



HAL
open science

Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre.

Gérard Nicoud, Guy Monjuvent, Geneviève Maillet-Guy

► **To cite this version:**

Gérard Nicoud, Guy Monjuvent, Geneviève Maillet-Guy. Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre.. 1987, pp.457-468. insu-00512339

HAL Id: insu-00512339

<https://insu.hal.science/insu-00512339>

Submitted on 30 Aug 2010

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.

CONTROLE DU COMBLEMENT QUATERNAIRE DES VALLEES ALPINES DU NORD PAR LA DYNAMIQUE LACUSTRE

par Gérard NICOUD^{*}, Guy MONJUVENT^{**}, & Geneviève MAILLET-GUY^{***}

RESUME.- Dans les vallées surcreusées des Alpes du Nord, les nombreux sondages montrent tous la présence, sous les alluvions grossières de surface, de sédiments lacustres postérieurs au retrait des glaciers würmiens sur tous les terrains traversés, bien qu'ils atteignent rarement le substrat rocheux. Leurs variations lithologiques, tant verticalement qu'horizontalement, suit un schéma constant :

- argiles puis silts et sables vers la base, graviers et galets vers le sommet ;

- matériaux fins à l'aval, perturbés très localement par des apports torrentiels latéraux, devenant grossiers vers l'amont.

Les apports fluviatiles superficiels constituent une mince pellicule (pluridécamétrique à métrique d'amont en aval) sur les sédiments lacustres d'épaisseur hectométrique à plurihectométrique.

Une sédimentation lacustre analogue mais beaucoup moins connue du fait de son caractère résiduel a fait suite au retrait glaciaire rissien, et se trouve actuellement fortement étagée au-dessus de la séquence post-würmienne des fonds de vallées.

ABSTRACT.- In the overdeepened north-alpine valleys, the numerous drillings show the presence of lacustrine sediments later than the Würmian glaciers. Their lithological variations, either vertically or horizontally, follow a general pattern:

- clays, silts, and sands at the base, gravels and pebbles at the top ;

- downstream, fined-grained materials locally interbedded by lateral torrential alluvions, becoming coarser upstream.

The fluvial superficial sediments consist of a thin sheet upon the lacustrine deposits, which may reach as much as several hundred meters in thickness.

An analogous lacustrine filling up, which is less well known because of its residual character, has followed the retreat of the Rissian glaciers. It now appears topographically much above the post-Würmian sequence of the valleys bottoms.

* Sciences de la Terre. Université de Savoie. BP. 1104 - 73011 CHAMBERY CEDEX.
GRECO 35 Hydrogéologie du CNRS.

** Institut Dolomieu - USTMG - Rue Gignoux 38031 GRENOBLE et UA 69 Géologie alpine du CNRS.

*** Géologie appliquée - Université de Franche Comté - Place M. Leclerc
25030 BESANCON CEDEX.

I. INTRODUCTION

Toutes les grandes vallées des Alpes françaises du Nord ont été surcreusées par les glaciers. En témoignent les lacs actuels (Léman, Annecy, Le Bourget) initialement plus étendus, conservés du fait de leur volume même ou du fait qu'ils sont à l'abri des alluvionnements principaux. Mais d'autres vallées, occupées maintenant par un plancher alluvial continu, ont connu aussi un ou plusieurs épisodes lacustres après le départ des glaciers (Rhône en aval de Belley, Arve, Isère en amont de Rovon,...). Les surcreusements ont aussi atteint certains petits bassins du piedmont subalpin où subsistent encore des lacs (Paladru, Aiguebelette,...), à côté de dépressions anciennement lacustres et aujourd'hui entièrement comblées (Saint-Laurent du Pont, Saint-Etienne de Crossey,...).

En haute montagne, des lacs d'ombilics ou de barrage morainique, localisés dans des cirques ou dans de hauts vallons, subsistent encore (Lauvitel-Oisans, La Sassièrre-Haute Tarentaise,...) ou ont été comblés (Le Clou-Haute Tarentaise,...).

Au Sud de Grenoble, les surcreusements restent l'exception : ombilics de Bourg d'Oisans sur la Romanche, de Valbonnais sur la Bonne. Les lacs de Matheysine sont plus de barrage morainique que d'érosion. Le phénomène majeur a été ici l'importante et complexe obturation glacio-lacustre de la vallée du Drac contemporaine de l'extension maximale des glaciers würmiens.

II. LE REMPLISSAGE DES DIFFERENTES VALLEES (FIGURE 1).

Nous examinerons ici les principales vallées pour lesquelles nous avons des données suffisantes. Dans les auges surcreusées (Arve, Annecy, le Bourget, Isère, Saint-Laurent du Pont, Haut Rhône, ...) ce sont essentiellement des sondages géotechniques ou hydrogéologiques qui ont permis de reconnaître les épais dépôts lacustres masqués par les alluvions superficielles récentes. Dans la vallée du Drac par contre, les formations glacio-lacustres étagées sont directement accessibles à l'observation.

1. La vallée de l'Arve. (figure 2).

Elle montre une succession d'ombilics séparés par des verrous. De l'amont vers l'aval, ce sont : l'ombilic de Chamonix, surcreusé dans les schistes liasiques, l'ombilic du Fayet-Magland, dans les schistes et marno-calcaires du Jurassique - Crétacé inférieur et l'ombilic de Cluses-Arthaz, dans les flyschs et molasses rouges tertiaires. Les verrous principaux sont constitués par le Cristallin des Houches, l'Urgonien de Cluses et, à l'aval, l'Urgonien du Salève (1/2 verrou).

