Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles

Band: 113 (1990)

Artikel: Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine : le glacier jurassien

Autor: Arn, Robert / Campy, Michel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-89316

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 03.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

UN PROBLÈME DE PALÉOGÉOGRAPHIE GLACIAIRE AU MAXIMUM WÜRMIEN DANS LA ZONE CIRCUMALPINE: LE GLACIER JURASSIEN

par

ROBERT ARN ET MICHEL CAMPY

AVEC 8 FIGURES

INTRODUCTION

Le Jura est une petite montagne périalpine séparée des Alpes par la plaine suisse, dont les dépressions sont occupées par le lac Léman et le lac de Neuchâtel (fig. 1). Il présente une forme générale en croissant convexe vers le nord-ouest et ses plus hauts sommets se trouvent sur son flanc sud-est. Ils se situent à une altitude voisine de 1700 m. Le relief s'abaisse régulièrement en direction du flanc nord-ouest.

Tous les auteurs s'accordent pour considérer que cette montagne a été recouverte au moins deux fois par les glaciers. Au cours d'une période ancienne (Riss?), une première avancée glaciaire a édifié un front morainique à une altitude moyenne de 300 m sur le flanc ouest du Jura: c'est le complexe des moraines externes. Au cours d'une période récente (Würm), une deuxième avancée glaciaire a édifié un front morainique en retrait du premier d'une vingtaine de kilomètres et à une altitude voisine de 550 m: c'est le complexe des moraines internes.

Mais les auteurs ne s'accordent pas sur deux points: le type de glaciation et l'origine des glaces. Pour certains (TRICART et *al.* 1961; TRICART 1965), le Jura n'a pas eu de glaciers propres et l'essentiel de la glace était d'origine alpine. Elle recouvrait entièrement la plaine suisse et pénétrait dans le Jura par les dépressions de la chaîne orientale. Les langues de glace d'origine alpine empruntaient alors les principales vallées jurassiennes jusqu'à la marge nord-ouest. Pour d'autres auteurs (AGASSIZ 1883; NUSSBAUM et GYGAX 1935; AUBERT 1965), le Jura possédait ses propres glaciers qui s'opposaient, au moins dans la partie centrale, à la pénétration du glacier alpin. Ces auteurs considèrent que le glacier jurassien avait la forme d'une calotte allongée recouvrant la plus grande partie de la chaîne jurassienne.

Le problème du glacier jurassien a été repris plus récemment par une cartographie et une étude sédimentologique détaillée des dépôts glaciaires

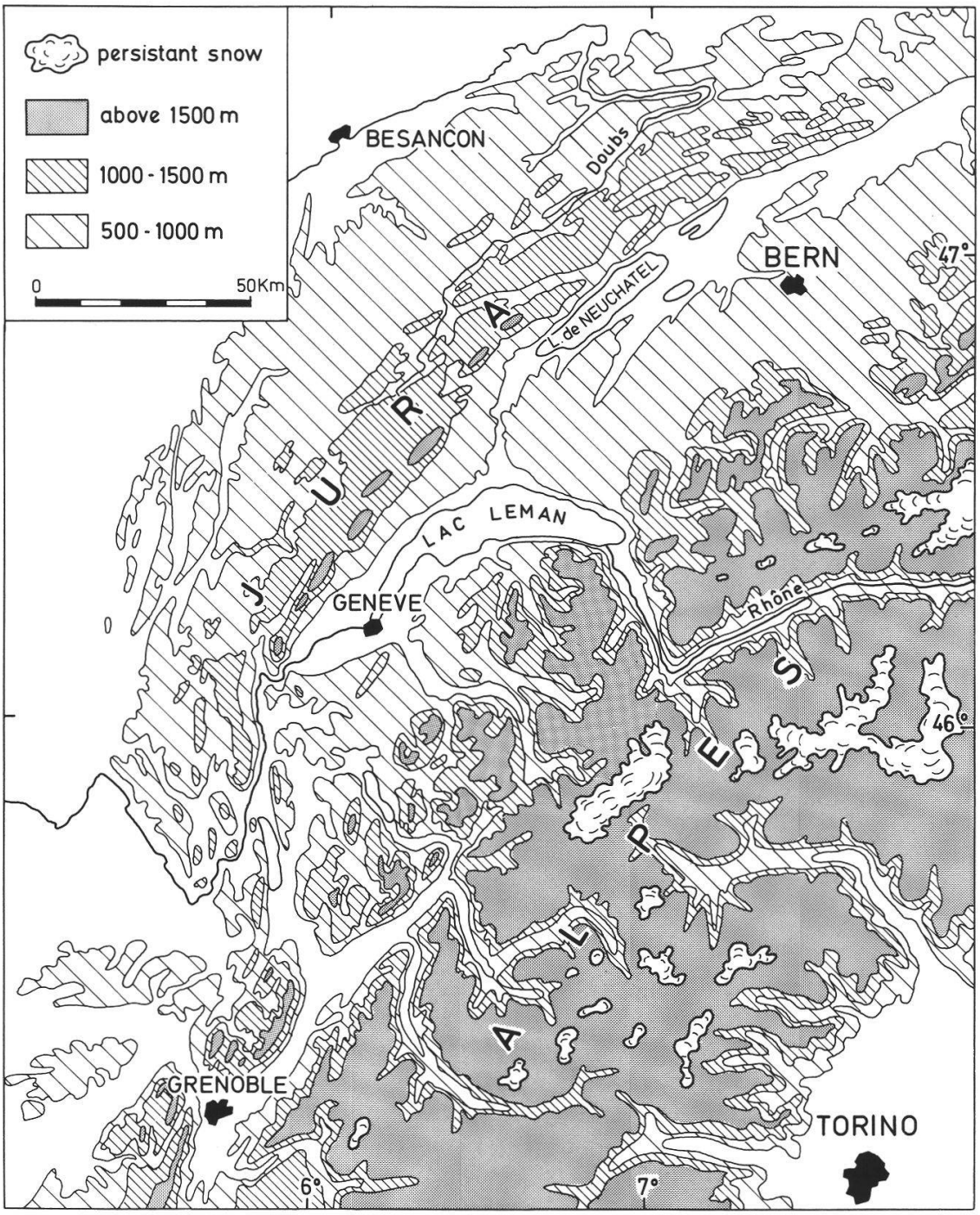

Fig. 1. Carte topographique des Alpes du nord-ouest et de leur bordure occidentale. Position de la Chaîne jurassienne.

Fig. 1. Topographical map of NW Alpin mountains and west margin. Position of the Jura range.

sur le versant ouest de la chaîne (CAMPY 1982), sur le versant est, et dans la plaine suisse (ARN 1984) et dans la région sud (SBAÏ 1986). Nous présentons dans cette note les données nouvelles relatives à l'extension glaciaire la plus récente en nous appuyant sur les dépôts correspondant au complexe des moraines internes. Nous proposerons une paléogéographie glaciaire au moment du maximum würmien. Une proposition préliminaire a déjà été faite pour l'avant-dernière glaciation datée du complexe rissien (CAMPY 1982) et également pour les stades de retrait au cours de la déglaciation würmienne (CAMPY et RICHARD 1988).

