,01
	Lt (organique)	0,5	1,00

tableau 18.- Volume et densité des lithofaciès répartis par chronozone

La conversion en tonnage de sédiment stocké par année solaire, depuis la mise en place du barrage naturel du Saut-du-Doubs, modifie peu l'évolution relative du piégeage définie à partir des volumes (fig. 101). Elle augmente cependant la représentativité des chronozones caractérisée par les faciès **As** (K = 1,4) au détriment des autres périodes climatiques, majoritairement dominées par les autres faciès lacustres (K = 0,9).

Les chronozones tardiglaciaires demeurent les périodes durant lesquelles la plus grosse masse du remplissage lacustre est piégée (43,8% de la masse totale du remplissage, dont 29% pour le Bølling/Allerød). Le taux de piégeage moyen annuel est de 17 408 t/an au Bølling/Allerød et 7 757 t/an au Dryas récent qui enregistre une baisse susbtantielle.

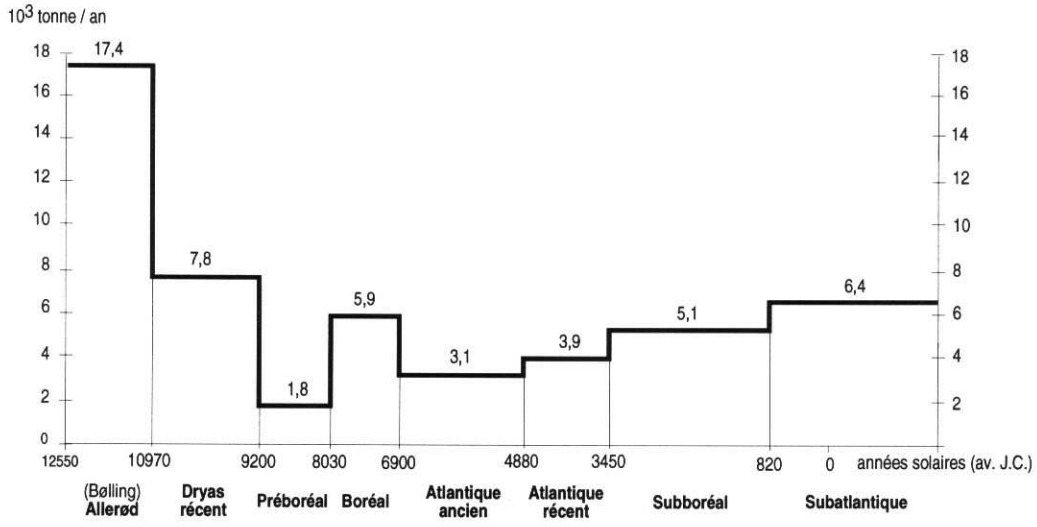


Fig. 101 Évolution de la masse sédimentaire moyenne annuelle stockée par le lac (en 10^3 tonne/année solaire)

Le Préboréal se traduit par le taux de piégeage le plus faible de l'histoire du lac, avec une valeur de 1826 t/an seulement.

La transition Préboréal/Boréal marque une très nette reprise du stockage qui atteint 5 914 t/an au Boréal.

L'Atlantique se traduit à nouveau par une baisse jusqu'à 3 144 t/an. Le taux de piégeage remonte ensuite, évoluant de 3 907 t/an à l'Atlantique récent, à 5 062 t/an au Subboréal, puis 6 435 t/an au Subatlantique.

Rappelons enfin que ces valeurs sont des valeurs moyennes et qu'elles oblitèrent une éventuelle variabilité interne à chaque chronozone.

A ce titre, le piégeage moyen de 6,4 t/an au cours du Subatlantique, peut être comparé aux 3,9 t/an enregistrées en 1991, soit une valeur inférieure de près de 40%. Cette différence, qui traduit l'importance quantitative de la variablité saisonnière, pourrait partiellement s'expliquer par la nature hydrologique de l'année 1991, dont le débit moyen est inférieur de plus de 25% à la moyenne séculaire.

5.2.- Du stockage lacustre à la production du bassin versant

Les valeurs précédemment définies (taux de stockage en t/an) correspondent à l'évolution du stockage sédimentaire par le piège lacustre au cours de son comblement. Elles intègrent à la fois les apports allochtones, issus de la production particulaire du bassin versant, et la contribution sédimentaire autochtone, qui correspond à la production lacustre (carbonates).

Elles sont, en outre, le reflet de l'efficacité de piégeage du système lacustre et de son évolution dans le temps. L'analyse du bilan sédimentaire actuel du lac résiduel (c.f. chapitre 3.5.) a montré que seulement 42% des apports particulaires issus du bassin versant et 26% de la production autochtone étaient retenus par le lac.

On constate donc que la transposition directe des valeurs de stockage à des valeurs de production sédimentaire n'est pas possible.

La quantification de la production détritique particulaire des flux hydrologiques qui aboutissent au lac, implique au préalable de déterminer le tonnage spécifiquement détritique piégé par le lac (masse globale - masse autochtone = masse détritique), et d'estimer le tonnage détritique évacué hors du système (masse piégée + masse évacuée = masse des apports).

Pour la fraction carbonatée autochtone des dépôts lacustres, associée cette fois à la charge dissoute véhiculée par les flux hydrologiques, la production et le piégeage sont, avant tout, fonction du système complexe que sont les équilibres hydrodynamiques, thermiques, physico-chimiques et biologiques du lac. Il est difficile, par exemple, d'estimer la productivité dissoute des flux du bassin versant au Tardiglaciaire par rapport au Boréal. Les conditions climatiques du Boréal sont propices à la formation de carbonates authigènes dans le lac (donc à leur piégeage), tandis qu'elles peuvent sans doute ne pas l'être au Dryas récent (donc pas de carbonate authigène et pas de piégeage lacustre), à charge dissoute et débit moyen identique à l'entrée du lac...

Nous utiliserons donc la fraction carbonatée autochtone sous l'aspect d'un contrôle des évolutions environnementales décelées par l'analyse des flux détritiques, sans l'aborder en terme de bilan quantifié.

5.2.1. Evolution corrigée de la production détritique du bassin versant

5.2.1.1. Estimation du stockage détritique

Dans la détermination de l'origine des sédiments (c.f. chapitre 4.5.), nous avons distingué dans les faciès lacustres une incidence variable de la sédimentation autochtone carbonatée. Constituant presque exclusif dans les craies lacustres (**Cl2**), elle est quasi absente du faciès **As**. Elle représente des teneurs variables, mais décroissantes de **Sa1** à **Sa2-3** puis **Lt**.

Lors de la cubature, en plus des volumes par chronozones, quatre distinctions faciologiques ont été discriminées : les argiles grises basales (**As**), les craies lacustres amonts (**Cl1+Cl2**), le complexe **Sa** (**Sa1-Sa2-Sa3**), et les limons et faciès d'atterrissement (**Lt**).

Ainsi nous rapporterons l'estimation du tonnage des dépôts détritiques aux faciès **As**, **Sa** et **Lt**, tandis que les beines de craies (**Cl1+Cl2**) seront considérées comme relevant d'une sédimentation uniquement autochtone.

Les taux de stockage des chronozones Boréal et Atlantique sont diminués du tonnage équivalent au volume des beines de craie amont (2 592 500 m^3 au Boréal, 2 671 800 m^3 à l'Atlantique ancien, 574 322 m^3 à l'Atlantique récent). Il résulte de cette première correction une diminution des tonnages équivalents à ces mêmes périodes (fig. 102), comparés aux tonnages bruts précédemment calculés (fig. 101).

On constate ainsi que le stockage détritique issu du bassin versant est quasiment identique au cours du Préboréal et de l'Atlantique ancien (respectivement 1 825 m^3/an et 1 953 m^3/an, en moyenne annuelle, rapporté à l'ensemble de la chronozone). Il en est de même pour le Boréal et l'Atlantique récent, qui enregistrent cependant des valeurs supérieures aux deux chronozones précedentes (3 849 m^3/an pour le Boréal et 3 545 m^3/an pour l'Atlantique récent).

*Remarque : ces calculs négligent la fraction carbonatée autochtone qui existe dans le faciès **Sa1** et, dans une moindre mesure, **Sa3**. Cette approximation, bien que partiellement compensée par le fait de*

considérer les faciès crayeux à 100% d'origine autochtone (on sait qu'ils comportent de 2 à 10% d'apports détritiques), induit une surévaluation de quelques pourcents des tonnages détritiques proposés, pour les périodes allant du Boréal au Subatlantique inclus.

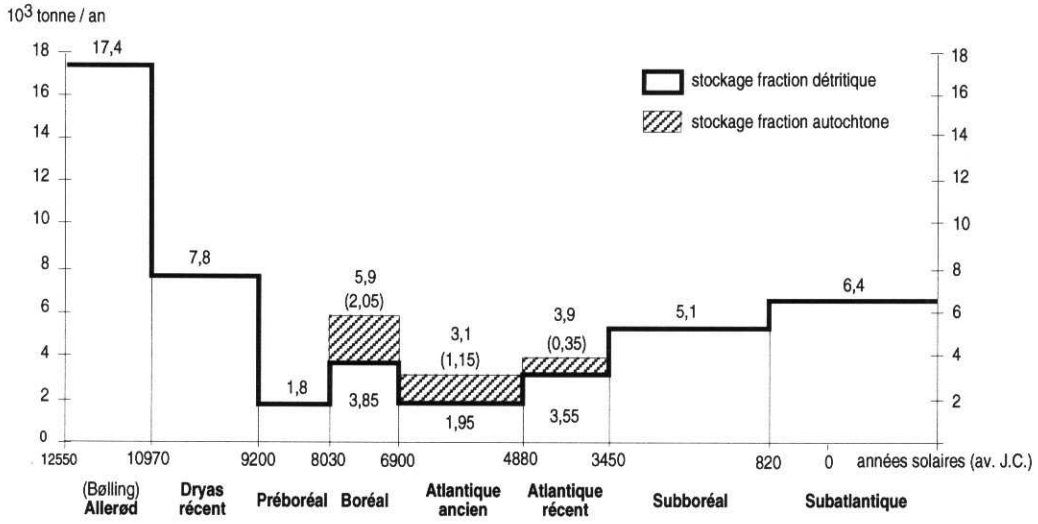


Fig. 102 Evolution des masses sédimentaires détritiques et autochtones stockées (moyenne annuelle en 10^3 tonne/année solaire)

5.2.1.2. Evolution de la cote moyenne du lac

• Mécanismes de régulation du niveau moyen

On sait (c.f. chapitre 2.2.2.) que le niveau du lac est régulé par la cote du déversoir et le volume des pertes sous lacustres, en particulier au niveau du barrage. On a vu également que la cote du seuil du lac n'avait probablement pas diminué au cours de l'histoire du lac et que la capacité de vidange des pertes n'avait pas évolué au cours du siècle dernier. En supposant cette dernière constante du Bølling à l'actuel (hypothèse), on peut, dès lors, imaginer que le mode de régulation du niveau du lac n'a pas évolué au cours du temps.

L'analyse de la variabilité annuelle du dernier siècle, montre que pour des écarts hydrologiques importants entre les années très sèches (Qma à l'entrée du lac =10,2 m^3/s, en moyenne des années très sèches) et les années très humides (Qma=32,5 m^3/s, en moyenne des années très humides), la variation du niveau moyen du lac évoluait peu, de part et d'autre la cote moyenne interannuelle de l'ordre de 750,50 m NGF (entre 751,13 m et 749,17 m).

En 1921, l'année la plus sèche de l'histoire séculaire du lac actuel, le module annuel de débit est de 6,75 m^3/s, alors que le niveau moyen du lac reste à 749,41 m.

Pour des valeurs de débit moyen inférieures, la cote du lac baisse peu, tant que le débit reste supérieur ou égal au volume des pertes (3 m^3/s). En revanche, dès que le débit d'entrée est inférieur, le niveau du lac baisse jusqu'à l'équilibre entre les apports et les pertes. On sait par ailleurs que le volume de perte évolue en fonction de la cote du lac (c.f. chapitre 2.2.2). Ainsi, pour que le niveau moyen soit de l'ordre de 743 m, il faut que le débit d'entrée du lac soit environ de 1,25 m^3/s, ce qui fut le cas, par exemple en juillet 1893 (Qmm=1,37 m^3/s ; Hmm=743,47 m).

On peut donc dire que le niveau moyen du lac reste voisin de la cote 750,50 m (± 2 m) pour des périodes climatiques durant lesquelles le débit moyen est supérieur à 3 m^3/s. En revanche, en deçà de cette valeur, le niveau moyen peut considérablement baisser, même pour une diminution mineure du débit, à l'instar des marnages saisonniers actuels.

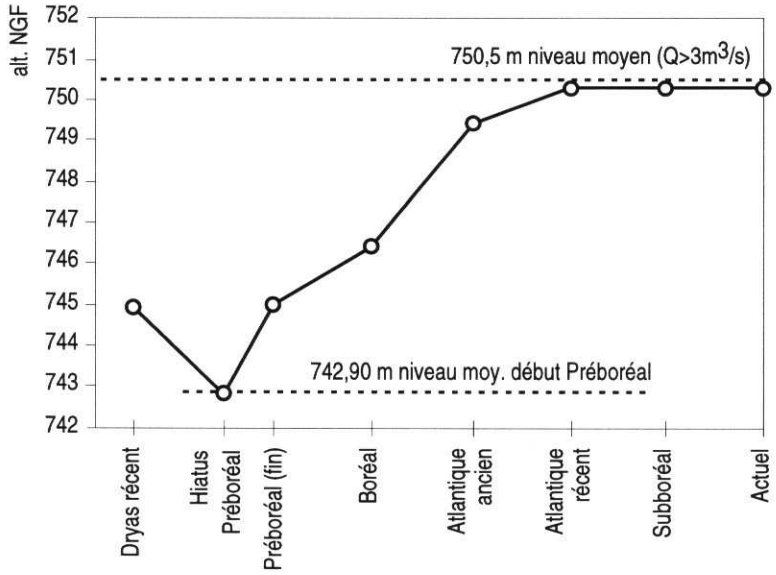


Fig. 103 Cote maximale des dépôts au toit de chaque chronozone (+ cote du hiatus Préboréal) et niveaux moyens du lac

• La baisse du lac au début du Préboréal

Le seuil de 3 m^3/s paraît très éloigné de la moyenne actuelle, de 19,05 m^3/s. Une valeur inférieure au début du Préboréal (niveau moyen du lac à 743 m - fig. 103) pose des questions quant à l'état hydrologique du bassin et l'importance des précipitations à cette même période.

Un déficit hydrologique est reconnu par divers auteurs, en Europe du Nord (DIGERFELD, 1972,1986 ; NILSSON, 1961, 1964 ; SPENCER et al., 1981 ; EUGSTER & KELTS, 1983). Dans le Jura, outre à Chaillexon, cet épisode déficitaire est mis en évidence (MAGNY, 1991, 1994, 1995) par la régression du niveau des lacs d'Onoz (Jura Sud), de Saint Point et de Remoray (bassin versant de la haute vallée du Doubs). Ce déficit résulte probablement de la conjonction d'une période de moindre précipitation (GUIOT et al., 1993 ; GUIOT & PONS, 1986) et d'une phase de forte insolation estivale sous nos latitudes (BERGER, 1979 ; MAGNY, 1995).

Il est probable qu'à Chaillexon, le paramètre insolation ait joué un rôle non négligeable dans la baisse du lac qui présentait alors une surface plus de dix fois supérieure à celle du lac actuel.

La valeur du débit moyen au début du Préboréal, estimée en fonction de la cote du lac et de la fuite au barrage (1,25 m^3/s), est donc à majorer des volumes évacués par l'évaporation directe du lac en période estivale.

On sait également que les pertes karstiques du bassin versant provoquent une distortion supplémentaire entre le volume d'eau correspondant aux précipitations efficaces (P-ETP) et le débit des flux hydriques à l'entrée du lac de Chaillexon.

Ainsi, l'addition des facteurs climatiques (baisse des précipitations et augmentation de l'insolation estivale), correspondent donc à une variation climatique globale qui concourrent à la baisse régionale du niveau des lacs. La spécificité contextuelle du site de Chaillexon (pertes karstiques du bassin versant à l'amont du lac et pertes sous-lacustres) induit une réaction spécifique du site aux événements climatiques : quand la plupart des lacs enregistrent une baisse réelle mais modérée, Chaillexon révèle une baisse spectaculaire qui engendre de fortes conséquences sur la sédimentation (géométrie, volume, hiatus).

Remarque : l'interprétation paléohydrologique de la baisse du lac de Chaillexon au début du Préboréal ne paraît pas pouvoir être poussée jusqu'à la quantification des apports hydriques sur le bassin versant ; trop de paramètres indispensables résultent d'hypothèses (stabilité des pertes lacustres, stabilité des pertes karstiques du BV) ou impliquent des mécanismes complexes inabordables indirectement (évaporation du lac, par exemple, dépendante de la température de l'eau, de l'hygrométrie, du vent...).

5.2.1.3. Estimation de la capacité de piégeage

L'analyse du fonctionnement actuel nous a montré la validité de la courbe de Brune (BRUNE, 1953 ; CHEN, 1975 ; HEINEMANN, 1984), qui définit la corrélation logarithmique entre temps de séjour et taux de piégeage, pour la granulométrie silteuse des faciès détritiques de Chaillexon. Elle s'applique à la fois pour des épisodes hydrologiques isolés (une crue...), et pour une approche à pas de temps plus grand, abordée par une moyenne de débit.

A la diminution, au cours du temps, du volume moyen du lac en fonction de son comblement (réduction de la vacuité disponible), est corrélée une diminution du temps de séjour des eaux du lac (fig. 104 a et b). Calculés pour une cote du lac à 750,50 m (cote moyenne du lac sauf au Préboréal) et un débit moyen de 20 m^3/s (proche de la moyenne centennale du dernier siècle), ces deux paramètres hydrologiques montrent une évolution de 86,97 Mm^3 à 6,6 Mm^3, pour le volume, et de 50,3 jours à 3,8 jours pour le temps de séjour, entre la création du lac et l'actuel.