L'épaisseur du remplissage dépasse 60 m dans l'ombilic de Chamonix, plus de 150 m dans celui du Fayet et plus de 100 m dans celui de Cluses (Bacconnais et al., 1981). Ce remplissage épais, dont on ne connaît pas la puissance totale, se présente ainsi :

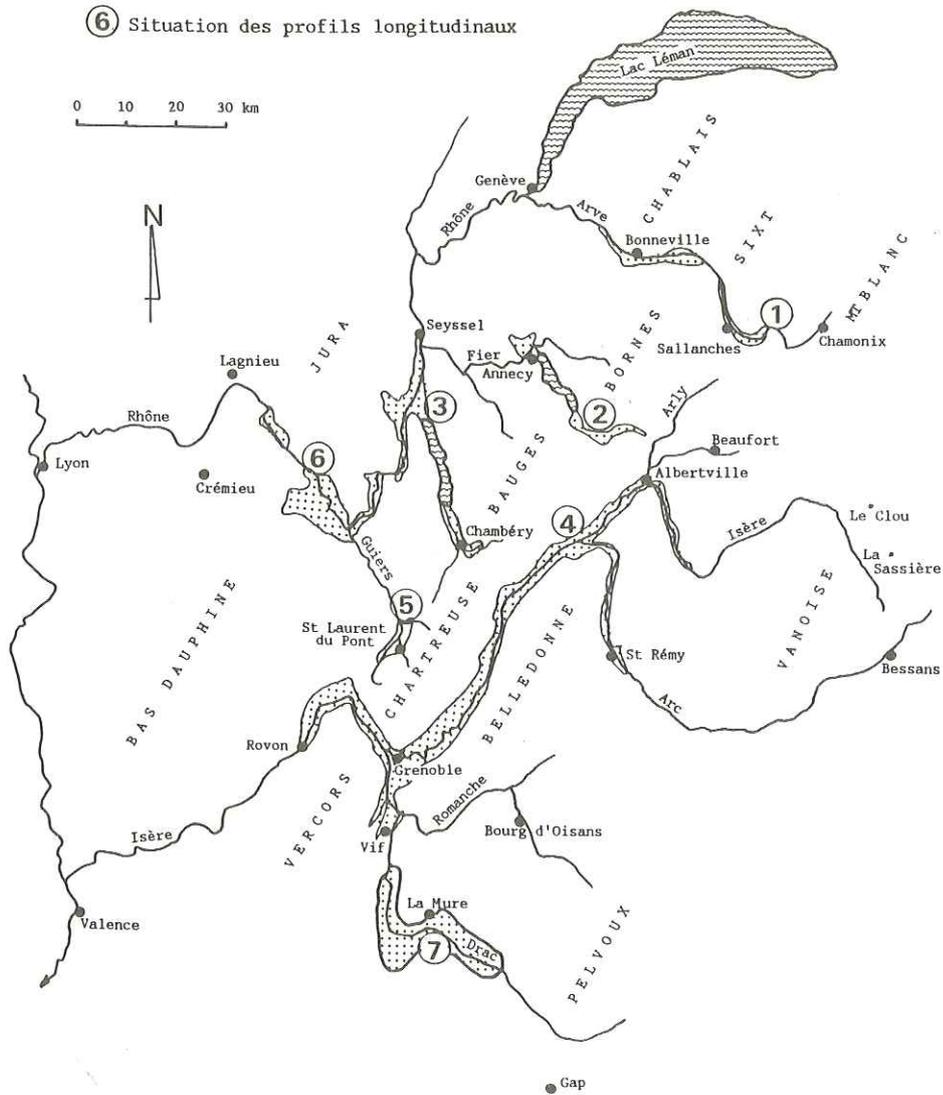


FIG. 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE DES VALLEES ETUDIEES

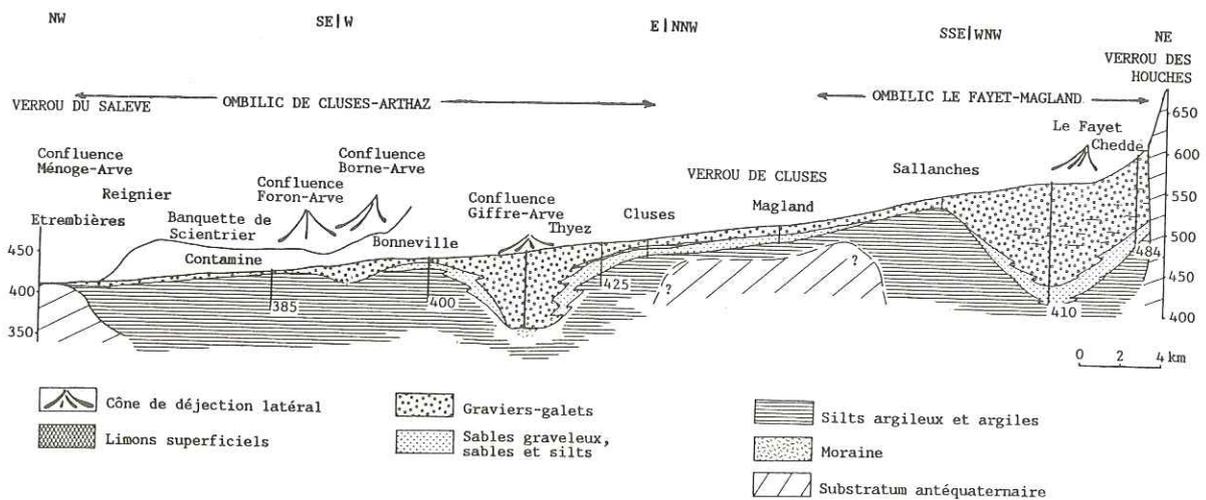


FIG. 2 : VALLEE DE L'ARVE ENTRE LES VERROUS DES HOUCHEES ET DU SALEVE (Profil 1)

- dans l'ombilic du Fayet-Magland : les argiles et les silts de fond sont surmontés en amont par des sables peu épais puis par 140 m de graviers et de galets (Le Fayet). Vers l'aval, dès Sallanches, les graviers ne dépassent pas 13 m. Ils reposent alors soit sur des sables, soit sur les argiles. Cette disposition lithologique est celle de sédiments deltaïques apportés par le Bon Nant et l'Arve dans un vaste plan d'eau variant entre des cotes extrêmes de 530 m et 490 m. La nappe fluviatile superficielle est épaisse vers l'amont (près de 40 m) et réduite à une dizaine de mètres en aval ;

- dans l'ombilic de Cluses-Arthaz, une puissante série de silts argileux, dépassant 50 m sous 3 à 6 m de graviers sableux, témoigne de la présence d'un lac de cote finale d'au moins 405 m. L'apport grossier latéral du Giffre à Marignier atteint 103 m dont 70 m se sont déposés en milieu lacustre. Ce delta est ici bien circonscrit. Il repose latéralement sur la moraine würmienne.

