

Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble *

par Jean-Claude FOURNEAUX **

RÉSUMÉ. — Le Quaternaire de la vallée de l'Isère, dans l'ombilic de Grenoble, n'a fait l'objet d'aucune étude synthétique depuis 1962, bien que de nombreuses données nouvelles soient venues s'ajouter aux observations antérieures.

L'analyse lithologique du remplissage alluvial montre l'existence de quatre termes : les limons superficiels, les alluvions grossières, les sablons et les argiles compactes. Dans les formations latérales on trouve des moraines, des alluvions anciennes, fluviales ou lacustres, ~~et des argiles compactes.~~

L'étude de ces argiles, les argiles d'Eybens, met en évidence l'existence d'un vaste lac qui occupait une grande partie de la vallée de l'Isère et des vallées voisines après le retrait des glaciers rissiens.

Le surcreusement glaciaire et les surfaces de contacts entre les différentes assises montrent toujours un même type de morphologie, lié au mécanisme de l'érosion glaciaire ; cela se traduit par la présence de sillons allongés parallèlement à la direction d'écoulement du glacier.

La synthèse de ces observations permet de reconstituer l'histoire de cette zone depuis le retrait des glaciers du Riss jusqu'à la période actuelle.

Le Quaternaire de la vallée de l'Isère a fait l'objet de nombreuses études fragmentaires depuis plus d'un siècle. Nombreuses sont les hypothèses et même les théories émises à partir des observations faites dans cette région. F. BOURDIER, dans un ouvrage remarquable paru en 1962, en présente un historique très complet. Sa bibliographie est une mine de renseignements pour le chercheur qui se penche sur la géologie du Quaternaire.

Depuis cette date, beaucoup d'affleurements nouveaux ont été mis à jour, de nombreux sondages ont traversé les différentes formations quaternaires. A partir de ces données nouvelles, il est aujourd'hui possible de préciser et peut-être de simplifier la stratigraphie des dépôts quaternaires de cette région.

Le Quaternaire de la vallée de l'Isère, dans cette vaste plaine qui s'étend sur 180 kilomètres de long depuis Albertville jusqu'à l'aval de Tullins, présente un intérêt particulier en raison de la grande épaisseur des dépôts qui constituent le remplissage alluvial et en raison du grand nombre de « témoins » que les différents épisodes de l'histoire récente de cette vallée ont laissé de part et d'autre de la vallée.

* Cet article est tiré du premier chapitre de la Thèse de Doctorat d'Etat de J.-C. FOURNEAUX, intitulée « Etude des échanges nappe-rivière : la nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble », et soutenue à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble le 13 novembre 1975.

** U.E.R. des Sciences de la Terre, Institut Dolomieu, Hydrogéologie.

Le plan de cette étude sera le suivant :

- I. Analyse des différentes formations.
- II. Le surcreusement glaciaire.
- III. L'érosion glaciaire.
- IV. La morphologie glaciaire.
- V. Essai de synthèse stratigraphique.
- VI. Conclusions.

I. ANALYSE DES DIFFÉRENTES FORMATIONS

A) Le remplissage alluvial.

GÉNÉRALITÉS.

Depuis longtemps le phénomène de surcreusement de la vallée de l'Isère a été pressenti, puis a été mis en évidence. En 1870, un sondage réalisé à La Tronche, au Nord-Est de Grenoble, a traversé 70 m de sables fins et d'argiles sans atteindre le substratum. Ce sondage, implanté à une altitude voisine de 225 m, descendait plus bas que le seuil de Rovon dont la cote est de 175 m. Mais l'importance exacte de ce surcreusement ne sera appréciée vraiment que beaucoup plus tard. En 1920, un sondage réalisé à Lancey, en rive gauche de l'Isère et à moins de 150 m du bord de la vallée, a traversé 127 m d'alluvions d'argiles compactes et de formations grossières, sans atteindre, là non plus, le substratum (V. PIRAUD, 1924). En 1940, le sondage de Beauvert¹ traversa 400 m de Quaternaire, sans atteindre le substratum (M. GIGNOUX, 1942) (fig. 1).

Depuis cette date aucun sondage profond n'a été réalisé dans la vallée de l'Isère. Mais la Géophysique a pris le relais. Des sondages sismiques réalisés par le C.E.A.² dans la boucle de Bois-Français en 1967 ont mis en évidence un écho représentant très probablement le substratum vers 310 m de profondeur (R. PUNTOUS, 1967). De même à Voreppe, une prospection sismique le situe vers —400 m (*in* H. MARGALHAN-FERRAT, 1975).

Si les sondages profonds sont malheureusement peu nombreux, le nombre des points où la tranche

superficielle du remplissage a été traversée est très important. La structure et la nature de cette tranche superficielle sont maintenant bien connues. Les prospections géophysiques, par sondages électriques essentiellement, ont permis de faire des corrélations entre les points où l'on avait des coupes grâce aux sondages mécaniques.

Des résultats de tous ces travaux, il est possible de dégager les principaux facteurs ayant conduit à ce remplissage alluvial.

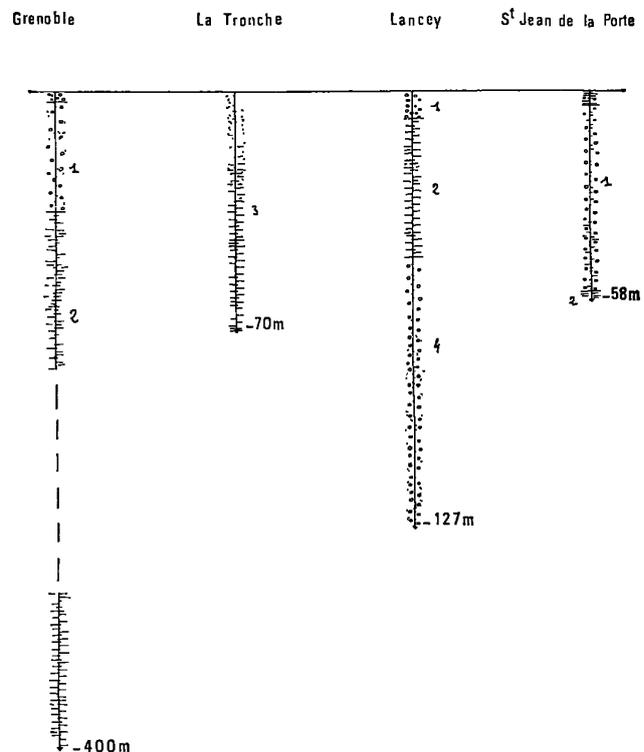


Fig. 1. — Coupes de 4 sondages profonds réalisés dans la vallée de l'Isère.

- 1, Alluvions grossières ; 2, Argiles compactes ; 3, Sablons ; 4, Formations grossières profondes.

LA NATURE DU REMPLISSAGE ALLUVIAL.

Malgré les coupes souvent très différentes observées sur deux sondages voisins, malgré la structure où, nous le verrons plus loin, le litage entrecroisé prédomine, malgré la variété des techniques employées, il est possible de définir cinq ensembles lithologiques que l'on retrouve pratiquement

¹ Quartier au Sud de Grenoble.

² Commissariat à l'Énergie Atomique.

partout avec la même superposition. C'est ainsi que de haut en bas on rencontre :

- des limons superficiels ;
- des alluvions grossières ;
- des sables fins souvent argileux ;
- des argiles compactes ;
- des formations grossières.

Tous ces termes ne se retrouvent pas sur toutes les verticales et de nombreux sondages ont été arrêtés au toit des argiles compactes ou dans les sables fins. Mais les sondages électriques confirment cette superposition, sauf en ce qui concerne les formations grossières sous les argiles compactes, ce qui s'explique très bien par la structure lenticulaire très probable de cette formation, sa faible épaisseur et sa résistivité plus forte que celles des argiles compactes. Chacun de ces termes a des caractères différents résultant d'un mode de dépôt différent. L'absence de l'un d'eux peut souvent être due aux différentes phases d'érosion qui ont succédé aux phases de dépôt, qui peuvent d'ailleurs présenter plusieurs types de sédimentation ; mais pour définir deux phases de dépôt il faut bien faire intervenir une phase d'érosion entre les deux.

LES LIMONS SUPERFICIELS.

Dans beaucoup de sondages, sous la terre végétale, on rencontre des limons de couleur brune ou gris-bleu. Cette formation où les limons dominent mais où l'on trouve aussi des argiles et des sables, a une épaisseur variable qui peut atteindre 5 mètres ; elle favorise, par sa présence, la formation de la terre végétale et concourt à la fertilité de la plaine.

Les analyses aux rayons X montrent la présence d'illite et de chlorite qui peuvent représenter jusqu'à 90 % de la fraction argileuse, de la calcite, du quartz et un peu de feldspath. Cette composition est analogue à celle des sédiments transportés par l'Isère mais diffère beaucoup de celle des argiles plus anciennes, comme nous avons pu le montrer récemment (J. APRAHAMIAN et al., 1972).

Ces limons superficiels représentent les dépôts les plus récents de la plaine de l'Isère. Ils se sont déposés à la suite de crues ayant entraîné des débordements hors du lit mineur tant de l'Isère que de l'Arc et du Drac. Pour une grande partie,

ils datent de la période historique et sont liés à l'érosion anthropique, dans l'ensemble du bassin de l'Isère.

L'homme, en élevant des digues, en traçant des chemins toujours surélevés par rapport au niveau de la plaine pour être à l'abri des crues, a favorisé le dépôt de ces limons. Par la culture et la prospection des zones fertiles, il a contribué à leur maintien.

Mais toutes les formations argileuses rencontrées en surface ne sont pas des limons superficiels ou tous du moins n'ont pas la même origine. Il peut s'agir de formations latérales venues au niveau de la plaine par suite de glissements de terrain ou de coulées boueuses. Ces « sédiments » ont été ensuite arasés au niveau de la plaine. Il peut aussi s'agir de formations plus anciennes dégagées par les divagations du lit mineur de la rivière. Par endroits, la plaine est une surface d'érosion. Dans la plaine de Moirans, et plus précisément autour de Moirans, on rencontre des argiles gris-jaune sur 3 à 5 m d'épaisseur. Ces argiles, bien que reposant sur différents termes lithologiques, ne sont pas des limons superficiels. Il s'agit en fait d'argiles déposées dans un lac. Elles ont été exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques ; à l'heure actuelle, il n'en reste presque plus et un seul gisement est encore en exploitation.

De tels dépôts témoignent de l'existence d'un lac qui occupait une partie de la vallée de l'Isère probablement après le retrait du dernier glacier. Ils se distinguent des limons superficiels non seulement par un litage horizontal souvent marqué, mais aussi par une plus grande homogénéité.

LES ALLUVIONS GROSSIÈRES.

On regroupe ici, sous le terme d'alluvions grossières, les dépôts présentant une hétérogénéité granulométrique importante, avec un litage entrecroisé. On y trouve des galets pouvant atteindre des dimensions de l'ordre du décimètre aussi bien que des lentilles d'argiles. Mais la fraction grossière représente en général de 75 à 85 % de l'ensemble. Les sables limons et argiles ne s'y rencontrent qu'en lentilles intercalées au sein d'éléments plus grossiers.

Dans le détail, ces alluvions présentent beaucoup de différences d'un point à l'autre de la plaine,

tant du point de vue pétrographique que du point de vue granulométrique. Les apports des affluents à pente plus forte que celle de l'Isère se manifestent par une augmentation de la proportion de galets. Ceci se voit aussi bien dans le triangle d'Aiton, au confluent Arc-Isère, que dans la plaine de Grenoble, où l'opposition entre les alluvions du Drac et celles de l'Isère a été soulignée depuis longtemps par V. PIRAUD (1938) entre autres.

Si aucune étude sédimentologique de détail n'a pu être faite sur cette formation, l'observation de coupes nombreuses dans les gravières ouvertes dans ces alluvions donne une bonne image de la structure et du mode de dépôt.

L'étude de la nature pétrographique des galets a montré la présence en proportions à peu près égales d'éléments d'origine sédimentaire et d'éléments d'origine cristalline ou métamorphique, aussi bien dans le Grésivaudan (J.-C. FOURNEAUX, 1968 *a*) que dans la plaine de Grenoble (B. LACROIX, 1971) ou même dans la cluse de l'Isère.

D'une manière générale, les alluvions se trouvent en lentilles très allongées. L'axe d'allongement de la lentille peut faire un angle très fort avec l'axe de la vallée. Des « contre-pentes », témoins d'anciennes boucles analogues à la boucle de la Taillat, en amont de Grenoble, existent en de nombreux points de la vallée. Les photographies aériennes montrent bien le tracé de ces anciens lits mineurs de l'Isère.

Il n'est pas possible de fixer une épaisseur aux alluvions grossières. Elle peut dépasser 50 m, comme à Saint-Jean-de-la-Porte (J.-C. FOURNEAUX, 1973 *a*) ou, au contraire, tendre vers 0, comme dans la partie nord de la boucle de la Taillat. Elle reste, en général, comprise entre 10 et 20 m dans la plus grande partie de la vallée. L'étude des profils obtenus par prospection électrique donne une image assez précise de cette formation dont l'importance est grande en hydrogéologie.

Dans la Combe de Savoie, l'observation des coupes de sondage montre une diminution sensible de l'épaisseur des alluvions grossières, en amont du confluent de l'Arc, ainsi qu'une diminution de la granulométrie. De temps à autres, les crues de l'affluent de l'Isère apportaient des sédiments qui venaient barrer la vallée ; il se créait un lac où se déposaient des éléments fins charriés par l'Isère. Ce

lac aurait encore existé une fois au Moyen Age (communication orale de P. GIDON).

Le même phénomène, c'est-à-dire une diminution d'épaisseur des formations grossières, s'observe en amont du verrou de Montmélian, ainsi qu'en amont du verrou de la Gâche avec, là aussi, un barrage lié au cône de déjection du Bréda. On retrouve une nouvelle diminution considérable d'épaisseur des alluvions grossières en amont de Grenoble ; ici, ce sont les apports du Drac qui venaient rejeter l'Isère au pied de la Chartreuse et barraient parfois la vallée, ce qui entraînait le dépôt de sédiments fins dans la partie aval du Grésivaudan où l'on voit très nettement les lentilles d'alluvions grossières venir se terminer au sein de limons et sables fins (fig. 3). Le Drac venait barrer la vallée de l'Isère et un lac se créait en amont du barrage, dans lequel se déposaient des sédiments fins. Le dernier de ces épisodes lacustres est en relation avec la rupture du barrage du lac de Saint-Laurent qui occupait la plaine de Bourg-d'Oisans. En 1219, les eaux de ce lac se précipitèrent dans la vallée de la Romanche et vinrent ravager Grenoble et barrer l'Isère, elles créèrent un lac de plusieurs kilomètres de long si l'on en croit Jean de Sassenage, alors évêque de Grenoble, qui écrivait : « qui fluvius, stagno facto, fere per duas leucas retrogressus universam terrae superficiem occupavit » (*in* F. MONTANDON, 1933).

Dans la cluse de l'Isère, à l'aval de Grenoble, l'épaisseur moyenne des alluvions grossières atteint 20 m avec même de vastes zones où cette épaisseur dépasse 30 m (J. DUBUS et MICHEL, 1969).

Dans la plaine de Moirans, à nouveau l'épaisseur des alluvions grossières diminue rapidement. Cela tient à l'existence d'apports beaucoup plus fins qui viennent des bassins de la Morge et de la Fure et à la plus faible pente de la rivière dans cette zone.

Dans cette partie de l'ombilic de Grenoble, les traces d'anciennes boucles sont très nombreuses, car c'est là que l'Isère avait le plus tendance à relever son lit, en raison de la proximité du seuil de Rovon.

Dans le Grésivaudan, à certains niveaux, de nombreux troncs d'arbres sont mêlés aux alluvions grossières traduisant une crue importante ou une débâcle liée à la rupture d'un barrage naturel (J.-C. FOURNEAUX, 1968 *a*).

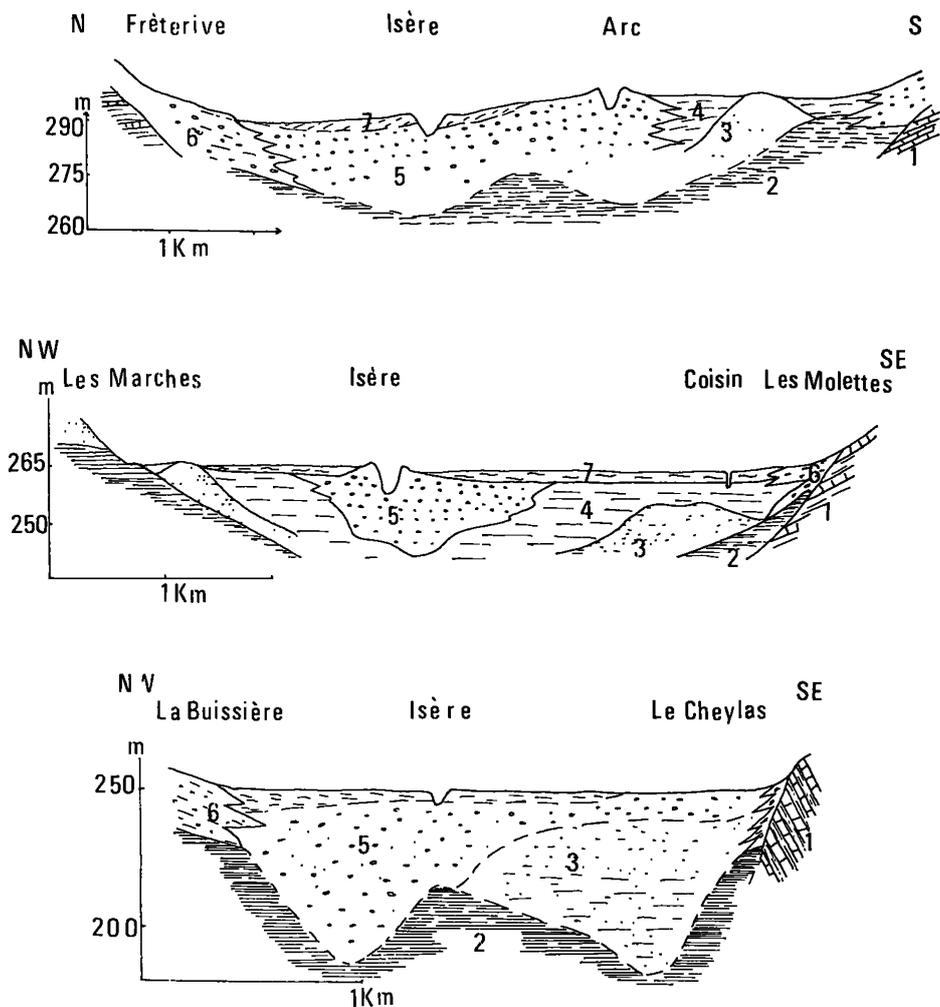


Fig. 2.

Fig. 2, 3 et 4. — Coupes du remplissage alluvial de la vallée de l'Isère, dans l'ombilic de Grenoble.

1, Substratum secondaire ou tertiaire ; 2, Argiles lacustres ; 3, Sables et sablons ; 4, Alluvions fines ; 5, Alluvions grossières ; 6, Cône de déjection, éboulis ; 7, Limons superficiels.

LES SABLONS.

Dans la plupart des sondages, on passe, sous les alluvions grossières, à des sables fins, plus ou moins argileux, connus dans le Grésivaudan sous le nom de « sablons ». Cette formation est, effectivement, très développée en amont de Grenoble, en rive droite de l'Isère où elle affleure à La Tronche. On la retrouve sous les alluvions grossières en rive gauche, à Saint-Martin-d'Hères. Elle peut atteindre

des épaisseurs considérables. A Meylan, un sondage a traversé 45 m de ces sablons.

On retrouve des sables analogues dans la plaine de Grenoble et dans la cluse de l'Isère où ils ont, toutefois, une épaisseur moindre.

Les analyses minéralogiques montrent un sédiment composé de 20 à 40 % de carbonate de calcium, de quartz et de feldspath. La fraction argileuse restante comprend essentiellement de

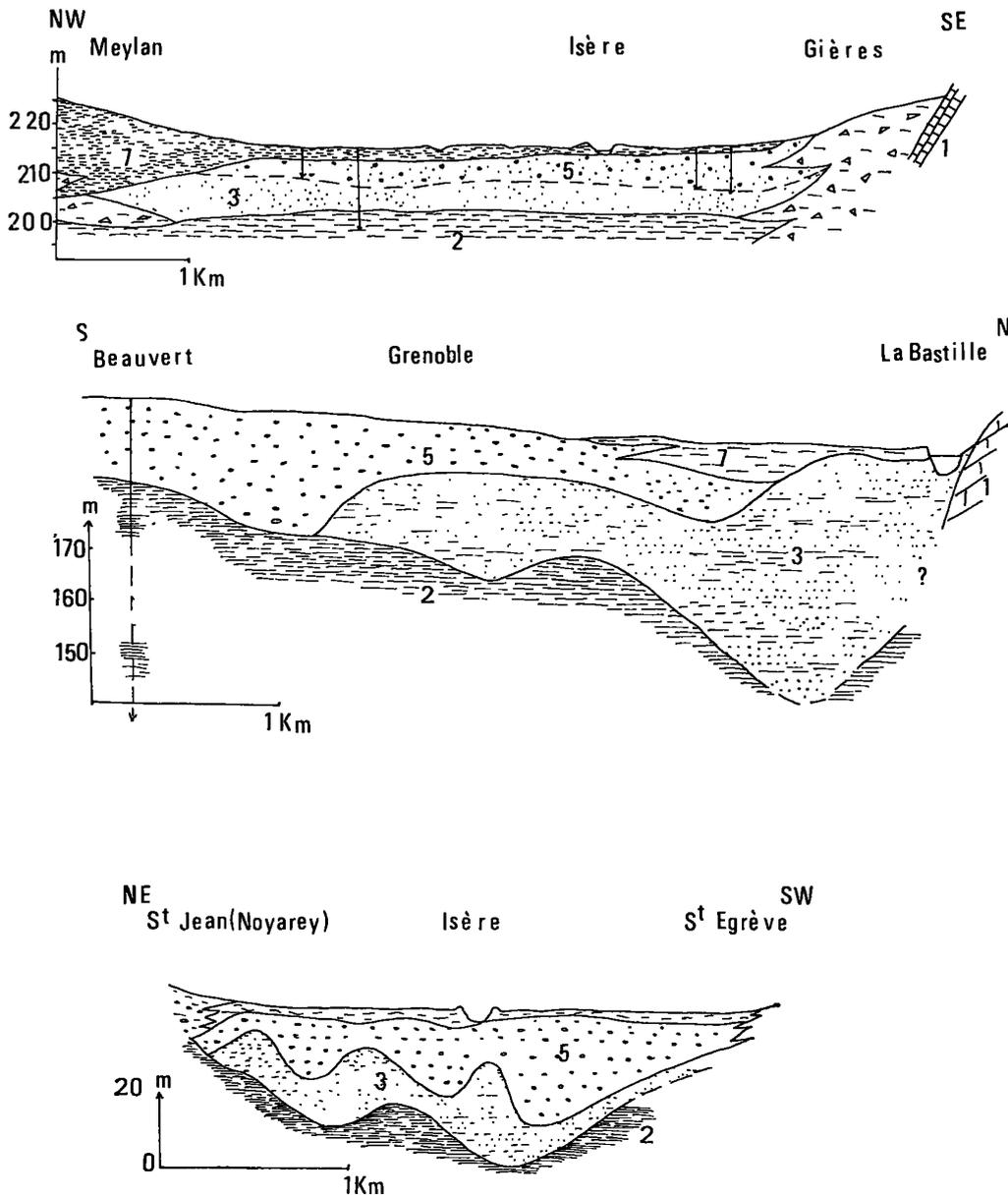


Fig. 3.

l'illite et de la Chlorite (J.-C. FOURNCAUX, 1968 *a*).