Reportés sur la courbe de Brune (fig. 105), les temps de séjour obtenus correspondent à des taux de piégeage théorique en décroissance logarithmique de 90% aux premiers temps de l'existence du lac, jusqu'à 45% aujourd'hui (le suivi 1991 a montré un piégeage du détritique de 42%...).

Le calcul établi pour un débit moyen de $20m^3/s$ reste valable pour des valeurs inférieures ou supérieures, du fait de la relation proportionnelle qui existe entre le débit d'entrée et le volume du lac (un débit plus faible entraîne un niveau, donc un volume, plus faible, le temps de séjour restant sensiblement identique). Dans le cas d'une forte variation du volume, comme au début du Préboréal, la simulation du temps de séjour sur le volume résiduel avec un débit d'entrée de 3 m^3/s, implique encore un taux de piégeage de 95%.

Le taux de piégeage moyen de chaque chronozone est défini par la médiane entre les taux de piégeage estimés au début et à la fin de chaque période (fig. 104c). Les valeurs du taux de stockage détritique précédement définies (fig. 102), sont ensuite ramenées à 100% ; elles correspondent cette fois à la production détritique moyenne annuelle du bassin versant, du Bølling à l'actuel (masse détritique piégée + masse détritique évacuée).

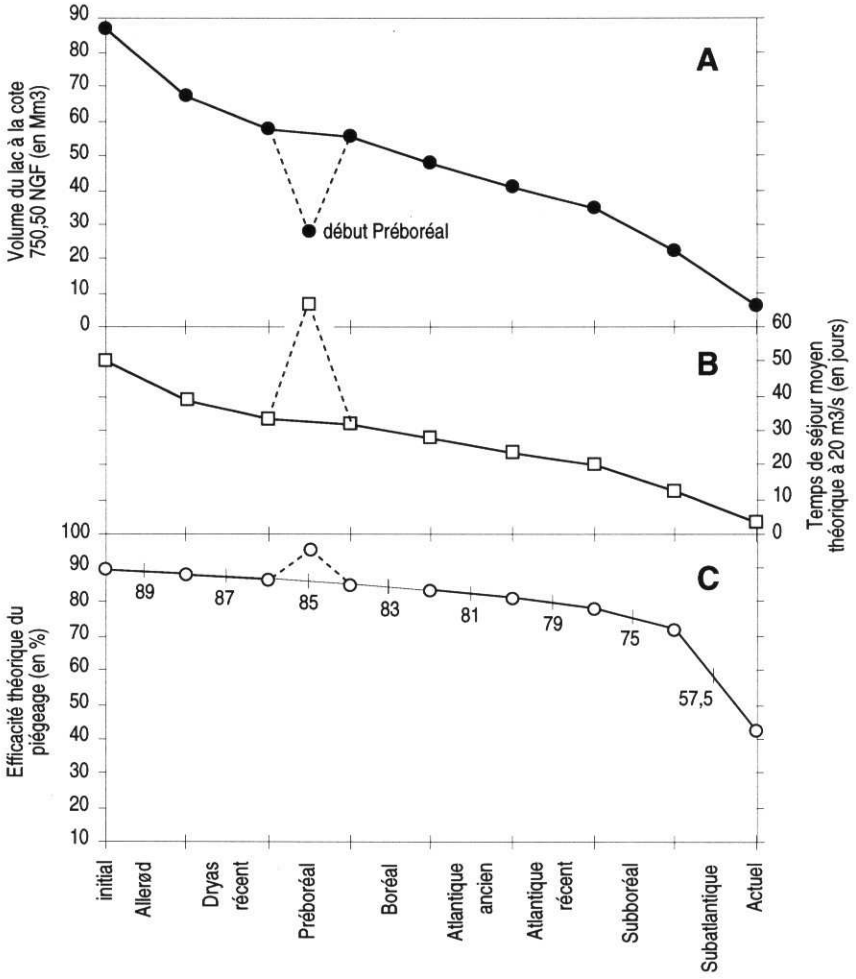


Fig. 104 Évolution des moyennes du volume du lac, du temps de séjour et de l'efficacité de piègeage théorique au début et à la fin de chaque chronozone.

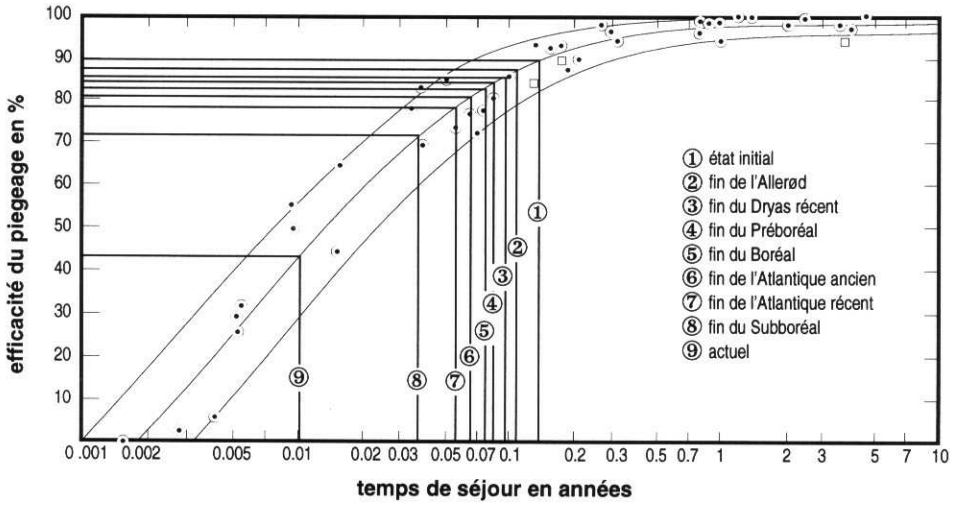


Fig. 105 Évolution des temps de séjour et de l'efficacité théorique de piégeage du lac de Chaillexon (replacés dans la courbe proposée par Brune pour les lacs de barrage, 1953)

5.2.1.4. Evolution de la production détritique du bassin versant

L'analyse de l'évolution corrigée de la production détritique du bassin versant (fig. 106), déterminée à partir des éléments de la cubature et de l'efficacité théorique du piégeage, ne modifie pas les premiers constats établis par l'analyse des masses sédimentaires stockées dans le remplissage. Elle précise cependant la production réelle du bassin versant pour chacune des chronozones et permet une meilleure approche des processus à l'origine de cette production.

L'interstade Bølling/Allerød (12 300 ans B.P. - formation du lac - à 11000 B.P.) apparaît comme la période la plus productrice en flux particulaires issus du BV, près de 20 000 t/an arrivent au lac. Le Dryas récent (11 000 -10 000 B.P.) est marqué par une régression très nette de cette production qui tombe à 8 900 t/an.

Le Préboréal s'inscrit dans cette même logique de baisse : la production traduit le déficit hydrologique du bassin versant et atteint sa plus faible valeur avec 2100 t/an seulement.

La transition Préboréal/Boréal se traduit par une reprise du détritisme au Boréal (4 700 t/an). Cette hausse reste néanmoins modérée et les périodes Boréal et Atlantique sont caractéristiques d'une faible production détritique du bassin versant, comparée au Tardiglaciaire (2 500 t/an à l'Atlantique ancien, 4 500 t/an à l'Atlantique récent). A celà s'oppose, durant ces même époques, le développement conséquent de la sédimentation carbonatée autochtone dans le lac.

La reprise du détritisme est en revanche très nette au Subboréal (6 800 t/an), mais surtout au Subatlantique où elle atteint à nouveau 11100 t/an.

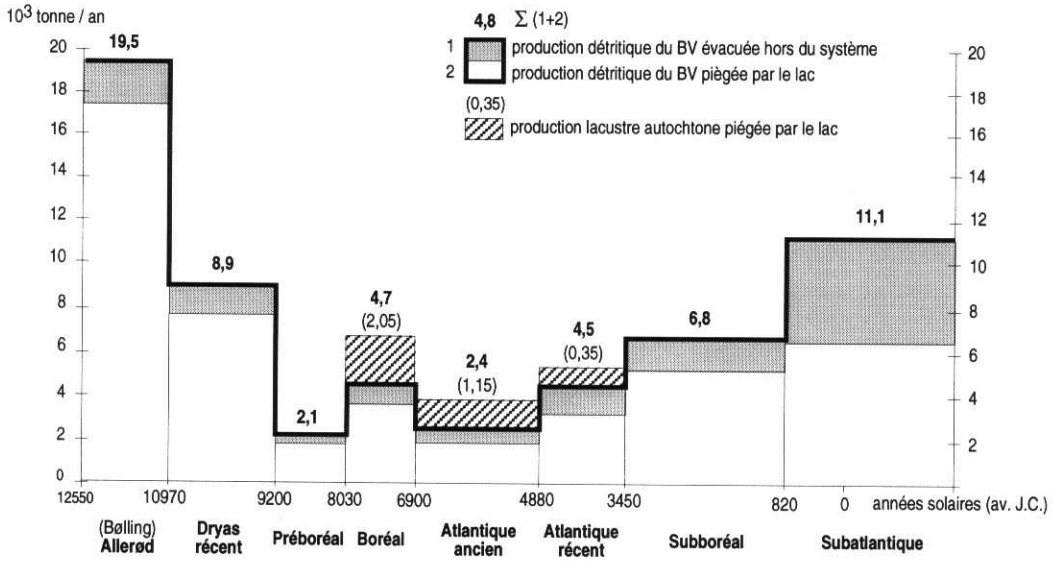


Fig. 106 Evolution corrigée de la production détritique du bassin versant et des masses sédimentaires détritiques et autochtones stockées par le lac (moyenne annuelle en 10^3 tonne/année solaire)

5.3.- Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire du bassin versant

Les précipitations constituent le premier facteur d'influence de la charge particulaire des flux de surface. De leur intensité et de leur quantité va dépendre la capacité d'éroder, puis de véhiculer les particules détritiques du bassin versant jusqu'au piège lacustre. La charge détritique d'une rivière est donc, entre autre, une réponse aux événements climatiques qui affectent le bassin versant.

Mais d'autres paramètres sont influents : l'état du sol, la nature du substrat, l'impact anthropique, la topographie du bassin... Si certains d'entre eux sont stables à l'échelle millénaire ou plurimillénaire, d'autres, en revanche, peuvent varier dans des limites capables de perturber la relation climat/production sédimentaire.

L'estimation de la production détritique du bassin versant n'est donc pas forcément directement significative des variations climatiques.

5.3.1. Paléohydrologie du bassin versant : évolution de la contrainte climatique

L'état paléohydrologique (donc climatique) du bassin versant peut être défini à partir de l'analyse des fluctuations des niveaux lacustres des lacs jurassiens ou péri-jurassiens

Depuis une dizaine d'années plusieurs études sédimentologiques régionales ont porté sur la détermination des fluctuations lacustres (GAILLARD & MOULIN, 1989 ; MAGNY, 1991, 1995 ; MAGNY in CUPILLARD et al., 1994). Ces variations sont établies sur la base de l'évolution verticale, dans un même sondage, des assemblages typologiques des fragments et agrégats de carbonates lacustres, dont la morphologie, dépendante de l'hydrodynamisme et des cortèges végétaux "producteurs", est fonction de la bathymétrie (SCHNEIDER, 1977 ; BROCHIER & JOOS, 1982 ; LACOMBE 1986, MAGNY, 1991).

Sans être quantitatives, ces études mettent en évidence des phases successives de transgression et de régression des niveaux, dont la durée et et le calage chronologique sont déterminés par l'analyse palynologique.

5.3.1.1. Variations du niveau des lacs jurassiens

Dans le bassin versant qui nous concerne, les rives des lacs de Saint-Point et de Remoray (c.f. chapitre 1, fig. 4), ont fait l'objet de forages au niveau de la beine crayeuse (MAGNY, in CUPILLARD et al., 1994).

Trois sondages (2 à Saint-Point, 1 à Remoray) traduisent l'évolution des niveaux, du Préboréal au début du Subatlantique (fig. 107-1).

Les séquences tardiglaciaires ont été analysées sur deux sites jurassiens à l'extérieur du bassin : le lac suisse de Neuchâtel, au pied du Jura, à quelques kilomètres à l'Est de Chaillexon, et le le petit lac d'Onoz, dans le Jura sud, en rive droite de la vallée de l'Ain.

Enfin, les données relatives au Subatlantique sont tirées de l'étude des lacs du Bourget (Savoie), du Petit Maclus et du petit lac de Clairvaux (Jura) (MAGNY, 1991).

Les deux séquences disponibles pour le Tardiglaciaire (fig. 107-1) présentent une évolution similaire au Dryas récent. Au haut niveau du début de la période succède un épisode régressif qui atteint son maximum vers 10 500 B.P., précedant une nouvelle transgression vers 10 000 B.P.

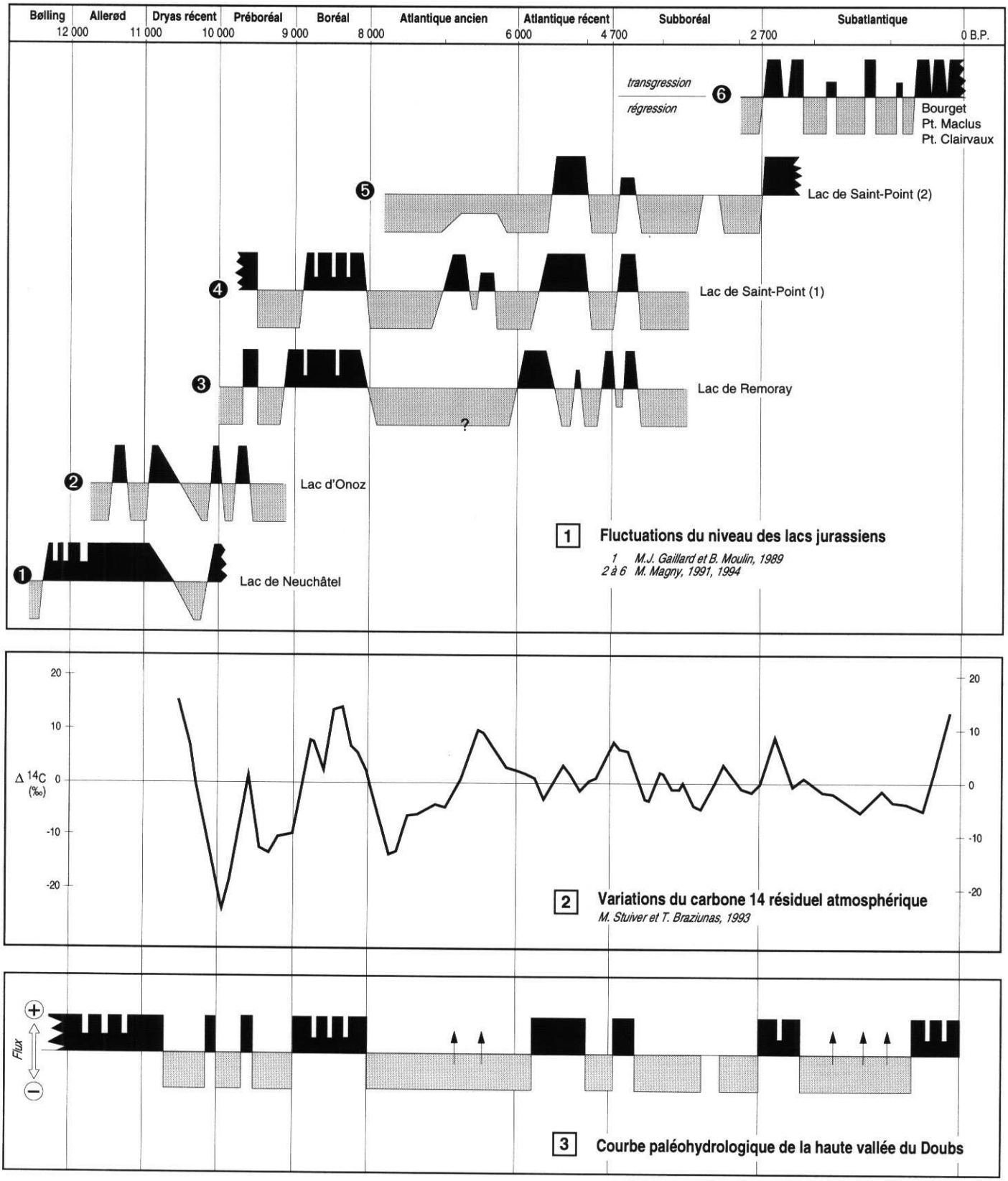


Fig. 107 Variations du niveau des lacs jurassiens et péri-jurassiens depuis le Bølling (d'après Magny, 1991, 1994 et Gaillard & Moulin, 1989). Comparaison avec l'évolution du taux de ^{14}C résiduel atmosphérique et définition de la courbe paléohydrologique de la haute vallée du Doubs.

En revanche, l'interstade Bølling/Allerød, qui précède le Dryas récent, se distingue dans l'un et l'autre cas : il apparaît essentiellement régressif à Onoz, tandis que le lac de Neuchâtel connaît une forte hausse.

Cette évolution antagoniste dans un même contexte climatique traduit probablement une différence de surface et de topographie des deux bassins versants respectifs.

Le bassin du lac de Neuchâtel est vaste (2672 km^2) et inclus largement le relief jurassien, probablement encore partiellement englacé ou porteur de stocks neigeux qui alimentent les flux de surface en période estivale ; le lac d'Onoz dépend d'un bassin de quelques kilomètres carrés, à faible altitude, en marge des limites de l'extension glaciaire würmienne.

A Onoz comme à Remoray, le Préboréal montre un déficit hydrologique qui provoque une baisse générale des niveaux lacustres. Cet épisode régressif est perturbé par une dégradation climatique brève reconnue également au lac Saint-Point. La position chronologique de cette dégradation est estimée aux environs de 9 500 B.P. et d'une durée de 2 ou 3 siècles. Elle pourraît cependant être un peu plus tardive, si l'on considère un taux de sédimentation variable entre le début et la fin du Préboréal. Il est en tous cas probable que cette dégradation climatique corresponde à la remontée du lac de Chaillexon après la baisse spectaculaire enregistrée au début du Préboréal.

