

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 47 (1954)  
**Heft:** 1

**Artikel:** Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin :  
pétrographie, statistique, origine  
**Autor:** Trümpy, Rudolf / Bersier, Arnold  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-161830>

### **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:** 30.01.2026

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

# Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin

Pétrographie, statistique, origine

par **Rudolf Trümpy** et **Arnold Bersier**.

Avec 6 figures et 2 tableaux dans le texte

Imprimé avec l'appui

de la Fondation L. Agassiz et F. A. Forel de la Société Vaudoise des Sciences naturelles  
et du Fonds national suisse pour la Recherche scientifique

## Table des Matières

Avant-Propos . . . . .	120
Première partie: Introduction . . . . .	120
A. Généralités . . . . .	120
1. Caractère des conglomérats . . . . .	120
2. Délimitation géographique . . . . .	121
3. Tectonique . . . . .	122
4. Stratigraphie . . . . .	122
5. Lithologie . . . . .	123
6. Travaux antérieurs . . . . .	123
B. Questions de méthode . . . . .	124
1. Liste des stations . . . . .	124
2. Analyse statistique des conglomérats . . . . .	127
Deuxième partie: Etude pétrographique . . . . .	129
1. Grès calcaires du type Flysch . . . . .	129
2. Conglomérats et microconglomérats du Flysch . . . . .	132
3. Grès siliceux feldspathiques et arkoses . . . . .	133
4. Grès glauconieux . . . . .	134
5. Calcaires gréseux . . . . .	134
6. Silex . . . . .	135
7. Radiolarites . . . . .	135
8. Spongolithes . . . . .	136
9. Calcaires siliceux clairs grenus, spongolithiques . . . . .	140
10. Calcaires spongolithiques gréseux . . . . .	140
11. Calcaires siliceux clairs à grain fin . . . . .	140
12. Calcaires tachetés . . . . .	141
13. Calcaires siliceux sombres à spicules . . . . .	142
14. Calcaires sublithographiques siliceux, à Radiolaires . . . . .	142
15. Calcaires sublithographiques . . . . .	142
16. Calcaires échinodermiques . . . . .	143
17. Calcaires pseudoolithiques et oolithiques . . . . .	144
18. Calcaires organogènes . . . . .	145
19. Calcaires divers . . . . .	146
20. Dolomies et calcaires dolomitiques . . . . .	146
21. Calcite et quartz . . . . .	147
22. Quartzite . . . . .	147
23. Granite du type Baveno . . . . .	147
24. Roches cristallines diverses . . . . .	148

Troisième partie: Etude statistique . . . . .	149
Caractères généraux . . . . .	149
Groupe I: Les grès et conglomérats . . . . .	152
Groupe II: Les calcaires siliceux . . . . .	154
Groupe III: Les calcaires . . . . .	156
Groupe IV: Les dolomies et les calcaires dolomitiques . . . . .	156
Groupe V: Les roches cristallines . . . . .	157
Conclusions de l'étude statistique . . . . .	157
Quatrième partie: Conclusions . . . . .	157
Conditions de sédimentation . . . . .	157
Le Rhône chattien et la question des deux arcs préalpines . . . . .	158
Les unités présentes dans le bassin d'alimentation . . . . .	159
Essai de reconstitution paléotectonique . . . . .	161
Bibliographie . . . . .	164

### Avant-Propos

Ce travail est issu de la collaboration entre deux géologues dont l'un s'était attaché à l'exploration du bassin molassique, alors que l'autre avait trouvé son terrain de recherches dans les Alpes. Ce fut une association agréable et, croyons-nous, utile dans ce genre d'études, qui relèvent des deux domaines.

Le manuscrit fut terminé au début de 1952. Pour cette raison, nous n'avons plus tenu compte de travaux parus depuis lors, notamment de la belle monographie de J. SPECK<sup>1)</sup> sur les conglomérats du Rigi, dont les résultats concordent d'une façon réjouissante avec les nôtres.

L'impression de ce travail a été facilitée par des subsides des Fonds Agassiz et Forel et du Fonds national pour la Recherche scientifique.

### Première partie: Introduction.

#### A. Généralités

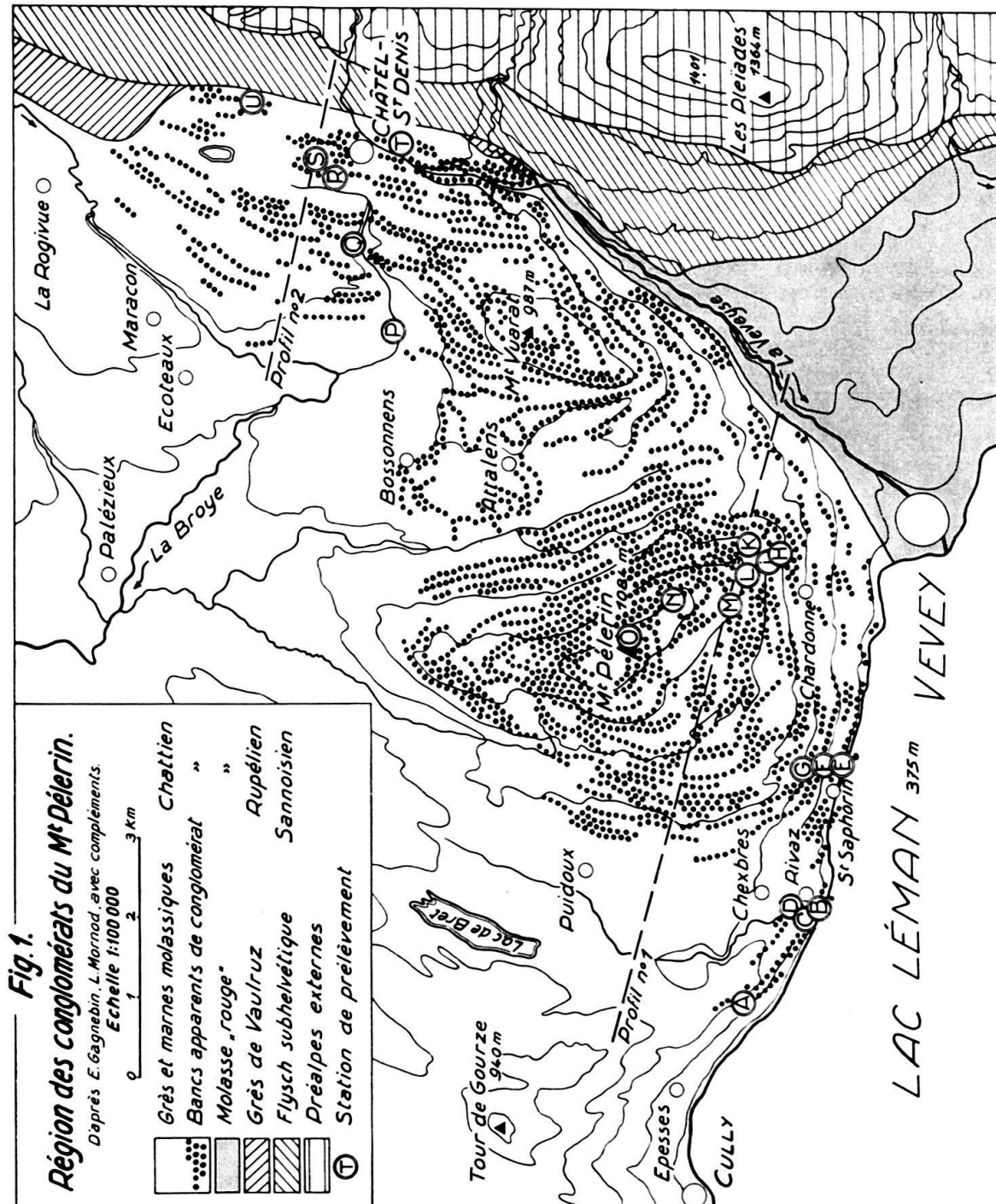
1. Caractère des conglomérats: Les conglomérats du Mont-Pèlerin sont l'un des puissants amas alluviaux déposés dans l'avant-fosse molassique au pied de la chaîne alpine en voie de surrection, à l'Oligocène et au Miocène. Ces importantes formations deltaïques syntectoniques abondent en Suisse et en Bavière à la limite des Alpes et de la Molasse.

Formées aux dépens de la jeune chaîne, poussées ensuite par elle en écaillés sur son avant-pays, ces masses alluviales ont finalement été partiellement recouvertes par les chevauchements frontaux. L'un de ces derniers, celui de l'arc des Préalpes entre les lacs Léman et de Thoun, cache le prolongement septentrional du conglomérat du Pèlerin.

Au S, au-delà du Léman, l'ancien rivage molassique est également dissimulé sous les nappes préalpines du Chablais; puis la fosse molassique se rétrécit, les conglomérats oligo-miocènes ne font plus que quelques minces et rares apparitions en Savoie (DOUXAMI, 1901, DONCIEUX, 1932, COLLET et PARÉJAS, 1936). Et devant

<sup>1)</sup> *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. Zug 1953.*

les Alpes françaises les deltas et nappes de conglomérats et cailloutis sont tous plus jeunes, miocènes ou pliocènes. C'est donc au Pèlerin que se rencontrent en masse importante les conglomérats oligocènes alpins les plus méridionaux du pied N des Alpes.



2. Délimitation géographique (voir fig. 1): L'aire conglomératique a la forme d'un triangle, limité au S par le lac Léman, entre Cully et Vevey. Le côté alpin suit la vallée de la Veveyse entre Vevey et Châtel-St-Denis, et se prolonge presque jusqu'à Semsales. Sur le bord extérieur, de Semsales à Cully, les bancs de conglomérats s'effilent et se perdent progressivement dans la Molasse chattienne



gréso-marneuse. Au large du delta les derniers affleurements de conglomérats fins et résiduels se voient à Maraçon et dans les pentes du Mont-Cheseaux et de la Tour de Gourze.

3. Tectonique : Vus du lac, les bancs de Lavaux et du Pèlerin déterminent dans les vignes de petites saillies ou falaises dont l'ensemble dessine un large synclinal. Les abrupts sous-lacustres de Rivaz et Saint-Saphorin soulignent cette disposition. Un anticlinal peu marqué lui fait suite à l'E dans la dépression d'Attalens, et passe à une zone isoclinale, bien visible à Châtel, où les couches plongent sous les nappes préalpines chevauchantes, sans que nous ne sachions rien de leur éventuel prolongement. Le pendage ESE des bancs s'accroît au voisinage du bord alpin.

Lors des mouvements alpins post-oligocènes, la masse conglomératique semble s'être comportée en bloc compact. On y observe seulement quelques failles, à faible rejet. Son bord interne ne paraît pas écaillé, mais plutôt affecté de glissements lit sur lit. SCHARDT (1893) a montré qu'il est séparé des Alpes par une écaille de Molasse rouge plus ancienne. Elle est elle-même chevauchée, devant la nappe des Préalpes bordières, par une écaille de Flysch subhelvétique latorfien (MORNOD, 1946) contenant les grès, parfois conglomératiques, de Cucloz.

Mais il est probable que ce grand dépôt n'est plus à son emplacement originel et qu'il a été poussé vers l'extérieur de la chaîne. Il est aussi en liaison évidente avec le dédoublement de l'arc préalpin, liaison soit tectonique, soit sédimentaire, sans qu'on puisse distinguer encore avec sûreté dans cette relation la cause et l'effet (voir p. 158).

4. Stratigraphie : L'ensemble de l'amas conglomératique atteint une puissance de 1000 m environ. Les conglomérats proprement dits n'en constituent qu'une partie apparemment inférieure à la moitié. Ils forment des bancs épais de quelques mètres, parfois remarquablement continus, parfois lenticulaires ou bifides, au gré des anciens cours divagateurs sur le delta. Localement serrés ou dispersés, toujours bien apparents lorsqu'ils ne se dissimulent pas sous les murets et terre-pleins du vignoble, ces bancs sont séparés par d'épaisses couches marneuses qui, elles, n'affleurent presque jamais et ne se laissent voir que dans des fouilles accidentelles : marnes colorées, bleues ou rouges, avec des grès calcaires ou argileux. Ces dépôts vaseux plus tranquilles peuvent parfois même contenir des ébauches de sédimentation phytogène sous forme de filets de charbon, mais on n'y trouve pas les calcaires lacustres de la «Molasse à charbon». Celle-ci, à peu près contemporaine, se déposait au large du delta, ou précédait son avance.

C'est au sommet de la formation (Pèlerin-Vuarat-Châtel) que les bancs de poulingues sont les plus abondants et les plus grossiers. Ils se raréfient plus bas, dans la zone gréso-marneuse de Chexbres-village et de Saint-Saphorin. Un faisceau inférieur détermine le long escarpement incliné, et si caractéristique, de Rivaz. Puis les bancs les plus anciens s'effilent à l'extrémité occidentale de l'ancienne plaine alluviale, dans les grès de Lavaux et la Molasse à charbon.

L'âge chattien de cet ensemble est bien établi par des faunes malacologiques, étudiées par BAUMBERGER (1931), dont nous ne citerons que les formes caractéristiques. A la base on connaît *Plebecula ramondi* (BRGT.), à Grandvaux, au Moulin-Monod près de Rivaz et à Glérolles; et *Pomatias antiquum* (BRGT.), à Calamin près d'Epesses. Au sommet, au pont de la Veveyse à Châtel-Saint-Denis, on retrouve

*Plebecula ramondi* avec *Triptychia escheri* (MAYER-EYMAR). Ajoutons que des marnes intercalées dans les conglomérats constituent le gisement de feuilles fossiles du Moulin-Monod, au-dessus de Rivaz, rendu célèbre par O. HEER (1859).

5. Lithologie : Comparés à ceux des autres conglomérats oligocènes du bord alpin, les galets de celui du Pèlerin sont assez petits. Le plus souvent leur diamètre ne dépasse pas 4-5 cm. Ceux de plus de 12 cm sont rares, ceux de 20 cm sont exceptionnels, et le plus grand que nous ayons observé atteint 33 cm. Ces grands éléments se font surtout remarquer le long du bord interne, aux Monts-de-Chardonne et à Châtel.

Du point de vue de la granulométrie, la composition des bancs se montre mélangée. La gangue est faite de graviers plus fins et de sables cimentés par de la calcite peu abondante. Elle comprend surtout des grains de calcaires divers, dolomitiques, compacts, siliceux, de jaspes et de silex, et relativement peu de quartz; le feldspath et le mica y sont rares.

