

Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura)

Michel Campy

Abstract

During the last glacial period (Würm), the Jura range was covered by an ice cap independent of the alpine cap. The most beautiful deposit ensemble of the glacial margin was studied in the area of "Combe d'Ain". The main characteristic lithological and morphological units have been described. A sedimentary model and a paleogeography of the glacial margin are proposed.

Résumé

Pendant la dernière période glaciaire (Würm), la chaîne du Jura fut recouverte par une calotte de glace indépendante de la calotte alpine. Le plus bel ensemble des dépôts de la marge glaciaire a été étudié dans la zone de la Combe d'Ain. Les principales unités lithologiques et morphologiques caractéristiques ont été décrites. Un modèle sédimentaire et une paléogéographie de la marge glaciaire sont proposés.

Citer ce document / Cite this document :

Campy Michel. Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura). In: Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, vol. 22, n°2-3, 1985. pp. 65-74;

doi : <https://doi.org/10.3406/quate.1985.1530>

https://www.persee.fr/doc/quate_0004-5500_1985_num_22_2_1530

Fichier pdf généré le 19/04/2018

DYNAMIQUE D'UNE MARGE GLACIAIRE AU MAXIMUM WÜRMIEN LA COMBE D'AIN (Jura)

■
par Michel CAMPY*

RÉSUMÉ

Pendant la dernière période glaciaire (Würm), la chaîne du Jura fut recouverte par une calotte de glace indépendante de la calotte alpine. Le plus bel ensemble des dépôts de la marge glaciaire a été étudié dans la zone de la Combe d'Ain. Les principales unités lithologiques et morphologiques caractéristiques ont été décrites. Un modèle sédimentaire et une paléogéographie de la marge glaciaire sont proposés.

Mots-clés : Dépôts glaciaires, Marge glacio-lacustre, Jura, France.

ABSTRACT

DYNAMIC OF A GLACIAL MARGIN DURING THE MAXIMUM WÜRM PERIOD : THE COMBE D'AIN.

During the last glacial period (Würm), the Jura range was covered by an ice cap independent of the alpine cap. The most beautiful deposit ensemble of the glacial margin was studied in the area of "Combe d'Ain". The main characteristic lithological and morphological units have been described. A sedimentary model and a paleogeography of the glacial margin are proposed.

Key-Words : Glacial deposits, Glacio-lacustrine margin, Jura, France.

1. — INTRODUCTION : LE GLACIER JURASSIEN AU MAXIMUM WÜRMIEN PAR RAPPORT AU GLACIER ALPIN

Au cours du maximum würmien, la chaîne jurassienne a été recouverte par une calotte glaciaire indépendante de la calotte alpine (Aubert, 1965 ; Campy, 1982).

La figure 1 donne une représentation schématique de la répartition des principaux ensembles glaciaires

au cours du maximum würmien sur le versant Nord-Ouest des Alpes au contact du Jura :

—L'axe principal du vecteur glaciaire alpin était issu de la haute vallée du Rhône, à l'amont du lac Léman actuel. Ce courant glaciaire majeur submergeait la plaine lemanique et venait buter contre le massif jurassien aux environs de 1000 m ± 100 m d'altitude. Une partie de la glace remontait vers le Nord en direction du lac de Neuchâtel, où elle rejoignait la glace issue des Alpes Bernoises s'écoulant par la vallée de l'Aar (Schlüchter, 1976). L'es-

* Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie, Université de Besançon et U.A. 157 du C.N.R.S. : Géodynamique sédimentaire et évolution géobiologique, place Leclerc, 25030 Besançon Cedex (France).