Le bilan hydrologique du Boréal apparaît plus excédentaire. L'amplitude de la péjoration climatique semble néanmoins modeste et la cote des lacs de Saint-Point et Remoray ne remonte que légèrement. Des améliorations passagères sont enregistrées à plusieurs reprises.

Un décalage est observé entre les deux lac, la transgression étant enregistrée plus tôt à Remoray qu'à Saint-Point. Il est probable que la position différentielle des deux forages par rapport à la rive des lacs et le faible volume de Remoray par rapport à Saint-Point (9,6 Mm^3 contre 81,6 Mm^3) soient à l'origine de cette distortion, Remoray enregistrant avec moins d'inertie, au point d'implantation du forage, les fluctuations de la surface du plan d'eau.

L'Atlantique ancien est à nouveau régressif et correspond à un climat moins humide. Là encore l'implantation des forages induit une lecture différente concernant deux oscillations transgressives, entre 7 000 et 6 000 BP. La fin de l'Atlantique ancien est franchement régressive, l'analyse palynologique enregistre un hiatus sédimentaire dans les deux forages réalisés à Saint-Point (à -1,90 m et -1,45 m) (RUFFALDI, 1993).

La remontée des plans d'eau est encore une fois enregistrée avec moins d'inertie à Remoray, où elle survient dès le début de l'Atlantique récent.

La fin de l'Atlantique récent et la limite Atlantique/Subboréal correspond à un nouvel épisode régressif (nouveau hiatus à -1,0 m et -0,7 m). Ces conditions, à l'exception d'une brève dégradation au début du Subboréal, perdurent jusqu'au Subatlantique.

Le Subatlantique jurassien et sub-alpin est comparable. Il se traduit par une première phase de haut niveau, également enregistrée à Saint-Point, puis une longue période régressive entre 2 100 et 800 B.P., entrecoupée de brèves périodes de remontée.

De 800 BP. à l'actuel, le niveau des lacs retrouve une cote en hausse.

5.3.1.2. Comparaison avec les fluctuations du lac de Chaillexon

A Chaillexon, la résolution et la problématique de l'étude ne permettent pas d'envisager la même précision quant aux variations de niveau. Elles confirment néanmoins l'important déficit hydrologique du début du Préboréal, probablement sans équivalent dans l'histoire du bassin versant depuis le Bølling.

En revanche, les hiatus sédimentaires repérés à Saint-Point à la transition Atlantique ancien/Atlantique récent, puis Atlantique récent/Subboréal n'ont pas été observés. Cela s'explique par l'implantation des forages datés par la palynologie qui recoupent les limites de l'Atlantique récent à des cotes soit inférieures, soit supérieures à l'amplitude du marnage induit par ces régressions lacustres.

En ce qui concerne l'interstade Bølling/Allerød, le fort taux de sédimentation enregistré par le lac de Chaillexon à cette période est davantage corrélable aux transgressions enregistrées sur les rives du lac de Neuchâtel, plutôt qu'au bas niveau du lac d'Onoz : l'hydrologie du bassin versant de la haute vallée du Doubs est encore sous une forte influence nivale lors de cette époque d'amélioration climatique.

5.3.1.3. Courbe paléohydrologique du bassin versant

Les séquences enregistrées à Saint-Point ou à Remoray, du Préboréal au début du Subatlantique, confirment les variations de la courbe de fluctuation des lacs jurassiens ou sub-alpins établie par M. Magny (1991).

Les corrélations chronologiques qui existent entres les périodes de haut et de bas niveau d'un lac à l'autre, dépendant de bassins versants distincts, et la similitude entre ces fluctuations et les mouvements des glaciers alpins, imposent le facteur climatique comme régulateur primordial de l'hydrologie des bassins versants.

Ce forçage climatique est confirmé par l'adéquation entre la variation des niveaux lacustres et l'évolution du taux de ^{14}C résiduel dans l'atmosphère (fig. 107-2) (MAGNY, 1994), directement dépendant de l'activité solaire (STUIVER & BRAZIUNAS, 1993).

De l'évolution des niveaux des lacs, significative de l'évolution climatique, peut être extrapolée une courbe paléohydrologique concernant la haute vallée du Doubs (fig. 107-3). Cette courbe, non quantifiée, corrèle aux épisodes de transgression lacustre des périodes d'augmentation des écoulements de surface dans le bassin (donc des débits à l'entrée du lac de Chaillexon) et inversement pour les phases régressives.

5.3.2. Vers d'autres forçages

La comparaison de la courbe paléohydrologique avec l'évolution de la production sédimentaire du bassin versant (fig. 108) montre une bonne corrélation entre les deux paramètres, du Bølling à la fin de l'Atlantique récent. L'évolution d'une période de haut débit à un épisode de déficit hydrologique correspond une diminution de la production particulaire du bassin versant.

Ainsi, de l'Allerød au Dryas récent puis au Préboréal, la production détritique diminue. Le Boréal, marqué par un excédent hydrologique, connaît, au contraire, une augmentation des apports détritiques au lac, suivie d'une nouvelle baisse durant l'Atlantique ancien.

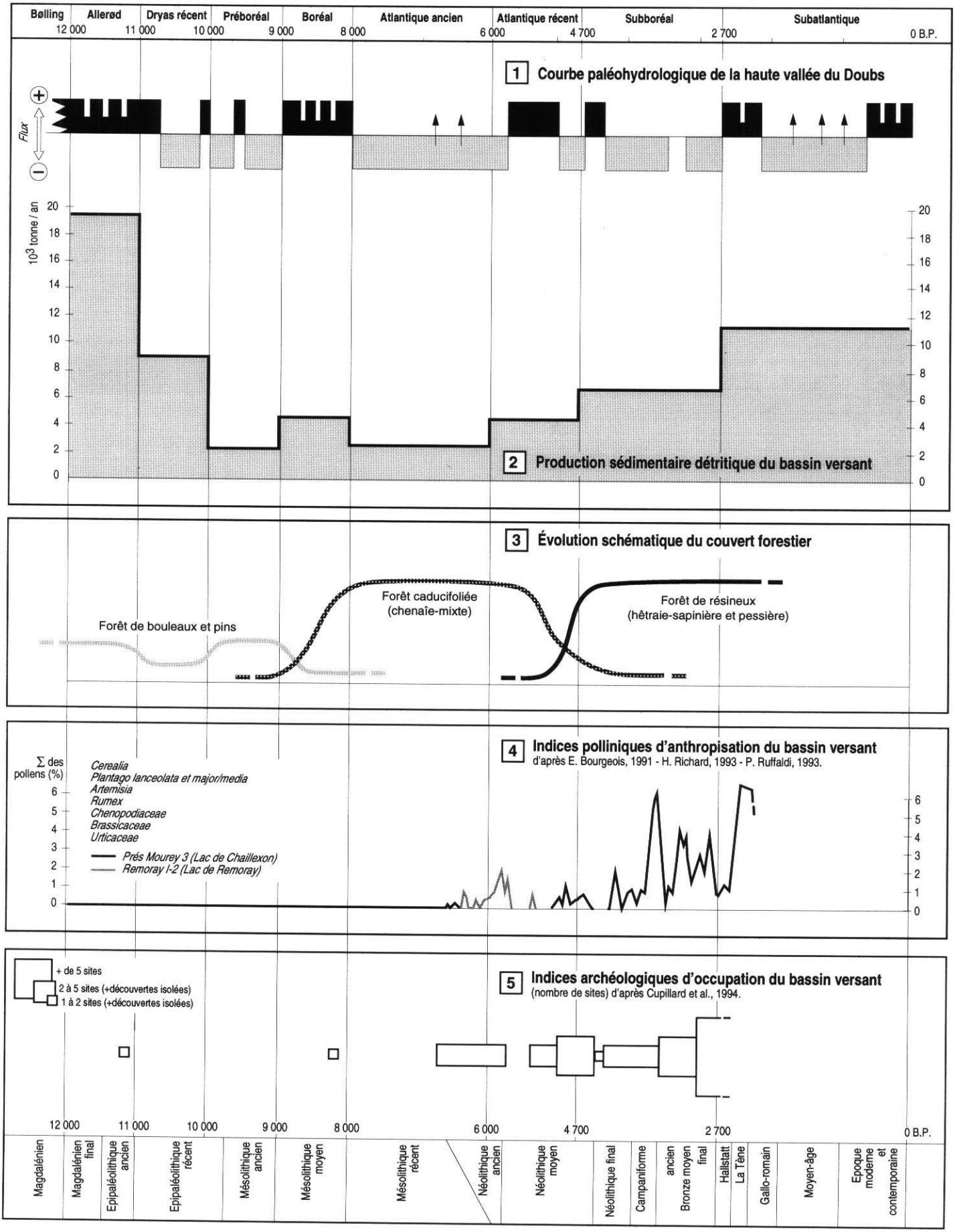


Fig. 108 Courbe paléohydrologique comparée à l'évolution de la production détritique du bassin versant. Évolution du couvert forestier et indices d'anthropisation de la haute vallée du Doubs

A partir de la fin de l'Atlantique récent, cependant, la corrélation s'inverse. Le Subboréal, plutôt déficitaire hydrologiquement comparé à l'Atlantique récent, enregistre au contraire une augmentation de la production moyenne annuelle particulaire du bassin versant. Cette "inversion" persiste au Subatlantique où la production sédimentaire augmente sans commune mesure avec le paramètre hydrologique.

Cette disharmonie entre les deux courbes, correspond à une amplification de la réponse sédimentaire dans les flux de surface dès la fin de l'Atlantique récent, disproportionnée par rapport à une éventuelle augmentation des précipitations.

Elle résulte de modifications environnementales du bassin versant. Deux causes peuvent être invoquées :

- l'installation de la hêtraie-sapinière et des pessières dans le bassin versant, en remplacement de la forêt caducifoliée, au cours de l'Atlantique récent (fig. 108-2). Cette adaption phytosociologique à un climat moins tempéré qu'à l'optimum atlantique implique probablement une acidité plus grande des sols (BRUCKERT & GAIFFE, 1985 ; LELONG et al., 1990) et une production détritique plus forte du substrat ;
- l'impact anthropique sur le milieu naturel (SUNDBORG et al., 1986 ; BOARDMAN et al., 1990).

Les récents développements de la prospection archéologique dans le secteur de la haute vallée du Doubs (CUPILLARD et al., 1994), plus particulièrement axée sur l'implantation des premiers peuplements mésolithiques, permet d'envisager l'implication des facteurs anthropiques dans le processus sédimentaire.

Aucune occupation humaine n'est attestée avant la fin de l'Allerød (fig. 108/5). C'est à cette époque qu'interviennent les premières incursions de chasseurs aziliens. L'amélioration climatique du Bølling a probablement entraîné le développement du couvert forestier dans les basses vallées et contraint le grand gibier à remonter vers les espaces plus ouverts de la haute chaîne et de la haute vallée du Doubs.

Avec le retour à des conditions plus extrêmes au Dryas récent, disparaissent les indices archéologiques.

Malgré la trace de modestes occupations mésolithiques à la fin du Boréal, vers 8200 B.P., il faut attendre 7 000 B.P. pour parler de peuplement de la haute vallée, avec la présence de sites plus nombreux.

Jusqu'au début de l'Atlantique récent, l'impact de l'homme sur le milieu est limité au prélèvement cynégétique traditionnel d'une population de "chasseurs-cueilleurs". Entre 6000 et 5500 B.P., l'analyse pollinique du forage des Prés Mourey 3 et d'un forage réalisé au lac de Remoray (ce dernier complète les lacunes de prélevement du forage des Prés Mourey 3) traduit les premiers indices de l'impact de l'homme sur la végétation (fig. 108-4). L'augmentation des pollens de plantes prairiales et rudérales, accompagne l'apparition d'espèces cultivées, en particulier les céréales. La transition technologique et culturelle du Mésolithique au Néolithique entraîne, dès lors, le développement des pratiques agricoles. L'aménagement et la mise en culture du sol dans les vallées, les défrichements forestiers qui les accompagnent, ont sans doute des effets simultanés sur la charge particulaire des flux de surface.

Encore ténue au cours de l'Atlantique récent, l'implantation néolithique connaît un développement plus affirmé vers 4 700 B.P., lors de la transition Atlantique/Subboréal. Cette augmentation du peuplement correspond chronologiquement à l'accroîssement de la production détritique du bassin versant.

Au cours du Subboréal et du Subatlantique, il est probable que la densité du peuplement ait connu une augmentation irrégulière, entrecoupée de plusieurs fluctuations (abandons ou baisses démographiques provisoires en raison de dégradations climatiques pluriannuelles mineures qui réduisent la rentabilité agricole ? ou hiatus archéologiques ?). On peut cependant penser qu'au cours de cette période, le développement des techniques agricoles et le renouvellement régulier des terres mises en culture ont eu une incidence croissante sur la production détritique du bassin versant.

5.3.3. Bilan des contraintes externes sur la production détritique

L'analyse de l'évolution du flux particulaire du bassin versant montre que cette dernière s'effectue sous un double contrôle (fig. 109) :

Le premier correspond au forçage climatique qui détermine le bilan hydrologique du bassin versant. On sait qu'un bilan hydrologique excédentaire induit un taux de production particulaire élevé. Inversement, à un bilan déficitaire correspond un faible taux de production.

L'expression du forçage climatique peut être directe, s'agissant de l'intensité des précipitations. Mais elle peut également avoir des incidences plus indirectes, s'agissant de sa contribution au développement des environnements végétaux et des sols associés. Les paramètres de sol et de végétation, par la régulation éventuelle des écoulements hydriques qu'ils peuvent induire en raison de leur rôle dans le bilan hydrologique (rétention, évapotranspiration), par le contexte géochimique qu'ils déterminent au contact sol/substrat (forêt caducifoliée à l'Atlantique ancien ou hêtraie-sapinière au Subboréal par exemple), ou encore par la protection mécanique qu'ils provoquent vis à vis du substrat (à partir de la transition Préboréal/Boréal), peuvent également limiter ou accroitre la production particulaire.

Le forçage climatique apparaît comme le facteur primordial de la production sédimentaire du bassin versant. Il s'est exercé en permance sur le fonctionnement du géosystème lacustre (bassin versant + lac), du Bølling à l'actuel.

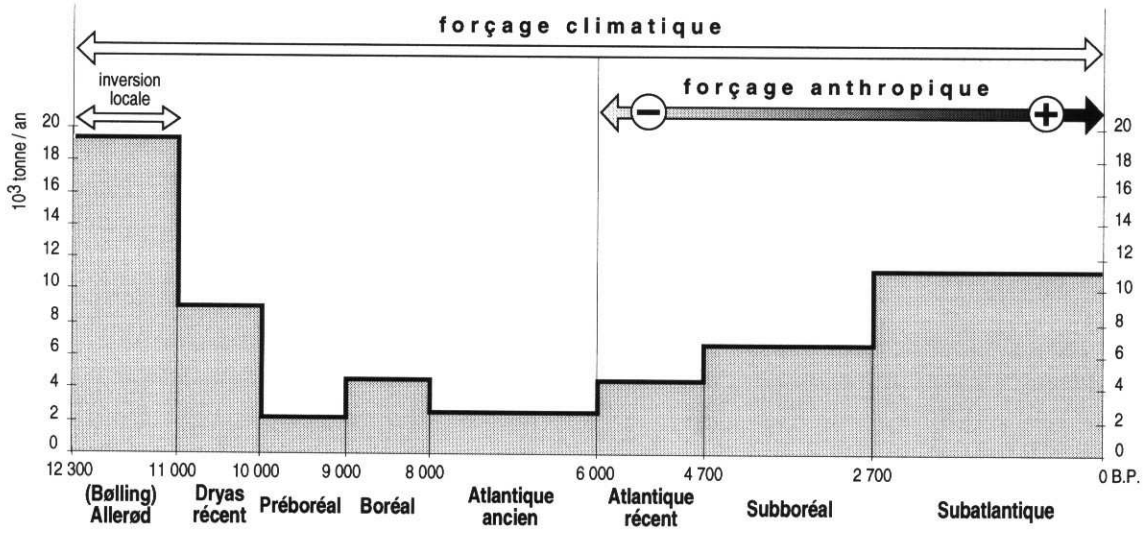


Fig. 109 Production sédimentaire détritique du bassin versant et influence des contraintes environnementales

Le second, qui s'ajoute au premier à partir de l'Atlantique récent, mais surtout à partir de la limite Atlantique/Subboréal, correspond à l'impact de l'implantation humaine dans le bassin versant. D'abord inexistant lors des premières occupations, il devient déterminant dès l'avènement des premières mises en cultures néolithiques.

Éléments principaux du cinquième chapitre :

- Le volume initial du paléo-lac est de 86,97 Mm^3. 92,4 % de la vacuité disponible à l'origine est actuellement comblée par les apports sédimentaires.

- Le taux de stockage par an et par chronozone atteint ses valeurs maximales au Tardiglaciaire (17 400 tonnes/an au Bølling/Allerød, 7 800 tonnes/an au Dryas Récent), et minimales au Préboréal (1 800 tonnes/an). Le Boréal traduit une reprise du stockage avec une moyenne de 5 900 tonnes/an. Enfin, le taux augmente progressivement de l'Atlantique ancien au Subatlantique, évoluant de 3 100 à 6 400 tonnes/an.

- L'efficacité de piégeage des apports détritiques est fonction du temps de séjour des eaux du lac, donc fonction de la vacuité disponible et des débits d'entrée. Son évolution est logarithmique et varie de 90 % au stade initial, à 45 % actuellement.

- Le taux de production détritique du bassin versant est obtenu en diminuant les valeurs de stockage de la part de la production lacustre autochtone et en ajoutant l'estimation des apports détritiques qui sont évacués hors du piège lacustre.

- La production détritique moyenne annuelle du bassin versant est ainsi de 19 500 t/an au Bølling/Allerød, 8 900 t/an au Dryas récent, 2 100 t/an au Préboréal, 4 700 t/an au Boréal, 2 400 t/an à l'Atlantique ancien, 4 500 t/an à l'Atlantique récent, 6 800 t/an au Subboréal et 11 100 t/an au Subatlantique.