Il s'agit d'un sédiment lacustre, dont l'âge ne peut être précisé uniquement avec les données fournies par le remplissage alluvial. L'étude des formations latérales dans lesquelles se retrouvent des sédiments analogues permettra de préciser ce point. Il ne faut pas exclure l'existence de plusieurs

« générations » de sables lacustres au sein du remplissage alluvial.

LES ARGILES COMPACTES.

Beaucoup de sondages ont atteint des argiles compactes, de couleur gris-bleu, finement litées ;

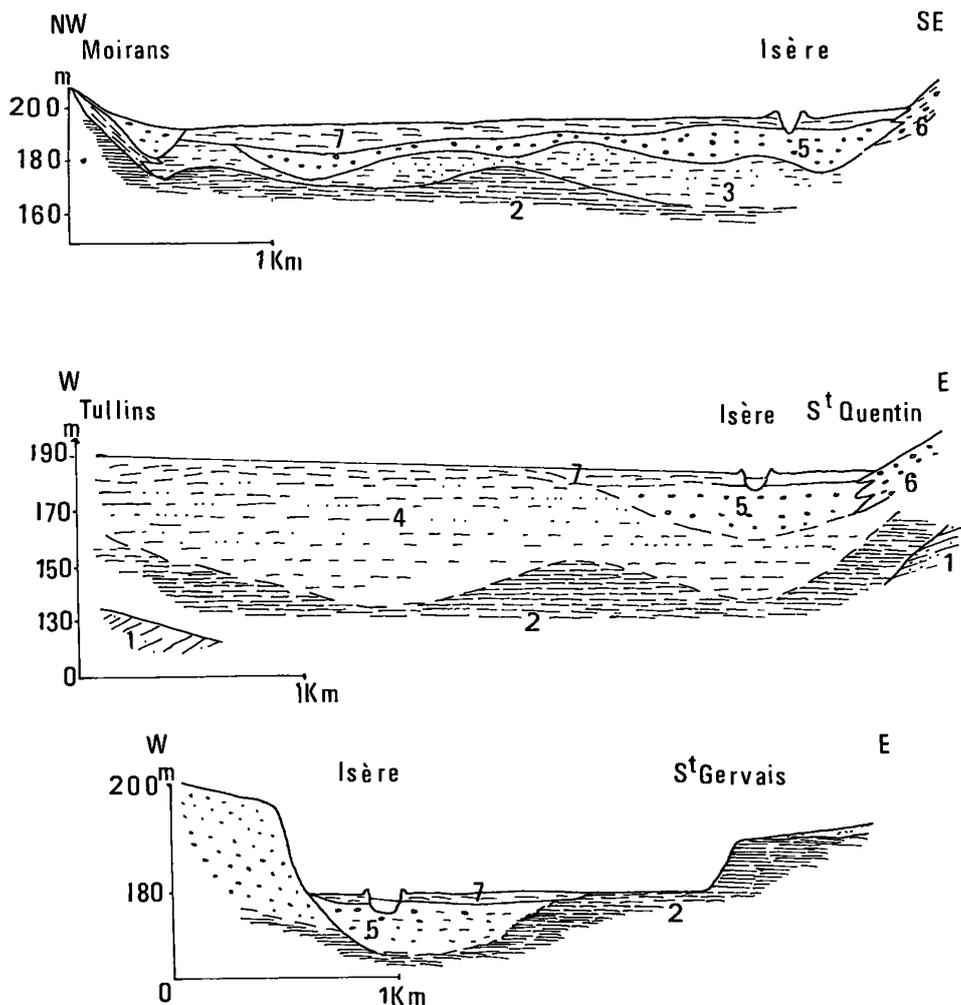


Fig. 4.

cela se voit chaque fois que l'on peut observer un volume suffisamment important (forage à la Benauto). Ces argiles présentent toujours les mêmes caractères aussi bien dans la Combe de Savoie, dans le Grésivaudan qu'à l'aval de Grenoble ; elles sont identiques à celles que l'on peut voir à l'affleurement à Eybens.

Les caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques de cette formation seront étudiées avec les formations latérales ; il sera alors possible d'en préciser la position stratigraphique ainsi que les conditions de dépôts.

Ces argiles se trouvent partout sous les alluvions grossières ou sous les sablons.

LES FORMATIONS GROSSIÈRES DE FOND.

Deux sondages seulement ont traversé les argiles compactes. L'un à Eybens, où sous 90 m d'argiles on a rencontré les éboulis, et l'autre à Lancey où ce sont des formations grossières qui ont été rencontrées sous les argiles. On ne possède pratiquement aucun renseignement sur ces formations. Elles avaient été interprétées comme une moraine de fond par V. PIRAUD (1924), mais la position du sondage laisse penser qu'il s'agit peut-être d'une imbrication dans les argiles du cône de déjection du torrent de Lancey.

STRUCTURE DU REMPLISSAGE ALLUVIAL.

L'observation des coupes transversales réalisées à partir des données des sondages et celles des prospections géophysiques montre une imbrication de formations présentant une granulométrie différente, avec le plus souvent :

- une couverture de limons superficiels ;
- un cordon, plus ou moins épais, d'alluvions grossières ;
- un tapis discontinu de sablons ;
- une gaine d'argiles compactes (fig. 2, 3, 4).

En coupe longitudinale, les alluvions grossières apparaissent comme un empilement de lentilles très allongées, dont l'axe d'allongement peut avoir une orientation quelconque par rapport à l'axe de la vallée. Ces lentilles, qui correspondent à d'anciens lits mineurs de l'Isère (ou de ses affluents), peuvent recouper, ou être recoupées par des formations latérales imbriquées dans le remplissage alluvial, principalement des cônes de déjection. Elles se recoupent aussi, entre elles, en raison de l'évolution de la position du lit mineur de la rivière évoquée plus haut.

CONCLUSIONS.

L'étude du remplissage alluvial de l'ombilic de Grenoble apporte des éléments sur l'histoire quaternaire de la vallée de l'Isère.

L'épaisseur des alluvions grossières varie beaucoup depuis Albertville jusqu'à Rovon. D'une manière générale, elle diminue en amont des seuils, qu'ils soient naturels comme à Montmélian ou créés par des cônes de déjection comme à Aiton (Arc), à Pontcharra (Bréda) ou à Grenoble (Drac).

En aval de Grenoble, l'impétuosité du Drac a permis le dépôt d'alluvions grossières sur une forte épaisseur. Au contraire, au-delà de Voreppe, les apports beaucoup plus fins de la Morge et de la Fure, ainsi que la pente plus faible de la vallée, sont responsables de la diminution de l'épaisseur de ces mêmes alluvions grossières.

Le remplissage alluvial comprend toujours quatre termes différents que l'on retrouve dans la plupart des sondages, pourvu qu'ils soient assez profonds :

- les limons de surface dont l'épaisseur varie de 0 à 5 mètres ;

- les alluvions grossières où l'on rencontre des lentilles de galets, de graviers, de sables et même d'argiles ; ils ont une épaisseur comprise entre 5 et 50 mètres ;
- les sablons d'épaisseur variable, très développés en amont de Grenoble, ils peuvent être réduits à moins de 10 mètres dans la cluse de l'Isère ;
- les argiles compactes représentent le terme le plus constant de cette série. Elles ont toujours les mêmes caractères aussi bien à l'amont qu'à l'aval de Grenoble ; leur épaisseur est inconnue mais toujours très grande ;
- les formations grossières trouvées sous les argiles à Lancey ou à Eybens ne peuvent permettre d'affirmer qu'il s'agit là d'une constante du remplissage alluvial et que de telles formations seront trouvées entre les argiles et le substratum.

Nous allons voir maintenant que ces différents termes ont leurs équivalents dans les formations latérales, et en particulier les argiles compactes et les sablons. Il sera alors possible de tirer des conclusions stratigraphiques sur le Quaternaire de la vallée de l'Isère.

B) Les formations latérales.

GÉNÉRALITÉS.

Depuis Albertville jusqu'à Rovon, ce n'est que dans la cluse de l'Isère où le substratum secondaire vient au contact des alluvions fluviales de la plaine. Partout ailleurs, des dépôts quaternaires divers assurent une transition. Ils peuvent être soit récents, c'est-à-dire contemporains de la dernière phase de comblement de la plaine, ou même actuels, soit anciens et ils portent alors les traces des phases d'érosion qui ont suivi leur mise en place.

Les dépôts récents ont une morphologie caractéristique. Ce sont des cônes de déjection qui ont, pour la plupart, une histoire complexe, les éboulis, les produits de l'altération superficielle, les coulées, les blocs glissés ou écroulés et les glissements de terrain.

Les formations anciennes sont représentées par des moraines et des alluvions diverses. La morpho-

logie initiale y a souvent disparu et les phases d'érosion y ont laissé leur empreinte.

LES FORMATIONS LATÉRALES RÉCENTES.

— *Eboulis, écroulements, coulées.*

Des amas plus ou moins importants tapissent le pied des falaises et des pentes raides. Ces formations montrent souvent des traces de remaniements. Les éboulis vifs alimentés par l'érosion actuelle sont relativement rares et toujours peu étendus dans l'ensemble de la vallée.

L'écroulement du Granier en 1248 est certainement le plus spectaculaire de ces mouvements complexes où l'on retrouve à la fois des glissements, des coulées et des écroulements.

Il s'agit d'un glissement affectant les marnes valanginiennes et des panneaux entiers de calcaires marneux de l'Hauterivien, un écroulement qui affecte surtout les calcaires massifs de l'Urgonien et des coulées qui ont entraîné les dépôts quaternaires. Ce phénomène a débuté par des glissements et coulées affectant les formations quaternaires, il s'est poursuivi par un glissement en masse des marnes et calcaires marneux et les calcaires massifs entraînés par ce glissement ont été brisés, ont éclaté et se sont répandus sur une vaste surface.

Ceci est attesté par la présence de pans entiers de marnes et calcaires marneux reposant sur des formations quaternaires manifestement glissées.

Les marnes et calcaires marneux se sont fissurés très fortement mais ont gardé une certaine cohésion, même après avoir sauté la barre des calcaires tithoniques. Il est possible de voir, près du lac de St-André, des blocs de plusieurs dizaines de mètres cubes de marno-calcaires où le litage original est encore visible (fig. 5).

Les barres de calcaires urgoniens ont éclaté et de ce fait sont allés beaucoup plus loin, ce qui explique la prédominance des éléments de ce type dans la partie externe de la zone de dépôt et la prédominance des éléments néocomiens dans la partie la plus proche de l'origine.

Enfin, si l'eau infiltrée dans les fissures préexistantes ouvertes dans les calcaires de l'Urgonien, puis dans les fissures beaucoup plus étroites de l'Hauterivien et du Valanginien, est indiscutablement la cause première de cette catastrophe, il n'est pas impossible qu'un séisme en ait précipité le déclenchement, comme l'affirme un historien de l'époque, Mathieu PARIS, qui s'appuie sur l'existence d'un raz de marée qui aurait dévasté les côtes de l'Angleterre la même nuit (*in* F. MONTANDON, 1933).

Beaucoup de formations peuvent donner lieu à des glissements de terrain, surtout lorsqu'il s'agit d'assises poreuses et peu perméables.

Les moraines répondent souvent à ces critères.

— A Saint-Pierre-d'Albigny, les glissements affectent les pentes de la vaste dépression au-

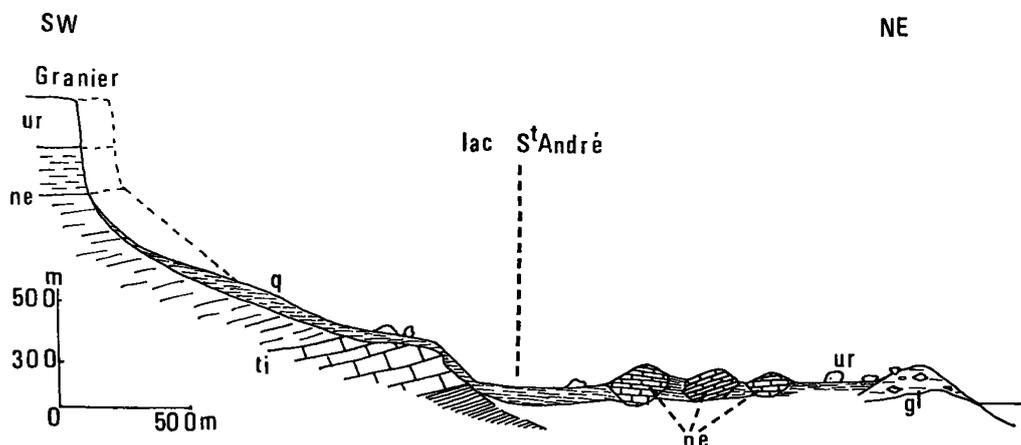


Fig. 5. — Coupe schématique de l'écroulement du Granier (Savoie).

Gl, Glaciaire ; Ur, Urgonien ; Ne, Néocomien ; Ti, Tithonique ; Q, Quaternaire (éboulis, moraines remaniées, etc.).

dessus de la ville, où l'on rencontre des formations quaternaires reposant sur des marnes. Les formations quaternaires sont constituées par des moraines à matériau très argileux, par des marnes altérées et par des éboulis. L'eau pénètre dans ces formations car elles sont très poreuses, s'y met en charge car elles sont très peu perméables et la pellicule quaternaire glisse en entraînant parfois la tranche superficielle des marnes.

— Dans le Grésivaudan, de nombreux glissements se produisent sur les pentes des collines bordières. Les moraines et la tranche altérée des calcaires marneux glissent par plaques. Ces mouvements, lents en général, peuvent devenir catastrophiques lorsqu'il pleut beaucoup comme à Noël 1968 (300 mm d'eau en quatre jours) où de nombreux glissements et de nombreuses coulées boueuses se sont produites, barrant et emportant les routes.

— Ce type de glissement affecte souvent les voies de communication lorsqu'elles recoupent d'anciens talwegs comblés par un matériau argileux provenant surtout de l'altération des calcaires marneux. L'eau se met en charge dans ces formations dont la perméabilité est encore réduite par le tassement imposé par la route. Un accident de ce type a interrompu la circulation aux portes même de Brignoud il y a peu de temps.

— Dans la cluse de l'Isère, un glissement important a affecté les formations quaternaires reposant sur la molasse au-dessus de Noyarey. Il s'est produit à la suite du violent orage de juillet 1970 qui a déversé probablement près de 300 mm d'eau sur cette région.

D'une manière générale, les dépôts meubles sur les versants ont tendance à évoluer par gravité, même si la perméabilité est suffisante pour qu'il y ait entraînement des particules fines.

— *Les cônes de déjection.*

De nombreux cônes de déjection jalonnent le pied des versants, mais il n'en existe plus aucun d'actif ; ils sont même souvent réentaillés par l'érosion.

LES FORMATIONS LATÉRALES ANCIENNES.

— *Les moraines.*

Elles se présentent soit sous l'aspect d'argiles à blocs, soit sous la forme de matériaux plus lités

mais à granulométrie toujours hétérogène. Il existe une relation entre la lithologie et la granulométrie d'une moraine d'une part et sa position géographique d'autre part, tout au moins en ce qui concerne la vallée de l'Isère. On peut distinguer quatre types.

— Dans la zone de Rives - Moirans, les moraines présentent une morphologie typique, mais elles sont essentiellement constituées d'éléments roulés et lités. La moraine « sensu stricto » ne forme qu'une mince pellicule, posée sur la masse des matériaux remaniés, roulés et lités. Il s'agit là de moraines frontales.

Les matériaux déposés au front du glacier sont fortement remaniés par les eaux de fonte ; ils acquièrent ainsi un litage bien marqué et les éléments en sont si bien roulés que ces formations ont reçu le nom des moraines à faciès fluviale (F. BOURDIER) ou de fluvio-glaciaire, ou encore d'alluvions de progression glaciaire. Seule la tranche superficielle, déposée en dernier alors que le glacier cesse d'avancer, n'est que très peu remaniée par les eaux de fonte qui s'écoulent plus bas et garde l'aspect de moraine : gros blocs et galets emballés (à l'origine) dans l'argile. Les eaux de pluie entraînent les particules fines et il ne reste, le plus souvent, qu'un amas de gros blocs, de galets et de graviers.

— Dans le reste de la zone étudiée, il est très rare de retrouver une morphologie aussi nette. Les dépôts glaciaires couvrent de grandes surfaces, mais les remaniements n'y sont plus le fait des eaux de fonte mais de glissements. Il s'agit de moraines latérales déposées sur les versants par les différents glaciers qui sont passés par là. La granulométrie de ces dépôts évolue avec une tendance à la disparition des éléments fins vers le haut. Lorsque ces moraines sont encore en place, on parle alors de cordons morainiques, dont de nombreux sont connus sur les reliefs molassiques des abords de la Bièvre dans les environs de Voiron (M. GIDON, 1970). Ils sont moins représentés dans la cluse de l'Isère où les pentes plus raides n'ont pas favorisé leur conservation.

Il en existe aussi de très beaux sur le plateau de Saint-Nizier, déposés à l'époque du maximum du Würm, sur lesquels des restes d'activités humaines datés du Moustérien ont été décrits (M. MALLENFANT, 1972).

Sur les pentes des collines bordières et de Belledonne, les cordons morainiques viennent marquer les limites atteintes par le glacier de l'Isère. Plus haut, on rencontre des moraines frontales déposées par les glaciers locaux. La lithologie est différente dans ce cas-là.

— Il existe une troisième catégorie de moraines que l'on rencontre dans la vallée de l'Isère : les moraines de fond. Elles se présentent sous l'aspect d'argiles à blocs, avec toujours une épaisseur faible. Elles peuvent présenter une grande dureté due à la compaction créée par le passage de masses énormes de glace. Dans les fondations du pont qui franchit toute la Nationale n° 6 à l'Ouest de Montmélian, ces moraines de fond ont dû être entaillées au marteau piqueur.

— Dans la partie amont du Grésivaudan, sur les banquettes de Francin et de Planaise, un quatrième type de moraine couvre des surfaces importantes : ce sont les moraines de retrait, c'est-à-dire les matériaux abandonnés par le glacier lors de sa fusion. Il s'agit d'éléments grossiers (galets et blocs) mêlés à des sables et à peu d'argile, sans aucune trace de compaction, donc beaucoup plus perméables que les moraines de fond.

Ces moraines de retrait forment une couverture discontinue et d'épaisseur variable sur les banquettes où elles ont échappé à l'érosion fluviale. La présence de blocs erratiques permet de les

identifier même lorsque leur épaisseur est réduite à moins d'un mètre.

Dans certains cas, les moraines de retrait recouvrent les moraines de fond. Il apparaît nettement (fig. 6) une différence de lithologie entre ces deux types de moraines.

— Les alluvions anciennes.

En bordure de la vallée de l'Isère, les coupes montrent la présence, sous les moraines les plus récentes, d'alluvions anciennes. Il s'agit d'alluvions grossières, de sables fluviaux ou lacustres et d'argiles contenant parfois des bancs de lignites.

a) *Les alluvions grossières.* — Les alluvions grossières se rencontrent directement sous les moraines. Il s'agit de galets roulés et souvent altérés. Les minéraux ferro-magnésiens sont décomposés et les galets de roches cristallines s'effritent avec parfois une véritable arénisation. Le litage est toujours entrecroisé ou oblique. Le mode de dépôt peut être différent d'un affleurement à l'autre. On y retrouve des alluvions de l'Isère et des éléments de cônes de déjection, comme celui du Bréda. Ces alluvions peuvent être cimentées et former de véritables niveaux de conglomérats. Le ciment est alors toujours calcaire.

On y observe aussi des « lentilles » de fer, lorsqu'il est possible de voir une bonne coupe. Il s'agit d'une véritable tache de rouille qui semble se développer à partir de galets de roche ayant contenu une proportion importante de minéraux ferro-magnésiens. Ces taches s'allongent sur quelques mètres avec une épaisseur de quelques décimètres, au sein même de la couche d'alluvions grossières. Leur forme, leur position ainsi que leur faible extension interdisent d'en faire d'anciens sols. La granulométrie de ces zones est identique à celle des alluvions au sein desquelles elles apparaissent.

L'épaisseur de ces formations reste le plus souvent inférieure à 10 m. Elles entaillent parfois les assises sous-jacentes.

b) *Les sables.* — Des épaisseurs importantes de sables se voient dans la banquette de Planaise, dans celle de Francin, comme dans celle de Barraux. On retrouve des sables à La Pierre, à Saint-Nazaire-les-Eymes, à Echirolles et à Saint-Quentin-sur-Isère. Tous ces sables ne sont pas identiques.

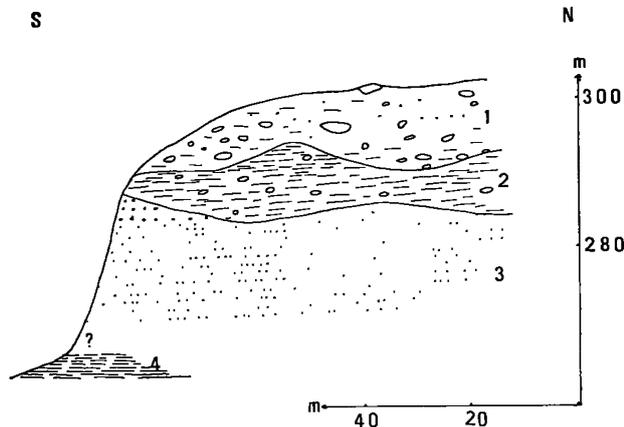


Fig. 6. — Coupe de la banquette de Francin à l'Est de la ferme de Bellegarde.

1, Moraine de retrait ; 2, Moraine de fond ; 3, Sables lacustres interstadiiaires ; 4, Argiles lacustres compactes (Eybens).