2. La cluse d'Annecy (figure 3).

Entre Bornes et Bauges, la cluse d'Annecy est fermée à l'Ouest par les chaînons jurassiens des Montagnes d'Age et de Mandallaz. Surcreusée par les glaciers de l'Arve, cette vallée est encore partiellement occupée par le lac d'Annecy. Elle est remplie pour l'essentiel par des argiles et des silts lacustres, intriqués latéralement avec des cônes de déjection à matériel grossier issus des Bornes et des Bauges. La terrasse de 460 m de la Plaine des Fins à Epagny, où des sables et des silts ont été reconnus sur au moins 35 m, résulte du dépôt des alluvions du Fier dans un lac de cote supérieure à 460 m. Le delta de Saint-Jorioz montre des graviers ravinant des argiles lacustres reconnues sur 30 m, celui de Doussard 26 m de graviers reposant sur des sables passant vers le bas à des argiles.

Le fond du lac est constitué par 100 m d'argiles reposant sur le substratum reconnu par sismique-réflexion (Finckh *et al.*, 1984). Les sables deltaïques de la plaine des Fins ont été entaillés par le Fier jusque vers la cote 390 m. Des matériaux fluviatiles à torrentiels du Fier remplissent cette dépression sur 35 m. Le lac d'Annecy qui tendait à baisser pour rattraper le niveau de base du Fier, est aujourd'hui stabilisé artificiellement à 445 m.

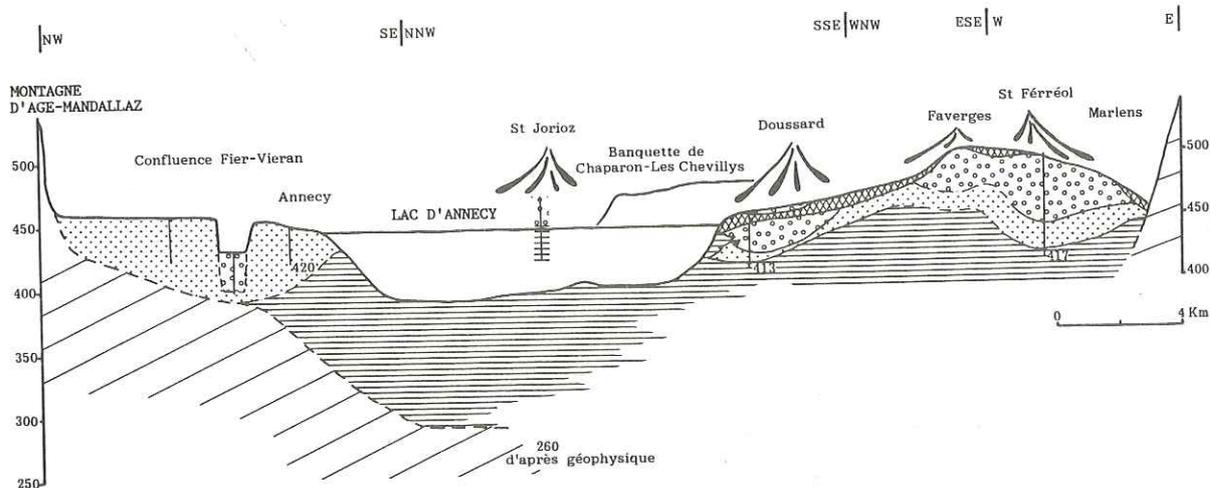


FIG. 3 : VALLEE D'ANNECY (Profil 2)

3. La cuvette du Lac du Bourget (figure 4).

Elle comprend la Chautagne au Nord, la dépression de Yenne à l'Ouest et la vallée de Chambéry au Sud. Surcreusé par les glaciers rhodaniens pour la zone septentrionale et isérois pour la zone méridionale, l'ombilic du Bourget est installé dans un synclinorium jurassien encadré par les chaînons du Colombier-Mont Tournier-Montagne du Chat-l'Epine à l'Ouest, du Gros Foug-Chambotte à l'Est, et par les massifs des Bauges et de la Chartreuse au Sud-Est. A l'Est de Chambéry, la vallée occupe une position de cluse entre Bauges et Chartreuse. Le Lac du Bourget actuel, de cote 231,5 m, profond de 140 m, ne représente plus que le reste du lac ayant succédé au retrait glaciaire würmien. En effet, des sables ont été reconnus, à l'Est de Chambéry, dès la cote 275m sur au moins 25 m. Ils sont ravinés latéralement et recouverts par des graviers et des galets de la Leysse, qui surmontent aussi des verrous empâtés de moraine à Bassens et dans la ville de Chambéry. Les matériaux deltaïques grossiers de la Leysse disparaissent progressivement dès l'aval de Chambéry où ils sont relayés par les apports grossiers de l'Hyère issus de la vallée de Couz au Sud. La sédimentation devient, dès la Motte-Servolex, sableuse à silto-argileuse pour ne plus comporter que des argiles vers le lac du Bourget. Près de 200 m de sédiments fins ont été reconnus par sismique-réflexion (Finckh *et al.*, 1984) sous le fond du lac, au-dessus du substratum molassique situé vers la cote - 110 m NGF.

