



HAL
open science

Le Quaternaire alpin et la position de la banquette de Planaise (73) dans ce contexte. Mémoire bibliographique

Pierre Bobenrieth

► **To cite this version:**

Pierre Bobenrieth. Le Quaternaire alpin et la position de la banquette de Planaise (73) dans ce contexte. Mémoire bibliographique. Géomorphologie. 1984. dumas-00446700

HAL Id: dumas-00446700

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00446700>

Submitted on 13 Jan 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.

Université de Grenoble I
Institut Dolomieu
Géologie et Minéralogie

Mémoire bibliographique

LE QUATERNAIRE ALPIN ET LA POSITION
DE LA
BANQUETTE DE PLANAISE DANS CE CONTEXTE

BODENRIETH

BODENRIETH Pierre

D E A 1983-84
Option Géologie structurale
et sédimentaire.

Professeur responsable :
J. PERRIAUX

1984

S O M M A I R E

- I. INTRODUCTION p 3 - 7
- II. ASPECT DE LA REGION LEMAN-BASSE VALLEE DE L'ISERE A L'AUBE DU QUATERNAIRE p 7 - 8
 - 1) Fin de la surrection des Alpes
 - 2) La question du réseau hydrographique
- III. LES PREMIERES TRACES DE GLACIATIONS QUATERNAIRES p 9 - 9
 - 1) La terrasse de Louze
 - 2) La moraine de Tourdan
 - 3) Les terrasses de Fouillouse et de la Léore
- IV. L'INTERGLACIAIRE MINDEL/RISS (QUATERNAIRE MOYEN) p 10
- V. LE MAXIMUM DE L'EXTENSION ET DE L'EROSION GLACIAIRE LA GLACIATION DU RISS (QUATERNAIRE RECENT) p 10 - 16
 - 1) Limites d'extension du Riss
 - 2) Le climat rissien
 - 3) Existence d'une moraine de fond rissienne
 - 4) Stades de retrait
 - 5) Les complexes rissiens
 - 6) La Bièvre-Valloire et ses environs
 - 7) La questions des limons jaunes de Beausembiant
 - 8) La région de la Basse-Isère
 - 9) Etude d'un bassin alpin pendant le Riss (Drac)
 - 10) Le Grèsivaudan - Combe de Savoie
 - 11) La cluse de Chambéry
 - 12) La chronologie du Riss selon BOURDIER (1961 1962)
- VI. LA PERIODE INTERGLACIAIRE RISS_WURM p 17 - 32
 - 1) Le climat
 - 2) Sa durée
 - 3) Les argiles d'Eybens
 - a) Etudes minéralogiques des argiles d'Eybens
 - b) Preuves de l'érosion par la phase glaciaire postérieure à leur dépôt.
 - 4) Les lignites de la Région de Chambéry
 - a) Les banquettes du Grèsivaudan et du Val du Bourget
 - b) Les dernières études sur les lignites
 - b1) Les lignites de Voglans
 - b2) Les lignites du Ruissseau des Combes (banquette de Tremblay
 - b3) Les lignites de la Cèche et de la banquette de Sennaz-Pessey

VII. L'EPOQUE WURMIENNE (Vallée de l'Isère, Cluse de Chambéry, Région Lyonnaise)

p 32-40

- 1) Le climat
- 2) Les moraines internes
- 3) Les banquettes alluviales du Grésivaudan et de la Cluse de Chambéry
Dernières études de la Banquette de Planaise
- 4) Chronologie du Würm (BORDIER 1962)

VIII. LE POST WURM

p 40-44

- 1) Le climat
- 2) Le Post-Würm dans le Grésivaudan et la Combe de Savoie

IX. CONCLUSIONS

p 44-46

X. BIBLIOGRAPHIE

p 47-57

I. INTRODUCTION

Dans la région Nord-alpine, le Quaternaire se caractérise principalement par son étendue et par sa grande variété de faciès lithologiques.

Il constitue ainsi un système géologique très important.

Différents événements ont marqué cette période. L'étude des divers termes de ses dépôts, glaciaires ou interglaciaires, permet de les cerner et surtout de mieux les expliquer. Cependant certains événements sont peu ou mal connus, ou ont été effacés par des épisodes postérieurs.

La durée du Quaternaire est de 1,87 Millions d'années (base du Calabrien, fig 1), mais diverses autres limites sont proposées par les auteurs : glaciation de Biber (2,6 MA)
base du Villafranchien (3,5 MA).

Pendant cet intervalle de temps, se sont effectués six à sept changements climatiques importants qui ont induit des modifications sur les surfaces d'érosion mondiales.

Le Quaternaire est avant tout une période d'instabilité climatique marquée par des alternance de périodes froides et chaudes, les périodes froides ayant entraîné des glaciations importantes :

- Günz
- Mindel
- Riss
- Würm

(A. PENCK & E. BRUCHNER - 1907, pour les Alpes - RE. FLINT - 1971 pour le Monde.)

Le quaternaire ancien comporte les glaciations antérieures au Riss qui sont peu connues dans cette région.

Le Quaternaire moyen s'étend du Mindel à la fin du Riss (P. BOURDIER 1962).

Le Quaternaire récent est formé par la glaciation du Würm précédée de l'interglaciaire Riss/Würm, puis suivie du Post-Würm.

La glaciation la plus importante a été celle du Riss. Elle comprend 2 ou 3 stades (fig 2 et Fig 3)

L'interglaciaire Riss/Würm est assez court. Il s'observe dans les plaines de l'Allemagne du Nord et de Pologne, par la transgression éémienne.

Le Würm comprend deux ou trois stades, quelque fois quatre (rare) dans les glaciers alpins, mais avec une extension plus faible (fig 2).

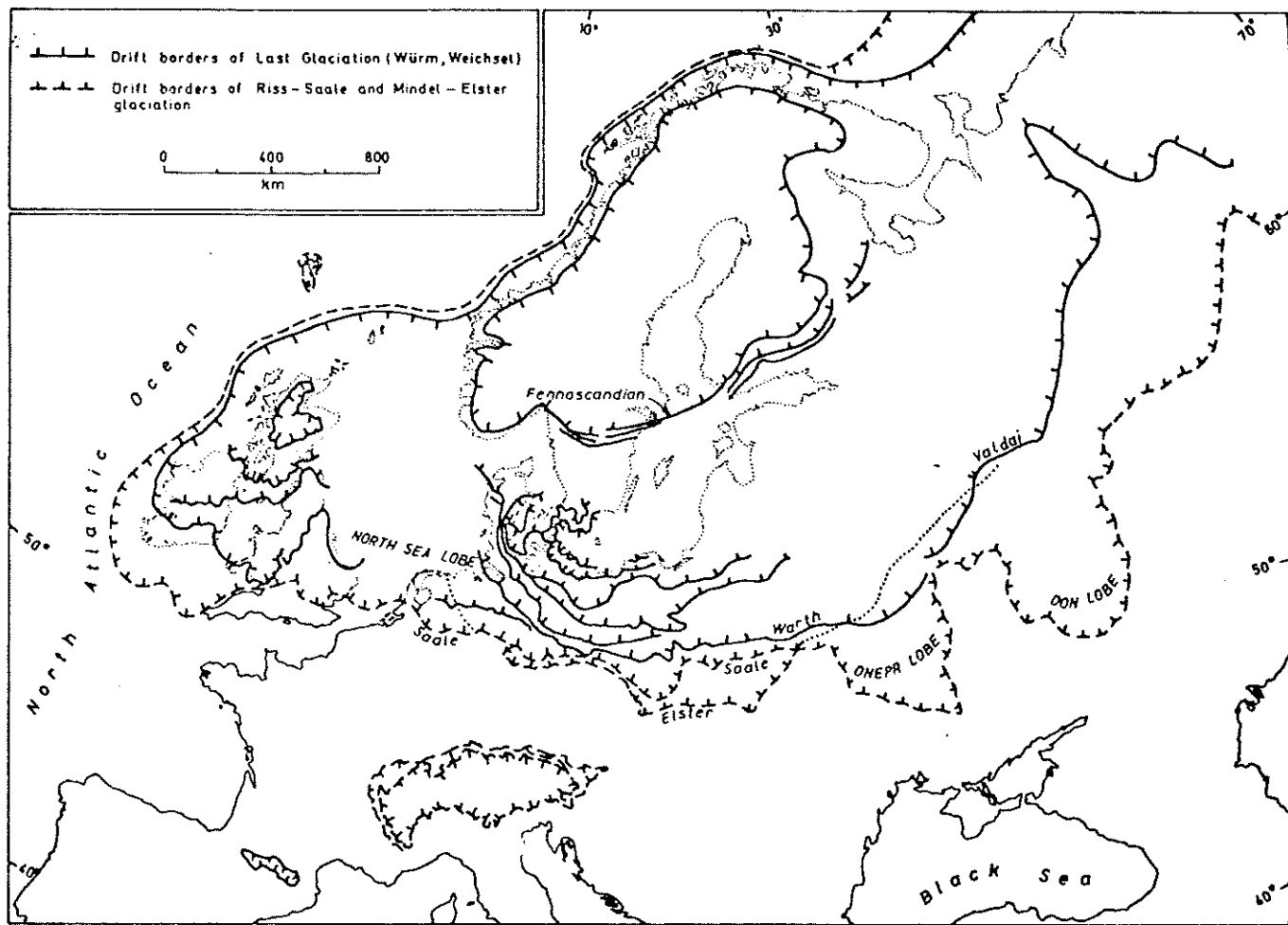


Fig. 2
European Pleistocene ice limits (R. F. Flint, *Glacial and Pleistocene Geology*, John Wiley & Sons, New York 1957—with minor amendments)
(Les limites glaciaires du pléistocène Européen) in Embleton (1975)



Fig.3. LES GLACIERS ALPINS LORS DE LEUR EXTENSION MAXIMALE, AU QUATÉNAIRE
En blanc : la nappe de glace
Hachures : aire non englacée
Croisés : sommets et arêtes dépassant le niveau général des glaces (nunataks).
(in G. Monjuvent "Le Drac" 1978)

Puis, vient une période de déglaciation par échauffement progressif du climat.

De l'Holocène à l'actuel, dans les vallées, se produisent des épisodes lacustres après le retrait des glaces. Ces lacs se sont comblés, ou se comblent, par les apports importants de rivières ou de fleuves (Isère, Drac, Arc et Rhône).

Pendant cette période, les versants des vallées évoluent par la formation d'éboulis, d'éroulements, de coulées, de cônes de déjection et de nappes d'épandage de pied de pente (Grésivaudan, Cluse de Chambéry, Combe de Savoie).

II. ASPECT DE LA REGION LEMAN - BASSE VALLEE DE L'ISERE

A L'AUBE DU QUATERNAIRE

1) Fin de la surrection des Alpes

A la fin du Miocène, après le comblement et l'arrêt de la sédimentation du bassin molassique du bas-Dauphiné, se produit la dernière manifestation importante de la tectonique qui consiste au plissement des chaînes subalpines et leur élévation à l'altitude actuelle.

Cet événement se situerait à la limite inférieure du Pliocène (phase pente-Pliocène - J. DEBELMAS, 1963).

Puis, il y eut quelques petits mouvements de soulèvement au cours du Pliocène.

Ainsi, cette région montrait à cette époque une image proche de celle d'aujourd'hui, du moins dans ses grands traits. Car l'ensemble des Alpes s'était mis en place de même que les chaînes subalpines.

A la fin du Pliocène, les vallées, comme celle du Drac, avaient pratiquement la même configuration générale qu'aujourd'hui (G. MONJUVENT - 1978 - p 30), sauf à quelques endroits où l'action des glaciers quaternaires les modifieront, en particulier par le creusement.

2) La question du réseau hydrographique

Il présentait le même système que de nos jours avec une exception pour la Romanche qui s'écoulait encore par la Matheysine à la fin du Miocène (G. MONJUVENT - 1978 - p 30).

Au Pliocène inférieur, ce réseau s'est enfoncé plus profondément dans les vallées par un creusement linéaire intense.

Le réseau atteint sa configuration définitive au cours du Villafranchien mais coule plusieurs centaines de mètres plus haut (G. MONJUVENT - 1978 - p 47).

A la même époque, finissaient de s'édifier les plateaux de Chambaran-Bonnevaux, au cours de la phase froide de Biber au début du Villafranchien (F. BOURDIER - 1961).

Ce sont des reconstitutions car il n'existe pas de Pliocène ni de Quaternaire ancien dans le Nord des Alpes.

III. LES PREMIERES TRACES DE GLACIATIONS QUATERNAIRES

1) La terrasse de Louze

D'après F. BOURDIER (1961-62), cette terrasse appartient à la période de la glaciation du Günz (confirmé par F. MANDIER 1980).

C'est une formation fluvio-glaciaire, de galets et graviers, dans une matrice sable-argileuse.

Sa position, par rapport à celle de Tourdan, est plus haute de 50 m.

Dans cette zone, une autre terrasse plus élevée se trouve près de Chanas et qui serait peut-être encore plus ancienne.

On ne trouve aucune trace de l'intervalle Günz-Mindel.

2) La moraine de Tourdan (F. BOURDIER - 1961, p 63)

Cette moraine typique, à galets striés, se situe juste sous la terrasse fluvio-glaciaire de Tourdan, attribuée au Mindel.

D'après sa position, elle a été datée du même âge ce qui est confirmé par sa situation en avant des moraines dites externes du Buis.

Sa présence semble marquer le fond d'auge glaciaire de la vallée morte du Sièvre-Valloire.

F. BOURDIER attribue, tout comme Y. BRAVARD, à cette période les moraines du Bois Dantiment. (1963)

3) Les terrasses de Fouillouse et de la Léore

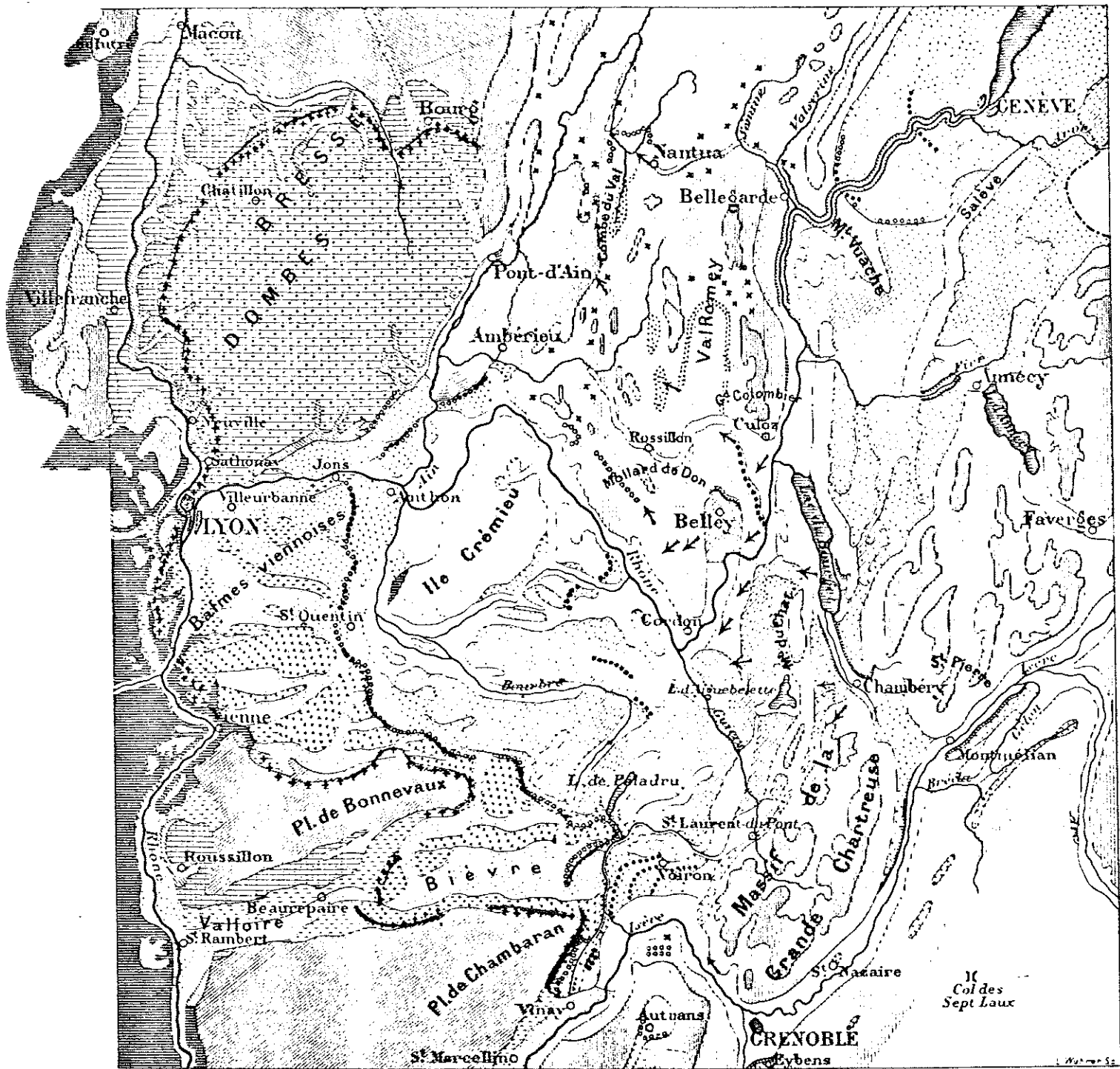
Ces deux terrasses de la région de Valence appartiennent au Quaternaire moyen (Mindel).

Elles culminent à environ 190 m, soit une différence de 160 m avec le plateau de Chambaran : à cette époque, l'Isère coulait nettement en dessous de son niveau Villafranchien.

Avec si peu de données, il est difficile d'établir un scénario sur ce qui s'est passé pendant ces deux périodes (Günz et Mindel). Certains auteurs, comme Y. BRAVARD (1963) et G. DENIZOT, ne constatent aucune trace de glaciations antérieures au Mindel.

Son expansion comprendrait les Dombes (moraines externes), Fourvière, Ste Foy, CSte Lorette, Millery (moraines).