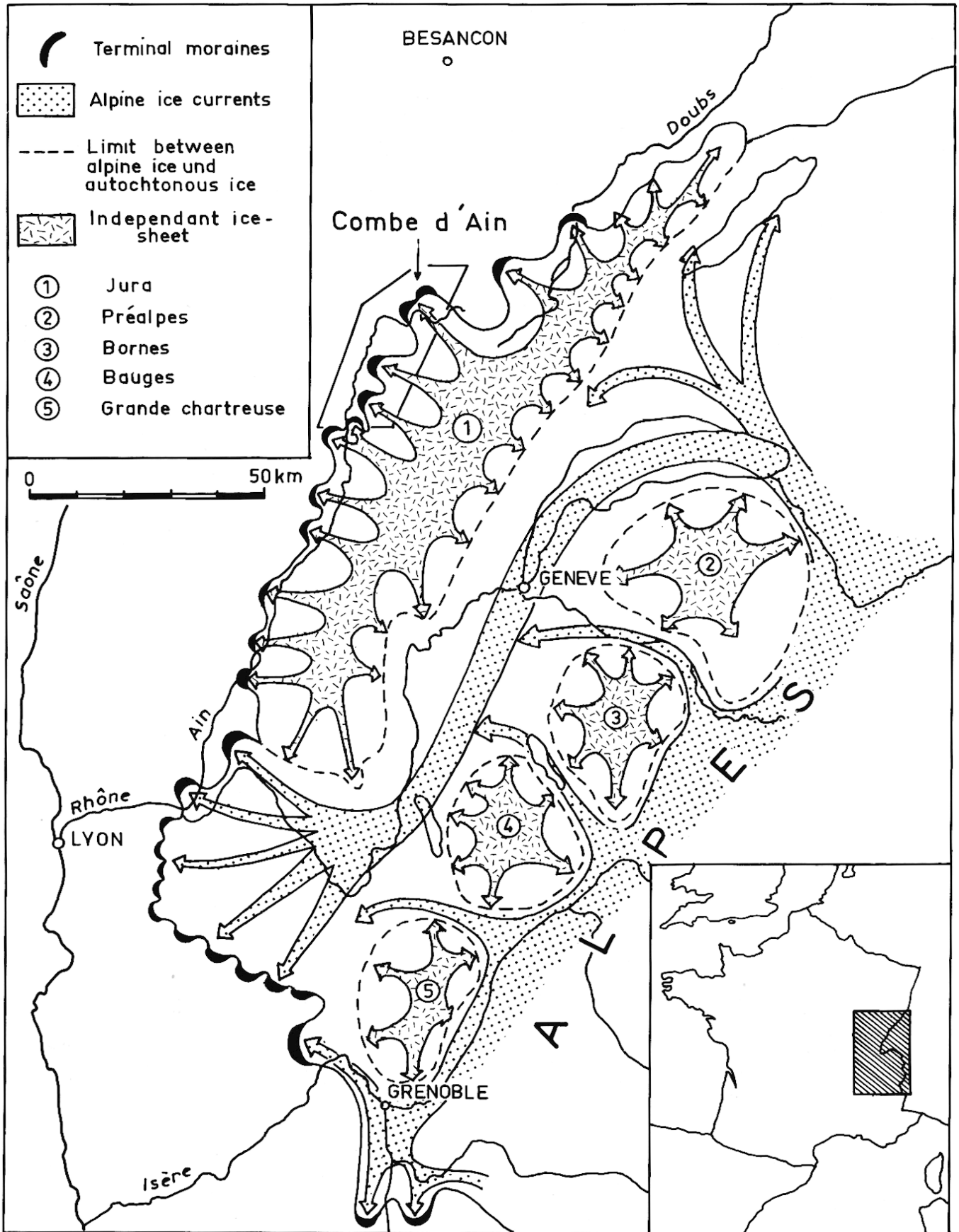


Fig. 1. — Répartition schématique des principaux ensembles glaciaires sur le versant Nord-Ouest des Alpes au contact de la chaîne du Jura.
 Fig. 1. — Distribution of the main ice ensembles on the North-West slopes of the Alps in contact with the Jura range.

sentiel de la masse glaciaire prenait une orientation Sud-Ouest en direction de Lyon et s'étalait en un vaste cône glaciaire dans la région des collines du Bas Dauphiné à la limite duquel se déposaient les moraines terminales du "complexe des moraines internes". Cette masse principale de glace recevait sur sa rive gauche les apports glaciaires issus du Massif Alpin interne par les vallées adjacentes séparant les divers massifs subalpins. Ceux-ci, du Nord au Sud : massifs des Préalpes (2), des Bornes (3), des Bauges (4) et de la Grande Chartreuse (5) possédaient leurs propres glaciers issus des Alpes plus internes.

— Au Nord-Ouest, la chaîne du Jura était elle-même recouverte d'une calotte de glace, d'une centaine de kilomètres de long, de 40 kilomètres de large et culminant aux environs de 2000 m dans sa partie centrale. L'écoulement glaciaire se faisait de manière centrifuge. Sur le flanc Sud-Est de la chaîne, une partie de la glace rejoignait vers 1000 m d'altitude le grand courant glaciaire alpin, tandis que sur le flanc Nord-Ouest, l'autre partie s'écoulait en direction de bordure de la chaîne jurassienne, où elle déposait toute une série de moraines frontales bien individualisées (Campy, 1982).

Le plus bel ensemble des dépôts de cette marge glaciaire a été étudié dans la zone de la "Combe d'Ain", à 80 kilomètres au Sud de Besançon. C'est ici que les principales unités lithologiques caractéristiques ont été décrites.

2. — LES UNITES CARTOGRAPHIQUES GLACIAIRES ET ASSOCIEES DANS LA COMBE D'AIN

La Combe d'Ain est une dépression monoclinale d'orientation générale NNE-SSW, de 30 kilomètres de long sur 4 à 5 kilomètres de large. Elle est parcourue par la rivière de l'Ain et son altitude est voisine de 500 m. Elle est limitée à l'Est par le plateau de Champagnole dont l'altitude s'échelonne de 600 m à l'Ouest à 800 m à l'Est, où il vient se raccorder aux premiers reliefs de la chaîne du Jura. Ce plateau est entaillé par des vallées en cul-de-sac (reculées) qui se raccordent à la Combe d'Ain. Vers l'Ouest, cette dernière est limitée par le relief de la chaîne de l'Euthe qui culmine à 750 m (Fig. 2).

Les principales unités lithologiques cartographiées sont les suivantes :

1) Les dépôts glaciaires *sensu stricto* : Moraines

Trois types de moraines ont été mises en évidence :

— *Les moraines de fond* : sur le plateau de Champagnole et dans les dépressions qui l'entaillent.

— *Les moraines d'ablation* : au niveau des rides morainiques, près de la zone de fonte du glacier, lorsque celle-ci donne naissance à un cône proglaciaire formé de matériaux grossiers.

— *Les moraines subaquatiques* : lorsque les rides morainiques sont directement en contact avec des dépôts lacustres et glaciolacustres (laminites silteuses).