LE COMPLEXE DES MORAINES INTERNES DANS LE JURA

Deux systèmes morainiques peuvent être distingués de part et d'autre de la chaîne jurassienne (fig. 2). Sur le versant ouest, depuis la région de Pontarlier au nord-est à la région de Nantua au sud-ouest, un front morainique d'environ 100 km de long a été cartographié. Au nord, les moraines frontales de la région de Frasne occupent un plateau à 850-900 m d'altitude. La convexité générale des rides morainiques montrent nettement une arrivée des flux glaciaires depuis l'axe central du massif jurassien et passant par les zones plus basses de la topographie. Plus au sud, entre Champagnole et Orgelet, les rides morainiques se trouvent au débouché des principales vallées d'orientation sud-est nord-ouest et leur convexité montre également l'origine des flux glaciaires venant de la haute chaîne jurassienne. Dans cette zone centrale le front glaciaire est descendu beaucoup plus bas car les moraines sont ici à l'altitude de 550 à 600 m. Cette plus grande extension du front glaciaire se trouve en face de la zone la plus élevée de la chaîne jurassienne. Il semble donc que l'alimentation en glace était la plus importante à ce niveau. Plus au sud, les rides morainiques sont beaucoup moins nettes car la topographie du substrat ne présente pas de vallées susceptibles de conduire les écoulements glaciaires. Le contenu pétrographique de ces moraines est uniquement constitué de matériel d'origine jurassienne (calcaires du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur). Aucune accumulation de roche d'origine alpine n'a été retrouvé dans ce complexe morainique.

Sur le flanc est du Jura, deux systèmes morainiques sont en présence. Un ensemble de tills à contenu pétrographique uniquement jurassien et un ensemble de tills à contenu pétrographique mélangé de matériel alpin et jurassien. La limite entre ces deux ensembles se situe vers 1200 m dans la zone centrale du massif jurassien et s'abaisse légèrement vers le nord-est et vers le sud-ouest. Nous verrons le détail de cette disposition dans la suite de l'article.

Vers le nord-est et vers le sud-ouest de la chaîne jurassienne, les dépôts glaciaires sont présents et ne contiennent que du matériel d'origine jurassienne, mais leur disposition ne permet pas de déterminer clairement une polarité dans les arrivées glaciaires.

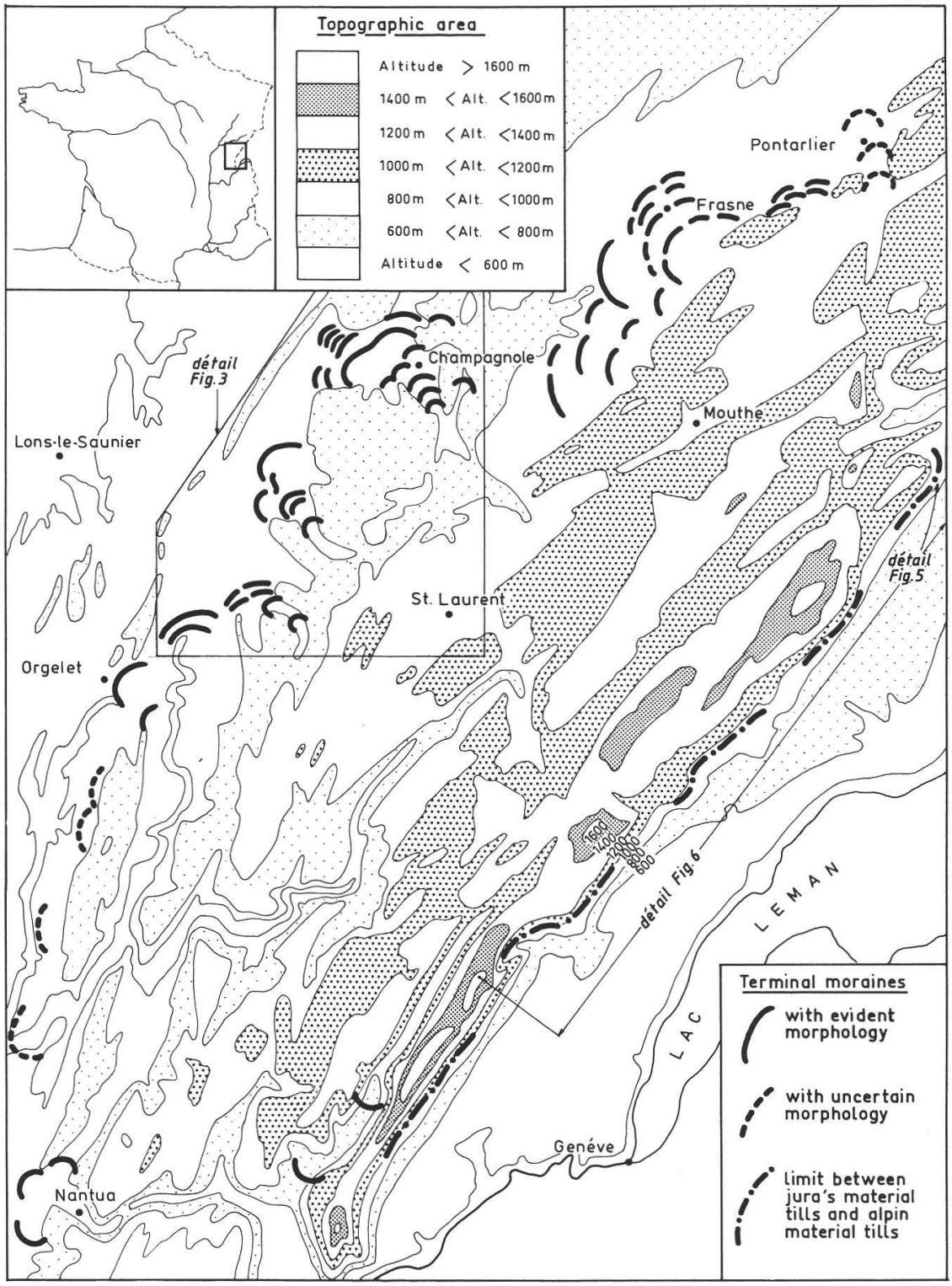

Fig. 2. Le complexe des moraines internes sur les versants NW et SE de la chaîne jurassienne. Situation des figures 3, 5 et 6.

Fig. 2. The internal moraines group in the NW and SE slope of the Jura range. Localisation of the figures 3, 5 and 6.