- La comparaison des taux de production détritique avec une courbe paléohydrologique établie à partir des fluctuations des lacs jurassiens internes ou externes au bassin versant, considérées comme le résultat d'un forçage climatique, montre une bonne adéquation entre les deux paramètres, de l'Allerød à l'Atlantique récent.

  Dès la fin de l'Atlantique récent et pour les périodes Subboréal et Subatlantique, le taux de production détritique connaît un accroissement qui ne relève plus uniquement des conditions hydrologiques du bassin.

  Deux paramètres nouveaux dans l'environnement du bassin versant peuvent expliquer cette augmentation des apports détritiques : (1) la transformation du couvert forestier, au cours de l'Atlantique récent, d'une forêt caducifoliée à une forêt résineuse qui conduit à des sols plus acides ; (2) l'augmentation du peuplement humain et l'apparition des techniques agro-pastorales à la transition Néolithique/Mésolithique.

Conclusion générale

Conclusion

1 - Le système limnologique actuel

• Etat et potentialités du bassin versant : définition du système producteur

Le bassin versant de la haute vallée du Doubs est un bassin versant de moyenne montagne sous climat continental humide. Malgré un contexte peu urbanisé, c'est un bassin que l'on peut considérer aujourd'hui comme étant complètement anthropisé (sur 94% de sa surface).

D'une surface de 910 km^2, il est la conjonction de plusieurs sous-bassins pour lesquels les paramètres topographiques, géologiques et pédologiques permettent de définir trois groupes distincts : (1) les bassins incisés dans les reliefs à substrat jurassique, (2) les bassins de vallées synclinales, constituées de faciès crétacés et tertiaires, et d'accumulations morainiques würmiennes, et (3) les plaines alluviales mal drainées, occupées par les tourbières et les zones humides.

Chacun de ces ensembles, représentant des surfaces inégales du bassin versant global, montre des potentialités de production détritique particulières, sous l'action des processus actifs de l'érosion continentale.

Les bassins dont l'aire de drainage correspond pour l'essentiel à un substrat crétacé et tertiaire (vallées synclinales) sont quantitativement les plus producteurs, au regard des flux particulaires. Les matériaux qu'ils exportent sont qualitativement différents de la production, plus faible, des bassins développés sur substrat jurassique. Les plaines alluviales à zones humides, quant à elles, n'exportent quasiment pas d'éléments particulaires, sinon organiques, du moins minéraux.

En revanche, les trois types de sous-bassins ont des potentialités identiques en ce qui concerne la production d'éléments dissous (éléments majeurs).

• Les flux hydrologiques, particulaires et dissous : expression des processus de l'érosion

A l'échelle du bassin versant, le contexte hydrogéologique karstique joue un rôle modulateur qui interfère entre le signal climatique (la pluie sur le bassin) et la réponse hydrologique à l'exutoire (les débits au lac). Selon l'état climatique (période sèche, période humide...) cette particularité est susceptible d'introduire une distortion importante dans les termes du bilan hydrologique et donc capable d'influencer la quantité des flux dissous et particulaires qui arrivent au piège lacustre.

La concentration en éléments dissous dans les flux est inversement proportionnelle au débit hydrologique. Néanmoins, rapportées au volume des écoulements, les périodes de hautes eaux exportent des tonnages d'éléments dissous supérieurs aux périodes de basses eaux.

En ce qui concerne la charge particulaire, la disparité observée à l'exutoire des sous-bassins s'efface à l'entrée du lac de Chaillexon, du fait des surfaces respectives de chacun des types de sous-bassin. Il y a homogénéisation des marqueurs minéralogiques au niveau du Doubs, collecteur hydrologique principal.

On ne peut donc plus discriminer, ni qualitativement ni quantitativement, l'origine des flux particulaires à l'entrée du lac de Chaillexon.

Sur le plan quantitatif, au cours d'une année, les crues produisent 80% de la charge particulaire qui arrive au lac, sur 20% du temps. Le tonnage des apports d'une crue est fonction du débit de la crue, et de l'isolement de l'événement dans le cycle hydrologique. Lorsque la crue est inondante, la plaine alluviale de Morteau, à l'amont du lac piège jusqu'à 50% des apports particulaires du bassin versant.

Le bilan du transit mesuré à l'entrée du lac n'est donc pas directement significatif de l'érosion du bassin versant.

En 1991, année sèche, on estime à 7700 tonnes le transit particulaire à l'entrée du lac et à 10570 tonnes la production du bassin, soit 17,3 t/km2 (bassin versant global diminué de la surface du bassin du lac Saint-Point).

• Fonctionnement et efficacité du piège lacustre : l'enregistrement sédimentaire

Le lac présente un volume d'eau moyen de 6,6 millions de m^3. Néanmoins, son volume est sousmis à d'importantes variations en fonction des débits d'entrée. L'amplitude maximale du marnage dépasse 20 mètres entre la plus forte crue et l'étiage le plus spectaculaire enregistrés au cours du dernier siècle. Cette particularité exceptionnelle pour un lac de moyenne latitude est liée à l'existence d'exutoires sous-lacustres, en particulier au niveau du barrage naturel. Il en résulte un seuil hydrologique de 3 m^3/s à l'entrée du lac, en-deça duquel le niveau peut décroître considérablement.

Par ailleurs, le rapport de la surface du bassin versant à la surface du lac est très élévé (Ad/Ao = 1300). Le volume du lac est réduit par rapport aux flux hydrologiques qui lui parviennent et les temps de séjour moyens et instantanés varient de quelques jours à quelques heures.

En hautes eaux, le lac amortit mal les crues et son taux de piégeage est faible : une grande partie des apports particulaires sont évacués hors du système. L'analyse du piégeage en période de crue, à partir des bilans de transferts particulaires à l'entrée et à la sortie du lac, montre un taux de rétention équivalent à 35 % seulement des apports. Cette valeur définie à partir d'événements hydrologiques est concordante avec la courbe de BRUNE (1953) qui établit une relation logarithmique entre l'efficacité de piégeage et le temps de résidence des eaux.

Cependant, le bilan ne peut se résumer à la mesure des flux à l'entrée et à la sortie en période de crue ; il est indispensable d'intégrer le piégeage différentiel des périodes de crue et des périodes de basses eaux. Le taux de piégeage global déterminé à partir des mesures de flux entrée/sortie au cours de l'année 1991 traduit ainsi une efficacité de piégeage de 42% (3240 tonnes pour 7700 tonnes d'apports). Rapportée au temps de séjour moyen sur la même période, cette valeur valide la courbe de BRUNE pour une approche en terme de moyenne annuelle.

A ce piégeage des apports détritiques s'ajoute la contribution de la production autochtone lacustre (carbonates et matière organique). Là encore, le faible volume du lac et l'augmentation épisodique des débits d'entrée ne permettent pas la rétention complète de cette production lacustre : il s'en évacue trois fois plus qu'il ne s'en piège.

On estime que 3900 tonnes de sédiments ont finalement contribués au comblement du lac en 1991.

Il relève donc de l'étude des relations fonctionnelles qui existent entre le bassin de la haute vallée du Doubs et le lac de Chaillexon, et des mécanismes de la dynamique sédimentaire interne au lac, que le système limnologique répond davantage à un état naturel complexe qu'à une logique de "modèle". Il apparaît néanmoins que la plupart des paramètres influant sur la production des flux et leur piégeage peuvent être envisagés et leur effets quantifiés.

2 - L'évolution postglaciaire des environnements du bassin versant : conséquences sur la production sédimentaire et le piégeage lacustre

• Bølling /Allerød (12 300 B.P. - 11 000 B.P.)

Le lac de Chaillexon se crée vers 12 300 B.P., au cours de la seconde moitié du Bølling, à la suite de l'écroulement des flancs de la vallée du Doubs, à 85 km de sa source. Il en résulte un lac de 87 millions de m^3 et de plus de 15 kilomètres de long.

L'interstade Bølling/Allerød correspond à un réchauffement climatique global au lendemain du Pléniglaciaire supérieur et du Dryas ancien. Dans les secteurs du bas Jura, cette amélioration climatique entraîne le développement des espaces boisés et une réduction de l'excédent du bilan hydrologique (lac d'Onoz - MAGNY, 1995).

A cette même époque, la haute vallée du Doubs se singularise par rapport à l'évolution des basses vallées. Son environnement traduit encore l'héritage glaciaire du Pléniglaciaire, auquel s'ajoutent les effets de l'altitude.

Les apports particulaires au lac de Chaillexon, issus de l'érosion chimique (qui produit des éléments dissous et des éléments particulaires) et mécanique, sont alors les plus conséquents de l'histoire sédimentaire du lac (19500 t/an). Ils sont fonction de l'état du bassin versant dans lequel le retrait glaciaire a abandonné des masses importantes de moraines en position de déséquilibre gravitaire, facilement érodées par les ruissellements.

Il sont aussi fonction des flux hydriques qui s'écoulent sur le bassin versant, quantitativement importants et apparemment contradictoires avec le déficit hydrologique d'origine climatique qui affecte des régions distantes de moins de 100 km, mais situées à plus basse altitude (Onoz). Deux explications à cela :

- l'existence de stocks de neige ou de glace dans le bassin, du fait d'une déglaciation encore incomplète de la haute chaîne et/ou de l'accumalation de précipitations neigeuses hivernales. La fusion estivale de ces stocks (c'est une période de fort contraste du point de vue de l'insolation ; elle est importante en été et très déficitaire en hiver - BERGER, 1979) entraîne un régime nival puissant, apte à véhiculer de fortes charges particulaires (CAMPY & MEYBECK, 1995) ;
- une pédogénèse peu poussée après le décapage glaciaire (son impact qualitatif sur la sédimentation lacustre est frustre, la matière organique et les argiles sont, pour une bonne part, héritées du substrat) et une végétation steppique (le développement forestier dominé par le pin et le bouleau est limité

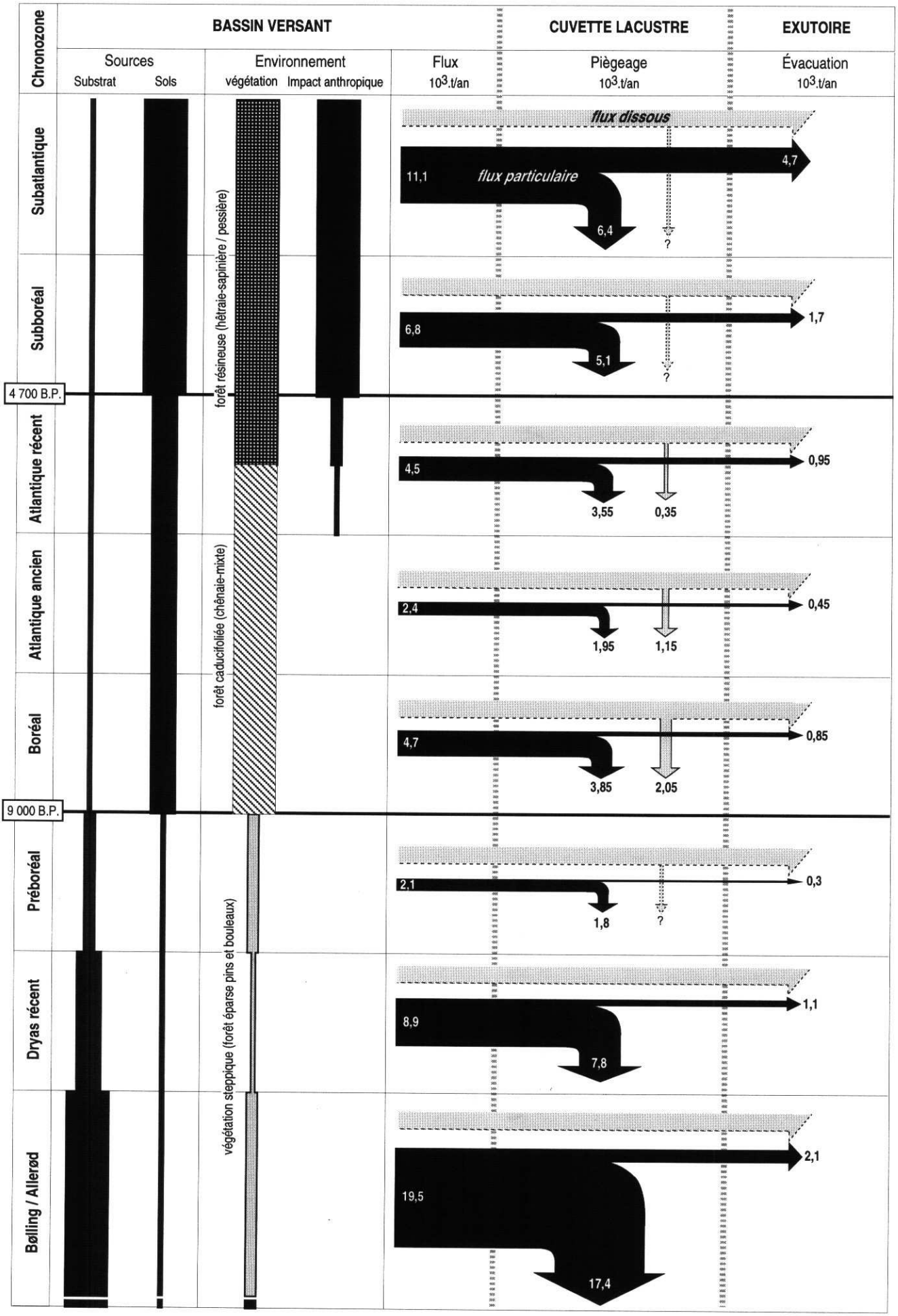


Fig. 110 Fonctionnement du géosystème de la haute vallée du Doubs au cours du Post-glaciaire

aux parties basses du bassin - limite de la timberline entre 800 et 1000 m - WEGMÜLLER, 1966) limitent l'évapotranspiration et la rétention hydrologique.

Au niveau du piège lacustre, les sédiments qui résultent de cette dynamique hydrologique et de l'état du bassin, sont des dépôts détritiques grossiers à l'amont (**Gs**) et des équivalents distaux plus fins (**As**) comportant de nombreux dropstones.

La sédimentation est uniquement détritique, les conditions thermiques de l'eau confèrent au lac un statut oligotrophe défavorable au piégeage de la charge soluble.

• Dryas récent (11 000 - 10 000 B.P.)

Le Dryas récent est une récurrence froide et brutale dans le cycle climatique. Enregistrée à l'échelon global, son origine est probablement liée à la descente du front polaire jusqu'à une latitude voisine de 50° Nord, proche de celle où il se trouvait lors du maximum glaciaire (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981). Cette descente d'air polaire serait liée à la perturbation des circulations thermohalines de l'Atlantique Nord, conséquence des apports d'eau douce générés par la déglaciation nord-américaine (BROECKER et al., 1988).

Cette dégradation se traduit, en France, par une baisse des températures hivernales et estivales de 5 à 8°C, accompagnée d'une diminution des précipitations (GUIOT, 1987 ; GUIOT et al. 1993).

Le lac jurassien d'Onoz enregistre ce déficit par un épisode régressif (MAGNY, 1995). Ce déficit hydrologique s'enregistre également dans la haute vallée du Doubs et au lac de Neûchatel. Est-ce la conséquence de l'épuisement des stocks neigeux ou glaciaires au cours de la phase précédente, ou de l'abaissement des températures qui réduit la fusion nivale ?

La baisse du régime hydrologique entraîne, en tous cas, une baisse de la production détritique du bassin, donc du stockage par le lac de Chaillexon Elle peut être également conjuguée à l'épuisement des stocks de matériaux disponibles dans le bassin...

En revanche, la dégradation climatique du Dryas récent est sans conséquence sur le plan qualitatif : la sédimentation reste détritique et les faciès lacustres sont identiques aux dépôts du Bølling/Allerød (**Gs/As**).

• Préboréal (10 000 - 9 000 B.P.)

D'un point de vue climatique, la transition Dryas récent/Préboréal, apparaît tout aussi brutale, au niveau de l'hémisphère nord, que la transition Allerød/Dryas récent (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981 ; ATKINSON et al., 1987). Le réchauffement rapide s'accompagne de conditions orbitales qui coïncident avec un maximum d'insolation estivale. L'amélioration climatique entraîne, dans les lacs jurassiens, une régression des plans d'eau durant toute la première moitié, voire les deux premiers tiers du Préboréal, consécutive à une augmentation probable de l'évaporation mais aussi à la baisse des précipitations (conditions anticycloniques globales (HARRISON et al., 1991) et secteur éloigné des incidences océaniques (GUIOT et al., 1993)).

La spécificité hydrogéologique du bassin et du lac de Chaillexon (karst et pertes au barrage) amplifie la réponse hydrologique des flux au déficit climatique. Le lac accuse alors une baisse spectaculaire de près de 7,50 m de son niveau moyen, et provoque une lacune de sédimentation sur l'essentiel de la zone amont. Cette baisse, conjuguée à l'amélioration thermique du climat, montre qu'à 10 000 B.P., la haute vallée du Doubs est complètement dépourvue de stocks de neige et de résidus glaciaires. Le régime hydrologique est désormais complètement pluvial (ou peut-être pluvio-nival, y a t-il de la neige en hiver ?).

Le déficit hydrologique entraîne une baisse simultanée de la production détritique du bassin versant (2100 t/an).

Sur le plan qualitatif les sédiments du lac traduisent l'inertie des environnements de la haute vallée du Doubs à répondre à l'amélioration climatique, probablement du fait de l'altitude. La sédimentation au début du Préboréal est sensiblement identique à celle des périodes précédentes : les dépôts sont détritiques, le lac est toujours oligotrophe et l'impact des sols sur la matière organique et les cortèges argileux piégés ne masquent toujours pas complètement l'héritage du substrat.

Il faut attendre la seconde moitié du Préboréal pour que les effets du réchauffement se fassent sentir dans le bassin et dans la sédimentation du lac de Chaillexon. Cette période coïncide avec le retour de conditions climatiques moins sèches qui provoquent une remontée des niveaux lacustres. Cette transgression est perceptible à Chaillexon, qui retrouve son niveau moyen anté-Préboréal, mais aussi dans les autres lacs du bassin versant (Remoray et Saint-Point).