Fig. 4: CARTE DU GLACIER DU RHÔNE



Massif central	-----	Limite des moraines anciennes	+++	Alluvions des hautes terrasses	-----
Jura et Alpes calcaires au dessus et en dehors de la limite des glaciers	-----	Moraines anciennes sur le tertiaire sup sur Deckens chotter	-----	Alluvions des basses terrasses	-----
en dedans de la limite des glaciers	-----	sur les hautes terrasses	-----	Alluvions sous les moraines récentes	-----
Matériaux erratiques isolés dans le Jura et les Alpes	***	Limite des moraines récentes	-----	Lac de barrages de la Saône	-----
Miocène subalpin sous des alluvions pliocènes	-----	Plaine d'alluvions de moraines récentes	-----	- de la Vallée de L'Ain	-----
Pliocène ancien	-----	Moraines récentes sur le tertiaire sup	-----	Lits glaciaires et vallées mortes	-----
Alluvions de quartzites pliocènes	-----	Moraines terminales récentes	-----	Lacs	-----
		Bühl (moraines de)	-----	Stries glaciaires	-----
		Deckens chotter et alluvions du plateau des Dombes	-----	Thalwegs d'écoulement	-----

PLANCHE I

(A. Penck et E. Brückner (1907), "les Alpes à l'époque glaciaire")

IV. L'INTERGLACIAIRE MINDEL / RISS (QUATERNAIRE MOYEN)

Des deux dernières interglaciaires du Quaternaire (Mindel/Riss et Riss/Würm), c'est le plus long, d'une durée d'environ 100.000 ans (fig 1), soit plus du double de celle du Riss/Würm.

Le climat devait être plus chaud, comme l'indique l'altération de type ferreux. Pour F. BOURDIER, cela indiquerait plutôt une longue action des intempéries appliquées plus ou moins directement.

Cette altération permet de dater les niveaux ou terrasses mindéliennes qu'elle recouvre, en particulier à l'ouest de Belmont. Sa couleur est rougeâtre à rouille.

Pendant cette période, l'Isère continue à creuser sa vallée et à abaisser encore son thalweg (G. MONJUVENT - 1970).

Malgré sa durée, on ne retrouve que peu de trace de cet interglaciaire, effacé sans doute, à la période du Riss qui va être celle du maximum d'extension glaciaire.

V. LE MAXIMUM DE L'EXTENSION ET DE L'EROSION GLACIAIRE :

LA GLACIATION DU RISS (QUATERNAIRE RECENT)

1) Limites d'extension du Riss

Pour A. PENCK et G. BRUCKNER (1967), cette glaciation a été ^{la} plus étendue. Ses limites correspondraient à la ligne des moraines externes qui passe par Bourg, l'Ouest de Chatillon, Sathonay, Lyon, Vienne, l'Est de Beaurepaire et l'Ouest de Vinay. (Fig 4)

Ceci est bien visible entre Paramans et, Thodure et Beaufort.

D'après eux, les moraines couvertes de loess se placent parmi les moraines anciennes ou externes ; de même les alluvions qu'ils nomment de base (a1 a) sont des alluvions grossières d'une puissance de 25 à 30 m, du même type que les dépôts de la rivière Nagelfluh près de Salzbourg (p 21).

2) Le climat rissien

Selon E. BONIFAY (1952), le climat de cette période se présenterait comme une succession de phases humides (Riss I et Riss II) et de phases sèches qui ont vu le dépôt et des loess.

La fin du Riss marquerait l'apparition d'un climat du type péri-glaciaire.

Malgré tout, il y a eu quelques récurrences de climat chaud pendant les interstades.

Il évoluerait dans le sens d'un froid et d'une sécheresse de plus en plus sensible.

3) Existence d'une moraine de fond rissienne

En 1935 et 1939, F. BOURDIER donne la description d'une moraine de fond à galets striés qui semble être située sous le lignite de la Cluse de Chambéry.

Plusieurs observations, dont l'affleurement de Voglans, montrent l'existence de lambeaux de cette moraine sous les dépôts palustres (limons à plantes et à lignite).

Il la date du Riss. Cela est confirmé par WBE GREMMEN (1982) à Voglans I et II, qui précise un âge Riss tardif.

4) Stades de retrait

L. MORET et M. GIGNOUX (1952) parlent de l'existence de stades de retrait de la glaciation du Riss comme à La Côte St André.

Un lambeau morainique trouvé au Cap Marcelline (vallée de la Romanche) daterait, lui-aussi, du retrait du Riss. Il est composé de blocs déposés pendant la fonte du glacier rissien. (Attribué maintenant au würm) (J.C. Fournieux 1976)

5) Les complexes rissiens

F. BOURDIER et M. THORAL (1949) distinguent deux complexes rissiens alluvio-morainiques séparés par une couche d'altération (Dombes).

6) La Bièvre-Valloire et ses environs

En 1961-62, F. BOURDIER précise l'extension des dépôts rissiens en Bièvre-Valloire et situe le maximum d'avancée du glacier du Riss près de Lens-Lestang à Paramans-Thodure.

En rive droite de la plaine de Bièvre, il attribue la terrasse de La Peyrouse à ce maximum et la relie aux moraines de Pajay.

Pour lui, les moraines de la Côte St André et de St Geoirs seraient des formes de bordure de ce glacier rissien et pourraient même représenter l'épisode du Riss II. Ainsi, la phase de retrait de ce glacier ne se situerait pas à La Côte St André mais au niveau de la terrasse du Féloux.

Il décrit la couverture limoneuse de ces terrasses comme un ensemble de trois couches :

- à la base, des limons panachés
- limons à pointe manganésifères
- au sommet, un limon fendillé.

Couronnant le tout, se trouve le locus récent constitué de sables blancs pulvérulents.

Il interprète ces limons comme des dépôts éoliens de climat froid, décalcifiés et qui montreraient ainsi trois épisodes de sédimentation rissienne séparés par des périodes d'altération inter-rissienne.

Au Nord, les Terres froides portent les traces de la glaciation du Riss qui n'aurait pas dépassé 700 m à l'Est et 600 m à l'Ouest et aurait déposé les moraines du lac de Paladru, de Châbons et des buttes de Saint Romain (Y. BRAVARD - 1963).

7) La question des limons jaunes de Beausembiant

Ces limons se placent sous un loess récent recouvert de lehm.

Ils se composent de trois ensembles constitués d'une dizaine de niveaux sur une verticale de 12 à 25 m. Ce sont, de bas en haut :

- les limons sableux inférieurs
- les limons moyens altérés à manganèse
- les limons jaunes clairs supérieurs.

Seuls les limons supérieurs appartiendraient à la glaciation rissienne.

D'après F. BOURDIER (1962), il y a là une belle série limoneuse qui serait à rapprocher des meilleures du Quaternaire d'Europe.

8) La région de la Basse-Isère

Le glacier du Riss s'y serait avancé jusqu'à Saint Marcellin (F. BOURDIER (1962)). Cette glaciation comprendrait la terrasse de St Marcel lès Valence, recouverte de deux loess dont l'inférieur daterait de la dernière phase du Riss.

Appartiendraient aussi à cet épisode rissien deux cônes fluvioglacière :

- l'un supérieur à Basemat
- l'autre inférieur de la Blache

comportant, tous deux, des éléments morainiques. Ces cônes se réuniraient vers Saint Lattier à la Terrasse de St Marcel lès Valence.

9) Etude d'un bassin alpin pendant le Riss (Drac)

Le bassin du Drac (G. MONJUVENT - 1971) est un bon exemple.

L'histoire de ce bassin consiste en :

- " - au Riss I, le bassin du Drac est en totalité recouvert de glaces qui correspondent aux moraines externes
- au cataglacière Riss I, a lieu un phénomène de barrage pendant lequel se déposent des terrasses élevées dont on trouve beaucoup de témoins en Trièves et en Beaumont (Monteynard, les Souchens, les Fayas)
- à l'interstade RI/RII, un profond réseau hydrographique est creusé
- au Riss II, s'installe une grande terrasse alluviale périglaciaire emboîtée dans les alluvions des terrasses du R I ou superposée aux terrains inférieurs du R I et du dépôt de la moraine des Fayas.
- à l'interstade RII/RIII, le creusement du réseau hydrographique serait très modéré.
- au Riss III, une seconde avancée glaciaire recouvre la terrasse du Riss II dans sa partie amont (Serres). Puis, en se retirant, elle aurait laissé une terrasse aujourd'hui enfouie, dans laquelle viendra s'emboîter la terrasse du Würm I "

10) Le Grésivaudan - Combe de Savoie

Les grands appareils glaciaires dont celui du Riss ont creusé sans problème dans des matériaux facilement érodés une dépression assez longue (≈ 100 Km). Tel semble être l'origine du Sillon alpin.

Les glaciers antérieurs et du Riss ont creusé et élargie la vallée de l'Isère et, plus au Nord, celle du Coisin.

Par endroits, il est resté du substratum marneux-calcaire; témoignage de zones de glaces moins érosives dues peut-être à des moraines médianes (G. FERROUD-DELGADO - 1982).

Le creusement maximal de l'auge du Grésivaudan est attribué au Riss.

Les glaciers rissiens ont édifié l'ombilic de Grenoble. A cet endroit, le surcreusement glaciaire atteint son maximum ; le sondage de Beauvert, en 1940, traversa quatre cents mètres d'alluvions quaternaires sans toucher le substratum (M. GIGNOUX, 1942).

Vingt ans auparavant, un sondage effectué à Lancey, proche de la bordure de la vallée, traversa 127 mètres d'argiles compactes et de formations grossières. Là non plus, il n'a pas atteint le bedrock (V. PIRAUD, 1924).

Seule, la géophysique a permis d'avoir une idée plus précise de ce surcreusement.

En 1967, dans la boucle du Bois-Français, des sondages sismiques ont repérés le substratum à 310 m (CEA, R. FUNTOUS, 1967).

A Voreppe, il se situerait à - 400 m (NGF).

Nous pouvons en déduire que le remplissage alluvial dépasse partout une centaine de mètres (J.C. FOURNEAUX, 1976, p 51).

Plus en amont, dans la Combe de Savoie, le surcreusement est moins important car il avoisine 60 m, à moins de 500 m du bord de la vallée.

Ici, la dépression creusée par les glaciers du Riss est pratiquement comblée par les formations de la banquette de Planaise dont nous étudierons l'histoire et sa position stratigraphique qui n'est pas encore fixée avec précision, du fait de l'absence du lignite.

Mais aussi les traces de la glaciation du Riss ne sont pas visibles dans cette banquette (G. FERROUD-DELGADO, 1982, P. BOENRIETH, 1984).

11) La Cluse de Chambéry

Elle montre, dès cette période, un seuil : affleurement de calcaires jurassiques au niveau de Chambéry. Cela est démontré aussi par le fait que le surcreusement diminue d'est en ouest pour reprendre ensuite au delà de Chambéry où il atteint des valeurs importantes, d'après la profondeur du lac du Bourget (231 m) (J.C. FOURNEAUX, 1976, p 51).

A cette époque, la cluse de Chambéry a été le théâtre de l'affrontement des glaciers du Rhône et de l'Isère.

Une des conséquences de cette rencontre a été l'absence de surcreusement à ce niveau par effet de moindre pression.

Mais ce ne sont quand même que des diffluences des deux appareils Isère et Rhône (R. VIVIAN et M. RICQ, 1966).

Il y a eu peu de traces de cette période du fait de l'absence de grand cours d'eau postglaciaire würmien qui, ainsi, n'a pas dégagé les accumulations qui recouvrent les dépôts contemporains de cette glaciation.

De nombreux auteurs ont essayé de trouver la provenance des glaces : pour les uns (F. BOURDIER), elles viendraient du glacier de l'Isère, pour d'autres (F. VEYRET, 1949) leur origine serait rhédannienne.

Il me semble que ce sont à peu près les seuls indices de l'époque du Riss dans cette zone.

Les épisodes qui vont suivre, l'interglaciaire Riss-Würm, le Würm et le postwürm laisseront des témoignages très complets.

12) La Chronologie du Riss selon F. BOURDIER (1961-62)

Le Riss se diviserait en trois phases :

- "- RISS I, période de la plus grande extension glaciaire rissienne.
Son développement a été sensiblement égal à celui du Mindel, en Bièvre (moraines de Paramans, Pajay, Thodure) et dans la région de Lyon.
La seule faune trouvée se rapporterait aux dépôts lacustres et du loess de la région lyonnaise au début du retrait du Riss I.
On y a même trouvé des traces d'activité humaine. (biface de la terrasse d'Agnin, en Bièvre-Valloire).
- INTER-RISS I/II, altération du limon jaune inférieur en limon panaché sous forêt humide.
- RISS II, dépôt du limon jaune à dendrites et granules de fer et de manganèse, sous climat periglaciaire.
- INTER-RISS II/III, altération superficielle du limon jaune moyen avec apparition de granules de fer et de manganèse.
- RISS III, formations glaciaires et fluvioglaciaires caractérisées par une couverture de limon jaune clair, par un loess ancien calcaire ou par le sol d'altération Riss-Würm souvent fossilisé par le loess récent.
A cette dernière phase, F. BOURDIER associe les moraines de La Côte St André, la terrasse de St Marcel, les moraines externes et les formations glaciaires superficielles de la région de Lyon et, dans les Dombes, les moraines d'Arc et de Miennay."

Ces différentes phases sont confirmées, dans la vallée du Rhône, par P. MANDIER (1960). Celui-ci montre qu'il peut exister plusieurs glaciations autonomes à l'intérieur du Riss :

- glaciation du Garon (niveau de 200 m) Riss II
- glaciation de L'Ozon (complexe inférieur de Serresin) Riss I

(Le déroulement du Pléistocène sup. dans la région de la moyenne Isère)

(Fig. 5.) Tabelle 13: Der Ablauf des Spätpleistozäns im Bereich der mittleren Isère
(D'après CHAMISS 1982)

KlimaePOCHEN (Zeitangaben B.P.) (Périodes climatiques)	Gletschervorstöße (Avancées glaciaires)	(Limite inf. de la Stadiale Schneegrenzen in m)		Talverschüttungen (Alluvions des vallées)	
		a)	b)		
W-IV (15-25.000)	Spätes Hauptstadial	W-D In den Bauges, dem Vercors, dem Dévoluy und der Belledonne kommt es zu mehr oder weniger ausgedehnten Lokalvergletscherungen. (glaciers locaux +/- étendus)	1600	1750	Der innerwürmzeitliche See wird ganz zugeschüttet. (le lac Würmien disparaît)
		W-C Der Isèregletscher erreicht das Becken von Grenoble nicht mehr. (le glacier de l'Isère n'atteint + f)	1450	1700	
W-III (25-48.000) Mittelwürm	Denekamp-Interstadial (≈ 30.000)	Die während dieses Zeitraumes abgelagerten Moränen werden während des anschließenden W-IV wieder überfahren. (moraines recouvertes par le W IV)	> 1600		(Après le W II, les épisodes lacustres se terminent) Die nach dem Rückzug der W-II-Gletscher entstandenen innerwürmzeitlichen Seen werden während des W-III nur z. T. zugeschüttet. In einem von ihnen bilden sich während des Denekamp die Delta-Terrasse von Eybens-Le Crey. (Formation de la Terrasse du Crey)
	Hengelo-Interstadial (≈ 38.000)				
	Moershoofd-Interstadial (≈ 47.000)				
W-II (48-58.000)	Frühes Hauptstadial	W-A (recul) (glacier) Rückzugsstand der W-II-Gletscher. Nur im inneren Vercors bilden seine Moränen gleichzeitig den würmzeitlichen Höchststand ab. (maximum d'avance glaciaire) Die maximale würmzeitliche Eisausdehnung wird erreicht. Der Isèregletscher endet im Bas Dauphiné und verschmilzt mit dem Dracgletscher. (le glacier de l'Isère arrive do la Bas-Dauphiné et s'allie à celui du Drac)	1250	1550	Die W-II-Gletscher räumen die interglazialen und frühwürmzeitlichen Talfüllungen weitgehend aus. (le glacier du W II évacue les dépôts antérieurs)
W-I (58-70.000) Frühwürm	4. Interstadial (= Odderade?)	Die Vergletscherung dürfte im wesentlichen nur während der Stadiale spätglaziale Ausmaße erreicht haben. (A la fin du W I, les glaciers commencent à se développer)		2000-2500	Ablagerung der 340 m-Lignite im Val du Bourget. (dépôt)
	3. Interstadial (= Broerup?)				Ablagerung der 318 m-Lignite im Val du Bourget.
	2. Interstadial (= Amersfoort-II?)				Ablagerung der 315 m-Lignite im Val du Bourget und der 330 m-Lignite im Grésivaudan.
		Erster bedeutsamer frühestwürmzeitlicher Gletschervorstoß. Der Isèregletscher erreicht zumindest das Becken von Grenoble. (1ère poussée glaciaire ds le bassin de GRENOBLE)	> 1250		Ein Teil der spätrißzeitlichen und R-W-interglazialzeitlichen Sedimente wird im Isèretal ausgeräumt. (Erosion des sédiments R-W et Riss dans la vallée de l'Isère)
	1. Interstadial (= Amersfoort-I?)	Die Vergletscherung dürfte nur postglaziale Ausmaße erreicht haben.		2800	Im Val du Bourget kommt es zur Ablagerung von Tonen und Moorwachstum unmittelbar über den R-W-zeitlichen Schieferkohlen. (dépôts d'argile et tourbes au dessus des schistes carbonneux R-W)
R-W-Intergl. (70-120.000)		Die Gletscher sind auf postglaziale Längen zurückgeschmolzen. (les glaciers cantonnés ds les montagnes)		2800	Im Val du Bourget werden die 280 m-Lignite abgelagert. Der aus dem End-Riß überkommene große See wird durch Zuschüttung nur unwesentlich verkleinert. (dépôt des lignites à 280 m. le gd lac, formé à la fin du Riss est réduit partiellement)
Riß (> 120.000)	Stadial (Warthe?)	Val du Bourget und Becken von Grenoble bleiben eisfrei. ((1) le val du Bourget et le sol de Grenoble, libres de glaces)			Akkumulation kaltzeitlicher Feinsedimente (accumulations de sédiments fins de période froide)
	Interstadial (= Treene?) (1)	Das Val du Bourget verlandet teilweise.			Bildung der 250 m-Lignite im Val du Bourget. (Formation des lignites à 250 m ds le val du Bourget)
	Stadial (= Drenthe?)	Val du Bourget und Becken von Grenoble bleibt nach Hauptrißvorstoß eisfrei.			Akkumulation kaltzeitlicher Feinsedimente in einem großen See, der nach dem Rückzug des letzten Rißgletschers entstanden ist. (accumulation de sédiments fins ds le gd lac formé après le retrait des glaciers du Riss)

- a) Bestimmung nach der 3:1-Methode.
b) Berechnung nach der Höfer-Methode.
c) Nach der zu Beginn des Kapitels 6 angegebenen Literatur.