6. Travaux antérieurs : Les auteurs du siècle dernier ont reconnu l'importance de cette formation sans faire toutefois guère plus que la citer ou la noter sur les cartes géologiques générales. NECKER le premier, dans ses « Etudes géologiques dans les Alpes » (1841) donne à leur sujet quelques observations, dessine le premier croquis du synclinal du Pèlerin, et nous rappelle que BRONGNIART a pris le poudingue de Lavaux pour type des Gompholites calcaires et dessiné le gîte de lignite de Saint-Saphorin dans sa « Description géologique des environs de Paris » (CUVIER & BRONGNIART, 1834).

Pendant la seconde moitié du 19<sup>e</sup> siècle, la stratigraphie molassique vaudoise se précise. RENEVIER donne en 1862 une brève mais précise description du conglomérat de Châtel-St-Denis. Dans leur monographie de 1887, FAVRE et SCHARDT groupent les observations les plus nombreuses qui seront faites sur l'âge, la disposition et la nature pétrographique de la formation comprenant les poudingues et les couches molassiques qui les environnent de Lavaux à Châtel.

Dans une étude générale des conglomérats subalpins FRÜH (1890) fait quelques remarques pétrographiques sur ceux du Pèlerin et note l'importance qu'y prennent les calcaires siliceux. Puis les préoccupations tectoniques l'emportent. Elles nous valent les excellentes observations de SCHARDT (1893), qui situent les conglomérats du Pèlerin dans leur cadre tectonique.

Une tentative de statistique assez fantaisiste portant, entre autres, sur quelques galets du Mt-Pèlerin a été faite en 1919 par KURBERG.

Plus récemment E. GAGNEBIN (1922) a fidèlement cartographié les affleurements des bancs et fourni (1939) quelques indications sommaires, mais pertinentes, sur leur composition et leur provenance. Des géologues alpins, CADISCH (1928), STAUB (1934), LUGEON et GAGNEBIN (1941) en ont tiré argument sans s'attarder à leur étude.

L'absence de renseignements quelque peu précis sur cette importante accumulation de débris alpins contemporaine d'une période orogénique mouvementée laissait une lacune dans l'histoire des anciennes structures alpines et dans celle de la sédimentation molassique. Il nous a paru nécessaire de la combler dans une certaine mesure, en tentant un essai de reconstitution des premières par l'étude de la seconde.

## B. Questions de méthode

1. Liste des stations: L'étendue du territoire nous imposait un choix. Celui-ci a porté sur 20 stations (voir fig. 1), disposées selon deux profils orientés approximativement W-E. Le premier (stations A à O, voir profil 1 de la fig. 2) comprend le versant lémanique et la région sommitale du Mont-Pèlerin; le second (stations P à U, voir profil 2 de la fig. 2), plus septentrional, passe à l'W et au N de Châtel-St-Denis. Les stations ont été espacées de manière à maintenir entre elles un intervalle stratigraphique de même ordre (60 à 100 m); elles sont plus serrées dans certains faisceaux qui nous ont paru particulièrement intéressants (Rivaz, Châtel-St-Denis).

Une stricte corrélation entre les deux profils est impossible, puisque la continuité des bancs est interrompue par la dépression anticlinale d'Attalens. Pour autant qu'on puisse en juger d'après la carte de GAGNEBIN (1922), le conglomérat de Tatroz (station P) correspondrait à peu près à celui de Chardonne (station I). Les couches de Châtel sont alors plus récentes que celles du sommet du Mont Pèlerin.

La toponymie, les coordonnées et les altitudes sont celles de l'Atlas topographique au 1:25 000. On se référera avec avantage à la carte géologique de GAGNEBIN (1922), quoique les stations A à D soient situées en dehors de son cadre, ainsi qu'à nos figures 1 et 2.

*Station A:* Le Dézaley. 5 m au-dessus de la route de la Corniche; coord. 547,950/148,210, alt. 510 m. Banc gréseux, épais de 4 m, avec des amas lenticulaires de gravier fin. Diamètre du plus gros galet: 7 cm.

*Station B:* Rivaz, Minoterie. 80 m à l'W de la minoterie, 20 m au-dessus de la route cantonale; coord. 549,130/147,300, alt. 400 m. Poudingue peu cimenté à la base de la grande falaise conglomératique. Diam. du plus gros galet: 10 cm.

*Station C:* Rivaz, Côtes-Dessous. Falaise sous le point 466,0; coord. 549,020/147,420, alt. 440 m. Pied d'une paroi de 10 m, entièrement conglomératique. Diam. du plus gros galet: 12 cm.

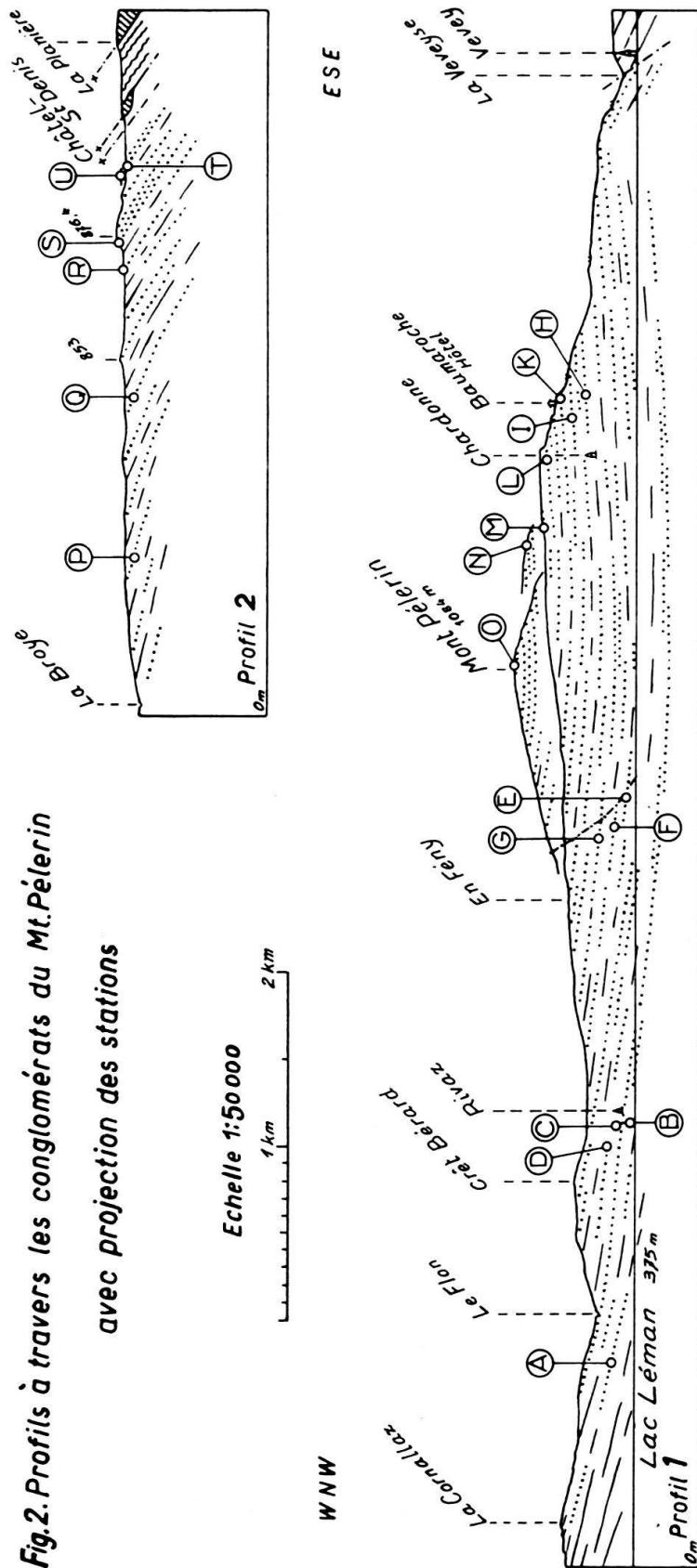
*Station D:* Rivaz, Corteyses. Au N du village, sur le chemin Rivaz-Moulinet; coord. 549,230/147,620, alt. 480 m. Toit d'un banc de 6-8 m, bien marqué dans la topographie. Diam. du plus gros galet: 12 cm.

*Station E:* Burignon près St-Saphorin. Rive gauche de la Salenche; coord. 550,900/147,060, alt. 425 m. Banc de grès avec poudingue fin; diam. du plus gros galet: 7 cm.

*Station F:* Ogoz. Partie méridionale du rocher que traverse le tunnel de la ligne Vevey-Chexbres; coord. 550,900/147,250, alt. 490 m. Ciment gréseux abondant. Diam. du plus gros galet: 12 cm.

*Station G:* Les Rueyres. 30 m au SW du carrefour P. 583; coord. 550,900/127,500, alt. 580 m. Partie moyenne d'un banc de 5 m d'épaisseur, gréseux à la base, à granulométrie très irrégulière. Diam. du plus gros galet: 17 cm (en grès molasique).

*Station H:* Chardonne, Sorbiers. 20 m en-dessus du nouveau chemin Chardonne-Grangettes; coord. 553,600/127,700, alt. 635 m. Deux prélèvements à 25 m de distance, dans un banc de conglomérat gréseux en saillie dans le pré. Diam. du plus gros galet: 16 cm.



*Station I:* Paudille s/Chardonne. Quatrième banc au-dessus de la lisière de la forêt; coord. 553,520/147,880, alt. 740 m. Deux prélèvements à 10 m de distance. Diam. du plus gros galet: 11 cm.

*Station K:* Baumaroché I. Sous le Grand-Hôtel, sur un sentier à l'E de la chapelle; coord. 553,690/148,120, alt. 820 m. Partie supérieure d'un banc de poudingue de 6 m. Diam. du plus gros galet: 17 cm.

*Station L:* Baumaroché II. Banc de 4–5 m en saillie à la lisière S du bois de Maison Jean s/Baumaroché; coord. 553,350/148,180, alt. 890 m. Deux prélèvements à 12 m de distance. Diam. du plus gros galet: 19 cm.

*Station M:* Monts de Chardonne. Sentier Tassoneyres–Combettes, 50 m avant l'entrée dans le bois de Maison Jean, dans le talus d'un petit chemin montant au N. Coord. 553,000/148,400, alt. 915 m. Banc visible sur 4 m; peu de ciment. Diam. du plus gros galet: 21 cm.

*Station N:* Forêt des Buattonets. 50 m au N de la petite clairière du «n» de «Buattonets», coord. 553,060/149,100, alt. 1020 m. Banc de 8 m environ, d'un poudingue pauvre en ciment. Diam. du plus gros galet: 19 cm.

*Station O:* Sommet du Mont-Pèlerin. Quelques m au NE du P. 1084; coord. 552,460/149,650, alt. 1080 m. Partie inférieure d'un banc de 6 m; poudingue irrégulier, riche en ciment gréseux. Diam. du plus gros galet: 12 cm.

*Station P:* Tatroz. Colline du Petit-Crêt, banc supérieur. Coord. 556,500/152,630, alt. 765 m. Base et milieu du banc, épais de 3 m. Diam. du plus gros galet: 15 cm.

*Station Q:* Remaufens. Près du moulin, banc de 8 m coupé par la route cantonale. Coord. 557,680/153,430, alt. 770 m. Poudingue irrégulier à intercalations plus gréseuses. Diam. du plus gros galet: 19 cm.

*Station R:* La Cergne, près de Châtel. 30 m au NE du P. 821; coord. 558,420/153,400, alt. 830 m. Au mur du banc conglomératique (4 m) marne gréseuse à débris de plantes. Diam. du plus gros galet: 18 cm.

*Station S:* Fin des Crêts, au NNW de Châtel-St-Denis. 100 m au N du P. 876,4; second banc à partir du sommet, sur le versant occidental de la colline. Coord. 558,670/153,530, alt. 860 m. Ce banc de conglomérat grossier, assez riche en ciment, se suit sur 500 m; il se signale par sa richesse en galets cristallins. Les autres bancs de la colline des Crêts sont tout à fait banaux. Diam. du plus gros galet: 17 cm.

*Station T:* Châtel-St-Denis, Les Rochettes. 500 m au SSE du pont de Châtel, à l'E du chemin; coord. 558,860/152,600, alt. 820 m. Poudingue très irrégulier, avec de nombreux galets de grande taille; ciment marneux rouge dans la partie inférieure du banc. Diam. du plus gros galet: 33 cm.

*Station U:* Le Rosé, au NNE de Châtel, à l'E du P. 858. Coord. 558,300/154,400, alt. 860 m. Assez homogène; ciment sableux abondant. Diam. du plus gros galet: 14 cm.

*Numérotage:* Les galets, conservés au Musée cantonal vaudois de Géologie, en particulier ceux dont il existe une coupe mince, ont été numérotés. Ainsi, S4 désignera un galet provenant de la station S; si ce galet ne fait pas partie des 200 utilisés pour la statistique, nous y ajoutons la remarque «hors compte». Les galets recueillis à une certaine distance d'une station, mais dans le même banc conglomé-



ratique, portent une lettre à la place du chiffre (par exemple Sd). La lettre X caractérise des galets prélevés en dehors des stations et de leur voisinage immédiat.

2. Analyse statistique des conglomérats: Dans chaque station, 200 galets furent prélevés. TANNER (1944) a montré que ce chiffre satisfait aux exigences de la statistique. Nous avons systématiquement exploité une ou plusieurs petites parties du banc, choisies au hasard. Travaillant toujours à deux, nous nous sommes efforcés d'éliminer tout facteur de choix subjectif.

Jusqu'ici les auteurs ont déterminé la nature pétrographique des galets sur place. Nous avons constaté, pour ce qui nous concerne, que cet examen sur le terrain était trop sommaire et devait être fait de préférence en laboratoire. Chacun des 4000 galets a été cassé dans des conditions identiques au moyen d'une presse à mâchoires tranchantes, et ses fragments étudiés simultanément sous deux loupes binoculaires. De plus, 136 coupes minces ont été examinées au microscope et décrites. Le fait que les galets ont été étudiés au laboratoire et par deux observateurs indépendants donne certaines garanties pour leur classification pétrographique.

A l'aide d'un gabarit, les galets de chaque gisement ont été répartis en quatre classes de grandeur, selon leur diamètre maximum:

Classe I,	diamètre maximum	10-29 mm
Classe II,	diamètre maximum	30-59 mm
Classe III,	diamètre maximum	60-99 mm
Classe IV,	diamètre maximum	> 100 mm

Les galets inférieurs à 10 mm ont été négligés parce que difficilement déterminables.

Nos classes ne sont pas celles proposées par TANNER (1944) et adoptées par HABICHT (1945), FRASSON (1947), et HALDEMANN (1948). Nous les avons adaptées à la taille relativement petite de nos galets. Notre tableau ne donne par station que le total des galets de chaque type pétrographique; il importe donc peu que nos classes de grandeur ne soient pas celles de TANNER.

