

# Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois : genèse et chronologie

Autor(en): **Maystre, Dominique H. / Vergain, Jean**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **85 (1992)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167000>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois: genèse et chronologie

Par DOMINIQUE H. MAYSTRE<sup>1)</sup> et JEAN VERGAIN<sup>1)</sup>

## RESUME

La partie occidentale du bassin molassique genevois est recouverte par des dépôts quaternaires atteignant par endroits une épaisseur de plus de 120 mètres. Une cartographie détaillée, de nombreux sondages et forages profonds ainsi qu'une analyse sédimentologique des divers faciès observables ont permis d'apporter des précisions concernant la géométrie et l'extension de ces dépôts et de retracer l'histoire glaciaire de la région. Les séries glaciaires ont été subdivisées en huit unités. La dénomination des unités est en partie génétique. L'histoire glaciaire développée ici est fondée sur la géométrie des unités, les âges chronostratigraphiques proposés restent en partie hypothétiques. De nos études, il ressort que la région genevoise a enregistré trois avancées glaciaires, séparées par des fluctuations climatiques pendant lesquelles une végétation a pu s'installer.

La **première avancée** glaciaire dépose la Moraine basale inférieure (unité A). Celle-ci est surmontée stratigraphiquement par des Marnes à lignites (unité B) déposées lors d'un réchauffement. Ces unités ont pu se déposer au Würm précoce ou avant le Würm.

La **deuxième avancée** glaciaire permet la formation d'un sandur proglaciaire durant le Würm précoce (Alluvion ancienne: unité C). Des ciments carbonatés liés à la nappe phréatique circulant dans cette unité donnent des âges compris entre 35000 et 5000 ans BP. Au paroxysme de la deuxième avancée glaciaire le glacier du Rhône recouvre complètement l'Alluvion ancienne laissant la Moraine basale intermédiaire (unité D) comme trace de son passage lors du Würm moyen.

En se retirant le glacier permet l'installation d'un lac. Des limons s'y déposent (Complexe glaciolacustre limono-argileux, unité E) durant des périodes en alternance froides et tempérées.

La **dernière avancée** du glacier du Rhône dépose un niveau à blocs au sommet de l'unité E (Complexe glaciolacustre limono-argileux) et un Complexe morainique supérieur (unité F).

Lors de la **déglaciation** un Delta glaciolacustre de type Gilbert (unité G) prograde dans un lac en partie sous-glaciaire formé sur les bords du glacier du Rhône. Durant le dernier stade de retrait, une rivière longeant le glacier du Rhône et contournant sa moraine frontale forme un sandur (unité H).

## ABSTRACT

The western part of the Geneva basin is covered by quaternary deposits, with a maximum thickness of about 120 m. The stratigraphy and the paleogeography during the depositional history of this cover has been investigated by detailed mapping and sedimentological analysis. Based on the results of these investigations, the stratigraphic sequence has been subdivided into eight lithological units. The chronostratigraphy, still quite hypothetical, is based on little <sup>14</sup>C dating and palynological informations.

Three glacial advances separated by warmer climatic phases have been registered by the sediments of the Geneva basin. The lower till unit (unit A) has been deposited by the first glacial advance, followed by a warmer interstadial sedimentation of lignitic shales (unit B), still in the early Würmian.

A second glacial advance into the area of the town of Geneva is indicated by sandur deposits in the western part of the basin («Alluvion ancienne», unit C). Carbonate cements in the phreatic zone of this unit indicate <sup>14</sup>C ages between 35000 and about 5000 years B.P. At the maximum advance of this phase, the glacier covered almost

<sup>1)</sup> Département de Géologie et Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, 1211 Geneve 4, Suisse.

the whole western part of the basin (second till unit, unit D). Partial melting of this ice cap was at the origin of the sedimentation of glaciolacustrine clay and silt (unit E).

A last progradation of the glaciers is indicated by a complex till and erratic blocks (unit F). A glaciolacustrine delta of the Gilbert type has been deposited in a lateral lake of the Rhône glacier (unit G). The last unit is a sandur deposit (unit H), formed in the vicinity of a local front moraine of the Rhône glacier.

## 1. Introduction

La région étudiée se situe dans le secteur sud-ouest du bassin genevois, le long de la rive gauche du Rhône, entre le lieu-dit de Champel en ville de Genève et le village de Chancy, ainsi que dans la région comprise entre le rivière de la Laire et le village de Bernex.

Déposés sur la molasse chatienne, les sédiments quaternaires glaciaires sont liés essentiellement aux variations du glacier du Rhône. L'épaisseur des sédiments glaciaires atteint à certains endroits plus de 100 m, notamment dans le forage de Champs Pointus (Réf. 4254; 491,262/111,427).

Connus déjà depuis un siècle et demi (Necker 1841), ces sédiments ont fait l'objet de diverses interprétations tant du point de vue de leur âge que d'un point de vue génétique. Le but de cette étude a été de reconstituer la dynamique glaciaire de ce bassin quaternaire, et dans la mesure du possible, de reconsidérer ou de préciser l'âge des dépôts. Ceci a été possible grâce à l'utilisation des concepts modernes de sédimentologie glaciaire appliqués aux dépôts affleurant le long des rivières et dans diverses gravières, ainsi que par la réalisation d'une cartographie détaillée du terrain (Fig. 1). D'autre part, le grand nombre de forages disponibles (plus d'une centaine sur la région) a permis de mieux comprendre la stratigraphie locale et l'agencement géométrique des corps sédimentaires (Fig. 2).

En ce qui concerne l'âge des dépôts, aucune datation précise n'a pu être établie avec certitude. Des datations  $^{14}\text{C}$  à partir de ciments calcaires ont été effectuées. Une corrélation entre les analysis polliniques de Reynaud (1982), (unité E: Complexe glaciolacustre limono-argileux) et celles de Welten (1982) a été réalisée dans le but de caler dans le temps les unités observées. Les âges attribués aux différentes unités comportent des incertitudes et sont donc sujets à de nouvelles modifications en vue des découvertes et recherches futures.

## 2. Historique

L'étude des terrains quaternaires genevois a débuté à la fin du siècle dernier. Dans l'ordre chronologique, en citant les principaux chercheurs, on trouve:

L. Necker (1841) distingue deux terrains: un terrain supérieur formé d'argiles à blocs et un terrain inférieur, plus ancien, composé de cailloutis emp t s de sable qu'il nomme «Alluvion ancienne» du fait de leur ressemblance avec les alluvions actuelles.

A. Favre (1879) dresse la première carte détaillée au 1/25 000 du canton. Il y fait ressortir la présence de quatre niveaux distinctes, à savoir du plus ancien au plus récent: les Marnes à lignites, l'Alluvion ancienne, les Argiles glaciaires et les Alluvions post-glaciaires (alluvions des plateaux).

E. Parejas (1938, a et b) redéfinit plus précisément les dépôts quaternaires pour les subdiviser en six unités surmontant la molasse chatienne et distingue deux grands épisodes glaciaires: le Riss et le Würm. Les unités sont dans l'ordre: la moraine de fond

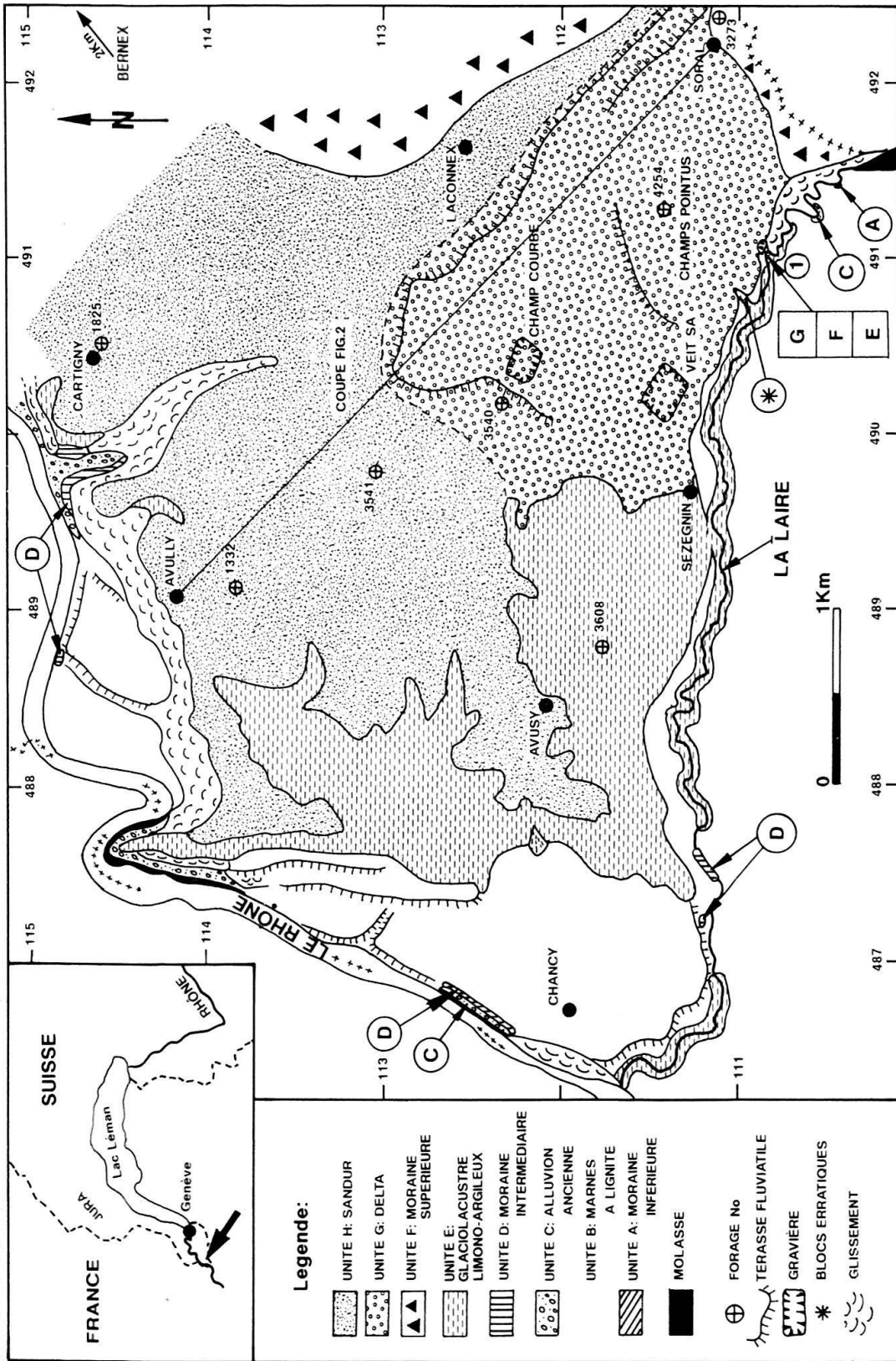


Fig. 1. Carte du quaternaire de la partie occidentale du bassin genevois, (1): situation des coupes des figures 5 et 6, les numéros des forages correspondent aux références du Service Cantonal Genevois de Géologie.