Fig. 6. (Synthèse des datations au ¹⁴C pendant le Pléistocène sup. et des résultats des analyses polliniques de la région Alpine) (C. HANNSS 1982)
 Tabelle 14: Zusammenstellung der ¹⁴C-Datierungen über den Ablauf des Spätpleistozäns und der pollenanalytischen Ergebnisse über sein Ende im alpinen Bereich

a) = Einzugsbereich der Emme. b) = Nur älteste Dryas nachgewiesen. c) = Daten aus verschiedenen Aufschlüssen. Mü = Moränenüberlagert. Mu = Moränenunterlagert.
 ... m ü. Htb. = Höhe der pollenanalytisch bearbeiteten Moore über dem Haupttalboden. Quellenverweise 1) bis 35) siehe Rückseite.

KlimaePOCHen (alle Zeitangaben B.P.)		Monte Cavallo (Venez. Voralp.) und Karawanken	Inntal bei Innsbruck und Mondsee	Eisacktal bei Brixen und Kärnten	Bodensee- becken	Zürichsee- becken	*Äaretal zwischen Bern und Thuner See (Lac de Genève)	Genfer See	Lac d'Anney	(Vallée de l'Isère en aval du confluent de l'Arc et du (1)) Iséretal unterhalb der Arcmündung und (2) Val du Bourget	(le Drac moy. et haut) Mittlerer und unterer Drac-Einzugsbereich	(la moyenne -Duranc Mittlerer Durance-Einzugsbereich
Altères spät- glacial	Bölling und Älteste Dryas nachgewiesen:		Lanser See. 270 m ü. Htb. 3)		Mindel See. 410 m 7)		Murifeld. 550 m 13)	Genfer See, SW-Spitze 16) Tourbière de Coinsins. 100 mü. Htb. 17) Thonon ^b). 18)	Tourbière de Macully. 515 m 19)	Chirens. 460 m 17) Col Lutet. 1250 m 30)	Tourbière des Forest (Dévoluy). 1460 m 24), 30)	Lac de Siguret. 130 m ü. Htb. 26) Roche de Rame. 50 m ü. Htb. 26) Pelléautier. 250 m ü. Htb. 26)
W IV (15 25.000)	Spätes Hauptstadial	Vergletschert	Haupt- vorstoß	Haupt- vorstoß	Haupt- vorstoß	Haupt- vorstoß	Vergletschert	Vergletschert	Unver- gletschert?	Unvergletschert	?	?
W III (25 - 48.000) Mittelwärm	Denekamp (≈ 30.000) Hengelo (≈ 38.000) Moershoofd (≈ 47.000)	Val Caltea: 29.350 ± 460 Mü. 4) Freibachtal: 31.600 32.300 33.400 35.300 37.900 34)	Baumkirchen: 25.500 ± 600 26.800 ± 1300 27.400 ± 900 28.000 ± 1000 28.300 ± 1000 28.900 ± 700 29.700 ± 1100 30.600 ± 1300 31.000 ± 1300 Mü. 2) Pichlergraben: 27.400 + 2.060 - 1.530 30.000 + 950 - 820 > 36.050 35)	Nieselach: 23.640 29.100 30.150 31.100 31.630 34) Drasing: 44.960 45.150 Mu., Mü. 34)	Knollengraben: 22.130 ± 225 Mu., Mü. 6) Karrestobel: 28.840 ± 300 29.000 ± 500 29.060 ± 300 Mü. 5), 11)	Buechberg: 30.130 ± 750 40.020 ± 2700 41.270 ± 250 Mu., Mü. 8) Gossau: > 41.770 42.660 ± 3125 9)	Thalgut: > 39.000 19.330 ± 200 28.300 ± 600 Mu., Mü. 10) Signau ^a): 31.700 + 1000 - 800 32.100 + 800 - 700 32.600 + 1000 - 800 36.700 ± 900 38.340 ± 800 42.000 ± 1400 43.000 ± 1000 50.000 ± 2000 50.000 + 3500 - 2000 10) u. 11)	Sionnex: Bei Yverdon: 23.500 38.300 ± 1570 24.900 Mü. 15) 26.200 Mu., Mü. 12) Arroy: Sous-Terre, > 30.000 Genf: Mü. 14) 44.300 ± 3320 Mu., Mü. 15) Russin: 35.840 ± 980 Mü. 15)		Eybens-Le Crey: > 48.000 26.500 + 2200 - 1800 29.300 + 5000 - 3100 Nicht Mü. 20) Prélenfrey: > 35.000 Mu. Nicht Mü. 21)	Les Sauziers: 31.100 ± 1000 31.450 ± 1300 Mu. Nicht Mü. 27), 28), 29)	
W II (48 58.000)	Frühes Hauptstadial	?	?	?	?	Vergletschert	Hauptvorstoß	Hauptvorstoß?	Haupt- vorstoß?	Hauptvorstoß	Haupt- vorstoß?	Hauptvorstoß?
W I (58 - 70.000) Frühwärm	Odderade (≈ 58.000) Broerup (≈ 62.000) Ammersfoort (≈ 68.000)		Götzens: > 36.500 2)	Schabs: > 36.900 > 52.600 64.400 ± 1000 Mü. 1), 31)	Laimnau: > 40.500 Mu., Mü. 5) Mörschwil: > 52.000 9)	Wädenswil: > 40.000 9)	Wässerfluh: > 44.000 > 45.000 > 47.000 34.900 + 1100 - 900 41.000 ± 1300 Mü. 10) Huriflüh: > 50.000 > 50.000 > 52.000 > 53.000 + 1000 33.200 - 800 41.700 + 2700 - 2000 Mü. 10)		Rau de Nan- ceau: > 50.000 Mü. 15)	Val du Bourget (300-340 m) ^c): > 46.200 > 46.900 > 72.800 37.500 ± 1550 51.900 + 13500 - 4800 67.700 + 2700 - 2000 68.000 Mü. 33)	Grésivaudan (300-340 m) ^c): > 21.000 > 35.000 > 45.000 > 48.800 > 50.000 > 50.000 > 56.400 40.800 + 3800 - 2500 61.000 + 1700 - 1400 Mu., Mü. 22) 33)	
R-W-Interglacial (70 - 120.000)										Val du Bourget: (280-290 m) ^c): > 48.200 > 48.200 > 67.700 > 69.700 74.500 + 8100 - 4000 Mu., Mü. 33)	Rau de l'Amou- rette: > 51.500 Mü. 24) Pompe Chaude: > 50.000 Mü. 24)	Le Villars: > 35.000 > 40.300 > 43.000 37.000 ± 2900 Nicht Mü. 27), 28), 32)
Küß (> 120.000)	Letztes Stadial									Eybens, Kiesgrube: > 48.000 > 49.000 Mü. 15	Eybens, Tuileries: > 37.000 Mü. 23)	
	Letztes Interstadial									Val du Bourget (250-260 m) ^c): > 46.000 > 72.200 + 1300 59.600 - 1100 Mu., Mü. 15), 25, 33)		

VI - LA PERIODE INTERGLACIAIRE RISS - WURM

1) Le climat

En étudiant des pollens dans les argiles d'Eybens, en particulier Pinus Silvestris et Typha latifolia, J. BECKER déduit une période climatique froide de type boreal (1952)

Pour F. BOURDIER, cet interglaciaire, d'après la flore pollinique étudiée par Lemée (1951), se place entre une phase de réchauffement et une phase de refroidissement.

La flore contenue dans les lignites de la région de Chambéry a permis de déduire sept périodes climatiques (in F. BOURDIER, 1962 d'après LEMÉE, 1951) :

- période initiale à Pinus, installation de la prairie puis de la forêt.
- époque avec diminution du pin et à Corylus
- époque à flore thermophile (chêne, tilleul, charme)
- époque de l'Epicea
- époque Picea-Pinus
- époque Pinus-Picea avec retour du froid (apparition du Bouleau)
- époque terminale à Pins dominants et Fougères.

2) Sa durée

F. BOURDIER l'estime à moins de 40.000 ans.

Ch. HANNSS (1982), dans ses tableaux, donne une durée < 50.000 ans (fig 5 & 6).

3) Les argiles d'Eybens

C'est la formation qui présente, dans le Grésivaudan, la plus grande extension (fig 7) et surtout une épaisseur montrant une série évolutive de 100 mètres (G. MONJUVENT et JP USELLE, 1973).

Ces argiles sont très constantes du point de vue de leur composition (J. APRAHAMIAN, 1970) et de leur aspect : couleur bleue, litage visible lorsque l'on peut avoir de gros échantillons (sondages à la Benauto) (J.C. FOURNEAUX, 1976, p 37).

Cette couche d'argiles, d'après les nombreux points d'observation, aussi bien dans la vallée de l'Isère (G. PERROUD-DELGADO, 1982), le Grésivaudan, que dans la Cluse de Chambéry (G. NICAUD, 1981) montre une très belle continuité.

Elles ont été étudiées depuis longtemps.

W. KILIAN (1892) en signale près de l'Echailion, en face de Voreppe.

A Eybens, elles ont été exploitées par une tuilerie jusqu'en 1950 (C. LORY, 1860).

J. REVIL et J. VIVIEN les ont décrites aux environs de Chambéry (1895, CRAS 120, p 116), à un peu plus de 300 m d'altitude. Leur dénomination, à l'époque, sur les cartes, était " T ".

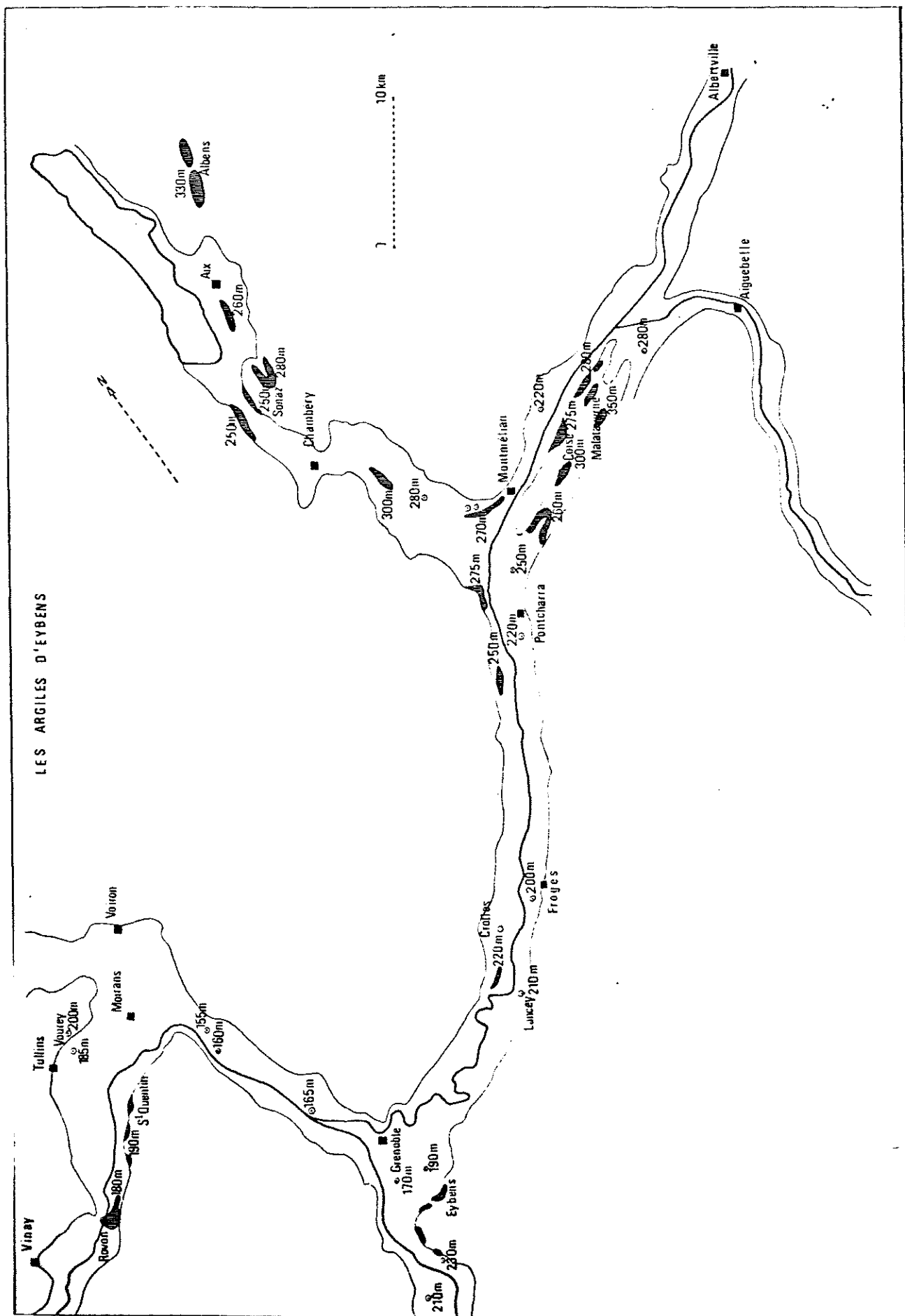


Fig. 7 — Localisation des affleurements d'argiles d'Eybens.

Les cercles avec un point représentent les sondages avec la cote à laquelle ils ont atteint les argiles ; les zones hachurées représentent les affleurements avec la cote du sommet de l'affleurement. (J.C. FOURNEAUX 1976)

P. LORY (1903) les décrit comme des argiles rubannées grises.

Ces auteurs pensaient déjà à une origine lacustre.

En 1952, M. GIGNOUX et L. MORET (Géologie dauphinoise) en donnent la définition suivante : "ce sont des argiles interglaciaires, de couleur bleue, plastiques, épaisses d'une centaine de mètres, qui se sont déposées dans un lac aux eaux tranquilles. Leur litage en couches claires, sableuses et en couches sombres, argileuses, les fait ressembler aux argiles varvées de Scandinavie, dont les couches annuelles sont décimétriques (F. BOURDIER, 1935) ".

Ils donnent aussi l'origine de ce lac : il a commencé son existence au moment de la fusion des glaces rissiennes. Il daterait ainsi du retrait du Riss et de l'interglaciaire Riss-Würm. Son étendue se développait jusqu'au seuil de Reven qui marque la limite d'observation de ces argiles (J.C. FOURNEAUX, 1970). C'est à cet endroit que devait se situer le barrage qui lui a donné naissance mais nous n'avons pas de trace de celui-ci, peut-être une moraine ou des dépôts morainiques, appuyés contre des calcaires, et qui ont été déblayés par la glaciation suivante, celle du Würm ? (F. BOURDIER, 1961)

En 1969, J.C. FOURNEAUX et al. montrent pour la première fois par l'ouverture d'une tranchée (fig 9) à la base du plateau de Champagnier, les rapports des argiles d'Eybens avec les sables et cailloutis de Champagnier: argiles et sables ne font pas partie du même ensemble car les sables reposent sur les argiles par un contact de ravinement, qui démontre l'existence d'une phase d'érosion importante entre le dépôt de ces deux éléments. (CHANNES, 1982, p 22)

Mais, leur étendue indique qu'il n'est plus possible que leur sédimentation se soit produite dans un lac proche des glaciers (F. BOURDIER 1961/62).

Elle a dû s'effectuer dans un milieu calme, lacustre, mais plus glaciolacustre, ce qui relance l'existence du grand lac du Grésivaudan.

Ces argiles forment le socle des formations de la banquette de Planaise.

Elles y ont une composition identique à celles d'Eybens mais, à l'affleurement, leur litage n'apparaît pas, du fait de quantité insuffisante et de l'altération de surface.

Leur épaisseur est d'environ 50 mètres à Coise.

J.C. FOURNEAUX (1969) et observations personnelles (1984) montrent que leur toit varie de moins de 250 m au Pognient et de 300 à 350 m à Chateaufort.

J.C. FOURNEAUX pense qu'elles se raccordent à celles trouvées par sondage dans la banquette de Francin les Marches. Il leur attribue une origine lacustre. La sédimentation s'est produite en eau assez profonde, loin des sources d'apport ce qui est en accord avec l'idée d'un bassin étendu estimé à 80 Km environ.

Il précise un ordre de grandeur de la durée de la sédimentation de 5 à 10.000 ans, ce qui l'oblige à placer ces argiles dans l'interglaciaire Riss/Würm.

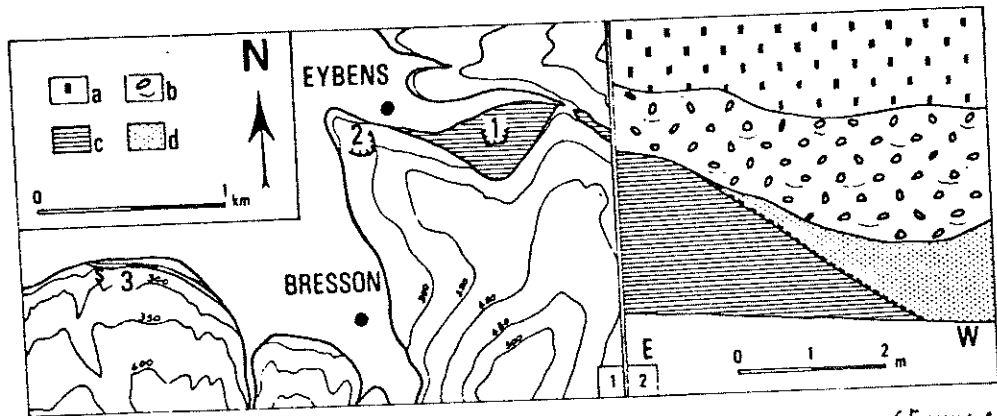


Fig. 8 — Localisation des affleurements connus des argiles à varves d'Eybens (Fourneaux et al. 1969)
(feuilles au 1/20 000 Vif 4 et Vizille 1)

- Les courbes de niveau sont celles du versant nord du plateau quaternaire de Champagnier.
- En blanc ; plaine de Grenoble (alluvions récentes).
- Hachures (c) : argiles d'Eybens.
 - 1. Tuilerie ;
 - 2. Gravière ;
 - 3. Tranchée (argiles en noir ; S, sondages).
- Représentation schématique des argiles varvées (c) ravinées par les sables fluviaux (d)
- Légende dans la cartouche de (1).
 - a. Versant recouvert de végétation ;
 - b. Cailloutis de Champagnier remanié ;
 - c. Argiles varvées ;
 - d. Sables fluviaux.
- Cordon de galets jalonnant la limite sables-argiles.