L'équilibre physico-chimique et biologique du lac semble évoluer vers la mésotrophie. Le développement planctonique et végétal dans les eaux du lac consomme, dès lors, une partie de la charge dissoute des eaux et la restitue sous forme de carbonates authigènes qui contribuent (faiblement) à la sédimentation, dans certains secteurs du lac, à la fin du Préboréal (faciès **Cl1**).

Au cours de cette période, la palynologie montre que la végétation évolue. La fôret qui avait régressée au cours du Dryas récent, occupe à nouveau plus largement les espaces du bassin versant. Toujours dominée par le pin et le bouleau, elle commence cependant à se diversifier avec l'implantation d'espèces mésothermophiles comme le noisetier, l'orme ou le chêne. Par ailleurs le développement de la végétation dans le bassin versant s'accompagne du développement des sols.

Cette évolution s'exprime dans la sédimentation lacustre lors de la transition Préboréal/Boréal, à 9 000 B.P., qui marque l'avènement de ces nouvelles conditions environnementales, en même temps que le retour à un climat plus humide qui annonce le début du Boréal.

- **Boréal (9 000 - 8 000 B.P.)**

La limite Préboréal/Boréal est donc une transition majeure dans l'évolution qualitative de la sédimentation lacustre. La matière organique et les argiles détritiques issues du bassin versant et piégées par le lac traduisent désormais la prédominance des héritages pédologiques sur le substrat. Les sols bien développés, protégent efficacement le substrat de l'érosion mécanique.

La production détritique augmente néanmoins (4700 t/an), comparée au Préboréal (2100 t/an). Cette augmentation est corrélée à l'accroîssement des précipitations au Boréal et l'augmentation des flux hydrologiques à la surface du bassin versant.

Mais l'autre caractéristique de cette époque est la contribution très forte de la production carbonatée autochtone à la sédimentation lacustre, pour près d'un tiers de la masse des dépôts (développement des beines de craie amont - faciès **Cl1** et **Cl2** -, faciès **Sa1** amont et aval). Les conditions estivales sont optimales pour le développement de la biomasse lacustre.

• Atlantique (8 000 - 4 700 B.P.)

Le début de l'Atlantique marque une tendance régressive dans les lacs jurassiens. S'agit-il d'une baisse des précipitations et/ou d'une modification des termes du bilan hydrologique avec l'implantation de la forêt caducifoliée ? (FRENZEL, 1983).

La production détritique du bassin versant durant l'Atlantique Ancien (8000 - 6000 B.P.) est faible (2400 t/an), presque identique à la valeur moyenne établie pour le Préboréal. Cette réduction des flux particulaires est probablement liée à la diminution des flux hydrologiques, mais aussi au développement de la forêt qui protège les sols de l'érosion.

Elle retrouve une valeur plus élevée à l'Atlantique récent (6000 - 4700 B.P.), corrélée à la transgression qui affecte les lacs régionaux et l'amélioration du bilan hydrologique.

La sédimentation atlantique garde les mêmes caractéristiques qualitatives que les dépôts du Boréal. Les conditions climatiques sont optimales : la végétation et les sols apparaissent comme les producteurs quasi exclusifs de la charge détritique des flux de surface.

En revanche, l'Atlantique marque une évolution dans les conditions hydrodynamiques internes au lac. Le comblement amont s'est considérablement développé depuis la mise en place du barrage et le temps de séjour des eaux du lac a parallèlement diminué. Cette contrainte induit une production et un stockage différentiel de la production carbonatée lacustre entre l'amont et l'aval du lac (alternances **Sa1/Sa2-3**), qui conduit à une diminution globale de la sédimentation autochtone entre le début et la fin de l'Atlantique.

• Subboréal (4 700 - 2 700 B.P.) et Subatlantique (2 700 - 0 B.P.)

La transition Atlantique récent/Subboréal marque la seconde évolution majeure dans l'histoire du lac et de son bassin. A partir de 4500/4700 B.P., environ, la production détritique du bassin versant n'est plus corrélée quantitativement à l'évolution climatique et au bilan hydrologique. L'apparition de nouveaux facteurs forçants au cours de l'Atlantique récent (peut-être déjà à l'origine de l'augmentation du détritisme de la sédimentation lacustre enregistrée à l'Atlantique récent) induit une surproduction détritique du bassin versant. Les apports au lac de Chaillexon atteignent 6800 t/an au Subboréal et s'amplifient au Subatlantique (11 000 t/an).

L'accroîssement de la production détritique est synchrone de deux changements environnementaux qui interviennent dans le bassin :

- le développement démographique de la population de la haute vallée du Doubs et le passage d'une tradition de "chasseurs-cueilleurs" mésolithiques à une économie agricole et pastorale néolithique ;
- le remplacement de la forêt caducifoliée par les forêts à majorité de résineux (hêtraie-sapinières et pessières) et le développement associé des sols bruns humifères et acides qui amplifient probablement les effets de l'érosion chimique et la production particulaire associée.

Quels sont les rôles respectifs de ces deux facteurs dans l'accroîssement des processus d'érosion ? Quel rôle joue l'homme dans le développement de la fôret résineuse ? L'état actuel de l'étude du remplissage sédimentaire du lac de Chaillexon ne permet pas de répondre à ces questions (même si notre esprit anthropocentriste nous confierait bien le premier rôle dans cette distribution !!).

Par ailleurs, le Subboréal marque l'atterrissement du lac dans la zone amont. Cette réduction de volume, dont les effets vont augmenter à mesure du comblement, induit une altération conséquente des capacités de piégeage du lac. Malgré des conditions climatiques globales favorables et la qualité chimique des flux dissous qui arrivent au lac au cours du Subboréal et du Subatlantique, les conditions hydrodynamiques ne permettent plus la production et le piégeage de carbonates lacustres (généralisation du faciès **Sa3**).

Il en est de même pour les apports détritiques issus du bassin versant, dont une large part est désormais évacuée hors du système lacustre et ne contribue pas à la sédimentation (l'efficacité de piégeage moyen passe de 75% des apports au Subboréal, à 58% au Subatlantique et à 42% aujourd'hui).

3 - Les enseignements méthodologiques du chantier Chaillexon

L'estimation de la production détritique actuelle issue du bassin versant indique une valeur de 10 570 t/an et une efficacité de piégeage lacustre de 42%. Ces valeurs, obtenues à partir de la mesure des flux en transit, correspondent à une année sèche dont les caractéristiques climatiques sont inférieures à la moyenne séculaire. Elles peuvent cependant être comparées à la production et au piégeage moyens déterminés par l'analyse du remplissage sédimentaire, pour le Subatlantique. La production détritique moyenne du bassin pour cette période, déterminée par la cubature des dépôts sédimentaires, puis corrigée par l'estimation des masses évacuées à partir du volume du lac et de la courbe de Brune, est de 11 000 t/an. Le taux de piégeage correspondant, est de 45%. La similarité des valeurs obtenues par les deux approches (suivi quantitatif actuel et étude du remplissage ancien), valide la démarche méthodologique et atteste de l'indispensable complémentarité de l'étude du fonctionnement actuel pour la détermination quantitative des productions anciennes.

L'étude du remplissage et les résultats acquis concernant les volumes de sédiments stockés et la production sédimentaire du bassin versant durant chacune des périodes chronoclimatiques du

Tardiglaciaire et de l'Holocène, déterminent des valeurs globales, considérées comme des moyennes représentatives de chacune de ces périodes. Une telle résolution ne traduit pas la variabilité environnementale intrinsèque (saisonnière, séculaire ou même pluriséculaire) des périodes envisagées.

Néanmoins, les résultats obtenus démontrent la sensibilité du système lacustre aux contraintes environnementales, avec cependant quelques réserves. La situation en latitude et en altitude du bassin de Chaillexon atténue la variabilité climatique du Tardiglaciaire et l'analyse du remplissage ne permet pas de distinguer l'interstade Bølling/Allerød du Dryas récent, allant même jusqu'à inverser la réponse sédimentaire au signal climatique global. Cette même situation induit également une inertie dans la réponse des environnements aux évolutions climatiques (par exemple au Préboréal).

Il apparaît, dès lors, que la réponse sédimentaire qualitative et quantitative d'un bassin versant aux fluctuations climatiques peut être différente d'un géosystème à l'autre.

La comparaison des résultats obtenus à Chaillexon avec les données de l'étude d'un autre lac jurassien, le lac de Cerin (BOSSUET et al., 1996), est à ce titre explicite (fig. 111).

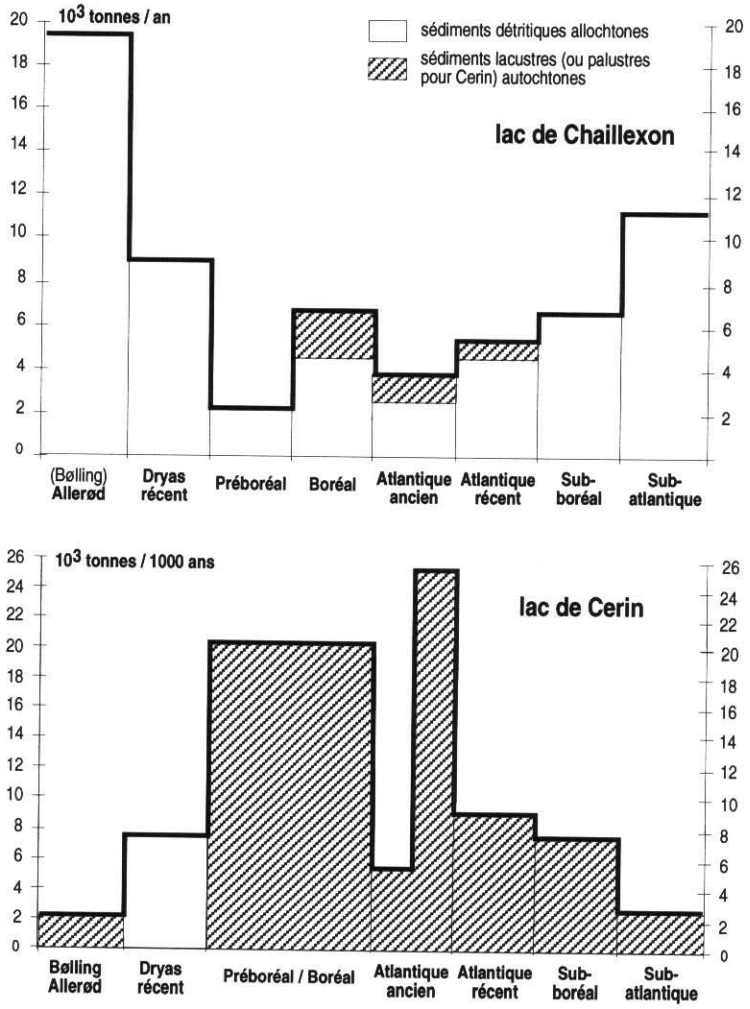


Fig. 111 Comparaison des remplissages de deux lacs du Jura : Chaillexon et Cerin (masse de sédiments par chronozone - courbe corrigée des masses évacuées à l'exutoire pour le lac de Chaillexon). D'après Bossuet et al. (1996), pour les données de Cerin.

Les dépôts fortements dilatés à Chaillexon sont les plus réduits à Cerin, c'est le cas, en particulier, pour les dépôts de l'interstade Bølling/Allerød et pour le Subboréal. A cette différence quantitative s'ajoute une différence qualitative : tandis que Chaillexon enregistre des flux presque exclusivement détritiques, Cerin, à l'exception du Dryas récent, ne se comble que de dépôts lacustres ou palustres autochtones (sur la figure 111, les ordonnées sont exprimées en $10^3.m^3$/an pour Chaillexon et en $10^3.m^3$/1000 ans pour Cerin).

Cette disparité s'explique par une différence fonctionnelle fondamentale des deux systèmes : Cerin est un système aux dimensions réduites : la surface initiale du lac est de 14 hectares environ et celle du bassin versant ne dépasse pas 2 km^2. Le lac n'est pas alimenté par un vecteur hydrologique puissant, mais par les eaux de ruissellement à la surface du bassin. La charge détritique apportée au lac est donc très faible. En revanche, le contexte est particulièrement favorable à la sédimentation carbonatée et organique autochtone.

Ces dépôts apparaissent comme de bons indicateurs des évolutions climatiques (bilan hydrologique, environnements végétaux), dont ils sont avant tout dépendants. En revanche, à l'exception d'indicateurs qualitatifs qu'ils peuvent contenir (niveaux archéologiques, passées détritiques héritées des aménagements du bassin, etc...), les faciès lacustres autochtones sont inadaptés à l'étude quantitative de l'impact anthropique sur les bassins.

C'est dans l'étude de la fraction détritique allochtone produite par le bassin versant et piégée par les cuvettes lacustres qu'il faut chercher les éléments de réponse à l'impact anthropique. Elle apparaît comme un enregistreur sensible des environnements globaux du bassin, et son approche quantitative permet de discrimer, parmi l'impact des facteurs forçants, le paramètre anthropique.

L'étude engagée sur le site de Chaillexon amène également à s'interroger sur la capacité d'un site lacustre à enregistrer la production sédimentaire de son bassin versant. La spécificité de chaque site peut introduire une distortion entre le signal émis par le bassin et l'enregistrement sédimentaire par le lac. Ces "filtres" résultent pour l'essentiel de la morphologie et de géologie du bassin et du lac (fig. 112).

On distinguera les principaux facteurs d'interférence :

1- l'hydrogéologie du bassin versant : le karst peut absorber une partie des flux et limiter les apports au lac ;

2- l'éloignement des sources de matériaux qui peut provoquer des stockages intermédiaires dans les plaines alluviales du bassin versant ;

3- l'efficacité du piégeage lacustre qui dépend d'abord du rapport de la surface du bassin au volume (ou à la surface) du lac ;

4- l'étanchéité de la cuvette lacustre dont va dépendre la dynamique hydrologique du lac et, par là même, la dynamique sédimentaire ;

5- l'importance de la production lacustre autochtone qui contribue au volume des dépôts.

Ces paramètres sont propres à chacun des systèmes limnologiques. **Ils constituent une contrainte autocyclique capable d'altérer la capacité d'enregistrement sédimentaire d'un piège lacustre à l'autre.**

Le site de Chaillexon, exemple d'un système fortement conditionné par les facteurs locaux, montre néanmoins que ces facteurs ne peuvent être prédominants sur les facteurs allocycliques, mais qu'ils doivent être maîtrisés au plus juste pour aboutir à une estimation quantitative fiable des processus de l'érosion continentale et de leur évolution dans le temps.

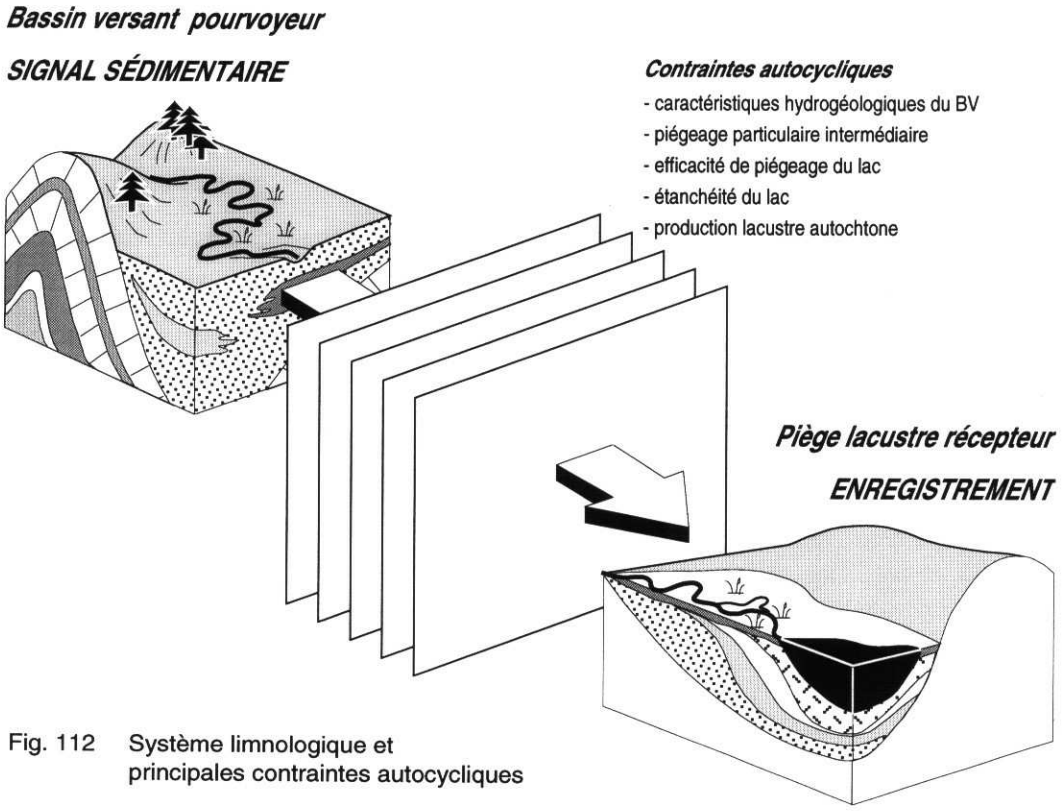


Fig. 112 Système limnologique et principales contraintes autocycliques

Références Bibliographiques

Bibliographie

AMBLARD C., PINEL-ALLOUL B. (1995).- Variations saisonnières et interannuelles du plancton. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 441-472.

AMOROS C., PETTS G.E., sous la dir. (1993).- Hydrosystèmes fluviaux. Masson éd., Paris, 300 p.

ATKINSON T.C., BRIFFA K.C., COOPE G.R. (1987).- Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325, pp. 587-592.

AUBERT D. (1965).- Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 58, n°1, pp. 555-578.

AUBERT D. (1967).- Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, n°324, 69/8, pp. 365-376.