Cartographie

Une cartographie détaillée du système morainique du versant ouest a été réalisée (CAMPY 1982). Nous présentons ici, à titre d'exemple, la zone de la Combe-d'Ain (fig. 3). C'est une dépression monoclinale de 25 km de long, parallèle à la direction générale de la chaîne du Jura et d'altitude moyenne 550 m. Elle est dominée à l'est par le plateau de Champagnole,

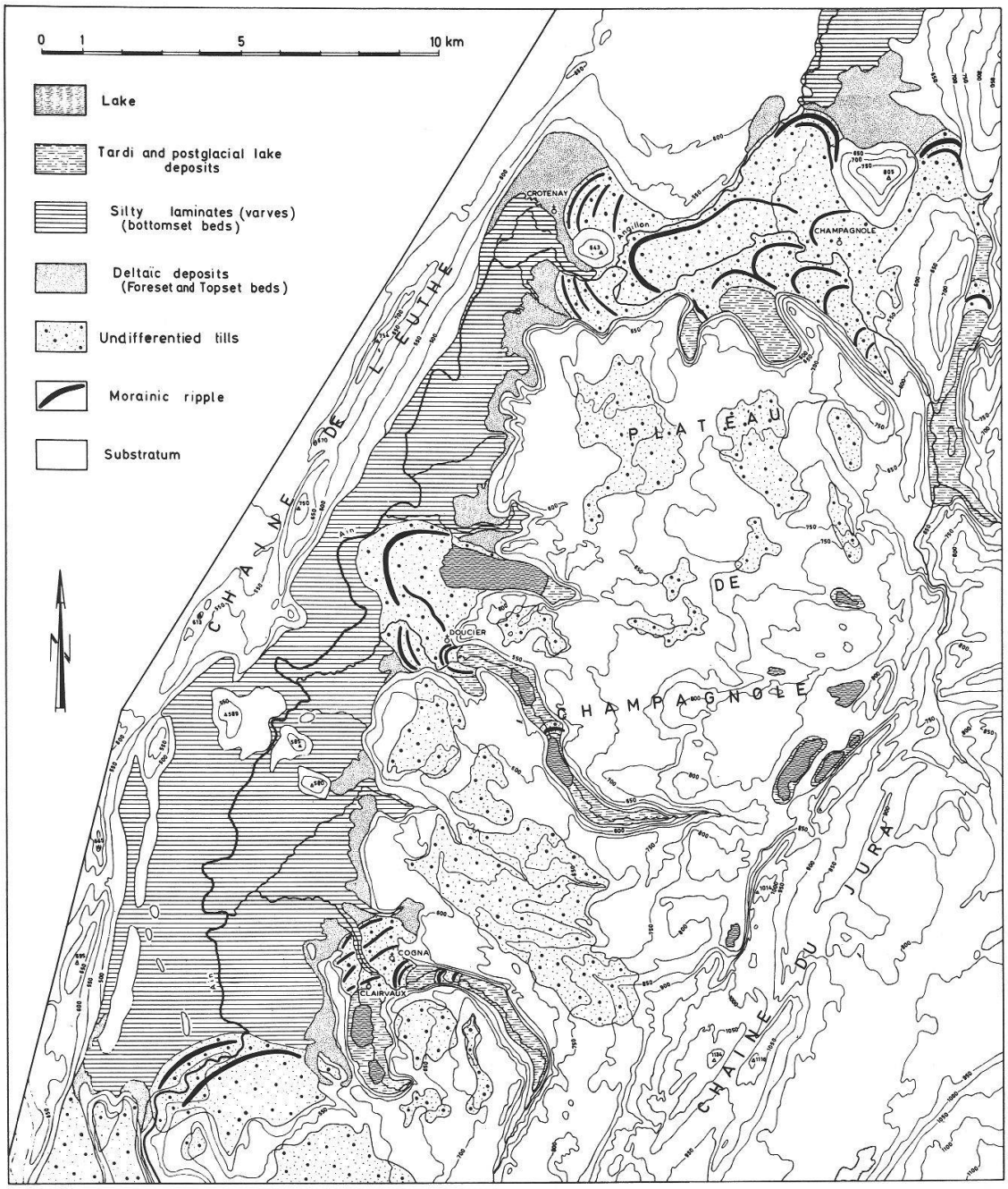

Fig. 3. Cartographie des unités lithologiques de la marge glaciolacustre de la Combe-d'Ain. Voir la situation géographique sur la figure 2.

Fig. 3. Cartography of lithological units of the glaciolacustrine margin of the Combe-d'Ain. See the situation in the figure 2.

d'altitude moyenne 750 m, entaillé par des vallées débouchant dans la Combe-d'Ain et à l'ouest par la chaîne de l'Euthe. Le front glaciaire s'est stabilisé sur le bord ouest du plateau de Champagnole et les édifices morainiques se sont construits au débouché des principales vallées dans la Combe-d'Ain. Après le retrait glaciaire, la faible érosion des petites rivières a permis une bonne conservation de la morphologie glaciaire et des sédiments associés. On peut observer les associations classiques de marge glaciaire.

Au débouché des vallées, trois vallums morainiques complexes sont visibles. Au nord dans la région de Champagnole, un ensemble de rides morainiques s'étalent sur 8 km. La plus externe, à l'ouest, marque le stade maximal de progression de la langue glaciaire et les autres sont les témoignages de stade de stabilisation au cours du retrait. Au centre, dans la région de Doucier, les rides morainiques ont servi de barrage à des lacs encore actuels, installés au cours du retrait, comme au sud dans la région de Clairvaux. Tout à fait vers le sud, le front glaciaire se décale vers l'ouest et les langues glaciaires de cette zone ont probablement obturé la Combe-d'Ain qui a fonctionné alors comme un lac proglaciaire.

Associée à ces trois vallums principaux, une frange de deltas occupe de manière irrégulière la bordure est de la Combe-d'Ain. Ce sont des deltas proglaciaires classiques de «type Gilbert» avec une surface sommitale d'altitude constante du nord au sud de la Combe-d'Ain (530 m). Ils sont composés de matériel détritique grossier avec couches basales inclinées de 25 à 35° (forset beds) et de couches sommitales (topset beds) horizontales (CAMPY 1983). Différents niveaux de topset inclus dans le delta principal montrent des fluctuations du lac proglaciaire liés à l'altitude de la langue glaciaire formant le barrage. La dépression de la Combe-d'Ain est comblée par des dépôts silto-sableux laminés (Rythmites ou varves) constituant les sédiments de fond lacustre (bottomset beds) sur lesquels coule actuellement la rivière Ain.

Le plateau de Champagnole est localement recouvert de placages de tills indifférentiés (tills d'ablation surtout et chenaux fluvioglaciaires) mais sans ride morainique clairement édifiée. A l'arrière des rides morainiques des vallées principales, des sédiments lacustres d'âge tardi- et postglaciaire occupent les dépressions (RICHARD 1983; CAMPY et RICHARD 1987).

Reconstitution paléogéographique

Une reconstitution du front glaciaire au moment du maximum peut être proposée à partir des levés cartographiques précédents. Nous présentons ici l'état du front glaciaire dans le nord de la Combe-d'Ain, centré sur la région de Champagnole (fig. 4). La glace s'exprime sous forme de langues ou de lobes qui s'étalent en direction de l'ouest à partir d'une calotte glaciaire compacte. Ces expansions de glace empruntent les dépressions du substrat dans lesquelles elles sont épaisses et mobiles. C'est au front de ces langues individualisées, où la glace est canalisée, que les rides morainiques se construisent. Entre les langues, la glace s'amincit et les eaux de fonte marginales empruntent les dépressions du substrat vers les zones proglaciaires. Les vallées d'orientation nord-sud (vallées de la Serpentine, de l'Angillon et de la Combe-d'Ain) sont barrées par les