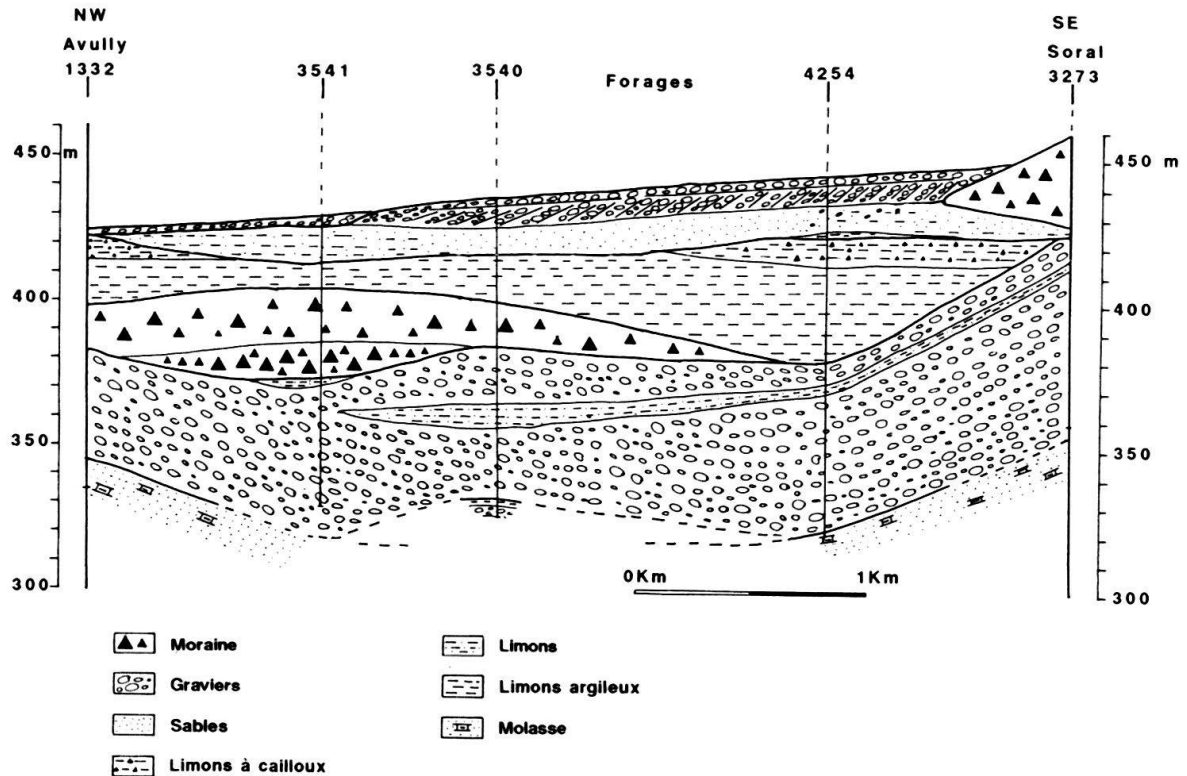


Fig. 2. Coupe transversale du bassin quaternaire entre le village de Soral et celui d'Avully sur la base de 5 forages profonds.

rissienne, l'interglaciaire Riss-Würm comprenant le glaciolacustre ancien (Marnes à lignite) surmonté par l'Alluvion ancienne (fluvioglaciaire). Au dessus on trouve le complexe du Würmien comprenant la moraine de fond würmienne, le glaciolacustre récent et au sommet l'alluvion des plateaux. Parejas interprète l'alluvion des plateaux comme étant un sandur fluvial.

A. Jayet (1945) explique le dépôt des sédiments glaciaires en trois phases d'une unique glaciation. Une phase de progression glaciaire avec les graviers sous-glaciaires de l'alluvion ancienne, la phase du maximum avec la moraine de fond et les argiles à blocs et une dernière phase de retrait glaciaire formée de moraine graveleuse, blocs erratiques et terrasses.

G. Amberger (1978) présente une carte des isohypses du contact Molasse-Quaternaire ainsi qu'une carte isopachique des dépôts quaternaires sur la base d'une série de forages profonds effectués dans le canton.

C. Reynaud (1982) utilise l'analyse palynologique appliquée au sondages profonds. Ses résultats permettent de préciser l'âge et le mode de dépôt des limons argileux glaciolacustres (unité de Soral).

R. Arn (1984) fait une synthèse des informations disponibles. Il découvre que l'Alluvion ancienne est, dans la région étudiée, recouverte par au moins deux moraines de fond, séparées par des sédiments lacustres traduisant une phase non englacée.

### 3. Stratigraphie, étude sédimentologique et milieu de dépôt

Sur la base des levés de terrain, des forages disponibles et en tenant compte des études géologiques antérieures, les dépôts quaternaires surmontant la Molasse (Oligocène, Chattien inf.) peuvent être attribués à 8 unités distinctes, caractérisées par leur sédimentologie et mode de dépôt (Fig. 3). Leur épaisseur totale peut atteindre plus de 120 mètres (Amberger 1975, 1978). Ces unités lithostratigraphiques correspondent à des formations informelles au sens du Groupe de travail pour la terminologie stratigraphique (1973). Les termes historiques «Marne à lignite» et «Alluvion ancienne» ont été conservés ici pour des raisons historiques. Cette lithostratigraphie n'est valable que pour la région étudiée. Toute synthèse à plus grande échelle devra tenir compte des lacunes et des dépôts attribués à des événements purement locaux. L'étude cartographique a débouché sur la réalisation d'une carte géologique qui diffère sensiblement de celle établie par E. Parejas en 1938. Chaque modification apportée au schéma de cet auteur sera argumentée lors de la description de l'unité correspondante. Pour la nomenclature des lithofaciès (Tab. 1) nous nous sommes référés à Eyles et al. (1983).

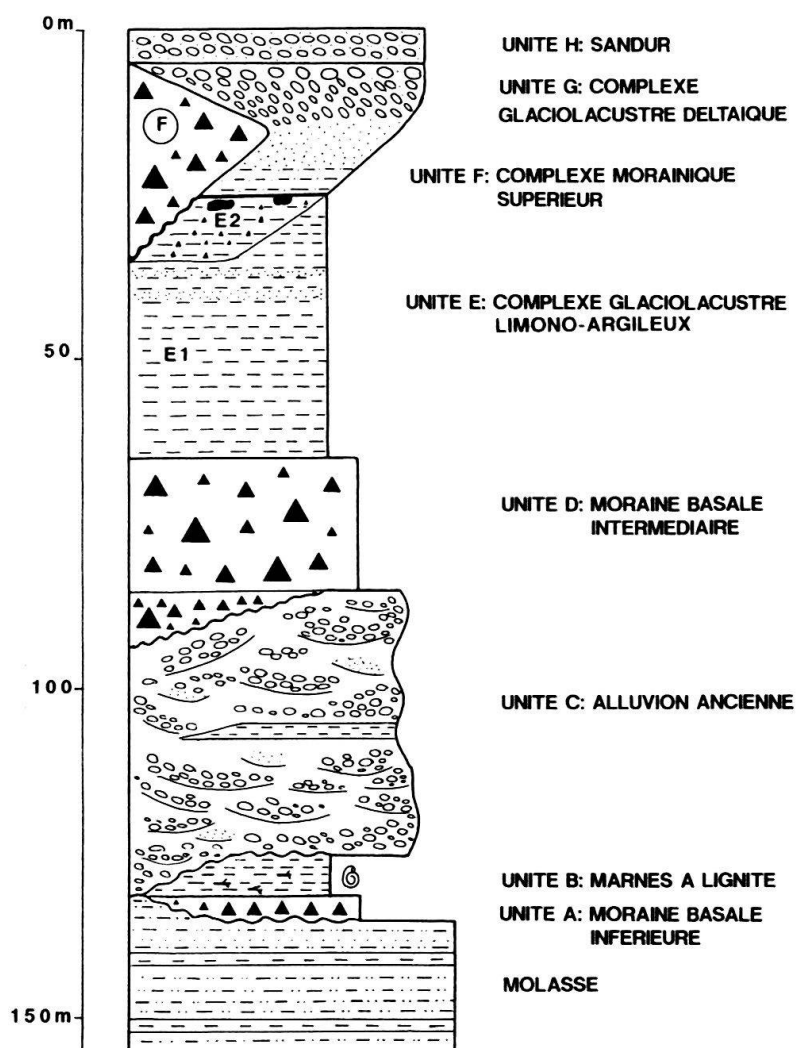


Fig. 3. Stratigraphie synthétique de la région étudiée.

<b>CODE</b>	<b>FACIES</b>
G-	gravier
Gms	supporté par une matrice sans structure
Gm	massif ou mal stratifié
Gp	stratifié en plans obliques
G--c	cimenté
S-	sable
Sm	massif
Sh	laminé horizontalement
Sp	stratifié en plans obliques
Fm	boue massive
Dmm	diamicte (moraine) massive dont les clastes sont supportés par une matrice
Ta,b, c,d	turbidite sableuse avec faciès de la séquence de Bouma

Tab. 1: Code des lithofaciès employés dans les figures (Eyles & Menzies 1983).

### 3.1 Unité A: Moraine basale inférieure

Cette unité est uniquement visible sur une épaisseur de 2 à 3 m dans le lit de la Loire, au SW de Soral (491,425/110,450). Le sommet de l'affleurement est érodé par l'unité C (Alluvion ancienne). Cette unité a déjà été décrite par Parejas (1938, a) qui l'attribuait à la moraine de fond rissienne. Les dépôts sont fortement compactés et présentent des traces d'oxydation. Ils sont constitués d'une matrice compacte, jaunâtre à l'affleurement, dans laquelle se trouvent de nombreux galets et blocs striés. Les galets sont disposés d'une manière désordonnée dans la matrice limoneuse.

Cette moraine ne se retrouve que d'une façon très lacunaire dans les sondages profonds de la région étudiée, confirmant ainsi le caractère très réduit de ce dépôt probablement érodé par l'arrivée des unités suivantes. En ce qui concerne son âge, rien ne permet d'affirmer que ce dépôt soit effectivement d'âge rissien. Identifiée dans des sondages externes au terrain étudié, cette Moraine basale inférieure est souvent surmontée par la formation des Marnes à lignite.

### 3.2 Unité B: Marnes à lignites

Notre connaissance des Marnes à lignite est uniquement basée sur la littérature car nous n'avons pu observer ces dépôts ni sur le terrain ni en forages. Cette unité est pourtant décrite par de nombreux auteurs, notamment dans la région de Cartigny par Joukowsky (1941), ou dans les différents sondages du Pont Sour-Terre et du Pont Butin au bord du Rhône (Jayet & Amberger 1969, Amberger 1978, Reynaud 1982).

Comprise entre la Moraine basale inférieure (unité A) et l'Alluvion ancienne (unité C); les Marnes à lignites (unité B) sont représentées d'une manière plus complète et sur une plus grande épaisseur (56 m) dans la partie Nord-Quest du canton notamment dans le sondage de Montfleury-Vernier (Réf. 5070, coord. 494.295/119.310), où elle peut être subdivisée en différentes sous-unités (Arn 1984).

Contrairement aux idées de Favre (1879), nous considérons que les Marnes à lignites ne font pas partie de la formation de l'Alluvion ancienne. Parejas (1938, a) les décrit comme étant «des argiles gris-bleu parfois oxydées en jaune et sables stratifiés (varves) ou compacts. Ils renferment des troncs et des branches peu lignitisés».