AUBERT D. (1975).- L'évolution du relief jurassien. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 68, n°1, pp. 1-64.

BAPST A. (1987).- Le lac de Neuchâtel : physico-chimie et turbidimétrie des eaux. Concentration, minéralogie et granulométrie des particules en suspension. Thèse de troisième cycle, Université de Neuchâtel.

BAPST A., KÜBLER B. (1987).- Evolution estivale de la turbidité dans le lac de Neuchâtel. *Schweiz. H. Hydrol.*, 49/1.

BARBE J., FAESSEL B., LAFONT M., MOUTHON J., VERGON J.P., VERNEAUX J. (1976).- Le lac de St Point, monographie. Université de Franche-Comté, lab. d'hydrobiologie. 105 p. et annexes.

BARROIN G. (1995).- Cycle et bilan de l'oxygène. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 705-726.

BELL E. (1931).- Monographie de la vallée du Doubs entre les Brenets et Biaufond. *Bull. Soc. Neuch. de Géogr.*, XL, pp. 5-133.

BERGER A. (1979).- Insolation signatures of quaternary climatic changes. *Il Nuovo Cimento*, 2 (C), pp. 63-87.

BERGLUND B. E. (1986).- Hand Book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Wiley J. and Sons ltd, 869 p.

BERNER E.K., BERNER R.A. (1987).- The global water cycle. Geochemistry and environment. Prentice-hall, inc., 397p.

BERTRAND Ph., LALLIER-VERGES E., GRALL H. (1990).- Organic petrology of Neogene sediments from North Indian Ocean (Leg 117) : amount, type and preservation of organic matter. *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific results*, 117, pp. 113-122.

BICHET V., CAMPY M., DI GIOVANNI Ch. (1992).- Bilans des flux et stocks de matériaux au cours du Tardi et Post-glaciaire dans le système limnologique de Chaillexon (Doubs): résultats préliminaires. 14ème réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, Soc. Géol. Fr. édit. Paris.

BICHET V., CAMPY M., DI GIOVANNI C., RICHARD H. (1994).- Le lac frontalier de Chaillexon (France) les Brenets (Suisse) : une mémoire chrono-climatique des derniers 13000 ans. Actes du colloque Transfrontalier, Besançon, pp. 205-209.

BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H., CAMPY M. (1995).- Changing patterns of material flow since 12000 BP in the upper Doubs valley (France). *Quaternaire*, 6, 2, pp. 85-90.

BLANC Ph., CHAIX L., FONTES J.C., LETOLLE R., OLIVE Ph., SAUVAGE J. (1977).- Etude isotopique préliminaire de la craie lacustre des Grands Marais de Genève. *Arch. Sci. Genève*, 30, 3, pp. 421-431.

BOARDMAN, FOSTER I.D.L., DEARING J.A., sous la dir. (1990).- Soil erosion on agricultural land. Wiley J. and Sons ltd.

BONIFAY E. (1991).- Les recherches sur le lac du Bouchet de 1981 à 1989. *Doc. C.E.R.L.A.T.*, mem. 2, pp. 15-34.

BOSSUET G., CHOQUIER A., DUPIS A. (1990).- Rapport préliminaire sur la reconnaissance géophysique du remplissage lacustre de Chaillexon. 11 p., inédit.

BOSSUET G., RUFFALDI P., MARTIN J., CHOQUIER A. (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. Helvetiae*, vol. 86, n°2, pp. 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.

BRELOT C.I., MAYAUD J.L. (1981).- Les profondes mutations économiques du val de Mouthe au XIXe et XXe siècles. in *La Haute Vallée du Doubs*, Centre Univ. d'Etudes Régionales. Univ. de Franche-Comté, pp. 87-93.

BROCHIER J.L., JOOS M. (1982).- Un élément important du cadre de vie des Néolithiques d'Auvernier-Port : le lac. Approche sédimentologique. *In* La station littorale d'Auvernier-Port, Billamboz et al. (sous la dir.), *Cahiers d'Arch. Romande*, 25, pp. 43-67.

BOECKER W.S., ANDREE M., WOLFLI W., OESCHGER H., BONANI G., KENNETT J., PETEET D. (1988).- The chronology of the last deglaciation : implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3, pp. 1-19.

BRUCKERT S., GAIFFE M. (1990).- Les systèmes de subsurface sols roches, modèles de pédogénèses. Exemples des domaines karstiques et non karstiques de Franche Comté. *Sciences du Sol*, Vol 28, 4, pp. 319-332.

BRUNE G.M. (1953).- Trap efficiency of reservoirs. *Transactions, Am. Geophysical Union*, vol. 34, n°3, pp. 407-418.

BUONCRISTIANI J.F. (1994).- Relations entre faciès sédimentaires et faciès géophysiques. Application à la géométrie des corps sédimentaires du remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). D.E.A., Université de Bourgogne, 42 p.

BUONCRISTIANI J.F., BICHET V., BOSSUET G., CAMPY M. (1996).- Contribution des méthodes géophysiques (sismique réfraction et électrique), à l'identification des corps sédimentaires du remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*

BUXTORF A. (1922).- Das Längenprofil des schweizerisch-französischen Doubs zwischen dem Lac des Brenets und Soubey. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 16, n°5, pp. 527-537.

CAIRE A. (1963).- Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. Livre Mém. Prof. P. Fallot, Mém. H.S., Soc. Géol. France, tome 2, pp. 105-158.

CAMPY M. (1982).- Le Quaternaire Franc-Comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse de doctorat d'Etat. Université de Besançon. 575 p.

CAMPY M., ARN R. (1991).- The Jura glaciers : palaeogeography in the würmian circum-alpine zone. *Boreas*, vol 20, pp. 17-27.

CAMPY M., HEIM J., RICHARD H., (1985). Dynamique du comblement et contexte climatique du remplissage tardi et post-glaciaire du lac de Chaillexon (Doubs, France). *Ecologia Mediterranea*, 11 (1). p. 135-146.

CAMPY M., CHALINE J. (1993).- Missing records and depositional breaks in french late pleistocene cave sediments. *Quaternary research*, vol 40, pp. 318-331.

CAMPY M., RICHARD H. (1987).- Dynamique et typologie des remplissages lacustres tardi et post-glaciaire de la chaîne jurassienne. Document du C.E.R.L.A.T., mémoire n°. 1, pp. 165-180.

CAMPY M., RICHARD H. (1988).- Modalité et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. AFEQ*, 2, 3, pp. 81-90.

CAMPY M., MACAIRE J.J. (1989).- Géologie des formations superficielles. Géodynamique - faciès - utilisation . Ed Masson, Paris, 433 pages.

CAMPY M., BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H., RICHARD J., OLIVE Ph. (1994).-Evolution des flux de matière depuis 12000 ans dans la haute vallée du Doubs (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 165, 4, pp. 381-400.

CAMPY M., BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H., DURAND A. (1994).- Evolution des flux sédimentaires au cours du Postglaciaire : enregistrement dans le remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, pp. 103-109, 1994.

CAMPY M., MEYBECK M. (1995).- Les sédiments lacustres. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 185-226.

CAMPY M., BUONCRISTIANI J.F., BICHET V. (1996).- Sediment yield from glacio-lacustrine calcareous siltites during the post-glacial period in Combe d'Ain (Jura, France). *Earth Surface Processes and Landforms*. A paraître.

CARMACK E.C., GRAY C.B.J., PHARO C.H., DALEY R.J. (1979).- Importance of lake-river interaction on the physical limnology of the Kamloops Lake / Thomson River system. *Limnol. Oceanogr.*, 24, pp. 634-644.

CGG (1956), (1970).- Rapport de prospection géophysique dans la plaine de Morteau (Doubs). inédit.

CHAUVE P. (1975).- Jura. Guides géologiques régionaux. Masson éd., Paris.

CHAUVE P., CHARLES G., LEONETTI A. (1982).- A propos des pertes du Doubs. *Ann. Sci. de l'Univ. de Besançon.* Géologie, fasc. 4, 4, pp. 13-25.

CHAUVE P., JACQUEMIN P., MANIA J. (1987).- Un exemple d'alimentation induite d'un réservoir karstique par pertes de rivière en pays calcaire. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. III, n°1 pp.123-129.

CHEN C.N. (1975).- Design of sediment retention basins. in *Proceedings*, National Symposium on urban hydrology and sediment control, University of Kentucky, Lexington, pp. 58-68.

CHURCHILL M.A. (1948).- Discussion of "Analysis and use of reservoir sedimentation data" by L.C. Gottschalk. in *Proceedings*, Federal inter-agency sedimentation conference, Denver, Colorado, 1947 - US Bureau of reclamation, pp. 139-140.

COLLET L.W. (1925). Les lacs. Leur mode de formation, leurs eaux, leur destin. Eléments d'hydrogéologie. Doin éd.

CORBEL J. (1964).- L'érosion terrestre. Etude quantitative. *Ann. Géographie*, 73,398, pp. 385-412.

CPGF (1990).- Etude géophysique, recherche des zones de fuite au Saut-du-Doubs. SRAE de Franche-Comté. Rapport d'étude. 10 p.

CUPILLARD C., MAGNY M., RICHARD H., RUFFALDI P., MARGUIER S. (1994).- Mésolithisation et néolithisation d'une zone de moyenne montagne : évolution du peuplement et du paysage de la haute vallée du Doubs. Rapport Action Thématique Programmée "Archéologie Métropolitaine". CNRS, Laboratoire de Chrono-Ecologie, UPR 7557, Besançon. 120 p.

CUPILLARD C., AFFOLTER J., GUELAT M., LENA A., MOUTHON J., PERRENOUD-CUPILARD N., RICHARD H. (1995).- L'abri de la Roche aux Pêcheurs à Villers-le-Lac (Doubs, France). Rapport final de synthèse - Fouille programmée 1993-1995, programme P10-P11. Service Régional d'Archéologie de Franche-Comté, 254 p.

CRAIG H. (1965).- The measurement of oxygen isotopes paleotemperatures. in E. Tongiorgi Ed., Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. *Proc. Symp. Spoleto.*, Consiglio Nazionale delle Richerche, Piso, pp. 161-182.

DANIEL M. (1990).- Etude de la conservation des échantillons d'eau au laboratoire dans différentes conditions de stockage et sur l'évolution de ces échantillons au cours du temps. Diplôme d'études sup. de l'Univ. de Montpellier II. 223 p.

DANSGAARD W. (1964).- Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 4, pp. 436-468.

DAVAL B. (1994).- Etude hydrologique des pertes du Doubs. Document provisoire. DIREN de Franche-Comté. 10 p.

DEARING J.A. (1986).- Core correlation and total sediment influx. in *Hand Book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Berglund B. E. ed. Wiley J. and Sons ltd, 869 p.

DEARING J.A., FOSTER I.D.L. (1986).-Lake sediments and palaeohydrological studies. in *Hand Book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Berglund B. E. ed. Wiley J. and Sons ltd, 869 p.

DE BEAULIEU J.L., RICHARD H., RUFFALDI P., CLERC J. (1994).- History of vegetation, climate and human action in the french Alps and the Jura over the last 15 000 years. *Diss. Botan.*, 234, pp. 253-275.

DEHERRIPON J.L. (1990).- Fonctionnement d'un système limnologique basique au cours de l'Holocène. Evolution de la fraction minérale dans le remplissage du lac de Chaillexon . D.E.A. Université de Bourgogne.

DELEBECQUE A. (1898).- Les lacs français. Chamerot et Renouard éd. Paris. 436 p.

DE MARGERIE E. (1936).- Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Le Jura. Deuxième partie, commentaire de la carte structurale. Imprimerie Nationale, 1542 p.

DENDY F.E., BOLTON G.C. (1976).- Sediment yield - Runoff - Drainage area relationships in the United States. *J. of Soil and Water Conserv.*, 31, pp. 264-266.

DIGERFELDT G. (1972).- The Postglacial development of Lake Trummen : regional vegetation history, water level changes and paleolimnology. *Folia limnologica Scandinavica*, vol. 16, pp. 1-96.

DIGERFELDT G. (1986).- Studies on past lake-level fluctuations. in *Hand Book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Berglund B. E. ed. Wiley J. and Sons ltd, 869 p.

DI GIOVANNI Ch. (1990).- Fonctionnement d'un système limnologique basique au cours de l'Holocène. Evolution de la fraction organique dans le remplissage du lac de Chaillexon. D.E.A. Université de Bourgogne.

DI GIOVANNI Ch. (1994).- Production, flux et stocks de matière organique dans un système limnologique au cours du post-glaciaire. Le bassin de Chaillexon (Doubs - France). Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne. 305 p.

DI GIOVANNI C., CAMPY M., DISNAR J.R., BERTRAND P., BICHET V., GUILLET B. (1994).- Sédimentation organique au cours du Post-glaciaire : évolution du couvert végétal du bassin de Chaillexon. *Quaternaire*, 5, 3-4, pp. 135-140.

DIREN - Franche-Comté (1971).- Rapport de prospection pour l'alimentation du Syndicat des Eaux du Russey. Inédit.

DIREN - Franche-Comté (1993).- Proliférations algales dans la haute vallée du Doubs. Rapport du Service de l'eau et des Milieux Naturels, 4 p.

DIREN - Franche-Comté (1994).- Etude hydrogéologique et géophysique des pertes du Doubs à l'aval de Pontarlier (25). Rapport provisoire. 13 p. et annexes.

DONER H.E., LYNN W.C. (1977).- Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals. In : Minerals in soil environment. Soil Science Society of America ed., pp. 75-78.

DUBREUIL P. (1974).- Initiation à l'analyse hydrologique. Masson et ORSTOM éd. Paris. 216 p.

DUCHAUFOUR Ph. (1988).- Pédologie. Ed. Masson. Paris, 2eme édition.

DUPLAIX S., GUILLAUME S. (1963).- Etude stratigraphique et minéralogique des formations tertiaires du Jura. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2, V, fasc. 1, pp. 37-54.

DUPLAIX S., GUILLAUME S. (1964).- Sur quelques formations du Crétacé moyen de la région du lac de Saint-Point. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. du Doubs*, n°66, fasc. 4, pp. 67-71.

DUPLAIX S., GUILLAUME S., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1965).- Le tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2, VII, fasc. 2, pp. 135-148.

DURAFFOURG M., PALACIO P., (1981). Etude géologique, géophysique, géotechnique et hydrologique du synclinal de Frasne-Bonnevaux (Doubs). Thèse de 3ème cycle. Université de Besançon. 160 p.

ENGSTRÖM D.R. , WRIGHT H.E.Jr. (1984).- Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental changes. In *Lake Sediments and Environmental History. Studies in palaeolimnology and palaeoecology*, Haworth E. Y. et Lund J. W. G. eds. Leicester University Press, 441 p.

EINSELE G. (1992).- Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer-Verlag, 628 p.

EPSTEIN S., MAYEDA T. (1953).- Variations of the ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, pp. 213-224.

EUGSTER H.P., KELTS K. (1983).- Lacustrine chemical sediments. In Chemical sediments and geomorphology. Acad. Press, Goudie A.S. and Pye K. Eds., pp. 312-368.

ESPITALIÉ J., DEROO G., MARQUIS F. (1985).- La pyrolyse Rock-Eval et ses apllications. 1ère partie. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, 40, 5, pp. 563-579.

EVIN J. (1989).- Temps carbone 14 et temps réel pour la correction dendrochronologique des dates carbone 14. In Le temps de la Préhistoire, J.P. Mohen Ed., pp. 213-217.

FONDASOL (1976).- Forages de reconnaissance pour l'implantation du pont routier de Villers-le-Lac. Logs inedits.

FOURNIER E. (1900).- Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue. *Annales de Géogr.*, t. IX, pp. 219-228.

FOURNIER E. (1913).- Le Doubs et la Loue. Communication des pertes du Doubs avec la Loue : expérience de coloration de 1910. Notice historique et descriptive. *Bull. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, 23, pp. 59-80.

FOURNIER E. (1914).- Le percement du Mont d'Or, ses conséquences hydrographiques et économiques. La Franche-Comté à Paris.

FÜCHTBAUER H, HARDIE L.A. (1976).- Experimentaly determined homogeneous distribution coefficient for precipited magnesian calcite : application to marine carbonate cements. *Abstr. Geol. Soc. Am.*, 8, pp. 877-881.

FRENZEL B. (1983).- On the central-european water budget during the last 15000 years. *Quaternary studies in Poland*, 4, pp. 45-59.

GAFREJ R. (1993).- Modélisation conceptuelle du transfert des matières en suspension. Effet d'échelles spatio-temporelles. Thèse de l'Univ. de Paris VI - CEMAGREF. 194 p.

GAIFFE M. (1987).- Processus pédogénétiques dans le karst jurassien. Analyse de la complexation organo-minérale en ambiance calcique. Thèse d'Etat. Université de Franche-Comté, 160 p.

GAILLARD J.F. (1995).- Limnologie chimique : principes et processus. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 115-156.

GAILLARD M.J. (1984).- Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du moyen Pays Romand (Suisse). *Dissert. Botanicae*, band 77.

GAILLARD M.J., MOULIN B. (1989).- New results on the Late-glacial history and environment of the Lake of Neuchâtel (Switzerland). sedimentological and palynological investigations at the Paleoliyhic site of Hauterive-Champréveyres. *Eclogae Geol. Helv.*, 82/1, pp. 203-218.

GASSE F. (1992).- Lacs tropicaux et subtropicaux, enregistreurs des changements de l'environnement global. Programme Dynamique et Bilans de la Terre, résumé des travaux 1988-1992. INSU-CNRS, 2p.

GAY I. (1995).- Evolution des flux minéraux pendant le tardiglaciaire et l'holocène dans un bassin montagneux à roches magmatiques sous moyenne latitude. Le bassin du lac Chambon, Massif Central, France. Thèse, Université d'Orléans. 206 p.

GEYH M. A., MERKT J., MULLER H., STREIF H. (1974).- Reconstitutions paléoclimatiques et paléoécologiques à partir de l'étude des sédiments lacustres de l'Allemagne Méridionale. Société Hydrotechnique de France. XIII^{ème} journée de L'Hydraulique.