2) Les dépôts de remaniement proglaciaires

Une langue glaciaire débordant par le Sud a provoqué un lac de retenue qui a occupé lors du maximum glaciaire toute la Combe d'Ain. Les dépôts proglaciaires sont donc essentiellement représentés par deux types de dépôts glacio-lacustres :

— *des dépôts deltaïques grossiers* dont le sommet (Topset beds) se trouve à une altitude constante de 525 m. Sous les dépôts horizontaux se trouvent des dépôts très inclinés de type dépôts de progradation (Foreset beds). Ces deltas grossiers sont présents immédiatement à l'aval des moraines terminales, lorsque la langue glaciaire n'était pas en contact direct avec les eaux du lac (zone de Crotenay et de Clairvaux). Lorsque la langue glaciaire entrainait en contact avec l'eau du lac, ces deltas sont situés de part et d'autre des moraines terminales et en retrait par rapport à ces moraines (zone de Doucier et à l'extrême Sud de la Combe d'Ain).

— *des dépôts fins varvés* (laminites) composés essentiellement de silts. Ils occupent toute la zone déprimée de la Combe d'Ain et leur épaisseur peut atteindre 30 m. Ils représentent les dépôts de fond (Bottomset beds) accumulés dans un environnement lacustre d'eau calme. De nombreux blocs démesurés (Dropstones) sont présents dans cet ensemble, interprétés comme des blocs véhiculés par des radeaux de glace.

Les dépressions situées à l'amont des moraines terminales engendrées lors du retrait glaciaire ont été occupées par des lacs dont de nombreux subsistent encore actuellement (lacs de Clairvaux, Doucier, Chalain, etc...). Mais le plus souvent, ces lacs ont été comblés par les dépôts tardi et post-glaciaires et, de ce fait, progressivement asséchés.

3. — LES UNITES MORPHO-SEDIMENTAIRES

Entre le rebord du plateau de Champagnole à l'Est et la côte de l'Euthe à l'Ouest, les unités morpho-sédimentaires peuvent être distinguées et corrélées du Nord au Sud de la combe. En partant de la rivière d'Ain qui draine la combe sur un dénivelé de l'ordre

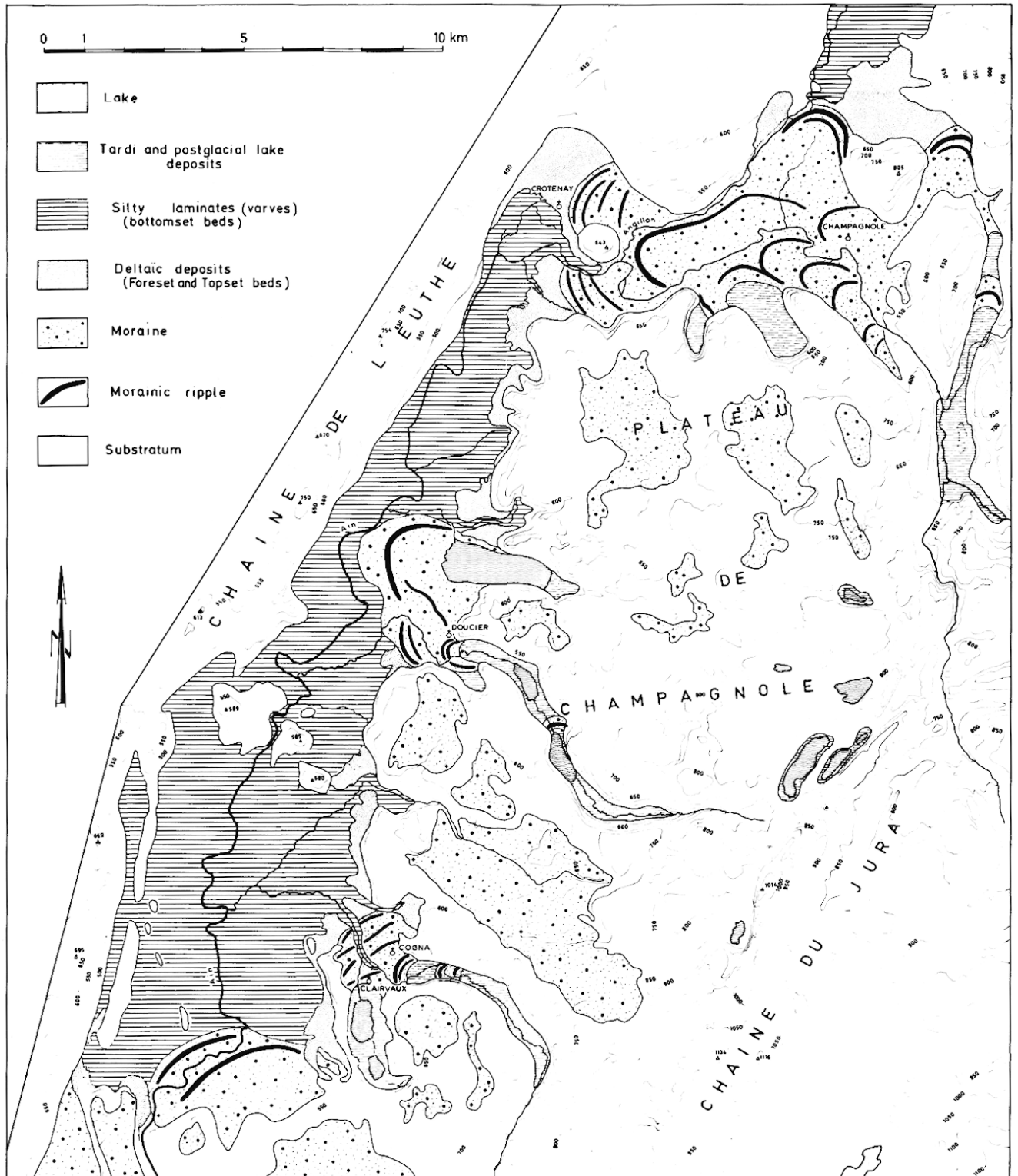


Fig. 2. — Cartographie des unités lithologiques de la marge glacio-lacustre de la Combe d'Ain.