### 3.3 Unité C: Alluvion ancienne: sédimentation de type fluvioglaciaire (sandur)

#### a) Introduction

L'Alluvion ancienne surmonte soit directement la Molasse, soit l'unité A ou l'unité B. Le contact avec ces unités est érosif. Sur le terrain, l'Alluvion ancienne s'observe le long du Rhône, où elle forme l'ossature des falaises de Cartigny, dans le vallon du Nant des Crues, au promontoire d'Epeisse, où l'épaisseur des affleurements se réduit. Elle n'existe pas dans la région de Chancy. En revanche, elle réapparaît au SW de Soral, dans le lit de la Laire, mais sur une distance réduite et bien plus faible que ne l'indique la carte de Parejas (1938, a).

En effet, suite à une mauvaise interprétation, un faciès attribué à l'Alluvion ancienne par cet auteur (op. cit.) appartient en fait à un complexe morainique érosif. Une lacune érosive ou bien de dépôt existe dans la région de Chancy-Avusy (carte du toit de l'Alluvion ancienne, Amberger 1982).

La majeure partie du sédiment est meuble, mais l'Alluvion ancienne comporte des parties cimentées, ce qui lui permet de ressortir dans la morphologie du paysage.

Son épaisseur est de 45 mètres au maximum (falaises de Cartigny). Des lentilles de sable d'une puissance de l'ordre du mètre et d'une extension latérale d'une dizaine de mètres sont observables, ainsi que des intercalations de limon compacté ou stratifié. Des défenses de mammoth ont été découvertes dans la région du Bois de la bâtie par Favre (1879). L'Alluvion ancienne draine dans sa partie inférieure la nappe phréatique.

#### b) Description

Deux coupes lithologiques montrant des faciès représentatifs sont décrites.

La première coupe a été levée à la falaise de Champel coord. (500,675/115,900).

L'Alluvion ancienne correspond à une alternance de faciès Sm et Gm intercalés entre un faciès Gms et une diamicte (Dmm). On observe du bas vers le haut:

1. Le faciès Gms se compose d'une matrice sablo-limoneuse jaunâtre, avec des galets supportés par la matrice. Ce faciès a une épaisseur visible de 6 m, mais il doit continuer au pied de la falaise sous les éboulis. Des blocs de plus de 40 cm sont fréquents; le diamètre maximum moyen mesuré sur l'axe A des galets est de 60 cm. C'est le seul endroit du terrain étudié où des blocs d'une si grande taille ont été observés dans l'Alluvion ancienne. Aucune structure, mais une orientation préférentielle des galets a été remarquée (260° pour l'axe A). Ces éléments sont arrondis et certains d'entre eux sont striés; ils proviennent d'une ancienne moraine remaniée par le glacier et les eaux de fonte.



2. Le faciès Gm se compose d'un conglomérat polygénique bimodal contenant une matrice sablo-limoneuse jaunâtre. Ce faciès présente une grossière stratification horizontale. La puissance des bancs varie entre 1 et 2 m sur une épaisseur de 5 m. Les éléments se touchent entre eux, ils ont la même origine que les éléments décrits dans le faciès Gms ci-dessus. Leur diamètre moyen de l'axe A est de 8 cm et le diamètre maximum moyen est de 17 cm.

A l'intérieur des bancs, aucune structure et aucun triage des éléments n'ont été observés (absence de «finning/coarsing upward sequence»). Ces conglomérats sont massifs et monotones. Toutefois, il arrive de trouver des zones restreintes (quelques décimètres) où le pourcentage de matrice augmente et les éléments sont supportés par la matrice.

3. Le faciès Sm vient généralement s'intercaler dans le faciès Gm sous forme de lentilles d'extension restreinte. Elles mesurent quelques décimètres en hauteur et quelques mètres de large et sont en position horizontale. Ce faciès se compose de sable massif sans structure où il arrive que quelques graviers se présentent sans organisation précise. Les extrémités des bancs correspondent à un passage rapide mais progressif aux conglomérats. Il en va de même pour la limite inférieure du banc sableux. En ce qui concerne la limite supérieure, deux possibilités ont été observées: soit le contact est progressif, soit il est de type érosif; le dépôt supérieur a tronqué le sommet du banc. La matrice contenue dans les différents faciès contient un pourcentage élevé de limons.

4. Le faciès Dmm, représenté sur 3 m d'épaisseur au top de la falaise, est une diamictite.

La deuxième coupe a été levée au front de taille lors du chantier du tunnel de Vernier (495,075/118,525, 400 m), se situe 8 m au dessus de la Molasse et à environ 200 m de la falaise au bord du Rhône.

Elle montre des conglomérats polygéniques hétérogènes. La matrice est à dominance sableuse et de couleur grise. Ces sables massifs et sans structure sont pauvres en limons.

Des lentilles de gravier peuvent être exemptes de matrice. Le matériel y est soit sans organisation (faciès Gm), soit stratifié en plans obliques (Gp) ou (Sp) pour les couches sableuse. Ces graviers sont souvent enrobés d'une fine pellicule limono-argileuse.

Les bancs de conglomérat sont parfois cimentés (Gc). Les contacts entre les bancs sont soit érosifs, si le banc supérieur est un conglomérat, soit normaux, s'il est sableux (Sp).

### c) Interprétation

Les structures les plus communes dans les conglomérats de l'Alluvion ancienne sont les stratifications horizontales ou subhorizontales, les foresets graveleux (Gp) ou sableux (Sp) dus aux remplissages de chenaux ou l'avancée de barres fluviales. Le mauvais triage du matériel indique un dépôt en milieu proglaciaire lors d'épisodes de crues.

Des lambeaux de moraine au Bois de la Bâtie et à Mategnin (Favre 1879), inclus dans l'Alluvion ancienne sous forme de lentilles, attestent le caractère proglaciaire du dépôt, de même que la prédominance des faciès Gm et Gms (dépôts de crue, «debris flows») à la falaise de Champel est caractéristique d'un sandur proglaciaire de type Scott (Miall 1983). Les remplissages de chenaux et structures de «scour and fill» se développant dans des parties plus distales du sandur (Huggenberger & Siegenthaler 1990).

En conclusion on peut admettre que l'Alluvion ancienne correspond à un dépôt de sandur proximal («outwash plain deposit») mis en place au front du glacier du Rhône. Ce sandur est vraisemblablement à histoire complexe du fait de sa largeur et de son étendue.

### 3.4 Unité D: Moraine basale intermédiaire

#### a) Introduction

L'unité D (Moraine basale intermédiaire) est bien définie en forage et sur le terrain dans la région entre Chancy et Cartigny. Dans les parties plus proches de Genève (au Nord-Est), le long du Rhône, du fait de la très faible puissance de l'unité E (Complexe glaciolacustre limono-argileux), voir même de son absence, l'unité D se confond avec l'unité F (Complexe morainique supérieur).

La Moraine basale intermédiaire repose généralement sur l'Alluvion ancienne avec un contact érosif par le biais d'une formation de transition. Cette zone a une épaisseur de 20 cm à 5 m et est constituée d'un mélange d'Alluvion ancienne et de diamictite. Il arrive que la Moraine se soit déposée directement sur la Molasse dans le cas où le terrain est exempt d'Alluvion ancienne (p. ex. le coteau de Bernex). D'une manière générale, cette moraine est présente dans la majorité des forages étudiés.

#### b) Description

Deux sous-unités ont été définies sur la base des forages profonds qui les traversent et des divers affleurements.

La partie inférieure, épaisse d'environ 10 m, est constituée de blocs, qui peuvent atteindre 30 cm de diamètre, et de galets striés, le tout enveloppé dans une matrice limono-argileuse beige jaunâtre à l'affleurement et grise en profondeur. Cette partie est fortement compactée et la densité des galets striés par rapport à la matrice est importante. L'origine des galets est principalement valaisanne (gneiss, schistes, gabbros) mais des galets calcaires jurassiens ou provenant du Salève ou des chaînes subalpines ont été également observés. De plus, elle montre des structures de traction à galets arrondis et des intercalations sableuses décimétriques.

La partie supérieure de la formation s'observe au Moulin de vert (490,425/115,100), épaisse d'environ 20 m, est moins consolidée. Les galets striés sont moins nombreux et organisés d'une manière désordonnée. Ils sont supportés par une matrice limono-argileuse. La taille moyenne des galets est de 7 cm mais la granulométrie va du bloc au gravillon. Leur contour est souvent pentagonal. Contenant une plus grande quantité de limon argileux cette formation est affectée en surface par de nombreux glissements de terrains et phénomènes de solifluxion.

De grandes auges contenant des limons gris à gris foncé se situent à quelques décimètres au-dessus de l'Alluvion ancienne (falaises de Cartigny au Moulin de Vert); elles sont intercalées à la base de la moraine. Ces auges ont une dizaine de mètres d'extension latérale et une épaisseur d'environ deux mètres. Elles montrent des structures sédimentaires d'écoulement et font partie du complexe morainique, bien qu'elles aient un mode de dépôt différent de la moraine environnante.

### c) Interprétation

Cette unité présente les caractéristiques d'une moraine basale de type «lodgement till» (Eyles & Menzies 1983) où le glacier glisse sur une couche très fluide de limon-argileux et de galets striés. Par la suite cette couche subit une perte en eau, se compacte et prend un aspect surconsolidé. Les petits filons discontinus de silt, sable et gravier peuvent résulter de relâchement d'eau sous-glaciaire durant des baisses de pression glaciaire «pressure melt-out», (op. cit).

Les auges correspondent à une moraine de type «waterlain till» (Dreimanis 1979). Celle-ci s'est formée lorsque la glace s'est décollée du substratum, par les eaux de fonte sous-glaciaires.

Dans un sondage profond, à Cartigny (Réf. 1825, 490,485/114,590), des sables limoneux fossilifères (débris de mollusques et de végétaux) ont été observés intercalés dans la moraine. S'ajoutant à une différence de compaction, cela prouverait que l'avancée glaciaire n'est pas unique mais multiple ou sous forme d'oscillations de la progression glaciaire générale (Arn 1984).

### d) Aspects cartographiques

Sur le terrain, la sous-unité supérieure est visible et bien développée dans les falaises de Cartigny (Moulin de Vert). La sous-unité inférieure s'observe sur une centaine de mètres latéralement sur les berges de la Laire au SW de Chancy (487,500/111,160). L'affleurement situé sur les berges de La Laire a été interprété à tort sur la carte de E. Parejas (1938a) comme appartenant à la moraine de fond rissienne. Les forages et les levés de terrains montrent que cette moraine surmonte en fait l'Alluvion ancienne.

## 3.5 Unité E: Complexe glaciolacustre limono-argileux

### a) Introduction

Bien développée dans la partie occidentale du terrain, l'unité E (Complexe glaciolacustre limono-argileux) n'est absolument pas continue depuis Cartigny en direction de Genève où elle se trouve de façon très locale en position intramorainique. Son épaisseur maximum est de 43 mètres dans le forage de Champs Pointus (Réf. 4254, 491,262/111,427). La description géotechnique fait état de «faciès limono-argileux contenant de fines rythmites tourmentées et quelques cailloux».

### b) Description le long de La Laire, aux environs des falaises de Rougemont et dans le sondage de Champs Pointus (Réf. 4254, 491,262/111,427)

L'unité E peut être subdivisée en deux sous-unités distinctes, indiquant une modification des conditions de dépôts (Fig. 4).