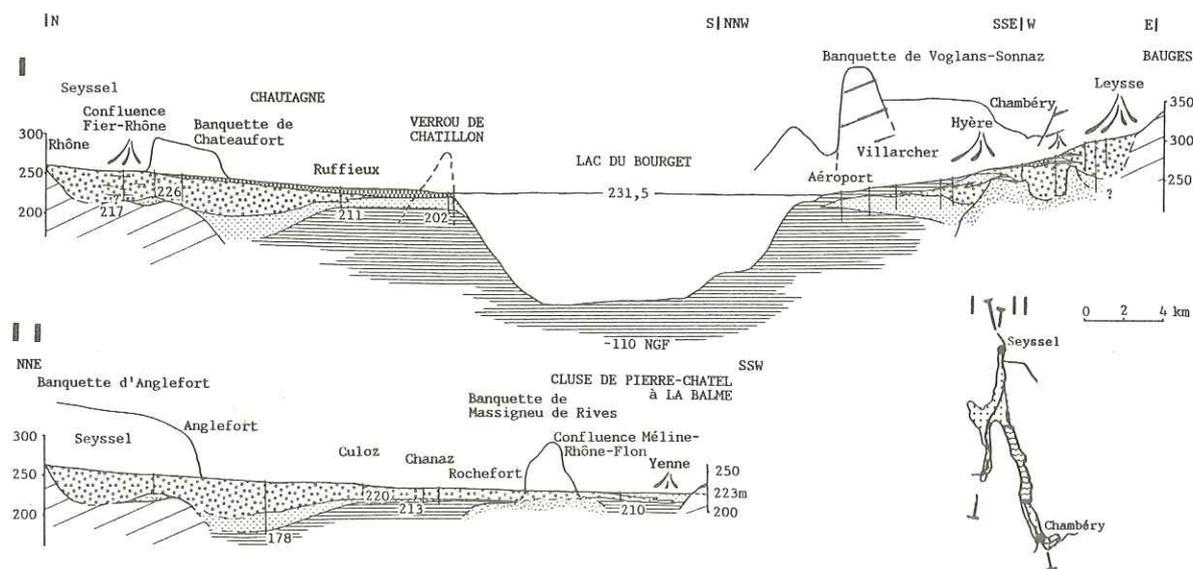


FIG. 4 : VAL DU BOURGET (Profil 3)

La Chautagne, pour sa part, n'est surcreusée qu'en aval d'Anglefort, où le comblement dépasse la soixantaine de mètres. En effet, entre Seyssel et Anglefort, les sondages atteignent le substratum molassique ou morainique sous 36 m de matériaux graveleux à lentilles limono-argileuses à 2 km au Sud de Seyssel, et sous 26 m de sables graveleux au niveau du barrage de Motz. A l'aval de ce verrou ennoyé par les alluvions, le comblement de la vallée consiste en une trentaine de mètres de graviers plus ou moins sableux recouvrant des sables graveleux de plus en plus sableux vers

le bas (cote + 178 m à l'usine de Chautagne). La partie est de la Chautagne ne comporte qu'une sédimentation très fine avec un manteau tourbeux au-dessus de la cote 224 m, tandis que la partie ouest où se trouve le cours du Rhône, est constituée par des alluvions grossières de 10 à 12 m d'épaisseur. Reposant tantôt sur des sables fins tantôt sur des argiles bleues vers la cote 218 - 219 m (Bravard, 1981) un verrou de molasse couronné d'alluvions anté-glaciaires würmiennes et de moraine transparait au niveau de Massigneu de Rives. L'exutoire de ce vaste domaine lacustre est la cluse de Pierre-Chatel, dont le niveau de base est actuellement régulé par les calcaires à la cote 223 m.

Le grand lac du Bourget post-glaciaire würmien a donc vu son niveau baisser assez régulièrement de 275 m jusqu'au seuil de 223 m puis, isolé de l'exutoire de Pierre Châtel par la progradation du delta du Rhône, ce niveau est remonté d'au-moins 9 m dont 5,5 m depuis le Néolithique final.

4. La vallée de l'Isère (figure 5).

Longue de 150 km entre Albertville en Savoie et Rovon au Sud de Grenoble, cette vallée a été surcreusée par les glaciers isérois alimentés en rive gauche par les glaciers locaux de Belledonne et le glacier Romanche-Drac. Le seuil molassique de Rovon délimite vers le Sud le surcreusement glaciaire localement rétréci par la cluse de Grenoble. Toute cette vallée à valeur de méga-ombilic, globalement parallèle aux structures (sillon subalpin) est installée dans les marnes et marno-calcaires du Jurassique moyen jusqu'à Grenoble et au contact molasse-massif subalpin au SW. Seule la cluse de Grenoble entre Chartreuse et Vercors est perpendiculaire et impose un brusque coude à la vallée. La base de l'auge glaciaire n'a jamais été atteinte. Elle se situe à plus d'une centaine de mètres de profondeur tout au long de la vallée pour dépasser 400 m à Grenoble, soit au-dessous de la cote - 177 m NGF.