GIBBS R.J. (1967).- The geochemistry of the Amazon river system. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, pp. 1203-1232.

GUERY C., DE GIORGI F. (1987).- Contribution à l'étude des sédiments des lacs jurassiens. D.E.S.S. "eaux continentales", Lab. Hydro. Fac. Sci. Uni. Fr. Comté, Besançon.

GUIOT J. (1987).- Late quaternary climatic changes in France estimated from multivariate pollen time series. *Quaternary research*, 28, pp. 100-118.

GUIOT J., PONS A. (1986).- Une méthode reconstruction quantitative du climat à partir des chroniques pollenanalytiques : le climat de la France depuis 15 000 ans. *C. R. Acad. Sciences*, Paris, série II, 14, pp. 911-916.

GUIOT J., HARRISON S.P., PRENTICE I.C. (1993).- Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 40, pp. 139-149.

GUYOT J.L., JOUANNEAU J.M., QUINTANILLA J., WASSON J.G. (1993).- Les flux de matières dissoutes et particulaires exportées des Andes par le Rio Béni (Amazonie bolivienne), en période de crue. *Geodynamica Acta*, 6, 4, pp. 233-241.

HADLEY R.F., WALLING D.E., sous la dir. (1984).- Erosion and sediment yield : some methods of measurement and modelling. R.F. Hadley et D.E. Walling ed. Geobooks, Norwich - England. 218 p.

HAKANSON L., JANSSON M. (1983).- Principles of lakes sedimentology. Ed. Springer Verlag, Berlin, 316 p.

HARRISON S. et al. (1991).- *In* Evaluation of climate proxy data in relation to the european Holocene. B. Frenzel Ed., Fisher-Verlag, pp. 285-300.

HAWORTH E. Y., LUND J. W. G. (1984).- Lake Sediments and Environmental History. Studies in palaeolimnology and palaeoecology. In honour of Winifred Tutin. Leicester University Press, 441 p.

HEINEMANN H.G. (1984).- Reservoir trap efficiency. in *Erosion and sediment yield : some methods of measurement and modelling*. R.F. Hadley et D.E. Walling ed. Geobooks, Norwich - England. pp. 201-218.

HOLTZAPFEL Th. (1985).- Les minéraux argileux, Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du Nord*, Publication n°12, ISSN 0291-3062.

HORNUNG M., RODA F., LANGAN, S.J. (1990).- A review of small catchment studies in western Europe. *Producing hydrochemical budgets. Air Pollution Research Report*, Commission on European Communities, 186 p.

HORTON R.E. (1945).- Erosional developments of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, pp. 275-370.

HUTCHINSON G.E. (1957).- A treatise on limnology. Vol I, Geography, physics and chemistry. John Wiley ed., New-York, 1015 p.

HYDROGEO (1991-1994).- Forages de reconnaissance pour l'implantation de la "route des microtechniques", commune de Villers-le-Lac (Doubs). Logs inédits.

ITTY J., VINTAER J. (1987).- Contribution à l'étude géologique et hydrologique du haut bassin de l'Ain (Jura). Thèse de 3ème cycle. Université de Besançon. 336 p.

JACQUEMIN P., (1984). Réponses hydrodynamiques des hauts bassins du Doubs et de la Loue : simulation des écoulements, influence de l'enneigement et de la traversé du lac de St Point. Etude des pertes du Doubs. Thèse de 3ème cycle. Université de Besançon. 170 p.

JEANBLANC A., SCHNEIDER G., (1981). Etude géologique et hydrogéologique du Risoux - Mont d'Or. Thèse de 3ème cycle. Université de Besançon. 155 p.

JOUAFFRE D. (1989).- Pédogénèse et rubéfaction post-würmiennes en climat montagnard humide (Jura). Thèse Univ. de Franche-Comté, Besançon, 277 p.

JUDSON S., RITTER D.F. (1964).- Rates of regional denudation in the United States. *Journ. Geophys. Res.*, 69, 16, pp. 3395-3401.

JUIF L. (1988).- Le chimisme des sources Martin, influence du karst et des activités humaines. D.E.A. Université de Besançon. 110 p.

KELTS K., HSÜ K.J., (1978).- Freshwater carbonate sedimentation. in *Lakes : chemistry, geology, physics*. A. Lerman ed., Springer Verlag, Berlin, pp. 295-323.

KÜBLER B. (1988).- Les sédiments de la Motte, haut-fond au milieu du lac de Neuchatel. Extrait du *Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat.*, Tome III.

KÜBLER B., POCHON M., SIMEONI J. P. (1978).- Les troubles des eaux karstiques: un exemple d'implication de l'hydrologie et de la minéralogie, pédologie, sédimentologie et géochimie. Implication de l'hydrogéologie dans les autres Sciences de la Terre. I.H.E.S. Symposium. Mémoire hors série C.E.R.G.H.-U.S.T.L. Montpellier, p. 203-225.

LACHAVANNE J.B., JUGE R., PERFETTA J. (1995).- Structure des peuplements de macrophytes. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 473-493.

LACOMBE P., 1986.- Les formations carbonatées holocènes du Lac de Chalain (Jura). DEA Univ. de Bourgogne, 31 p.

LAMY-AU-ROUSSEAU R. (1989).- Dynamique sédimentaire dans un lac proglaciaire. Thèse, Univ. de Bourgogne, 124 p.

LARAQUE A., BRICQUET J.P., OLIVRY J.C., BERTHELOT M. (1993).- Transports solides et dissous du fleuve Congo (bilan de six années d'observation). Grands bassins fluviaux périatlantiques, Paris 22-24 nov. 1993, coll. ORSTOM : colloques et séminaires, pp. 133-145.

LAST W.M. (1982).- Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada. *Sedimentology*, 29, pp. 691-704.

LELONG F., DUPRAZ C., DURAND P., DIDON-LESCOT J.F. (1990).- Effects of vegetation type on the biogeochemistry of small catchments (Mont Lozère, France). *J. of Hydrology*, 116, pp. 125-145.

LEMEILLE E., LETOLLE R., MELIERE F., OLIVE Ph. (1983).- Isotopes and others physico-chemical parameters of paleolake carbonates. *Paleoclimates and paleowaters*, IAEA, Vienne, pp. 135-150.

LEMMIN U. (1995).- Limnologie physique. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 61-114.

LEOPOLD L.B., WOLMANN M.G., MILLER J. (1964).- Fluvial processus in geomorphology. W.H. Freeman & Co, San Francisco and London, 504 p.

MACAIRE J.J., COCIRTA C., DE LUCA P., GAY I., DE GOËR DE HERVE A. (1992).- Origines, âges et évolution des systèmes lacustres tardi- et postglaciaires dans le bassin du lac Chambon (Puy de Dôme, France). *C. R. Acad. Sciences*, Paris, t. 315, II, pp. 1119-1125.

MACAIRE J.J., BOSSUET G., CHOQUIER A., COCIRTA C., DE LUCA P., DUPIS A., MATHEY E., GUENET P. (1992).- Impacts climatique et anthropique sur l'érosion mécanique en montagne cristalline de région tempérée pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Exemple du bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme, France). *C. R. Acad. Sciences*, Paris, t. 320, IIa, pp. 579-585.

MAGNIN A. (1895).- Les lacs du Jura. Généralités sur la limnologie jurassienne. 95 p.

MAGNY M. (1991).- Une approche paléoclimatique de l'holocène : les fluctuations des lacs du jura et des alpes du nord françaises. Thèse de l'univ. de Franche-Comté. 633 p. et annexes.

MAGNY M. (1992).- Sédimentation et dynamique de comblement dans les lacs du Jura au cours des 15 derniers millénaires. *Rev. d'Archéométrie*, 16, pp. 27-43.

MAGNY M. (1994).- Solar influence on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research*, 40, pp. 1-9.

MAGNY M. (1995).- Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile. Ed Errance, Paris, 176 p.

MATTHEY F. (1971).- Contribution à l'étude de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Jura central. *Beitr. Geobot. Landesaufin.* Schweitz, 53.

Mc CREA J.M. (1950).- On the isotopes chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18, 6, pp. 849-857.

MEADE R.H. (1988).- Movement and storage of sediment in river systems. in *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, A. Lerman et M. Meybeck eds. pp. 165-179.

MEADE R.H., NORDIN C.F., CURTIS W.F., COSTA RODRIGUES F.M., DO VALE C.M., EDMOND J.M., (1979).- Sediment loads in the Amazon river river. *Nature*, 278, pp. 161-163.

MEYBECK M. (1976).- Total mineral dissolved transport by world majors rivers. *Bull. Sci. Hydrol.*, XXI, 2, 265-284.

MEYBECK M. (1979).- Concentration des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, pp. 215-246.

MEYBECK M. (1984).- Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse d'Etat de l'Université de Paris VI, 558 p.

MEYBECK M. (1985).- Variabilité dans le temps de la composition chimique des rivières et de leurs transports en solution et en suspension. *Rev. Sci. Eau*, 4, pp. 93-121.

MEYBECK M. (1986).- Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Sci. Géol. Bull.*, 39, n°1, pp. 3-77.

MEYBECK M. (1987).- Les transports fluviaux en solution dans les Sciences de la Terre. *Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, N° 41, p. 19-36.

MEYBECK M. (1995).- Les lacs et leur bassin. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 6-60

MEYBECK M., CHAPMAN D., HELMER R. Eds (1989).- Global Freshwater Quality. A first assessment. *Global Environment monitoring system*, W.H.O. and U.N. Environment Program, 306 p.

METEO-FRANCE (1960-1993).- Données climatiques mensuelles relevées dans le Haut-Doubs.

MILLIMAN J.D., MEADE R.H. (1983).- World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, n°1, pp. 1-21.

MIQUEL J. (1984).- Guide pratique d'estimation des probabilités de crues. Eyrolles éd.

MOINDROT D. (1989). Influence de la fusion nivale sur le bilan hydrologique et la qualité des eaux de trois bassins expérimentaux en moyenne montagne (Haut-Doubs). Thèse. Université de Besançon.

MÜLLER G, IRON G., FORSTNER U. (1972).- Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, pp. 158-164.

NILSSON T. (1961).- Ein neues Standardpollendiagramm aus Bjärs-jöhnolmssjön in Schonen. *Lunds Univ. Arsskr.*, N.F. 2, 56, 34 p.

NILSSON T. (1964).- Standardpollendiagramm und ^{14}C - Datierungen aus dem Ageröds mosse im mittleren Schonen. *Lunds Univ. Arsskr.*, N.F. 2, 59/7, pp. 1-52.

NKOUNKOU R.R., KREMPP G., PROBST J.L. (1990).- Géochimie et hydrologie des eaux de surface : exemple du bassin du fleuve Congo. Journées laboratoires ORSTOM BONDY, 18-20 sept 1990, coll. ORSTOM : colloques et séminaires, 12 p.

OLIVRY J.C., BOULEGUE J., sous la dir. (1993).- Grands bassins fluviaux périatlantiques : Congo, Niger, Amazone. Actes du coll. PEGI INSU-CNRS-ORSTOM, Paris 22-24 nov. 1993. Coll. ORSTOM colloques et séminaires.

OLSSON V. (1979).- Radiometric dating. in : Paleohydrological changes in the temperature zone in the last 15000 years. Subproject B. Lake and mire environment. Project guide, Berglund B.E. éd., II, Specific methods, pp. 1-38.

PENMAN H.L. (1956).- Estimating evaporation. *Trans. Americ. Geophysic. Union*, vol. 37, n°1, pp. 43-50.

PHARISAT A., RANGHEARD Y. (1986).- Analyses granulométriques de sédiments du Miocène inférieur de la haute-chaîne jurassienne. *Ann. Sci. Univ. de Franche-Comté*, Géologie, 4, fasc. 7, pp. 3-33.

PHARO C.H., CARMACK E.C. (1979).- Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamploops Lake, British Columbia. *Sedimentology*, 26, pp. 523-541.

PINET P., SOURIAU M. (1988).- Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7, 3, pp. 563-582.

PLATT N.H., WRIGHT V.P. (1991).- Lacustrine carbonate : facies model, facies distribution and hydrocarbon aspects. *Spec. Publs Int. Sediment.*, 13, pp. 57-74.

POCHON M. (1978). - Origine et évolution des sols du Haut Jura suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. Thèse d'Etat, Université de Neuchâtel.

POURRIOT R., MEYBECK M., sous la dir. (1995).- Limnologie générale. Masson éd., Paris, 956 p.

PROBST J.L. (1983).- Hydrologie du bassin de la Garonne. Modèle de mélanges, bilan de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates. Thèse de 3ème cycle. Université de Toulouse. 148 p.

PROBST J.L. (1992).- Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Univ. Louis Pasteur Strasbourg, mémoire n° 94, 161 p.

RANGHEARD Y., DEMARCQ G., MONGEREAU N., PHARISAT A., POUYET S., TRUC G. (1985).- Le Miocène du Val des Verrières et du Bief des Lavaux (Jura central - Haute-Chaîne) : événements paléobiogéographiques et géodynamiques. *Géobios*, Lyon, 18, 6, pp. 769-785.

RANGHEARD Y., DEMARCQ G., MÜLLER C., POIGNANT A., PHARISAT A. (1990).- Données nouvelles sur le Burdigalien du jura interne : paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. VI, n°3, pp. 479-486.

RAPP A., BERRY L., TEMPLE P. Eds (1973).- Studies on soil erosion and sedimentation in Tanzania. *Geogr. Ann.*, Stockholm, 54A.

REMENIERAS G. (1986).- L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles éd. Paris. 342 p.

REMY J.M. (1989).- Les transferts particulaires (flux stocks et bilans) dans un système continental: le bassin de Chaillexon (Doubs), D.E.A. Univ. de Bourgogne.

RENARD M., BLANC P. (1971).- Influence des conditions de mise en solution (choix de l'acide, température, durée d'attaque) dans le dosage des éléments traces des roches carbonatées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 272, pp. 2285-2288.

RICHARD H. (1983).- Nouvelles contributions à l'histoire de la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène, à partir des données de la palynologie. Thèse, Université de Franche-Comté, 155 p.

RICHARD H. (1988).- Palynologie et climat. *Histoire et mesure*, III-3, p. 359-384.

RICHARD J. (1992).- Autochtonie-allochtonie des carbonates lacustres au cours du Post-glaciare. Critères d'identification et quantification à partir du remplissage de Chaillexon (Doubs, France). D.E.A. Uni. de Bourgogne.

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, université de Franche-Comté, 223 p.

RUDDIMAN W.F., Mc INTYRE A. (1981).- *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 35, pp. 145-214.

SCHARDT H. (1903). Note sur l'origine du lac des Brenets. *Bull. Soc. Neuch. des Sci. Nat.*, t. XXXI, p. 310-331.

SCHARDT H. (1910).- Le lac des Brenets et la baisse du Doubs en 1906. *Bull. Soc. Neuch. des Sci. Nat.*, t. XXXVII, p. 312-313.

SCHNEIDER J. (1977).- Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic micro-organisms in salt- and freshwater. *In* Fossil Algae. E. Flügel Ed., Springer-Verlag, pp. 248-260.

SCHUMM S.A. (1977). The fluvial system. John Wiley and Sons, New-York, 338 p.

SCHUMM S.A., HADLEY R.F. (1961).- Progress in application of landform analysis in studies of semi-arid erosion. *U.S. Geol. Survey*, 437, 14 p.

SHGN (1892-1993).- Mesures limnimétriques du lac des Brenets. Service Hydrologique et Géologique National. Berne - Suisse.

SIEGENTALLER U., EICHER U. (1986).- Stable oxygen and carbon isotope analyses. In *Hand Book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Berglund B. E. ed. Wiley J. and Sons ltd, 869 p.

SPENCER R.C., EUGSTER H.P., KELTS K., Mc KENZIE J., JONES B.F., BAEDEKER M.J., RETTIG S.L., GOLDHABER M.B., , BOWSER E.J., (1981).- Late Pleistocene and Holocene sedimentary history of Great Salt Lake, Utah. *Abs. AAPG meeting*, San Fransisco.

SRA - DRAF (1990).- Recensement agricole de 1988. Direction Régionale de l'Agriculture et de la Forêt, Service du Recensement Agricole. Besançon.

STUIVER M., REIMER P.J. (1993).- Calib User's Guide Rev. 3.0.3. Quaternary Research Center AK-60. Univ. of Washington Seattle, WA 98195.

STUIVER M., BRAZIUNAS T. (1993). Modeling atmospheric 14C influences and 14C ages of marine samples back to 10 000 BC. *Radiocarbon*, 35, pp. 137-189.

STRAUB F. (1984).- On the occurence of several species of Cyclotella in the epilithon of two lakes in the Swiss Jura. 8 th Diatom-Symposium. pp. 409-419.

STUMM W., sous la dir. (1985).- Chemical processes in lakes. John Wiley & sons Publishing, 435 p.

STURM M., MATTER A. (1978).- Turbidities and varves in lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastics detritus by density currents. *Spec. Publi. Int. Assoc. Sedimentol.*, 2, pp. 147-168.

SUNDBORG A., sous la dir. (1986).- Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants. *Etudes et rapports d'hydrologie*, n° 35, UNESCO éd., 161 p.

TARDY Y. (1986).- Le cycle de l'eau. Climats, paléoclimats et géochimie globale. Ed. Masson, Paris, 338 p.

TESTARD P. (1995).- Rôle des macrophytes littoraux dans le fonctionnement des écosystèmes lacustres. in *Limnologie générale*. sous la dir. de R. Pourriot et M. Meybeck. Masson éd., Paris, pp. 296-326.

THOMAS R.L. (1988).- Lakes sediments as indicators of changes in land erosion rates. in *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, Lerman A. and Meybeck M. Eds, p.143-164.

THORNTHWAITE C.W. (1954).- The measurement of potential evapotranspiration. J.P. Mather Seabrook ed., New-Jersey. 225 p.

TSCHANZ X. (1990).- Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 83, n°3, pp. 543-558.

TURC L. (1953).- Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. INRA, thèse de l'Université de Paris, 252 p.

UREY H.C. (1947).- The thermodynamics properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, p.562-581.