Ceux de la banquette de Planaise, de Sainte-Marie-d'Alloix et de La Pierre sont fins, plus ou moins cimentés par la calcite et affectés d'une véritable fissuration. Des fissures assez nombreuses, remplies de calcite pulvérulente, se voient dans toutes les bonnes coupes. Dans certains cas, il est possible d'observer un décalage entre les deux lèvres de la fissure ; dans d'autres il n'y a visiblement aucun rejet. Ces sables présentent un litage oblique très régulier et peu incliné (5 à 10° au maximum). Il s'agit là de sédiments lacustres (J.-C. FOURNEAUX, 1968 a). A la Gâche et dans la banquette de Francin, les sables sont plus grossiers. Le litage, très incliné dans un cas, est presque horizontal dans l'autre. La granulométrie est très hétérogène.

A la Gâche, on semble se trouver en présence d'un delta lacustre du Bréda, delta dont on retrouve une trace plus au Sud, à La Buissière (fig. 28). A la Gâche, le sens du courant est Sud-Nord, alors qu'il est Nord-Sud à La Buissière.

Les sables fins semblent être l'équivalent des sablons (ou de certains sablons) rencontrés dans le remplissage alluvial. Ce sont les témoins d'un autre épisode lacustre qui a affecté la vallée de l'Isère après le retrait des glaciers du Würm II.

c) *Les argiles à lignites*. — Au sein de ces sables ou au sommet, sans que l'on puisse toujours préciser, il existe des niveaux d'argiles jaunes. Elles se caractérisent par une teneur élevée en kaolinite et l'absence presque totale de la chlorite et de l'illite (J.-C. FOURNEAUX, 1969), minéraux que l'on rencontre dans les argiles transportées par l'Isère actuellement, aussi bien que dans les limons superficiels.

Ces argiles peuvent contenir des niveaux de lignites feuilletés, où les éléments végétaux écrasés traduisent une forte compression. L'épaisseur des terrains sus-jacents ne justifie pas une telle compression, qui pourrait par contre être le fait des glaciers, comme le laissent penser les moraines visibles au-dessus de ces argiles à lignites (fig. 8).

Les analyses faites sur les pollens trouvés à La Buissière ont montré l'existence d'une flore tempérée chaude à la base et tempérée froide au sommet (F. BOURDIER, 1937). Une datation par le carbone-14 attribue un âge supérieur à 37 000 ans à cette formation (F. BOURDIER, 1962). Ces lignites sont analogues à ceux trouvés au Nord

de Chambéry dans les formations anciennes qui bordent la plaine de la Leysse, qui correspond en fait à la partie déjà remblayée du lac du Bourget. Ces lignites ont d'ailleurs été exploités en plusieurs points de cette zone.

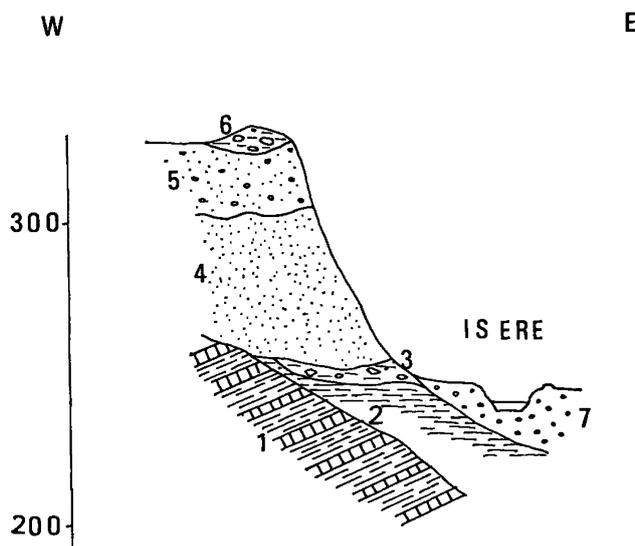


Fig. 7. — Coupe de la banquette de Barraux à la sablière de La Gâche.

1, Dogger ; 2, Argiles lacustres (Eybens) ; 3, Moraine du Würm II ; 4, Sables deltaïques (Würm II/III) ; 5, Alluvions grossières ; 6, Moraine du Würm III ; 7, Alluvions modernes.

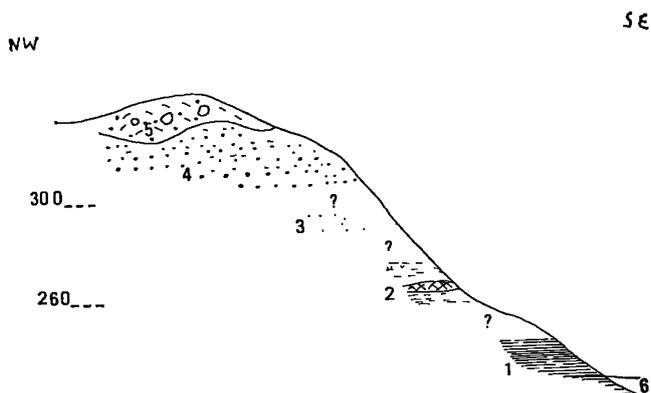


Fig. 8. — Coupe de la banquette de Barraux à La Buissière.

1, Argiles compactes (Eybens) ; 2, Argiles à lignites (Würm I/II) ; 3, Sables lacustres (Würm II/III) ; 4, Alluvions grossières (Würm II/III) ; 5, Moraine du Würm III ; 6, Alluvions modernes.

C) Les argiles compactes.

Des argiles compactes, de couleur gris-bleu et finement litées, analogues à celles décrites dans le remplissage alluvial, ont été rencontrées en divers points de la vallée de l'Isère et des vallées avoisinantes. Ces argiles étaient connues depuis longtemps à Eybens où elles étaient exploitées pour la fabrication des tuiles et où elles ont été décrites pour la première fois par Charles LORY (1860).

Plusieurs autres affleurements ont été décrits par F. BOURDIER (1962) dans la région de la Gâche et au Nord de Chambéry et par M. RIMBAUT (1948) à Saint-Gervais, mais ces deux auteurs n'avaient pas fait le rapprochement entre les argiles qu'ils avaient décrites et celles d'Eybens. Après avoir retrouvé des argiles analogues entre Saint-Gervais et Saint-Quentin-sur-Isère, dans la région de Tullins, dans le Grésivaudan, à la base des banquettes de Barraux et de Francin et au cœur de la banquette de Planaise, j'ai envisagé l'existence d'un lac unique où se seraient déposées ces argiles.

Partout elles présentent les mêmes caractères. Il est donc très intéressant de se pencher sur les différents aspects de cette formation que nous continuerons à appeler « argiles d'Eybens ».

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES ARGILES D'EYBENS (fig. 9).

— *Dans la vallée de l'Isère à l'aval de Grenoble*, les argiles d'Eybens affleurent très largement entre Saint-Gervais et Saint-Quentin-sur-Isère. Elles ont été entaillées par les divagations du lit mineur de la rivière et, par endroits, la plaine alluviale est une surface d'érosion où l'on trouve les argiles sous 50 cm de terre végétale.

En rive droite, les argiles n'affleurent pas mais elles ont été rencontrées dans plusieurs sondages à Tullins, à Veurey et à Saint-Jacques-de-Moirans. Dans ce dernier sondage, les argiles ont été atteintes sous des formations glaciaires attribuées au Würm maximum (Würm II). Plusieurs prospections géophysiques ont montré la continuité de cette formation d'un sondage à l'autre. D'après leurs données, les argiles d'Eybens reposent directement sur la molasse (J.-C. FOURNEAUX, 1970 *b*).

Dans la cluse de l'Isère, la géophysique a montré l'existence d'une formation à faible résistivité

(50 ohms/m) tapissant tout le fond de la vallée sous les alluvions récentes. Elle a été atteinte par quelques sondages, ce qui permet d'affirmer qu'il s'agit bien des mêmes argiles. Un double sillon parallèle à l'axe de la vallée est creusé dans ces argiles sur pratiquement toute la longueur de la cluse (J. DUBUS et R. MICHEL, 1969). Nous reviendrons plus loin sur la signification de ce double sillon.

— *Autour de la plaine de Grenoble*, les affleurements des argiles n'existent que vers le Sud. On peut suivre cette formation tout au long du plateau de Champagnier depuis la Tuilerie d'Eybens jusqu'au-delà de Pont-de-Claix. Elles ont été vues à la Commanderie d'Echirrolles où l'on a pu observer la surface d'érosion entaillée dans ces argiles par les formations postérieures (J.-C. FOURNEAUX et al., 1969). A la Tuilerie d'Eybens, un sondage réalisé en 1969 a traversé 90 m d'argiles avant d'atteindre la base de la formation.

Dans la plaine de Grenoble, les argiles ont été atteintes par plusieurs sondages. A Beauvert, l'un d'eux a traversé plus de 300 m de ces argiles sans en atteindre la base. Ce sondage (fig. 1) met en évidence l'importance de l'érosion glaciaire ; le surcreusement est ici très sensible puisque la base du sondage se trouve à 170 m sous le niveau actuel de la mer et à 350 m en dessous du niveau du seuil de Rovon.

— *Dans les vallées du Drac et de la Romanche*, les argiles ont été atteintes par plusieurs sondages à Pont-de-Claix, Varcès, Reymure, Champagnier, Vizille et Vaulnaveys. De nombreuses prospections par géophysique confirment la continuité de cette formation sous les alluvions récentes qui remplissent ces vallées.

On retrouve les mêmes argiles dans le Grésivaudan. A Lancey, un sondage réalisé en 1920 a traversé avant d'atteindre des formations plus grossières. L'épaisseur de la formation est de 65 mètres. De nombreux sondages différents ont atteint ces argiles sans les traverser. Elles affleurent à la base de la banquette de Barraux en plusieurs points (gravière de la Gâche, ravin du Furet, La Buisnière) où elles reposent presque directement sur le substratum secondaire, comme le montre un sondage réalisé juste à l'aval de la gravière de la Gâche (J.-C. FOURNEAUX, 1969).

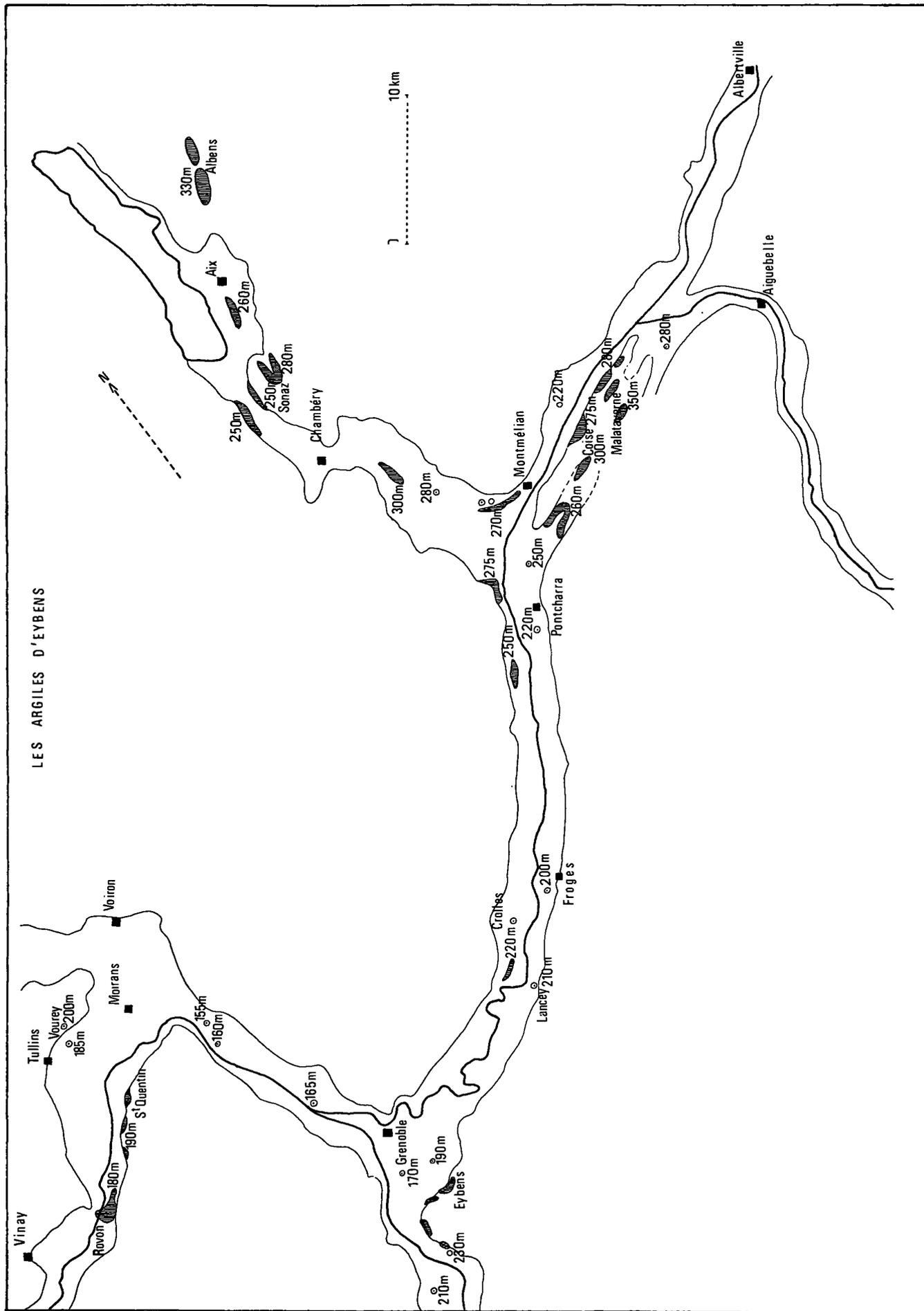


Fig. 9. — Localisation des affleurements d'argiles d'Eybens.

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.

Les argiles se voient aussi autour de la *plaine de Montmélian*. Elles affleurent à la base de la banquette de Francin, au stade de Montmélian, au Pognient dans la partie sud de la banquette de Planaise, ainsi qu'à Chapareillan. Elles constituent la plus grande partie du remplissage de la vallée du Coisetan où le lac de Sainte-Hélène remplit une dépression creusée au sein de ces argiles par un glacier. Elles ont été atteintes par plusieurs sondages en différents points de la plaine (J.-C. FOURNEAUX, 1969 - 1970 a - 1973 a).

— La présence des argiles est attestée par la géophysique, par un sondage et par plusieurs affleurements dans la *Combe de Savoie*. Elles affleurent à Coise entre 270 et 310 m d'altitude, ainsi qu'à la base des alluvions anciennes sous la Ferme de la Tour. On les retrouve aux environs de Malataverne où elles reposent sur les calcaires marneux du Dogger vers 350 m d'altitude. Elles ont été décelées par géophysique et atteintes dans un sondage entre Bourgneuf et Aiton (J.-C. FOURNEAUX, 1969 - 1970 a - 1973 a).

Des argiles semblables se rencontrent dans la *cluse de Chambéry*, à Saint-Jeoire et à Barberaz à l'Est de Chambéry. J'ai encore trouvé des argiles tout à fait identiques au Sud d'Aix-les-Bains, où elles viennent d'être mises à jour, en bordure de la voie ferrée : elles reposent sur la molasse. L'affleurement que l'on suit sur deux ou trois cents mètres se situe vers 265 m d'altitude. Ces argiles ont été exploitées entre Albens et Rumilly, plus au Nord dans la même région. On les retrouve, là, entre 300 et 350 m d'altitude.

Des argiles identiques semblent exister au Nord du lac du Bourget. Enfin, à Léaz, en bordure du Rhône, en amont de Génissiat, les mêmes argiles ont été trouvées dans deux sondages sous la moraine würmienne.

La figure 9 donne la répartition des affleurements d'argiles d'Eybens ainsi que la position des sondages qui ont atteint cette formation.

CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES ARGILES D'EYBENS.

Les argiles sont toujours finement litées. Ce litage est horizontal, sauf lorsqu'il est possible d'observer les argiles très près de leur substratum. A ces microrhythmes dont l'épaisseur moyenne est toujours voisine de 5 mm, se superposent des

alternances moins nettes et pas toujours visibles selon les affleurements dont l'épaisseur moyenne est voisine de 20 cm.

Ce type de sédimentation est analogue à ce qu'il est possible d'observer dans le lac Léman, de nos jours.

Les mesures de granulométrie montrent la grande homogénéité de cette formation et confirment les hypothèses que j'avais émises. Les argiles d'Eybens se sont déposées dans un vaste lac relativement profond, dont nous essayerons de tracer les limites.

Les caractères minéralogiques viennent confirmer la grande homogénéité de cette formation. Les teneurs en carbonate de calcium varient entre 15 et 40 % avec des valeurs plus fortes dans les lits sombres que dans les lits clairs (J. SARROT-REYNAULD, 1953).

La fraction argileuse est constituée de chlorite et d'illite dans tous les échantillons pris au sein de la formation. Lorsque les échantillons ont été pris près de la surface, nous avons constaté la présence, en faible quantité, de minéraux ouverts (J. APRAHAMIAN et al., 1970).

Nos analyses minéralogiques ont porté sur des échantillons prélevés, soit sur des coupes fraîches, soit sur des carottes de sondage. Dans certains échantillons provenant du toit de la formation, des minéraux ouverts apparaissent en quantité notable. La cote de ces points montre que le toit de la formation est, là, une surface d'érosion. La présence de ces minéraux ouverts annonce un début, souvent timide, de transformation et implique donc l'action de conditions climatiques différentes de celles qui régnaient au moment de la sédimentation.

Cette composition minéralogique traduit un héritage. Toute la fraction argileuse est héritée du bassin versant. La chlorite et l'illite sont caractéristiques des argiles glaciaires et des argiles des moraines dans toutes les Alpes françaises.

Nous avons, par ailleurs, effectué des analyses minéralogiques sur des échantillons prélevés dans le lac Léman par l'équipe du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Ces argiles, qui représentent la sédimentation actuelle dans ce bassin, sont constituées, elles aussi, de chlorite et d'illite. On y voit très peu de minéraux ouverts et les seules différences que l'on constate avec les

argiles d'Eybens trouvent leur explication dans la géologie du bassin versant du haut Rhône.

Les sédiments apportés dans le lac proviennent essentiellement du lessivage des moraines déposées par les glaciers du Riss sur les versants des vallées, mais aussi du lessivage de l'altération superficielle, mécanique sous climat glaciaire puis chimique dès le retour de la végétation. La fraction argileuse est l'héritage direct des fractions argileuses que l'on peut trouver sur les versants, sous un climat analogue, à peu de choses près, à celui qui règne actuellement dans la région.

CONDITIONS DE SÉDIMENTATION DES ARGILES D'EYBENS.

Les caractères de la formation impliquent une sédimentation lacustre. Tous les auteurs sont d'accord sur le fait. La présence d'affleurements d'argiles litées à des cotes voisines de 350 m au maximum permet de fixer l'altitude de la surface du lac au moins à 400 m. On aboutit alors à une épaisseur maximale de la série comprise entre 300 et 350 m.

Cela implique l'existence d'un lac très vaste, dont la durée a été assez longue. En effet, si l'on admet des dépôts annuels de l'ordre de 5 mm, chiffre analogue à ce qui est observé dans le lac Léman, et compatible avec le volume de transport solide de l'Isère, il faut donner à ce lac une durée voisine de 70 000 ans.

La grande homogénéité de la formation rappelle, elle aussi, les observations faites sur le lac Léman, tout au moins dans sa partie centrale (S. SERRUYA, 1965). Pour expliquer l'homogénéité de la sédimentation sur les bordures mêmes du lac (c'est d'ailleurs là que la formation a été observée le plus souvent), il faut envisager l'absence presque totale d'apports latéraux (J.-C. FOURNEAUX, 1970 *b*). La morphologie des bassins versants de chaque côté de la vallée de l'Isère imposerait plutôt l'idée de torrents à débit solide important et grossier.

Pour expliquer cette absence de dépôts grossiers sur les bordures du lac d'Eybens, on peut s'appuyer sur deux éléments.

— *Les conditions climatiques* connues régnant sur la région à l'époque des dépôts (nous reviendrons plus loin sur l'âge de cette formation)

permettaient l'existence d'une forêt dense limitant l'érosion des sols. La forêt montait probablement plus haut sur les versants que de nos jours. Malheureusement, les études palynologiques faites sur les argiles d'Eybens n'ont pas apporté la confirmation de cette hypothèse. Il faut voir là une conséquence de l'acidité des eaux ne permettant pas la conservation des pollens dans de bonnes conditions. Les conditions climatiques ont toutefois été établies avec beaucoup de certitude par F. BOURDIER (1962), grâce à de nombreux éléments tant paléontologiques que palynologiques.

Dans le transport solide actuel des torrents descendant de Belledonne, en particulier, la part due à l'érosion anthropique est prépondérante. Une couverture forestière dense réduirait considérablement ce transport solide (J. APRAHAMIAN et al., 1972).

De plus *le profil en long* de ces torrents était très différent de ce qu'il est aujourd'hui. Déjà, en 1916, R. BLACHE (1922) avait remarqué la rupture de pente qui affecte le profil en long de tous les cours d'eau venant de Belledonne, en rive gauche de l'Isère. Si l'on prolonge le profil en long des torrents avec une pente régulière, analogue à celle qui existe en amont de la rupture, on débouche, dans le Grésivaudan, à une altitude voisine de 400 m pour tous les torrents (fig. 10). Cela implique l'existence d'un niveau de base plus élevé de 180 m environ que le niveau actuel. Il faut, en outre, qu'il se soit maintenu pendant suffisamment longtemps pour que l'érosion régressive ait amené le raccordement (relativement) régulier du profil en long des torrents avec ce niveau. On retrouve là l'altitude de 400 m déjà envisagée plus haut comme cote de la surface du lac d'Eybens.

Une telle explication pour cette rupture de pente semble beaucoup plus logique que le fait d'invoquer un relèvement isostasique différentiel de 200 m (L. LLIBOUTRY, 1966). En effet, si relèvement isostasique il y a eu, il n'a pu être que global et doit être bien inférieur à ce chiffre. C'est sur la bordure du massif que l'on doit retrouver des traces d'un tel relèvement et non pas aux limites du Grésivaudan.

L'existence (probable) d'une couverture forestière dense et une pente plus faible du profil en long des torrents arrivant dans le lac permettent d'expliquer l'absence de formations grossières au sein des argiles.