1) La sous-unité inférieure, épaisse d'environ 30 m, est constituée de limon argileux stratifié, avec en alternance:

- des limons argileux gris à gris foncé, parfois oxydés en beige jaunâtre, plastiques à non plastiques, feuilletés;
- des limons sableux, gris, gris-beige à beige-jaunâtre. Les bancs vont d'une épaisseur de 30 cm à 4,5 m.

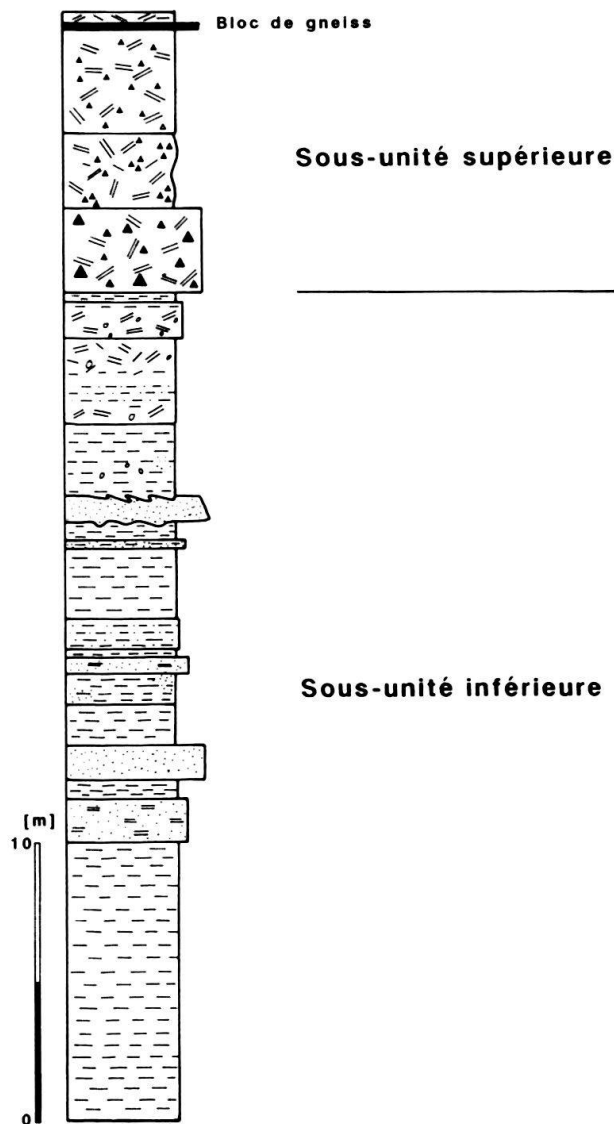


Fig. 4. Log stratigraphique de l'unité E, Complexe glaciolacustre argilo-limoneux, d'après le forage de Champs Pointus (réf. 4254, 491,262/111,427) et les levés de terrain le long de la Laire.

Ils sont dépourvus de galets et sur un échantillon scié, des laminations de couleur noirâtre ont été observées.

Quelques bancs de sable moyen à fin sont intercalés dans cette série. Ils sont laminés et sont affectés par des figures de charge et des slumps. Les bancs sableux montrent un granoclassement normal et quelques galets mous.

2) La sous-unité supérieure, d'une épaisseur d'environ 10 m, est constituée de limon argileux gris beige foncé, dur ou plastique à l'état humide. Elle se superpose par un contact graduel à la sous-unité inférieure. Elle contient des petits cailloux gris foncé, striés, moins fréquemment quelques cailloux de taille moyenne et de rares blocs. Des blocs de schiste quartzo-chloriteux s'intercalent vers le sommet (forage de Champs Pointus (Réf. 4254, 491,262/111,427)). Ces blocs sont polis en surface et présentent de nombreuses cannelures en arêtes profondes d'environ 1 cm. Un bloc «erratique» de composition gneissique, de 2 m sur 3 m, s'observe également au sommet de cette sous-unité dans le lit d'un affluent de la Laire (490,800/111,000).

Les limons argileux sont par endroit cisailés et érodés par les graviers de l'unité F (Complexe morainique supérieur) notamment dans le lit de La Loire.

### c) Interprétation

Ces limons argileux ne comportent pas de traces de faune. La sous-unité inférieure est constituée en grande partie de limons argileux stratifiés. La granulométrie la plus grossière est constituée de bancs de sable moyen. La sous-unité supérieure est constituée de limons argileux à galets striés. Les limons argileux sont parfois cisailés.

Ce sont des caractéristiques communes des dépôts glaciolacustres proximaux. Ils sont intermédiaires entre une «waterlain till» et des dépôts purement glaciolacustres (Quigley 1983). A l'affleurement, le sol peut ressembler à une moraine bien qu'il soit assez mou et d'origine glaciolacustre. Ceci peut expliquer la confusion de cette unité avec une moraine dans la carte de Parejas (1938, a).

Cette unité a une grande ressemblance avec certaines lithologies rencontrées dans les forages effectués dans le bassin du lac de Zürich, qui comportent une succession d'argile turbiditique et de diamictite plus ou moins déformée et fracturée, entre 6 et 138 m de profondeur (Hsü et al. 1984). En effet, la plupart des vallées périalpines comportent des bassins surcreusés remplis de sédiments fins, tels les limons argileux, laminés ou massifs, contenant des galets lâchés («dropstones»).

Un mince niveau à blocs grossiers s'intercale dans la partie sommitale de l'unité. Ce niveau est caractéristique d'une progression glaciaire (Eyles 1988). Ceci peut être expliqué par une calotte glaciaire froide glissant sur ces limons argileux glaciolacustres, sans érosion, et laissant un niveau à gros blocs, polis et cannelés et quelques traces de cisaillement dans les limons argileux.

Sur la base des modèles sédimentaires glaciolacustres (Edwards 1986), on peut admettre que cette unité correspond à un dépôt dans un lac proglaciaire. La partie inférieure atteste d'un éloignement du glacier, avec un apport détritique fin (limons), puis, progressivement, dans la partie supérieure, par une progradation, les glaciers font ressentir leur influence directe par la présence de galets striés, indiquant une sédimentation glaciolacustre au front d'une langue glaciaire.

### d) Aspects cartographiques

Sur le terrain ces limons argileux sont à l'origine de la plupart des glissements de terrain, notamment le long de La Loire et dans la région de Chancy. La cartographie de l'unité E apporte deux modifications importantes par rapport à la carte géologique existante (Parejas 1938 a). L'unité redéfinie englobe notamment :

- les limons argileux visibles tout au long de La Loire, de Chancy jusqu'aux falaises de Rougemont (SW de Soral). Ces limons argileux étaient précédemment attribués au glaciolacustre ancien (interglaciaire Riss-Würm);
- la moraine de fond würmienne cartographiée dans les pentes et vallums des villages de Sézegnin, Athenaz, Avusy, Passeyry et Avully.

Ces modifications se justifient tant par les données de forages que par les levés de terrain.

En effet :

- aucune trace de lignite ou de niveau à gastéropodes n'a été observée le long de la Loire, permettant de rattacher ces limon-argileux au glaciolacustre ancien;
- le milieu de dépôt des marnes à lignite est fluviatile (Reynaud 1982) et ne correspond pas à celui de l'unité E;
- les forages d'Avusy (Réf. 3608, 488,775/111,760) et die Champs Pointus (Réf. 4254, 491,262/111,427) (Fig. 2) montrent que ces limon argileux (42 et 43 m) se sont déposés au dessus de l'Alluvion ancienne et de la Moraine basale intermédiaire;

- le long de La Laire, aux environs de Soral (491,050/110,875), un dépôt érosif sur les limons argileux glaciolacustres appartient en fait au complexe morainique supérieur et non à l'Alluvion ancienne. Ces limons argileux ne se trouvent donc pas sous l'Alluvion ancienne;
- le forage d'Avusy (Réf. 3608, 488,775/111,760) comprend 42 mètres de limons argileux sans niveau à lignite ni galets striés. Les levés de terrains dans la partie supérieure du ruisseau du Moulin de Grave donnent le même résultat. Il n'y a donc pas de trace de moraine de fond à cet endroit.

### 3.6 Unité F: Complexe morainique supérieur

#### a) Introduction

Cette nouvelle unité, non différenciée sur la carte géologique des Parejas (1938 a), a été principalement définie sur des critères sédimentologiques et des levés de terrain de long de La Laire au SW de Soral. Elle est d'extension assez locale et est située géographiquement dans la partie sud-est du terrain (Soral, Veigy, Laconnex).

Dans la partie Nord-Est du terrain, du fait de la quasi-absence de l'unité E (Complexe glaciolacustre limono-argileux), le Complexe morainique supérieur se confond avec la Moraine basale intermédiaire pour ne former plus qu'une seule unité lithologique reposant sur l'Alluvion ancienne. Elle sera donc définie le long de la rivière de la Laire, aux environs de Soral où elle affleure bien.

L'unité F est composée d'un ensemble de couches variées et regroupant divers faciès sédimentologiques. Avec une épaisseur maximum d'environ 20 à 25 mètres, elle se superpose souvent avec un contact érosif aux limons argileux glaciolacustres de l'unité E.

#### b) Description

Deux coupes ont été établies le long de La Laire, à cent mètres d'intervalle, pour mieux saisir les variations latérales de faciès ainsi que leur intégration avec les autres unités dans un modèle sédimentaire général.

1. La première coupe a été levée sur la rive droite de La Laire (491,050/110,875) dans un méandre érosif (Fig. 5). L'unité F (Complexe morainique supérieur) épaisse d'environ 20 m, est surmontée par les graviers à matrice sablo-limoneuse de l'unité G. Son contact inférieur est érosif sur les limons argileux à galets striés de l'unité E.

De bas en haut, la succession suivante s'observe:

- une couche de 1,6 m formée de petits galets pris dans une matrice sablo-limoneuse. Ces galets se présentent souvent sous forme de strates sableuses inclinées («foresets»);
- une couche de 4 m d'épaisseur constituée de gros galets à blocs dans une matrice sablo-limoneuse gris-beige. De nombreux galets sont striés. Ils sont disposés en larges «foresets» et leur diamètre peut atteindre 15 à 20 cm. Par endroit, ces gros galets plongent d'une manière désorganisée dans la couche inférieure. Ce sont des structures d'échappement d'eau («pillar structure») dues à une déposition rapide de matériel grossier sur une pente assez forte (Postma 1983). Ce faciès était précédemment attribué à l'Alluvion ancienne (unité C) par Parejas (1938, a);
- une épaisse couche de galets et de gros blocs striés dans une matrice limono-argileuse beige-grise. Cette couche ne présente aucune structure particulière, les galets y sont disposés de façon aléatoire. Ce niveau est non consolidé et sujet à des glissements de terrains.