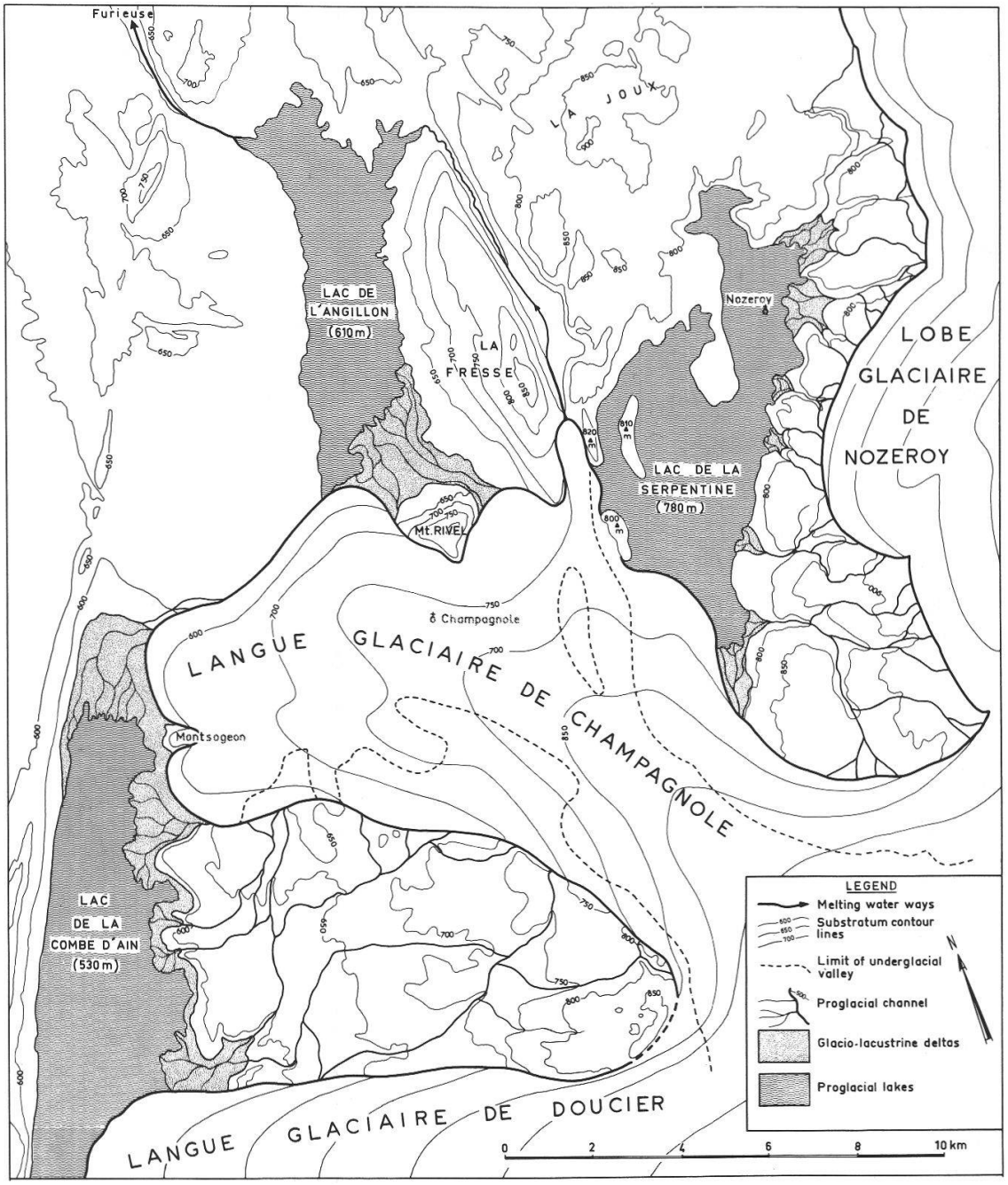

Fig. 4. Reconstitution paléogéographique de la langue glaciaire de Champagnole au stade maximum du complexe des moraines internes.

Fig. 4. Paleogeographical reconstitution of the glacial tongue of Champagnole during the internal morainic group maximum stage.

langues glaciaires et il s'y forme des lacs proglaciaires dont les niveaux correspondent à l'altitude de l'évacuation des eaux de fonte: 780 m pour le lac de la Serpentine, 610 m pour le lac de l'Angillon et 530 m pour le lac de la Combe-d'Ain. Comme dans la Combe-d'Ain, les bordures lacustres sont marquées par des deltas grossiers marginaux et le fond des lacs sont en partie comblés par des dépôts silto-sableux laminés (rythmites ou varves).

LE SYSTÈME MORAINIQUE SUR LE VERSANT EST DU JURA

Il se présente de manière très différente du système précédent pour plusieurs raisons. D'abord, le versant est beaucoup plus abrupt comme le montre la figure 1. Ensuite, deux types de sédiments d'origine glaciaire s'y trouvent en présence. Des tills ne contenant que du matériel jurassien calcaire, donc apportés par des flux glaciaires venant de l'ouest, et des tills contenant une majorité de matériel alpin (calcaires de faciès helvétique et briançonnais, granite, gneiss, micaschistes) donc apportés par des flux glaciaires venant de l'est. Une cartographie détaillée de ces deux formations a été réalisée par nos collègues suisses (AUBERT 1963; CUSTER 1928; FALCONNIER 1931; LAGATOLA 1920; MEURISSE et LLAC 1971) selon des critères pétrographiques souvent différents.

Exemple de coupe

La coupe synthétique de la vallée du Nozon (ARN et AUBERT 1984) permet de montrer les rapports complexes entre les deux formations (fig. 5). Sur un substrat tectonisé du Jurassique supérieur et du Crétacé, les formations glaciaires peuvent être vues de l'altitude 650 m jusqu'à l'altitude 1000 m. Dans l'ordre stratigraphique, de la base au sommet, on peut observer 4 formations principales. D'abord des silts argileux horizontaux avec de rares galets, interprétés comme des sédiments glacio-lacustres. Puis un till de fond à matériel essentiellement alpin très épais dans la partie centrale (plus de 50 m) et s'amincissant vers le sommet. Ensuite, dans la partie supérieure de la coupe, vers l'altitude 950 à 1000 m, un till

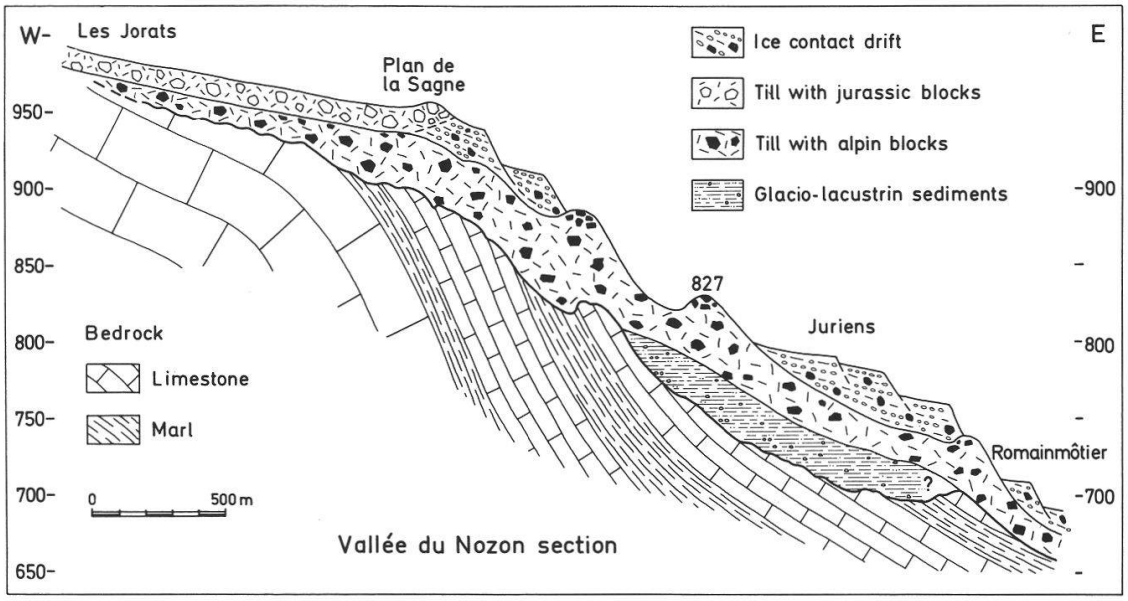

Fig. 5. La situation stratigraphique classique du contact entre les formations glaciaires jurassiennes et les formations glaciaires alpines sur le versant SE de la Chaîne jurassienne. Exemple de la coupe de la vallée du Nozon. Voir la situation géographique sur les figures 2 et 6 (d'après ARN et AUBERT 1984).