Fig. 2. — Cartography of lithological units of the glaciolacustrine margin of the Combe d'Ain.

de 40 m en 30 kilomètres, on peut distinguer les unités suivantes : (Fig. 3).

1) S2 : Terrasse inférieure

C'est un replat morphologique assez régulier lorsqu'il n'est pas érodé par les affluents de rive gauche de l'Ain. Il se situe entre 490 et 500 m et une étude topographique précise nous a montré qu'il présente une pente très douce (5 m sur 2 km) d'Est en Ouest de la reculée. Les grands arrachements au flanc de la vallée de l'Ain ont permis de déterminer sa nature lithologique : il s'agit essentiellement de laminites (« varves ») silteuses contenant des blocs isolés. Nous l'avons considérée comme une formation lacustre (Bottomset beds) à blocs apportés par des radeaux de glace (Drop-stones). L'analyse granulométrique et le comptage des varves ont permis d'estimer à 500 ou 600 ans la durée de vie du lac où elles se sont formées. Le contenu de ces varves est uniquement minéral, aucun pollen ou aucune diatomée n'y ont été décelés.

2) S1 : Terrasse supérieure

Dominant la précédente de 30 à 40 m, la terrasse supérieure est surtout présente contre le flanc est de la Combe d'Ain où elle s'appuie directement contre la corniche calcaire du plateau de Champagnole ou contre les édifices morainiques. Sa pente s'abaisse régulièrement de l'Est (530 m) vers l'Ouest (525 m). Elle est interposée entre la terrasse inférieure et les rides morainiques dans le cas où ces dernières sont en retrait par rapport aux dépôts varvés (Fig. 3a). Par contre, elles sont latérales par rapport aux moraines lorsque celles-ci débordent dans le domaine lacustre proglaciaire (Fig. 3b). Leur présence en bordure du plateau, sans dépôt morainique à l'amont, semble s'expliquer par des apports de chenaux proglaciaires drainant les fontes des marges glaciaires situées beaucoup plus à l'amont. Lorsque la morphologie de l'abrupt aval est préservée, le bord de cette terrasse est clairement festonné.

Lithologiquement, la haute terrasse est typiquement formée de dépôts grossiers à graviers alternant avec des couches sableuses régulièrement inclinées de 20 à 30° vers l'aval (Foreset beds), surmontées d'un dépôt identique mais horizontal (Topset bed).

Cette terrasse peut être considérée comme une terrasse lacustre constituée d'un dépôt deltaïque de type dépôt de progradation. La régularité de sa présence et de l'altitude de son replat à 530 m du Nord au Sud de la Combe d'Ain est la preuve de l'existence d'un vaste lac proglaciaire.

3) M : Les rides et buttes morainiques

Elles sont toutes situées au débouché des reculées entaillant le plateau de Champagnole et convexes

vers l'Ouest (Fig. 2). Leur contact avec les unités morpho-sédimentaires précédentes (terrasses inférieure et supérieure) se fait de deux manières :

— Dans le premier cas (Fig. 3a), la haute terrasse se raccorde vers l'amont à un ensemble de rides morainiques (Ma1, Ma2, Ma3), globalement parallèles au grand axe de la Combe d'Ain, c'est-à-dire traduisant une polarité Est-Ouest du glacier. Lithologiquement, ces rides sont faites de matériel hétérométrique de type argiles à blocs avec une matrice assez grossière lui conférant un faciès de type *moraine d'ablation*. Chaque ride est séparée de la suivante et de la précédente par un petit replat à éléments sablo-graveleux triés. Les faciès hétérométriques passent vers le bas à des sables grossiers non lités très bien triés, puis aux faciès varvés reconnus plus à l'aval. Il semble donc que les langues glaciaires aient chevauché lors de l'extension maximum les dépôts lacustres déposés antérieurement.

— Dans le deuxième cas (Fig. 3b), les dépôts d'argiles à blocs passent sans transition aux dépôts varvés très enrichis en dropstones, surtout vers le haut de la formation. Interstratifiés dans les argiles à blocs, des niveaux varvés présentent des figures de compression de type glacitectonique. Morphologiquement, les dépôts à blocs se présentent comme une vaste butte aux pentes douces. Ce type de dépôts morainiques est à situer dans les dépôts morainiques de type subaquatique (Waterlain-Till de Dreimanis, 1979), la langue glaciaire se déversant directement dans le lac proglaciaire.

4) Dépôts emboîtés

— *Dépôts deltaïques* : S3a, S3b (Fig. 3a)

Au fond des reculées entaillant le plateau de Champagnole, des terrasses de type lacustre (delta à structure de progradation) dominent les lacs actuels de 5 à 10 m. Leur position élevée par rapport au niveau actuel du lac témoigne de l'existence d'un lac ancien de plus haut niveau.

— *Argiles organiques et craies lacustres* : Ao

Surmontant les dépôts morainiques ou les varves, des dépôts foncés (de type Gytja), souvent recouverts de craies lacustres, constituent le sous-bassement des lacs actuels. Dans le cas où les dépressions lacustres intermorainiques étaient drainées par un cours d'eau important très riche en particules détritiques, les dépôts d'argiles organiques et de craies lacustres ont rapidement comblé et asséché les lacs.