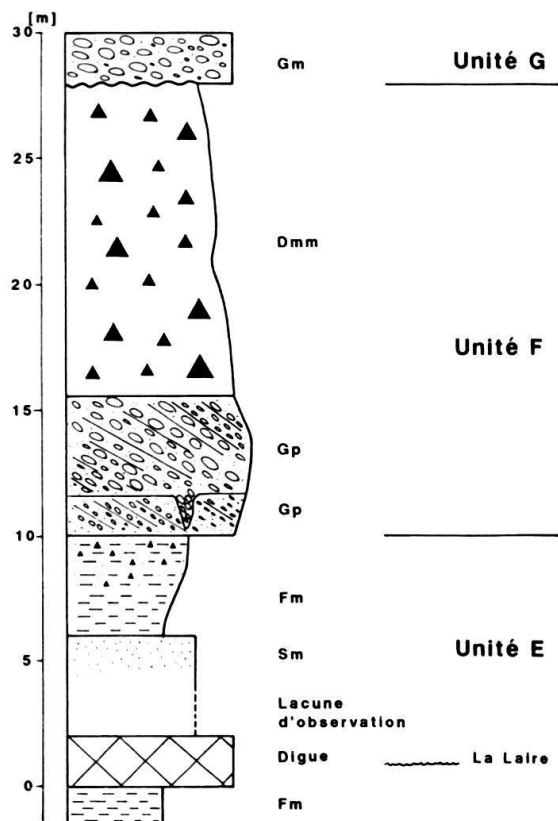


Fig. 5. Coupe à travers les unités lithostratigraphiques supérieures, rive droite de la Laine (491,050/110,875).

2. La deuxième coupe se situe sur la rive gauche de La Laine, à environ 100 m de la précédente, également dans un méandre érosif (Fig. 6). Elle comprend deux unités: le Complexe glaciolacustre limono-argileux (unité E) surmonté par le Complexe morainique supérieur (unité F).

En ce qui concerne l'unité F, la succession suivante s'observe de bas en haut:

- une couche d'environ cinq mètres d'épaisseur constituée de galets striés, oxydés et interpénétrés, dans une matrice limono-argileuse;
- un niveau à succession granulométrique décroissante d'un mètre soixante d'épaisseur. Le matériel passe de petits graviers à du limon argileux jaunâtre en l'espace de cinq centimètres;
- une couche de gros galets supportés par une matrice sablo-limoneuse. Contrairement à la coupe précédente, il n'existe pas de structures bien visibles dans ce banc graveleux. Des figures d'échappement d'eau sont présentes et plongent dans la couche précédente;
- une couche sommitale constituée de galets striés dans une matrice limono-argileuse sans structure.

### c) Interprétation

L'unité F (Complexe morainique supérieur) présente des couches et des faciès variables. Son mode de dépôt fait appel à des épisodes sédimentologiques qui diffèrent entre

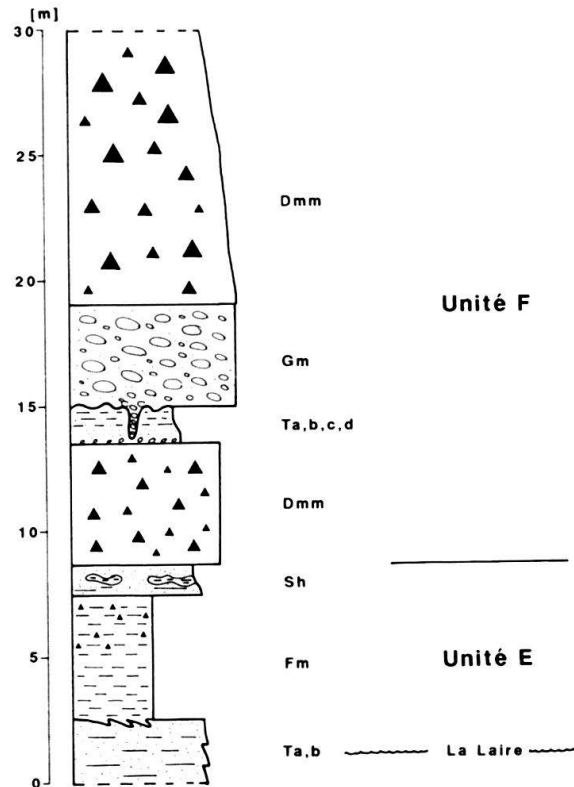


Fig. 6. Coupe stratigraphique décrivant le passage du Complexe glaciolacustre argilo-limoneux (unité E) au Complexe morainique supérieur (unité F), rive gauche de la Laire (491,025/110,775).

eux. Toutefois, l'ensemble de l'unité présente des caractéristiques de dépôts glaciaires ou sous-glaciaires. Les variations rapides des dépôts sédimentaires sur une petite distance indiquent la présence d'un glacier très proche.

La présence d'une couche de galets striés interpénétrés s'explique par l'action d'une masse de glace suffisamment épaisse pour permettre des phénomènes de dissolution aux points de contact entre les galets. Les couches de galets, parfois striés, disposés en larges «foresets», les figures d'échappement d'eau et la présence de petits niveaux turbiditiques mettent en évidence un épisode sédimentologique nécessitant des circulations d'eau. Cet épisode peut être soit pro-glaciaire (glaciolacustre), soit sous-glaciaire, avec la présence d'eskers érodant les limons argileux de l'unité E (Complexe glaciolacustre limono-argileux). La dernière couche, présente sur les deux coupes levées le long de La Laire, est caractéristique d'une moraine de fond déposée par un glacier.

Comme précédemment décrit, le Complexe morainique supérieur (unité F) se sépare parfois difficilement du Complexe glaciolacustre limono-argileux (unité E). La présence de galets striés et d'un niveau à blocs au sommet de l'unité E peut être mis en relation avec le dépôt des sédiments du Complexe morainique supérieur (unité F).

### 3.7 Unité G: Complexe glaciolacustre deltaïque

#### a) Introduction

Cette unité termine la série dans la partie occidentale (SW) du terrain et repose directement sur le Complexe glaciolacustre argilo-limoneux (unité E). Formant un lobe



qui avance vers le NW depuis la région de Soral-Veigy, elle est recouverte par l'unité H dans la partie Sud-Ouest du terrain. Un classement granulométrique décroissant s'observe dans le sens Soral-Avully, passant de galets et blocs aux sables et limons.

Cette unité a une épaisseur maximale d'une vingtaine de mètres.

## b) Description

### 1. Gravière VEIT SA (490,250/111,370, alt. 437 m)

Cette gravière (12 hectares) exploitée par l'entreprise Veit SA est profonde de 18 m. Elle atteint la nappe phréatique superficielle. L'affleurement se subdivise en trois parties distinctes. Le contact entre ces trois niveaux est de nature érosive.

a: une partie basale horizontale («bottomset») sablo-limoneuse épaisse de 2 à 4 mètres;

b: une partie intermédiaire graveleuse et sableuse à couches inclinées («foresets») de 10 à 12 mètres d'épaisseur;

c: une partie supérieure horizontale («topset») graveleuse et sableuse épaisse de 3 à 4 mètres.

#### Description du «bottomset» (a)

Cette partie est constituée d'une succession de faciès sableux et de quelques niveaux graveleux (Fig. 7). Elle est affectée par une multitude de petites failles normales. Sur deux mètres d'épaisseur tous les termes turbiditiques sont représentés. Les figures Tc (Bouma 1962) sont des figures de traction retravaillant des dépôts turbiditiques sableux. Les séquences turbiditiques complètes ont une épaisseur d'une trentaine de centimètres.

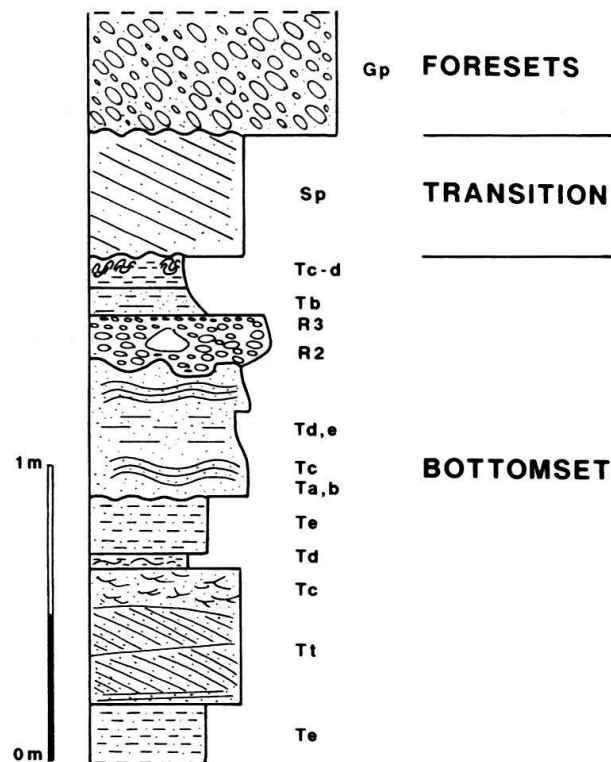


Fig. 7. Coupe à travers le bottomset du Complexe glaciolacustre deltaïque (unité G), gravière VEIT SA (490,250/111,370).

Une couche graveleuse s'intercale vers le haut de la série. Le niveau graveleux est constitué de gravier et de petits galets. Il contient également quelques gros galets de dix centimètres de diamètre, vraisemblablement transportés par fluidité lors de la mise en place de la turbidite. La partie graveleuse de la turbidite présente des phénomènes d'effondrement et la partie limono-argileuse montre des structures d'échappement d'eau, tel que des convolutes. Le passage du «bottomset» aux «foresets» se fait par une phase sableuse grossière de transition.

Description du système «foresets-topset» (b) et (c)

Le passage entre les «foresets» et le «bottomset» se fait par un angle de contact prononcé. La hauteur des «foresets» initiaux permet d'estimer la profondeur du bassin (Joppling 1965; malheureusement ceux-ci sont souvent tronqués par un «topset» érosif fluvial. La mesure ne donne donc qu'une profondeur minimale qui est de 10 à 12 m pour cette gravière.

Les deux tiers de la paroi sont occupés par des couches à stratification oblique graveleuse ou sableuse (Gp, Sp 340/28). La partie supérieure, de deux à trois mètres d'épaisseur, arrive en contact érosif sur ces couches obliques.

Des séquences à granulométrie croissante ou décroissante s'observent à l'intérieur des couches. Certaines strates présentent une structure plus chaotique, avec de gros galets disposés d'une manière désordonnée dans une matrice sableuse grossière, à la manière d'un debris flow (Gms). Certains «foresets» sont constitués de graviers «openwork» (sans matrice) légèrement enrobés de limon argileux à granulométrie décroissante. Certains plans de stratification sont onduleux et le matériel est légèrement slumpé. De temps à autre, de gros galets mous (40 cm) s'intercalent dans le matériel détritique.

La partie supérieure présente une structure plus désordonnée. Sa base érosive est constituée de gros blocs et de lentilles horizontales de sable. D'une manière générale, les galets sont plus gros que ceux de la partie inférieure. Les couches inclinées sont de plus petite envergure, de l'ordre du mètre. Leurs directions varient passablement.

Au milieu de la gravière et sur les deux flancs de celle-ci s'intercale une structure déformée qui recoupe le système «foresets-topset» (Fig. 8). Les «foresets» conservent leur structure en bas à droite de la figure alors que, vers le haut, ils perdent leur structure. Cette structure en forme d'auge est remplie par des sables très fins et des limons argileux. L'axe de cette auge, entre les deux flancs de la gravière et distants de 200 mètres, est de 20° N. Ce type de structure se retrouve en abondance dans la gravière suivante ci-dessous.