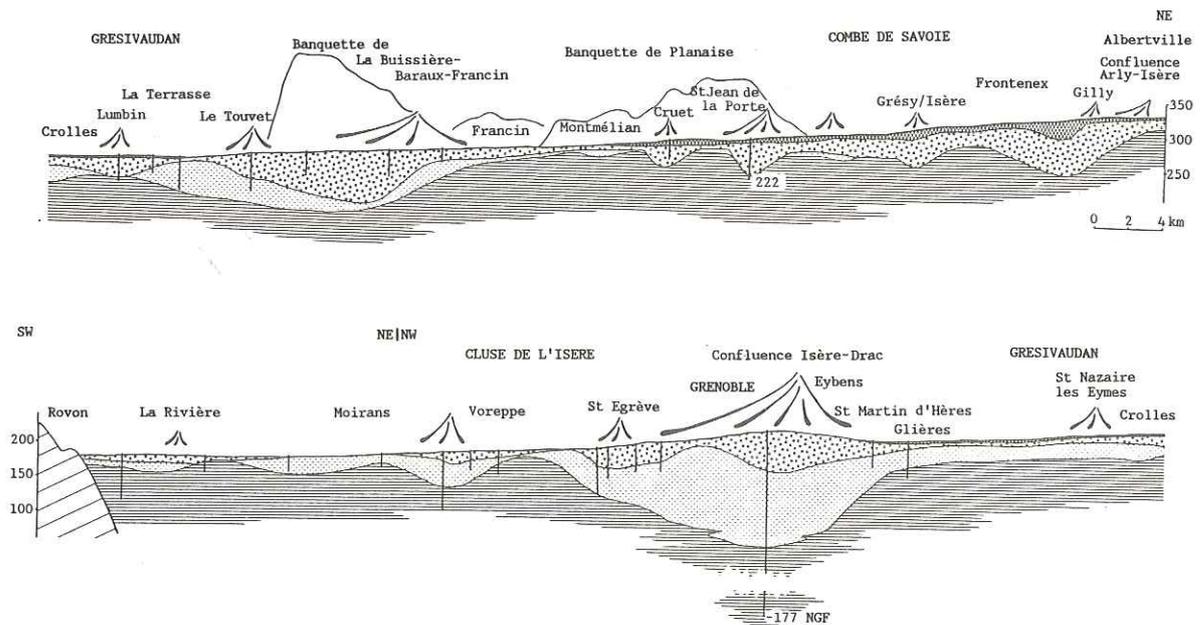


FIG. 5 : VALLEE DE L'ISERE ENTRE ALBERTVILLE ET ROVON (Profil 4)

Un remplissage silto-argileux est général jusqu'à la cote 300-310 m vers Albertville. La partie inférieure de ce matériel lacustre comprend des intercalations plus grossières de sables, de graviers, voire de galets consolidés par des argiles (sondages de Lancey, Rondeau,...). Vers l'aval de l'ombilic, les argiles passent à des sables fins (sablons). Des apports latéraux grossiers s'intercalent localement: deltas de l'Arly à Albertville, du Bréda à Pontcharra, du Drac à Grenoble... pour les principaux.

Vers l'amont, dans la Combe de Savoie, les galets et les graviers ravinent les argiles tandis que dans le Grésivaudan et la Cluse de Grenoble les graviers succèdent en général aux sablons et sables graveleux, témoignant de la persistance d'un milieu lacustre en aval. Latéralement, les cônes de déjection superficiels se prolongent par des deltas grossiers bien circonscrits en profondeur. Il est fréquent qu'en rive opposée, les sables et/ou les argiles apparaissent dès quelques mètres sous la surface du sol.

La correspondance entre les cotes atteintes par la puissante série argilo-silteuse et les niveaux des plans d'eau würmiens à holocènes est plutôt délicate s'agissant des niveaux élevés. Il faut voir là, dans un premier temps, des plans d'eau bloqués par des glaces résiduelles. Quelques traces latérales subsistent dans le Bas Grésivaudan et la cluse de Grenoble : terrasses du Croset (400 m), du Crey (245 m), de Saint-Jean-de-Moirans (225 m)... L'évolution du plan d'eau du Grésivaudan est nettement mieux connue depuis 26500 BP environ (cote 245 m) jusqu'à son comblement final autour de 2125 BP (cote 185 m) (Monjuvent et Nicoud, 1985).

Un plancher alluvial sablo-graveleux est par ailleurs présent tout au long de la vallée. Légèrement encaissé dans les sédiments lacustres, il ne dépasse pas 4 à 5 m en rive gauche de l'Isère dans la Combe de Savoie, 6 à 10 m dans la cluse de Grenoble et à son aval.

5. Le bassin de Saint-Laurent du Pont (figure 6).

Creusé dans le synclinal molassique du front de la Chartreuse, ce bassin est constitué par un remplissage important dont le fond n'a pas été atteint par les sondages mécaniques ; il dépasse 115 m à Saint-Laurent du Pont (cote 285 m), 55 m à Saint-Christophe (cote 345 m) et 45 m à Entre-Deux-Guiers. L'exutoire de cet ombilic, aux Gorges de Chailles, est à la cote d'environ 350 m. Le remplissage comporte des sédiments de fond de lac (sables, argiles) jusqu'à la cote 375 m. Au débouché des torrents du Merdaret au Sud, du Guiers Mort à Saint-Laurent du Pont et du Guiers Vif à Saint-Christophe au Nord, de grosses masses de matériaux caillouteux, deltaïques jusqu'à la cote 375 m au moins et torrentiels au-dessus, se sont accumulées. Au centre de l'ombilic, entre les cônes torrentiels superposés en continuité aux deltas, on ne rencontre plus que du matériel fin de décantation. Peut être masque-t-il un substratum molassique qui, dans ce cas, aurait séparé le bassin de Saint-Laurent du Pont en 2 petits ombilics ?

En amont de Saint-Joseph de Rivère, le cône torrentiel du Merdaret est interstratifié de niveaux palustres (argiles plus ou moins organiques, niveaux tourbeux) datés à 21 m de profondeur (cote 384 m) de 11.150 ± 70 BP (Biju-Duval et Hannss, 1985). Il en résulte que tous les dépôts, tant palustres que torrentiels, dont le niveau dépasse la cote 384 m, sont postérieurs.