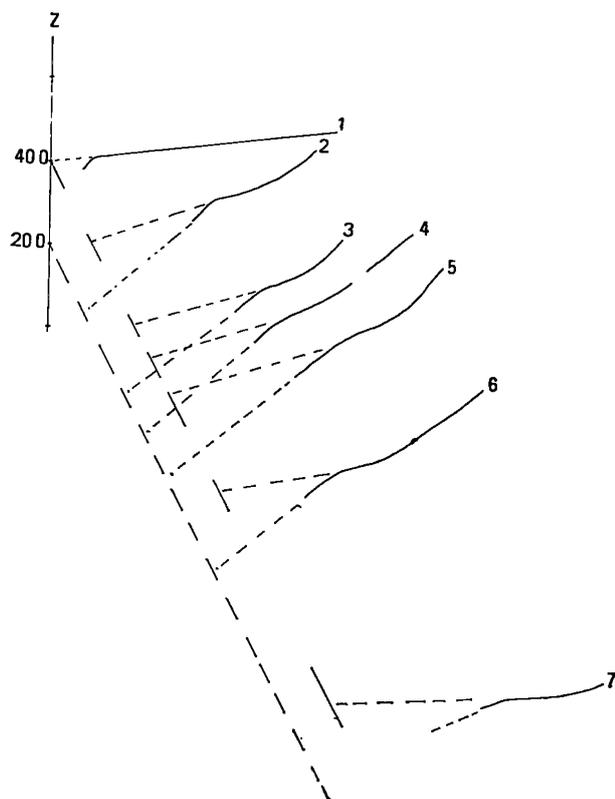


Fig. 10. — Profil en long de différents torrents du Grésivaudan.

1, Rive droite de la gorge du Bréda ; 2, Ruisseau de Goncelin ; 3, Ruisseau de La Pierre ; 4, Torrent de Laval ; 5, Torrent de Lancey ; 6, Domeynon ; 7, Le Salin.

Tous ces torrents montrent une rupture de pente dans leur profil en long. Si l'on prolonge vers l'aval la partie supérieure des profils, ils rejoignent tous le Grésivaudan vers 400 m d'altitude.

Mais si de telles formations existent, imbriquées dans les argiles sur les bordures du lac, il sera difficile, voire impossible de les différencier des formations analogues plus récentes ou plus anciennes. C'est le cas du sondage de Lancey (fig. 1).

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ARGILES D'EYBENS.

La position stratigraphique des argiles d'Eybens a alimenté de longues polémiques pendant la première moitié de ce siècle. On retrouvera dans F. BOURDIER (1962) un historique très complet de la question. Aujourd'hui tous les auteurs sont d'accord pour attribuer les argiles d'Eybens à l'Eémien.

Deux éléments permettent cette attribution. En de nombreux points, les argiles affleurent ou ont été trouvées sous des moraines. A Saint-Jacques-de-Moirans, en particulier, les argiles passent sous les moraines de l'Arc de Moirans. L'épaisseur de la formation implique un temps de dépôt, nous l'avons vu, de l'ordre de 65 000 ans à 75 000 ans. Il n'existe pas, pendant le Würm, d'interstade ayant une durée aussi longue, et de loin.

Les argiles d'Eybens se sont mises en place dès le retrait de la dernière phase rissienne, directement sur le substratum, ou sur une mince pellicule d'éboulis, de moraines de fond ou d'alluvions anciennes. Partout où il est possible de voir le toit de la formation, celui-ci apparaît comme une surface d'érosion. Il ne semble pas exister de passage latéral ou vertical des argiles à une autre formation lithologique, sauf dans la banquette de Planaise (voir fig. 14 et fig. 26).

CONCLUSIONS.

Tout ce qui précède nous permet aujourd'hui de tracer de façon assez précise les contours du lac où se déposaient les argiles d'Eybens (voir fig. 15), mais des incertitudes subsistent sur la position des limites du lac dans chacune des grandes vallées (Drac, Romanche, Arc et Isère). En effet, là où des cours d'eau importants rejoignaient le lac, ce ne sont pas des argiles qui se déposaient, mais il se formait des deltas lacustres, à granulométrie plus grossière dont il n'est pas possible d'identifier les traces.

Le barrage qui a provoqué la formation du lac, dans la vallée de l'Isère, correspondait à l'actuel seuil de Rovon. On retrouve là une barre calcaire, aussi bien en rive droite (anticlinal de Poliéas) qu'en rive gauche. Il manque peu de chose pour reconstituer un barrage capable de contenir un lac à une cote de 400 m. Les observations de terrain, les données de sondage et les prospections géophysiques confirment cette hypothèse ; un tel barrage devait être formé de moraines, appuyées sur les calcaires.

En rive gauche, de Rovon à Grenoble, la berge du lac correspondait à la courbe de niveau 400 telle que l'on peut la suivre actuellement à très peu de chose près.

Il n'en est pas de même en rive droite où les argiles ont été retrouvées sous les moraines de

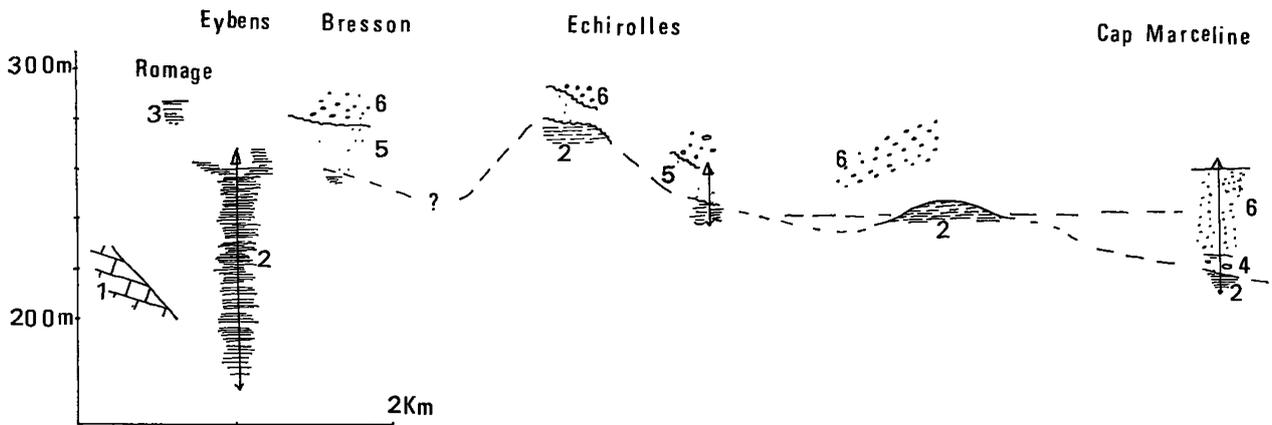


Fig. 11. — Les formations anciennes de la base du plateau de Champagne.

1, Substratum secondaire ; 2, Argiles d'Eybens ; 3, Formation de Romage (Würm I ?) ; 4, Moraine du Würm II ; 5, Sables fins (Würm II/III) ; 6, Alluvions grossières (progression du Würm III ?).

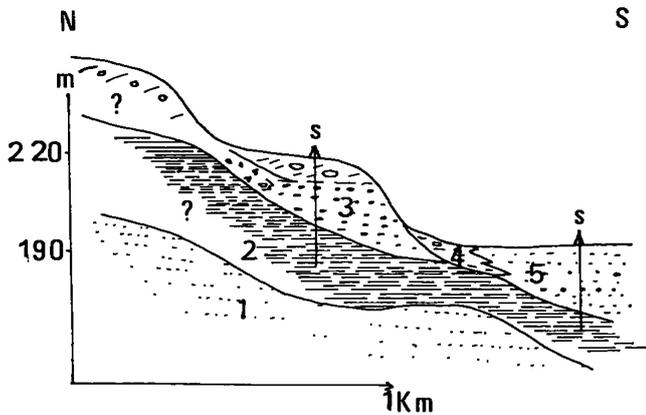


Fig. 12. — Coupe de Saint Jacques-de-Moirans.

1, Substratum tertiaire ; 2, Argiles d'Eybens ; 3, Moraine du Würm II ; 4, Eboulis ; 5, Alluvions modernes ; S, Sondage.

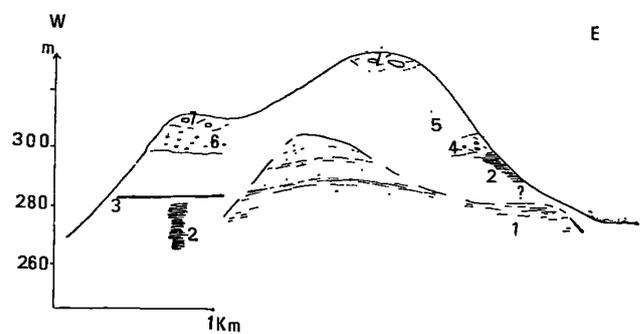


Fig. 13. — Coupe schématique de la colline de Voglians (Savoie).

1, Substratum tertiaire ; 2, Argiles d'Eybens ; 3, Argiles à lignites ; 4, Moraine du Würm II ; 5, Sables ; 6, Alluvions grossières ; 7, Moraine du Würm III (d'après F. BOURDIER modifié).

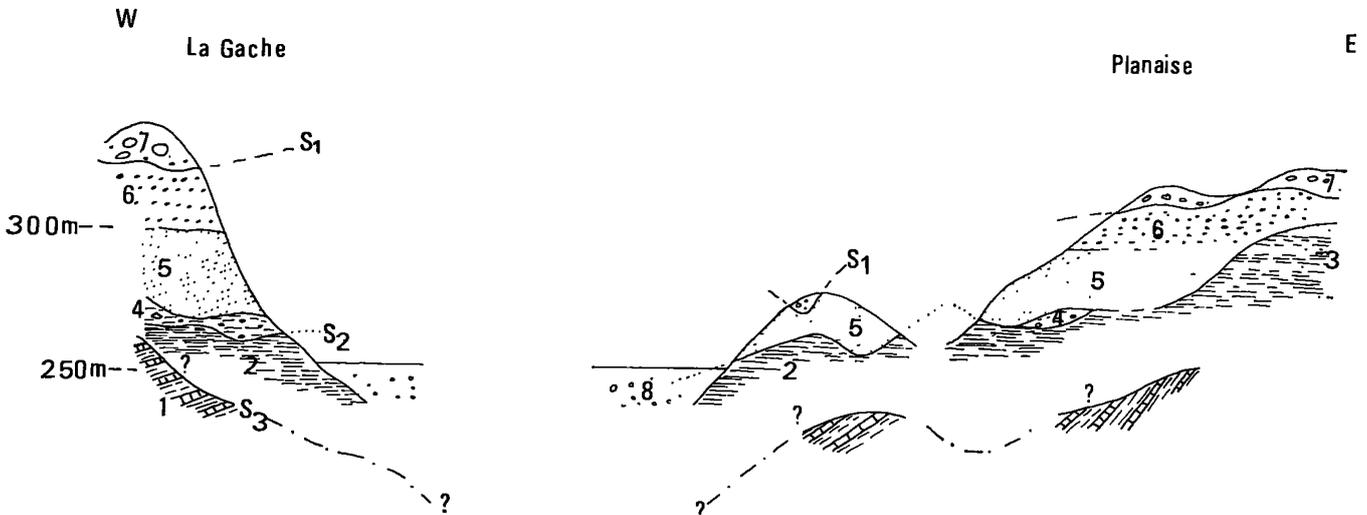


Fig. 14. — Coupe schématique des formations quaternaires des banquettes de Planaise et Barraux.

1, Substratum secondaire ; 2, Argiles d'Eybens ; 3, Passage des argiles aux sables (Würm I ?) ; 4, Moraine du Würm II ; 5, Sables lacustres et deltaïques (Würm II/III) ; 6, Alluvions grossières (fin de l'interstade) ; 7, Moraine du Würm III ; 8, Alluvions modernes. S₃, Surface d'érosion du Riss ; S₂, Surface d'érosion du Würm II ; S₁, Surface d'érosion du Würm III.

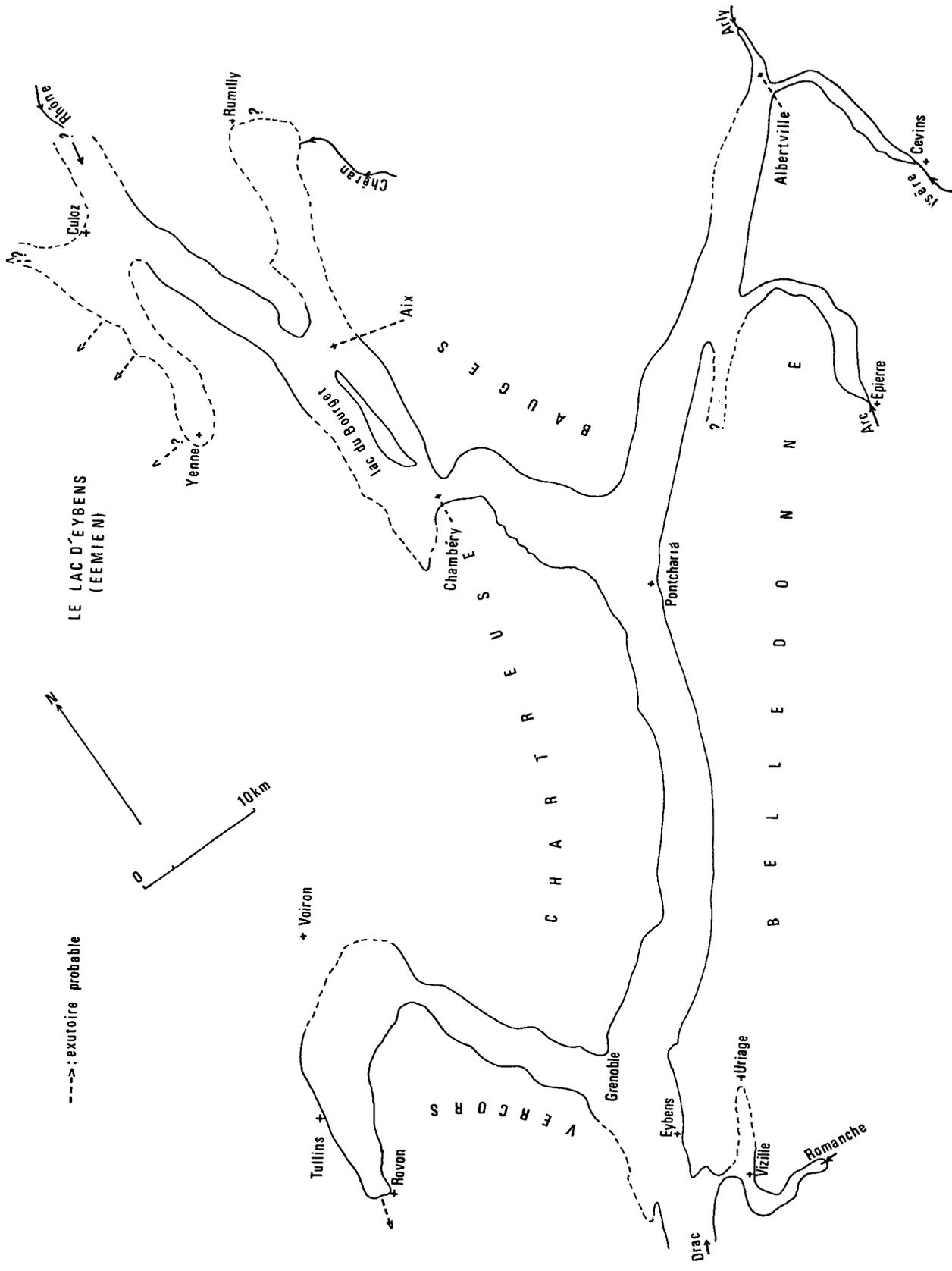


Fig. 15. — Le lac d'Eybens à l'Eémien.

l'Arc de Moirans. Les argiles sont là au contact direct de la molasse. Le lac couvrait une surface plus grande que celle occupée par la plaine de Moirans. L'absence d'éléments ne permet pas de fixer de façon précise cette limite dans la zone de Coublevie.

Vers le Sud de Grenoble, le lac remontait jusqu'à Saint-Georges-de-Commiers dans la vallée du Drac et en amont de Vif dans celle de la Gresse. Le lac atteignait Séchilienne dans la vallée de la Romanche³.

En Grésivaudan, les limites du lac correspondaient à peu de chose près au contour actuel de la courbe 400, sauf là où existent des formations latérales plus récentes (Saint-Nazaire-les-Eymes, banquette de Barraux).

A Pontcharra, il est très probable que le sillon du Bréda n'existait pas ou était beaucoup moins profond.

Dans la plaine de Montmélian les limites du lac à la cote 400 amènent à discuter l'altitude du seuil de Myans. Celui-ci, haut de 310 m à l'heure actuelle, devait se trouver beaucoup plus bas au moment du retrait des glaciers rissiens. Des sondages de recherches d'eau ont traversé plus de 25 m de formations récentes au Sud du château des Favraz (Saint-Jeoire-le-Prieuré) sans atteindre les argiles, mais la géophysique a montré leur existence. Il est donc incontestable que le lac d'Eybens communiquait avec la cluse de Chambéry et le lac du Bourget, à moins d'invoquer l'existence d'épais dépôts morainiques résultant de l'affrontement entre les glaciers du Rhône et de l'Isère. La position, comme l'existence de ces dépôts, reste entièrement hypothétique.

Les limites du lac, dans le bassin du Rhône, sont difficiles à fixer avec les éléments dont nous disposons à l'heure actuelle. Le réseau hydrographique était probablement différent dans toute la région comprise entre le lac d'Aiguebelette et le lac Léman.

Une digitation de ce lac occupait la trouée d'Aix-les-Bains en direction de Rumilly ; les indices, là, sont nombreux et les altitudes correspondent de façon satisfaisante. En remontant la vallée du Rhône, on constate un changement au niveau de

Fort l'Ecluse. Il est très possible qu'un important barrage ait existé là, séparant ainsi un lac inférieur communiquant ou non avec le lac d'Eybens, d'un lac supérieur équivalent du lac Léman actuel mais dont la surface devait se trouver à une altitude plus élevée.

Vers l'aval un seul barrage ne suffit pas pour retenir un lac à la cote de 400 m ; il en faut plusieurs entre Virieu-le-Grand et la trouée de La Balme à l'aval d'Yenne. Mais le volume des matériaux nécessaire pour réaliser ces barrages est bien inférieur à celui qu'il faudrait pour barrer la cluse de Chambéry à la même cote.

D) Conclusions.

Les formations latérales anciennes sont constituées de sédiments analogues à ceux du remplissage alluvial. Les argiles d'Eybens sont, à de très rares exceptions près, les sédiments quaternaires les plus anciens que l'on retrouve aussi bien sur les versants que dans la plaine. Au-dessus viennent des sables dont les caractères traduisent souvent une sédimentation lacustre : ce sont les sables de Planaise (ou de la tranchée d'Echirolles) pour les versants et les sablons pour le remplissage alluvial. Les alluvions grossières viennent ensuite ; mais alors que sur les versants elles sont antérieures au Würm III, il s'agit d'alluvions récentes dans la plaine.

De plus, sur les versants, des moraines peuvent être visibles entre les différentes formations. Dans la plaine, c'est-à-dire en sondage, les moraines n'existent pas ou ne sont pas identifiables avec les techniques de sondage utilisées.

Les traces d'au moins trois lacs différents se retrouvent dans la lithologie des formations quaternaires :

- le lac d'Eybens a occupé la vallée de l'Isère pendant l'Eémien ; sa surface se trouvait vers 400 m d'altitude ; il s'est maintenu pendant une longue période de l'ordre de 70 000 ans ;
- le deuxième lac a occupé une portion plus réduite de la vallée de l'Isère pendant l'interstade Würm II/III ; il a laissé des traces autour de la plaine de Montmélian et dans le Grésivaudan ; la cote de sa surface était voisine de 300 m ;

³ Un sondage récent (mai 1975) vient d'atteindre des argiles tout à fait analogues à celles d'Eybens sous 30 m d'alluvions, à Vaulnaveys, au Nord de Vizille.

— enfin, un troisième lac a laissé des traces dans la plaine de Moirans et au débouché de la cluse de l'Isère ; il s'est installé après le retrait des glaciers du Würm III et sa surface se trouvait aux alentours de 220 m d'altitude.

Il convient, maintenant, d'étudier les mécanismes qui ont présidé aux dépôts de ces formations et, plus particulièrement, le rôle joué par les glaciers.

II. LE SURCREUSEMENT « GLACIAIRE »

Description.

La grande épaisseur du remplissage alluvial montre l'existence d'un important surcreusement, c'est-à-dire qu'en de nombreux points de la vallée, le substratum se trouve plus bas, et même parfois beaucoup plus bas que le seuil de Rovon, premier endroit, vers l'aval, où l'Isère coule sur des formations antérieures au Quaternaire. Avant d'aborder l'étude de la stratigraphie des différents dépôts récents, il convient de se pencher sur le surcreusement de l'ombilic de Grenoble.

A Rovon, l'Isère coule sur un substratum molassique d'âge Miocène reposant lui-même sur les calcaires urgoniens : l'altitude de ce seuil est de 175 m, et l'on peut admettre sans difficulté qu'elle n'a fait que baisser depuis le début du Riss au moins. On n'a, en effet, jamais retrouvé la moindre trace de mouvement tectonique important dans les dépôts postérieurs au Riss.

Si l'on remonte le cours de l'Isère, on ne retrouve le substratum qu'à Cevins, à 15 km en amont d'Albertville, vers 380 m d'altitude. Entre Cevins et Rovon, sur quelque 180 km, l'Isère coule sur un tapis d'alluvions. Dans cet ombilic, le substratum n'a jamais été atteint par aucun sondage, sauf très près des versants.

Les prospections géophysiques donnent une image de la forme du toit du substratum entre Rovon et Moirans. On voit l'épaisseur du remplissage alluvial augmenter de l'aval vers l'amont d'une façon relativement régulière, pour atteindre environ 80 m au droit de Moirans.

En deçà de Moirans, l'épaisseur des argiles ne permet plus la détermination de la profondeur du substratum par les méthodes de prospection élec-

trique. On peut seulement déduire des résultats obtenus que l'épaisseur du remplissage alluvial doit dépasser 100 m dans pratiquement toute la cluse de l'Isère, sans qu'il soit possible de dire s'il existe des seuils au niveau de Voreppe, en particulier à l'aval de la zone où une prospection sismique situe le substratum aux environs de — 400 m.

Nous avons déjà vu ce qu'il en était dans la plaine de Grenoble et en Grésivaudan. Au Sud de Grenoble, dans la vallée du Drac, le surcreusement atteint 100 m au moins dans le bassin de Reymure (L. MORET et al., 1959) et 70 m dans celui de Vizille dans la vallée de la Romanche (R. MICHEL, 1959).

Les choses se compliquent en amont du Grésivaudan car les données sont moins nombreuses. Dans la plaine de Montmélian, les prospections géophysiques montrent un enfoncement beaucoup moins rapide du substratum sous les formations quaternaires que dans le Grésivaudan.

En amont de Montmélian, la dépression creusée par les glaciers rissiens est en partie occupée par les formations de la banquette de Planaise. L'Isère ne coule probablement pas au centre de cette vallée. Le surcreusement doit être encore très important puisqu'il dépasse 60 m à Saint-Jean-de-la-Porte à moins de 500 m du bord de la vallée dont la largeur dépasse, là, 3 km.

En deçà du confluent de l'Arc, le surcreusement doit diminuer ; en effet, j'ai retrouvé une butte de calcaires marneux, affleurant au sein des alluvions, à l'Ouest du pont de Grésy.