## 2. Gravière de CHAMP COURBE (490,750/112,290, alt. 435 m)

Cette gravière présente sur 8 à 9 mètres de profondeur la succession «foresets-topset» précédemment décrite. Son intérêt réside dans le fait qu'elle est recoupée par de nombreuses structures déformées en forme d'auges et remplies par des sédiments fins (sable et limon argileux) sous forme de rides de courants, de structures d'échappement d'eau et de petits «slumps». Ces auges de sédiments fins sont exemptes de couverture graveleuse. Les graviers ont perdu leurs structures primaires. Les sédiments remplissant ces auges sont eux-mêmes faillés (Fig. 9). Les rides de courants sont relevées et des bancs limono-argileux attestent de la présence de failles inverses. Un bloc anguleux de composition gneissique d'une quarantaine de centimètres est fiché dans les sédiments plissés et faillés, laissant derrière lui une traînée sableuse. Ce type de structures est à mettre en relation avec celles observées dans la gravière VEIT SA, plus proximale.

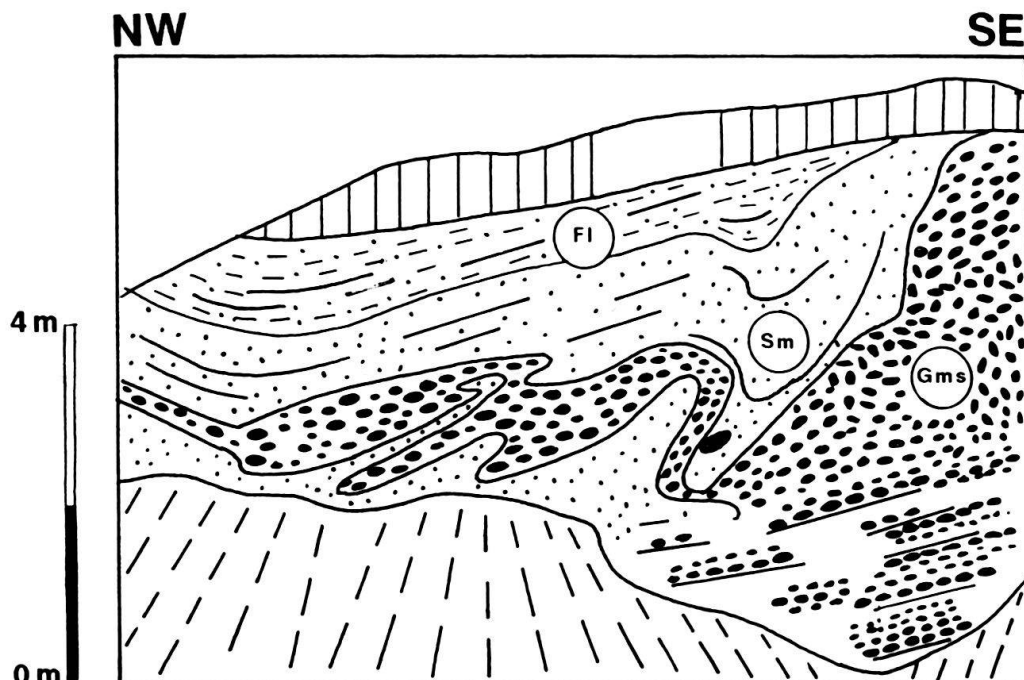


Fig. 8. Tectonique synsédimentaire (plissements, effondrements) dans les «foresets» graveleux, unité G, gravière VEIT SA (490,250/111,370).

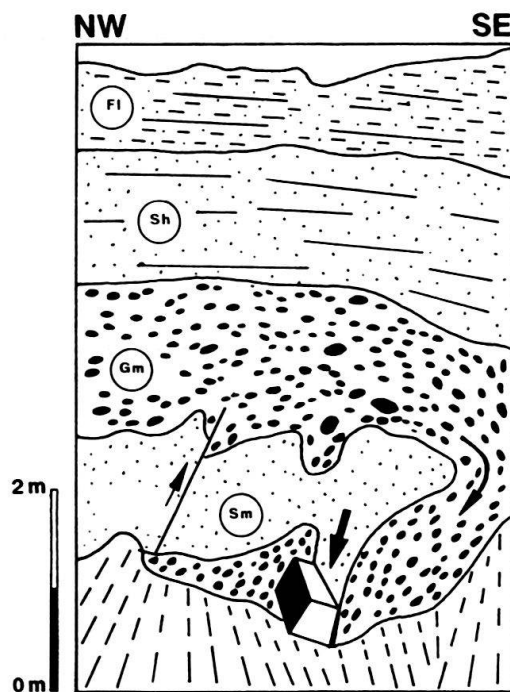


Fig. 9. Tectonique synsédimentaire (plissements, failles) et compressive («dropstone»: gneiss anguleux) dans les «foresets» graveleux de l'unité G, gravière de CHAMP COURBE (490,750/112,290).

En position plus distale cette gravière possède un «bottomset» sableux beaucoup plus développé. Les couches sableuses, épaisses de 1 à 2 m, passent du sable moyen en bas à du sable grossier vers le haut. Les contacts sont érosifs avec parfois des petits galets à la base. Le pendage de ces bancs sableux est faible (10 à 20 degrés). La structure de ces bancs sableux est caractérisée par, à la base, des laminations planes parallèles avec de minuscules galets mous, suivis de rides chevauchantes de type A puis B surmontées de rides de suspension (Gustavson 1975).

c) Interprétation

Ces affleurements présentent les caractéristiques d'un delta glaciolacustre de type Gilbert (McCabe & Eyles 1988, Clemmensen & Houmark-Nielsen 1981).

1. Le «topset» fluviatile du delta est constitué de galets et blocs, jusqu'à 40 centimètres de diamètre, pris dans une matrice sablo-limoneuse. Ces galets se sont déposés sous forme de stratifications obliques. Les directions d'accrétion varient passablement. Des lentilles sableuses sont intercalées dans ces graviers. Ce faciès, typique des rivières tressées fluvio-glaciaires, est intermédiaire entre le type Scott et Donjek de Miall (1983).

2. De larges «foresets» gravelo-sableux sur une épaisseur de 10 à 12 mètres.

3. Un «bottomset» représenté par des turbidites graveleuses et sableuse. Elles sont typiques des deltas glaciolacustres (Ashley 1975).

Les structures déformées en forme d'auge, recoupant le topset, sont à mettre en relation avec des phénomènes d'effondrement (collapse) au front du glacier (Schlüchter, comm. pers.), du fait de l'orientation constante de ces structures face au large, en direction de la pente, et de la présence de failles de même orientation dans le bottomset. Quelques structures proviennent également de glace morte ou de compression due à l'action de la banquise (Fig. 10).

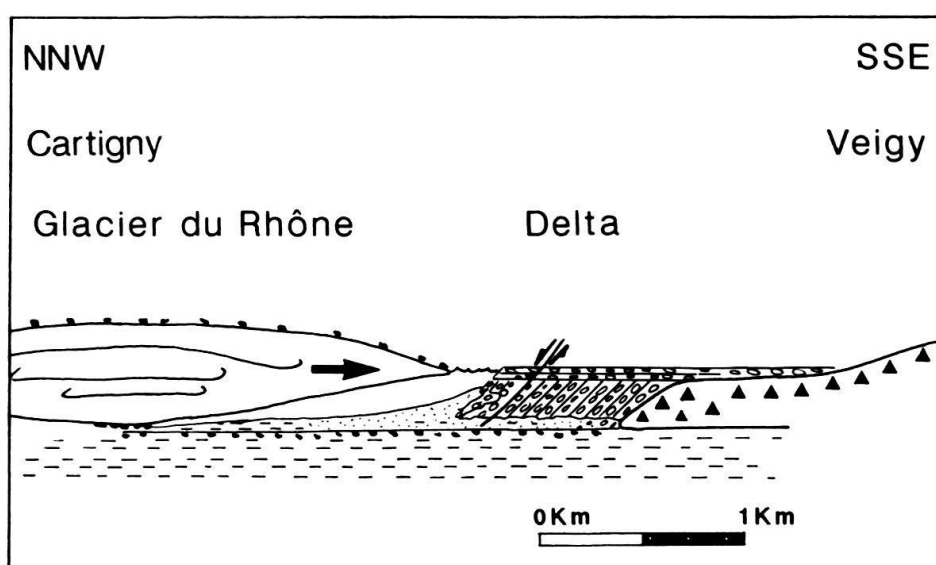


Fig. 10. Reconstitution paléogéographique (coupe transversale) lors du dépôt du Complexe glaciolacustre deltaïque (unité G), tectonique synsédimentaire et/ou compressive.

### 3.8 Unité H: Sandur

Le Sandur (unité H) recouvre les faciès distaux du Complexe glaciolacustre deltaïque (unité G) ainsi que le Complexe glaciolacustre limono-argileux (unité E). Cette unité est la dernière à s'être mise en place. Elle est disposée en forme d'éventail et a une épaisseur de 2 à 5 mètres. Elle est constituée principalement de matériel graveleux et sableux, de galets et blocs dans une matrice sablo-limoneuse. Aucune étude sédimentologique de détail n'a pu être réalisée, car aucune gravière n'était en exploitation dans cette unité durant l'étude.

Les seules données de forages ne permettent pas de déterminer le mode de genèse précis de ce dépôt. Ainsi la grande hétérogénéité dans la succession des faciès rencontrée en forage, ne permet que difficilement de lier ces dépôts à un delta de type Gilberg (Clemmensen & Houmark-Nielson, 1981, Mc Cabe & Eyles 1988) mais plutôt à un sandur.

## 4. Chronostratigraphie des dépôts

Trois unités (Marnes à Lignites (unité B), Alluvion ancienne (unité C), Complexe glaciolacustre limono-argileux (unité E)) ont fait l'objet d'essais de datations chronostratigraphiques.

1. Les Marnes à Lignites (Joukowsky 1958) ont fait l'objet d'analyses polliniques dans 3 sites: au Pont Butin (Reynaud 1982), au Pont Sous-Terre (Jayet & Amberger 1969) et dans les argiles décrites par Achard (1968) lors du chantier du collecteur de la rive droite. Au Pont Butin, dans le sondage 4644 (497,500/117,620), les sédiments analysés situés entre - 15.75 m et - 16.55 m (Marnes à lignites) sont riches en pollens. Le genre le plus abondant est *Picea* qui atteint jusqu'à 76% de la somme pollinique totale. Le second genre bien représenté est *Pinus*. Pour les arbres à feuilles, il faut citer *Alnus* et *Tilia*. *Betula* et *Corylus* sont aussi présents, mais en petite quantité. Le rapport des pollens arboréens (PA) sur les pollens non arboréens (PNA) est de 96 à 98% et reste très stable (Reynaud 1982). En comparant ces résultats avec les profils palynologiques dressés par Welten (1982) à Dürnten (705,380/237,800) et à Uster (696,653/245,652), on s'aperçoit qu'il y a deux possibilités de trouver un pourcentage de PA élevé et une dominance de *Picea* sur *Pinus*. Ce sont les interstades 1 et 2 du Würm précoce. Il faut cependant mentionner que Welten n'a pas observé de pollens d'*Alnus* dans l'interstade 2, ce qui pourrait conduire à dire que les Marnes à lignites se sont déposées durant l'interstade 1 du Würm précoce. Les Marnes à lignites ont fait l'objet de datation au  $^{14}\text{C}$  et les résultats des datations donnent des âges qui sont aux alentours de 40 000 ans BP (Reynaud 1982), ce qui situerait leur dépôt dans le Würm moyen. Néanmoins, ces âges se trouvent proches de la limite supérieure de la méthode de datation au  $^{14}\text{C}$ , et leur fiabilité peut en conséquence être sujette à caution.