SUBSTRAT

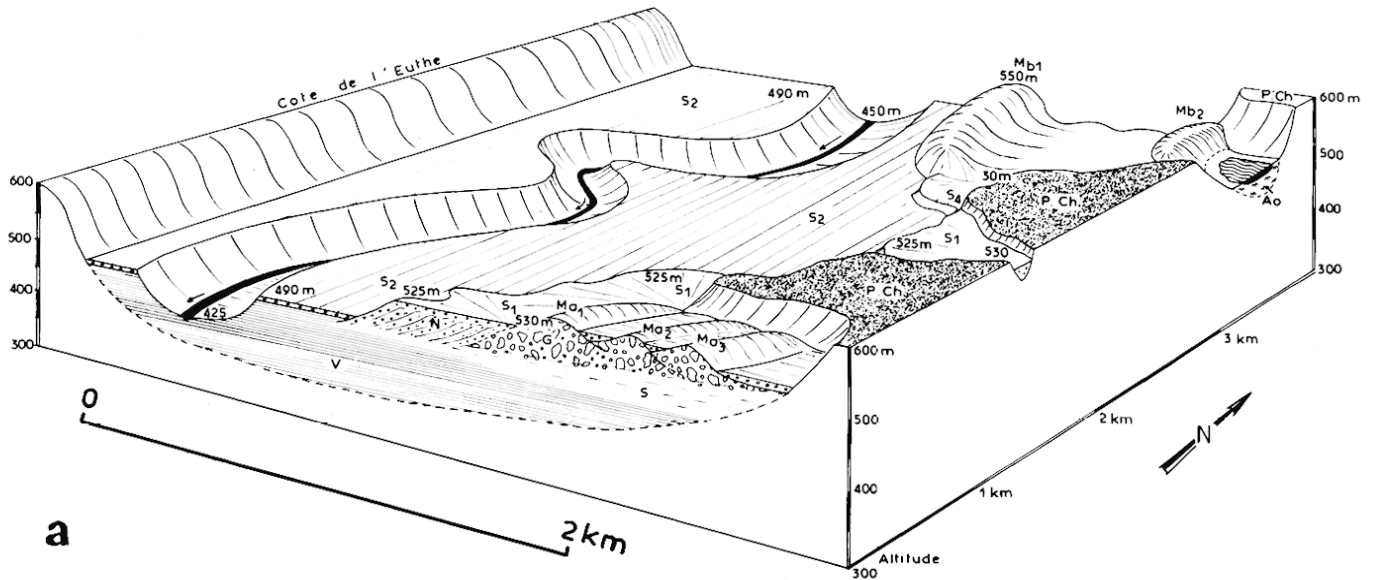
- Substrat Jurassique
 P.Ch. : Plateau de Champagnole

ELEMENTS MORPHOLOGIQUES

- Ma₁, Ma₂, Ma₃ : Rides morainiques
 Mb₁, Mb₂ : Moraine frontale (Butte morainique)
 S₁ : Terrasse supérieure 525-530 m
 S₂ : Terrasse inférieure 490-500 m

ELEMENTS LITHOLOGIQUES

- G : Argile à blocs (moraine de fond et d'ablation)
 N : Dépôts hétérométriques de progradation
 S : Sables triés
 V : Varves
 A₀ : Argiles organiques et craie lacustre

ELEMENTS MORPHOLOGIQUES

- M : Butte morainique
 S₁ : Terrasse supérieure 525-528 m
 S₂ : Terrasse inférieure 499-505 m
 S_{3a}-S_{3b} : Terrasses lacustres de fond de reculée

ELEMENTS LITHOLOGIQUES

- G : Argile à blocs à niveau varvés déformés
 Vb : "Varves" à blocs V : "Varves"
 N : Dépôts hétérométriques de progradation
 A₀ : Argiles organiques et craies lacustres

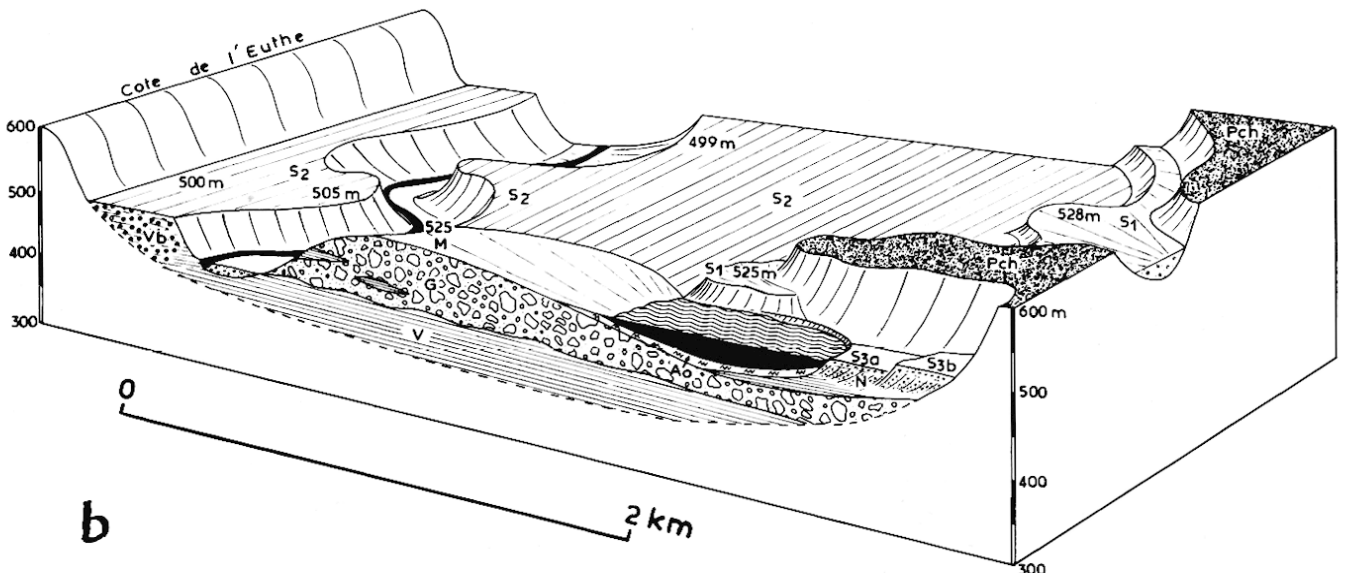


Fig. 3. — Les grandes unités morphologiques et lithologiques dans la Combe d'Ain.