En amont d'Albertville, le surcreusement dépasse encore 50 m, c'est tout ce qu'il est possible de dire pour le moment.

Dans la cluse de Chambéry, le surcreusement tend à diminuer d'Est en Ouest, pour venir s'annuler au niveau de la ville où l'on voit affleurer les calcaires du Jurassique supérieur. Il reprend au-delà pour atteindre des valeurs importantes, rapidement, si l'on veut bien se souvenir de la profondeur du lac du Bourget, qui est de 231 m. Le fond du lac ne donne pas la valeur maximale du surcreusement puisqu'il existe certainement des sédiments, sur une épaisseur encore inconnue.

Le site de Chambéry marque donc le lieu où s'affrontaient les glaciers du Rhône et de l'Isère au moment où se manifestait l'érosion glaciaire,

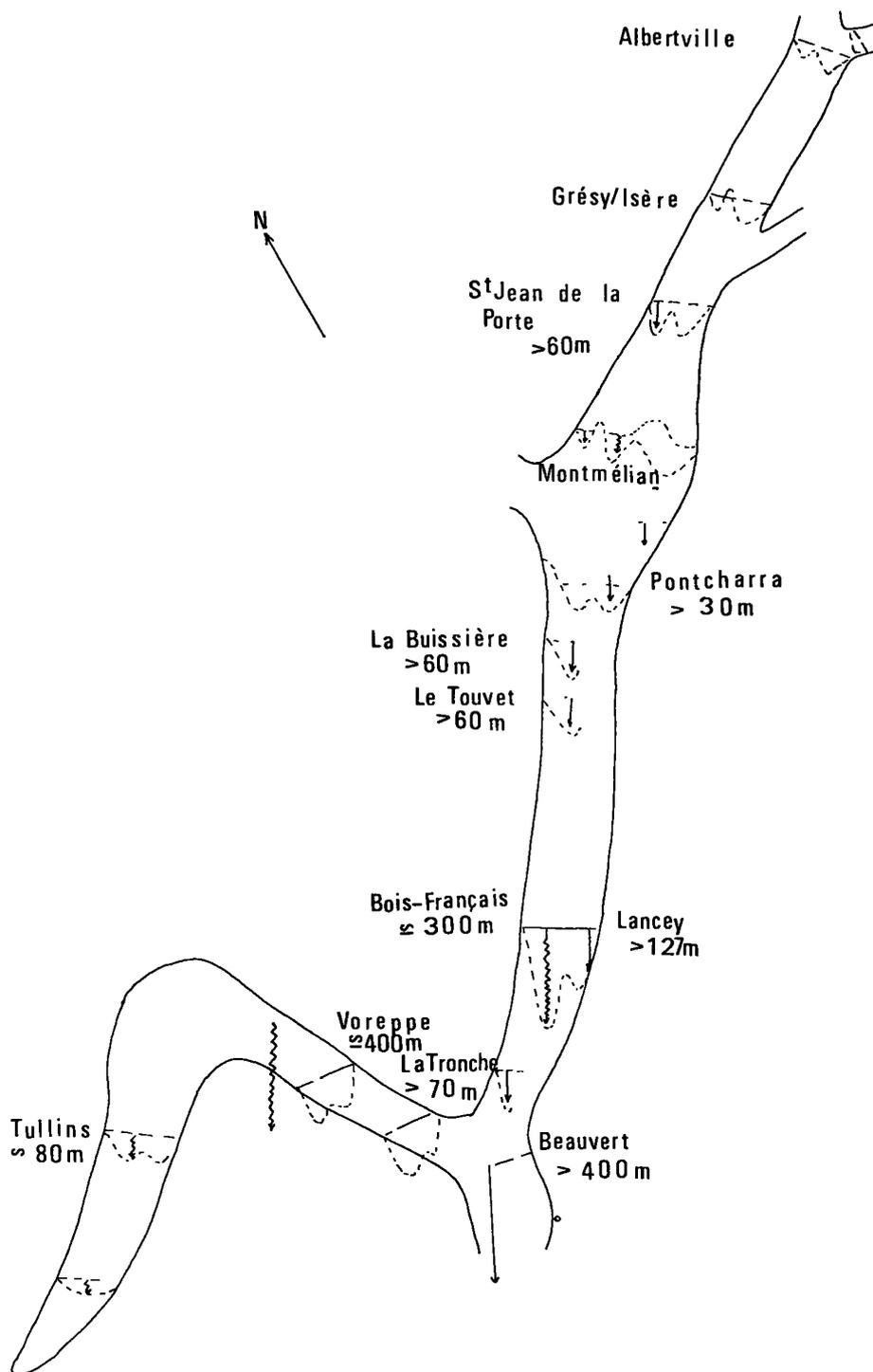


Fig. 16. — Le surcreusement de l'ombilic de Grenoble.

Les flèches rectilignes représentent les sondages mécaniques et les flèches brisées les sondages géophysiques.

c'est-à-dire au Riss. Cet affrontement provoquait une zone de moindre pression qui explique l'absence de surcreusement.

La forme du surcreusement n'est connue que dans la plaine à l'aval de Moirans, où la géophysique montre le substratum molassique s'enfonçant lentement sous les formations quaternaires. Partout ailleurs, aucun élément ne permet de dire si la pente du substratum est faible en amont des verrous ou si, au contraire, elle est très forte. La situation rencontrée en aval de Moirans est très probablement due à la diminution d'épaisseur du glacier qui devait se terminer très près de Rovon.

Pour ce qui est de la pente du substratum en amont des verrous, on peut seulement raisonner par analogie. En Suisse, dans le Valais, à moins de 500 m à l'amont du verrou de Saint-Maurice, un sondage est descendu à 300 m dans les formations quaternaires sans rencontrer le substratum (P. FREYMOND, 1971). Lors des travaux du barrage du Chambon, sur la Romanche, construit sur un verrou, un surcreusement a été trouvé dont la pente, à l'amont du site, était quasiment verticale, pour une profondeur de plusieurs dizaines de mètres (R. BARBIER et M. GIGNOUX, 1955).

Plusieurs éléments doivent intervenir pour déterminer la forme et l'importance du surcreusement. La nature de la roche concernée et la structure sont, évidemment, deux de ces éléments ; mais l'épaisseur du glacier, sa direction par rapport aux structures et la forme de la vallée doivent aussi jouer un rôle.

Origine.

Partout où ce surcreusement a été étudié, tant par la géophysique que par sondages, on a trouvé des argiles d'Eybens, comme remplissage profond. Les argiles ont été trouvées au contact direct du substratum, dans la banquette de Planaise, à la Gâche, dans le Grésivaudan, aussi bien que dans la partie aval de la plaine de Moirans. Lorsque ce n'est pas le cas, seuls quelques mètres d'éboulis ou de formations grossières mal définies séparent les argiles du substratum.

Ceci revient à dire que, dans tout l'ombilic de Grenoble, au sens large, le maximum du surcreusement est dû aux glaciers rissiens, et en tout cas à la dernière avancée de ces glaciers.

Les glaciers würmiens n'ont pas déblayé tous les dépôts rissiens et post-rissiens puisque l'on retrouve les argiles d'Eybens pratiquement partout dans l'ombilic. Les glaciers rissiens avaient, eux, attaqué le substratum en de nombreux points puisque les argiles d'Eybens reposent au contact de ce substratum. Donc, très probablement, dans l'ensemble de la zone étudiée, aussi bien sous les alluvions que sur les versants, on ne retrouvera aucune trace de dépôts liés aux glaciations antérieures au Riss. De telles traces ne peuvent se retrouver qu'au-delà de la limite atteinte par les glaciers rissiens, dans la Bièvre-Valloire en particulier.

On peut se demander pourquoi les glaciers rissiens qui ont provoqué le surcreusement maximal n'ont pas eu l'extension maximale. Cela tient très probablement aux conséquences de l'érosion. Les premiers glaciers se sont développés sur un massif dont l'altitude moyenne devait être plus élevée que de nos jours, par contre les vallées étaient beaucoup moins profondes, donc les hauteurs de glace atteintes dans les axes d'écoulement étaient beaucoup plus faibles, et, par conséquent, le pouvoir érosif moins grand. Ce n'est que progressivement, par l'effet conjugué de l'érosion glaciaire, de l'action des torrents sous-glaciaires et des eaux de fonte au front des langues que les grandes vallées ont été creusées à l'image de ce que l'on peut voir actuellement.

Les premiers glaciers qui se sont avancés hors des Alpes (Biber, Donau ?), ont trouvé une morphologie et un réseau hydrographique différent du réseau actuel ; très probablement, le bassin versant drainé par la cluse de l'Isère était beaucoup plus réduit que le bassin actuel de l'Isère. Ces premiers glaciers n'ont donc pris aucune part au creusement des vallées telles que nous les voyons actuellement. Au débouché de la cluse une sorte de vaste cône de déjection, ou de glacis comme on en voit encore des traces au pied des Monts du Matin, à l'Est de Valence, se raccordait à la vallée du Rhône avec une pente relativement forte puisque l'altitude moyenne devait être voisine de 900 m au niveau de Voreppe (G. MONTJUVENT, 1969).

Si donc les glaces sont allées très loin en direction du sillon rhodanien, cela tient à cette pente, mais cela peut tenir aussi à une origine légèrement

différente de ces glaces. Il est très possible que les premières traces imputables aux glaciers que l'on peut décrire près de la vallée du Rhône, au débouché de la Bièvre-Valloire, soient dues aux avancées d'un vaste glacier qui « drainait » le bassin du Rhône, celui de l'Isère et celui de l'Arc et qui longeait le flanc nord-ouest de la Chartreuse avant de s'écouler vers l'Ouest. Seuls, alors, les glaciers du Drac et de la Romanche empruntaient la cluse de l'Isère pour venir confluer avec le glacier principal au niveau de Rives.

Très tôt, les deux axes de drainage, vallée de l'Isère et plaine de Bièvre, se sont individualisés,

mais rien ne permet d'affirmer que l'Isère a toujours coulé au même endroit.

La mise en évidence d'une vallée fossile des formations attribuées au Riss et au Mindel montre l'ancienneté de la Bièvre-Valloire comme axe d'écoulement. Il s'agit, d'ailleurs, probablement d'un axe beaucoup plus ancien qui se serait manifesté au Pliocène et dont on trouve des traces à Saint-Paul-d'Izeaux (D. FOURNIER, 1974) ainsi qu'à Marcollin où j'ai retrouvé des argiles bleues analogues aux marnes du Pliocène de la vallée du Rhône. Une prospection géophysique a, par ailleurs, montré l'existence d'un ancien « sillon » à Tho-

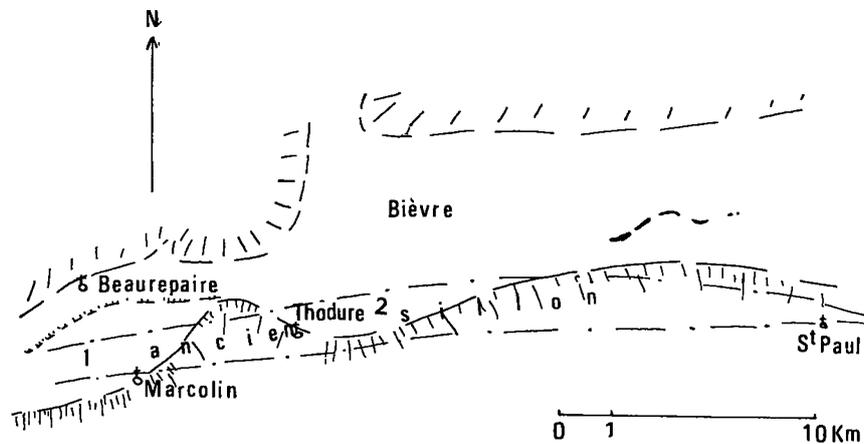


Fig. 17. — Le sillon de Thodure.

Les sondages mécaniques et la géophysique ont mis en évidence la présence de marnes bleues (1) et de formations grossières (2).

dure, c'est-à-dire entre Saint-Paul-d'Izeaux et Marcollin. Il y a là une ancienne vallée fluviale vers l'Est qui devait déboucher dans une « ria » un peu à l'Est de Marcollin (fig. 17).

L'amplitude du surcreusement (plus de 350 m à Beauvert) montre l'importance de l'érosion glaciaire dans la vallée de l'Isère. La présence de sédiments émiens au contact (ou très près) du substratum permet d'attribuer aux glaciers du Riss l'approfondissement maximal de la vallée.

III. L'ÉROSION GLACIAIRE

Le surcreusement est certainement la manifestation la plus spectaculaire de l'érosion glaciaire. Pour apprécier comment elle a agi et quels sont ses effets, considérons un point de la plaine de Grenoble qui se trouve aujourd'hui à une altitude voisine de 200 m ; nous pouvons reconstituer une partie de la courbe espace-temps décrite par ce point. On connaît, en effet, la nature des sédiments

qui se trouvent sous ce point. A la fin du Würm II, lorsque le glacier a quitté la cuvette de Grenoble, ce point se trouvait à 180 m d'altitude environ puisque l'on trouve 40 m d'alluvions récentes, reposant sur des argiles d'Eybens qui portent l'empreinte de la surface d'érosion glaciaire. Avant cet épisode glaciaire, la cote de notre point était voisine de 400 m, ce qui correspond à la cote de la surface du lac d'Eybens (l'altitude de notre point était peut-être plus basse si l'on admet que le lac n'a pas été, à cet endroit, entièrement comblé par les argiles). Avant l'Émien, c'est-à-dire juste après le retrait du dernier glacier rissien, la cote du point était inférieure à — 180 m, puisqu'on trouve plus de 400 m de remplissage postérieur au Riss dans la cuvette de Grenoble.

On manque d'informations et d'éléments pour connaître l'histoire de notre point avant le Riss, mais il n'y a pas de raison pour que le scénario ait été bien différent pour les épisodes glaciaires ayant précédé le Riss. Le passage d'un glacier entraîne une phase d'érosion importante avec surcreusement. Après son retrait intervient obligatoirement une phase de dépôt (de remblaiement). On ne peut donc qu'émettre des hypothèses quant aux valeurs de l'érosion et du remblaiement relatives aux différents épisodes qui ont précédé le Riss. On peut admettre à l'origine des altitudes voisines de 1 000 m si l'on admet une altitude voisine de 900 m pour le débouché de la cluse de l'Isère au début du Quaternaire.

La courbe donnant l'altitude, par rapport à la mer, d'un point de la plaine de Grenoble en fonction du temps donne (voir fig. 18) entre la fin du Riss et l'époque actuelle une variation d'altitude de l'ordre de 400 m au minimum. De la même manière, pour un point situé à Lancey, on trouverait 150 m environ, mais de l'ordre de 300 m pour un point de la boucle de Bois-Français, à moins de 2 km du pont de Lancey.

Si l'érosion glaciaire n'est pas continue sur un profil longitudinal, ce que montre bien la succession d'ombilics élémentaires qui constituent l'ombilic de Grenoble, il en est de même sur un profil transversal. L'étude de la morphologie glaciaire, c'est-à-dire de la morphologie imprimée dans un « paysage » par un glacier, va nous montrer quelles sont les formes originelles liées aux passages des glaciers, dans les grandes vallées.

On peut toutefois se demander pourquoi les glaciers würmiens et en particulier ceux du Würm II ont beaucoup moins approfondi la vallée de l'Isère que ceux du Riss. Cela ne tient pas uniquement à la moins grande épaisseur de glace. Il faut invoquer là, très probablement, le rôle des argiles d'Eybens. Elles ont constitué le tapis sur lequel s'est avancé le glacier au Würm II. Celui-ci a rapidement décapé les dépôts superficiels et s'est trouvé en contact avec les argiles. Celles-ci doivent très bien résister à l'érosion glaciaire. En effet, elles représentent une masse beaucoup plus homogène que toutes les autres formations géologiques

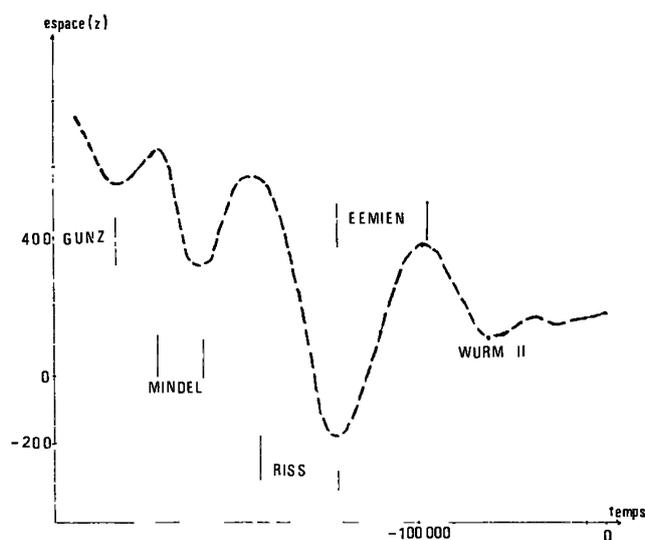


Fig. 18. — Coupe espace/temps pour un point de la plaine de Grenoble.

de la région. Elles ne se délitent pas. Il n'y existe aucune fissuration, pas de point de faiblesse que la glace pourrait agrandir. Elles résistent très bien à la gélifraction. Lorsque la glace vient au contact des argiles, il se forme un tapis lubrifiant qui limite l'abrasion. La structure des argiles ne permet pas les arrachements de particules. Or l'érosion glaciaire intervient par abrasion et arrachement.

Seules les eaux des torrents sous-glaciaires viennent entailler les argiles, mais les gorges qu'elles peuvent y creuser se referment rapidement lorsque les torrents changent de lit.

Tout cela explique le faible approfondissement de la vallée qui ne dépasse deux cents mètres qu'en

de rares points, alors que le creusement dû aux glaciers rissiens a atteint des valeurs de l'ordre de huit cents mètres dans la plaine de Grenoble par exemple.

IV. MORPHOLOGIE GLACIAIRE

Description.

Le toit des argiles d'Eybens représente la surface d'érosion sculptée par les glaciers würmiens et fossilisée en de nombreux endroits par les dépôts postérieurs. Les glaciers ont en effet déblayé les formations qui avaient pu se déposer sur ces argiles et sont venus imprimer leur marque sur cette formation très homogène, où la géophysique et les sondages permettent de la retrouver encore aujourd'hui.

Deux éléments caractérisent cette morphologie fossile. D'une part, on retrouve une série d'ombilics élémentaires, c'est-à-dire d'ondulations longitudinales par rapport à l'axe de la vallée ; d'autre part, partout où les données sont suffisamment nombreuses, il est possible de mettre en évidence des ondulations transversales.

Dans la cluse de l'Isère, les argiles d'Eybens sont entaillées par deux sillons parallèles que l'on peut suivre depuis le confluent Drac-Isère jusqu'au niveau de Voreppe. Ces sillons sont séparés par une crête qui est interrompue au droit de Saint-Egrève et ensuite à l'aval de Voreppe. La profondeur des sillons atteint 20 à 25 m pour une largeur toujours supérieure à 100 m. La cote du fond de ces sillons interdit d'y voir la trace d'une érosion fluviale liée à l'Isère et au Drac. Elle est, en effet, inférieure à la cote actuelle du seuil de Rovon. Or, celui-ci n'a pu que s'abaisser depuis l'époque où ces sillons ont été entaillés, c'est-à-dire le Würm II.

La forme de ces sillons est totalement différente de celle des entailles produites par un torrent sous-glaciaire. Chaque fois qu'il est possible de voir des argiles compactes affectées par une érosion de ce type, on y observe un véritable canyon miniature avec des pentes très raides et une largeur faible.

Les prospections géophysiques ne sont pas assez précises pour affirmer que de tels canyons n'exis-

sent pas au sein des sillons entaillés par les glaciers. Il est peut-être possible d'y trouver des entailles analogues à celles observées dans les sables de la banquette de Planaise (fig. 19). Les prospections électriques ont montré l'existence de sillons semblables dans le Grésivaudan, dans la Combe de Savoie et dans la plaine de Moirans⁴.

Les pentes faibles (1 pour 4 à 1 pour 6) sont incompatibles avec une érosion fluviale qui aurait, au contraire, imprimé de véritables traits de scie au sein des argiles. Seul le passage d'un glacier a pu donner une telle morphologie.

Après le retrait des glaciers würmiens, le fond de la vallée présentait une morphologie très val-

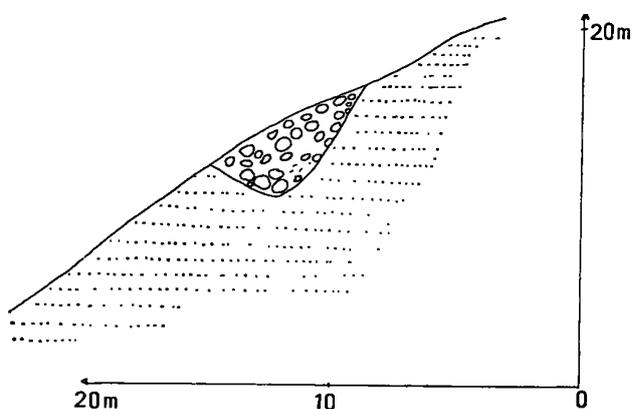


Fig. 19. — Sillon dans le sable de la banquette de Planaise.

lonnée, avec des crêtes allongées parallèlement à l'axe de la vallée, sur lesquelles quelques blocs erratiques et quelques minces dépôts morainiques rappelaient seuls le passage des glaciers.

Les reliefs allongés ne peuvent être assimilés à des « drumlins » puisqu'il s'agit de formes d'érosion et non de formes de dépôts.

Cette morphologie fossile ne correspond pas à l'image d'une vallée glaciaire en U et à fond plat. Cela ne tient évidemment pas aux glaciers qui l'ont façonnée. La mécanique de l'érosion glaciaire peut être considérée comme indépendante de l'âge du glacier. Il faut donc admettre que cette morpho-

⁴ Deux sondages récents (avril 1975) ont traversé 60 m d'alluvions plus ou moins grossières à La Buissière et au Touvet, confirmant ainsi l'existence de sillons entaillés dans les argiles, dans le Grésivaudan.

logie est liée à la nature lithologique et en particulier à la grande homogénéité et à la plasticité de la formation dans laquelle s'inscrit cette morphologie.

Il doit être possible de retrouver des formes semblables dans des terrains analogues ayant subi une érosion glaciaire. Les surfaces modelées par l'action des glaciers et non remaniées par l'action des eaux superficielles sont rares, mais elles existent. Sur de telles surfaces il doit être possible d'observer la véritable « morphologie » glaciaire.

A l'aval du confluent de l'Arc avec l'Isère, la banquette de Planaise s'allonge entre la vallée de l'Isère et la montagne de Mont-Raillat. Sur une douzaine de kilomètres de long et un ou deux de large, on retrouve une succession de buttes aux formes arrondies, allongées parallèlement à l'axe de la Combe de Savoie, séparées par des dépressions où ne coule aucun ruisseau la plupart du temps.