Fig. 5. The classical stratigraphical position of the contact between the glacial formations from Jura and the alpin glacial formations in the SE slope of the Jura range. Exemple of the Vallée du Nozon section. See the situation in the figures 2 and 6 (after ARN et AUBERT 1984).

de fond, à matériel exclusivement jurassien, de 20 m d'épaisseur, se terminant par une petite ride morainique au Plan-de-la-Sagne. Enfin, un certain nombre de terrasses composées de matériel mélangé, jurassien et alpin, s'échelonnent entre 950 m et 700 m d'altitude. Elles sont interprétées comme des formations de contact glaciaire, mises en place lors du retrait progressif du glacier alpin.

Cette disposition se retrouve de manière plus ou moins claire sur tout le versant est du Jura. Les 4 formations principales ne sont pas toujours présentes, mais lorsqu'elles coexistent, elles ont les mêmes relations stratigraphiques que celles présentées dans cette coupe. Lorsqu'ils sont en contact, les tills à matériel alpin sont toujours situés sous les tills à matériel jurassien. Ceci montre qu'il y a eu contact, sur le versant est du Jura, entre deux flux glaciaires. Un premier flux d'origine alpine qui a occupé le plateau suisse et qui n'a pas dépassé une altitude que nous discuterons plus loin. Un second flux d'origine jurassienne amenant des matériaux qui se superposent aux précédents et ne dépassent guère le pied de la chaîne jurassienne.

Relations entre till alpin et till jurassien

Les relations entre les complexes de tills à matériel alpin et de tills à matériel jurassien peuvent être définis avec assez de précision sur environ 50 km sur le flanc est du Jura (ARN 1984). On peut constater (fig. 6) que ces relations sont directement dépendantes de la topographie de la chaîne jurassienne dont le profil est donné dans la partie supérieure du schéma. En face des sommets les plus hauts (Colomby 1689 m, La Dôle 1678 m, Mont-Tendre 1680 m), les tills alpins sont présents à l'affleurement sur le versant sans être recouverts par les tills jurassiens situés plus haut en altitude. Ces tills alpins atteignent les altitudes les plus élevées sur le versant des monts les plus massifs (exemple le Mont-Tendre). Leur limite supérieure ne dépasse toutefois jamais 1200 m. Au contraire, en face des

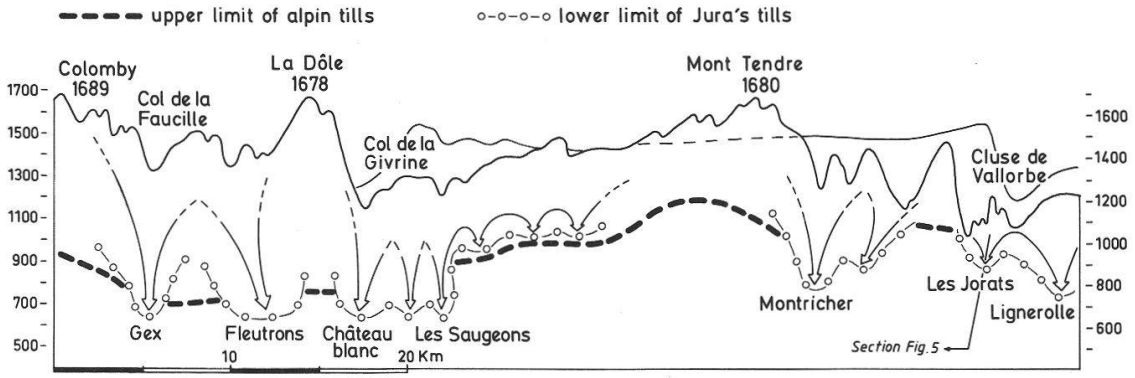

Fig. 6. Altitude de la limite supérieure des tills d'origine alpine et de la limite inférieure des tills d'origine jurassienne sur le versant NE de la chaîne jurassienne entre le Colomby et la cluse de Vallorbe. Voir la situation géographique sur la figure 2 (d'après différents auteurs *in:* ARN 1984).

Fig. 6. Altitude of the upper limit of alpin tills and the lower limit of Jura's tills in the NE Jura range slope between the Colomby mount and the cluse de Vallorbe. See the situation in the figure 2 (after different authors *in:* ARN 1984).

dépressions topographiques (col de la Faucille 1323 m, col de la Givrine 1228 m, cluse de Vallorbe 1010 m), les tills à matériel jurassien recouvrent les tills à matériel alpin. La disposition stratigraphique classique donnée dans la figure 5 (coupe de la vallée du Nozon) décrit ces relations à partir du lieu-dit «Les Jorats», situé à la droite de la figure 5 en face de la cluse de Vallorbe.

Cette disposition permet de reconstituer les rapports qui existaient au maximum würmien entre les flux de glace d'origine alpine et les flux de glace d'origine jurassienne. Il y avait contact irrégulier entre les deux masses glaciaires sur le versant est du Jura. Les plus hauts sommets du Jura limitaient la progression des glaces jurassiennes et permettaient aux glaces alpines d'atteindre le versant. Au contraire, les zones basses du Jura permettaient la progression des glaces jurassiennes qui repoussaient les glaces alpines. Les rides morainiques frontales jurassiennes, associées à des terrasses adventives (ice contact drift) contenant des blocs alpins, ont été cartographiés jusqu'à l'altitude minimale de 600 m (Château-Blanc). Cette observation démontre que les glaces jurassiennes ont encore progressé en direction de l'est alors que le glacier du Rhône avait déjà fortement entamé son retrait. C'est le problème de la «récurrence jurassienne» évoquée par de nombreux auteurs (SCHARDT 1898; AEBERHARDT 1901; MACHACECK 1901; GAGNEBIN 1937) et qui trouve enfin une explication satisfaisante avec l'existence d'une calotte glaciaire jurassienne (ARN 1984).