En 1969, on a effectué un sondage à la Tuilerie d'Eybens, pour prélever une série continue des argiles varvées d'Eybens.

Placé à 275 m, le sondage a traversé 86 mètres d'argiles en couches claires et foncées alternativement de quelques mm à quelques cm.

A partir de cette profondeur, il a rencontré des cailloutis polygéniques qui représentent des alluvions anciennes (moraine rissienne ?).

Nous avons ici la preuve que les argiles d'Eybens dépassent les 100 mètres car, au dessous du site des argiles se trouvent encore des argiles. (Bas du ravin de Romage)

Sur toute l'épaisseur traversée, l'aspect, la texture, la structure de ces varves ne changent pas. Il n'y va pas non plus d'éléments détritiques grossiers à l'intérieur de celles-ci. Donc les apports ne venaient que par la vallée du Grésivaudan et non pas des bordures.

La finesse de ces argiles viendrait de l'existence sur le bord de ce lac d'une végétation abondante qui empêchait l'érosion des berges en période de bistasie (J.C. FOURNEAUX, 1969).

Toujours est-il que la datation de ces argiles reste délicate. Un tronç de Pinus trouvé dans ces varves a donné un âge supérieur à 37.000 ans B.P.

En 1973, C. HANNSS date un bois de la carrière d'Eybens de plus de 48.000 ans (Tablette 2, HANNSS 1982) ce qui placerait les sables fins d'Eybens dans le W II.

L'analyse sédimentologique détaillée (G. MONJUVENT et J.P. USELLE 1973) a permis d'attribuer leur origine lacustre interglaciaire comme la plus probable. Ils ont trouvé dans ces argiles deux types de rythmes :

- les micorythmes formeraient les varves qui sont lacustres et non glacio-lacustres et seraient annuels.
- les macrocythmes traduiraient une périodicité d'une quarantaine d'années.

Ceci indiquerait que le lac d'Eybens se serait comblé en 50.000 ans avec un taux de sédimentation de 0,5 cm par an identique à celui que l'on trouve dans le lac de Genève (J. SAUVAGE et C. SERRUYA, 1966)

Le problème majeur qui ressort est celui de son barrage aval. Nous l'avons déjà évoqué p 20.

D'après les dimensions de ce lac et les cotes, du toit de ces argiles, en sondages comme en affleurements, nous pensons qu'il atteignait au moins l'altitude de 300 m. Mais J.C. FOURNEAUX (1976), p 46 fixe la surface de ce lac à la cote 400 m (existence d'une rupture de pente des torrents de Belledonne à 400 m d'altitude).

Cela semble un peu élevé car des traces devraient se retrouver près de Nevon.

J.C. FOURNEAUX évalue sa durée à 70.000 ans, c'est à dire que ce lac subsistait encore au début du Würm (1976, p 62).

origine	minéraux argileux	Q	F	Co ₂ %
1 Coise	I C	+	+++	13,4
2 "	I C	+	+++	15,4
3 Francin N	I C	+	+++	17,8
4 " S	I C ₁ K ₂	+	+	31,2
5 La Buisnière	I C Is K	++		2
6 "	I C Is K	+++		3,6
7 Vourey	I C K ₂	+	+	26,8
8 Echirolles N	I C	++	++	34,6
9 Eybens U ₂	I C	++	+	20,7
10 " Tuilerie	I C	++	++	28
11 " Tuilerie	I C	+	+++	28
12 Echirolles S	I C	+	++	20,2

Fig.10— Tableau des analyses

I, illite ; C, chlorite ; K, kaolinite ; Is, interstratifié ; Q, quartz ; F, feldspath
(d'après Aprahamian J. et al 1970)

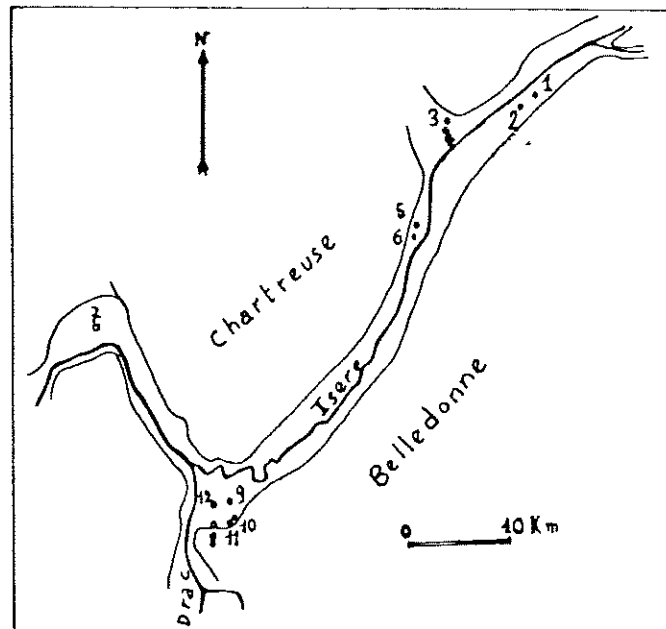


Fig.9— Localisation des échantillons (Aprahamian et al 1970)

a) Etudes minéralogiques des argiles d'Eybens.

Une des premières études sur leur composition, réalisée par J. SARROT-REYNAULD, en 1953, a montré que les teneurs en carbonate de calcium fluctuaient entre 15 et 40 %. Les lits sombres contenaient une proportion plus importante de calcites par rapport aux lits clairs.

La méthode d'analyse aux R X a permis de connaître avec plus de précision la nature minéralogique des argiles (G. MILLOT, 1964).

De nombreux échantillons d'argiles d'Eybens ont été analysés par J. APRAHAMIAN et al (1970). Des figures nous montrent la localisation des échantillons et leur composition (fig 9 & 10). Les analyses semblent démontrer l'existence de deux familles différentes :

- l'une se serait déposée dans le lac du Grésivaudan sous un climat proche de l'actuel (Illite & Chlorite)
- l'autre sous un climat plus chaud (Kaolinite) et dans un lac d'une extension moindre.

Les données des différents échantillons nous ont prouvé la similitude existant entre eux, sauf à la Buissière où l'en rencontre de la Kaolinite en proportion importante, à Francin Sud et à Veurey où elle existe à l'état de traces. La kaolinite est due à l'altération chimique superficielle postérieure au dépôt.

Pour les auteurs, il s'agit de l'action d'un climat plus chaud après celui qui existait pendant le dépôt des "argiles d'Eybens".

Pour l'échantillon de la Buissière, la teneur en CaCO_3 est la plus faible, entre 2 et 4 % alors qu'ailleurs, elle s'échelonne de 13 à 35 %. Cette faible teneur s'accorde avec la formation de Kaolinite.

Cette deuxième famille correspond peut-être à un interstade würmien.

Les auteurs confirment "l'existence d'un faciès argile d'Eybens" prouvant leur origine dans une sédimentation lacustre dans le grand lac sémien.

Les analyses effectuées aux R X, des échantillons que j'ai prélevés sur la banquette de Planaise donnent une composition identique à celle donnée par J. APRAHAMIAN et al, à Coise.

b) Preuves de l'érosion par la phase glaciaire postérieure à leur dépôt.

Les sondages, la prospection géophysique, les affleurements montrent que le toit des argiles diminue de haut - Grésivaudan et de la Combe de Savoie vers la Cluse de l'Isère, de 330 m à Chateauneuf, aux environs de 155 m à Veurey.

Par contre, dans la branche sud du Grésivaudan, à partir de Grenoble, le sommet des argiles s'élève et atteint 295 m à Echiroilles.

Ceci montre qu'il y a à Grenoble, à l'intérieur des argiles lacustres, un ombilic qui se superpose à celui dû à l'érosion glaciaire rissienne. Les argiles portent donc les traces d'un surcreusement par les glaciers würmiens au niveau de Grenoble (G. MONJUVENT, 1978).

4) Les lignites de la région de Chambéry

Ces couches de lignite sont connues depuis longtemps, dès 1823 BILLIET donne la première description précise des lignites du val du Bourget (Sonnaz), qui ont même été exploités en mines de la fin du 18ème Siècle au milieu du 19 ème (WHE. GRESMEN, 1982, p 14).

En 1851, Scipion GRAS en signale au niveau de la banquette de Barraux dans le haut Grésivaudan, mais sans donner l'altitude ni la position exacte. Ces lignites forment des bancs de 10 à 30 cm, englobés dans des couches argileuses.

Ch LORY (1860) a reconnu que ces lignites contenaient du bouleau et une espèce d'escargot (*Discus rotundatus*) (C. HANSS 1982 , p 38).

J. BEVIL et J. VIVIEN, en 1895, notent la présence d'une couche de lignite à une cote voisine de 260 m près de Voglans (PENCK & BRUCKNER, 1907, fig p 109). Sous cette couche, ils ont rencontré des moraines.

Ces lignites contiennent des troncs d'arbre aplatis qui ont été déterminés :

- Betula alba L.
 - Pinus sylvestris
 - Abies excelsa
 - Salix cinerea
 - Buis
 - Sureau
- } (L. PILLET 1883)

A la Croix Rouge, on a trouvé des dents et des bois de cerf et des débris d'insectes , G. de MORTILLET (1861) les considère comme des espèces nouvelles (*Carabus*, *Chrysomela*).

D. HOLLANDE (1895-96) décrit lui aussi le gisement de Voglans. Celui-ci se situe sur des sables et sous des dépôts torrentiels. L'auteur identifie dans ces lignites : le sapin (*Abies*), l'if, le bouleau (*Betula*), le noisetier (*Corylus*), le buis (*Buxus*) et des cypéracées. Il leur reconnaît un âge interglaciaire.

J. VIVIEN (1896) montre que les argiles de Voglans sont au dessus des argiles glaciaires à blocs. Sur cette base, il les date comme interglaciaire, mais d'un interglaciaire pas très reculé par rapport à l'actuel.

Ces lignites se seraient déposés pendant une phase de retrait des appareils glaciaires et leur épaisseur (qui peut atteindre 2 m 60) induit un temps relativement long.

Plusieurs théories sur leur âge et leurs conditions de formation ont été formulées (WHE GRESMEN, 1982, p 15).

Pour P. LORY (1941), les lignites datent du néowurm interstadiaire, c'est à dire une période plus récente que le maximum d'avancée glaciaire du Würm. Ils dateraient du maximum du Würm ou du retrait du glacier du Würm. (E. BLANCHARD, (1941), P. VEYRET (1949), R. VIVIAN et M. RICQ (1966).

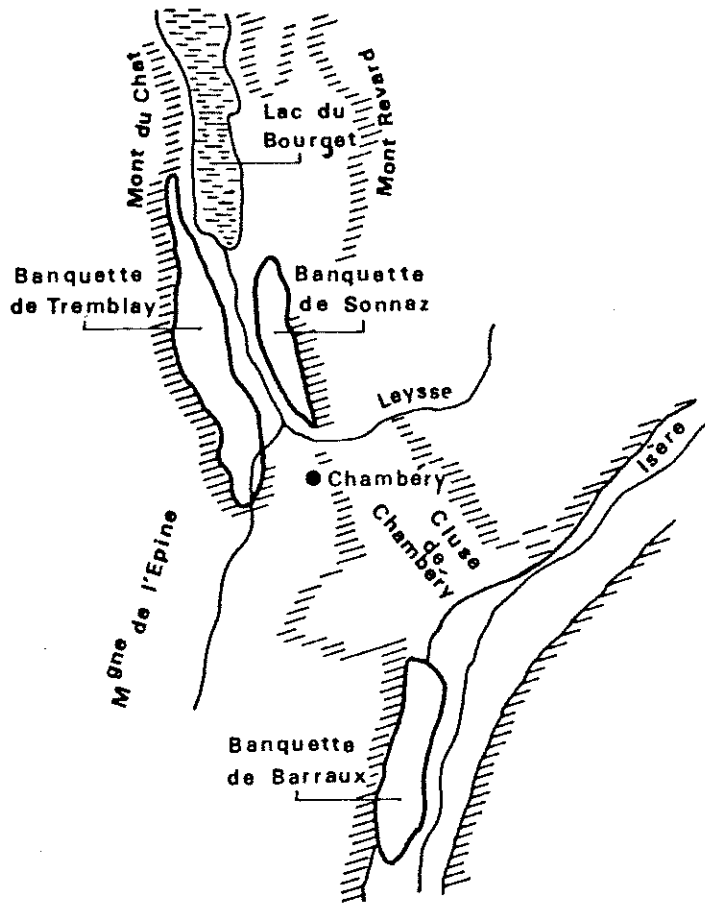


Fig.11. Late Pleistocene deposits in the Val du Bourget and the northern Grésivaudan area. (Gremmen 1982)
 (Les dépôts du Pléistocène supérieur dans le Val du Bourget et dans le haut-Grésivaudan)

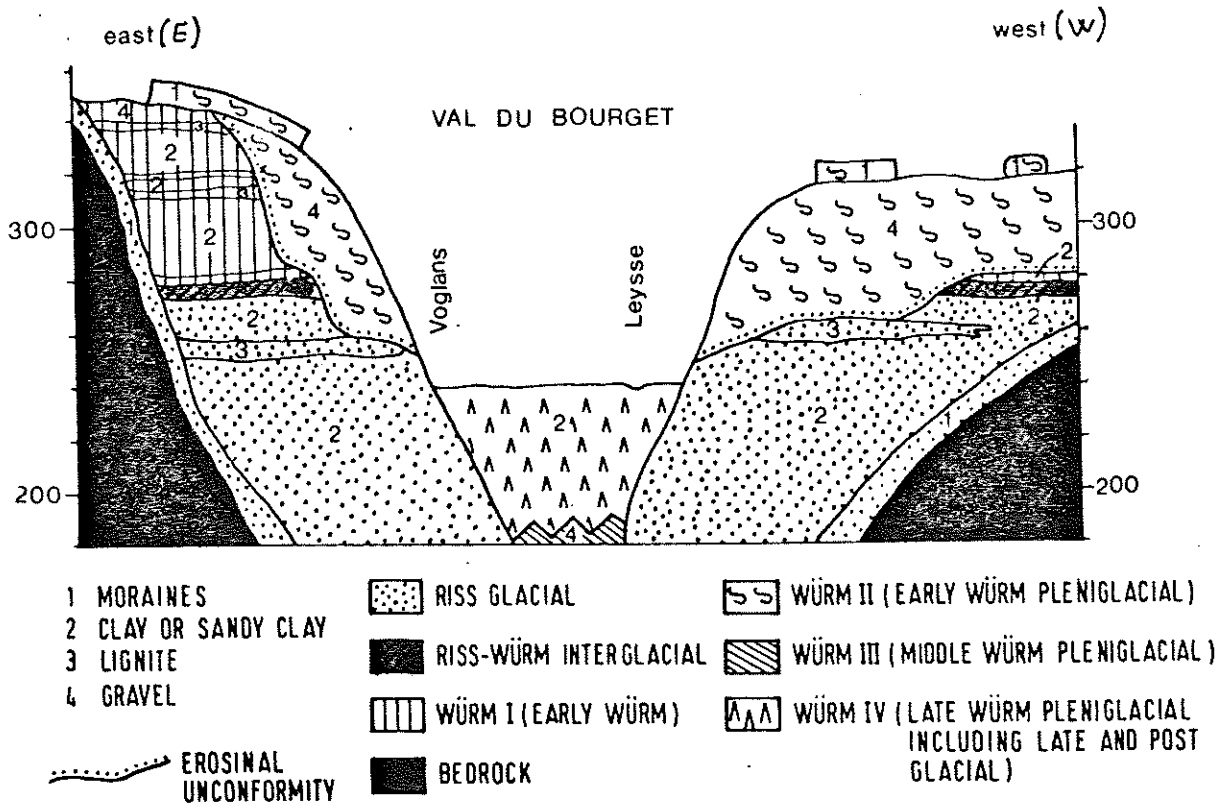


Fig.12. Schematic section across Val du Bourget showing the geomorphology (after Hannss, 1982).

(Coupe Schématique du Val du Bourget montrant la géomorphologie)

Ils seraient compris dans l'interglaciaire Riss/Würm (D. HOLLANDE 1895 et 1899, J. VIVIEN 1896, J F. BOURDIER 1935 - 1961/62, DEPAPÉ et BOURDIER 1953).

Pour DEPERET (1896) et PINCK & BRUCKNER (1909), les lignites sont considérés comme interstadiaires du début du Würm (C. HANNSS 1982).

Pour LEMEE (1951), ils appartiendraient à un interstade tardif du Würm.

a) Les banquettes du Grésivaudan et du Val du Bourget (fig 11)

F. BOURDIER (1961/62) date les dépôts des banquettes latérales et centrales du Grésivaudan (La Flachère, - Barraux, Planaise) de l'interglaciaire Riss-Würm. En effet, elles ont été rabotées en surface par un glacier.

Certaines d'entre elles renferment des formations similaires à celles du Val du Bourget. En particulier, d'argiles à lignite et à empreintes de plantes (Buxus sempervivens et Rhododendron ponticum) (G. DEPAPÉ et F. BOURDIER, 1953).

Cet argument a été contesté par P. VEYRET (1945) et par d'autres (Tralau, 1963).

L'analyse palynologique semble mettre en évidence "un cycle climatique complet s'étendant de la fin d'une période froide à la suivante". (G. MONJUVENT, 1978, p 331). Elle donne aussi une température moyenne annuelle de 6 ° soit 4 ° de moins que l'interglaciaire Riss-Würm, du fait de l'absence des essences thermophiles.

Pour pallier ces contradictions, FOURNEAUX (1976) a placé les alluvions de ces banquettes dans un interstade du Würm. Ainsi disparaît le doute sur la capacité érosive du glacier würmien.