a) Premier cas : ride morainique en retrait par rapport au lac.

b) Deuxième cas : front glaciaire débordant dans le lac.

Fig. 3. — The morphological and lithological main units in the Combe d'Ain.

a) First case : morainic ripples standing back from the lake border.

b) Second case : glacial front overflowing in the lake.

4. — CONCLUSIONS

Les relations spatiales et morpho-sédimentaires entre les différentes unités définies dans la Combe d'Ain, complétées par les analyses sédimentologiques réalisées par ailleurs (Campy, 1982) permettent de proposer, d'une part un modèle sédimentaire applicable à une marge glacio-lacustre, et d'autre part une reconstitution paléogéographique de cette marge au niveau de la Combe d'Ain, au maximum glaciaire würmien.

1) Un modèle sédimentaire : la marge glacio-lacustre

La plupart des observations effectuées rentrent dans un cadre sédimentaire dynamique : la marge glacio-lacustre. Nous possédons à notre avis suffisamment d'éléments isolés, mais liés génétiquement, pour proposer un modèle sédimentaire propre à ce type d'environnement (Fig. 4).

Examinons de l'amont à l'aval, c'est-à-dire d'Est en Ouest, les différents contacts entre les principales unités définies.

Le contact entre moraines de fond et moraines d'ablation a été rarement observé. Cependant, nous avons vu que les moraines d'ablation existaient sous deux formes distinctes du point de vue de leur position et de leur morphologie. Vers l'amont, un niveau métrique de type moraine d'ablation repose sur les moraines de fond : ce sont les moraines d'ablation au sens strict de Flint (1971). Au niveau du front glaciaire, les diverses rides ou bourrelets morainiques définis morphologiquement présentent des faciès de moraines d'ablation : elles constituent les "moraines frontales" ou rides morainiques. Les faciès

de type moraines de fond sont, au niveau du front glaciaire, recouverts par les rides morainiques sous lesquelles ils se terminent en biseau et il est possible de trouver des masses isolées de moraines de fond dans les moraines d'ablation.

Le contact entre moraines d'ablation et deltas proglaciaires a été observé à plusieurs reprises, et de manière assez progressive. Des interstratifications des deux faciès sont possibles, ce qui prouve que le glacier a peu à peu recouvert le cône deltaïque au cours de sa progression. Les analyses morphométriques nous ont en effet montré qu'une ou plusieurs reprises des matériaux deltaïques se sont produites.

Le delta proprement dit est classiquement composé de ses deux séries complémentaires : le talus de progradation (Foreset beds), formé par l'alternance de couches inclinées de galets sableux et les couches sommitales légèrement inclinées vers l'aval. Nous avons vu exceptionnellement le passage de couches de l'un à l'autre, mais la plupart du temps, les couches sommitales reposent en discordance sur les couches inclinées qu'elles ravinent. Les figures sédimentaires de type convolution et rides de courant sont abondantes dans les couches sommitales silto-sableuses, et en coupes transversales, de nombreuses stratifications entrecroisées apparaissent.

Le talus de progradation contient de nombreux blocs démesurés (Drop-stones) et il est possible d'y observer des couches effondrées témoignant de l'existence temporaire de blocs de glace morte dont la fonte permet l'effondrement des niveaux supérieurs. La base du talus de progradation est marquée par un affinement des matériaux et les lits obliques passent progressivement à des lits horizontaux. C'est dans cette partie basale du talus que s'observent de nom-