2. En ce qui concerne l'Alluvion ancienne, cette formation a livré un seul niveau fossilifère découvert lors d'un forage à la Petite-Boissière par Joukowski (1941). C'est Favre (in Joukowski 1941) qui a réalisé la détermination; il mentionne des limacelles, des corpuscules calcaires d'*Arion*, *Pupilla muscorum*, *Columella columella* et *Succinea oblonga*. Aucune datation n'a été possible. Des débris de défense de mammoth ont été trouvés par Favre en 1878 dans les graviers de l'Alluvion ancienne du Bois de la Bâtie. Cette découverte n'a pas permis de préciser un âge. Cette formation n'offre pas non plus

des assemblages polliniques susceptibles d'être datés. Dans le but de préciser un âge minimum, des datations de la cimentation de cette unité ont été entreprises.

Trois échantillons de ciment, prélevés dans l'Alluvion ancienne, ont été envoyés au «Department of Quaternary Geology, Radiocarbon Dating Laboratory, LUND, SWEDEN». Le numéro 1 (Lu-3032) provient du faciès Gc à l'intérieur du tunnel de Vernier (495,075/118,525, 400 m), le numéro 2 (Lu-3033) provient d'un affleurement du Bois de la Pesse (491,675/116,325, 385 m) et le numéro 3 (Lu-3034) provient d'un forage à Bardonnex (496,925/111,275, 447 m). Les prélèvements 2 et 3 ont été effectués dans le faciès Gmc.

âges obtenus:

échantillon 1 (Lu-3032): > 35 000 ans BP

échantillon 2 (Lu-3033): 25 000 à 30 000 ans BP

échantillon 3 (Lu-3034): 5000 à 6000 ans BP

Il se peut que l'échantillon 1 indique un âge limite. Ces dates indiquent que l'échantillon de Bardonnex s'est cimenté durant l'Holocène, que la cimentation au Bois de la Pesse s'est effectuée au Würm moyen terminal et que la cimentation de l'échantillon du tunnel de Vernier est plus ancienne que le Turicum 5 b (Welten 1982). Pour l'instant il y a donc lieu de penser que la cimentation s'est effectuée durant les fluctuations climatiques du Würm moyen et à l'Holocène. Une étude plus approfondie à ce sujet serait néanmoins souhaitable.

3. Le complexe glaciolacustre limono-argileux (unité E) pose plus de problèmes. L'assemblage pollinique est typique du début d'un interstade (Reynaud 1982), mais la courbe du rapport des PA sur les PNA n'est pas significative; elle oscille entre 15 et 90%. Le genre de PA le mieux représenté est *Pinus*, puis vient *Picea*; il faut également signaler *Abies*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus* et *Quercetum mixtum* qui ont, eux, de faibles valeurs par rapport à *Pinus* et *Picea*. Le genre de PNA le plus présent parmi les herbacées est *Artemisia*.

Il a été impossible de caler exactement ce dépôt sur les profils palynologiques de Welten (1982). En effet, durant tout le Würm précoce terminal et le début du Würm moyen, une oscillation de la courbe PA sur PNA est observée, *Picea* et *Pinus* sont omniprésents formant chacun de 5 à 35% de la somme pollinique totale; *Abies* et *Betula* sont aussi présents, mais chacun d'eux ne forme qu'entre 1 à 10% de la somme pollinique totale.

Notre hypothèse concernant la datation de ces dépôts est résumée sur la figure 11. Elle reste sujette à modifications, notamment dues aux nombreuses lacunes et érosions et à la rapidité des dépôts en milieu continental. Cette interprétation des résultats de Reynaud (1982) est proche de la deuxième hypothèse que l'auteur a émise dans son travail, avec la différence qu'il place l'unité du Pt. Butin (Marnes à Lignites) dans l'interstade 2. Il est clair que l'interprétation présentée dans ce travail est discutable car il y a environ 250 km qui séparent les observations de Reynaud des localités type de Welten. En période glaciaire, il règne des microclimats dus à des déglaciations locales et il devient peut-être téméraire de vouloir comparer des assemblages polliniques séparés d'une telle distance.

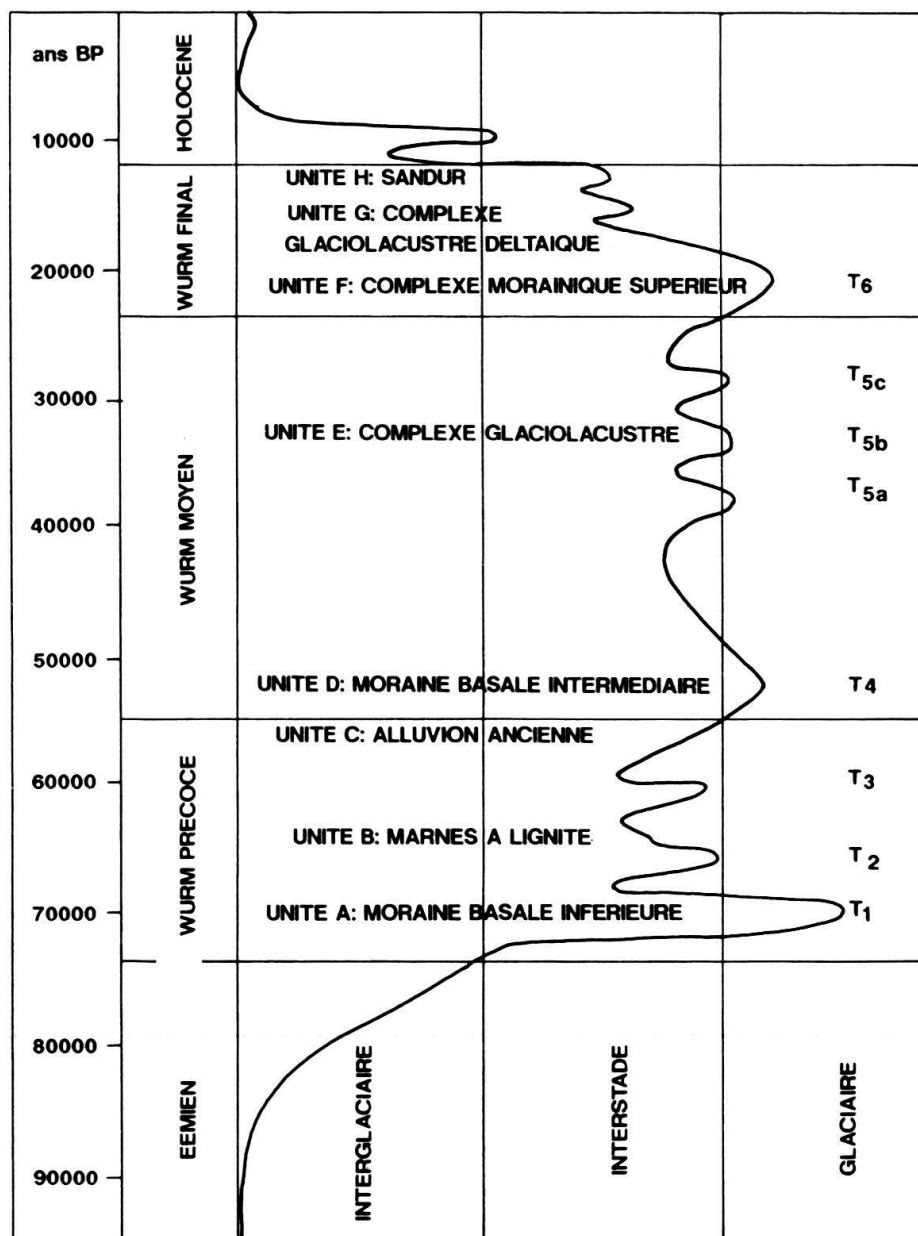


Fig. 11. Hypothèse de corrélation chronostratigraphique des unités avec la courbe climatique de Welten (1982).

## 5. Discussion sur l'histoire sédimentaire glaciaire de la région occidentale du bassin genevois

Cette discussion est principalement basée sur la lithostratigraphie, la sédimentologie et l'agencement des diverses unités, en l'absence de datations précises.

### 5.1 Indication sur l'histoire anté-würmienne

Aucune unité n'ayant pu être attribuée avec certitude à l'interglaciaire Riss-Würm dans la région étudiée (Reynaud 1982), les Marnes à lignite (unité B) étant attribuée au würm précoce (op. cit.), toute discussion sur l'histoire anté-würmienne reste hypothétique.

Une incertitude demeure néanmoins sur l'âge de la Moraine basale inférieure (unité A) qui est attribuée dans la littérature à un reste de moraine rissienne. Il nous semble cependant plus prudent en l'absence d'interglaciaire bien défini, de la rattacher au Würm précoce.

### 5.2 *Moraine basale inférieure (Unité A, glaciaire, Würm précoce?)*

L'unité A, interprétée comme faciès morainique, est la trace laissée par une avancée glaciaire du glacier du Rhône. Les quelques affleurements discontinus et lacunaires, surmontant la molasse, constituerait des reliques de cette première avancée glaciaire. Le glacier s'est ensuite retiré, ce qui a permis aux Marnes à lignites de se déposer, durant un ou divers interstades.

### 5.3 *Marnes à lignite (Unité B, interstadaire, Würm précoce?)*

Le dépôt des Marnes à lignites s'est effectué sous un climat de type boréal; le retrait des glaciers a permis à une forêt composée principalement de *Picea*, de *Pinus* et d'*Alnus* en moindre quantité de s'installer; le présence d'*Alnus* indiquant un climat humide (Reynaud 1982). Le dépôt des Marnes à lignites a pu être associé à un paléo-Rhône qui subissait des débordements fréquents. Des troncs d'arbres fossilisés situés dans les argiles rubanées, qui correspondent sans doute aux Marnes à lignites ont été décrits par Achard (1968) dans la galerie du collecteur de la rive droite (St-Jean).

### 5.4 *Alluvion ancienne (Unité C) et Moraine basale intermédiaire (Unité D) (glaciaire, Würm précoce à moyen)*

Après le dépôt des Marnes à lignites, une nouvelle phase froide provoque une progression des glaciers et permet la formation d'un sandur proglaciaire (Unité C). Ce dépôt fortement érosif vis-à-vis des unités sous-jacentes se serait constitué lors d'oscillations du glacier du Rhône aux portes de Genève. L'extension des dépôts a été limitée par les chaînes du Salève, du Jura et par des langues glaciaires résiduelles; on retrouve cependant les dépôts fluviatiles de l'Alluvion ancienne dans le bassin de Bellegarde. Dans la cuvette genevoise des buttes molassiques ressortaient de ce sandur, ce qui entraîna une lacune de déposition sur ces dernières. La fin de la sédimentation fut provoquée par la poursuite de la progression glaciaire. Elle déposa la Moraine basale intermédiaire (unité D). On peut distinguer la partie inférieure, fortement consolidée, et la partie supérieure, plus épaisse et moins consolidée; cette séparation correspondant éventuellement à deux oscillations (Arn 1984) permettant même à quelques horizons fossilifères de s'y former (sondage de Cartigny, réf 1825, 490,485/114,590). Compte tenu de l'épaisseur et de l'étendue de ces deux unités, il est vraisemblable qu'elles correspondent à l'avancée glaciaire la plus importante, antérieure à 38 400 ans BP (Monjuvent & Nicoud 1988 a) qu'a subie cette région durant le Würm.