Donc, il est probable que ces banquettes se sont déposées après le maximum würmien et ainsi ont pu être conservées pratiquement intactes (voir Chap VII).

b) les dernières études sur les lignites

L'ensemble des banquettes qui contiennent des couches de lignites a été étudié de manière précise par C. HANNSS en 1982, p 65 à 113, du point de vue géologique et par GREMMEN (1982) pour l'étude des pollens et les datations.

C. HANNSS et al, en 1976, ont trouvé de nouveaux gisements organiques dans les sédiments de la banquette de Barraux. Leur position stratigraphique se situe entre une couche sableuse et une couche de graviers à une altitude de 330 m (C. HANNSS, 1982, p 42, fig 13).

L'analyse ^{w.}pollinique (GREMMEN, 1982, p 74) et les datations au ¹⁴C (65.300 ± 1700 BP fini) à la Flachère a mené les auteurs à ranger les dépôts de la banquette de Barraux au tout début du Würm.

G. NICOUÉ et B. DOUDOUX (8ème EAST, 1980) fournissent la succession des formations quaternaires de la région de Chambéry, qui place les lignites à un niveau moyen de 275 mètres.

Les banquettes alluviales du Grésivaudan, du val du Bourget et de la combe de Savoie qui dominent le fond de la vallée de 100 m environ, sont constituées d'argiles, sables et cailloutis recouverts de moraines abandonnées par le dernier glacier du Würm. C'est pour cela que certains auteurs les ont attribuées à un interglaciaire. (F. BOURDIER, 1961)

Dans cette série apparaissent des couches de lignites à différentes cotes entre 250 et 341 m (fig 12).

D'après C. HANNSS et al (1976), la majorité des lignites appartient à des interstades du début du Würm. Les datations absolues de quelques échantillons semblent le prouver (WIE GREMMEN, 1982).

Nous allons commenter quelques exemples de lignites pris dans la Cluse de Chambéry et en Grésivaudan :

- l'un du Riss terminal (Voglans III, 260 m)
- dans l'interglaciaire Riss/Würm (Buisseau des Combes, Banquette Le Tremblay)
- dans le Würm (La Gâche Sonnaz Fossey - Banquette de Sonnaz)

bi) Les lignites de Voglans (fig 13)

(C. HANNSS, 1980, 1982, W.GREMMEN, 1982
Tableau stratigraphique G. MONJUVENT, 1980 annexe)

La carrière de Voglans montre une coupe d'une cinquantaine de mètres de hauteur. Les lignites se situent sur deux niveaux, à la cote 250 et 280 (GREMMEN, p 57 signale un niveau vers 260 m).

L'analyse pollinique pour les trois niveaux montre :

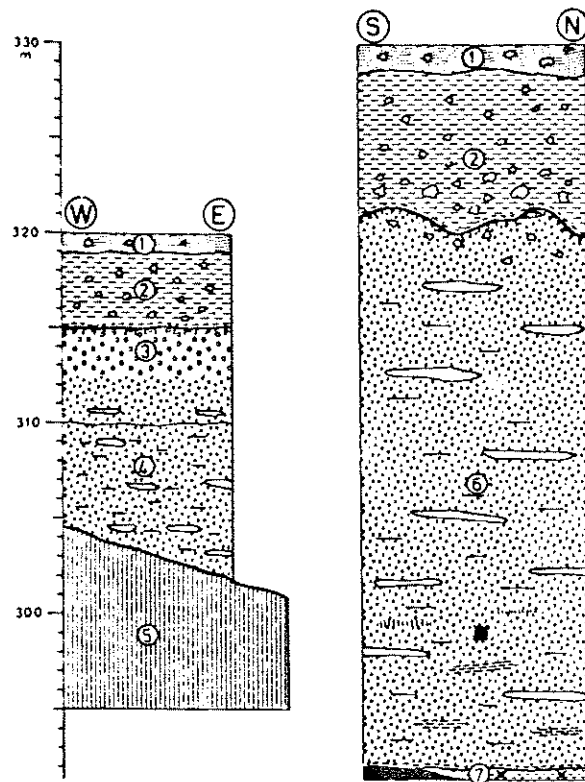
- Voglans I, 250 m : Picea dominant, Carpinus, Ulmus, Quercus, traces d'un climat plus frais
- Voglans III, 260 m : Pinus dominant, Betula et Hippophae (Zone humide)
- Voglans II, 280 m : dominance alternée de Pinus et Picea, Alnus, Betula, Corylus, Carpinus (max 8%) Chêne (5 %).

Les datations au ¹⁴C ont donné :

- pour le lignite inférieur (Voglans III et I) un âge supérieur à 72.800 BP
- pour le lignite supérieur (Voglans II) un âge supérieur à 69.700 BP.

Cela placerait le lignite inférieur dans un interstade, ou un stade rissien (HANNSS, 1980, 1982).

Pour le niveau supérieur (Voglans II), W.GREMMEN le place dans l'interstade du Tremblay au début du Würm.



(coupe de l'affleurement du côté gauche du Ruisseau des Combes)
 Fig. 14: Profil der Kiesgrube auf der linken Seite des Ruisseau des Combes (Banquette von Le Tremblay, Val du Bourget)

126 = 75,4/875,3

(moraine de fond)

1 = B-Horizont in der Form einer verlehnten Grundmoräne.

2 = Blaue Grundmoräne (graviens)

3 = Ungeschichtete Schotter. Die Durchmesser der Gerölle erreichen 0,15 m.

4 = Horizontal geschichtete Schotter, deren Einzelkomponenten Faustgröße nicht überschreiten. Sie enthalten bis zu 0,5 m mächtige Sandlinsen.

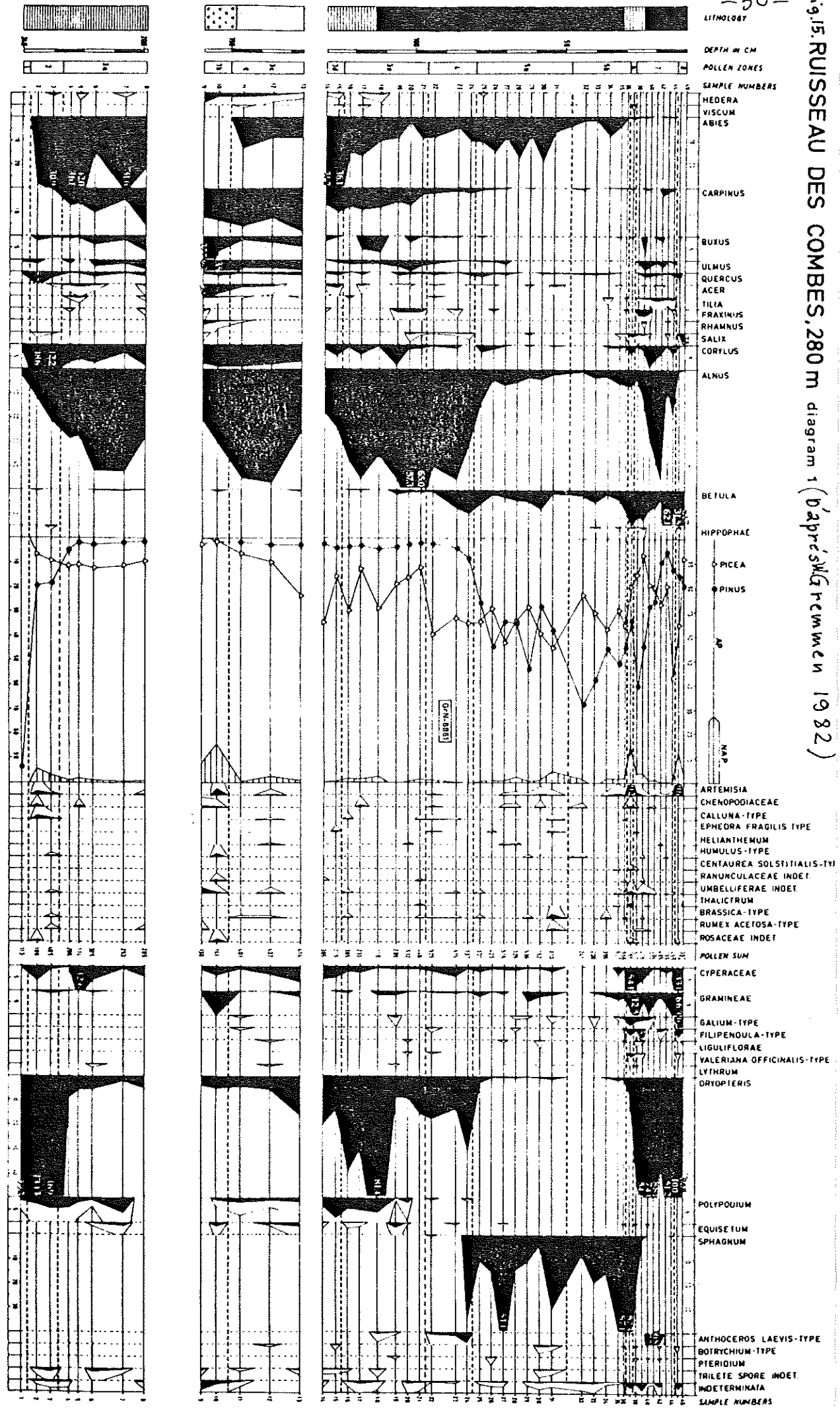
5 = Gelblich-graue Molassesandsteine des oberen Burdigal (Miozän). (Molasse sableuse grise)

6 = Nach oben gröber werdende Schotter, in denen einige gekritzte Geschiebe stecken. Die unteren Schotterpartien sind stark oxydiert und führen Holzreste.

7 = Stahlblaue, ungeschichtete, plastische Tone, die mit Astresten versetzt sind. Im gleichen Niveau stehen sehr harte Lignite an, die ebenfalls stark gepreßte Hölzer enthalten. (Argile + lignite)

(d'après C. HAMUSS 1932)

Fig. 15. RUISSEAU DES COMBES, 280 m diagram 1 (d'après M.G. Reuweren 1982)



b2) Les lignites du Ruisseau des Combes (fig 14 & 15)
(Banquette de Tremblay)

C. HANNSS et WHE GREMMEN ont décrit 2 m 60 d'affleurement qui se compose d'argiles à plantes, de lignites en couches plus ou moins fines, de sables argileux à début de bois (GREMMEN, 1982, p 20 - 21 (HANNSS, 1982, p 90 - 93).

L'analyse pollinique (fig 15) montre une dominance de Pinus de l'ordre de 90 % (C. HANNSS, 1982, p 93), Picea, Abies diminue, les espèces thermophiles sont présentes, Carpinus et Corylus montrant un réchauffement du climat.

+ 2.400
L'âge absolu fini de ces lignites est de 73.500 - 1.900 B.P.
Cela confirme leur appartenance à l'Écien.

b3) Les lignites de la Gâche et de la Banquette de Sonnaz (Pessey (fig 13)

La carrière de la Gâche, d'une hauteur proche de 100 m, montre à la base une formation morainique de 20 m (moraine de fond bleue), puis 20 m de sables glacio-lacustres, 40 m de graviers à lentilles de sable (à 90 % de cristallin), puis une formation de 5 m de sables, de petits graviers, d'argiles sableuses contenant des morceaux organiques formant couche et, enfin, des graviers (10 % de calcaires) et du sable argileux doré.

Elle montre le passage de deux glaciers séparés par une période de retrait (couche argileuse à tourbe comprimée) (C. HANNSS 1980).

Le passage du glacier au sommet est prouvé par des blocs erratiques, la compression et le laminage des couches organiques d'argiles.

La couche a été datée de 50.000 ans BP minimum.

C. HANNSS (1976) place l'ensemble des dépôts dans le Würm.

PESSEY-SONNAZ. C. HANNSS (1982, p 81) situe le banc principal de lignite à 315 m, qui recouvre des argiles à fossiles (G. de Martillet, 1850), l'autre niveau à la cote 341 m (schistes charbonneux : Schieferkehl), reposant sur des sables).

W. GREMMEN (p 61) a analysé les pollens provenant de la couche à 315 m qui indiquent peu de changement dans la végétation.

Le pourcentage élevé de Pinus (60 %) et de Picea (20/40 %) montre une végétation sylvestre, sous un climat assez chaud (essences thermophiles présentes - Alnus 20 %...) (HANNSS, 1982, p 81).

Dans le banc supérieur, W. GREMMEN (1982), p 62 - 63) trouve : Artemisia (20 %), Betula (40 %), Picea (10 %), Pinus (10 %) qui indiquent un climat plus frais que dans le niveau inférieur, mais toutefois une appartenance à un interstade.

Les datations absolues pour le banc inférieur donnent un âge fini de 51.900 ^{+13.500}
- 4.800 BP (Tablette 14 C. HANNSS 1982) pour le banc supérieur
72.800 BP (stratigraphie non démontrée).

Cela placerait le niveau inférieur dans l'interstade d'Odderade.

En résumé, les dépôts de lignites du val du Bourget et du Grésivaudan auraient eu lieu sous des conditions climatiques différentes, d'ambiance fraîche.

Seule une partie correspondrait à un climat interglaciaire (ruisseau des Combes, ravin du Furet). Les autres seraient, soit :

- interstadias (Croix Rouge = Amersfoort, Flachère = Broerup, Pessey-Sonnaz = Odderade) de la première partie du Würm.
- interstadias russiens (Voglans III, I - Pessey-Sonnaz Supérieur).

Très peu de lignites correspondent finalement à l'hypothèse de F. BOURDIER qui plaçait l'ensemble des banquettes les contenant dans l'interglaciaire Riss-Würm (1962). Pour la banquette de Planaise, c'est différent car, pour l'instant, on n'a pas trouvé de niveaux organiques dans les terrains qui la composent.

VII - L'EPOQUE WURMIENNE (VALLEE DE L'ISERE, CLUSE DE CHAMBERY)

Les dépôts qui appartiennent à la glaciation du Würm sont assez complexes. Mais, dans le val du Bourget, ils sont moins variés car ils représentent, d'une manière générale, la dernière glaciation.

Dans la région comprise entre l'Arc de Moirans, le Grésivaudan et la cluse de Chambéry, ces dépôts sont bien développés :

- moraines internes accompagnées de basses terrasses alluviales fluvioglaciales
- alluvions lacustres, deltaïques, torrentielles ou fluviales des banquettes de la Combe de Savoie et du val du Bourget, et leur couverture morainique plus ou moins discontinue.

1) Le climat

Il est ~~de plus en plus~~ tempéré de plus en plus humide au début du Würm (W I).

L'interstade Würm I/II a vu un climat plus chaud et humide (Pinus, Picea, Abies).

Le Würm II est la période vraiment froide du complexe würmien (Artemisia, Betula), avec une tendance vers un climat sec et froid à la fin de cet épisode.

L'interstade Würm II/III aurait été tempéré et assez sec (Thermophiles).

Le Würm III est d'abord froid et sec puis froid et humide, à nouveau sec à la fin de cet épisode.

L'interstade Würm III/IV n'aurait représenté qu'un petit intermède chaud dans la dernière moitié du Würm (Pinus - Thermophiles).

Au Würm IV, nouvelle poussée d'humidité et de froid (Picea).

2) Les moraines internes

Ces moraines se disposent sur une ligne plus ou moins ondulée, à l'intérieur de la zone délimitée par les moraines externes, d'où leur dénomination.

Cette limite commence au Sud d'Ambérieu (amphithéâtre de Lagnieu), se poursuit par Jons, St Quentin-Fallavier, l'Ouest de Veiron et semble s'interrompre à Vinay (fig 4).

L'ondulation de cette ligne proviendrait de la séparation du glacier alpin en plusieurs langues glaciaires à la sortie des montagnes (PENCK & BRUCKNER 1907). Celle de l'Isère s'étendait jusqu'à Vinay, F. BOURDIER, en 1962, fixera son extension maximum entre Vinay et Saint Marcellin.

La langue du glacier du Rhône s'échappait des montagnes par "la cluse du Rhône et de ses portes latérales". (PENCK & BRUCKNER 1907)

Dans cette zone, on ne rencontre pas de moraines frontales : près de Revon, il s'agirait de moraines de fond à 200 mètres d'altitude. Cela voudrait dire que le glacier du dernier épisode glaciaire a dû s'avancer plus loin vers l'Ouest. La moraine terminale est remplacée par des alluvions de Basses Terrasses.

Le glacier du Rhône a laissé des moraines terminales près de St Quentin-Fallavier. Il s'est donc approché très près de la limite des moraines externes du Riss.

Les moraines terminales atteignaient l'altitude de 570 m (PENCK & BRUCKNER 1907, p 79).

Au Nord, près de Lagnieu, la ceinture morainique s'appuie sur le Jura. Au Sud de Paladru, elle s'appuie sur les moraines récentes de l'Isère.