Du point de vue lithologique, il s'agit surtout de sables finement lités, mais aussi de graviers et même, par endroit, les calcaires marneux du Dogger affleurent.

Aussi bien sur les reliefs que dans les dépressions une fine pellicule de dépôts glaciaires, qui peut se réduire à quelques blocs erratiques, recouvre les formations du substratum.

Cette morphologie est donc tout à fait identique à la morphologie fossile du toit des argiles d'Eybens. La banquette de Planaise, suspendue à environ 100 m au-dessus de la vallée actuelle de l'Isère, a été épargnée par l'action érosive des cours d'eau. Elle a gardé pratiquement intacte l'empreinte des glaciers.

La répartition des reliefs et des dépressions semble obéir à une certaine logique. Une certaine régularité se voit, en effet, dans les ondulations tant transversales que longitudinales. Ce type de formes se retrouve partout où les glaciers ont entaillé des roches relativement homogènes, c'est-à-dire là où la structure géologique ne vient pas masquer le phénomène.

Une coupe transversale de la vallée de l'Isère, à l'aval du confluent de l'Arc, montre l'existence d'une succession de sillons et de crêtes (fig. 20). On trouve d'abord, en partant du Sud-Est, le sillon de la vallée du Gélon, recrusée en partie par

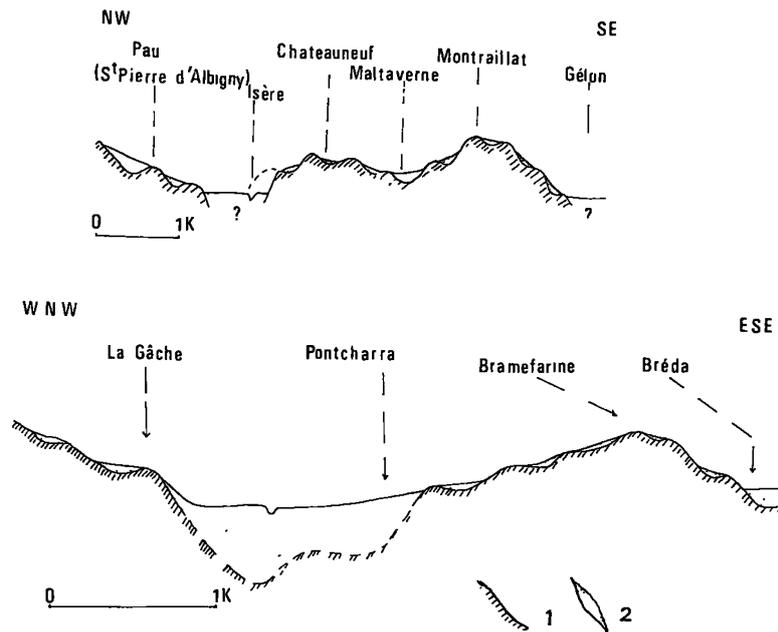


Fig. 20. — Coupes transversales de la vallée de l'Isère montrant les sillons dus à l'érosion glaciaire.

1, Surface d'érosion glaciaire ; 2, Eboulis ou alluvions déposés après le retrait du glacier.

l'érosion fluviale, puis la crête de Montraillet formée par les calcaires marneux du Dogger. A cette crête succède la dépression de Coise-Malata-verne entaillée en partie dans le Dogger, en partie dans les formations quaternaires. On passe ensuite aux reliefs de Château-Neuf entièrement constitués de sables et graviers reposant sur des argiles type Eybens. Au Nord-Ouest, l'entaille actuelle de la vallée de l'Isère masque l'ancienne dépression où la rivière a dû s'engager après le retrait des glaciers. Le cône de déjection de Saint-Pierre-d'Albigny cache en partie une crête constituée de calcaires marneux et une dépression creusée dans la même formation avant d'atteindre les pentes de la Dent d'Arclusaz.

Tout le long de cette coupe, partout où l'érosion fluviale n'a pas retouché les formes, une mince pellicule de dépôts glaciaires recouvre indifféremment les calcaires marneux ou les sables et graviers. La morphologie ne permet pas d'ailleurs de distinguer ces deux types de roches. Le modelé « glaciaire » est identique dans les deux cas. Plusieurs figures de sédimentation confirment de façon indiscutable l'origine glaciaire de ce modelé.

Les sillons dus à des écoulements sous-glaciaires temporaires se voient souvent dans les sables.

On observe aussi des placages de sédiments hétérogènes à litage très incliné et irrégulier, discordants sur le substratum sableux ou calcaire : il s'agit de sédiments glissés dans la rimaye.

Les blocs erratiques sont nombreux ; ils reposent parfois directement sur les formations du substratum.

Cette zone de la vallée de l'Isère montre, en de nombreux points, une surface d'érosion glaciaire pratiquement intacte, que l'on peut suivre sur une dizaine de kilomètres de long, avec une succession de buttes et de dépressions allongées suivant l'axe de la progression du glacier. Ces éléments sont eux-mêmes affectés d'ondulations plus ou moins marquées. De telles ondulations se retrouvent aussi bien dans les calcaires marneux que dans les formations meubles, graviers et sables.

Tout se passe comme si l'on était en présence de deux familles d'oscillations ayant des longueurs d'onde différentes, de l'ordre du kilomètre dans le premier cas et de l'hectomètre dans le second.

Les ondulations « hectométriques » sont bien conservées dans la banquette de Planaise en raison

de la nature du terrain qui limite considérablement le ruissellement superficiel. L'érosion ne s'y fait pratiquement pas sentir.

Il existe en outre une sorte d'ondulation longitudinale qui vient se superposer à l'abaissement général du relief en direction de la plaine de Montmélian.

Plus à l'aval, la banquette de Francin, à l'Ouest de Montmélian, présente une morphologie analogue. Une mince pellicule de dépôts glaciaires recouvre des sables fluviaux. Les sondages ont permis de compléter les observations faites dans les gravières et dans les fouilles et de montrer la continuité des formations meubles (sables et graviers fluviaux) sous les dépôts glaciaires.

Ce type de morphologie se poursuit en direction de la cluse de Chambéry, masqué en partie par l'écroulement du Granier au Sud et par les érosions liées aux eaux de fonte et à la Leysse. On trouve aux Marches, en particulier, des buttes constituées de formations glaciaires, dont la forme rappelle à s'y méprendre les ondulations positives de la banquette de Planaise. La première idée qui vient à l'esprit est qu'il s'agit de « drum-lines ». Mais il semble bien que l'on se trouve en présence de formes d'érosion et non d'accumulation. J'en viens à penser qu'il s'agit de moraines de fond déposées dans un stade glaciaire antérieur et affectées par l'érosion d'un nouveau stade glaciaire sans qu'il soit possible, pour l'instant, de donner un numéro à ces stades que l'on peut, toutefois, rattacher au Würm.

Une morphologie identique peut se retrouver aussi dans la partie amont du Grésivaudan. Une coupe au niveau de Pontcharra met en évidence la même succession de sillons et de crêtes (fig. 20).

Plus à l'aval, toujours dans le Grésivaudan, des sillons recoupés par une phase d'érosion postérieure ne montrent plus qu'un demi-sillon qui peut faire penser à une ancienne surface d'érosion. C'est le cas à Goncelin (fig. 21).

En rive droite, en raison de la lithologie (présence de couches calcaires dures et de couches marneuses tendres) et de la structure (pendage inverse relativement constant), la morphologie due à l'érosion glaciaire est moins marquée. Toutefois, un sillon principal peut se suivre sur le plateau des Petites Roches avec une série d'ondulations secondaires mises en évidence lors de recherches

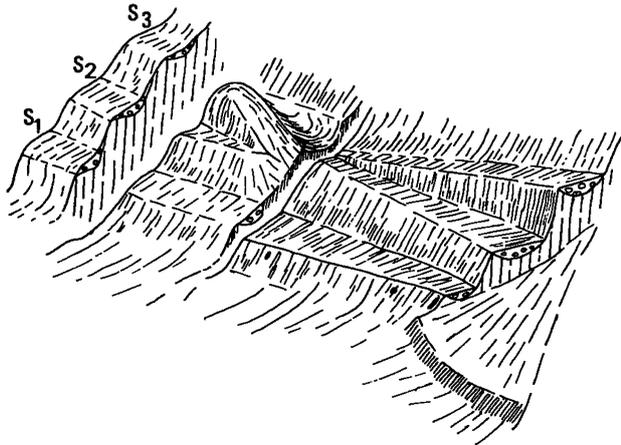


Fig. 21. — Les sillons à Goncelin, en rive gauche de la vallée de l'Isère.

S₁, S₂, S₃ représentent les sillons ; le sillon S₂ se biseaute et le sillon S₃ se divise en deux.

d'eau. Ces sillons sont creusés dans les formations marneuses du Valanginien (fig. 22).

Plus bas, sur le versant, au Sud du Touvet, un bloc glissé et des éboulis ont été affectés par une phase d'érosion glaciaire et montrent deux sillons (fig. 23).

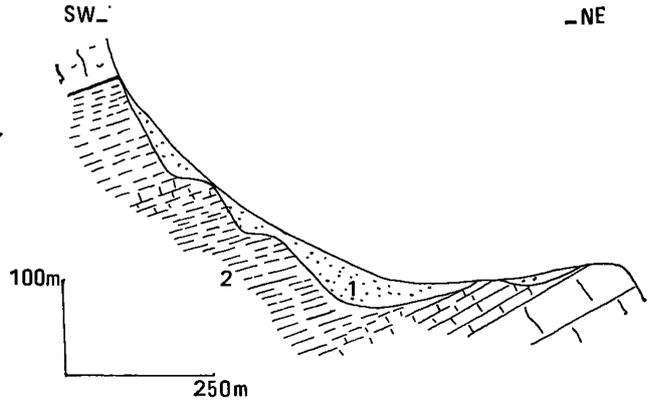


Fig. 22. — Les sillons sur le plateau des Petites Roches (à Saint-Hilaire-du-Touvet).

1, Dépôts postérieurs à l'érosion glaciaire ; 2, Substratum.

Le même type de morphologie se retrouve dans la vallée du Drac et dans celle de la Gresse, pour ce qui est du bassin de l'Isère. Mais celui-ci n'a pas l'exclusivité de ces formes. On peut les découvrir dans toutes les vallées des Alpes et en particulier en Suisse où certains exemples sont particulièrement spectaculaires.

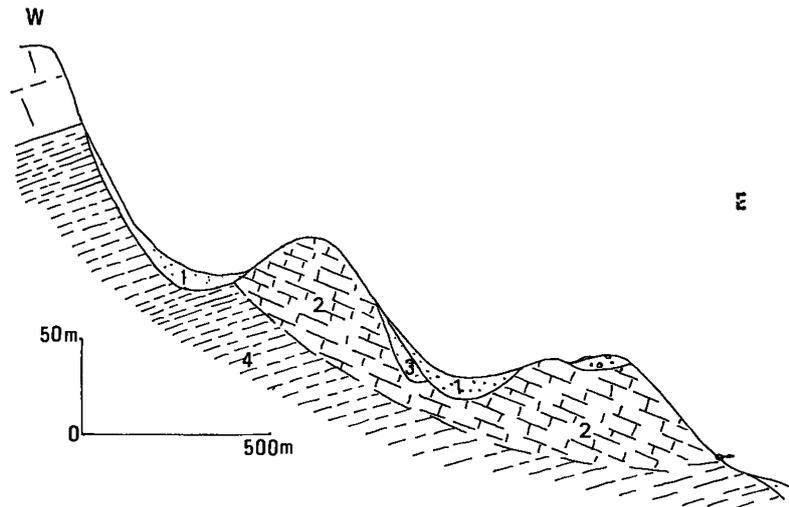


Fig. 23. — Les sillons au pied de la corniche tithonique en aval du Touvet.

1, Eboulis ; 2, Paquet glissé réentaillé par l'érosion glaciaire ; 3, Eboulis anciens ; 4, Substratum.

Origine du phénomène.

L'attention des géologues et géographes avait été attirée depuis longtemps par cette succession de

reliefs : ce sont les gradins de Raoul BLANCHARD. Certains auteurs ont voulu y voir d'anciens niveaux d'érosion, en fait des témoins d'anciennes auges glaciaires (fig. 24).

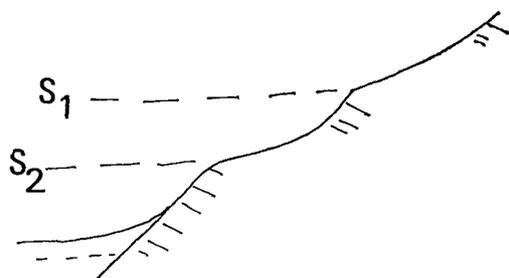


Fig. 24. — Les gradins du Grésivaudan.

S_1 et S_2 représentent d'anciennes surfaces d'érosion (interprétation ancienne).

Mais l'observation attentive de ces formes ainsi que l'étude des coupes naturelles ou artificielles montre une réalité un peu différente. La coupe de la figure n° faite entre Pontcharra et Saint-Maximin montre comment le remplissage postérieur du sillon peut masquer ou atténuer les ondulations de la surface d'érosion glaciaire (fig. 25).

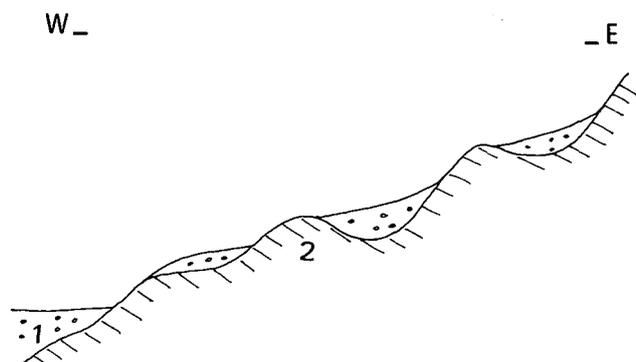


Fig. 25. — Les sillons en rive gauche du Grésivaudan.

1, Dépôts postérieurs à l'érosion glaciaire; 2, Substratum portant l'empreinte de l'érosion glaciaire.

On peut alors se poser la question du comment de cette morphologie. Un glacier n'est pas collé à son lit en tous points, cela a été montré et même démontré depuis longtemps, et il existe de l'eau à la base des glaciers.

Cette eau se concentre au point bas du profil en travers et y forme un torrent, lequel possède une force érosive importante; il se creuse donc un chenal. Il arrive un moment où le glacier vient obstruer ce chenal, alors l'eau se met en charge derrière ce barrage. Elle finit par se déverser par

un autre point où le glacier n'est pas collé à son lit et un autre chenal se creuse. Le glacier, par la suite, élargit et façonne ces chenaux.

Mais à partir du moment où ces chenaux existent, la dynamique du glacier va tendre à les conserver. En effet, au contact amont d'une crête, le glacier a tendance à décoller et sa force érosive est très faible sur la crête elle-même alors que dans le chenal la force érosive augmente; le chenal s'élargit et s'approfondit; les chenaux secondaires apparaissent.

Il ne faut pas négliger le rôle des poussées latérales sur les versants. Plus le versant est résistant, plus le sillon sera profond. La coalescence de deux glaciers importants va produire des sillons bien individualisés comme c'est le cas à l'aval du confluent Arc-Isère. L'ouverture de la vallée va, au contraire, provoquer un abaissement des crêtes.

L'existence de ces sillons intervient directement lorsqu'il s'agit de faire des captages sous-glaciaires. La pérennité des arrivées d'eau ne peut être garantie tant que tous les points bas d'un même profil n'ont pas été atteints. On ne sait d'ailleurs pratiquement rien sur la fréquence des changements d'écoulement (passage du torrent sous-glaciaire d'un sillon à l'autre).

Conclusion.

Dans le cas de la vallée de l'Isère, il existe plusieurs surfaces d'érosion glaciaire qui peuvent se superposer ou bien se recouper (voir fig. 14).

La plus ancienne, d'après ce qui a été dit plus haut, doit se trouver au contact du substratum et être imputable aux glaciers du Riss. Elle a été fossilisée par le dépôt des argiles d'Eybens. Mais il est très probable que certains sillons liés à cet épisode ont été remplis par des produits grossiers, comme des moraines de fond, et par des dépôts fluvio-glaciaires. Il peut alors exister une nappe dans ces formations. La détermination de la position, de la profondeur et de l'extension de ces sillons, sous les argiles d'Eybens, pose toutefois de sérieux problèmes techniques.

Une deuxième surface d'érosion correspond au toit actuel des argiles d'Eybens où l'on voit d'ailleurs souvent des sillons et des crêtes, en particulier dans la cluse de l'Isère. Cette surface d'érosion correspond très probablement au Würm II.

Une troisième surface d'érosion est visible dans la partie amont du Grésivaudan et dans la banquette de Planaise, où elle est particulièrement bien conservée. La morphologie façonnée par les glaces du Würm II est, là, pratiquement intacte sur plusieurs kilomètres carrés. Cette même surface d'érosion se retrouve dans la partie est de la cluse de Chambéry où, là aussi, elle a en grande partie échappé à l'érosion fluviale.

En plusieurs points des Alpes, des surfaces récemment abandonnées par les glaciers montrent une morphologie analogue. La zone des lacs, au Nord du glacier de Saint-Sorlin, offre, par exemple, de très belles ondulations transversales et longitudinales.

Les travaux, nombreux maintenant, sur les glaciers des Alpes ont mis en évidence l'existence de sillons et non pas d'un seul sillon comme on le pensait au début. Le captage des eaux sous le glacier d'Argentière a, en particulier, montré la complexité de cette morphologie.

Les surfaces d'érosion façonnées par les glaciers sont identiques, dans les sables de la banquette de Planaise, dans les calcaires marneux des collines bordières ou dans les argiles d'Eybens de la cluse de l'Isère. Partout ce sont les mêmes sillons allongés parallèlement à l'axe de la vallée, les mêmes buttes modelées par l'érosion.

De même que le profil longitudinal d'une vallée marquée par l'érosion glaciaire se caractérise par une série d'ombilics séparés par des seuils, le profil transversal montre toujours des sillons et des buttes, indépendamment des gorges qui peuvent être entaillées par les torrents sous-glaciaires ou par les eaux de fonte au moment du retrait du glacier.

Ces sillons traduisent des variations dans la pression que le glacier exerce sur le terrain qui le porte. Cela confirme qu'un glacier qui érode fortement des roches dures ici peut laisser en relief des roches tendres là. Dans la banquette de Planaise, il existe des sables qui ont supporté les énormes masses de glace du Würm II qui devaient avoir plus de 1 200 m d'épaisseur à cet endroit-là.

L'importance de cette morphologie, qu'elle soit actuelle ou fossilisée, est très grande en hydrogéologie. La recherche de ressources en eau sous des épaisseurs importantes d'alluvions (ou tout au moins de formations postglaciaires) doit en tenir

compte. Deux sondages voisins peuvent atteindre le substratum, c'est-à-dire la surface d'érosion glaciaire à des cotes très différentes si l'on se place sur un profil perpendiculaire à l'axe du glacier.

Cette image des vallées façonnées par l'érosion glaciaire est assez différente de la vallée en U, décrite comme preuve du passage des glaciers ; la vallée à fond plat à partir de laquelle a été définie cette vallée en U n'est que le résultat du remblaiement des ombilics surcreusés par des apports fluviaux ou lacustres. Ce remplissage masque évidemment la surface d'érosion glaciaire et, de ce fait, les ondulations qui caractérisent ce type de morphologie disparaissent.

Seules des conditions structurales particulières peuvent permettre la formation de vallées en U, ou tout au moins de vallées où une partie peut être assimilée à un U. Il existe, en effet, de nombreux exemples de vallées à flancs verticaux. C'est le cas chaque fois que l'érosion glaciaire a attaqué des formations calcaires horizontales ou présentant une direction structurale parallèle à celle de la vallée.

V. ESSAI DE SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

Les éléments anciens et l'Eémien.

La vallée de l'Isère n'a conservé que peu de traces identifiables des événements antérieurs au retrait des glaciers rissiens. L'existence de formations grossières (?) a été déterminée par géophysique en certains points de la partie nord de la banquette de Planaise, sous les argiles d'Eybens. Jamais atteintes par sondages, ces formations sont peut-être des moraines de fond des glaciers rissiens. On retrouve des indices identiques à la Gâche où la géophysique et par la suite un sondage ont montré l'existence d'argiles « à galets ».

Malheureusement aucun des « galets » n'est mentionné comme étant du cristallin ; on ne peut même pas dire s'il s'agit de galets roulés ou d'éléments anguleux. Il peut, en effet, s'agir soit d'une moraine de fond, soit d'éboulis, puisque cette formation, peu épaisse, repose sur les calcaires marneux du Dogger.

Il en est de même pour les quelque 20 m de formations grossières trouvées sous les argiles

lacustres à Lancey, en 1920, que V. PIRAUD (1924) avait interprétées comme une moraine de fond. Mais la position du sondage, à moins de 200 m du bord de la vallée, dans l'axe de la gorge par laquelle le torrent de Lancey rejoint le Grésivaudan, me pousse à penser qu'il s'agit plus vraisemblablement d'un cône de déjection imbriqué dans les argiles.

Il faut aller ensuite au-delà de Moirans pour retrouver des dépôts liés au Riss. Ce sont les moraines de Rovon qui représentent probablement les restes de la digue sur laquelle venait s'appuyer le lac dans lequel se déposaient les argiles d'Eybens.

La moraine de Cap Marcelline, près de Pont-de-Claix, attribuée au Riss par L. MORET (1948), repose sur les argiles d'Eybens et date donc du Würm.

Nous avons vu plus haut l'extension du lac qui occupait la vallée de l'Isère et les vallées affluentes ou voisines après le retrait du dernier glacier risien. Ce lac s'est maintenu pendant tout l'interglaciaire au moins, c'est-à-dire pendant l'Eémien. Les données géologiques conduisent à fixer la durée de ce lac autour de 70 000 ans. Ceci implique que le lac aurait existé encore au début du Würm.

La nature et l'homogénéité des sédiments qui se déposaient dans ce vaste lac implique un climat

tempéré et un grand développement de la végétation sur l'ensemble des versants qui dominaient ce lac.

Le Würm I.

La période du Würm I correspond à un refroidissement très marqué qui ne se serait pas accompagné d'importantes avancées des glaciers alpins, qui n'ont pas atteint l'ombilic de Grenoble. Il n'est donc pas impossible que le lac d'Eybens se soit maintenu pendant cet épisode froid. Il y aurait simplement eu un changement dans la nature des sédiments. Effectivement, dans la banquette de Planaise, par endroits, les argiles passent à des sables ; cela se produit à des altitudes comprises entre 300 et 320 m, comme le montre la figure 26.