LE GLACIER ALPIN AU MAXIMUM WÜRMIEN EN SUISSE LÉMANIQUE

La configuration du glacier alpin au maximum würmien dans la cuvette lémanique est maintenant connue avec assez de précision grâce aux nombreux travaux des géologues suisses depuis la fin du siècle dernier. Sa dimension et le niveau du sommet de la glace a été définie clairement (GAGNEBIN 1937; JÄCKLI 1962) et la carte de «la Suisse pendant la dernière période glaciaire» (JÄCKLI 1970) n'a pas été remise en question par les travaux plus récents. Nous pouvons donc nous appuyer sur ce travail pour déterminer le niveau de la calotte glaciaire alpine au contact du Jura lors du maximum glaciaire würmien (fig. 7). C'est un document qui donne des renseignements très généraux et assez imprécis mais qui

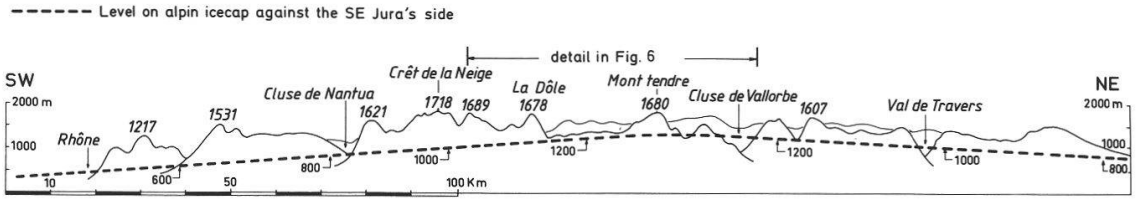

Fig. 7. Profil topographique du relief SE de la chaîne jurassienne et position altitudinale du niveau du glacier alpin au contact de la chaîne.

Fig. 7. Topographical profil of the Jura range SE side and altitudinal position of the level on alpin icecap against this side.

vont pouvoir être comparés aux données de terrains présentées précédemment. L'altitude maximum de la glace se trouve à environ 1200 m + 50 à 60 m au niveau du Mont-Tendre. Elle s'abaisse régulièrement de part et d'autre de ce maximum pour atteindre des altitudes voisines de 400 m au niveau des moraines terminales au sud du Jura dans la vallée du Rhône. Au nord et nord-est, la glace s'abaisse jusqu'aux moraines terminales de la région de Soleure (JÄCKLI 1970) à une altitude de l'ordre de 600 m. On peut constater que ces données générales, établies à partir d'une vue paléogéographique globale du grand glacier alpin, concordent assez bien avec les données locales de terrain exposées précédemment. Le niveau de la glace d'origine alpine ne dépasse que très rarement le niveau des reliefs du massif jurassien. Seules les dépressions de la cluse de Vallorbe et le Val-de-Travers au nord sont plus basses que le niveau de la glace. Mais ici d'autres reliefs existent à l'arrière-plan si bien que, même si le Jura n'avait pas été recouvert de glace au même moment, la pénétration de glace alpine dans le Jura n'aurait pas été facile. Elle n'aurait pu en aucun cas avoir assez de force pour alimenter le complexe des moraines internes que nous avons décrit dans la première partie de ce papier. Cette dernière constatation, associée aux faits exposés précédemment, semble confirmer la deuxième hypothèse présentée dans l'introduction : au maximum würmien, le Jura possédait ses propres glaciers.

La coordination des données précédentes nous permet de proposer une reconstitution paléogéographique des glaciers de la zone nord-est des Alpes et du Jura au cours du maximum glaciaire würmien.

RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

C'est une proposition nouvelle dans la mesure où aucun auteur n'a réalisé la représentation générale des glaciers dans la zone nord-est des Alpes et dans le Jura au maximum würmien. L'idée d'un glacier propre au Jura n'est par contre pas nouvelle puisque Agassiz l'avait déjà proposée en 1843 ! Mais les données de terrain n'étaient pas suffisantes jusqu'à présent pour construire une telle reconstitution (fig. 8). Des propositions paléogéographiques locales avaient été faites (PENCK et BRUCKNER 1907; NUSSBAUM et GYGAX 1935; AUBERT 1965; CAMPY 1982; ARN 1984; SBAÏ 1986) en s'appuyant sur des données de terrain limitées. Nous avons essayé de réunir ici ces différentes propositions pour construire un schéma général cohérent dont les fondements principaux nous paraissent assurés mais qui pourra être remis en question sur des points secondaires.

Le problème de la glace autochtone jurassienne nous paraît tout d'abord un point acquis avec de bonnes certitudes pour plusieurs raisons.

1. Tout d'abord, la présence exclusive de matériel d'origine jurassienne dans le complexe morainique du versant ouest du Jura prouve que les flux glaciaires responsables de ces dépôts trouvaient leur origine dans le Jura seulement. Ce complexe morainique est par ailleurs particulièrement développé dans la zone centrale du versant ouest (zone de la Combe-d'Ain) en face des massifs les plus élevés du Jura, c'est-à-dire