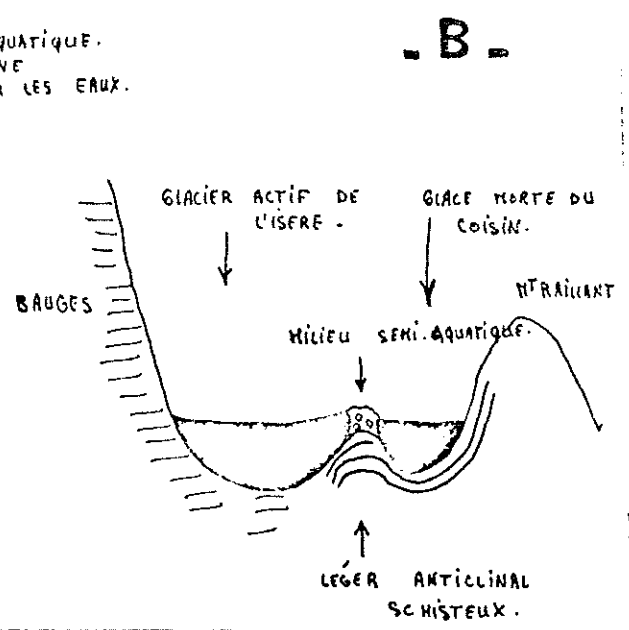
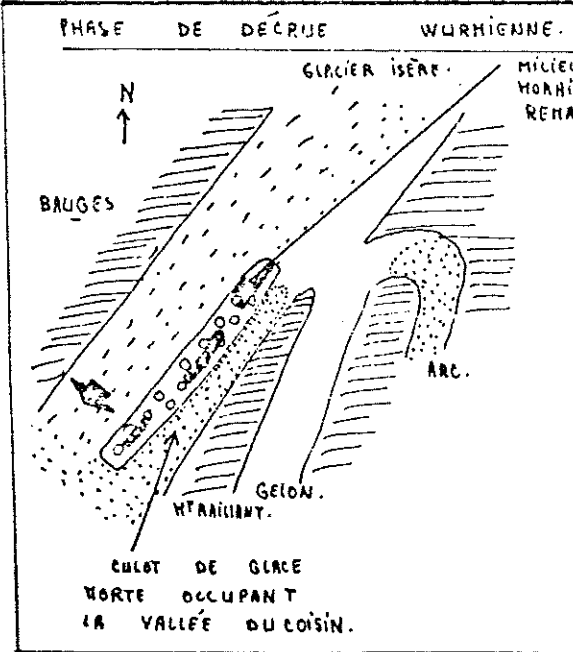
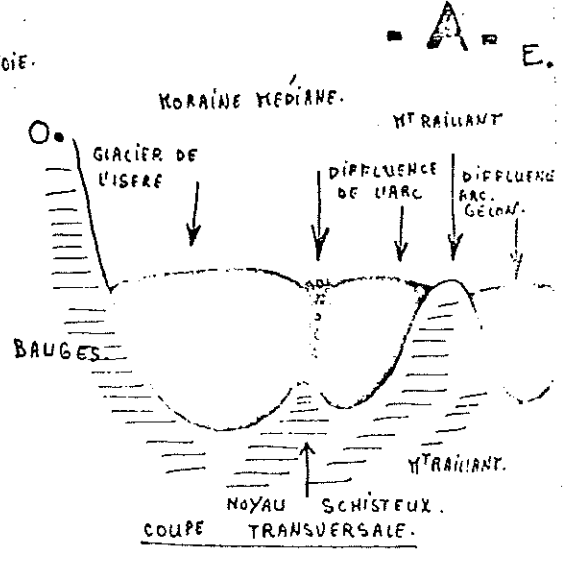
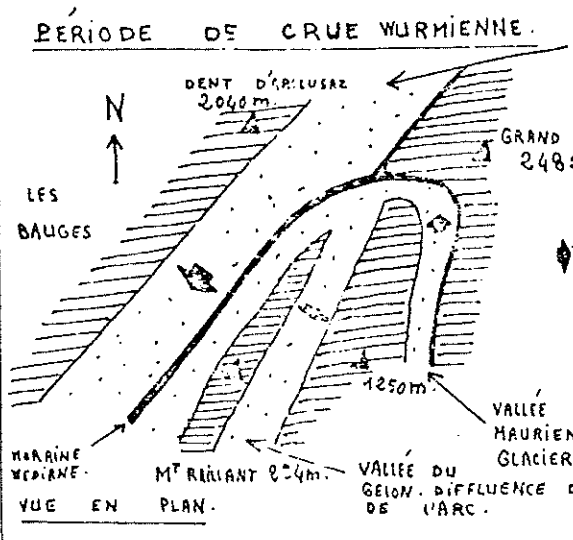
Cette ceinture appartient à la période würmienne.

Près du lac de Paladru, les glaciers de l'Isère et du Rhône se sont rencontrés mais n'ont pas formé un unique fleuve de glace.

Pour les auteurs classiques, la Basse Isère était "le domaine d'oscillations de la glaciation würmienne". Ceci est prouvé par la présence d'une ceinture de moraines terminales intérieure aux moraines internes.

Cette ceinture montrerait les stades de retrait du glacier de l'Isère et ces stades constituent l'arc de Meirans (fig 13).

Fig.16. HYPOTHÈSE SUR LA FORMATION DES DÉROUX (H.GUMUCHIAN (1969))



Ces moraines forment de nombreux vallums dans cette zone (G. NONJUVENT 1965, p 76).

M. GIGNOUX et C. MORET (1952) montrent qu'une branche du glacier de l'Isère, au Würm, a laissé trois stades de retrait entre Rives et Moirans.

P. MANDIER (1980) a distingué dans la région Lyonnaise un Würm ancien qui s'est avancé plus loin à l'Ouest des moraines internes.

3) Les banquettes alluviales du Grésivaudan et de la Cluse de Chambéry

F. BOURDIER (p) les place dans l'interglaciaire Riss/Würm. Cependant, les auteurs plus récents les situent entièrement dans le Würm.

R. BLANCHARD (1941) les appelle des formes d'obturation latérales. Il donne aussi les formations qui les composent : sables, graviers à stratifications entrecroisées, moraine au sommet.

Il émet plusieurs hypothèses pour leur formation (La Banquette de Planaise F. BOBENRIETH 1984, chap I).

M. GIGNOUX & L. MORET (1952, p 180) précisent que la base de la banquette de Planaise est constituée d'argiles plus ou moins sableuses.

Ils qualifient les moraines sommitales de moraines de fond.

Le problème de leur datation précise se pose de plus en plus. Les auteurs les plaçaient dans un interglaciaire.

M. BICQ & R. VIVIAN (1966) placent les accumulations du quaternaire chamberien dans le würm avec un maximum de probabilités.

En 1969, J.C. FOURNEAUX trouve 4 ensembles lithologiques dans la Banquette de Planaise :

- les argiles compactes (Riss/Würm)
- les sables
- les alluvions grossières (graviers fluviaux)
- les dépôts supérieurs glaciaires,

et il fait le parallèle avec d'autres banquettes de la région. Il montre qu'il existe "un passage continu des argiles de Chapareillan à la Gâche et aussi à la banquette de Francin".

Il définit les moraines supérieures comme des moraines de fond et les date des dernières oscillations du Würm II.

H. GUMUCHIAN (1969) propose une hypothèse sur la formation de la banquette des Déreux (Planaise) :

La rencontre des glaciers de l'Isère et de l'Arc a créé une moraine médiane assez considérable qui, à la fusion des glaciers, s'est déposée sur les schistes en place (fig 16).

Puis, à ce niveau, se crée un milieu aquatique dans lequel se déposent les matériaux qui vont constituer la banquette de Planaise.

Les éléments de cette moraine médiane vont être repris par les eaux de fonte.

Dans ce milieu, va se déposer un ensemble d'argiles glacio-lacustres, de sables, de galets, Sur ces matériaux fluvioglaciers, va se déposer une moraine consécutive à une phase de crue glaciaire würmienne qui formera les plateaux de cette banquette.

J.C. FOURNEAUX (1969) donne une hypothèse plus crédible : dépôts dans un ou plusieurs lacs surmontés par des dépôts d'origine glaciaire.

Il s'agirait d'un recouvrement d'une morphologie ancienne.

En 1976, le même auteur publie une synthèse chronostratigraphique des formations quaternaires du Grésivaudan. A l'Émien, existence du lac d'Hybens, les données géologiques et sédimentologiques établissent la durée de ce lac à 70.000 ans, qui nous prouve sa présence au début du Würm. Il divise ici le Würm en trois périodes séparées par deux interstades :

- Würm I : refroidissement très marqué qui provoque une période de réexistase. Le lac qui existait encore a peut-être subi un changement de la nature des sédiments (passage des argiles aux sables dans la banquette de Planaise).
- Würm I/II : dépôts difficiles à classer du fait de l'absence de moraines du Würm I. Il y a incl. les argiles à lignites de la Buisnière et les lignites du Val du Bourget. A cette époque, les glaciers ne devaient pas envahir la vallée de l'Isère.
- Würm II : pendant cette période, les glaciers würmiens atteignent leur maximum. La force d'érosion est élevée car une grande partie des dépôts antérieurs ont été éliminés. Cette glaciation a laissé dans la zone de Piedmont :
 - des arcs morainiques (fig 18)
 - des sillons d'écoulement des eaux de fonte
 - des épandages fluvioglaciers, bien visibles sur les bordures Nord et Ouest de la plaine de Noirans.

Sur les versants de Belledonne et du Vercors (St Nizier), demeurent des moraines latérales à des altitudes comprises entre 1.200 et 1.300 mètres.

A Pont de Claix, la Gâche (C. HANNSS 1982, p 60-61) et à Montmelian, il y a des traces de moraines de fond.

- Würm II/III (interstade de Hengelo) : de nombreux dépôts sont témoins de cette période dans la Combe de Savoie, le Grésivaudan et la plaine de Grenoble. La banquette de Planaise est composée surtout de sables fins à litage oblique peu incliné, qui traduisent des apports venant du N E (vallée de l'Isère). Ces sables sont surmontés de graviers à litage entrecroisé vers 300m. Cela se retrouve à Francin, à Barraux (litage deltaïque), la Buisnière et la Gâche.

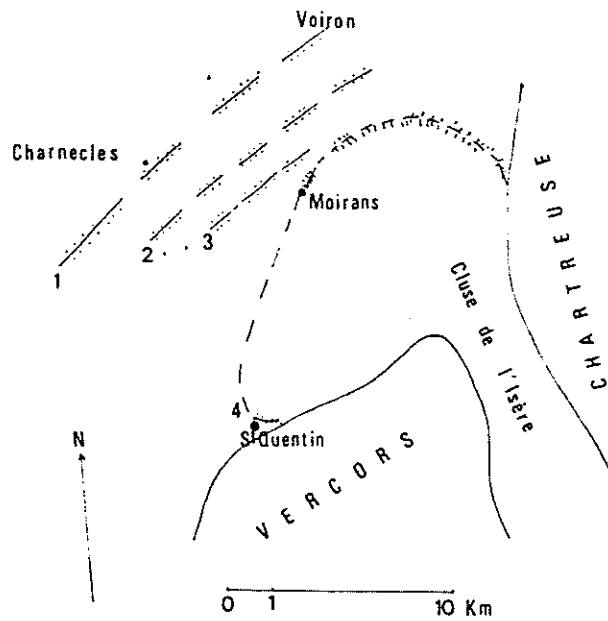


Fig. 18. — Schéma des moraines de l'arc de Moirans.
 1, 2 et 3, Arcs morainiques du Würm II (stades de retrait);
 4, Arc du Würm III (maximum?).
 (D'après J.C. Fourneaux 1976)

Fig. 17. — Tableau récapitulatif des différentes formations quaternaires de la vallée de l'Isère

AGE	ROVON	MOIRANS	GRENOBLE	BARRAUX	FRANCIN	PLANAISE	CHAMBÉRY
Post-Würm III		Argile à kaolinite de Saint-Quentin					
Würm III		Moraines de Moirans	M. de Poisat			Moraines supérieures	
Interstade Würm II-III			Sables et alluvions grossières d'Echiroles			Sables fins surmontés d'un niveau d'alluvions grossières	
Würm II		Moraines de Charnecles, Rives, etc.	Moraine de Cap Marcelline	Moraine de la Gâche	Moraine de Francin		Moraine à la base des exploitations de graviers
Interstade Würm I-II				(La Buisnière)		Argile à lignites (vallée de la Leysse)	
Würm I			Formation de Romage			Passage aux sables	
Eémien							Argiles lacustres dites d'Eybens

(D'après J.C. Fourneaux 1976)

Dans la région de Grenoble, le contact sables-graviers n'est plus très régulier du fait d'une surface d'érosion inférieure à 300 mètres.

Après le Würm II, un lac existait à la cote 300 m dans la vallée de l'Isère, après le retrait des glaces. Il a été comblé entièrement dans le Grésivaudan et a dû persister dans la cuvette de Grenoble (A & J. BOCQUET - 1969).

Dans ce lac, la sédimentation était sableuse, puis les dépôts grossiers qui apparaissent au dessus montrent un refroidissement de climat : une nouvelle phase de rhéostasie.

Au Nord de Chambéry, on retrouve les mêmes éléments. J.C. FOURNEAUX (1976) date les sables et alluvions grossières de cet interstade. Mais, le lac à ce niveau n'a pas dû disparaître en même temps que dans la vallée de l'Isère.

- Würm III : dans la Combe de Savoie, le Grésivaudan, la cuvette grenobloise, une glaciation a laissé des traces sur les terrains du W II/III. Nous l'avons attribué au Würm III par analogie de travaux récents (G. MONJUVENT 1973).

Dans la région de Montmélian et en Grésivaudan, les différentes banquettes portent à leur sommet une moraine de cet épisode, bien souvent de retrait. A Francin, sous celle-ci, existe une moraine de fond.

Les moraines des banquettes proches des parois de l'Auge sont certainement des moraines latérales de retrait de la glaciation du Würm III.

Dans la région de Grenoble, le glacier de l'Isère n'a pratiquement pas dépassé Grenoble car on ne trouve pas de trace de moraines frontales (enlevées ou fossilisées sous les alluvions récentes).

Le maximum du Würm III se serait avancé jusqu'à l'Arc de Moirans (fig 18) qui semble se prolongé jusqu'à St Quentin sur Isère.

Après le retrait du Würm III, un lac occupait la plaine de Moirans et la Cluse de Voreppe, dont la surface se situait entre 210 et 220 mètres (A. & J. BOCQUET 1969).

J.C. FOURNEAUX (1976) donne un tableau récapitulatif des formations quaternaires de la vallée de l'Isère (fig 17).

Il existait à l'époque du Würm III un lac dans la vallée de Chambéry à une cote d'environ 310 mètres, qui ne communiquait pas avec la vallée de l'Isère (seuil des Marches). Dans ce lac se déposaient des couches argileuses glaciolacustres. (G. NICOUUD 1984).

Les glaciers du Würm III s'étant établis librement, n'ont pas surcreusé, permettant ainsi la conservation des banquettes.

Dernières études de la Banquette de Planaise.

Four G. PERROUD-DELGADO (1982), la construction de la banquette de Planaise s'est effectuée essentiellement après la glaciation du Würm II

Le Würm I et le Würm I/II n'ont pas laissé de traces.

Le Würm II a laissé une moraine. Peut-être l'avons-nous observée, mais elle est sur des sables à la Bassée. J.C. FOURNEAUX (1976) la situait sur les argiles d'Eybens.

Après l'épisode du Würm II, une phase lacustre se développe.

Ce nouveau lac est à une cote plus basse que le lac interglaciaire Riss/Würm, environ 330/340 m.

Nous donnons une altitude plus élevée que celle établie par G. PERROUD-DELGADO (1982) car la limite sables à litage oblique / sables à litage entrecroisé est à cette cote (P. BOBENBIETH 1984).

Les sables de la banquette sont lacustres à la base puis deltaïques dans la partie Nord. Ils comblent le plan d'eau et, à leur sommet, ils passent à des alluvions fluviales d'avancées glaciaires. Cela traduit un refroidissement du climat qui conduit à la glaciation du Würm III.

Les sables et graviers de Planaise sont interstadiaires Würm II/III. G. PERROUD-DELGADO (1982) donne la même interprétation que J.C. FOURNEAUX en 1976.

Puis au W III, les glaciers ont laissé une moraine argileuse à blocs. C. HANSS (1982) montre que les différentes couches forment la banquette de Planaise constituée une séquence de type deltaïque.

Ce delta a été recouvert par une moraine du Würm III. Ces complexes d'accumulation du Pléistocène supérieur montrent le comblement d'un lac würmien. Ce delta devait être commun au Breda, au Joudron et au Gelon.

Aucune datation n'a pu être faite par suite du manque de fossiles et de pollens (C. HANSS, 1982, p 114) consécutif à l'absence de lignites dans cette banquette.

4) Chronologie du Würm (F. BOURDIER 1962)

La durée du Würm est d'environ 60.000 ans (-70.000 à -10.000).

- Würm I : début du développement des glaciers, disparition de l'éléphant antique et de l'hippopotame ancien, apparition du mammoth.
formation du cône de Romage.
- Würm I/II faune malacologique de Romage
- Würm II : maximum glaciaire.
A sa fin, moraines de retrait vers Rives.
- Würm II/III optima climatiques

- Würm III : préhistoire et dépôt de la moraine supérieure des banquettes
 - Würm III/IV deux optima climatiques : Arcy et Faudorf
 - Würm IV basses terrasses du Drac.
moraine du Lauvitel
terrasses de Thenon, moraine supérieure.
 - Würm V (Dryas) pour F. BOURDIER, le glacier de l'Isère atteignait alors son maximum.
pour les auteurs actuels (J.C. FOURNEAUX & M. GIDON) ce maximum serait plutôt au Würm II
dépôt du loess würmien
- F. BOURDIER place 3 maxima de froid dans le Dryas :
- Dryas I extension maximum du Würm lyonnais
 - Dryas II extension maximum du glacier de (Bölling) l'Isère
 - Dryas III (Allerød).

VIII - LE POST WURM

Il se situe après le Dryas, et s'étage de 9.500 BP environ à l'actuel.

1) Le climat

Le post-Würm se divise en cinq grandes époques (analyse palynologique).

- le Pré-Boréal (9.500 - 9.100 BP) : époque du pin, froid et sec
- le Boréal (9.100 - 7.500 BP) : époque du noisetier le climat marque un réchauffement
- l'Atlantique (7.500 - 4.500 BP) : époque de l'optimum climatique, caractérisée par la chênaie mixte (chêne, tilleul, orme)
- le Sub-Boréal (4.500 - 2.800 BP) : phase humide suivie par une augmentation de la température et de la sécheresse. époque du sapin.
- le Sub-Atlantique (2.800 à 0 BP) : climat humide devenant continental. époque du pin, épicéa.

2) Le Post-Würm dans le Grésivaudan et la Combe de Savoie.

Après le retrait du glacier du Würm III, dans la vallée de l'Isère, des épisodes lacustres s'installent et déposent des argiles grises ou noires à litage horizontal.

Puis, ces lacs analogues à celui de Moirans ont été comblés par les apports de l'Isère, du Drac et de l'Arc, sauf celui de Ste Hélène (Banquette de Planaise).