Pour caractériser la grosseur moyenne des galets dépassant 10 mm, nous avons calculé pour chaque station un indice granulométrique relatif

$$u = \frac{n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4}$$

$n_1$  étant le nombre des galets de la classe de grandeur I,  $n_2$  celui de la classe II, etc.

Comme  $n_1 + n_2 + n_3 + n_4 = 200$  (soit le total des galets prélevés), cette formule se simplifie en:

$$u = 1 + \frac{n_2 + 2n_3 + 3n_4}{200}$$

Cet indice  $u$  représente donc la «classe de grandeur moyenne» des galets d'une station. Il est purement relatif, dépend des classes choisies et ne permet que de comparer la granulométrie des stations entre elles.

Les statistiques établies jusqu'ici sur les conglomérats molassiques ont été essentiellement de caractère numérique. Mais plusieurs auteurs ont cherché à les compléter d'une statistique volumétrique indiquant le pourcent du volume ou de la masse de tel ou tel type de roche représenté parmi les galets.

HABICHT (1945) a simplement estimé le rang d'importance volumétrique de chaque type. HALDEMAN (1948), recherchant une statistique plus précise, mesure les trois axes de chaque galet et calcule son volume selon la formule simple  $V = \pi/6 abc$ , formule dont il démontre la suffisante approximation. La méthode de HALDEMAN impose des mesures et des calculs fastidieux, mais elle est la seule défendable du point de vue mathématique. Toutefois on pourrait critiquer l'application qu'en fait l'auteur (p. 94) à une station dont il ne compte que 203 galets. Car si le nombre de 200 satisfait aux besoins de la statistique numérique, il est inférieur aux exigences d'une bonne statistique volumétrique. Là, en effet, quelques gros galets, voire même un seul, influencent le résultat jusqu'à son ordre de grandeur près. HALDEMAN lui-même s'est bien rendu compte de cet inconvénient. Une statistique volumétrique assez précise d'un conglomérat demanderait l'application de cette méthode à 1000 galets au moins – tâche ingrate s'il en est!

Néanmoins nous avons essayé de chiffrer le volume relatif des différents composants du conglomérat, mais pour le total seulement et non point pour chaque station. Ces chiffres donnent une idée valable de la composition globale de ce conglomérat, puisque cette dernière varie peu d'une station à l'autre.

Pour cela nous avons pris comme unité le volume d'un galet moyen de la classe de grandeur I, c'est-à-dire d'un galet de 20 mm de diamètre. Pour les autres classes nous avons pris les coefficients de volume correspondant aux diamètres moyens suivants:

	diamètre moyen	coefficient de volume
Classe I . . . . .	20 mm	1
Classe II . . . . .	40 mm	8
Classe III . . . . .	74 mm	50
Classe IV . . . . .	117 mm	200

Les diamètres moyens ont été choisis empiriquement et simplement en tenant compte de leur fréquence. Nous calculons ensuite l'indice volumétrique

$$v = \frac{n_1 + 8n_2 + 50n_3 + 200n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4}$$

qui désigne combien de fois un galet moyen d'une catégorie pétrographique est plus volumineux que le galet unitaire de la classe de grandeur I. En multipliant ensuite le nombre – ou le pourcent – des galets d'un type pétrographique par l'indice volumétrique correspondant, nous obtenons le volume relatif occupé par ce type et nous le transformons en pourcent.

Bien entendu, nous ne nous faisons aucune illusion sur la valeur mathématique de notre méthode et sa précision, mais elle nous paraît fournir des grandeurs assez valables. Il serait intéressant de comparer ses résultats à ceux que donnerait une analyse volumétrique plus précise sur un même lot de galets. Dans un conglomérat peu cimenté, où les galets s'isolent bien de la gangue, il serait préférable encore de déterminer pour chaque galet son volume (par immersion) ou sa masse (par pesage).

Par ailleurs, gardons-nous d'exagérer l'importance de la statistique volumétrique. Si elle donne une idée valable de la composition du conglomérat lui-même, elle est beaucoup moins significative à l'égard de l'importance des affleurements



nourriciers. La rareté des galets brisés dans le conglomérat montre que les grands galets ne se fracturent que très peu pendant le transport fluvial. Ils sont voués à s'user, avec une rapidité variable selon leur nature, en gardant leur unité, plutôt qu'à se diviser. Pour la reconstitution paléotectonique des affleurements nourriciers, dix petits galets ont une signification bien plus grande qu'un seul gros galet dix fois plus volumineux. Ce qui nous échappe forcément, c'est le volume moyen des éléments originaux – qui peuvent être eux-même des galets d'un autre conglomérat plus ancien –, c'est la faculté de la roche-mère à fournir à l'ablation des blocs plus ou moins volumineux, dépendant avant tout de l'espacement des diaclases et des plans de stratification.

Nous avons laissé de côté, à tort peut-être, l'étude morphoscopique des galets. Mais les résultats des mesures de forme et d'émoussé de nos devanciers dans les conglomérats molassiques ne semblent guère encourageants. D'ailleurs ceux du Pèlerin sont bien cimentés et leurs éléments ne se libèrent pas facilement du ciment adhérent, ou bien ils se brisent en sortant de la roche. Ces mesures, praticables sur des alluvions récentes, sont donc plus problématiques pour des conglomérats anciens consolidés. Nous donnerons quelques indications sommaires à ce sujet en analysant les diverses catégories de roches.

### Deuxième Partie: Etude pétrographique

Il est évident que la classification des galets ne peut être que pétrographique. Toute détermination de catégories sur des bases génétiques, impliquant d'emblée un âge ou une provenance géographique ou tectonique, serait illusoire et impraticable.

Ici, comme dans toute classification pétrographique, les catégories ne peuvent être strictement limitées et les termes de passage se trouvent en nombre. Toutefois nos examens microscopiques nous donnent l'assurance que les catégories principales distinguées macroscopiquement correspondent à des types bien définis avec, probablement, une origine commune.

Attribuer ces différents types aux roches actuellement connues en place dans l'édifice alpin est loin d'être une tâche automatique, parce que l'étude des terrains des Alpes a été conduite jusqu'ici d'un point de vue plus stratigraphique que lithologique et que de grands progrès sont encore nécessaires dans ce domaine. D'autre part l'érosion a pu détruire entièrement des nappes dont la matière a fourni des sédiments à l'avant-fosse molassique. Nous avons donc été amenés à donner ici une description assez complète de ces types, pour permettre un jour leur identification plus précise avec des roches alpines.

#### 1. Grès calcaires de type *Flysch*

Type I. C'est de beaucoup le plus répandu.

Caractères macroscopiques : Le grain est fin ou moyen, exceptionnellement grossier. La résistance à la cassure est forte. Couleur gris-jaune, beige, parfois rougeâtre, et dans ce cas par coloration secondaire probable. Les grains jaunes de carbonates ou rougeâtres de jaspe lui donnent l'aspect d'une fine mosaïque. De nombreuses fractures, antérieures au façonnement du galet, sont calcitisées, blanches ou jaunes.

Caractères microscopiques (numéros des plaques minces: B1, B2, D5, G4, H4, L14): Le ciment est de calcite. Les éléments détritiques sont bien triés; leur diamètre maximum est compris entre 0,1 et 0,35 mm. Les quartz, dont la proportion va de 8 à 35%, sont anguleux, parfois à bords frangés passant au ciment. Les grains de jaspe, avec ou sans Radiolaires, rouges ou verts, et de silexites (silex, silice fibreuse) forment 5–12% de la roche. Les feldspaths, toujours altérés, sont très rares, au nombre de 1 à 4 par coupe. Les micas sont moins nombreux encore. Les minéraux accessoires sont les habituels: zircon, rutile, tourmaline, chlorite, etc. Un minéral chloriteux verdâtre, limonitisé, est fréquent; il s'agit peut-être de glauconie. Les minerais sont assez nombreux, essentiellement de fer oxydé ou hydraté.

Les grains détritiques de calcaires abondent: dolomitiques, siliceux à spicules, et surtout fins à Calpionelles et Radiolaires.

Les organismes sont de fréquence variable, parfois absents. Ce sont surtout des Foraminifères (*Rotalidae*, *Miliolidae*, *Textulariidae*, petites Globigérines), des spicules d'Eponges brisés et des fragments d'Echinodermes.

Provenance possible: Ces grès calcaires sont caractérisés par leur teneur en jaspes détritiques et leur pauvreté en minéraux de roches cristallines: feldspaths et micas. Leur attribution au Flysch helvétique (Priabonien–Lattorfien) ou ultrahelvétique (Yprésien–Priabonien), au Flysch du Niesen (Maestrichtien), à celui des Schlieren (Paléocène–Lutétien) ou de la Brèche (Maestrichtien–Paléocène) est de ce fait exclue, car ces grès-là sont toujours plus ou moins feldspathiques. Ce ne sont pas non plus les «gelbe Flyschsandkalke» si fréquents dans les conglomérats du Lac de Thoun (p. ex. RUTSCH, 1947).

Par contre, des grès calcaires à débris de jaspe prennent une part importante au Flysch des nappes de la Simme (Cénomanien) et des Préalpes Médiannes (Paléocène supérieur–Lutétien). Beaucoup de types pétrographiques se rencontrent d'ailleurs simultanément dans les Flysch de ces deux unités; et peut-être celui des Préalpes Médiannes s'est-il partiellement constitué aux dépens de la nappe de la Simme, laquelle a commencé à s'avancer sur les Médiannes dès l'Eocène (LUGEON & GAGNEBIN, 1941; idée déjà ébauchée par RABOWSKI, 1920).

L'abondance des galets fournis aux conglomérats du Pèlerin par la nappe de la Simme s'opposant à leur rareté en éléments originaires des Médiannes, nous pensons que la grande majorité des grès à ciment calcaire dérive du *Flysch céno-manien de la nappe de la Simme*. La microfaune ne donne pas de critère d'attribution décisif; les petites Globigérines rappellent plutôt des formes crétaciques.

Ces grès céno-manien ont eux-même leur source dans la destruction de roches du corps même de la nappe de la Simme (JEANNET, 1913; CAMPANA, 1942). Or cette même unité, nous le verrons plus loin, a fourni la plupart des galets du conglomérat du Pèlerin. Ainsi s'explique la difficulté éprouvée à distinguer grès du Flysch et grès de la Molasse. Ceux du Flysch sont souvent plus fins, plus réguliers, plus durs; et leur glauconie abondante, quoique douteuse, leurs nombreux Foraminifères aussi, attestent leur faciès marin.

Type II: Grès calcaires plus grossiers et plus tendres que le type précédent.

Caractères macroscopiques: Ils se rapprochent de ceux des grès de la Molasse stampienne, dont quelques galets sont peut-être issus par remaniement. Le

grain est moyen ou grossier. Ils sont nettement moins résistants à la cassure que les galets du type précédent. Ces grès relativement tendres forment des galets souvent mal arrondis et de grande taille.

Caractères microscopiques (D4, L5): Plus grossiers et plus hétérogènes que ceux du type I. Présence de matière argileuse dans le ciment.

Organismes: Fragments de coquilles et de microfossiles indéterminables.

Provenance possible: La même que pour le type I, soit le Flysch de la Nappe de la Simme. Mais parmi les galets de ce type se trouvent peut-être quelques éléments molassiques remaniés.

Type III (B5): Grès calcaire beige à grain moyen.

Le quartz, avec un diamètre maximum de 0,35 mm, en forme le 40%, et les feldspaths le 4%. Présence de glauconie, micas, zircon, grenat, minerais. Ciment de calcite grenue. Organismes: *Globotruncana* bicarénée remaniée, *Rotalidae* et fragments d'*Archaeolithothamnium*.

Provenance possible: Flysch indéterminé, d'âge post-turonien.

Type IV (C7): Grès calcaire fin feldspathique, gris-vert.

Quartz 15%, avec 0,18 mm de diamètre maximum. Les feldspaths, 17%, sont fort altérés, surtout les plagioclases. Les accessoires sont: minerais abondants, micas, chlorite, zircon, tourmaline, rutile, et grains détritiques de carbonates. Ciment calcitique.

Provenance possible: Flysch, peut-être ultrahelvétique.

Type V (D10, H3, Sd): Il englobe des galets de grès grossiers et calcaires assez différents entre eux. Mais ils ont en commun leur aspect polygénique et leur abondance en débris roulés de Lithothamnies. Ils sont peu fréquents, mais fort caractéristiques.

Caractères macroscopiques: Grès grossiers clairs, gris à jaune, riches en calcaire, avec grains de jaspe rouge. Sd est conglomératique avec des éléments de quartz, feldspaths, micas et roches carbonatées atteignant plusieurs millimètres.

Caractères microscopiques: Les grains de quartz, subarrondis, avec diamètres maxima de 0,65 à 3,5 mm, forment 15 à 50% de ces roches. Les feldspaths sont toujours abondants. Micas, en grandes paillettes, surtout de la biotite décolorée. Accessoires: glauconie, tourmaline dont une bleue, minerais, chlorite (Sd), grenat (H3).

Des fragments de roches s'y ajoutent en quantité: Jaspes et silexites, calcaires dolomitiques (H3 et Sd), calcaires compacts à Radiolaires et spicules, calcaires glauconieux, micaschistes, quartzites en partie micacés, microgranite à biotite. En outre, dans Sd, amas de chlorite et de minerais provenant probablement de la décomposition d'une roche ultrabasique, calcaire finement grenu à *Globotruncana* (*Rotalipora*) *apenninica* RENZ, calcaire pseudoolithique à Miliolites.

Le ciment, toujours en faible proportion, est calcitique.

Organismes: Nombreux débris roulés d'*Archaeolithothamnium*, Foraminifères brisés mal identifiables dans D10 et H3; *Rotalidae*, *Orbitoidae*. Dans Sd, *Globigerina* (grandes formes), *Lenticulina*, *Opthalmidium*, etc.; Echinodermes, Bryozoaires, débris de Mollusques et Brachiopodes.

Provenance possible: Flysch, probablement ultra-helvétique. Celui de la Simme contient également des grès grossiers à *Archaeolithothamnium* (Torrent de Nairvaux, coll. JEANNET), mais la microfaune de nos galets paraît leur conférer un âge éocène.

## 2. Conglomérats et microconglomérats du Flysch

Caractères macroscopiques (types I et II): Ce sont des galets formés de conglomérat, englobés eux-mêmes dans le conglomérat molassique. La roche qui les constitue est, à première vue, semblable au conglomérat molassique qui les renferme, avec également dominance des galets calcaires.