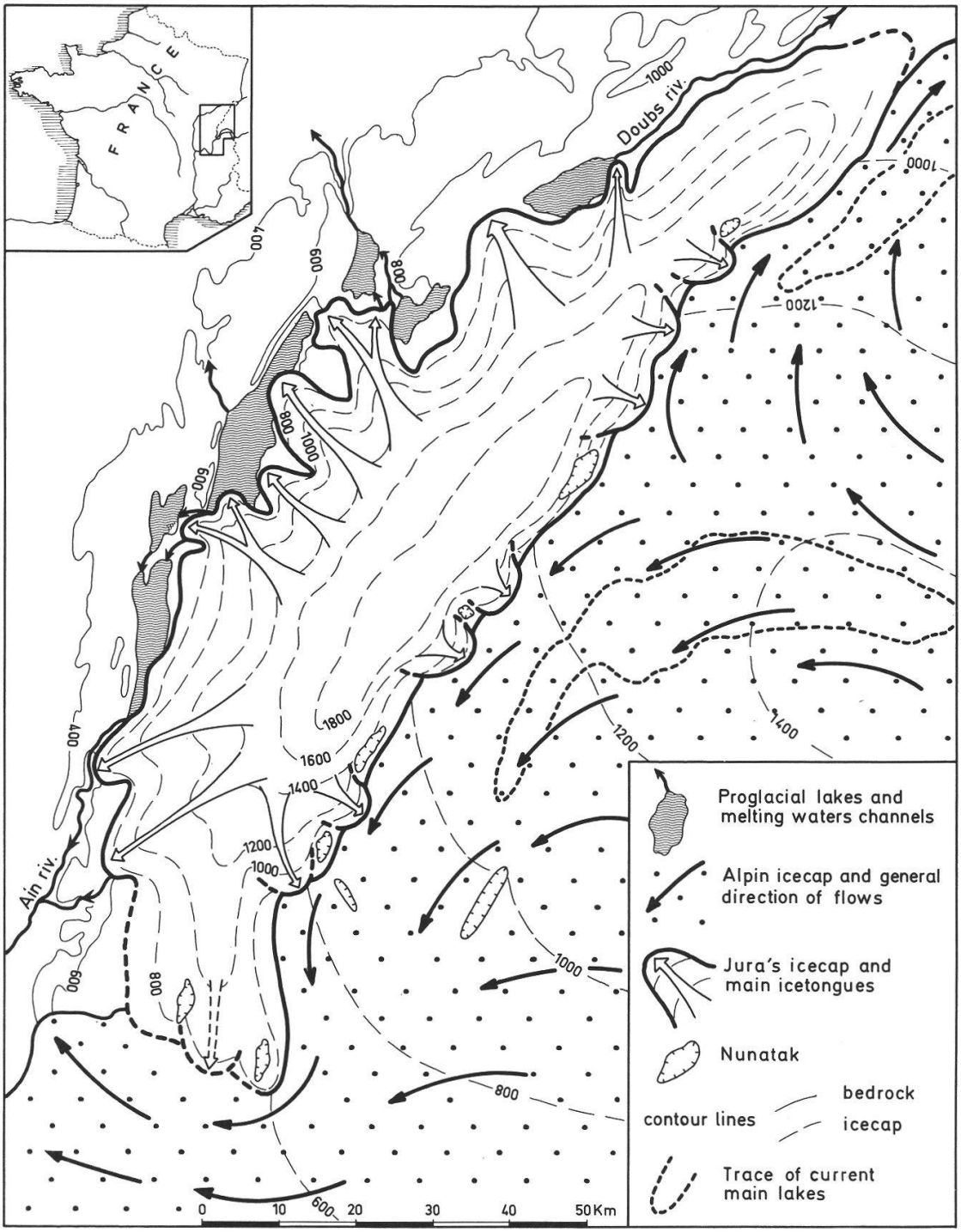

Fig. 8. Reconstitution paléogéographique de la calotte glaciaire jurassienne et de ses rapports avec le glacier alpin au moment du maximum würmien (modifié à partir de CAMPY 1982).
Fig. 8. Paleogeographical reconstitution of the Jura's icecap and his rapports with alpin icecap during the würmian maximum (modified after CAMPY 1982).

là où les éventuelles glaces d'origine alpine auraient eu le plus de mal à le franchir.

2. Ensuite les relations stratigraphiques entre les tills alpin et jurassien de la bordure est montrent clairement qu'existaient deux flux de glaces opposés dans cette zone.

3. Le niveau de la glace qui recouvrait le bassin suisse au moment du maximum ne lui permettait pas une très grande progression dans le massif jurassien même si celui-ci n'avait pas été recouvert de glace au même moment.

4. Enfin, les stries glaciaires prouvent un mouvement ascendant de la glace dans la vallée de Joux (AUBERT 1965).

Il faut cependant considérer que la forme générale de la calotte glaciaire proposée dans la figure 8 présente plus de certitude pour la zone centrale que pour les zones nord et sud. Dans ces zones, les édifices morainiques sont insuffisamment clairs (SBAÏ 1986) pour permettre une reconstitution certaine mais aucun élément ne s'oppose à cette forme globale.

La cartographie (fig. 3 et CAMPY 1982) et l'étude sédimentologique (CAMPY 1983 et 1985) du complexe des moraines externes du versant est du Jura nous a permis de proposer un front glaciaire assez précis (fig. 4 et fig. 8). Un certain nombre de langues glaciaires se détachent assez nettement d'une masse homogène qui peut être interprétée comme une calotte. La pente générale de la glace est assez forte et le sommet de la calotte doit être à une altitude de l'ordre de 1800 m. Ces langues ont barré les dépressions du substrat provoquant la formation de lacs proglaciaires comme le lac de la Combe-d'Ain (fig. 4). Les eaux de fonte déposaient leur charge détritique dans ces lacs et s'écoulaient ensuite en partie vers le nord-ouest mais surtout vers le nord par le Doubs et vers le sud par l'Ain.

Le front glaciaire est a été dessiné à partir des levés cartographiques et de la distinction entre till jurassien et till alpin (AUBERT 1965; ARN 1984). Des courtes langues glaciaires empruntaient les dépressions topographiques de la chaîne orientale du Jura (fig. 6 et fig. 8). La géométrie de ces langues s'accorde assez bien avec une altitude maximum de la glace de l'ordre de 1800 m au centre de la calotte. Les sommets les plus élevés devaient être partiellement découverts sous forme de nunatak. La calotte glaciaire alpine a été dessinée à partir des données des auteurs suisses (JÄCKLI 1970). L'origine principale de la glace se situe dans la haute vallée du Rhône à l'est du lac Léman. Les principaux courants glaciaires se dirigent vers le nord en direction du lac de Neuchâtel et vers le sud en direction du Jura méridional. L'altitude de la glace représentée sur la figure 8 par les courbes de niveaux est celle proposée par JÄCKLI et représentée également dans la figure 7. Rappelons que la représentation des zones nord et sud de la calotte jurassienne est hypothétique mais semble assez logique.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Il peut paraître surprenant qu'une petite montagne comme le Jura soit recouverte au maximum würmien d'une aussi épaisse couverture de glace. En effet, seules quelques parties de la chaîne dépassent 1500 m d'altitude et la zone supérieure à 1000 m n'occupe qu'une bande étroite de 15 à 30 km de large sur 120 km de long (fig. 1). Il peut y avoir, à notre avis, deux raisons à ce développement anormal de glace dans le Jura; la première est d'ordre climatique, la seconde d'ordre morphologique.

Du point de vue climatique d'abord, le Jura est une région particulièrement froide actuellement, par rapport aux montagnes voisines. Les records de froid en France sont toujours obtenus ici, car l'orientation des reliefs favorisent l'action des vents d'origine nord-est issus de l'anticyclone de l'Europe centrale. De plus, c'est une zone de très fortes précipitations. Il tombe actuellement 1800 mm d'eau par an sur la zone supérieure à 1000 m d'altitude. Ces précipitations se répartissent sur toute l'année et plus du tiers intervient sous forme de neige entre les mois de septembre et de juin. Ces considérations concernent évidemment la période actuelle, mais on peut penser que ces caractères étaient déjà présents au cours de la dernière période glaciaire.

Du point de vue morphologique, le Jura est propice à la rétention (retenue) de neige par retard de la fonte (AUBERT 1965). En effet, ce massif n'est pas découpé par de profondes vallées jusque dans sa partie centrale. La zone la plus haute est formée de longues vallées synclinales (combes) d'altitude voisine de 900 à 1000 m dominées par des reliefs aux formes douces, d'altitude voisine de 1200 à 1600 m. Ces combes mal drainées sont de bons pièges à neige qui peut s'y accumuler sur de grandes épaisseurs. La fonte du printemps est très retardée dans ces bassins fermés encore à l'époque actuelle. Il est possible de penser qu'à l'époque würmienne, le bilan annuel entre l'accumulation et l'ablation était positif. Les dépressions se sont alors, année après année, comblées progressivement de neige puis de glace. Lorsque le niveau de la glace a dépassé les massifs latéraux, son écoulement a pu se faire de part et d'autre du Jura, c'est-à-dire sur les flancs ouest et est. Au maximum glaciaire toute la zone haute du massif a été recouverte de glace (fig. 8) sous forme d'une calotte glaciaire presque continue.

Les recherches récentes dont les résultats sont synthétisés dans cet article permettent donc de proposer une réponse aux problèmes posés dans l'introduction. Il semble maintenant assez bien établi que le Jura a eu ses propres glaciers au cours du maximum würmien. Toutes les observations réalisées montrent que les flux de glace d'origine alpine n'ont pas pénétré de manière importante dans ce massif. La zone centre alpine n'a donc pas été le seul centre pourvoyeur en glace au cours du maximum würmien.