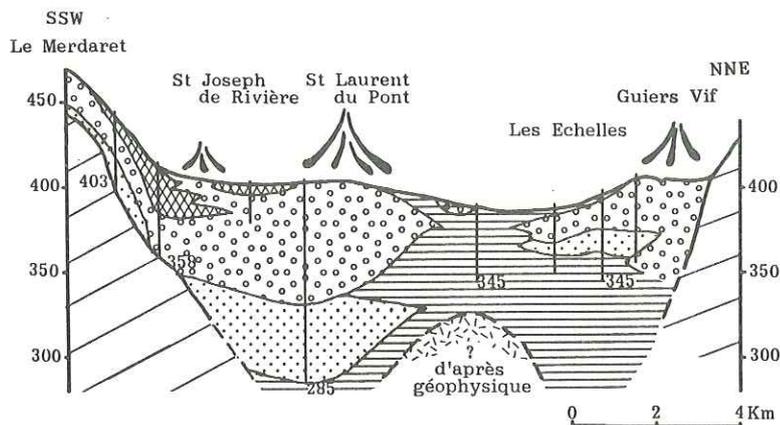


FIG. 6 : BASSIN DE SAINT-LAURENT DU PONT (Profil 5)

6. Le Rhône de la cluse de la Balme à Sault-Brénaz (figure 7).

De la cluse de la Balme au seuil rocheux de Sault-Brénaz, les trois bassins de Peyrieu, du Bouchage et de Malville, de dimensions très inégales, sont de profonds surcreusements dont les sondages (EDF, CNR) n'ont pas atteint la base. Façonnés par le glacier würmien du Rhône, ils se sont transformés en lacs lors du retrait du glacier, de niveaux distincts et ayant évolué séparément et différemment.

Le bassin de Malville, à l'aval, est peut être le plus profond (base non atteinte à la cote + 23,75 m, seuil rocheux de Sault-Brénaz à la cote 200 m). En amont, le bassin du Bouchage a été reconnu jusqu'à la cote +106,60, celui de Peyrieu jusqu'à la cote +153. Le bassin de Malville était isolé des deux autres par l'étroit défilé rocheux de Malarage, alors que ces derniers pouvaient communiquer par le resserrement de Trémurs. Leurs remplissages sont identiques dans les parties basses : sédiments fins de fond de lac (argiles, silts, sables, lentilles graveleuses), montrant de considérables et rapides variations de faciès dûs aux affluents (Guiers, Rhône, etc...). Mais leurs colmatages finaux sont très différents, en fonction de leur évolution paléogéographique propre.

Le bassin de Malville a été entièrement rempli par des sédiments lacustres jusqu'à une altitude de 210 - 215 m au moins, puis fluvioglaciales terminaux (terrasse de Malville d'altitude 225 m). Le lac était donc non seulement d'ombilic, mais de barrage en aval du seuil de Sault-Brénaz, par un obstacle aujourd'hui disparu, probablement un lobe de glace morte à l'intérieur des moraines frontales de Lagnieu.

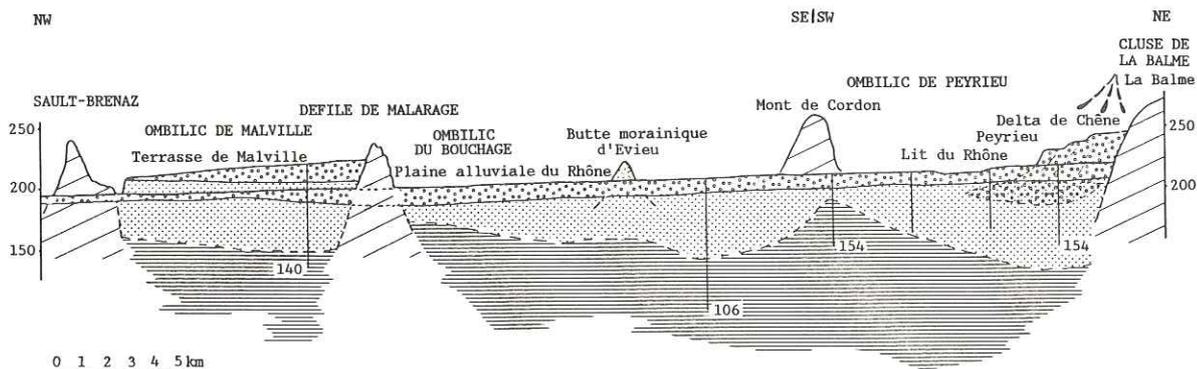


FIG. 7 : HAUT RHÔNE DE LA CLUSE DE LA BALME A SAULT-BRENAZ (Profil 6)

Le bassin du Bouchage est aussi un ombilic (seuil rocheux de Malarage, 185m), mais il ne montre aucun colmatage au-dessus de la basse plaine alluviale du Rhône. La terrasse glacio-lacustre de Brégnier-Cordon -Murs et les cailloutis deltaïques de Veyrins-Thuellins ne sont que des dépôts latéraux de kame, sédimentés entre les versants et la glace en fusion. Les dépôts lacustres, uniquement de fond de lac, ont été réglés par l'érosion du barrage aval de la terrasse de Malville, et ne dépassent pas une altitude de 205 m.

Quant au bassin de Peyrieu, en amont, il montre un beau complexe de terrasses deltaïques étagées au débouché du Furans, témoignant de l'existence d'un plan d'eau éphémère de niveau 240 - 245 m. Les apports grossiers provenaient non pas de l'actuelle vallée du Rhône, mais d'un chenal aujourd'hui fossile issu de l'amont de la cluse des Hôpitaux. Un obstacle dont il ne reste aucune trace existait donc en aval, après le défilé de Trémurs, dans le bassin du Bouchage. Cet obstacle ne pouvait être qu'une énorme masse de glace morte stagnante dans l'ombilic du Bouchage, coupée du glacier du Rhône retiré dans le bassin du Bourget. Elle retenait le lac de Peyrieu en amont, alimentait le lac de Malville en aval, en sédiments fins d'abord puis grossiers ensuite. Sa fusion, probablement lente, a laissé un dernier lac (Le Bouchage) retenu par la terrasse de Malville.