Les galets de calcaires non siliceux et de calcaires dolomitiques sont les plus abondants. On remarque de nombreux éléments de roches cherteuses, de radiolarites vertes ou rouges et parfois de petits fragments de roches cristallines. Les galets, enrobés de sable calcaire sont assez bien arrondis et fréquemment impressionnés.

Type I: Conglomérat calcaire grossier (gompholite).

Caractères microscopiques (D8, N3, Q3, T5, X3<sup>1</sup>): Ciment toujours peu abondant, calcitique, parfois limonitique, grossièrement cristallisé. Les éléments sont des minéraux et des fragments de roches:

Minéraux: Grains de quartz isolés et disséminés, anguleux, parfois cataclastiques, diamètre max. 0,35 mm. Feldspaths rares.

Roches: Calc. sublithographiques et dolomitiques très fréquents. Spongolithes diverses et calc. spongolithiques assez fréquents à fréquents. Jaspes à Radiolaires assez rares à fréquents. Silexites assez fréquentes. Calc. gréseux à glauconie rares à fréquents. Calc. organogènes rares et oolithiques très rares. Granites rares, à grain fin, en fragments anguleux de quelques millimètres.

Provenance: La fréquence de ces galets peut induire à rechercher leur origine dans le remaniement du conglomérat du Pèlerin lui-même. Des bancs plus anciens et déjà consolidés auraient été repris par l'érosion et incorporés à un nouveau dépôt, comme cela se voit dans d'autres formations.

En fait ils ne se distinguent pas des conglomérats cénomaniens et peut-être supra-crétaciques de la Nappe de la Simme, dits «Poudingues de la Mocausa».

En effet, par une analyse microscopique statistique de leurs éléments fins, portant sur les calcaires siliceux, cherts, radiolarites, sur les calcaires non-siliceux, et sur les quartz, débris de grès et de roches cristallines, nous avons recherché des différences entre les deux conglomérats du Pèlerin et de la Mocausa. Ces tentatives n'ont abouti qu'à confirmer leur ressemblance. Cependant certains termes grossiers du conglomérat de la Mocausa sont plus riches en calcaires non-siliceux que ceux du Pèlerin, et ce trait nous semble se retrouver dans les galets de conglomérats remaniés dans la formation du Pèlerin.

Peut-être une analyse pétrographique plus parfaite et une statistique étendue à de nombreux éléments permettront-elles d'attribuer une part de ces galets à d'anciens bancs du poudingue molassique. Pour l'instant seule la présence de galets provenant du poudingue de la Mocausa nous paraît certaine<sup>2</sup>).

<sup>1</sup>) X<sub>3</sub>: Monts de Corsier, près du P. 765 sur la route Vevey-Châtel.

<sup>2</sup>) Ces galets remaniés ont été d'abord remarqués à Châtel par RENEVIER (1862), qui les a attribués au poudingue de Lavaux. Cette origine a été contestée par FAVRE et SCHARDT (1887), lesquels l'ont recherchée dans les conglomérats «éocènes» de la Mocausa (Cénomaniens de la Simme).



Type II (B6, B11): Microconglomérats passant à des calcarénites.

Ciment calcitique peu abondant, 10–12%.

Éléments minéraux: Quartz disséminé, anguleux, diam. max. 0,4–0,6 mm. Dans B11, un peu de feldspath, de biotite et d'amphibole.

Éléments rocheux: Ils sont de petite taille, 1 mm ou moins. Calc. sublithographiques à Radiolaires, calc. dolomitiques et jaspes à Radiolaires fréquents. Calc. gréseux et spongolithes (dans B11 seulement) assez fréquents. Calc. oolithiques rares. Calc. à débris d'Oursins, calc. grenu à Gastéropodes, et quartzite micacé très rares. Dans B11 se trouvent encore de rares débris de microgranite et, très rares, de gneiss.

Organismes: Rares Textulariidés dans le ciment de B11.

Provenance possible: Variété fine du conglomérat de la Mocausa, «Ruinen-flysch» de B. TSCHACHTLI (1939), Cénomaniens de la nappe de la Simme.

Type III (T3): Conglomérat à éléments siliceux prédominants et avec petits galets de quartz laiteux atteignant 1 cm. Ciment calcitique très peu abondant.

Éléments minéraux: Quartz abondant, 30–40%, souvent cataclastique; les plus grands grains sont arrondis, les plus petits subanguleux. Feldspath assez fréquent, orthose et microcline.

Éléments rocheux: Calc. dolomitiques fréquents. Calc. à grain fin, spongolithes, silexites et granite à biotite assez rares. Gneiss à microcline et biotite et calc. à Entroques rares. Pas d'organismes.

Provenance: Flysch indéterminé; peut-être Flysch de la Simme: conglomérat du Hundsrück = faciès méridional des conglomérats de la Mocausa, voir TSCHACHTLI (1939), CAMPANA (1942).

### 3. Grès siliceux feldspathiques et arkoses

Type I:

Caractères macroscopiques: Aspect très variable selon la grosseur du grain, qui peut être fin à très grossier. Réaction à HCl dilué faible ou nulle. Couleur gris ou beige foncé pour les types fins; beige, rose-clair ou verdâtre pour les types grossiers dans lesquels les grains de quartz et de feldspath se distinguent. Toujours plus ou moins micacés.

Caractères microscopiques (F3, S3, S6, S9, S10, S11, S12, S14, Sa, Sc, T4): Entièrement formés de détritiques de toutes tailles ne laissant presque aucune place au ciment. Quartz 20–50%, grains de toutes dimensions jusqu'à 0,45 et 2,0 mm de diam. max. Toujours anguleux, peu cataclastique sauf dans Sc, parfois associé aux feldspaths en grains à structure micropegmatitique. Feldspaths 25–60%, de mêmes dimensions que les quartz; F. alcalins, plagioclases, perthites. L'altération est surtout prononcée chez les plagioclases, calcitisés et séricitisés. La calcite remplit des fissures des feldspaths et forme des grains monocristallins isolés à contours déchiquetés, ou des veinules en grands individus. Mica peu fréquent ou abondant: séricite, muscovite et biotite généralement décolorée. Mica vert, identique à celui des granites du type Baveno, représentant environ 3% dans les coupes S10, S11 et S14.

Minéraux accessoires: chlorite surtout dans les types fins, minerais, zircon, tourmaline, apatite, etc. Pas d'organismes.

**Provenance possible :** Les arkoses sont particulièrement abondantes dans la station S et dans le prolongement septentrional du même banc, où les granites du type Baveno sont aussi fréquents. Les arkoses contiennent les mêmes feldspaths et micas que ces granites. Elles proviennent apparemment du manteau détritique d'un massif granitique.

Dans les Alpes, de telles roches sont le plus souvent d'âge permien et éotriasique. Mais elles peuvent se trouver dans des couches plus récentes, transgressives sur des roches cristallines. Les granites du Canavese supportent un manteau d'arkose bien développé. CAMPANA (1942) signale l'abondance de ces grès arkosiques parmi les conglomérats du Hundsrück (Cénomaniens de la nappe de la Simme).

**Type II (Sb, U5):** Ce type est bien moins fréquent que le précédent. Grès siliceux feldspathique. Grains de quartz anguleux, très mal triés; dans Sb 20%, diam. max. 0,80 mm; dans U5 40–45%, diam. max. 0,75 mm. Feldspath de même granulométrie, toujours altéré, dans Sb 40%, dans U5 20%. Calcite en grains détritiques et dans les interstices. Dolomite à ankérite. Micas, muscovite, biotite, chlorite, minerais abondants enrobant les grains détritiques, grain de jaspé rouge.

**Organismes:** quelques loges de Foraminifères.

**Provenance :** Probablement un Flysch feldspathique indéterminé.

#### 4. Grès glauconieux

**Caractères macroscopiques :** Grès fin, homogène, lité; de couleurs diverses: gris-vert ou jaune-verdâtre. Ils ne sont pas micacés mais finement spathiques, avec des grains de glauconie visibles à la loupe. Galets souvent plats et de grande taille.

**Caractères microscopiques (E1, G3, K2, K5, T7):** Le ciment est de calcite impure, par place un peu siliceux. Le quartz, en grains généralement anguleux, avec des diamètres maxima de 0,1 à 0,3 mm, forme le 20 à 45%. Les grains de quartz sont tantôt très bien triés, tantôt pas du tout, ils passent parfois au ciment. Les grains de jaspé sont rares. La glauconie, en grains arrondis ou devenus anguleux par compaction, représente 2 à 15%.

**Accessoires:** Minerais assez abondants, mica toujours présent quoique rare, en très fines paillettes; feldspaths rares aussi et détritiques; chlorite, zircon, tourmaline, etc. Dans les types les plus grossiers, grains de calcaires détritiques, y compris des calcaires à Calpionelles.

**Organismes:** Spicules d'Eponges brisés, débris d'Echinodermes roulés et Foraminifères: petites *Globigerina* sp. du type *cretacea*, *Miliolidae*, *Textulariidae*, «*Fissurina*», et débris.

**Provenance possible :** Ces grès glauconieux appartiennent probablement à un Flysch, et peut-être à celui de la Simme. Leur âge est post-tithonique, vraisemblablement crétacique.

#### 5. Calcaires gréseux

**Caractères macroscopiques :** Ce groupe réunit des types passablement différents, de grain fin à moyen, homogène, d'aspect parfois spathique et de couleur grise ou jaune.

### Type I:

Caractères microscopiques (C3, H2, U3): Quartz 8 à 28% avec diamètres maxima de 0,2 à 0,35 mm. Grains de jaspes et silexites. Peu de feldspaths. Abondance de grains détritiques calcaires. Accessoires: minerais, micas, glauconie altérée. Ciment de calcite.

Organismes: Spicules d'Eponges, fragments d'Echinodermes. R3 n'a pas de spicules mais par contre quelques débris de Foraminifères, parmi lesquels des Globigérines.

Provenance possible: Flysch, probablement de la nappe de la Simme. A noter que le galet C3 montre un contact nettement tranché entre le calcaire gréseux et une spongolithe typique. Ce calcaire paraît y tenir le rôle d'un ciment attenant à un ancien galet de spongolithe.

Type II (C2): Quartz 5-10% avec diamètre maximum 0,10 mm. Carbonate ferrugineux et minerais abondants. Accessoires: glauconie et mica. Ciment de calcite.

Organismes: Petits Foraminifères, dont *Oligostegina* probable et *Gümbelina*, quelques spicules et débris de coquilles.

Provenance possible: Flysch, probablement crétacique.

## 6. Silex

Ces éléments, peu nombreux quoique résistants, gris foncé ou noirâtre, homogènes, ne révèlent rien quant à leurs origines qui peuvent être très diverses.

## 7. Radiolarites

Caractères macroscopiques: L'aspect est celui des jaspes banaux à grain fin, à cassure anguleuse, craquelés et cimentés par de minces veines calcaires. Ils sont souvent calcifères et peuvent prendre un aspect plus mat et grumeleux avec cassure rugueuse, ou être finement stratifié. Les couleurs sont vives: rouges, lie-de-vin, verdâtres, vertes ou jaunes.

Caractères microscopiques (A2, B7, C4, voir fig. 3): Pâte calcitique fine, partiellement ou totalement remplacée par de l'opale ou plus souvent par de la calcédonite. Les parties entièrement siliceuses forment des lits ou des taches. La teneur en silice est de 25-50%. Un peu de minerai est disséminé en pigment.

Organismes: Les Radiolaires abondent, surtout des *Spumellaria* et de rares *Nassellaria*. Leurs tests présentent divers états de transformation. Le plus souvent en calcédonite, parfois avec des restes d'opale; ils sont fréquemment épigénisés par de la calcite, soit fine, estompée et noyée dans la gangue, soit grossièrement cristallisée avec, au début, un développement de calcite idiomorphe dans les corps calcédonieux.

Provenance probable: Jurassique moyen ou supérieur, et éventuellement Cénomanien de la nappe de la Simme. L'abondance de ces jaspes à Radiolaires est



un sûr indice de l'importance de cette nappe comme pourvoyeur du matériel sédimentaire du Pèlerin. Certes de petits lits de radiolarites se rencontrent aussi dans les nappes des Préalpes Médiannes (SCHWARTZ, 1945) de la Brèche et du Niesen.

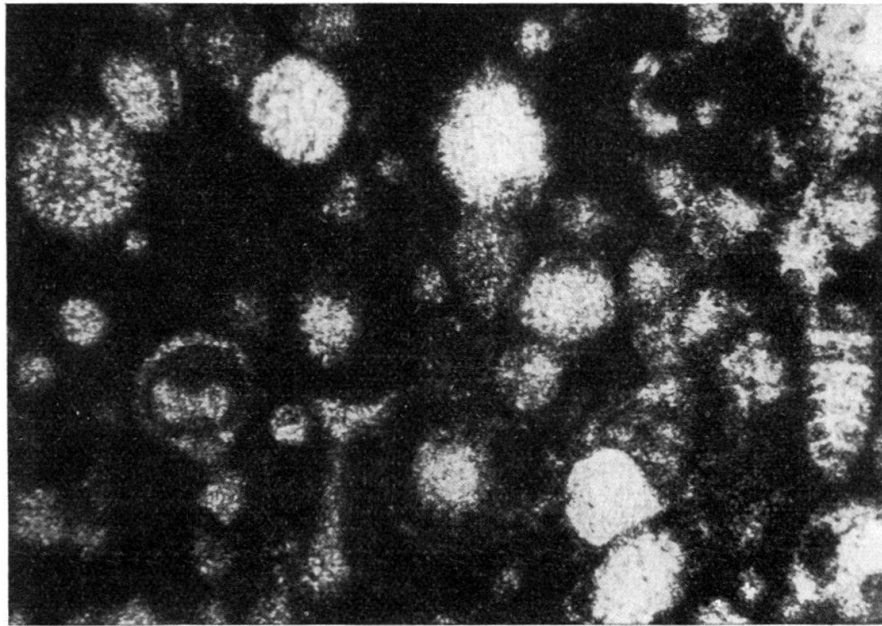


Fig. 3. Galet C 4, station de Rivaz-Côtes Dessous. *Radiolarite*. 108:1, lumière naturelle.

Mais seule celle de la Simme, qui les renferme en couches épaisses et typiques, était à même d'en fournir une telle quantité.

### 8. *Spongolithes*

Caractères macroscopiques: L'aspect est franchement siliceux, «cher-teux». La surface est lisse avec une mince pellicule ou patine de décalcification. La résistance à la cassure est grande, et le caractère de la surface de cassure change avec la teneur en silice. Son éclat est gras dans les termes les plus siliceux; il est mat et granulé dans les plus calcaires, lesquels passent au type calcaire siliceux grenu. La répartition silico-calcaire peut varier dans le même galet, qui devient soit lité, soit bréchiforme. Les couleurs sont le gris et le gris-beige clair, parfois légèrement teinté de rose ou de vert. Les veines sont de calcédoine blanche ou bleue et de calcite.