Résumé

Depuis les premières études réalisées sur les formations glaciaires de la chaîne jurassienne, deux conceptions se sont opposées à propos du type de glaciation et de l'origine de la glace au cours de la glaciation würmienne. Pour certains auteurs, le Jura était totalement alimenté par la glace d'origine alpine qui pénétrait par les dépressions topographiques et s'écoulait en langues dans les vallées. Pour d'autres, le Jura avait ses glaciers propres sous forme d'une calotte unique à écoulement centrifuge de la glace. Plusieurs études récentes réalisées sur les deux versants majeurs NW et SE de la chaîne permettent de faire le point sur ce problème. On présente dans cette note une synthèse des principaux faits nouveaux à propos de la cartographie des systèmes morainiques et des relations stratigraphiques entre tills alpins et tills jurassiens. Il est également démontré que le niveau maximum du glacier alpin ne lui a pas permis une pénétration de la chaîne jurassienne. Une reconstitution de l'extension du glacier jurassien et de ses rapports avec le glacier alpin est présentée. On conclut sur la présence au maximum würmien d'une calotte glaciaire autochtone et il est discuté des causes de son existence.

Zusammenfassung

Seit den ersten Studien, die über die Gletscher der Jurakette durchgeführt worden sind, wurden zwei verschiedene Meinungen über die Art und Herkunft des Gletschers der Würmeiszeit vertreten. Einige Autoren waren überzeugt, dass der Jura gänzlich mit alpinem Eis bedeckt war; dieses drang durch die topographischen Ausschnitte ein und fliesste als Gletscherzungen in die Täler ab. Andere Autoren waren der Meinung, dass der Jura seinen eigenen Gletscher in Form einer einzigen Eiskappe mit zentrifugalem Abfluss hatte. Mehrere neue Studien der beiden NW- und SE-Haupthänge bringen der Diskussion entscheidende Argumente bei. In folgender Arbeit stellen wir eine Zusammensetzung der wichtigsten Neuigkeiten dar, die durch die Kartographie der Moränensysteme und die stratigraphischen Beziehungen zwischen alpinen und jurassischen Moränen erhalten worden sind. Es wird gezeigt, dass im Würmmaximum ein Eindringen der alpinen Gletschermassen in die Jurakette unmöglich war. Ein Modell der Ausdehnung des Juragletschers und dessen Beziehungen zum alpinen Gletscher wird hiermit dargestellt; es nimmt das Vorhandensein einer autochthonen Eiskappe an, deren Werdegang diskutiert wird.

Summary

Since the first studies on the glacial formations of the Jura range, two conceptions have been opposed with respect to the type of glaciation and ice's origin during the wurmian glaciation. For certain authors, the Jura range was totally supplied by ice of alpine origin which crossed through the topographic depressions and flowed in tongues inside the valleys. For others, the Jura range had its own glaciers formed by a single ice cap with centrifugal spreading. Several recent studies realised on both major NW and SE slopes of the range allow to state the problem more accurately. In this note is exposed a synthesis of the main new facts concerning the mapping of the morainic systems and the stratigraphic relations between alpine tills and Jura tills. It is also shown that the highest level of the alpine glacier could not allow a penetration of the Jura range. A reconstitution of the Jura glacier extension and its relations with the alpine glacier is presented. One concludes that at the würmian maximum an autochtonous ice cap was present, and the causes of its existence are discussed.

BIBLIOGRAPHIE

AEBERHARDT, B. – (1901). Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. *Eclogae Geol. Helv.* 7: 103-109.

AGASSIZ, L. – (1843). Le Jura a eu ses glaciers propres. *Actes Soc. Helv. Sci. Nat., 28e session, Lausanne.*

ARN, R. – (1984). Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. 307 pp. *Thèse, Université de Lausanne.*

ARN, R. et AUBERT, D. – (1984). Les formations quaternaires de l'Orbe et du Nozon, au pied du Jura. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 76 (2): 203-214.

AUBERT, D. – (1963). Carte géologique de l'Atlas géologique de la Suisse. Feuille 1202 Orbe. *Berne* (Kümmerly et Frey).
– (1965). Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae Geol. Helv.* 58 (1): 555-578.

CAMPY, M. – (1982). Le Quaternaire Franc-Comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. 575 pp. *Thèse 159, Université de Besançon.*
– (1983). Lithological units of glaciolacustrine border during the last glaciation in the Jura Range. In Genesis and lithologie of Quaternary deposits, *Acta Geologica Hispanica* 18: 169-190.
– (1985). Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien: la Combe-d'Ain (Jura-France). *International journal of the French quaternary association* 2-3: 67-74.

CAMPY, M. et RICHARD, H. – (1987). Dynamique et typologie des remplissages lacustres tardi- et postglaciaires de la chaîne jurassienne. *Documents du CERLAT* 1: 165-180.
– (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la Chaîne jurassienne. *International journal of the French quaternary association* 2-3: 81-90.

CUSTER, W. – (1928). Etude géologique du pied du Jura vaudois. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse,* 59e livre.

FALCONNIER, A. – (1931). Etude géologique de la région du col du Marchairuz. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse,* 57e livre.

GAGNEBIN, E. – (1937). Les invasions glaciaires dans le Bassin du Léman. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 59: 335-416.

JÄCKLI, A. – (1962). Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae Geol. Helv.* 55 (2): 285-294.
– (1970). La Suisse durant la dernière période glaciaire. Carte *in*: Atlas de la Suisse, Service topographique fédéral, Wabern-Berne.

LAGATOLA, H. – (1920). Etude géologique de la région de la Dôle. Matériaux pour la carte géologique de la suisse, 46e livre.

MACHACEK, F. – (1901). Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und Französischen Jura. *Mitt. Naturforsch. Gesellschaft, Bern*: 9-17.

MEURISSE, M. et LLAC, F. – (1971). Carte géologique de la France, Feuille de Saint-Claude. *Edit. Bureau de recherche géologique et minière.*

NUSSBAUM, F. et GYGAX, F. – (1935). Zur Ausdehnung des risseiszeitlichen Rhonegletscher im französischen Jura. *Eclogae Geol. Helv.* 28 (2): 659-665.

PENCK, A. et BRÜCKNER, E. – (1909). Die Alpen im Eiszeitalter. *Leipzig.*

RICHARD, H. – (1983). Nouvelle contribution à la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène à partir des données de la palynologie. 155 pp. *Thèse 41, Besançon.*

SBAÏ, A. – (1986). Contribution à l'étude géomorphologique de la région d'Oyonnax (Ain-Jura méridional). 552 pp. *Thèse 56, Lille.*

SCHARDT, H. – (1898). Über die Rekurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers. *Eclogae Geol. Helv.* 5: 511-513.

TRICART, J. – (1961). Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles de Saint-Claude et Moirans en Montagne. *Bull. du Service de la Carte Géol. de France* 58-264: 73-97.

– (1965). Quelques aspects particuliers des glaciations quaternaires du Jura. *Revue géogr. de l'Est* 4: 499-527.

Adresses des auteurs:
Robert Arn, Colombi-Schmutz-Dorthe S.A., ingénieurs et géologues conseils, chemin de Maillefer 36, CH-1052 Le Mont-sur-Lausanne, Suisse.
Michel Campy, Centre des Sciences de la Terre, U.R.A. 157 du C.N.R.S., Université de Dijon, 6, boulevard Gabriel, F-21100 Dijon, France.