### 5.5 *Complexe glaciolacustre limono-argileux (Unité E, interstadaire, Würm moyen)*

Un lac envahit toute la région lors du retrait du glacier (Parejas 1938, b). Il s'y dépose des limons argileux qui formeront le Complexe glaciolacustre limono-argileux. Durant



ce dépôt, une végétation a pu s'installer sur les bords du paléo-lac. Le bassin genevois subit une colonisation par une forêt de type boréal dominée par les conifères (*Picea* et *Pinus*) (Reynaud 1982). L'âge de ce dépôt est supposé être le Würm moyen, c'est-à-dire pendant une série d'oscillations climatiques.

Ces limons argileux sont le résultat d'un dépôt distal de la source qui implique que le glacier s'était passablement retiré. Pour ce qui est de l'épaisseur de cette formation, la partie située dans le secteur NE de la région étudiée possède des puissances relativement faibles (environ 10 m), la partie dans le secteur SW possède des épaisseurs plus grandes (environ 40 m). L'Alluvion ancienne présente une dépression érosive qui a permis la mise en place d'un lac plus profond que dans la région NE.

### 5.6 *Complexe morainique supérieur (Unité F, glaciaire, Würm final)*

Le sommet de l'unité F (complexe glaciolacustre limono-argileux) indique une réavancée glaciaire qui se fait sentir par la présence de galets striés dans les limons argileux. Un niveau à blocs au sommet de cette unité est caractéristique d'une calotte glaciaire froide glissant sur des limons argileux plastiques. Cette progression glaciaire endommage les structures sédimentaires des limons argileux induisant de nombreux plis et cisaillements.

### 5.7 *Complexe glaciolacustre deltaïque (Unité G) et sandur (Unité H) (déglaçiation)*

Durant le retrait du glacier du Rhône, se forme un lac proglaciaire sur les bords du glacier. Ce lac peut être en partie sous-glaciaire. Dans le lac prograde un delta glaciolacustre de type Gilbert (unité G). Cet épisode a vraisemblablement eu lieu durant le début du retrait des glaciers, aux alentours de 18 000 ans BP. Il faut signaler que ce type de delta peut se former très rapidement. Le glacier du Rhône se retire en différents stades et le lac proglaciaire disparaît (Monjuvent & Nicoud 1988 b).

Une réavancée de glacier du Rhône (réavancée de Norcier-Veyrier, Reynaud 1982) ou un stade de stationnement forme une moraine frontale dans la région de Laconnex-Thairy. Une rivière, probablement l'ancienne Aire, coulant sur les flancs du glacier et contournant sa moraine frontale, alimente la plaine située en contrebas en sables et graviers, formant un sandur (unité H) ou un delta tressé, si un lac est présent aux environs du Rhône.

## 6. Conclusion

Une analyse sédimentologique et cartographique détaillée et l'aide des nombreux forages disponibles ont permis de redéfinir la lithostratigraphie des dépôts quaternaires de la région occidentale du bassin genevois. Les résultats de cette étude ont abouti à la modification de la carte géologique existante (Parejas 1938 a) et ont permis de préciser les variations latérales et verticales des différents faciès. Les terrains quaternaires de cette région se subdivisent en 8 unités distinctes qui sont toutes d'origine glaciaire ou paraglaciale, les dernières unités étant propres à cette région. Au minimum 3 grandes avancées glaciaires sont enregistrées, toutefois plusieurs oscillations à l'intérieur des unités morainiques ne sont pas à exclure.

Le problème des datations reste d'actualité. En effet, en l'absence notamment d'interglaciaire bien défini dans cette région, on peut postuler que la totalité des dépôts se sont donc déposés durant le Würm avec une incertitude sur l'âge de la moraine basale inférieure qui serait éventuellement rissienne. Plus en retrait, dans la partie nord-ouest du canton de Genève des sédiments de type interglaciaire seraient éventuellement présents (sondage de Mont-Fleury, réf. 5070, 494,295/119,310).

Afin d'intégrer ces résultats dans un contexte touchant le domaine alpin dans son ensemble, il serait nécessaire d'étendre l'étude des différentes unités sur le territoire français ainsi que de développer des méthodes permettant une chronostratigraphie plus efficace. D'autre part, l'utilisation de méthodes géophysiques telles que la sismique réflexion à faible profondeur permettrait de suivre avec plus de détails les relations entre les diverses unités.

## Remerciements

Nous tenons à remercier en tout premier lieu M.W. Wildi, professeur responsable de nos deux travaux de diplôme, et le docteur M.A. Pugin pour leurs conseils sur le terrain, leurs nombreuses suggestions et commentaires sur la genèse des dépôts étudiés, la correction du travail, sans lesquelles ces recherches n'auraient pu avoir lieu. Nous remercions également: le Dr. G. Amberger, géologue cantonal, pour la mise à disposition de nombreux documents (cartes et forages) concernant la région étudiée; M.L. Chaix, directeur du centre d'Archéo-Zoologie (Muséum d'Histoire naturelle) pour ses informations sur les faunes quaternaires de la région, Messieurs les professeurs E. Davaud et A. Strasser et Monsieur le docteur R. Wernli, pour leurs discussions et idées sur le sujet, ainsi que les assistants et le personnel technique et administratif de la section des sciences de la terre. Le Dr. P. Huggenberger et le Prof. M. Campy qui ont examiné, critiqué et amélioré une première version de ce manuscrit.

## Liste des forages cités:

Les références sont celles du Service Cantonal de Géologie de Genève.

	Référence	Coordonnées
Athenaz	3540	490,150/112,325
Athenaz	3541	489,750/113,050
Avully	1332	489,100/113,875
Avusy	3608	488,750/111,800
Cartigny	1825	490,485/114,590
Champs Pointus	4254	491,262/111,427
Montfleury	5070	494,295/119,310
Pont Butin	4644	497,500/117,620
Soral	3273	492,375/111,125

## BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD, R.A. 1968: Dépôts glaciaires et terrasses du bassin de Genève. Thèse Univ. Genève.
- AMBERGER, G. 1975: Cartes des isohypses du toit de la molasse du bassin genevois. Ed. serv. cant. Géol., Etat de Genève.
- 1978: Contribution à l'étude du quaternaire de la Région Lémanique: Résultats de quelques sondages profonds exécutés à Genève. *Eclogae geol. Helv.* 71, 193–206.
- 1982: Cartes des isohypses du toit de l'Alluvion ancienne. Ed. serv. cant. Géol., Etat de Genève.
- ARN, R. 1984: Contribution à l'Etude Stratigraphique du Pléistocène de la Région Lémanique. Thèse, Univ. Lausanne.
- ASHLEY, G.M. 1975: Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 23, 304–320.
- BOUMA, A.H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier.

- CLEMMENSEN, L.B. & HOUMARK-NIELSEN, M. 1981: Sedimentary features of Weichselian glaciolacustrine delta. *Boreas* 10, 229–245.
- DREIMANIS, A. 1979: The Problems of Waterlain Tills. In: *Moraines et Varves*. (Ed. by SCHLÜCHTER, CH.) A.A. Balkema, Rotterdam, 167–177.
- EYLES, C.H. 1988: A model for striated boulder pavement formation on glaciated, shallow-marine shelves: an example from the Yakatage formation. *Alaska J. sediment. Petrol.* 58, 62–71.
- EYLES, N. & MENZIES J. 1983: The subglacial landsystem. In: *Glacial geology* (Ed. by N. EYLES), 19–70, Pergamon.
- FAVRE, A. 1879: Description Géologique du Canton de Genève. – Bulletin de la Classe d'Agriculture de la Société des Arts de Genève 79.
- GROUPE DE TRAVAIL POUR LA TERMINOLOGIE STRATIGRAPHIQUE 1973: Recommandations pour l'utilisation de la nomenclature stratigraphique (particulièrement lithostratigraphique) en Suisse. *Eclogae geol. Helv.* 66, 479–492.
- GUSTAVSON, T.C., ASHLEY, G.M. & BOOTHROYD, J. C. 1975: Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 23, 264–280.
- HUGGENBERGER, P. & SIEGENTHALER, CH. 1990: Braided river systems: recognition and preservation potential of fluvial Architectural Elements. An example from the Pleistocene Rhine gravels, 13th. International Sedimentological Congress, Nottingham, Abstracts (papers), p. 231.
- HSÜ, K.J. & KELTS, K.R. 1984: Quaternary geology of lake Zürich: an interdisciplinary investigation by deep-lake drilling. *Contribution to sedimentology*, Stuttgart.
- JAYET, A. 1945: A propos de l'âge de maximum glaciaire quaternaire. *Eclogae geol. Helv.* 38, 458–469.
- JAYET, A. & AMBERGER, G. 1969: L'interglaciaire Riss-Würm de Sous-Terre, Genève. *Eclogae geol. Helv.* 62, 629–636.
- JOPLING, A.V. 1965: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *J. sediment. Petrol.* 35, 777–791.
- JOUKOWSKY, E. 1941: Géologie et eaux souterraines du pays de Genève. Imprimerie Kündig, Genève.  
– 1958: Glaises rubanées interglaciaires de Cartigny et de Chancy (Genève). *Arch. Sci. (Genève)* 11/1.
- MAYSTRE, D.H. 1989: Cartographie et sédimentologie des dépôts glaciaires de la partie occidentale du bassin genevois entre Chançy, Cartigny et Soral, Suisse. *Trav. dipl. Univ. Genève*, non publié.
- MC CABE, A.M. & EYLES, N. 1988: Sedimentology of an ice-contact glaciomarine delta Carey Valley, Northern Ireland. *Sediment. Geol.* 59, 1–14.
- MIALL, A.D. 1983: Glaciofluvial transport and deposition. In: *Glacial geology* (Ed. by EYLES, N.), 163–183, Pergamon.
- MONJUVENT, G. & NICLOUD, G. 1988 a: Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexions. *Bull AFEQ* 2/3, 147–156.  
– 1988 b: Interprétation de la déglaciation rhodanienne au würm, des moraines «internes» à la cuvette lémanique. *Bull AFEQ* 2/3, 129–140.
- NECKER, M.L. 1841: Etude géologique dans les Alpes. Langlois et Leclercq, Paris.
- PAREJAS, E. 1938 a: Carte et notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25000, feuille No 12.  
– 1938 b: Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul* 3/2.
- POSTMA, G. 1983: Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomerate fan-delta. *Sedimentology* 30, 91–103.
- QUIGLEY, N. 1983: Glaciolacustrine and glaciomarine clay deposition; a North American perspective. In: *Glacial geology* (Ed. by EYLES, N.) 140–167, Pergamon.
- REYNAUD, C. 1982: Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du pléistocène supérieur au Sud du bassin genevois. Thèse, Univ. Genève.
- VERGAIN, J. 1989: Cartographie du quaternaire et sédimentologie de l'Alluvion ancienne entre la «Moraine de Champel» et la région de Cartigny, Genève, Suisse, *Trav. dipl. Univ. Genève*, non publié.
- WELTEN, M. 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngerem Quartär des Nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. *Mat. Carte Géol. Suisse N.S.* 156.

Manuscrit reçu le 10 décembre 1990

Révision acceptée le 6 décembre 1991