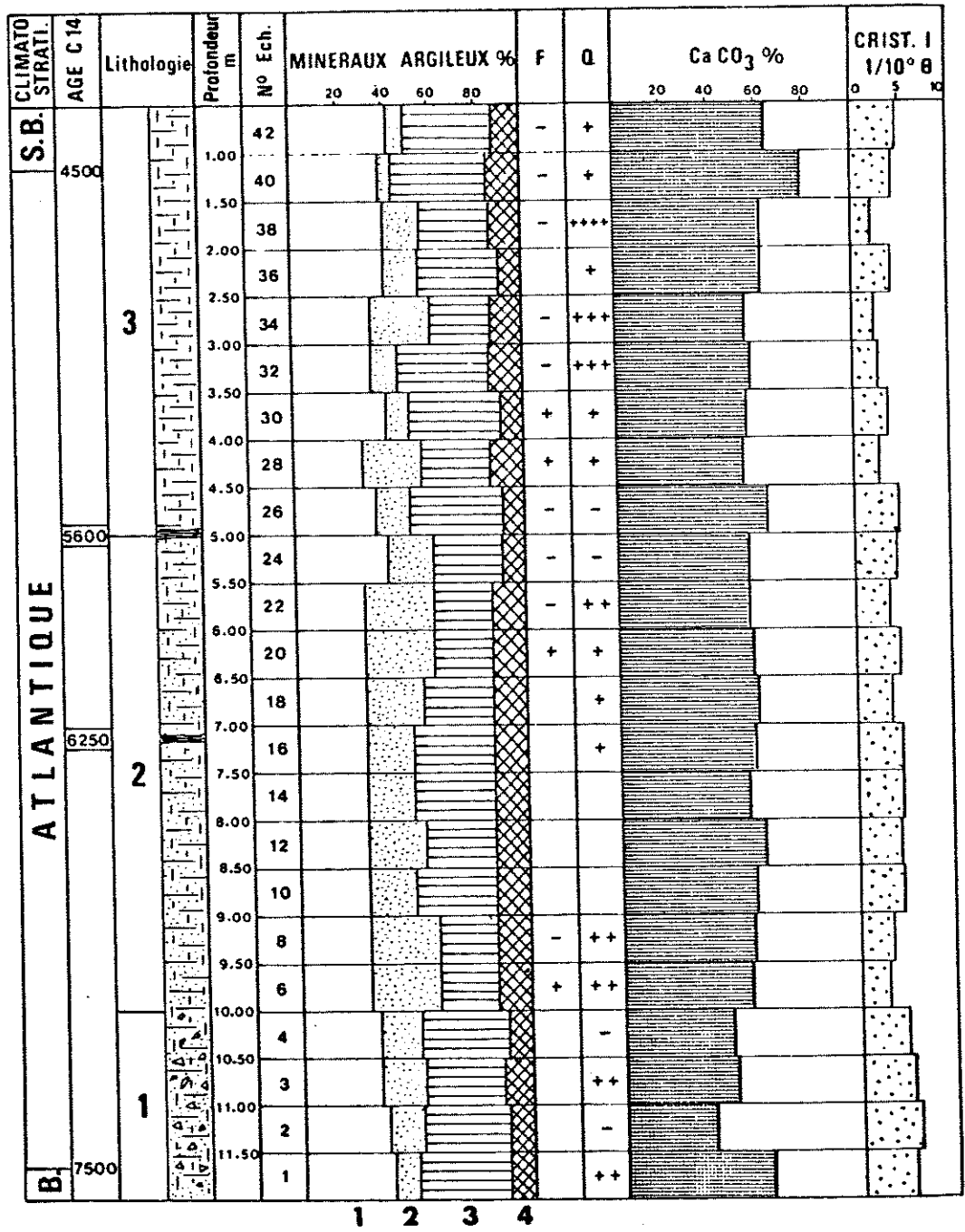


Fig.19.— Minéraux argileux des argiles de Saint-Ismier.
Lithologie.

1. Illite; 2. Chlorite; 3. Complexe Gonflant Interstratifié CGI;
4 Kaolinite, F. Feldspath, Q., Quartz (- traces, + rare, ++ peu abondant, +++ abondant, ++++ tres abondant). CRIST I. = Cristallinité de l'Illite (en dixièmes de degré θ).
(D'après Monjuvent et al. 1982)

G. MONJUVENT - C. REYNAUD - M. JAIL - A. THOMAS
(1982)

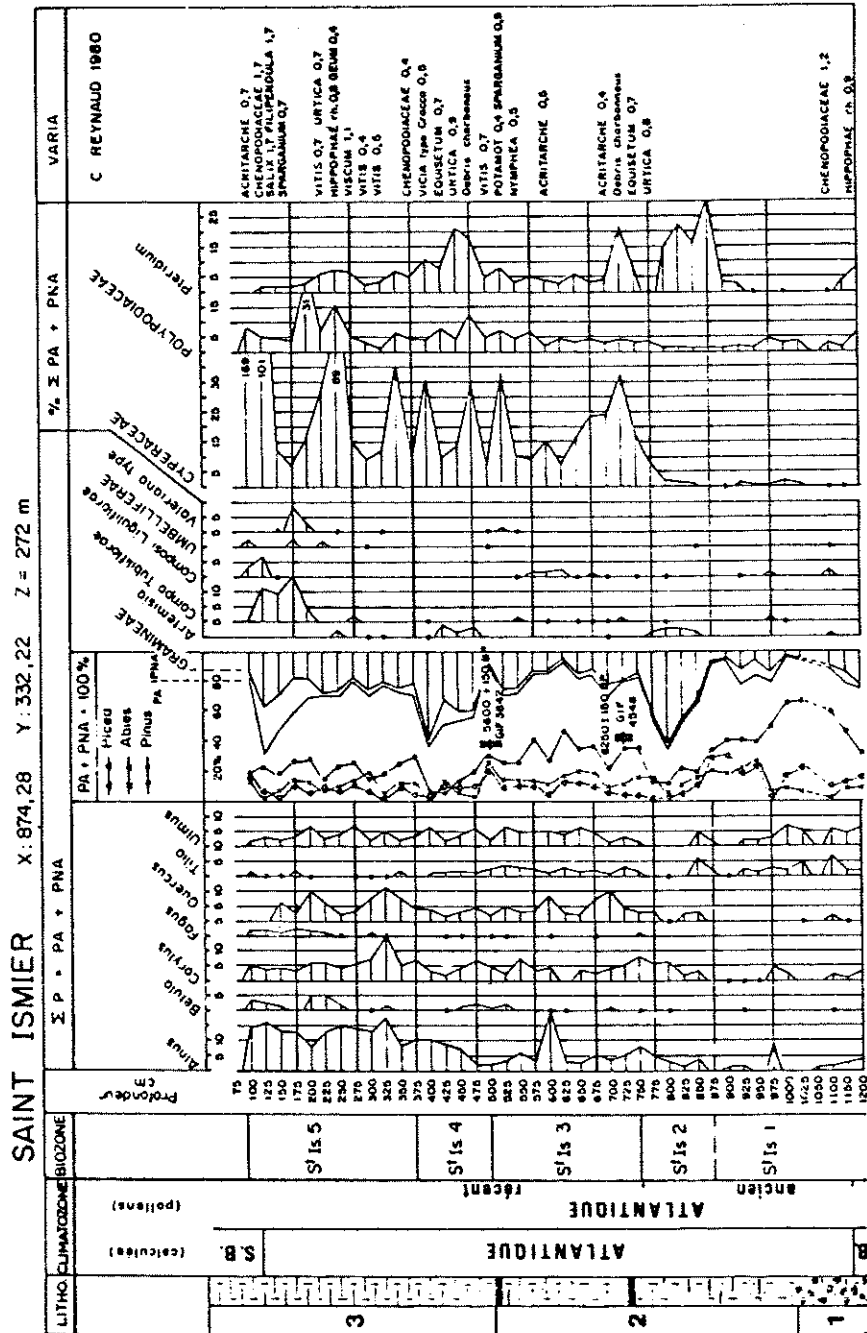


Fig. 20.— Diagramme pollinique des argiles de Saint-Ismier (sondage I.R.I.G.M.).

Les dépôts les plus importants sont ceux des alluvions grossières fluviales.

La disparition des lacs a créé la reprise d'une ou plusieurs phases d'érosion à l'emplacement de ceux-ci et ont pu donner naissance à des terrasses (St Quentin sur Isère - J.C. FOURNEAUX 1976).

Les formations de versants les plus récentes appartiennent aux éboulis, écroulements, coulées de solifluxion, cônes de déjection (non actifs actuellement), par exemple le cône du Manival) et aux glissements de terrains, le plus spectaculaire ayant sans doute été celui du Mont Granier en 1248.

Certaines nappes d'épandage de bas de versant du Grésivaudan ont été étudiées en détail.

Ainsi, la nappe à matériel argileux de St Ismier (G. MONJUVENT & al 1982) se présente comme un ensemble de cônes coalescents se raccordant aux éboulis du St Eynard. Elle a été analysée (fig 19) et datée par un sondage effectué par l'I.N.I.G.M. à 272 m d'altitude.

Sur une verticale de 12 mètres, le sondage a rencontré deux niveaux tourbeux (à 5 m et à 7 m 25). L'étude de leurs pollens (fig 20) a montré les conditions climatiques de la région. Le hêtre dans le haut du sondage annonce un climat humide avec augmentation de la température (Sub-Boréal).

L'augmentation de la pluviosité a engendré la formation de ces nappes par ruissellement diffus sous une forêt plus dense qu'actuellement, principalement pendant l'Atlantique, période de morphogénèse importante (G. MONJUVENT 1982 & collaborateurs).

Au Sub-Boréal, il y a arrêt de la morphogénèse due certainement à un climat relativement plus sec.

IX - CONCLUSIONS

Cette étude a donné plus de précisions sur le quaternaire alpin de la région nord-alpine.

Les données nouvelles (P. MANDIER, 1980) ont permis de distinguer un Würm ancien et de reconnaître dans la région lyonnaise quatre glaciations distinctes :

- la glaciation de Grenay (Würm) : basses terrasses et différents stades
- les glaciations du Garen et de l'Ozon : moyennes terrasses complexe rissien
Garen = Riss II
Ozon = Riss I
- les glaciations de Ternay et Ternay II : hautes terrasses complexe mindélien
- glaciation (s) de Louze et de Montrailleud : très hautes terrasses complexe gûnsien
Louze = Gûns I
Montrailleud = Gûns II

Les données les plus récentes permettent de connaître avec précision les conditions climatiques de l'époque würmienne (surtout dans sa première partie).

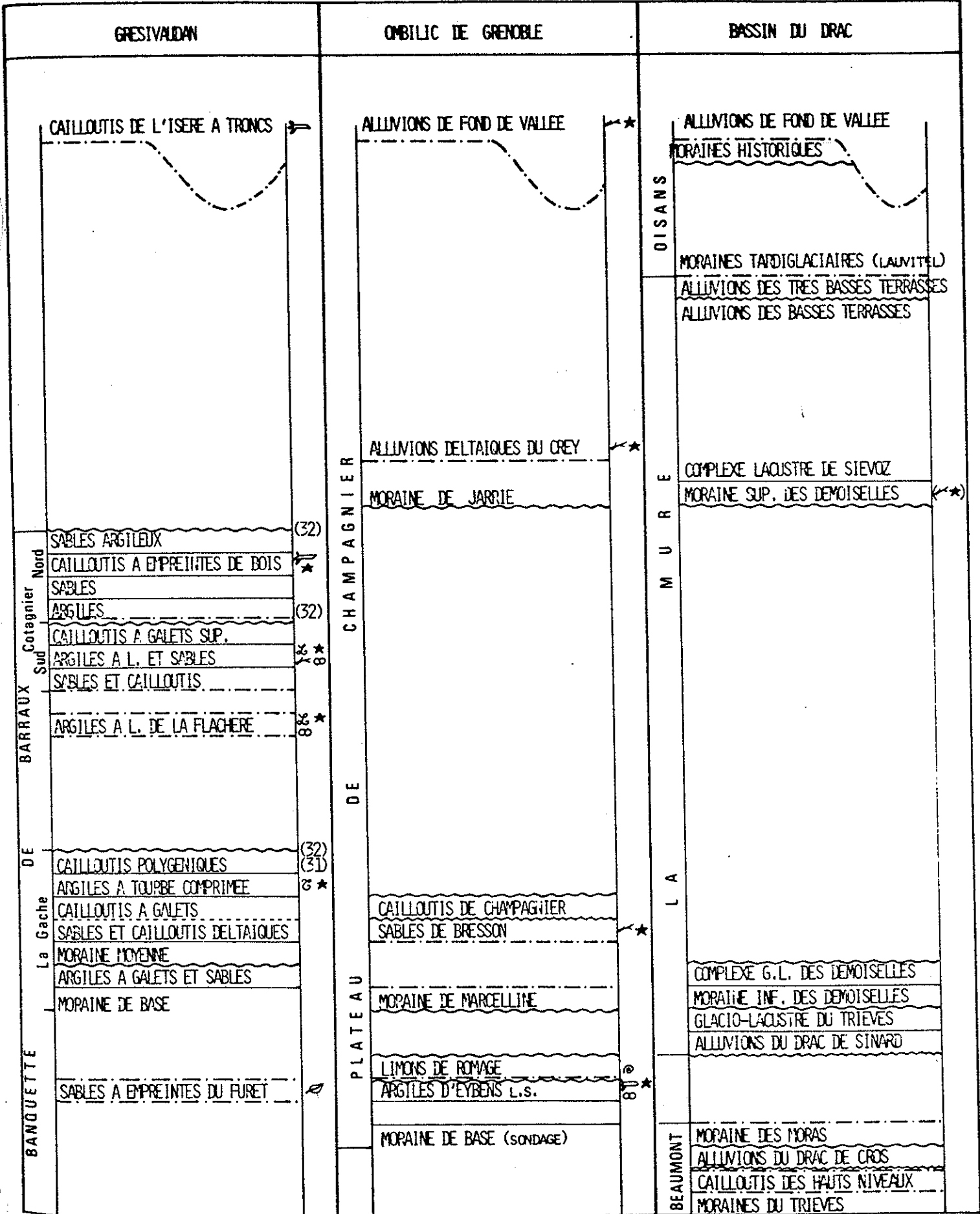
Elles ont été obtenues par l'étude systématique des pollens contenus dans les lignites des banquettes de la Cluse de Chambéry et du Nord-Grésivaudan (WHE. GREMMEN et C. HANNES, 1982).

Maintenant, nous sommes sûrs que la formation de ces banquettes s'est effectuée au cours du Würm (majorité d'entre elles).

La base de ces banquettes alluviales est constituée d'argiles interglaciaires d'Eyhens (Francin, Planaise, ...)

La banquette de Planaise pose toujours le problème de sa position exacte dans le Würm, du fait de l'absence de fossiles et de débris organiques.

Des études ultérieures permettront peut-être d'y remédier (recherches systématiques des traces organiques) et de pouvoir, ainsi, la corréler avec les banquettes de la Cluse de Chambéry et du Nord-Grésivaudan.



• Mollusques ↗ Poissons ☐ Flore foliaire ↗ Troncs ☉ Tourbe () Mesure dans dépôt considéré comme équivalent
 ▼ Mammifères ∞ Pollen ↖ Bois ⚭ L Lignite ★ Datation C14

X. BIBLIOGRAPHIE

APRAHAMIAN J., FOURNEAUX J.C., LACROIX B. et USELLE J.P.
 1970 - Observations nouvelles sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère.
 CRAS, Paris, t 271, série D, p 1071-1074

APRAHAMIAN J., BELLAIR P., BILLOUD A., MONJUVENT G. et USELLE J.P.
 (1976) - Bilan des connaissances actuelles sur les argiles interglaciaires d'Eybens (Isère)
 CRAS, Paris, t 276, série D, p 1257-1260

BACONNAIS G., DOUDOUX B., NICOUD G., (1981) - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant pays molassique de Haute Savoie (France)
 CRAS, Paris, t 292 (25 Mai 1981) B.O. Dolomieu, p 1313-1318

BECKER J. (1952) - Présence de pollen dans les argiles d'Eybens (Isère)
 C.R. Somm. Soc. Geol. France, t 2, n° 16, p 349-350

BELLAIR P., MONJUVENT G., SARROT-REYNAULD J. (1970) - Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan.
 CRAS 270, Série D, 1970, p 7-11

BLACHE J. (1914) - Le bord de l'auge glaciaire du Grésivaudan.
 BGA, t 2

BLANCHARD R. (1922) - A propos du sous-sol du Grésivaudan.
 BGA, t 3, p 473.

BLANCHARD R. (1934) - Le prétendu niveau d'érosion du Haut-Grésivaudan.
 BGA 22, p 637 -647

BLANCHARD R. (1937) - Le piémont des Drances du Chablais.
 BGA 25, p 485-496

BLANCHARD R. (1941) - Formes d'obturation glaciaire latérale dans la partie centrale du Sillon alpin.
 BGA 29, Fasc 2, 1941, 2 fig.