Ce refroidissement important provoque ce que l'on peut considérer comme une période de rhexistasie, sur une grande partie des Alpes. La végétation doit disparaître des parties hautes des versants et l'érosion devient beaucoup plus active, donc la sédimentation plus grossière. Le passage des argiles aux sables est la conséquence de ce changement des conditions climatiques.

Plus à l'aval, les traces attribuables au Würm I sont rares. Le sommet de la formation d'Eybens

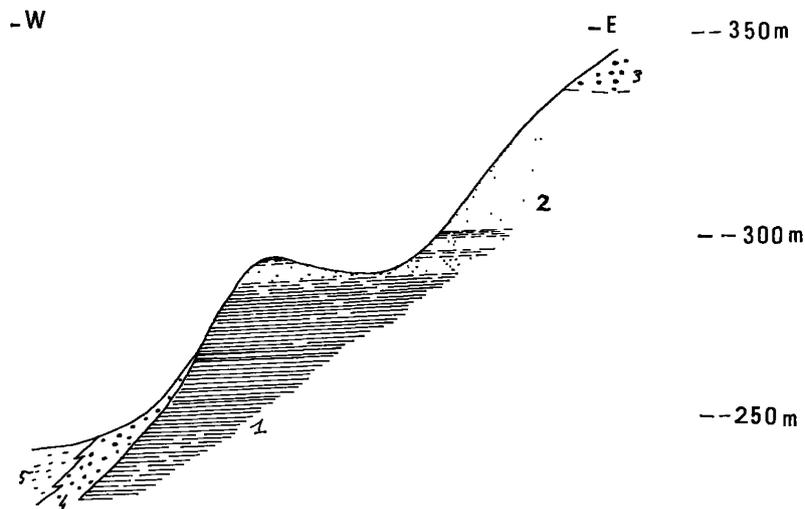


Fig. 26. — Passage des argiles d'Eybens aux sables dans la banquette de Planaise (Savoie).

1, Argiles d'Eybens ; 2, Sables (Würm I) ; 3, Moraine du Würm II ; 4, Eboulis ; 5, Alluvions modernes.

n'a jamais été observé intact, c'est-à-dire sans qu'il soit marqué par une limite d'érosion, comme dans la tranchée d'Echirolles (J.-C. FOURNEAUX et al., 1969).

La formation limoneuse du ravin de Romage, à l'Est d'Eybens, qui semble surmonter les argiles de la Tuilerie, peut être rattachée à cette période, mais le contact entre les deux formations n'est pas visible.

L'interstade Würm I-II.

Partout ailleurs le sommet des argiles a disparu par le fait de l'érosion.

Les dépôts de l'interstade Würm I/II sont très difficiles à caractériser puisqu'il n'existe pas de moraine du Würm I, les glaciers pendant cette période n'ayant pas envahi la vallée de l'Isère. Seules des comparaisons et le raisonnement amènent à attribuer à cette période certains dépôts. Il s'agit essentiellement des argiles à lignites de La Buissonnière; comme nous le verrons plus loin, il n'est pas possible de placer cette formation ailleurs.

Le Würm II.

Le Würm II correspond à l'avancée maximale des glaces pendant cette glaciation. Cela se traduit par une phase d'érosion intense. Une grande partie des dépôts antérieurs est enlevée.

Cet épisode glaciaire se marque de trois façons différentes :

- dans la zone de Piedmont, ce sont les arcs morainiques, les sillons d'écoulement des eaux de fonte, les épandages fluvio-glaciaires. Toute cette zone, qui forme les bordures nord et ouest de la plaine de Moirans, offre un des exemples les mieux conservés de morphologie glaciaire de piedmont ;
- sur les versants, des moraines latérales sont déposées à des altitudes de 1 200 m à Saint-Nizier et jusqu'à 1 300 m sur les pentes de Belledonne. Les moraines liées aux glaciers locaux sont nombreuses ;
- enfin dans la vallée elle-même les moraines de fond sont visibles en plusieurs points. A Pont-de-Claix, la moraine de Cap Marcelline repose

sur les argiles d'Eybens. Il en est de même à la Gâche et à Montmélian. Ces moraines de fond sont constituées d'argiles remaniées et de blocs. Elles sont souvent très indurées.

Mais les moraines frontales, les moraines latérales et les moraines de fond ne sont pas les seuls dépôts attribuables au Würm II.

Le glacier de l'Isère, au fur et à mesure qu'il prenait de l'importance, barrait les vallées affluentes et remontait même dans ces vallées. Derrière le glacier l'eau s'accumulait et il se créait un lac dans lequel des dépôts considérables se produisaient, en raison des conditions climatiques de type évidemment périglaciaire. Les sédiments déposés pendant l'avance du glacier de l'Isère étaient refoulés, et il n'en reste pas de traces. Mais il n'en est pas de même des sédiments liés au retrait du glacier. Dans la vallée du Furon, le premier stade se trouve vers 1 000 m d'altitude à l'Olette, le deuxième stade aux Jaux (Engins), le troisième sous le hameau du Fournel et le quatrième au-dessus de l'ancienne centrale hydro-électrique en amont du Pont Charvet (fig. 27).

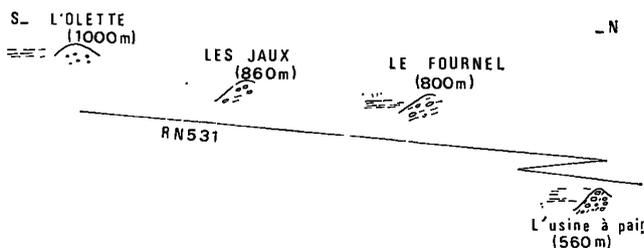


Fig. 27. — Les dépôts lacustres liés aux stades de retrait du glacier de l'Isère, dans la vallée du Furon, au Würm II.

Il n'est pas impossible que l'ensemble du plateau entre Lans et Villard-de-Lans ait été recouvert par les eaux d'un lac à l'époque du maximum du Würm. Beaucoup de sédiments argileux que l'on rencontre sur ce plateau dateraient de cette époque.

Des dépôts analogues se rencontrent dans les vallées de la Vence, du Tenaion et de la Roise, en rive droite de la cluse de l'Isère.

L'interstade Würm II-III.

La Combe de Savoie, le Grésivaudan, et la plaine de Grenoble ont conservé de nombreux dépôts

reposant sur les argiles d'Eybens, soit directement, soit par l'intermédiaire de moraines, et qui sont recouverts par d'autres moraines. Ces formations sont constituées, le plus souvent, de sables à la base et d'alluvions grossières vers le haut. Cette stratigraphie présente de nombreuses variations dans le détail et certaines formations rencontrées se replacent mal dans le schéma général comme nous le verrons plus loin.

Les premiers dépôts que l'on rencontre en descendant la vallée de l'Isère sont ceux de la banquette de Planaise. Ce sont surtout des sables fins, à litage oblique peu marqué, traduisant des apports en provenance du Nord-Est, c'est-à-dire de la vallée de l'Isère, ou celle de l'Arc. Ces sables sont souvent cimentés par du carbonate de calcium qui arrive à représenter jusqu'à 40 % du poids total. Ils sont recouverts par des alluvions grossières le contact entre les deux formations semble souvent se situer vers 300 m d'altitude.

Les mêmes sables avec les mêmes alluvions grossières se retrouvent dans la banquette de Francin. Là aussi cette formation repose sur les argiles d'Eybens et supporte une moraine (fig. 28).

Dans la banquette de Barraux, les choses changent. Le litage des sables traduit l'existence d'un delta lacustre, mais qui était alimenté par le Sud. Il semble, d'après la lithologie des dépôts et d'après ce que l'on voit plus au Sud, à La Buissière, que ce delta lacustre était celui du Bréda. La limite supérieure des sables est ici bien visible : vers 300 m d'altitude, les sables à litage oblique font place à des alluvions grossières à litage entrecroisé mais horizontal. La même superposition existe à La Buissière, mais le sens du courant indique des apports en provenance du Nord. Là aussi, la limite entre dépôts à litage oblique et dépôts horizontaux se trouve très près de 300 m d'altitude (fig. 28).

Des sables fins existent aussi à Sainte-Marie-d'Alloix et à Saint-Nazaire-les-Eymes, en rive droite du Grésivaudan, et à la Pierre, en rive gauche, avec dans les trois cas un litage très peu incliné.

Les choses changent au niveau de la plaine de Grenoble. Sur les pentes du plateau de Champagnier, le contact entre les sables et les alluvions grossières ne se fait plus de façon régulière vers 300 m d'altitude, mais par une surface d'érosion bien marquée et dont l'altitude, toujours inférieure à 300 m, varie beaucoup d'un point à l'autre (J.-C. FOURNEAUX et al., 1969). Nous avons retrouvé cette surface d'érosion dans la tranchée de la Commanderie d'Echirolles ainsi qu'à la base du plateau à l'Est de Pont-de-Claix et le long de la voie ferrée.

Un vaste lac, dont la cote se situait vers 300 m d'altitude, occupait très probablement la vallée de l'Isère après le retrait du glacier du Würm II. Ce lac a été entièrement comblé dans le Grésivaudan, mais alors qu'il persistait dans la cuvette de Grenoble ; le barrage sur lequel il s'appuyait (et qu'il est bien difficile de situer) s'est ouvert et les eaux du lac, en s'écoulant, ont érodé les sables qu'elles avaient déposés bien auparavant.

Ce schéma s'inscrit dans l'interstade Würm II/III si l'on en croit les données de la radio-chronologie. Un tronc d'arbre trouvé dans les formations grossières qui succèdent aux sables dans la banquette de Barraux a donné, par la méthode du carbone 14, un âge compris entre 36 000 et 52 000 ans (C. HANSE, 1974). Mais il ne rend pas compte de tout ce que l'on voit. En particulier, on ne sait pas comment placer les argiles à lignites de La Buissière dans ce schéma, de même que les argiles à kaolinite trouvées à Saint-Quentin-sur-Isère en aval de Moirans.

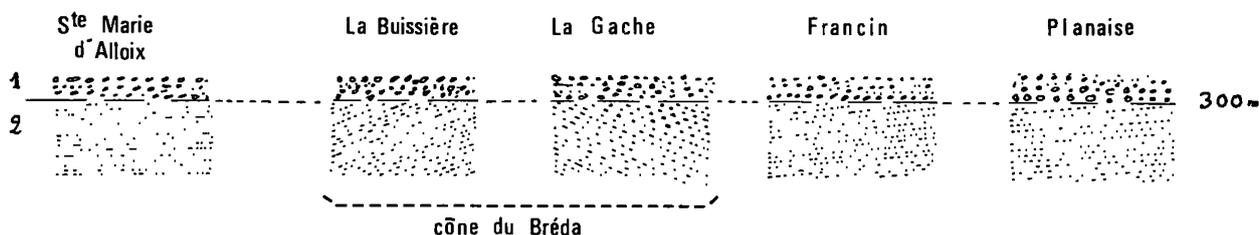


Fig. 28. — Les sables lacustres autour de la plaine de Montmélian et dans la partie amont du Grésivaudan.

1, Alluvions fluviales grossières à litage entrecroisé ; 2, Sables lacustres ou deltaïques à litage oblique.

Le contact entre les deux formations se fait toujours vers 300 m d'altitude.

En effet, la notion d'un lac occupant la cluse de l'Isère, la plaine de Grenoble et le Grésivaudan après le retrait du glacier Würm II est parfaitement logique, mais les argiles à kaolinite et lignite de La Buissière semblent reposer directement sur les argiles d'Eybens et être recouvertes par les sables fins évoqués plus haut. Il en est de même, d'ailleurs, pour les formations à lignites de la région de Chambéry.

F. BOURDIER (1962) plaçait ces argiles à lignites dans l'interglaciaire Riss-Würm, mais elles ne peuvent être assimilées aux argiles d'Eybens dont elles diffèrent surtout par la composition minéralogique. Il faudrait admettre une transformation physico-chimique amenant la néoformation de kaolinite. Pourquoi cette action se serait produite là, alors qu'elle n'existe pas ailleurs ? Rappelons que lorsque les argiles d'Eybens sont observées très près de leur toit, elles montrent une très légère transformation dans la composition minéralogique ; cela se traduit par une proportion un peu forte de minéraux ouverts et par des traces (parfois) de kaolinite, mais l'illite et la chlorite restent les minéraux dominants.

L'âge des lignites, supérieur à 37 000 ans, et la transformation de la flore permettent difficilement de rattacher cette formation à la base de l'interstade Würm II/III. Cet âge, pas plus que l'altitude inférieure à 300 m, ne permettent de placer cette formation au sommet de l'interstade Würm II/III. Il s'agit donc, probablement, d'une sédimentation de type palustre qui daterait de l'interstade Würm I/II. Le lac d'Eybens ayant disparu depuis peu, des marais ou des étangs ont subsisté çà et là.

Cette hypothèse permet d'expliquer à la fois la présence de kaolinite et l'écrasement des lignites. la néoformation de kaolinite en milieu palustre et sous climat tempéré chaud est connue (G. MILLOT, 1968). L'écrasement et le « feuilletage » des lignites s'explique par le passage des énormes masses de glace du Würm II qui devaient atteindre 1 300 à 1 500 m d'épaisseur à cet endroit.

Cette hypothèse s'applique très bien aux argiles à lignites du Nord de Chambéry ; par contre, il semble bien que les argiles à kaolinite de Saint-Quentin-sur-Isère aient une origine différente ; elles se trouvent au sommet d'une terrasse qui vient s'appuyer sur un éperon rocheux (conglomé-

mérats miocènes) sur lequel est bâti le village de Saint-Quentin, avec, du côté aval de l'éperon, les argiles d'Eybens qui affleurent (l'altitude du sommet de la terrasse est de 220 m). Ces argiles se présentent comme un ancien sol (qui aurait subi une forte altération).

Il n'est pas impossible que la kaolinite rencontrée là ne soit pas le fruit d'une néoformation, mais vienne des karsts du Vercors. J'ai retrouvé en effet des argiles à kaolinite dans la vallée du Lavanchon au Sud-Ouest de Varcès. Ces argiles, très récentes puisqu'elles sont contemporaines d'alluvions modernes, ont été apportées là par les eaux venant du Vercors. Dans les deux hypothèses, les argiles à kaolinite de Saint-Quentin seraient postérieures au Würm III.

L'interstade Würm II/III se caractérise, dans la vallée de l'Isère, par un épisode lacustre pendant lequel la sédimentation était essentiellement sableuse puis par des dépôts plus grossiers qui traduisent très probablement un refroidissement du climat accompagné d'une érosion plus vigoureuse : une nouvelle phase de rhexistase.

La région située au Nord de Chambéry montre les mêmes caractères. On y trouve des argiles compactes (Eybens = Eémien), des argiles à lignites (interstade Würm I/II), des sables et des alluvions grossières (interstade Würm II/III) et des moraines qui reposent sur l'ensemble (Würm III), comme nous allons le voir maintenant.

Toutefois, le lac de l'interstade Würm II/III n'a probablement pas disparu en même temps dans la vallée de l'Isère et au Nord de Chambéry, comme le prouvent les anciens lits de l'Isère signalés à l'Ouest de Montmélian (J.-C. BARFÉTY et M. GIDON, 1969), et que j'ai retrouvés sous des moraines du Würm III. Cela expliquerait la présence de galets de spilites dans une gravière ouverte dans les alluvions grossières du sommet de l'interstade Würm II/III (*in* F. BOURDIER, 1962), spilites que l'on trouve dans le bassin de l'Isère et non dans celui du Rhône.

Le Würm III.

Dans la Combe de Savoie, comme dans le Grésivaudan ou la plaine de Grenoble, une seule glaciation a laissé des traces au-dessus des formations attribuées à l'interstade Würm II-III. Cette

glaciation est appelée, ici, Würm III, par analogie avec les travaux récents publiés sur la région (G. MONTJUVENT, 1973).

Les banquettes de la région de Montmélian portent souvent des moraines à leur sommet ; il s'agit le plus souvent d'argiles à gros blocs, mais dans certains cas les fines ont été entraînées et il ne reste que des tas de cailloux avec quelques gros blocs. Ce sont des moraines de retrait, et parfois des « drum-lines », dans la plaine, et des moraines latérales sur les versants.

Au-dessus de Barraux on peut distinguer quatre moraines latérales étagées dans la pente. Il y a là la preuve de l'existence de quatre stades de retraits successifs au cours de cette dernière glaciation.

Dans le Grésivaudan, les moraines récentes se rencontrent à deux niveaux : sous la corniche des calcaires tithoniques entre Barraux et la Terrasse ; sur les banquettes, entre le fort Barraux et Sainte-Marie-d'Alloix, et enfin à Saint-Nazaire-les-Eymes.

En rive gauche du Grésivaudan, de nombreuses formations morainiques sont visibles sur les pentes des collines bordières. Aucune, toutefois, ne peut être attribuée avec certitude au Würm III, à part celles de la petite butte de la Pierre où ces moraines recouvrent des sables fins analogues à ceux vus en rive droite. Les moraines de Poisat, au Sud-Est de la plaine de Grenoble, sont considérées comme l'avancée maximale vers le Sud du glacier de l'Isère pendant cette période du Würm III, alors que les moraines de Champagnier seraient rattachées au glacier de la Romanche pour la même période (G. MONTJUVENT, 1973).

Si l'on admet, comme cet auteur, que le glacier de l'Isère n'a pratiquement pas dépassé Grenoble lors de ce stade, il faut admettre aussi que les moraines frontales ont disparu, soit parce qu'elles ont été emportées par les eaux de fonte, soit parce qu'elles se sont déposées plus bas que le niveau de la plaine actuelle et qu'elles ont été fossilisées sous les alluvions modernes.

L'ensemble des moraines du Grésivaudan, comme de la Combe de Savoie, correspondrait alors, dans cette hypothèse, à des moraines latérales liées à des stades de retraits de cet épisode glaciaire.

Il existe toutefois, à Francin, une moraine de fond attribuable sans erreur possible à cet épisode. La coupe de la gravière de Bellegarde (fig. 6)

montre des sables fins et des graviers reposant sur les argiles d'Eybens par un contact qui n'est plus visible aujourd'hui. Sur ces sables, et les ravinant, une moraine formée d'argiles grises, très compacte avec des galets striés, est elle-même recouverte par une moraine constituée de blocs, galets et graviers, avec un peu d'argile brune ou jaune. Cette dernière moraine correspond aux moraines décrites sur la banquette de Planaise, sur celle de Barraux et aux moraines visibles à l'affleurement sur la banquette de Francin.

L'ensemble de ces observations semble confirmer l'existence d'un glacier qui se serait avancé jusqu'à l'aval immédiat de Grenoble. Ce glacier correspond au maximum du Würm II ou seulement à un stade de retrait de celui-ci ? Il existe, en effet, une preuve de l'existence d'un lac postérieur au Würm III occupant la plaine de Moirans et la cluse de l'Isère et dont la surface se trouvait entre 210 et 220 m d'altitude (A. et J. BOCQUET, 1969). Cette cote correspond à peu près aux moraines de Moirans. Ce lac s'appuyait donc probablement sur ces moraines qui venaient, vers le Sud, barrer la vallée jusqu'à l'éperon de Saint-Quentin-sur-Isère, en rive gauche. Il y a justement des traces à l'amont de l'éperon où une terrasse bien visible porte, en surface, des argiles lacustres (J.-C. FOURNEAUX, 1971). La cote de cette terrasse est justement de 220 m.

Dans cette hypothèse, l'arc de Moirans serait beaucoup plus récent que les arcs de Rives, Charnières et Saint-Jacques-de-Moirans, et il représenterait l'extension maximum du Würm III.

L'arc morainique de Moirans, qui a une courbure bien différente de celle des arcs supérieurs, peut se prolonger facilement jusqu'à l'éperon de Saint-Quentin. Les argiles à litage horizontal exploitées pour la fabrication des tuiles et des briques se retrouvent alors uniquement du côté amont de cette limite. Elles sont bien différentes des limons superficiels qui constituent le sommet du remplissage alluvial en de nombreuses zones de la plaine, tant par leur litage que par leur couleur jaune plus ou moins foncé.

Le lac de Moirans s'est mis en place après le retrait du glacier Würm III et a disparu, comme tous les autres lacs qui ont occupé la vallée de l'Isère, par suite de la rupture du barrage morainique qui le retenait.

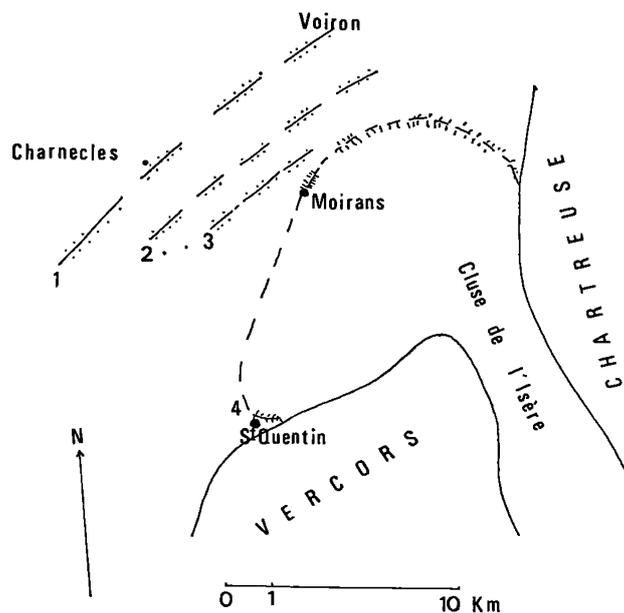


Fig. 29. — Schéma des moraines de l'arc de Moirans.
 1, 2 et 3, Arcs morainiques du Würm II (stades de retrait);
 4, Arc du Würm III (maximum ?).

— 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'Echirrolles			Sables fins surmontés d'un niveau d'alluvions grossières	
Würm II		Moraines de Charnècles, 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 Buissière)		Argile à lignites (vallée de la Leysse)	
Würm I			Formation de Romage			Passage aux sables	
Eémien			Argiles lacustres dites d'Eybens				

Le Post-Würm.

Après le retrait du glacier du Würm III, des épisodes lacustres assez brefs, analogues à celui de Moirans, se produisent dans la vallée de l'Isère sans laisser de traces bien nettes sauf les argiles grises ou même noires à litage horizontal de la Combe de Savoie. Ces lacs ont été comblés par les apports de l'Isère, de l'Arc, du Drac. Seul le petit lac de Sainte-Hélène témoigne encore de leur existence. Sa situation en retrait lui a évité un comblement complet.

Mais, d'une manière générale, les dépôts franchement lacustres ont une extension beaucoup moins importante que celle des dépôts fluviaux et en particulier que celle des alluvions grossières qui constituent la plus grande partie des dépôts récents, tant dans la Combe de Savoie que dans celle du Grésivaudan.

La disparition des lacs a amené des reprises d'érosion dans la plaine de Moirans, ou l'existence d'une terrasse à Saint-Quentin, alors que les dépôts grossiers se poursuivaient dans le reste de la vallée.