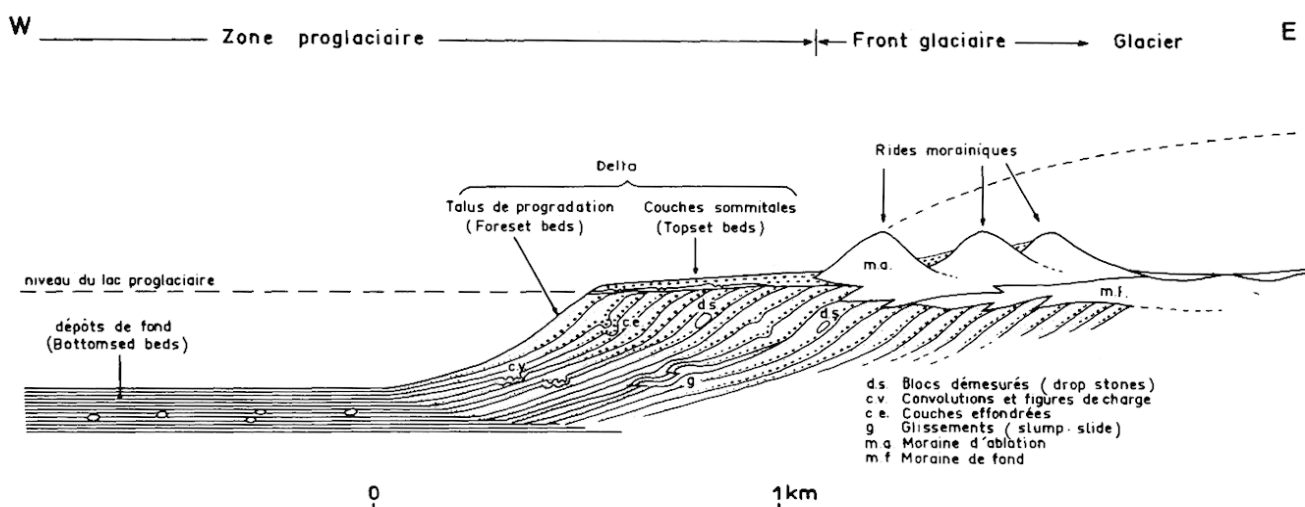


Fig. 4. — Le complexe sédimentaire au niveau de la marge glacio-lacustre.

Fig. 4. — The sedimentary complex in the glacial lake contact.

breuses figures sédimentaires : glissements plus ou moins importants, convolution de grande ampleur et figures de courant. Celles-ci peuvent indiquer des directions contraires au flux général, prouvant l'existence de contre-courants issus du fond du lac en direction de la base du talus.

Le passage aux dépôts de fond (Bottomset beds) se fait progressivement par passage graduel à l'horizontale des couches et acquisition de la structure varvée classique. De nombreux blocs démesurés présents dans les varves prouvent l'existence de nombreux radeaux de glace flottant à la surface du lac et se délestant de leur contenu détritique lors de la fonte.

Ce complexe sédimentaire a été mis en évidence dans la Combe d'Ain qui nous a servi de modèle pour sa reconstruction, mais il existe dans tous les bassins proglaciaires de la marge occidentale de la chaîne jurassienne.

Dans chaque bassin, des particularités locales peuvent intervenir, liées à la profondeur du lac, à sa période d'existence plus ou moins brève, à la proximité du front glaciaire, mais globalement chaque type local peut se rattacher au complexe sédimentaire précédemment décrit. Celui-ci constitue l'une des caractéristiques de la sédimentation proglaciaire du domaine jurassien.

Nous avons également noté la possibilité d'un déversement direct de la marge glaciaire dans un environnement lacustre franc. C'est dans ce contexte que se développe le faciès des moraines sub-aquatiques mis en évidence dans la partie méridionale de la Combe d'Ain et dans la région de Doucier — Villard-sur-Ain. Dans ce cas, les cônes proglaciaires n'existent que marginalement par rapport à la langue glaciaire, tandis que les faciès morainiques passent directement aux faciès varvés contenant alors une proposition de blocs démesurés (Drop-stones) beaucoup plus grande.

2) La Combe d'Ain au maximum glaciaire würmien : reconstitution paléogéographique (Fig. 5)

La Combe d'Ain était complètement occupée au moment du maximum glaciaire par un lac en position proglaciaire, attesté par les dépôts varvés colmatant l'ensemble de la dépression. Les indices sédimentologiques, ainsi que l'abondance des deltas grossiers de bordure, montrent que la totalité des apports détritiques étaient issus de l'Est. Le niveau du lac (530 m) est donné par l'altitude des couches horizontales surmontant les deltas marginaux (Topset beds). La régularité altitudinale de cette terrasse du Nord au Sud de la Combe d'Ain montre qu'il s'agit bien d'une terrasse lacustre.

La cartographie des différentes unités morainiques

et deltaïques permet de localiser plusieurs langues glaciaires débouchant dans la Combe d'Ain par sa rive orientale. Du Nord au Sud :

— *La langue glaciaire de Champagnole* qui s'écoule depuis le haut Jura par la haute vallée de l'Ain et de ses affluents de rive gauche, Lemme et Saine. Elle butte contre l'obstacle du Montsogéon qui provoque deux courtes diffluentes qui fondent à peu de distance, en édifiant les deux moraines frontales les plus avales. Les eaux de fonte érigent le complexe deltaïque de Crotenay avant d'alimenter le lac.

— *La langue glaciaire de Doucier* emprunte les reculées du Hérisson et de Chalain et se déverse directement dans le lac de la Combe d'Ain, sans intermédiaire deltaïque. De part et d'autre cependant, les chenaux juxtaglaciaires édifient de puissants cônes deltaïques latéro-glaciaires. C'est au front de cette langue qu'ont été reconnus des faciès de moraines sub-aquatiques. Entre chacune de ces langues, le plateau de Champagnole est parcouru par de nombreux chenaux anastomosés que la pente générale dirige vers la dépression de la Combe d'Ain, où ils édifient les cônes deltaïques. C'est cependant de part et d'autre des langues glaciaires que la plus grande masse de matériaux s'accumule au contact du lac, ce qui montre la prééminence des chenaux latéro-glaciaires par rapport aux chenaux drainant le plateau dans l'espace interlangue.

— *La langue glaciaire de Clairvaux* emprunte les reculées du Drouvenant et des lacs actuels de Clairvaux et est relativement réduite par rapport aux précédentes. Son rôle de vecteur glaciaire et sédimentaire est cependant important vu l'abondance de l'édifice deltaïque auquel elle a donné naissance. Entre la langue de Clairvaux et la langue de Doucier, une importante évacuation d'eau de fonte a participé à l'alimentation du cône deltaïque de Charcier sur les marges du lac.