#### I. Types ordinaires

Caractères microscopiques (A1, B3, D3, D7, D9, D11, I1, L1, L2, L4, L10, L11, O4, Q2, voir fig. 4-5): Le ciment est de calcite fine intimement mêlée à la silice, laquelle est ordinairement sous forme de calcédonite, rarement d'opale. La proportion de cette silice est de 40 à 70%. Dans les types les plus siliceux, la calcite constitue des plages à contours déchiquetés.

Les minéraux détritiques ne sont jamais nombreux: grains de quartz avec diamètres maxima de 0,08 à 0,2 mm, feldspath, séricite, zircon toujours rare et souvent absent, minéral et carbonate limoniteux, et, dans un cas, un peu de glauconie.

Organismes: Tous les types sont pétris de spicules d'Eponges. Ce sont le plus souvent des formes massives avec diamètre de 0,06 à 0,12 mm, et plus rarement des formes grêles allongées, probablement des Hexactinellidés. L'une ou l'autre forme est largement prépondérante dans un galet donné.

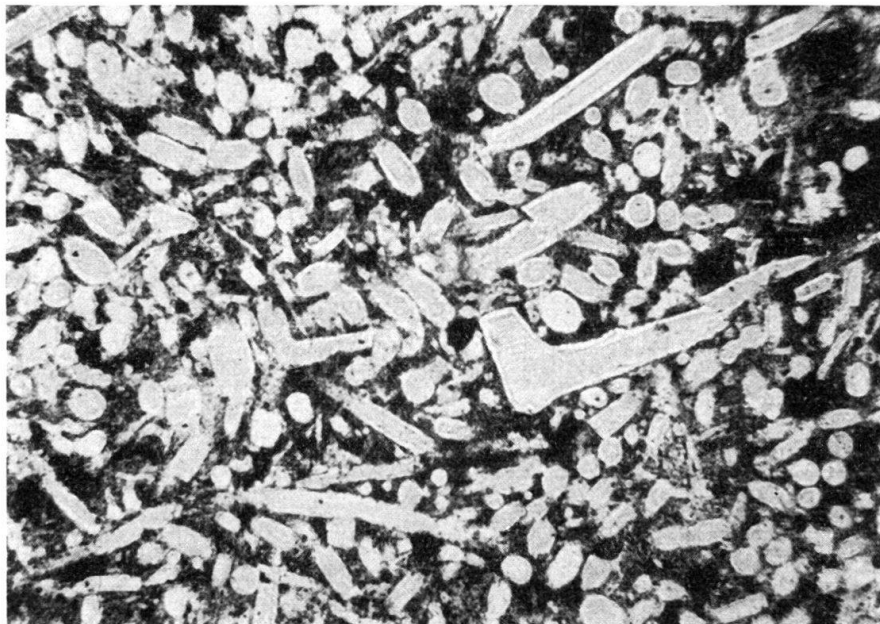


Fig. 4. Galet L 10, station de Baumaroché II. *Spongolithe*; spicules calcédonieux dans une gangue calcaréo-cherteuse. 36:1, lumière naturelle.

Quant à leur nature minérale, ces spicules sont en calcédonite, fréquemment avec un canal axial ou calcite. Cette calcédonite est soit grenue, soit fibro-rayonnante. Dans ce dernier cas on peut observer un ou plusieurs centres par spicule,

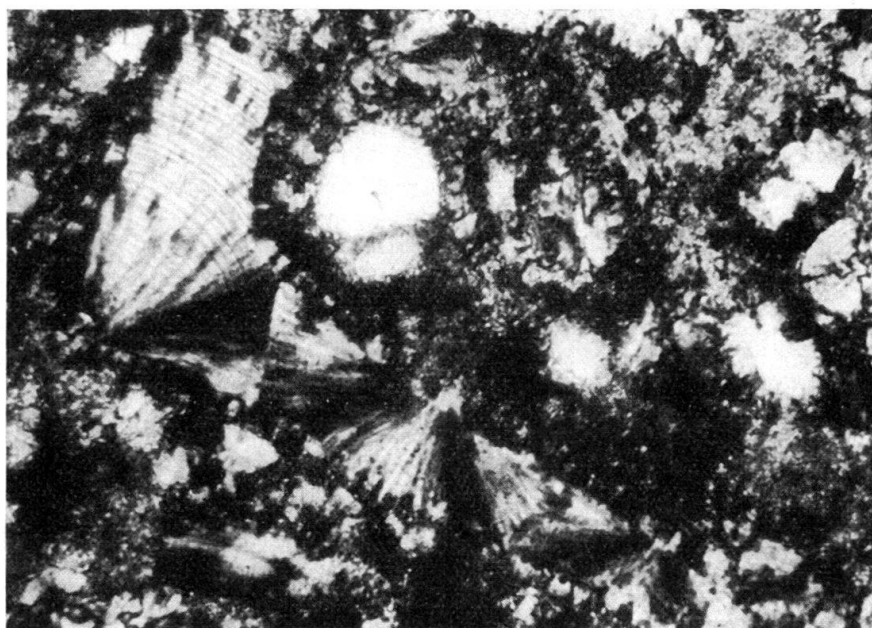


Fig. 5. Même galet que figure 4; 107:1, nicols croisés. Un spicule d'Eponge est constitué par trois sphérolithes de calcédoine et d'une zone corticale à fibres transverses de calcédonite.

disposés de façon quelconque, d'où partent des fibres qui peuvent être très allongées selon l'axe du spicule. Des anneaux concentriques équidistants peuvent se superposer à ces fibres, et la succession des secteurs d'anneaux le long du spicule lui donner, en lumière naturelle, une apparence scalariforme, d'autant plus complète que le corps du spicule est entouré d'une zone corticale faite de fibres de calcédonite perpendiculaires à l'axe.

Enfin certains spicules sont entièrement calcifiés, surtout dans les types de roches peu siliceuses, tandis que d'autres sont simultanément calcifiés et silicifiés en proportion variable.

Les autres organismes sont très rares: Foraminifères, Ostracodes et débris d'Echinodermes.

## II. Types bréchoïdes

Caractères microscopiques (D1, E3, P2, voir fig. 6): Cette structure est l'œuvre de l'attaque de la silice à partir de fissures irrégulières. Cette silification se fait surtout sous forme de sphérolites de calcédonite. Dans D1, de grands cristaux

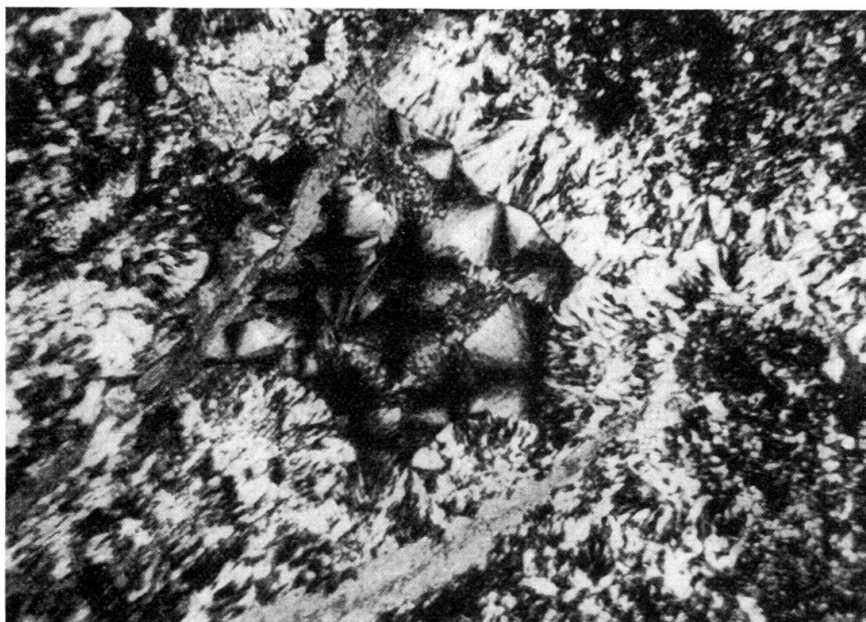


Fig. 6. Galet D 1, station de Rivaz-Corteyses. Druse siliceuse dans une *spongolithe bréchoïde*. En bordure, calcédonite fibreuse; au centre, sphérolithes de *pseudocalcédonite* (biréfringence plus basse). 34:1, nicols croisés.

de calcite, au milieu des fissures, sont attaqués sur leurs bords par des sphérules de calcédonite et de pseudocalcédonite. Ces sphérules, d'un diamètre de 0,15 à 0,2 mm, constituent aussi des amas en forme de druses. Mais, d'autre part, des veines calcitiques tardives, traversant les amas de calcédonite et de pseudocalcédonite, témoignent de l'évolution complexe de la roche.

Dans E3 les individus de calcite ont gardé leurs contours cristallographiques intacts au contact de la calcédonite. Dans P2 une veinule montre, de l'extérieur vers l'intérieur, la succession suivante: 1° calcite en gros cristaux, 2° calcédonite sphérolithique d'abord limpide puis se chargeant de pigment brun, 3° quartz, 4° mince ruban calcitique axial.

### III. Termes de passage

Il s'en trouve, du type banal de la spongolithe, soit aux calcaires siliceux clairs, à peine grenus, qui sont des calcaires spongolithiques, soit aux calcaires échinodermiques siliceux (G7) et aux gaizes calcarifères (G11).

G7, type stratifié, présente une alternance de lits de quelques millimètres de spongolithe siliceuse et de calc. échinodermique siliceux à spicules. La pâte est de calcite grossièrement recristallisée autour de restes d'Echinodermes. Elle renferme des minéraux détritiques assez rares: quartz (diam. max. 0,15 mm), feldspaths, minerais, et des organismes: spicules d'Eponges très abondants en calcédonite; Echinodermes avec de nombreux piquants et plaquettes d'Oursins; Foraminifères: *Spirillina*, *Nodosaria*, *Textulariidae*, Bryozoaires, Ostracodes et débris coquilliers.

G11 est une spongolithe gréseuse, c'est-à-dire passant à une gaize. Elle ne se distingue du type banal que par sa teneur plus élevée en minéraux détritiques: quartz (diam. max. 0,16 mm), séricite, dolomite, minerais, tourmaline, zircon.

Rappelons que C3 (voir p. 135) montre l'association d'une spongolithe et d'un calcaire gréseux dans le même galet, lequel est peut-être un fragment de brèche ancienne.

Provenance possible: L'origine des spongolithes et des calcaires siliceux spongolithiques, en nombre si surprenant dans toutes les stations étudiées, pose un problème difficile. Car de pareilles roches sont bien rares dans les unités préalpines conservées actuellement.

Le Lias supérieur et moyen des Préalpes Médiannes et l'Hauterivien des nappes ultrahelvétiques renferment bien des spongolithes, mais leur couleur est plus sombre, et leurs spicules ne montrent pas la structure calcédonieuse si particulière de nos échantillons.

C'est, tout au plus, le Lias supérieur des Préalpes Médiannes, tel qu'il est développé dans une zone mitoyenne de cette unité (faciès Tinière-Vallon de Novel-Biot) qui a pu fournir une petite partie des galets de spongolithes (voir PETERHANS, 1926).

Dans le Flysch du Niesen, les spicules sont très abondants, mais toujours calcifiés.

Il faut aller jusqu'aux Alpes méridionales pour trouver dans le Lias à faciès lombard (p. ex. au Monte Generoso) des types lithologiques comparables. Nos spongolithes sont apparentées aux calcaires siliceux clairs à grain fin, décrits plus loin, qui ont fourni une Ammonite du Toarcien ou du Domérien (p. 141).

Nous supposons, à titre d'hypothèse de travail, que ces calcaires siliceux clairs et la plus grande partie des spongolithes proviennent du *Lias de la nappe de la Simme*, dont seul l'Aalénien est connu, formé de schistes siliceux et de calcaires à silex (RABOWSKI 1920, SCHWARTZ 1943). Mais notre proposition est sans preuve directe.

Enfin une autre roche-mère possible est le Lias siliceux de l'écaille d'Oudioux-Chamossaire, dans le soubassement de la nappe du Niesen. Toutefois l'absence nette du Flysch du Niesen dans nos galets nous fait douter de cette origine.



### 9. Calcaires siliceux clairs grenus, spongolithiques

Caractères macroscopiques: Calcaires nettement siliceux, durs, à pâte grenue, parfois légèrement spathique. Couleur claire, gris ou beige. Les galets sont souvent entourés d'une mince croûte de décalcification.

Caractères microscopiques (C8, H1, O2): La gangue est calcaire, de grain moyen ou fin; dans ce dernier cas, l'aspect grenu est uniquement dû aux spicules. Dans O2, la gangue est en partie cherteuse, avec concentration de la calcédonite par lits. La proportion totale de silice dans la roche est inférieure à celle des spongolithes, mais plus élevée que celle des calcaires siliceux clairs à grain fin.

Les spicules d'Eponges sont toujours très abondants. Il y a un mélange de formes grêles et de formes trapues, souvent brisées, ainsi que de spicules calcédonieux et calcaires, en proportions variables. Dans H1 le canal axial des spicules siliceux est rempli de calcite et parfois élargi. Quelquefois, les spicules calcifiés se fondent dans le ciment.

Provenance possible: Ces roches sont liées par toutes les transitions aux spongolithes (p. 139); dans de nombreux galets, on peut observer de minces bandes cherteuses intercalées dans les calcaires siliceux clairs à pâte grenue. L'origine de ces deux types de roches doit donc être la même (Lias de la nappe de la Simme?).

### 10. Calcaires spongolithiques gréseux

La dénomination provisoire que nous leur avons donnée sur le terrain était celle de «grès fins cherteux», ce qui traduit bien leur aspect extérieur. Abstraction faite de leur forte teneur en calcaire, ces roches pourraient entrer dans la catégorie des «gaizes» (L. CAYEUX, 1929).

Caractères macroscopiques: Calcaires siliceux finement gréseux, souvent à glauconie. Assez durs; cassure grenue et rugueuse. Couleurs variées: gris, jaune, verdâtre pour les types glauconieux.

Caractères microscopiques (P2, R2, U4): Ciment calcitique et opalin; dans P2, calcite grenue. Grains calcaires détritiques, surtout dans P2, qui passe à une calcarénite spongolithique. Quartz détritique, 2 à 5%, diam. max. 0,1 mm. Glauconie, 1 à 5%. Carbonate ankéritique.