VERNEAUX J., REMY F., VIDONNE A., GUYARD A. (1986).- Caractères généraux des sédiments de 10 lacs jurassiens . *Rev. Sci. de l'eau*, p. 107-128.

WALLING D.E. (1978).- Reliability considerations in the evaluation and analysis of river loads. *Zeitchrift für Geomorphologie*, suppl. 29, pp. 29-42.

WALLING D.E. (1983).- The sediment delivery problem. *Journ. of Hydrol.*, n°65, pp. 209-237.

WALLING D.E. (1984). Dissolved loads and their measurement. in *Erosion and sediment yield : some methods of measurement and modelling*. R.F. Hadley et D.E. Walling ed. Geobooks, Norwich - England. pp. 111-178.

WEGMÜLLER S. (1966).- Uber die Spât- und postglaziale Vegetationgeschischte des Südwestichen *Jura. Beitr. Geobot.* Landesaufin. Schweitz, 48, 156 p.

WEGMÜLLER S. (1977).- Pollenanalytische Untersuchungen zur spät und postglazialen vegetations geschichte der französischen Alpen (Dauphiné). Verlag Paul Haupt, Bern, 185 p.

WETZEL R. G. (1982).- Limnology. 2nd ed. Saunders College Publ. 767 p.

WILSON L., (1977).- Sediment yield as a function of climate in United States rivers. *In* Erosion and Solid Matter Transport in Inland waters. *IAHS Publ.*, 122, pp. 82-92.

WINLAND H.D. (1969).- Stability of calcium carbonate polymorphs in warm shallow seawater. *J. Sedim. Petrol.*, 39, pp. 1579-1587.

WOLMAN M.G., (1967). A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. *Geogr. Annaler.*, 49, pp. 385-395.

Liste des figures & tableaux

Liste des Figures

Chapitre 1

1 Localisation du lac de Chaillexon et de son bassin versant.

2 Topographie et hydrographie de la haute vallée du Doubs.

3 Aspects géologiques du bassin versant.

4 Réseau hydrographique.

5 Profil longitudinal du réseau hydrographique.

6 Circulations karstiques reconnues par traçage.

7 Fréquence des débits d'étiages à l'amont et à l'aval des pertes du Doubs entre Pontarlier et Ville-du-Pont, de 1979 à 1993.

8 Courbes hypsométriques et fréquences altimétriques du bassin versant et des trois types de sous-bassins.

9 Comparaison des totaux annuels cumulés de précipitations avec la station de Mouthe (1960-1993).

10 Evolution des précipitations moyennes dans le bassin versant (1960-1993).

11 Indice de précipitation et jours de pluies dans la bassin versant (moyenne interannuelle).

12 Isohyètes du bassin versant (moyennes interannuelles sur la période 1960-1993).

13 Températures moyennes mensuelles (1960-1993).

14 Bilan précipitations / ETP du bassin versant (moyennes mensuelles interannuelles).

15 Acquisition de la charge ionique des eaux de surface à travers le karst.

16 Log stratigraphique synthétique du bassin versant

17 Répartition des surfaces d'affleurement par étages.

18 Répartition des différents faciès pétrographiques du bassin versant.

19 Minéralogie du résidu insoluble des faciès du substrat (fraction < 2 µm).

20 Géochimie des faciès pétrographiques du bassin versant. Disponibilité par éléments de la phase soluble.

21 Rapport Mg/Ca des différents faciès pétrographiques.

22 Occupation du sol dans le bassin versant.

Chapitre 2

23 Carte topographique et bathymétrique du lac de Chaillexon.

24 Vues du lac de Chaillexon.

25 L'étiage de 1906 au lac de Chaillexon.

26 Variations de l'amplitude maximale du marnage annuel du lac de Chaillexon sur un siècle.

27 Localisation des points de jaugeage à l'exutoire de Chaillexon. Coupe et plan de la retenue de Moron.

28 Courbe de tarage des débits à l'exutoire du lac.

29 Bilan hydrologique entrées/sorties du lac de Chaillexon.

30 Vidange du lac en période d'étiage. Détermination de la courbe caractéristique.

31 Débit de fuite au barrage en fonction de la cote du plan d'eau et conséquences sur le volume et le niveau du lac en période d'étiage (sans recharge hydrologique dans le bassin versant).

32 Evolution du volume et de la surface du lac en fonction de la cote du plan d'eau.

33 Courbes hypsométriques du lac en crue.

34 Evolution du temps de séjour en fonction de la cote du lac et des débits d'entrée correspondants.

35 Evénéments hydrologiques exceptionnels au cours du dernier siècle.

36 Répartition mensuelle et fréquence des crues et des étiages au cours du dernier siècle.

37 Débits journaliers du Doubs à Chaillexon. Ajustement à la loi de Gumbel.

38 Moyennes annuelles (et moyenne mobile sur 5 ans) des débits du Doubs et des niveaux du lac (1893-1993).

39 Distribution des types d'années climatiques définies à partir des débits du Doubs à Chaillexon (1893-1993).

40 Ecarts à la moyenne centennale des débits moyens annuels 1893-1993 (Qma).

41 Limnigrammes annuels du niveau du lac (années extrèmes et période 1990-1993).

42 Courbes des débits classés du Doubs à Chaillexon - années types et années moyennes.

43 Débits moyens mensuels de la période 1990-1993, comparés aux moyennes séculaires.

44 Contribution théorique du bassin versant aux flux hydrologiques à l'entrée du lac.

45 Bilan hydrologique du bassin versant. Moyennes par types d'années.

46 Evolution des termes du bilan hydrologique en fonction des types d'années.

47 Relation entre le taux de précipitations totales sur le bassin versant et le niveau du lac de Chaillexon (moyennes annuelles).

Chapitre 3

48 Teneurs instantanées en éléments dissous des eaux du Doubs à l'entrée du lac de Chaillexon (Pont de Villers-le-Lac, période 1991-1993).

49 Evolution des concentrations en éléments dissous en fonction de la saison et du débit.

50 Relation entre les volumes d'eau écoulés par phase hydrologique et le tonnage des apports dissous.

51 Charge soluble globale du Doubs à Villers-le-Lac (1991).

52 Evolution des flux hydrologiques et dissous à l'entrée et à la sortie du lac (1991).

53 Concentrations instantanées en MeS à l'entrée du lac (Pont de Villers-le-Lac).

54 Débits moyens journaliers et concentration des flux en MeS de novembre 1990 à décembre 1991.

55 Evolution des moyennes mobiles (sur 3 échantillons) du débit et de la charge en MeS à Villers-le-Lac au cours de l'échantillonnage.

56 Flux hydrologiques et particulaires de trois épisodes de crue.

57 Tonnage particulaire à l'entrée du lac en fonction des volumes d'eau écoulés par phase hydrologique.

58 Tonnage particulaire à l'entrée du lac en fonction des volumes d'eau écoulés par phase hydrologique (pour des volumes < à 30.10^6 m^3).

59 Tonnage cumulé des apports particulaires en période de crue.

60 Trappe à sédiments.

61 Périodes de fonctionnement du piège à sédiments et débits à l'entrée du lac.

62 Analyse quantitative et qualitative des sédiments piégés dans les trappes.

63 Les temps de séjour du lac de Chaillexon replacés dans la courbe expérimentale de Brune (1953).

64 Bilan de piégeage des flux particulaires dans le lac de Chaillexon pour l'année 1991.

65 Fluctuations saisonnières de la température du lac selon un transect longitudinal.

66 Evolution de la température de l'eau dans le dernier bassin (avril 1992 - mai 1993).

67 Variations saisonnières de la température, de l'oxygène dissous et du PH dans le dernier bassin.

68 Différence de charge particulaire dans les eaux du Doubs à l'entrée du lac (Villers-le-Lac) et à l'amont de la plaine de Morteau (Pont-de-la-Roche) lors de la crue inondante de novembre 1992.

69 Réponses hydrlogiques de deux types différents de SBV soumis à une averse identique.

70 Charge particulaire des SBV lors de la crue de décembre 1991.

71 Comparaison des diffractogrammes X représentatifs de la fraction < 2 µm des flux particulaires à l'exutoire des SBV et à l'entrée du lac de Chaillexon, au cours de la crue de décembre 1991.

Chapitre 4

72 Implantation des forages mécaniques et des prospections géophysiques dans le domaine amont.

73 Implantation des forages mécaniques et des prospections géophysiques dans le domaine aval.

74 Relations entre faciès sédimentaires, sismiques et électriques des unités sédimentaires du remplissage et du substrat.

75 Contexte structural du lac de Chaillexon. Distinction des domaines amont et aval.

76a Topographie de la valée anté-lacustre d'après les données de forages et la géophysique (zone amont).

76b Topographie de la valée anté-lacustre d'après les données de forages et la géophysique (zone aval).

77a/b Logs de forages regroupés par transects (zone amont - aval de la route Morteau-Montlebon). Faciès lithologiques et éléments de datation disponibles.

78 Logs synthétiques des forages de la zone aval et calages chronologiques d'après les dates radiocarbones et les chronozones palynologiques (Moulin Bournez, Villers-le-Lac, Pargots 1).

79 Corrélations lithostratigraphiques du transect de forages des Prés Mourey (zone aval), et calage chronologique du forage 3.

80 Chronozones palynologiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Comparaison des chronologies radiocarbones et calibrées.

81 Diagramme palynologique synthétique du forage de la Vigne 1.

82 Diagramme palynologique du forage Pré Mourey 3.

83 Corrélations chronostratigraphiques des unités sédimentaires de la zone amont à partir des données de la palynologie et d'un transect de forages de la rive gauche à la rive droite.

84 Evolution spatiale du comblement sédimentaire de la zone amont. Développement des beines de craie littorales et axes des circulations hydrologiques.

85 Corrélations chronostratigraphiques de la zone aval et relations amont/aval.

86 Puissance maximale des dépôts de chaque chronozone de l'amont vers l'aval.

87 Sédimentologie globale des 3 forages principaux de la zone aval (Moulin Bournez, Pré Mourey 3, Villers-le-Lac). granulométrie, géochimie, isotopes.

88 Evolution des spectres argileux dans les forages de Moulin Bournez et Villers-le-Lac (zone aval).

89 Comparaison des cortèges argileux du forage de Villers-le-Lac et des différents faciès à forte production de RI du bassin versant (échantillons glycolés).

90 Répartition et importance relative des différents éléments carbonatés identifiés dans la fraction > 50µm du forage de Villers le Lac.

91 Valeurs du rapport Mg/Ca des différentes unités sédimentaires du remplissage.

92 Analyses isotopiques d'échantillons des différentes unités sédimentaires du remplissage et de roches du bassin versant.

93 Evolution des paramètres de pyrolyse et des palynofaciès des sédiments du forage de Villers-le-Lac.

94 Production et sédimentation des carbonates lacustres dans les domaines amont et aval.

95 Temps de séjour des eaux dans les zones amont et aval à l'Atlantique. Impact sur la sédimentation des carbonates autochtones.

96 Evolution chronostratigraphique des beines de craie amont et de l'épisode carbonaté. Synthèse des mécanismes et des contraintes de la sédimentation.

Chapitre 5

97 Répartition globale des volumes.

98 Cubature globale du remplissage par chronozone et par unité sédimentaire.

99 Evolution du volume moyen annuel de sédiments stocké par le lac.

100 Masses volumiques apparentes des différents faciès du remplissage.

101 Evolution de la masse sédimentaire moyenne annuelle stockée par le lac.

102 Evolution des masses sédimentaires détritiques et autochtones stockées.

103 Cote maximale des dépôts au toit de chaque chronozone (+ cote du hiatus Préboréal) et niveaux moyens du lac.

104 Evolution des moyennes du volume du lac, du temps de séjour et de l'efficacité de piégeage théorique au début et à la fin de chaque chronozone.

105 Evolution des temps de séjour et l'efficacité théorique de piégeage du lac de Chaillexon (replacés dans la courbe de Brune pour les lacs de barrage, 1953).

106 Evolution corrigée de la production détritique du bassin versant et des masses sédimentaires détritiques et autochtones stockées par le lac.

107 Variations du niveau des lacs jurassiens et péri-jurassiens depuis le Bølling. Comparaison avec l'évolution du taux de 14C résiduel athmosphérique et définition de la courbe paléohydrologique de la haute vallée du Doubs.

108 Courbe paléohydrologique comparée à l'évolution de la production détritique du bassin versant. Evolution du couvert forestier et indices d'anthropisation de la haute vallée du Doubs.

109 Production sédimentaire détritique du bassin versant et influence des contraintes environnementales.

Conclusion générale

110 Fonctionnement du géosystème de la haute vallée du Doubs au cours du Postglaciaire.

111 Comparaison des remplissages de deux lacs du Jura : Chaillexon et Cerin.

112 Système limnologique et principales contraintes autocycliques.

Liste des Tableaux

1 Paramètres de surface du bassin versant et des 3 types de sous-bassins.

2 Variabilité des paramètres pluviométriques dans le bassin versant (1960-1993).

3 Moyennes mensuelles interannuelles des précipitations (1960-1993).

4 Taux de nivosité moyen en % des précipitations totales sur le bassin versant.

5 Températures moyennes interannuelles (1960-1993).

6 ETR et pluie utile sur le bassin versant (moyenne 1960-1993).

7 Débits caractéristiques du Doubs sur un siècle (années types et années moyennes).

8 Niveaux et volumes moyens du lac en fonction des types d'années.

9 Composition chimique moyenne des eaux du Doubs à l'entrée du lac de Chaillexon.

10/10 bis Bilan entrée / sortie de la charge dissoute.

11 Comparaison des paramètres des trois crues analysées.

12 Bilan des mesures des flux particulaires à l'entrée et à la sortie du lac (fin 1991 - année 1991).

13 Diagrammes palynologiques disponibles.

14 Dates radiocarbones disponibles.

15 Répartition par chronozone des faciès lithologiques du remplissage amont et aval.

16 Comparaison des taux théoriques de carbonates allochtones et autochtones dans les faciès Sa1 et Sa2-3, en fonction de la teneur relative en carbonates.

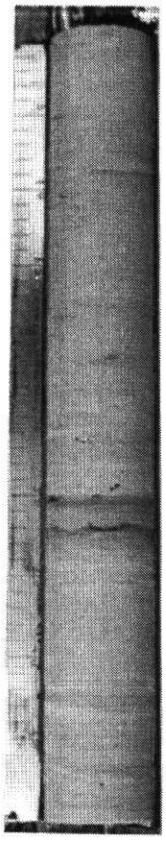
17 Résultats de la cubature, par chronozone (zone amont et aval).

18 Volume et densité des lithofaciès répartis par chronozone.

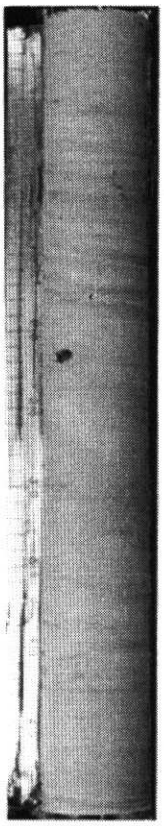
Planches photographiques

Planche I

Unités faciologiques du remplissage lacustre (zone amont)

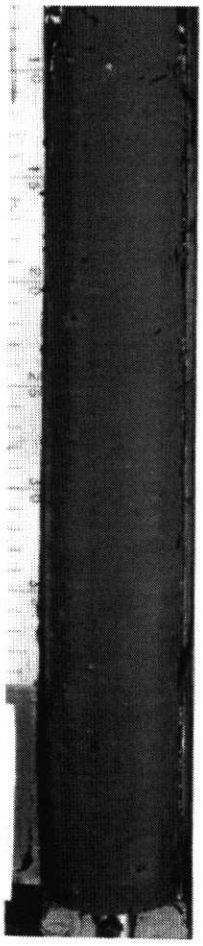


Forage Vigne 2
5 - 5,50



Forage Vigne 2
4,50 - 5

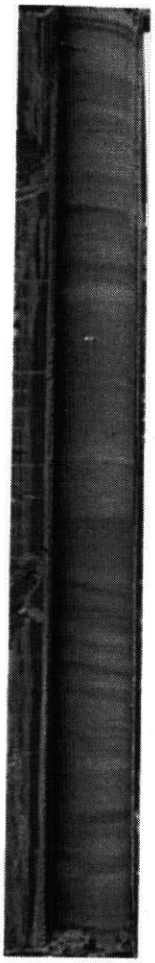
craie lacustre / **Cl2**



Forage S3
4 - 4,50

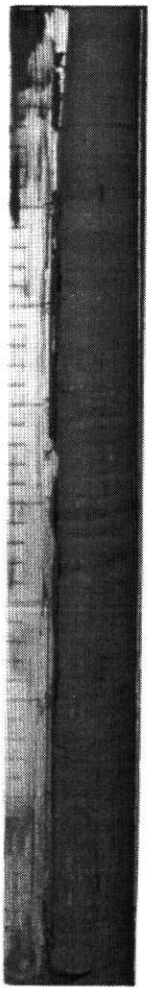


Forage II-6
4,50 - 5



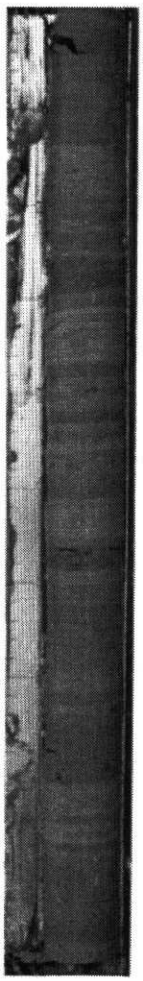
Forage II-4
9,50 - 10

Silts argileux gris / **Sa1**



Forage Vigne 2
13 - 13,5

Argiles grises / **As**



Forage Vigne 2
12,5 - 13

Transition / **As2**

Planche II

Vues du site de Chaillexon



Le remplissage de la
zone amont
vue aérienne vers l'aval



Le Doubs et le lac résiduel
de Chaillexon
vue aérienne vers l'aval



Zone amont inondée
Crue de janvier 92
vue vers l'aval



Zone amont inondée
Crue de septembre 1993
vue aérienne vers l'Ouest