— *La langue glaciaire d'Orgelet* constitue le barrage responsable du lac de la Combe d'Ain. Les gorges de l'Ain sont alors complètement submergées par une masse glaciaire dont une partie s'écoule vers le Nord dans le lac (c'est ici que les faciès de moraines sub-aquatiques ont été mis en évidence) et une autre partie s'écoule vers l'Ouest en direction d'Orgelet.

Cette conception paléogéographique exprimant une polarité des masses de glace directement en rapport avec la polarité topographique, la haute chaîne jurassienne constituant la seule source de glace s'oppose à la conception de Tricart (1965) faisant du glacier jurassien un héritage du glacier alpin pénétrant dans la chaîne jurassienne par ses cols principaux et empruntant ses vallées les plus importantes.

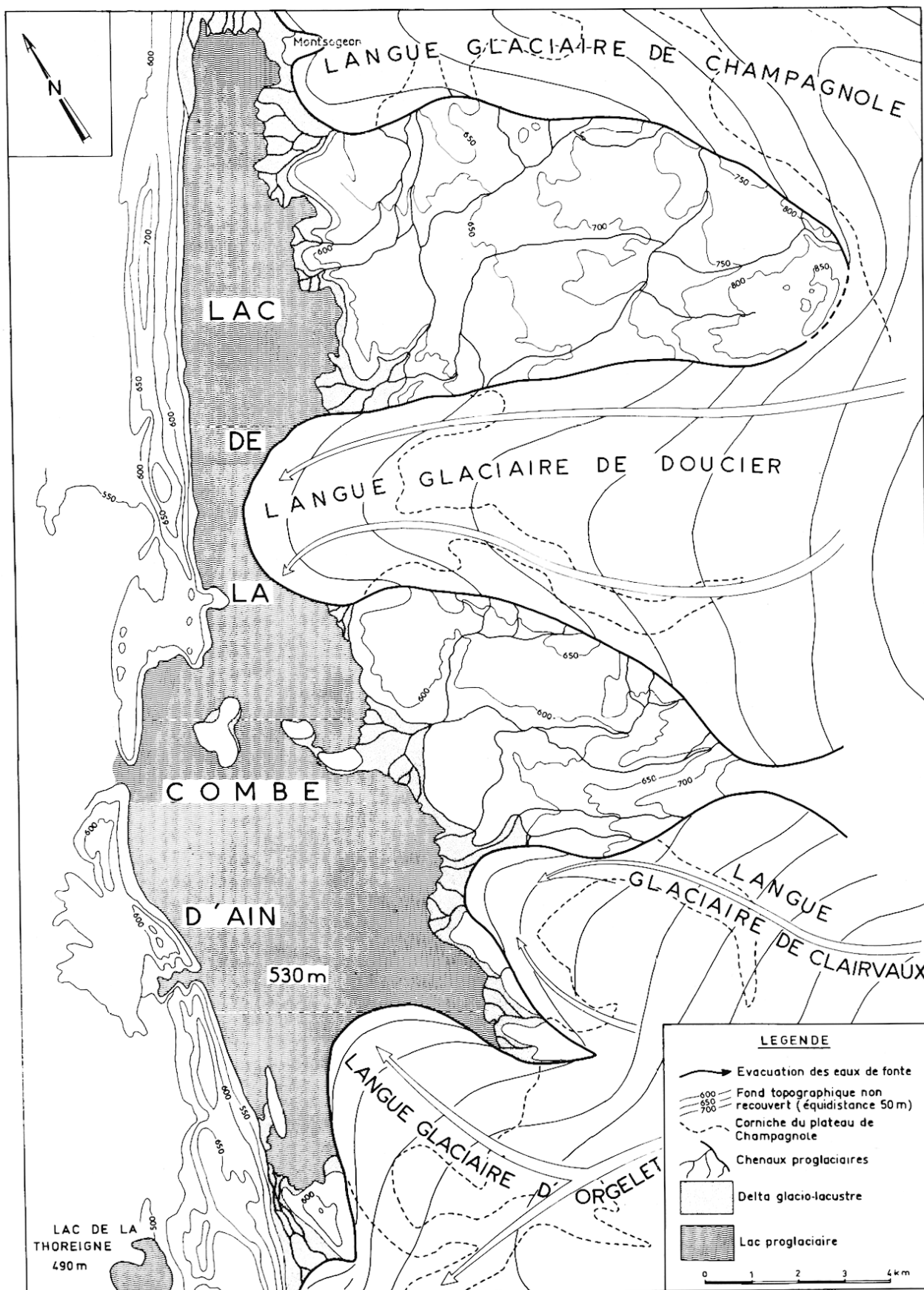


Fig. 5. — Le lac proglaciaire de la Combe d'Ain au maximum glaciaire (Würm).

Fig. 5. — The proglacial lake of the Combe d'Ain during the glacial maximum advancing (Würm).

BIBLIOGRAPHIE

- Aubert D.**, 1965. — Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclog. Geolog. Helv.*, 58/1, p. 555-578.
- Campy M.**, 1982. — Le Quaternaire jurassien. Essai chronologique et paléoclimatique. *Thèse d'Etat, Université de Besançon*, 575 p., 222 fig.
- Dreimanis A.**, 1979. — The problems of Waterlain tills in Moraines and Varves. Ed. Ch. Schlüchter, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Flint R.F.**, 1971. — Glacial and quaternary geology. Wiley and Sons, New-York, 892 p.
- Schlüchter C.**, (1976. — Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. Univ. Bern.*
- Tricart J.**, 1965. — Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. *Revue géogr. de l'Est*, fasc. 4, p. 499-527.