7. Le Drac à l'amont de l'ombilic de Grenoble (figure 8).

Au contraire des vallées surcreusées du Nord de Grenoble, où les dépôts lacustres se trouvent en profondeur, sous le plancher alluvial actuel, le Drac, au Sud, est une vallée suspendue où le substratum est partout affleurant entre le verrou de Beaufin et la plaine alluviale de l'Isère. L'absence de surcreusement est due à la faiblesse des glaciers du Drac (situation méridionale, relative exiguïté du bassin), surtout lors de la dernière glaciation. En effet, aucun glacier n'a occupé la vallée entre le front remontant du glacier de l'Isère jusqu'en amont de Sinard, en aval, et le Champsaur envahi par les glaciers du Haut-Drac, en amont. Dans cet espace, un lac s'est établi, réglé par le niveau des glaces de l'Isère, s'élevant à mesure qu'elles progressaient, envahissant progressivement le bassin de l'Ebron (Trièves) puis le Drac moyen (Beaumont). D'abord unique, il a été rapidement partagé en deux par le glacier latéral de la Bonne et ses moraines terminales de la Mure-Peychaud : lac de Beaumont (900 m) en amont, du Trièves (800 m) en aval. Ces lacs pouvaient atteindre une profondeur de 200 à 300 m. Ils se sont entièrement remplis de sédiments fins lités (argiles, silts, sables), de faciès généralement plus argileux en aval (Trièves), plus sableux en amont (Beaumont). Des apports grossiers d'amont (Drac) et latéraux (Souloise, Croix de la Pigne), issus de glaciers locaux, se sont intercalés dans les sédiments du lac du Beaumont sans constituer de véritables deltas. Le glacier de la Bonne, baigné par les lacs, n'a eu qu'une influence minime sur leur sédimentation. L'épisode lacustre s'est achevé par un alluvionnement fluvial grossier peu épais qui a constitué deux plaines alluviales étagées : celle du Beaumont bien conservée rive gauche (terrasse de Corps - Saint Sébastien), en amont celle du Trièves très démantelée par l'érosion postérieure du Drac (terrasses résiduelles de Saint Jean d'Hérans, Villard-Julien), en aval.

La durée de cet épisode glacio-lacustre würmien ne peut être estimée faute de données chronologiques. Son début est inconnu mais son achèvement est antérieur à l'intervalle 34300 - 27400 BP durant lequel s'est édifiée la basse terrasse deltaïque du Crey (246 m) dans l'ombilic de Grenoble (Hannss, 1973). Il a été assez long pour permettre le dépôt de 250 à 300 m de sédiments lacustres fins dans l'axe des vallées, puis une érosion verticale de 300 à 400 m dans ces alluvions lacustres, les épais cailloutis fluvio-glaciaires sous-jacents et certaines sections épigéniques du substrat (350 m au moins à Monteynard).

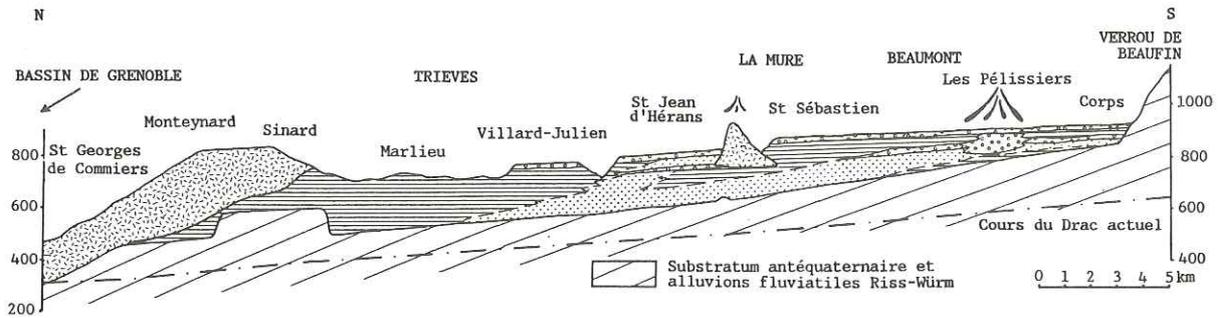


FIG. 8 : VALLEE DU DRAC DU VERROU DE BEAUFIN A LA PLAINE DE GRENOBLE (Profil 7)

III. CONCLUSION.

a. La diversité des lacs.

L'étude des modalités de la sédimentation dans ces anciens lacs conduit à en distinguer deux types principaux, en relation avec la présence ou l'absence de glace :

1. Les lacs glaciaires s.l. où la glace joue un rôle direct selon deux schémas :

1.1. - Les lacs d'obturation glaciaire où l'existence des plans d'eau et leur sédimentation sont conditionnées par la présence des glaciers (paléolacs würmiens du Drac).

1.2. - Les lacs de déglaciation, déterminés par la présence de masses de glaces mortes abandonnées par un glacier qui s'est retiré loin en amont (Haut-Rhône).

2. Les lacs post-glaciaires s.l., où la glace n'intervient plus directement. Il en existe deux catégories :

2.1. Les lacs post-glaciaires "originels", occupant les vallées immédiatement après le départ des glaciers (Annecy, Le Bourget, Vallée de l'Arve, ...).

2.2. Les lacs post-glaciaires "superposés", résultant d'un barrage local, catastrophique (écroulement de la Madeleine - lac de Bessans, Haute-Maurienne; écroulement de Villard/Doron - Lac de Beaufort - Beaufortin), ou non (cône de déjection de La Chapelle - lac de Saint Rémy, Maurienne), où les dépôts lacustres peuvent se superposer à des dépôts "originels" antérieurs.

b. La variabilité des dépôts.