BLANCHARD R. (1944) - La crypto-dépression de Grenoble.
 BGA 32, p 512-513

BLAVOUX B. & DRAY M. (1971) - Les sondages dans le complexe quaternaire du bas-Chablais et leurs enseignements stratigraphiques leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionale.
 Rev Géogr phy & dyn (2) XIII, 1, p 17-34

- BOBENRIETH P. (1984)** - La banquette de Planaise. (non publiée)
DEA Grenoble
- BOQUET H., BOQUET J. (1969)** - Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan.
RGA, 57, fasc III.
- BOURDIER F. (1935)** - Stratigraphie des alluvions quaternaires antéwürmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry.
CRAS Paris, t 201, p 977-979.
- BOURDIER F. (1936)** - Stratigraphie des terrains quaternaires du Grésivaudan et de la Combe de Savoie.
DES Grenoble.
- BOURDIER F. (1939)** - La cluse de Chambéry pendant le quaternaire.
Etudes Rhodaniennes, vol 15, p 101-118
Fichier Auteurs - Dolomieu. (B. U.)
- BOURDIER F. (1941)** - A propos d'une récente note de R. BLANCHARD sur le quaternaire alpin.
RGA, t XXIX, fasc III
- BOURDIER F. (1961-62)** - Le bassin du Rhône au quaternaire.
Ed CNRS Paris 364, 1962, 296 pages, 2 tomes, 296 figures, 3000 Réf biblié.
- BOZONNET P. (1978)** - Etude géologique et géotechnique du Moyen Grésivaudan (Isère)
Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 198 p.
- BRAVARD Y. (1963)** - Quelques résultats de l'étude du quaternaire du Bas-Dauphiné.
Bull Soc Géol France, Série 7, t 51, n° 4, p 541-542.
- BRUN A. (1966)** - Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Drance (Haute Savoie).
Rev Géogr. Phys. et Géol. dyn., vol VIII, fasc 5, p 399-404.
- BRUN A. (1966)** - Caractéristiques sédimentologiques et palynologiques des terrains würmiens de la région d'Evian d'après le sondage de Siennex (Hte Savoie)
CRAS, Paris, t 263, série D, p 212-215.
- BRUN A. (1977)** - Données floristiques et paléoclimatologiques du Pléistocène supérieur dans le Chablais (Hte Savoie)
Résultats synthétiques et chronostratigraphie.
Bull AFEQ, n° 52, p 39-54

- CARCEL L. (1936) - La région du Gelon
R G A
- CHALINE J. & JERZ H. (1983) - Proposition de création d'un étage würmien par la sous-commission de stratigraphie du Quaternaire européen de l'I.N.QUA.
Bull APEQ, 1983, 4, n° 16
- CHARDON M. (1980) - Formes glaciaires et périglaciaires dans la région de Grenoble.
R G A, n° 68, fasc 1, p 21-38.
- CHARLESWORTH J.K. (1957) - The Quaternary era
E. Arnold édit, Londres, 2 vol in 8°, 1700 p, 326 fig.
- COUTEAU M. & DE BEAULIEU J.L. (1976) - L'analyse pollinique des "argiles d'Eybens" prouve un âge glaciaire.
CRAS, t 282, D, p 277-280
- COUTEAU M. (1978) - Analyses polliniques d'un sédiment tardiglaciaire à la Rivière (Isère), évolution pléo-écologique du lac de Voreppe-Voirion.
Bull APEQ Fra, 15, n° 57, p 171-178
- COUTURIER B. (1974) - Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique du Bas-Grésivaudan (Isère).
Thèse 3ème cycle - Grenoble.
- DE BEAULIEU J.L. & MONJUVENT G. (1979) - Mise en évidence de dépôts de type interglaciaire ancien sur le plateau de Lans en Vercors, (Isère).
CRAS, D, 288, n° 22, p 1651-1654.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes.
TLG Grenoble, 39, p 125-171.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France
T 2, p 405-406.
- DELEAU P.C. (1964) - Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire.
CR somm S G F, p 397.
- DELEAU P.C. (1969) - Jeunesse du relief et stades glaciaires localisés dans la région d'Annecy.
B S G F, 1969, p 188-189
- DELEAU P.C. (1971) - Le lac d'Annecy et le glacier de Beaufort-Roseland.
CRSGF, fasc 3, p 161-162,

- DELEBECQUE A. (1895-1896) - Alluvions anciennes de Chambéry et de la vallée de l'Isère.
Bull SERV. Cart. géol France, t 7 n° 44, p 83-86.
- DELEBECQUE A. (1910) - Fouille de Chambéry.
- DENIZOT G. (1952) - L'argile lacustre d'Eybens près de Grenoble et les dépôts lacustres du Grésivaudan.
Trav Lab Géol Grenoble, t 30, p 61-62.
- DEPAPE G. & BOURDIER F. (1952) - La flore interglaciaire à rhododendron Ponticum de Barraux, dans la vallée de l'Isère, entre Grenoble et Chambéry.
CRAS, Paris, 235, p 1531-1533.
- DEPAPE G. & BOURDIER F. (1953) - Le gisement interglaciaire à Rhododendron Ponticum L. de Barraux, dans le Grésivaudan, entre Grenoble et Chambéry.
TLG Grenoble, T 30, p 81-102.
- DEPERET Ch et al (1896) - Lignites interglaciaires de Chambéry.
Bull Soc Géol France, 24, série 3, 1896, p 90.
- DOUBDOUX B. & NICOUUD G. (1984) - Sur l'extension des formations glaciaires du Massif des Bauges (Savoie).
10ème RAST Bordeaux, 1984, Soc Géol France, Edit Paris.
- DUBUS M. & FOURNEAUX J.C. (1968) - Les ressources en eaux souterraines de la plaine du Grésivaudan.
R G A, t 56, fasc 2 & 3, p 497 - 515.
- EMBLETON Cl. CUCHLAINE H.M. (1975) - Glacial Géomorphology.
Ed Arnold, 2ème édition, p 10-13.
- FLINT R.F. (1947) - Glacial geology and the Pleistocene epoch.
J. Whiley & Sons édit New York, 1 vol in 8°, 589 p, 88 fig 30 tabl, 6 pl, 859 réf.
- FLINT R.F. (1971) - Glacial and Quaternary Geology.
J. Whiley & Sons édit, New York, p 643-648
- FOURNEAUX J.C., MONJUVENT G., SARBOT-REYNAULD J. (1969) - Sur l'extension des argiles d'Eybens (Isère) et leurs rapports avec les formations quaternaires voisines.
CRAS Paris, T 268, série D, 1969, p 2641 - 2644.
- FOURNEAUX J.C. (1969) - Contribution à l'étude des formations quaternaire de la vallée de l'Isère. La banquette de Planaise.
CRAS Paris, T 269, série D, p 1607 - 1610. (29 Oct 1969)
- FOURNEAUX J.C. (1970) - Sur la présence d'argiles "d'Eybens" dans la vallée de l'Isère en aval de Moirans.
C R somm. Soc Géol France, fasc 8, p 318-319.

- FOURNEAUX J.C (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble.
Trav Lab Géol Grenoble, T 52, p 31-72.
- GIDON M., MONJUVENT G. (1968), Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins. Le dispositif moraines - chenal - marginal.
Bull A F E Q, n° 15, p 125-129
- GIGNOUX M. & MORET L. (1929) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne.
Ann. Univ. Grenoble, t 6, p 142-266.
- GIGNOUX M (1944) - L'épaisseur des dépôts quaternaires dans la plaine de Grenoble.
CRSSGF, p 77-78
- GIGNOUX M. & MORET L. (1952) - Géologie Dauphinoise.
2ème édition, Masson, Paris.
- GOUC J. & BOURDIER F. (1937) - Analyse pollinique et position stratigraphique des lignites de la région de Chambéry.
C R A S, Paris, t 205, 1937, p 72-74.
- GRAS Sc. (1851) - Banc de lignite observé à Barraux.
Bull Soc Scient. Isère, 1, série 2, p 198.
- GRAS Sc. (1861) - Considérations théoriques sur les phénomènes de la période quaternaire.
Soc géométrique de Paris - Institut, p 222.
- GREMMEN WHE (1982) - Palynological investigations of late pleistocene deposits in Southeastern France.
Doc Sci Rijksuniversiteit te Groningen, 94 p.
- GROOTES P.M. (1977) - Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50.000 years BP.
Thesis, Groningen.
- GUMUCHIAN H. (1969) - Les Dérivés?
T E R Géographie, Grenoble
- HANNSS C. (1973) - Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C 14 dans le Sillon alpin près de Grenoble.
R G A, 61, n° 2, p 179-203.
- HANNSS C. (1974) - Premières indications par une datation au C 14 pour l'âge interstadiaire würmien des dépôts fluviaux de la banquette de Barraux.
RGA, 62, n° 4, p 551-554.

- HANNSS C. et Al (1976) - Nouveaux résultats sur la stratigraphie et l'âge de la banquette de Barraux (Haut Grésivaudan)
RGA, 64, p 495-513.
- HANNSS C. et Al (1978) - Découvertes d'ossements fossiles dans la sablière au S-SW de la base du Bourget et du Lac (Savoie).
Ann. C.U. Savoie, 3, 1978, p 53-57
- HANNSS C. (1980) - Les formations à lignites de la Cluse de Chambéry et du Grésivaudan.
T.L.G., 56, p 271-274.
- HANNSS C. & NICOUUD G. (1980) - Précisions sur la stratigraphie des alluvions finis-pliocènes et les dépôts pleistocènes du Val du Bourget (Savoie).
RGA, 68, n° 3, p 267-271
- HANNSS C. (1982) Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungen und vorgletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen.
Tübingen, 1982, p 213.
- HAUG E. (1982) - "Glaciers".
Revue annuelle de géologie, p 447-480.
- HUGONNIN F. (1982) - Le Quaternaire dans les hautes vallées alpines de Savoie, Tarentaise, Maurienne et du Valais.
D E A Grenoble, B U Dolomieu.
- HOLLANDE D. (1899-1900) - Fouille de Chambéry, les alluvions de la vallée de Chambéry et des vallées voisines au point de vue de leur formation chronologique.
Bull Serv. Car. Géol France, 11, p 107-113.
- JAYET H. (1947) - Une nouvelle conception des glaciations quaternaires ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire.
Eologiae - géol helv, 40, n° 2, p 317-320.
- KILIAN W. (1900) - Note sur le "surcreusement" des vallées alpines.
Bull Soc géol France, série 3, t 28, p 1003-1005
et TLG Grenoble, t 6 (1901-1902), p 3-5
- KILIAN W. (1911) - Note sur la succession des récurrences glaciaires dans les Alpes françaises.
C R somm Soc Géol Fr, 4ème Série, t 11, p 12-13.
- KILIAN W. (1911) - Sur les seuils de débordement glaciaire et sur une phase importante des oscillations glaciaires dans les Alpes françaises.
Bull Soc Géol Fr, 4ème série, T 11,

- LEMBE G. (1942) - Successions forestières contemporaines du dépôt des lignites quaternaires dans la cluse de Chambéry.
CRAS, t 215, p 23-25.
- LEMBE G. (1951) - L'histoire forestière et le climat contemporain des lignites de Savoie et de la Combe d'Annecy d'après l'analyse pollinique.
TLG Grenoble, G 29, p 167-190
- Lliboutry L. (1965) - Traité de glaciologie.
Masson édit Paris, 2 vol, t 2, 642 p.
- LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné
1 vol, in 8°, 748 p; 32 fig, 5 pl, F Sany édit, Paris.
- LORY E. (1894-95) - Sur les argiles d'Eybens et de Romage (Isère)
Bull Soc Sci Fr, 2, série 4, p 415-416
- LORY P. (1903) - Quelques observations sur le pleistocène de la région de Grenoble.
TLG Grenoble, t 6, p 282-286.
- LORY P. (1911) - Contribution à l'étude des glaciations dans les Alpes dauphinoises.
Bull SGF, série 4, t 11, p 93-95.
- LORY P. (1941) - Dépôts d'obturation glaciaire. Les complexes d'Eybens.
RGA, 29, fasc 4, p 493-497
- MALENFANT M. & Al (1970) - Le gisement chasséen de Francin (Savoie)
Gallia préhistoire, 13, p 25-52.
- MANDIER P. (1980) - Les phénomènes stratigraphiques du quaternaire dans la vallée du Rhône.
AFEG, p 40-51, 1 tab, suppl Bull n° 1, 1980
- MANDIER P. (1973) - Quelques observations morphologiques sur les terrasses de la Basse-Isère.
Rev Géographie de Lyon, vol 48, 4, p 343-358.
- MARTONNE E.d.(1910) - Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire.
CRAS, Paris, t 150, p 135-138.
- MARTONNE E.d.(1910) - Sur la genèse des formes glaciaires alpines.
CRAS, Paris, t 150, p 243-246.
- MARTONNE E.d.(1910-1911) - L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines.
Ann Géo, t 19, p 289-317 et t 20, p 1-29.
- MARTONNE E.d.(1912) - Conditions de l'érosion glaciaire alpine.
C.R. Congr. Nat Soc Fr de Géog Roubaix, 9 p.

- MASSEPORT J. (1955) - Le Sillon alpin, dépression d'érosion ou déchirure structurale.
RGA, 43, p 793-814.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des Argiles.
Masson, 6d, Paris.
- MONJUVENT G. (1965) - Le Quaternaire des Alpes françaises.
Analyse biblio Lyon.
- MONJUVENT G. (1969) - Essais morphologiques sur un piémont alpin.
I.- la basse vallée de l'Isère. - II.- la Vallée morte de Bièvre Valloire.
RGA, 57, fasc 2, p 235-276, fasc 3, p 487-515.
- MONJUVENT G. (1969) - Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du Sillon alpin.
RGA, 57, fasc 3, p 545-559.
- MONJUVENT G. (1973) - La transfluence Durance-Isère. Essai de Synthèse du Quaternaire du bassin du Drac.
RGA, t 61, p 57-118
- MONJUVENT G. & USELLE J.P. (1973) - Interprétation des argiles d'Eybens d'après la sédimentologie I.N.QUA 1969.
Bull AFEQ, n° 35, 1973, 2
- MONJUVENT G. (1978) - Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaire d'un bassin alpin,
Thèse Univ, Paris VII, 434 p.
- MONJUVENT G. (1980) - Les Alpes du Nord, France.
Suppl Bull AFEQ, n° 1, 1980, p 31-39.
- MONJUVENT G. & AI (1982) - Formations quaternaires du Grésivaudan : les argiles de Saint Ismier.
RGA, 70, fasc 4, p 367-390.
- MORET L. (1974) - Données nouvelles sur l'âge absolu des argiles d'Eybens/pré de Grenoble.
Trav. Lab Géol Univ Grenoble, 32, p 11-14.
- MORTILLET G. (1861) - Sur le terrain quaternaire des Alpes.
Arch Sci Phys & Nat Genève, t 12, p 38.
- NICOUD G. & DOUDOUX B. (1980) - Précisions sur la succession des formations quaternaires de la région de Chambéry.
S° EAST Marseille 1980, Soc Géol Fr, édit Paris.
- NICOUD G. (1981) - Les dépôts pleistocènes du bassin chambérien et du Nord Grésivaudan, enseignements paléogéographiques.
CRAS, Paris, 1981, t 292, p 101-104.

NICOUD G. (1984) - Evolution paleogéographique du bassin chambérien au cours du Quaternaire récent (Pleistocène supérieur à Holocène).
10ème RAST, Bordeaux 1984, Soc Géol Fr, édit Paris.

PENCK A. & BRUCKNER E. (1901) - Die Alpen im eiszeitalter
Leipzig Edit, 3 tomes, 199 p, 56 fig.

PENCK A. & BRUCKNER E. (1907) - Les Alpes à l'époque glaciaire (Traduction).
Imp. Allier, 150 p. - Fichier Auteurs B.V. Dolomieu
TLG Grenoble, 1907, p 111-267.

PERRAUD-DELGADO G. (1982) - ^{géo}Géologie et hydrologie des bassins versants du Coisin et du Gélon.
Thèse 3ème cycle, Grenoble.

PILLET L. (1866) - Description géologique des environs de Chambéry.
Mem Acad de Savoie, 8, série 2, p 159-226.

PILLET L. (1883) - Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry.
Mem Acad de Savoie, t 4, Chambéry, 9 série 3

PIRAUD V. (1924) - Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan.
Bull Soc Sci de l'Isère, t 45, p 405-406

PIRAUD V. (1936) - Arbre sub-fossile trouvé dans le sous-sol de Grenoble.
Bull Soc Dauph. Ethnologie, t 20

PIRAUD V. (1936) - Présence d'une couche de tourbe dans le sous-sol de Grenoble.
PV Soc Dauph d'Et biologiques, 15ème année, n° 277.

PIRAUD V. (1938) - Cailloux du Drac et argiles de l'Isère.
Bull Soc Sci de l'Isère, t 58, p 373-374.

PUNTOUS R. (1967) - Mesures sismiques effectuées lors de tirs d'explosifs chimiques à Bois-Français.
Inédit, Cadaraches.

REVIL J. & VIVIEN J. (1899) - Le Pleistocène de la vallée de Chambéry.
CRAS 120, p 116-118.

REVIL J. (1910) - Les glaciations des Alpes françaises. Analyse de l'ouvrage de PENCK & BRUCKNER "die Alpen im Eiszeitalter".
La Géographie, t 22, p 173-183.

REVIL J. & COMBAZ P. (1919) - Sur l'âge et les conditions de formation des lignites de Voglaux dans la région de Chambéry.
CRAS, t 169, p 658-660.

- RIMBAUD M (1948) - Etude géologique de la région de St Gervais (Reven.
DES Sciences Grenoble.
- SARROT-REYNAULD J. (1953) - Observation sur la nature physicochimique
des argiles d'Hybens.
TLG, 31, 1953, p 243-246.
- SAUVAGE J. & SERRUYA C. (1966) - Stratigraphie tardi et post-glaciaire
des sédiments du lac Léman.
CRAS, Paris, t 259, p 3310-3313
- TRALAU M. (1963) - Über Rhododendron ponticum und die fossilen Ver-
kommen des naheverwandten Rhododendron cordellii
Phyton (Horn), 10, p 103-110
- TRICARD J. & CAILLEUX H. (1962) - Le modelé glaciaire et nival.
Ed Sedés, Paris, 508 p.
- TRICARD J. & CAILLEUX H. (1965) - Traité de géomorphologie . Le modelé
périglaciaire.
Paris, soc d'édition d'enseignement supérieur, 512 p.
- VEYRET P. (1949) - Le Val du Bourget - Etude morphologique.
RGA, 33, fasc 1, p 1-39.
- VIVIAN R. (1969) - Glaces mortes et morphologie glaciaire.
RGA, t 23, p 371-401
- VIVIAN R. & RICO M. (1966) - La rencontre des glaciers du Rhône et de
l'Isère dans la Cluse de Chambéry et du Val du Bourget.
RGA, 1966, vol 54, p 389-413.
- VIVIAN R. (1975) - Les glaciers des Alpes occidentales.
Grenoble, Imp Allier, 1 vol.
- VIVIEN J. (1895) - Etude sur les dépôts quaternaires de la région de
Chambéry.
Bull Soc Hist Nat Savoie, série 2, T 1, p 72-81.
- VIVIEN J. (1896) - Description des gisements ligniteux de la vallée
de Chambéry.
Bull Soc Hist Nat Savoie, 3, série 2, p 16-23.
- WEGMULLERS S. (1977) - Pollenanalytische Untersuchungen zur spät
und postglazialen Vegetation geschichte der französischen
Alpen (Dauphiné).
Bern, Verlag Paul Haupt, 1 vol.

ABBREVIATIONS.

C.R.A.S.	Compte-rendu de l'Académie des Sciences (Paris).
R.G.A.	Revue de Géographie Alpine (Grenoble)
T.L.G.	Travaux du Laboratoire de Géologie (Grenoble)
B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France.
A.F.E.Q.	Association française de l'Etude du Quaternaire.
C.R.S.S.G.F.	C.R. Somm Soc Geol France Compte rendu sommaire de la Société géologique de France.
Rev Géogr Phys et dyn	Revue Géographique de physique et de dynamique
R.A.S.T.	Réunion annuelle des Sciences de la Terre