Organismes: Spicules d'Eponges abondants, calcédonieux ou calcifiés. Fragments roulés d'Echinodermes abondants dans P2. Foraminifères: *Miliolidae*, *Textulariidae*, «*Cristellaria*». Débris de Bryozoaires et de Mollusques.

Provenance possible: L'origine de ces roches est probablement identique à celle des spongolithes (p. 139).

### 11. Calcaires siliceux clairs à grain fin

Caractères macroscopiques: Calcaires siliceux à pâte fine, assez durs, à cassure finement rugueuse. Couleur grise ou beige, avec parfois des teintes rosées ou jaunes délavées. Un caractère assez général, et que ces roches partagent avec les calcaires tachetés, est la présence de fibres noires capilliformes, de 0,2 à 1 mm de longueur.

Par des termes de passage ces roches s'apparentent d'une part aux calcaires siliceux clairs à pâte grenue, d'autre part aux calcaires tachetés.

Un de ces galets, du gisement S, au N de Châtel St-Denis, porte l'empreinte d'une *Ammonite*. Il s'agit d'une forme de la famille des *Harpoceratidae*, vraisemblablement du genre *Harpoceras* même (Toarcien inférieur). Dans le galet K6, on voit de petites coquilles à test mince, peut-être des *Posidonomya* sp.

Caractères microscopiques (B10, D2, E2, F5, G1, K6, R1): Gangue calcaire microcristalline ou finement grenue. Silice sous forme d'opale ou de calcédonite, constituant 5 à 15 % de la roche. E2 et G1 sont peu siliceux et passent de ce fait aux calcaires tachetés. Quartz détritique rare ou absent; diam. max. entre 0,05 et 0,10 mm. Minerai assez abondant, en grains et sous forme des fibres noires (ilménite?) décrites plus haut, dont une partie semble être des pseudomorphoses de spicules. Fines paillettes de mica dans K6.

Organismes: spicules d'Eponges abondants, avec prédominance de formes grêles. Ces spicules sont ordinairement fossilisés en calcite, rarement en calcédonite; exceptionnellement, ils peuvent être épigénisés par un seul individu de quartz (D2). Radiolaires, Ostracodes, et dans G2, K6, R1 de rares Foraminifères. Dans K6, nombreuses coupes de petits Lamellibranches à coquille mince.

Provenance possible: La trouvaille d'un *Harpocératidé* prouve que les calcaires siliceux datent probablement du Toarcien, éventuellement du Domérien ou de l'Aalénien. Ils semblent appartenir au même complexe de couches que les spongolithes, auxquelles ils sont reliés par l'intermédiaire des calcaires siliceux clairs à pâte grenue. Leur provenance tectonique est inconnue; nous la chercherions volontiers dans la nappe de la Simme. Des calcaires siliceux à pâte aussi fine et aussi claire n'existent pas dans le Lias des Préalpes Médiannes.

## 12. Calcaires tachetés

Caractères macroscopiques: Calcaires à grain fin, très peu siliceux, d'aspect un peu marneux. Couleur beige ou grise, avec des taches plus sombres souvent allongées dans le sens de la stratification, mesurant de quelques millimètres à 1 ou rarement 2 cm. Mêmes fibres de minerai noir que chez les calcaires siliceux clairs à pâte fine. Ces galets sont assez tendres, volontiers aplatis et portent des impressions de dissolution.

Caractères microscopiques (C6, G2, I2): La pâte calcitique est très fine dans les taches sombres, plus grenue dans les parties claires. La silice (en général opale) est peu importante et finement disséminée. Quartz rare, probablement néogène; diam. max. 0,05 mm. Minerai abondant, en grains et en fibres (ilménite?), ou en liséré de fines surfaces stylolithiques.

Spicules grêles, calcitiques, plus ou moins fondus. Quelques grands spicules en calcédonite. Radiolaires calcifiés; Ostracodes.

Provenance possible: Des roches semblables sont très fréquentes dans les Alpes; il n'est donc guère possible de préciser l'origine de nos galets. Citons le Néocomien des nappes ultrahelvétiques et des Préalpes Médiannes, le Lias supérieur des nappes préalpines et austro-alpines («Fleckenmergel») etc.

### 13. Calcaires siliceux sombres à spicules

Caractères macroscopiques : Calcaires siliceux, d'aspect parfois un peu marneux; grain fin à moyen, régulier. Couleur gris-foncé à noirâtre; dans certains galets, la roche montre une nette stratification, avec des taches nuageuses plus claires. Patine brunâtre de décalcification. Assez durs, moins pourtant que les calcaires siliceux clairs.

Dans un conglomérat, au-dessus de Chexbres, J. DE LA HARPE (1868) a découvert une Rhynchonelle remaniée, que nous avons retrouvée au Musée de Lausanne. Ce fossile est silicifié, avec malheureusement très peu de gangue encore attenante: un reste de ciment conglomératique d'un côté et de l'autre, entre les côtes, quelques traces de calcaire siliceux sombre. Il s'agit non de *Rh. variabilis* comme le pensait l'auteur, mais d'une forme se rapportant probablement à *Rh. (Calcirhynchia) plicatissima* (QUENSTEDT) du Lias inférieur.

Caractères microscopiques (B12, N1, S13): Gangue calcitique à grain fin, intimement mélangée avec de la silice (le plus souvent opale, parfois calcédonite) en proportion notable. Matière organique abondante en lamelles fibreuses; minerai de même. Le quartz détritique est très rare, mais dans N1 on observe du quartz et de la séricite néogènes.

Spicules d'Eponges toujours abondants, avec formes grêles (diam. 0,02–0,05 mm) prédominantes. Ils sont en grande majorité calcifiés et parfois fondus dans la pâte. Quelques-uns sont conservés en calcédoine et même en quartz (dans N1).

Provenance possible : Ces roches, assez peu typiques, pourraient provenir du Lias des Préalpes Médiannes ou de la nappe du Laubhorn, ou encore de l'Hauterivien ultrahelvétique.

### 14. Calcaires sublithographiques siliceux, à Radiolaires

Caractères macroscopiques : Calcaires à grain très fin, plus ou moins siliceux. Couleurs généralement assez vives, gris, jaune ou rougeâtre, souvent en zones concentriques.

Caractères microscopiques (D6, L9, S2): La pâte calcitique est toujours très fine, avec de la matière siliceuse finement disséminée. Un peu de minerai en très petits grains. Dans D6, de minces délits discontinus et onduleux de calcédonite marquent un étirement tectonique de la roche, attesté aussi par la déformation des Radiolaires.

Organismes : Radiolaires calcifiés en abondance dans S2. Dans D6 et L9, Radiolaires estompés, parfois à peine distincts.

Provenance possible : Ces calcaires bigarrés se reliaient à la fois aux calcaires sublithographiques et aux jaspes à Radiolaires. De pareils calcaires accompagnent les radiolarites jurassiques de la nappe de la Simme; on en trouve aussi dans le soubassement de la nappe du Niesen, dans une position tectonique encore discutée.

### 15. Calcaires sublithographiques

A. *Types normaux*. – Caractères macroscopiques : Calcaires à pâte très fine, homogène, sans silice apparente. Couleur toujours claire, gris blanchâtre ou jaunâtre.



Caractères microscopiques (B4, C1, N4, P3, R5, T1): Pâte très fine, très homogène. Dans les types jaunâtres, il y a parfois un fin pigment ferrugineux.

Organismes: Radiolaires calcifiés, plus ou moins effacés, parfois abondants. *Calpionella alpina* dans toutes les coupes, sauf C1 et N4. *Eothrix* dans C1 et R5; *Globochaete* dans B4, N4 et T1; *Clypeina* dans R5. Ostracodes partout, sauf dans N4; plaquettes d'Oursins disséminées dans C1 et P3. Débris de petits Mollusques et quelques Foraminifères.

Provenance possible: Les galets à Calpionelles sont d'âge tithonique ou berriasien; C1 et N4, qui ne renferment pas de Calpionelles, peuvent appartenir au Malm moyen. Ces calcaires ne se distinguent en rien du «Biancone» de la nappe de la Simme. Des roches semblables se rencontrent aussi dans le Jurassique supérieur ultrahelvétique, mais bien plus rarement dans celui des Préalpes Médiannes.

B. *Type bréchique I* (P4, Se). Brèches monogéniques, intraformationnelles. Éléments de calcaire sublithographique strictement moulés les uns sur les autres ou séparés par un mince liséré de ciment hyalin. Localement (dans P4) structure graveleuse à pseudo-oolithique entre les fragments.

Organismes: Radiolaires, *Globochaete*, Ostracodes. Foraminifères, dont *Robulus sp.*, dans le ciment pseudo-oolithique de P4. Dans Se seulement: *Calpionella*, *Eothrix*, plaquettes d'Oursins.

Provenance possible: comme pour le type normal.

C. *Type bréchique II* (D1). Ciment abondant de calcaire sublithographique à Radiolaires calcifiés, Ostracodes et grandes plaquettes d'Oursins. Éléments anguleux, mesurant jusqu'à 2 cm, d'un calcaire grenu, très riche en spicules calcifiés d'Eponges et en petits Foraminifères: *Rotaliidae*, *Lagenidae*, *Globigerinidae*.

Provenance possible: Comme pour le type normal. Le calcaire fin à plaquettes d'Oursins est fréquent parmi les galets du poudingue de la Mocausa (Céno-manien de la Simme).

### 16. Calcaires échinodermiques

Malgré leur faible nombre, on note plusieurs types bien distincts parmi ces galets.

A. *Calcaires échinodermiques clairs*. Caractères macroscopiques: Calcaires spathiques sans silice, de couleur beige clair.

Caractères microscopiques: Chaque coupe mince doit être décrite séparément.

H5: Une gangue abondante de calcite fine enrobe des restes plus ou moins effacés et recristallisés d'organismes. Ce sont surtout des Echinodermes, avec prépondérance de plaquettes et de piquants d'Oursins. Les autres fossiles identifiables sont, par ordre d'importance: spicules calcifiés d'Eponges; débris de Mollusques; petits Foraminifères; fragments de Coraux; Radiolaires calcifiés.

T6: Essentiellement formé de gros fragments, peu roulés mais partiellement dolomitisés, de Crinoïdes et d'Oursins. La gangue est soit dolomitisée, soit recristallisée autour des éléments échinodermiques avec la même orientation optique que ceux-ci.

U2: Ciment calcitique subordonné avec de rares grains de quartz. Débris d'Entroques, de Mollusques et de Bryozoaires, plus ou moins recristallisés, avec quelques Foraminifères (*Lagenidae*?) et des spicules d'Eponges. La chamosite oc-

cupe des mailles d'Echinodermes, des loges de Foraminifères, et forme des grains.

Provenance possible: Le type H5 est fréquent parmi les galets des poulingues de la Mocausa (Flysch de la Simme), T6 et U2 sont peu caractéristiques.

B. *Calcaires échinodermiques siliceux*. Caractères macroscopiques: Calcaires spathiques siliceux gris.

Caractères microscopiques (B8, I3): Peu de ciment calcitique, partiellement calcédonieux par plages. Dans B8 important accroissement de calcite autour des débris d'Echinodermes. Dans I3, structure pseudo-oolithique, débris roulés avec ou sans cortex.

Organismes: Des plaquettes d'Echinodermes constituent la moitié de la roche. Spicules d'Eponges en calcédonite. Petits Foraminifères, dont *Textularia*, *Nodosaria*, *Nautiloculina*, *Ophthalmidium*. Fragments de Mollusques, Brachiopodes, Coraux et Bryozoaires.

Provenance possible: Indéterminée.

C. *Calcaire échinodermique quartzifié*. Caractères macroscopiques: Calcaire siliceux grenu, couleur beige. On reconnaît bien les Entroques transformées en quartz.

Caractères microscopiques (Q1): Ciment originalement calcitique. Nombreux grains détritiques arrondis, diam. 0,1–0,2 mm, de carbonate limonitique à grain fin. Grains de quartz, anguleux à contours déchiquetés; diam. max. 0,35 mm. Accessoires: minerais, dolomite, séricite.

Organismes: De grands éléments de Crinoïdes et d'Oursins constituent plus de la moitié de la roche. Les spicules d'Eponges, les Bryozoaires et les débris coquilliers sont également très fréquents.

Quartzification: Le quartz néogène est largement développé dans les fragments échinodermiques, à raison de trois ou quatre individus cristallins par plaquette. On trouve tous les stades du remplacement de la calcite par le quartz; il débute dans les vides du réseau échinodermique, qui est en général bien respecté. De petits grains de dolomite secondaire semblent antérieurs à la quartzification.

Les spicules d'Eponges sont épigénisés par un ou deux individus de quartz par spicule; le canal axial est conservé. La quartzification atteint également les autres restes organiques et une partie du ciment.

Provenance possible: Des calcaires échinodermiques quartzifiés se rencontrent dans le Flysch crétacique de la Simme, mais aussi dans le Flysch nummulitique des Préalpes Médiannes du Chablais et du Briançonnais (renseignements oraux de G. CHAMOT et M. LEMOINE).

### 17. *Calcaires pseudoolithiques et oolithiques*

Caractères macroscopiques: Calcaires purs, massifs. Structure oolithique ou pseudoolithique bien apparente; souvent finement spathiques. Couleur beige clair à jaune clair.

Caractères microscopiques (B9, E3, O1, P1, R3, et galet hors compte T2): Ciment de calcite hyaline, en abondance variable. Les fausses oolithes sont bien arrondies et en général bien triées; leur diamètre moyen varie entre 0,15 et 0,7 mm. O1 est le seul galet véritablement oolithique; ailleurs le cortex oolithique est peu

développé ou absent. On voit fréquemment des éléments arrondis de calcaire à grain fin (parfois à Radiolaires) et de calcaire pseudoolithique; plus rarement (R3) de calcaire dolomitique et de calcaire gréseux. La limonite est toujours présente; elle forme quelques oolithes dans O1. Quartz néogène dans B9, O1 et T2; feldspath néogène dans R3.

Organismes: Echinodermes en plaquettes peu roulées et piquants d'Oursins. Foraminifères: *Trocholina* (= «*Coscinoconus*») abondantes dans O1, R3 et T2, rares dans E3; *Miliolidae*, *Textulariidae* et autres formes agglutinantes; *Rotaliidae* (B9), *Buliminidae* (E3). Fragments de Mollusques et de Brachiopodes, Bryozoaires. Débris de Coraux dans E3. *Salpingoporella* dans B9 et E3.

Provenance possible: O1, R3 et T2 proviennent probablement du Berriasien ou Valanginien ultrahelvétique (à comparer par exemple avec la description de H. FURRER, 1951).