Dans tous ces lacs, la sédimentation subit des variations de faciès dues plus aux dimensions des plans d'eau (profondeur, longueur, largeur) et aux apports des affluents qu'aux conditions climatiques et à la présence de glaces actives ou mortes : dépôts fins argileux à la base et à l'aval, devenant de plus en plus sableux vers le haut et l'amont, sur des puissances pouvant être considérables (plurihectométriques). Cet arrangement est perturbé très localement par des apports latéraux grossiers (deltas), suivis par la progradation deltaïque des alluvions grossières d'amont. Cette sédimentation lacustre est surmontée par l'alluvionnement fluvial superficiel général dans lequel viennent se fondre les cônes de déjection torrentiels superposés aux deltas. Mais de nombreuses inconnues demeurent :

- Inconnues sur la géométrie des cuvettes lacustres. Le fond des surcreusements n'a jamais été atteint, ou très localement et latéralement, par les forages : plus de 400 m à Grenoble, au moins 200 m à Malville, dans un bassin très réduit. Les épaisseurs de sédiments lacustres reconnues sont donc seulement minimales.

- Inconnues sur la genèse et la géométrie des sédiments grossiers. En sondages, il est souvent difficile de différencier le faciès deltaïque du faciès fluviatile, généralement plus grossier et moins sableux.

- Inconnues ou incertitudes sur la chronologie des remplissages, tant lacustres de fond que fluviatiles de surface : il n'existe aucune date sur le début de la sédimentation lacustre des vallées, ni même sur l'abandon des vallées par les glaciers (à l'exception du Bas Grésivaudan).

Quant aux éléments datés dans les sédiments superficiels, fluviatiles ou deltaïques (bois flottés ou moins fréquemment fragments de tourbe transportés), l'incertitude réside dans l'âge de leur fossilisation et dans ses modalités, par suite des phénomènes de chenalisation pouvant conduire à de multiples remaniements.

En résumé, le fait majeur reste que l'essentiel de la sédimentation dans les grandes vallées a été lacustre et de texture fine. Les alluvions grossières ne constituent que des différenciations locales, d'épaisseur parfois pluri-décamétrique (deltas puis cônes torrentiels latéraux), ou réduite (pellicule fluviatile superficielle terminale, généralement ravinante).

c. La répétition des phénomènes lacustres à chaque glaciation.

Les remplissages lacustres postérieurs à l'épisode glaciaire rissien sont assez bien connus aujourd'hui. Ils sont largement visibles dans les banquettes perchées le long de certaines vallées : Anglefort et Massignieu de Rives sur le Haut-Rhône, Voglans, Sonnaz et La Motte-Servolex dans la cuvette du Bourget, Planaise dans la Combe de Savoie, Francin et Barraux dans le haut-Grésivaudan (Nicoud, 1981), et Champagnier-Eybens dans l'ombilic de Grenoble. Ils présentent la même succession argiles litées - silts - sablons que les remplissages lacustres post-glaciaires würmiens. Ils sont localement recouverts par les lignites feuilletés inter glaciaires Riss-Würm s.l. (Chambéry, Grésivaudan). Ils présentent aussi les mêmes différenciations sédimentaires locales (deltas de Planaise, La Gache, Champagnier dans l'ancien lac du Grésivaudan, d'Anglefort et du Sierroz dans l'ancien lac du Bourget). Ils témoignent de l'existence de paléolacs postérieurs au retrait des glaciers rissiens, de niveaux supérieurs d'une cinquantaine de mètres à leurs homologues plus récents, et d'étendue encore plus considérable (Monjuvent et Nicoud, 1985).

Ces formations lacustres puis palustres interglaciaires s.l. sont surmontées généralement d'une couverture fluviatile grossière généralisée, qui formait de vastes plaines alluviales. Les glaciers würmiens ont profondément taillé dans ce remplissage, jusqu'à un niveau encore inconnu, créant les surcreusements dans lesquels les dépôts lacustres post-glaciaires würmiens sont aujourd'hui emboîtés.

REFERENCES CITEES

- Baconnais G., Doudoux G. et Nicoud G. (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'Avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Série II, p. 1313 - 1318.
- Baudoin F. (1984) - Hydrogéologie de l'Avant-pays de Chartreuse (Isère). Thèse 3ème cycle, Géol. Appl., USTMG, Grenoble.
- Biju-Duval J. et Hannss C. (1985) - La morphogenèse de la cuvette de Saint-Laurent du Pont (Isère) et de sa bordure, du Würm à l'Holocène. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXXIII, 3, p. 313 - 319.
- Bourdier F. (1962) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire. Ed. du CNRS Paris, 2 vol.
- Bravard J.P. (1981) - La Chautagne. Inst. des Etudes rhodaniennes des Universités de Lyon. Mémoire et documents, t. 18.
- Finckh P., Kelts K. et Lambert A. (1984) - Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1118 - 1128.
- Fourneau J.C. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. Géol. alpine, Grenoble, t. 52, p. 31 - 72.
- Hannss C. (1973) - Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C14 dans le sillon alpin près de Grenoble. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXI, p. 179 - 201.
- Hannss C. (1984) - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le val du Bourget. Rev. géogr. alp., Grenoble, LXXII, 2-3-4, p. 439 - 456.
- Monjuvent G. (1978) - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. 1 vol., Institut Dolomieu, USTMG, Grenoble.
- Monjuvent G. et Uselle J.P. (1973) - Interprétation des "argiles" d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA 1969. Bull. AFEQ, Paris, n° 35, p. 103 - 128.
- Monjuvent G. et Nicoud G. (1985) - Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy (France). Coll. INQUA-CERLAT, Le Puy, sous presse.
- Nicoud G. (1981) - Les dépôts pleistocènes du bassin chambérien et du Nord-Grésivaudan. Enseignements paléogéographiques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 292, Série II, p. 101 - 104.
- Perroud G. (1982) - Géologie et hydrogéologie des bassins versants du Coisin et du Bas Gelon (Savoie). Thèse 3ème cycle, Géol. appl. USTMG, Grenoble.

REMERCIEMENTS

Nous remercions tout particulièrement pour leur contribution, Messieurs Baconnais et Berthier, au service de l'Hydraulique du Conseil Général de la Haute-Savoie, Requillart et Morel, de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt de Savoie, et Biju-Duval de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt de l'Isère.