Une débâcle importante a entraîné de nombreux troncs d'arbres (résineux) que l'on retrouve dans le Grésivaudan sous 7 à 15 m de dépôts plus récents. Une datation par le carbone-14 est en cours pour dater cet épisode.

Conclusions.

Toutes les observations, tant morphologiques que géologiques, tendent à montrer l'importance du rôle joué par les glaciers rissiens dans l'enfoncement du réseau hydrographique du bassin de l'Isère et de ses voisins. Les glaciers ont creusé non seulement les grandes vallées où ils sont responsables de la plus grande part des surcreusements, mais, par le jeu de l'érosion régressive, ils ont aussi provoqué l'enfoncement de tout le réseau, après leur retrait. Ils ont déblayé toutes les traces des glaciations antérieures dans la zone étudiée, sans laisser aucun dépôt identifiable en amont du seuil de Rives, soit que ces dépôts aient été fossilisés par les dépôts postérieurs et ne soient plus visibles aujourd'hui, soit qu'il ne soit pas possible de les distinguer des dépôts postérieurs, ce qui est le cas pour les moraines latérales que l'on retrouve dans Belledonne ou dans les Bauges. Seules, certaines moraines du bassin du Drac ont

pu être datées avec certitude du Riss (G. MONTJUVENT, 1973).

La longue période interglaciaire entre le Riss et le Würm ou Eémien a vu le dépôt des argiles d'Eybens dont la grande homogénéité, la grande extension laisse supposer une période relativement calme du point de vue climatique. Il est probable que le lac d'Eybens a subsisté encore pendant une longue période alors que le climat froid lié au premier épisode du Würm s'installait sur les Alpes et amenait des sédiments plus grossiers sur les argiles d'Eybens. Là où ce changement dans les conditions de dépôts s'est effectué progressivement, il est parfaitement possible d'en observer encore aujourd'hui la trace ; mais là où cet épisode a été brutal, il n'est pas possible de différencier les apports grossiers déposés à ce moment-là de ceux qui ont pu être déposés dans des conditions identiques, mais plus tard.

L'absence de moraines datées du Würm I ne permet pas de rattacher des dépôts interstadias à la période qui a précédé l'avancée des glaciers au Würm II, sauf les argiles à lignites de La Buissière qui ne peuvent se placer ailleurs.

Le Würm II se manifeste d'abord par les dépôts frontaux que l'on trouve à l'Ouest de la plaine de Moirans, ensuite par des moraines latérales sur pratiquement tous les versants et enfin par des moraines de fond que l'on trouve sur les argiles d'Eybens et qui sont recouvertes par des dépôts interstadias. Ces moraines de fond sont visibles en Savoie à Francin, dans le Grésivaudan, au verrou de la Gâche, et l'on peut leur rattacher les moraines décrites au Cap Marcelline par L. MORET (1948). A ces dépôts il faut ajouter les dépôts lacustres liés aux obturations de vallées latérales par le glacier principal. Les dépôts de la vallée du Furon sont les plus caractéristiques que l'on puisse voir dans la région.

Après le retrait des glaciers du Würm II une nouvelle succession d'épisodes lacustres a permis le dépôt de sables et d'argiles. Ces formations, souvent très épaisses, ne seront pas complètement érodées par l'avancée du (ou des) glaciers du Würm III. La sédimentation sableuse est la plus fréquente pendant cette période.

Une nouvelle poussée amène les glaciers de l'Isère probablement jusqu'à Moirans, au Würm III ; ces glaciers se retirent avec quelques petits à-coups ou simples stades de retrait pendant les-

quels se déposent les moraines latérales visibles tant dans le Grésivaudan qu'en Savoie.

Après ce dernier stade glaciaire, quelques épisodes lacustres brefs et de peu d'étendue précèdent le remblayage par les alluvions grossières de la plaine depuis Cevins jusqu'aux portes de Rovon.

Ce remblaiement ne s'est pas fait de façon uniforme. On constate la présence d'anciens lits mineurs de l'Isère tantôt plus haut que le lit actuel, tantôt plus bas. Il y a donc eu des épisodes d'érosion au cours de cette période de remblaiement.

VI. CONCLUSIONS

L'étude de la nature et de la géométrie des formations quaternaires de la vallée de l'Isère permet, à partir des idées nouvelles sur l'érosion et la morphologie glaciaire dans les grandes vallées et de la synthèse des connaissances sur le phénomène de surcreusement, de dresser une stratigraphie des dépôts quaternaires et de reconstituer l'histoire de cette zone depuis le retrait des glaciers du Riss.

Les formations quaternaires.

Depuis le haut des versants jusqu'au cœur de la plaine, les formations quaternaires sont présentes partout. Sur les versants ce sont des moraines, des éboulis et les produits de l'altération superficielle, au pied des versants, à ces mêmes formations viennent s'ajouter les alluvions anciennes et les cônes de déjection. Les uns et les autres viennent s'imbriquer avec les différentes alluvions qui constituent le remplissage de la plaine.

La situation se présente donc de la façon schématique suivante : une gaine d'alluvions grossières avec une couverture de limons, reposant dans une gouttière entaillée dans des argiles lacustres, par l'intermédiaire de « coussinets » de sablons, et communiquant par la partie supérieure de ses flancs avec les différentes formations latérales. Il peut exister une communication entre les formations latérales et des formations profondes, qu'il s'agisse de moraines anciennes (Riss), d'alluvions de retrait glaciaire ou d'éboulis, mais elle ne peut être que très localisée.

Si, le long d'un versant, les caractères des formations changent vite, il n'en est pas de même

dans la vallée où une structure identique se retrouve partout.

L'érosion glaciaire.

Cette étude montre, à partir de l'observation des formes tant actuelles que fossiles et en particulier des surfaces d'érosion glaciaire fossilisées sous les dépôts plus récents, l'existence d'un même type de morphologie dans tous les cas de figures. L'érosion glaciaire se manifeste, dans une vallée large, par un profil transversal où alternent les buttes et les sillons, l'axe d'allongement de ces formes étant parallèle à l'axe de la vallée. On observe la superposition de plusieurs systèmes d'oscillations ayant des longueurs d'onde différentes.

Ce schéma est loin de l'image d'un glacier creusant une vallée en U comme un bulldozer creuse une tranchée dans du sable. Cette notion, dont les encoches de verrou sont un cas particulier, connu depuis longtemps, est très importante pour la recherche de ressources en eau, au contact d'un substratum imperméable, masqué par une grande épaisseur de dépôts quaternaires. Elle explique les difficultés rencontrées dans le captage des torrents sous-glaciaires. Partout où l'érosion glaciaire s'est fait sentir, ce type de morphologie se retrouvera, d'autant plus marqué que la lithologie et la structure s'y seront prêtées. Une falaise calcaire évoluera toujours comme une falaise calcaire et ne se prêtera donc pas à l'épanouissement de cette morphologie, alors que les calcaires marneux des collines bordières s'y sont parfaitement prêtés, leur forte schistosité augmentant considérablement « l'homogénéité » de la formation.

Ces ondulations, bien visibles là où existe une morphologie qui n'a pratiquement pas évolué depuis le retrait du glacier qui l'a imprimée, se retrouvent de la même façon là où cette morphologie a été fossilisée par des dépôts postérieurs, même si une phase d'érosion importante a séparé le départ du glacier de la fossilisation.

Le surcreusement.

A chaque épisode glaciaire est lié un phénomène de surcreusement. Pour la vallée de l'Isère, ces

recherches permettent de montrer que le maximum de surcreusement a été atteint pendant le Riss, sans qu'il soit possible d'être plus précis. L'analyse plus détaillée de cette érosion met en évidence une série d'ombilics séparés par des seuils plus ou moins marqués. Lorsque le seuil est formé de roches dures, il sera plus prononcé et la remontée en amont du seuil sera brutale, alors qu'à l'aval l'approfondissement se fait de façon très progressive.

Les valeurs maximales du surcreusement sont atteintes dans la cuvette de Grenoble, là où les glaciers du Drac et de la Romanche venaient rejoindre celui de l'Isère. Vers le Sud, le surcreusement disparaît assez vite et n'est plus que d'une centaine de mètres en amont de Pont-de-Claix. Dans la cluse de l'Isère aussi le substratum remonte assez vite. Dans le Grésivaudan, par contre, le surcreusement dépasse 300 m au niveau de Lancey. Il est très probable que l'on ne rencontre aucun seuil important avant Montmélian. Au-delà de ce point, le substratum s'enfonce à nouveau pour atteindre une profondeur de 100 à 120 m au niveau du confluent Arc-Isère ; plus en amont les valeurs du surcreusement restent beaucoup plus faibles et ne doivent dépasser 50 m que rarement.

Ce surcreusement date pour sa majeure partie du passage des glaciers rissiens. Si les glaciers du Würm II ont beaucoup moins approfondi les vallées dans lesquelles ils ont passé, cela tient probablement à la présence des argiles d'Eybens dont l'épais tapis facilitait le glissement de la glace en se prêtant très mal à l'érosion.

Le phénomène de surcreusement existait évidemment avant le Riss, mais les entailles creusées par les glaciers antérieurs ont été entièrement érodées et ont complètement disparu lors du passage des glaciers rissiens. Le fond des ombilics liés aux glaciers du Mindel se trouvait beaucoup plus haut que le niveau atteint par les surcreusements du Riss.

Les argiles d'Eybens.

L'ensemble des résultats obtenus au cours de ce travail montre l'existence d'un grand lac occupant le Grésivaudan, la cluse de l'Isère, la Combe de Savoie, la cluse de Chambéry et la partie basse

des vallées adjacentes après le retrait des glaciers rissiens. Ce lac, dont j'avais déjà envisagé l'importance (J.-C. FOURNEAUX, 1969), a persisté pendant tout l'Eémien et même jusqu'au début du Würm.

La grande homogénéité de la sédimentation implique l'existence d'un climat stable et la présence d'une couverture végétale importante et dense qui remontait très haut sur les pentes. Les caractères physico-chimiques de la fraction argileuse de cette sédimentation permettent de penser que ce climat devait être assez voisin du climat que nous connaissons actuellement.

La surface de ce lac se situait aux alentours de 400 m. Il n'est pas possible de dire s'il existait un seul lac occupant à la fois la vallée de l'Isère et celle du Rhône ou deux lacs séparés par un barrage soit vers Chambéry, soit plus au Nord ? Rien, aujourd'hui, ne permet de séparer ce lac en deux.

Les argiles d'Eybens ont certainement contribué à limiter de façon considérable l'érosion des glaciers du Würm. Aujourd'hui, elles constituent un mur imperméable pour la nappe, séparant ainsi les eaux qui circulent dans les alluvions grossières d'éventuelles nappes profondes.

Les glaciations.

Les traces de trois épisodes glaciaires successifs sont imprimées dans la morphologie de la vallée de l'Isère. Le plus ancien d'entre eux, daté du Riss, n'a laissé que peu de dépôts en amont de Rovon, mais porte la responsabilité d'une érosion considérable ; c'est en effet à lui que l'on doit les surcreusements les plus importants mis en évidence dans la vallée de l'Isère.

Des dépôts de cet épisode glaciaire doivent exister en de nombreux points entre les argiles d'Eybens et le substratum. Il est très probable que de tels dépôts seront mis à jour lors du creusement de la tranchée de l'autoroute Grenoble-Chambéry dans les formations du verrou de la Gâche, avec des éléments allochtones (galets de cristallin) coincés entre les argiles et les marno-calcaires du Dogger, ce qui permettra d'affirmer qu'il s'agit bien d'une moraine et non d'éboulis.

Mais il est peu probable que ces éléments permettent de dire s'il s'agit d'un seul épisode glaciaire ou de plusieurs. Dans la Combe de Savoie,

comme dans le Grésivaudan, il ne faut pas s'attarder à trouver les preuves du passage de plusieurs glaciers au cours du Riss. De tels éléments sont à rechercher dans la plaine de la Bièvre, au-delà de l'arc de Rives, et dans la basse vallée de l'Isère, en aval de Rovon.

Le deuxième épisode dont les traces sont bien visibles correspond au maximum würmien, c'est-à-dire au Würm II. Les moraines de Francin, de la Gâche et de Cap Marcelline sont les témoins des moraines de fond liées à cet épisode. La plus grande partie des moraines latérales que l'on retrouve sur les pentes de Belledonne et sur le plateau de Saint-Nizier ont été déposées au cours du même stade glaciaire.

Au troisième épisode correspondent toutes les moraines de la surface des banquettes depuis Saint-Nazaire-les-Eymes dans le Grésivaudan jusqu'à Planaise en Savoie, ainsi que l'arc morainique de Moirans qui marquerait la limite atteinte par les glaces au cours de ce stade daté du Würm III.

Alors qu'au Riss et au Würm II les glaciers du Drac et de la Romanche venaient confluer avec le glacier de l'Isère au niveau de la plaine de Grenoble, il n'en est plus de même au cours du Würm III, où ces deux glaciers ont eu un développement beaucoup plus restreint.

Les trois épisodes glaciaires qui ont laissé des traces dans la vallée de l'Isère sont responsables non seulement de la morphologie actuelle mais aussi du tracé du réseau hydrographique tel que nous le connaissons.

L'histoire de la vallée de l'Isère pendant la fin

du Quaternaire apparaît alors de manière assez schématique. Après le retrait des glaciers du Riss, un vaste lac occupe la vallée depuis Rovon jusqu'à l'amont d'Albertville ainsi que les vallées affluentes. Il se maintient probablement jusqu'au cours du Würm I, dont les glaciers ne se sont pas avancés jusqu'à l'ombilic de Grenoble. Ce lac disparu, des étangs le remplacent, çà et là. Un climat plus chaud ayant succédé au climat froid du Würm I, une végétation abondante occupe ces étangs qui se comblent. Puis un nouveau refroidissement intervient : c'est le Würm II, au cours duquel les glaciers vont envahir la vallée en déblayant une partie des dépôts des époques précédentes et s'avancer jusque sur le Bas-Dauphiné. Ces glaciers laissent de nombreuses moraines et barrent les vallées affluentes où des dépôts lacustres se produisent. Après le retrait de ces glaciers, de nouveaux lacs occupent la vallée puis disparaissent peu avant l'arrivée des glaciers du Würm III. Ceux-ci avancent probablement jusqu'à Moirans. Après leur retrait, il se produit un nouvel épisode lacustre avec probablement plusieurs lacs de faible étendue et de faible profondeur, lacs qui disparaissent rapidement pour laisser la place à la sédimentation fluviale.

L'ensemble des éléments recueillis par l'étude de la géologie du Quaternaire va permettre de mieux appréhender les différentes formes de l'hydrogéologie de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. Chacun de ces éléments, par sa nature et sa géométrie, va en effet jouer un rôle dans cette hydrogéologie.

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations :

A.C.E.S. : Annales du Centre d'Enseignement Supérieur (Chambéry).

B.R.G.M. : Bureau de la Recherche Géologique et Minière (Orléans).

C.R.A.S. : Compte Rendu de l'Académie des Sciences (Paris).

C.R.S.S.G.F. : Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France (Paris).

R.G.A. : Revue de Géographie Alpine (Grenoble).

T.L.G. : Travaux du Laboratoire de Géologie (Grenoble).

APRAHAMIAN (J.), FOURNEAUX (J.C.), LACROIX (B.), USELLE (J.P.) (1970). — Observations nouvelles

sur les argiles interglaciaires de la vallée de l'Isère (C.R.A.S., t. 271, p. 1071-1074).

APRAHAMIAN (J.), CHOUTEAU (A.-F.), FOURNEAUX (J.-C.) (1972). — Examen des matières en suspension totale de l'Isère à Grenoble (II^e Colloque sur la pollution des Eaux, Lyon, décembre 1972).

BARBIER (R.), GIGNOUX (M.) (1955). — Géologie des barrages et des aménagements hydro-électriques, Masson éd., Paris.

BARFÉTY (J.C.), GIDON (M.) (1969). — Carte géologique Montmélian au 1/50 000 (B.R.G.M.).

BELLAIR (P.), MONTJUVENT (G.), SARROT-REYNAULD (J.) (1970). — Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan (C.R.A.S., t. 270, p. 7-10).

BLANCHARD (R.) (1934). — Le prétendu niveau d'érosion du Haut-Grésivaudan (R.G.A., t. 22, p. 637-647).

- BOCQUET (A.), BOCQUET (J.) (1969). — Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan (*R.G.A.*, t. 57, fasc. 3).
- BOURDIER (F.) (1935). — Stratigraphie des alluvions quaternaires antéwürmiennes du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry (*C.R.A.S.*, t. 201, p. 977-979).
- BOURDIER (F.), GOURC (J.) (1937). — Analyse polinique et position stratigraphique des lignites quaternaires de la région de Chambéry (*C.R.A.S.*, t. 205, p. 12-16).
- BOURDIER (E.) (1962). — Le bassin du Rhône au Quaternaire. Ed. du C.N.R.S., Paris.
- DUBUS (J.), MICHEL (M.) (1968). — Etude des ressources en eaux de la vallée de l'Isère : les versants de Belledonne, Chartreuse et Vercors. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- DUBUS (J.), MICHEL (R.) (1969). — Etude des ressources en eaux de la vallée de l'Isère, la cluse de l'Isère. D.D.A. de l'Isère, Grenoble.
- FOURNEAUX (J.-C.) (1968 a). — Hydrogéologie du Grésivaudan (*Thèse 3^e cycle*, Sciences, Grenoble).
- FOURNEAUX (J.-C.), MONTJUVENT (G.), SARROT-REYNAULD (J.) (1969). — Sur l'évolution des argiles d'Eybens (Isère) et leurs rapports avec les formations quaternaires voisines (*C.R.A.S.*, t. 268, p. 2640-2644).
- FOURNEAUX (J.-C.) (1969). — Contribution à l'étude des formations quaternaires de la vallée de l'Isère : la Banquette de Planaise (Savoie) (*C.R.A.S.*, t. 269, p. 1607-1610).
- FOURNEAUX (J.-C.) (1970). — Sur la présence d'argiles d'Eybens dans la vallée de l'Isère, à l'aval de Moirans (*C.R.S.S.G.F.*, fasc. 8, p. 318).
- FOURNIER (D.) (1974). — Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre-Bas-Dauphiné - bassin versant du Haut-Rival (*Thèse 3^e cycle*, Sciences, Grenoble I).
- FREYMOND (P.) (1971). — Les dépôts quaternaires de la vallée du Rhône entre Saint-Maurice et le Léman, d'après les sondages d'étude de l'autoroute et de l'aménagement hydro-électrique du Bas-Rhône (*Rev. Lab. Géol. Min. Géophys., Université de Lausanne*, n° 189).
- GIDON (M.), MONTJUVENT (G.) (1968). — Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins. Le dispositif « moraine-chenal-marginal » (*Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, n° 15, p. 125-149).
- GIDON (M.) (1970). — Feuille Voiron de la carte géologique au 1/50 000 (*B.R.G.M.*).
- GIDON (P.) (1969). — Documents pour servir à l'étude de l'histoire quaternaire du lac du Bourget (*A.C.E.S.*, n° 7, Chambéry).
- GIGNOUX (M.) (1944). — L'épaisseur des dépôts quaternaires dans la plaine de Grenoble (*C.R.S.S.G.F.*, p. 77-78).
- GIGNOUX (M.), MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise, 2^e édition, Masson éd., Paris.
- GOGUEL (J.), PACHOUD (A.) (1972). — Géologie et dynamique de l'écoulement du Mont Granier, dans le massif de la Chartreuse, en novembre 1248 (*Bull. B.R.G.M.*, 2^e série, section III, n° 1, p. 29-38).
- HANNS (C.) (1974). — Premières indications par une datation au C-14 pour l'âge interstadiaire würmien des dépôts fluviaux de la Banquette de Barraux (*R.G.A.*, t. 64, fasc. 4).
- LACROIX-COSTES (B.) (1971). — Hydrogéologie de la plaine de Grenoble (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble I).
- LLIBOUTRY (L.) (1965). — Traité de glaciologie, Masson éd., Paris.
- MALENFANT (M.) (1969). — Industrie moustérienne sur la moraine des Guillets (*C.R.A.S.*, t. 268, p. 1380-1383).
- MARGALHAN-FERRAT (H.) (1975). — Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique de la cluse de l'Isère (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble I).
- MICHEL (R.), ROTHE (J.) (1959). — Sur la nature et l'épaisseur des alluvions quaternaires dans le bassin de Vizille (*T.L.G.*, t. 35).
- MONTANDON (F.) (1933). — Chronologie des éboulements alpins (Soc. Géographie de Genève, n° 4).
- MONTJUVENT (G.) (1969). — Essais morphologiques sur un piedmont alpin. La vallée morte de Bièvre (*R.G.A.*, t. 57, fasc. 4, p. 487-514).
- MONTJUVENT (G.) (1973). — La transfluence Duranc-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du Bassin du Drac (*R.G.A.*, t. 49).
- MONTJUVENT (G.), USELLE (J.-P.) (1974). — Interprétations des argiles d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA-1969 (*Bull. Soc. Ass. Fr. Etude du Quaternaire*, fasc. 2).
- MORET (L.), DEBELMAS (J.) (1959). — Structure géologique et hydrogéologique du bassin de Vif et de Pont-de-Claix (*T.L.G.*, t. 35, p. 137-160).
- PIRAUD (V.) (1924). — Le sous-sol de la vallée du Grésivaudan (*Bull. Soc. Sc. Isère*, t. 45, p. 405-406).
- PIRAUD (V.) (1936 a). — Arbre sub-fossile trouvé dans le sous-sol de Grenoble (*Bull. Soc. Dauph. Ethnologie*, t. 29).
- PIRAUD (V.) (1936 b). — Présence d'une couche de tourbe dans le sous-sol de Grenoble (*P.V. de la Soc. Dauphinoise d'Etudes Biologiques*, 15^e année, n° 277).
- PIRAUD (V.) (1938). — Cailloux du Drac et argiles de l'Isère (*Bull. Soc. Sc. Isère*, t. 58, p. 373-374).
- PUNTOUS (R.) (1967). — Mesures sismiques effectuées lors de tirs d'explosifs chimiques à Bois-Français. Inédit, Cadaraches.
- RIMBAUT (M.) (1949). — Etude géologique de la région Saint-Gervais-Rovon (*D.E.S. Sciences*, Grenoble).
- SARROT-REYNAULD (J.) (1953). — Observations sur la nature physico-chimique des argiles d'Eybens (*T.L.G.*, t. 31).
- SARROT-REYNAULD (J.) (1963). — Le glaciaire et fluvio-glaciaire du Drac et de la Romanche à la périphérie du Dôme de La Mure (*T.L.G.*, t. 37).
- SERRUYA (C.) (1969). — Contribution à l'étude des dépôts du lac Léman en relation avec l'évolution du bassin versant sédimentaire et les caractères du milieu lacustre (*Arch. Sc. Genève*, vol. 22, fasc. 1).