B9 et E3 pourraient être de l'Urgonien; ils rappellent fortement les bancs à Miliolites et *Salpingoporella* (souvent accompagnées de petits Polypiers et d'Orbitolines) du Barrémien ultrahelvétique.

### 18. Calcaires organogènes

A. *Type habituel*. Caractères macroscopiques: Calcaires purs à grain fin ou moyen, avec des restes organiques divers visibles à l'œil nu. Couleur beige à jaune clair, exceptionnellement gris plus foncé.

Caractères microscopiques (C3, F1, F2, F4, K4, R4): La gangue est toujours calcaire; sa structure varie d'une coupe à l'autre et souvent dans une même coupe. Les deux types les plus courants sont de la calcite hyaline, grossièrement cristallisée, et un calcaire finement grumeleux. Quelques rares grains de quartz et un peu de matière ferrugineuse.

Les restes d'organismes sont toujours abondants, mais l'importance des diverses classes est très variable. Echinodermes (plaquettes et piquants d'Oursins). Fragments de Mollusques et de Brachiopodes, toujours fréquents. Foraminifères: *Ophthalmidium* et autres *Miliolidae*; *Textulariidae*; *Acervulina* (forme sessile); dans F4 une belle coupe de *Orbitolina* sp. (diam. 2,7 mm). Coraux: fragments et petits polypiers simples dans les coupes C3, F4 et R3. Bryozoaires; Ostracodes; Chaetétidés (?) dans K4; *Archaeolithothamnium* dans R4. Dans la coupe F1, les restes organiques (spicules et débris coquilliers) sont entièrement recristallisés.

Provenance possible: La plupart de ces roches (et notamment F4, qui renferme une Orbitoline) sont probablement crétaciques; certaines d'entre elles ne sont pas sans analogie avec les bancs organogènes intercalés dans le Barrémien ultrahelvétique. D'autres peuvent dater du Jurassique.

B. *Lumachelle*. Caractères macroscopiques: Calcaire jaune, pétri de petites coquilles minces et de grains oolithiques.

Caractères microscopiques (O3): Amas de débris coquilliers de taille variée, toujours enveloppés d'un cortex oolithique, à structure concentrique et rayonnée, chargé d'un pigment limonitique brun. L'épaisseur du cortex est en raison inverse de la taille du débris organique qui en forme le noyau. Un grain phosphaté sans cortex (reste de Vertébré?). La gangue est calcitique, de structure fort variable.

Provenance possible : Ces lumachelles oolithiques sont fréquentes dans le Rhétien de plusieurs nappes préalpines.

### 19. Calcaires divers

Cette catégorie de roches groupe trois types différents, de faible importance numérique.

Type A. Calcaires marneux noirs, tendres, stratifiés et parfois un peu tachetés. Provenance indéterminée.

Type B. Un seul galet (U1) de calcaire gris-brun foncé, avec des restes de coquilles, qui dégage une odeur fétide prononcée. Sous le microscope, il se présente sous forme d'un calcaire granulé, avec de la matière limonitique, organique et argileuse concentrée dans les granules. Les grains de quartz sont rares et petits. Comme restes organiques, on observe des spicules d'Eponges abondants, mais partiellement confondus avec la pâte, de nombreux débris de Lamellibranches et de Gastéropodes également estompés, des fragments d'Echinodermes et des *Lagenidae*.

Provenance possible : Ce galet provient presque certainement du Dogger à *Mytilus* (partie radicale de la nappe des Préalpes Médiannes).

Type C. *Calcaire à Rosalines*.

Caractères macroscopiques : Calcaire blanc-jaunâtre, d'aspect crayeux. *Globotruncana* et prismes d'Inocérames visibles à la loupe.

Caractères microscopiques (N2) : Calcaire homogène à grain très fin.

Organismes : *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, avec les *ssp. lapparenti* BOLLI, *coronata* BOLLI, et *bulloides* VOGLER (cette dernière douteuse). *Globigerina*, «*Fissurina*», *Guembelina*, Calcisphères, nombreux prismes d'Inocérames.

Provenance possible : Turonien ultrahelvétique. Dans le Crétacé supérieur des Préalpes Médiannes on ne rencontre guère de ces calcaires crayeux à microfaune pélagique très riche.

### 20. Dolomies et calcaires dolomitiques

Caractères macroscopiques : Roches assez tendres, grenues, à structure homogène ou indistinctement oolithique. Réaction nulle ou faible et diffuse avec de l'HCl dilué. Galets de petite taille, globuleux ou ellipsoïdaux, très réguliers, à surface lisse et mate.

Caractères microscopiques. A. *Dolomie* (D5) : Dolomite en grains de 0,03 à 0,25 mm, à bordure hyaline et centre pigmenté de brun clair. Un peu de pyrite.

B. *Calcaires dolomitiques* (L16, S8) : Dans S8, la dolomite forme une gangue hyaline autour de plages calcaires arrondies, elles-mêmes envahies par un début de dolomitisation. Ces plages sont bordées par un liséré de calcite à grain très fin, de couleur plus foncée. Dans L16, la dolomitisation est plus avancée ; les plages calcaires, entourées de dolomite en rhomboédres bien formés, ne constituent plus que 3 à 5 % de la roche. Antérieurement à la dolomitisation, la structure était oolithique dans L16, graveleuse ou calcarénitique dans S8.

Organismes : Traces estompées de débris coquilliers, de Coraux ou d'Algues calcaires. Quelques loges de petits Foraminifères ; une *Nodosaria* dans L16.

Provenance possible : Ces roches sont certainement triasiques. Des calcaires dolomitiques indistinctement oolithiques sont particulièrement répandus

dans le Trias des Préalpes Médiannes radicales et du Briançonnais; le Trias de la nappe de la Simme n'est pas connu.

### 21. *Calcite et quartz*

Ces galets, formés aux dépens de veines dans des roches calcaires et siliceuses, n'appellent guère de commentaires.

### 22. *Quartzite*

Caractères macroscopiques: Roche quartzreuse, micacée, feuilletée, de couleur rouge cerise. Ne réagit avec HCl dilué que dans des fissures.

Caractères microscopiques (K3): Structure schisteuse, texture quartzitique à lépidoblastique. Quartz, environ 60%, en grains cataclasés, aux contours irréguliers, de l'ordre de grandeur de 0,2 mm. Mica, 5 à 10%; muscovite et biotite décolorée. Dolomite primaire, environ 25%, en plages déchiquetées. Calcite secondaire, seulement en veinules. Poussière hématitique abondante, enrobant souvent les grains de quartz. Accessoires: apatite, feldspath et divers minéraux mal reconnaissables.

Provenance possible: Cette roche a manifestement subi un métamorphisme; on pourrait éventuellement la comparer à certains termes quartzo-dolomitiques du Trias pennique (?).

### 23. *Granites du type Baveno*

Ces galets proviennent tous du gisement S (S15, 17, 18, 20, 21; les quatre derniers échantillons sont hors compte).

Caractères macroscopiques: Granites roses, rarement blancs, à grain régulier, fin à moyen. Riches en quartz hyalin; biotite verdâtre. La roche paraît toujours fraîche.

Caractères microscopiques: Structure massive, nullement cataclastique. Texture granitique à granophyrique (micropegmatitique).

Quartz, en moyenne 33%, maximum 40%; grains de forme souvent arrondie. Plagioclase, en moyenne 39%; c'est généralement de l'oligoclase; dans un cas, de l'andésine acide. Le plagioclase montre une tendance vers le développement idiomorphique. Orthose, en moyenne 26%; cristaux assez souvent mâclés. Le feldspath potassique est parsemé d'un pigment brun à rose et parfois atteint d'un début de séricitisation. Biotite, en moyenne 2%, en paillettes assez épaisses; le mica possède une couleur verte très caractéristique et peut être plus ou moins chloritisé. Minéraux accessoires: muscovite (surtout développé dans les individus d'orthose), zircon (en grains dans la biotite), parfois carbonate d'imprégnation.

Provenance possible: Par tous ses caractères macro- et microscopiques, ce granite présente une étonnante ressemblance avec celui de Baveno, sur le Lac Majeur. Nous n'hésitons pas à l'identifier avec les granites de l'alignement de batholithes Baveno-Canavese, d'âge vraisemblablement permien.



## 24. Roches cristallines diverses

A. *Granites* (K1, X2<sup>1)</sup>, X4<sup>2</sup>). Caractères macroscopiques: Granite blanc ou rose, très acide, à muscovite ou à deux micas.

Caractères microscopiques: Structure massive, cataclastique; texture granitique. Quartz 35–45%, à extinction roulante. Grains à contours irréguliers, et grains arrondis inclus dans le feldspath. Orthose séricitisée, 20–30%. Plagioclase, 20–25%; andésine acide dans X2, oligoclase dans X4. Biotite décolorée et muscovite. Minéraux accessoires: apatite, minerais, zircon; calcite secondaire abondante dans des fissures.

Provenance possible: Granite ancien indéterminé.

B. *Pegmatite?* (Q4). Caractères macroscopiques: Roche granitoïde à grain très grossier.

Caractères microscopiques: Coupe mince peu utilisable. Amas de quartz en gros grains non-cataclastiques. Feldspath décomposé à grain plus fin. Biotite verte. Accessoires: muscovite, apatite, calcite d'infiltration.

Provenance possible: Par l'absence de cataclase et la présence de biotite verte cette roche s'apparente aux granites du type Baveno.

C. *Porphyre quartzifère à pâte micropegmatitique* (X1)<sup>3</sup>). Caractères macroscopiques: Porphyre rose. Phénocristaux de quartz hyalin, d'orthose rose et de biotite verte.

Caractères microscopiques: Structure massive, non-cataclastique. Texture porphyrique à fond micropegmatitique caractéristique (interpénétration de quartz et de feldspath alcalin). Les fibres granophyriques rayonnent souvent autour des phénocristaux.

Phénocristaux: Quartz à contours cristallographiques, mais plus ou moins corrodés. Orthose avec pigment brun ou rose. Plagioclase presque entièrement remplacé par de la calcite. Biotite verte, très rare. Accessoires: minerais, apatite; la calcite secondaire envahit toute la roche.

Provenance possible: Cette roche montre une ressemblance très nette avec certains granophyres permien de la région luganaise (p. ex. de Madonna d'Ongera, sur la péninsule du Salvatore).

D. *Porphyre quartzifère* (S19, galet hors compte). Caractères macroscopiques: Roche très siliceuse, à pâte fine, blanchâtre avec des taches roses.

Caractères microscopiques: Pâte très fine, minéraux à peine reconnaissables; surtout quartz, feldspath, chlorite, carbonate. Phénocristaux peu abondants: quartz, feldspath (surtout plagioclase acide), biotite. Des amas de chlorite, d'épidote et de minerais représentent peut-être des pseudomorphoses.

Provenance possible: indéterminée.

E. *Roche basique (diabase?)* (S4). Caractères macroscopiques: Roche mouchetée de blanc et de vert.

Caractères microscopiques: Texture grenue, homéoblastique. La trame est formée d'assez grands individus de plagioclase, profondément altérés. Chlorite abondante; minerais; quartz secondaire en amas; beaucoup de calcite secondaire.

<sup>1</sup>) X<sub>2</sub>: Gort, au N de Jongny, sur la route de Baumaroché.

<sup>2</sup>) X<sub>4</sub>: Hautigny (Monts de Corsier).

<sup>3</sup>) X<sub>1</sub>: Dans un mur de la route de la Corniche, au-dessus du Dézaley.

Pseudomorphoses de chlorite et calcite, peut-être après des pyroxènes. Accessoires: apatite et zircon.

Provenance possible: Indéterminée; la roche n'offre en tout cas aucune ressemblance avec les porphyrites des grès de Taveyannaz (M. VUAGNAT, 1953).

F. *Gneiss à microcline et deux micas* (S16, Sf, galets hors compte). Caractères macroscopiques: Gneiss rubannés, blancs et noirs, très micacés.

Caractères microscopiques: Texture granoblastique à lépidoblastique. Quartz 25–45%. Microcline 20–40%, grands individus frais dans Sf, séricitisés dans S16. Plagioclase 5–20%, plus ou moins décomposé. Biotite, 10–25%, et muscovite, env. 5%, en grandes paillettes. Parmi les minéraux accessoires, on remarque surtout le grenat; dans S16, des amas de quartz et de muscovite sont englobés dans de grands grenats kélyphitiques. En outre apatite, zircon; chlorite et carbonate secondaires.

Provenance possible: Indéfinie. Toutes les roches cristallines du gisement S proviennent probablement de la même région (noyau prétriasique de la nappe de la Simme?).

G. *Gneiss à albite et deux micas* (X5)<sup>1)</sup>. Caractères macroscopiques: Gneiss clair à grandes paillettes de biotite et de muscovite.

Caractères microscopiques: Texture granoblastique, à grains engrenés. Quartz, extinction roulante, à contours très irréguliers. L'albite fraîche, en grands individus à inclusions de quartz et d'apatite, constitue la plus grande partie de la roche. Le feldspath potassique séricitisé (en partie microcline) est subordonné; la muscovite est moins abondante que la biotite décolorée, en groupes de grandes paillettes épaisses. Accessoires: apatite, chlorite, minerais.

Provenance possible: indéterminée.

H. *Gneiss chloriteux* (S7). Caractères macroscopiques: Gneiss vert à grain fin.

Caractères microscopiques: Structure rubannée et lenticulaire; texture granoblastique. Le quartz forme des amas à texture quartzitique. Feldspath très altéré; surtout plagioclases. Chlorite, disséminée et en pseudomorphoses; séricite abondante. Minerai assez fréquent.

Provenance possible: indéterminée.

### Troisième partie: Etude statistique

#### Caractères généraux

Les résultats de nos recherches statistiques sur les éléments des conglomérats du Pèlerin sont consignés dans les tableaux 1 et 2 (p. 150–151).

Le tableau 1 ne donne par station et par catégorie pétrographique que le pourcentage numérique des galets. Notre tableau original, qui contient les données sur la répartition des éléments selon les classes de grandeur I–IV (voir p. 127), peut être consulté à la bibliothèque du Musée géologique cantonal. Nous avons calculé le pourcentage numérique moyen des catégories pétrographiques, le volume moyen de leurs galets relatif au galet-standard de la classe granulométrique I (indice *v*), et leur pourcentage volumétrique moyen.

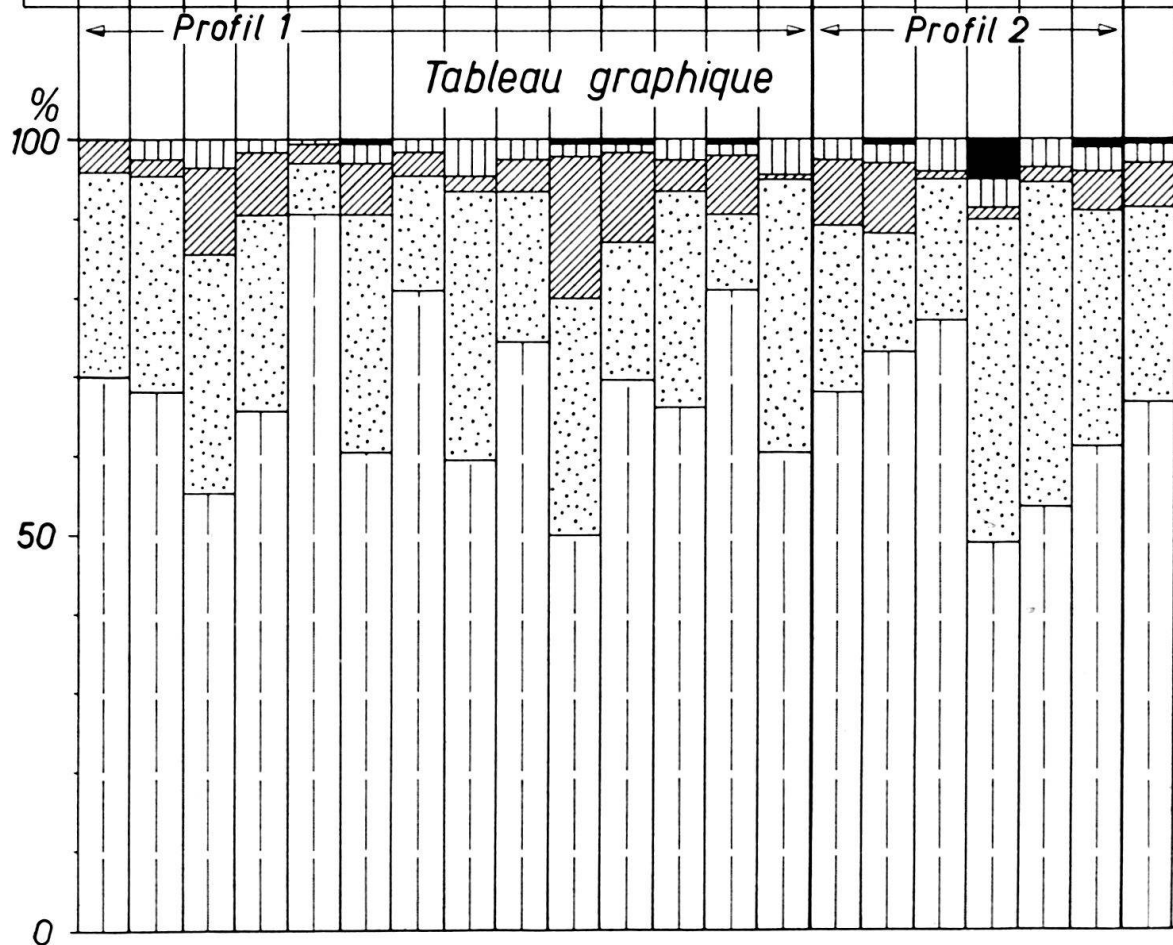
<sup>1)</sup> X<sub>5</sub>: Collection M. LUGEON; étiqueté «Route à l'E du Mt-Pèlerin».





## Tableau synoptique

Grou- pes	A	B	C	D	E	F	G	H	I	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	Moy- enne
	—	—	—	—	—	0.5	—	—	—	0.5	0.5	—	0.5	—	—	0.5	—	5.0	—	1.0	0.4
	—	2.5	3.5	1.5	0.5	2.5	1.5	4.5	2.5	1.5	1.0	2.5	1.5	4.5	2.5	2.5	4.0	3.5	3.5	3.0	2.5
	4.0	2.0	11.0	8.0	2.5	6.5	3.0	2.0	4.0	18.0	11.5	4.0	7.5	0.5	8.5	9.0	1.0	1.5	2.0	5.0	5.6
	26.0	27.5	30.0	24.5	6.5	30.0	14.5	34.0	19.0	30.0	17.5	27.5	9.5	34.5	21.0	15.0	18.0	41.0	41.0	30.0	24.8
	70.0	68.0	55.0	66.0	90.5	60.5	81.0	59.5	74.5	50.0	69.5	66.0	81.0	60.5	68.0	73.0	77.0	49.0	53.5	61.0	66.7
U	1.2	1.8	1.7	1.5	1.2	1.6	1.7	1.7	1.6	1.5	1.4	1.7	1.6	1.5	1.4	1.4	1.6	1.6	1.5	1.5	1.53



-  *Cristallin et divers (catégories 21 à 24 )*
-  *Calcaires (catégories 15 à 19 )*
-  *Dolomies (catégorie 20)*
-  *Grès et conglomérats (catégories 1 à 5 )*
-  *Calcaires siliceux ,spongolithes,silex (catégories 6 à 14 )*

Tableau 2.

La disposition des stations de prélèvement selon deux profils devait permettre de déceler d'éventuelles variations verticales et horizontales dans la composition des poudingues. Un coup d'œil sur les tableaux montre que ces variations sont relativement faibles, et qu'elles n'ont pas de caractère systématique chez la plupart des catégories de roches. Les conglomérats chattiens de Lavaux–Mont Pèlerin–Châtel sont assez uniformes. Tous ces poudingues se sont bien déposés dans un seul delta oligocène, et la constitution géologique du bassin de réception ne s'est pas modifiée, dans ses grandes lignes, durant leur sédimentation. Il est donc permis de parler d'un caractère général de ces conglomérats, et d'essayer de l'exprimer par les chiffres moyens des tableaux 1 et 2.

Les conglomérats du Pèlerin se sont formés presque exclusivement aux dépens de roches sédimentaires. Les galets cristallins y sont d'une grande rareté; un seul banc, celui de la station S, fait exception. Dans les 19 autres stations, nous n'avons dénombré que 3 galets cristallins sur 3800, soit moins de 1‰.

Le choix des poudingues du Pèlerin par BRONGNIART (1834) pour type du conglomérat calcaire se justifie donc. Mais il s'agit en fait d'un conglomérat assez particulier, où dominant en première ligne les calcaires siliceux et les roches cherteuses, en seconde ligne les grès à ciment calcaire. La petite table ci-dessous en résume la composition lithologique en pourcent.

	Minimum	Maximum	Moyenne	Volume
Silex et calcaires siliceux . . . . .	50	90,5	66,7	54,5
Grès et conglomérats . . . . .	6,5	41	24,8	39,3
Dolomies . . . . .	—	18	5,6	1,6
Calcaires . . . . .	—	4,5	2,5	3,8
Cristallin et divers . . . . .	—	5	0,4	0,8

#### *Groupe I: Les grès et conglomérats (catégories 1–5)*

Ce groupe tient le second rang parmi les composants des conglomérats, avec  $\frac{1}{4}$  de tous les éléments et une proportion volumétrique, beaucoup plus élevée, de  $\frac{2}{5}$ . Ce sont donc en moyenne de grands galets, souvent mal arrondis.

La difficulté est très grande, nous l'avons dit, de distinguer, en échantillon, les grès de la molasse stampienne et les grès cénomaniens du Flysch de la Simme d'une part, les conglomérats du Pèlerin et les conglomérats de la Mocausa d'autre part. Au début de nos recherches, nous avons cru déceler de nombreux galets molassiques remaniés. Mais une comparaison plus complète avec le Flysch de la nappe de la Simme nous a convaincu que s'y trouvent presque tous les types de roches que nous considérions auparavant comme molassiques.

Il n'en existe pas moins quelques galets de grès (du type Molasse rouge) et peut-être aussi de conglomérat molassique remanié parmi les éléments des poudingues du Pèlerin; mais, en l'absence de tout critère pétrographique distinctif certain, nous avons dû renoncer à les séparer des galets de Flysch. En tout état de cause, ils sont peu nombreux. Nous en avons notamment observé dans les conglomérats de la région Chardonne–Baumaroche.

C'est le poudingue résiduel de St-Saphorin (station E) qui renferme le plus faible pourcentage d'éléments gréseux, tandis que le plus élevé est atteint dans les

couches de Châtel. De façon générale, leur fréquence est en raison inverse de celle des calcaires siliceux, ce qui est normal puisque ces deux groupes constituent ensemble 80 à 97 % du nombre total des galets.

Voici une brève analyse du rôle des divers types de grès et de conglomérats.

1. Les grès calcaires du Flysch : Nous venons d'indiquer que cette catégorie peut aussi englober quelques galets remaniés de grès molassiques.

Les grès du Flysch sont fort abondants dans les poudingues du Pèlerin, comme d'ailleurs dans la plupart des conglomérats oligocènes de la Molasse subalpine. Leur moyenne numérique est de 16,3 %, mais leur volume atteint 27,3 % du total ; ces chiffres mettent bien en évidence la grande taille de ces galets. Ces derniers sont d'ailleurs souvent de forme aplatie et mal arrondie, indiquant ainsi un lieu d'origine assez proche.

Cette provenance locale se traduit également par la variation forte et capricieuse de la proportion numérique des galets gréseux. Elle va de 6 à 34 %. Une variation systématique peut être mise en lumière par la réunion de plusieurs stations en groupes. Les grès du Flysch forment en moyenne 12,1 % des éléments dans les 7 stations inférieures du profil lémanique (A-G), 18,3 % dans les 7 stations supérieures (H-O). Le profil de Châtel montre une moyenne de 14,2 % pour les stations P-R, 20,2 % pour les stations S-U.

La teneur en éléments de Flysch augmente donc vers les couches les plus récentes des conglomérats du Pèlerin. On serait tenté d'en conclure que le Flysch se trouvait, dans le bassin d'alimentation du Rhône oligocène, sous les autres terrains fournisseurs des galets des poudingues oligocènes. Mais il ne faut pas perdre de vue que les affleurements actuels des horizons les plus récents des poudingues du Pèlerin sont en même temps ceux qui se situent le plus près du bord alpin ; leurs éléments ont donc subi un transport moins long que ceux des bancs plus anciens et plus externes. La pauvreté toute relative des conglomérats plus anciens en galets de Flysch pourrait ainsi s'expliquer par l'élimination partielle de ces éléments formés de roches plutôt friables et bien moins résistantes que les calcaires siliceux.

2. Les conglomérats du Flysch : Cette catégorie comprend surtout les conglomérats de la Mocausa, du Crétacé moyen à supérieur de la nappe de la Simme. Quelques galets du poudingue du Pèlerin lui-même sont probablement aussi présents.

Les éléments de « conglomérats anciens » forment une part nullement négligeable des galets examinés : 5,5 % en nombre et 7,4 % en volume. Ce sont donc, en moyenne, de grands galets. Les plus fortes teneurs sont atteintes dans les poudingues de Rivaz, puis dans certains bancs de la région de Chardonne et de Baumaroche.

Il est assez surprenant que la proportion des galets de conglomérat de la Mocausa soit tout à fait indépendante de celle des galets de grès du Flysch, provenant, eux aussi, de la nappe de la Simme. La variation numérique des galets de conglomérat obéit à d'autres lois. Un coup d'œil sur notre table montre son étroite dépendance de la granulométrie (indices  $u$  et  $v$ ). Plus un conglomérat est grossier, plus il contient d'éléments de poudingue ancien<sup>1</sup>). Il est facile d'en concevoir la raison : dans les bancs de conglomérat plus fin, ces galets se sont déjà dissociés en leurs

<sup>1</sup>) Seul le banc relativement grossier de la station R fait exception : il ne renferme pas un seul galet de conglomérat.

éléments constitutifs, qui ne trahissent plus leur précédente appartenance à un premier conglomérat.

Il faut en conclure qu'en plus des galets de conglomérat de la Mocausa contenus dans le conglomérat du Pèlerin, une quantité de galets du second ont appartenu jadis au premier. Ils en ont été complètement détachés et isolés, et remis en circulation. Le tribut du premier conglomérat (cénomani) au second (chattien) est donc sans doute plus important que la statistique des reliques identifiables ne le montre.

3. Les grès siliceux et les arkoses: Ces roches sont absentes dans les couches inférieures des conglomérats du Pèlerin, sauf 2 galets à la station F. Elles apparaissent brusquement dans les poudingues de Châtel, où elles atteignent une pointe remarquable à la station S (23%). Cet enrichissement épisodique coïncide avec celui des galets cristallins; nous lierons son interprétation à celle de l'origine des galets de granite de Baveno (p. 157).

Il est évident que la «moyenne générale» du pourcentage de ces galets est dépourvue de toute signification.

4. Les grès glauconieux: Ils forment une part faible, mais constante, des conglomérats inférieurs et deviennent rares dans les poudingues de Châtel. Leur taille moyenne élevée est à noter.

5. Les calcaires gréseux: Cette catégorie a fourni quelques galets isolés de taille moyenne dans la plupart des stations.

#### *Groupe II: Les calcaires siliceux (catégories 6-14)*

Ce groupe renferme non seulement des calcaires siliceux proprement dits, mais encore des roches où la silice microcristalline ou amorphe domine jusqu'à exclusion du carbonate. Tel est particulièrement le cas des silex, des radiolarites et d'une grande partie des spongolithes.

Deux tiers des éléments du conglomérat du Pèlerin sont constitués par ces roches très résistantes au transport. Ils n'en forment toutefois que 54,4% du volume, car ces galets sont généralement de taille petite ou moyenne.

Pour l'ensemble des calcaires siliceux, on ne constate guère de variation verticale systématique, si ce n'est un léger appauvrissement, au profit des grès, dans les couches les plus récentes (stations S à U). Il est difficile de décider si l'on se trouve là devant l'amorce d'un changement de la composition des poudingues vers le sommet du Chattien, ou si ces conglomérats de Châtel doivent leur caractère moins nettement résiduel à leur proximité du bord alpin.

C'est dans les conglomérats à petits galets que les calcaires siliceux jouent le plus grand rôle; ils constituent par exemple plus de 90% des éléments du poudingue résiduel de St-Saphorin (station E).

Comme pour les grès, nous discuterons du comportement numérique des différentes catégories pétrographiques.

6. Les silex. Leur proportion ne dépasse pas 8%, mais elle est assez constante. Dans le profil 1 (Lavaux-Pèlerin) on note une diminution assez progressive du nombre des silex vers le haut; ils ne comptent plus que pour 0,5 à 2% à Baumaroches et dans la région sommitale du Mont Pèlerin. Ce sont toujours des galets de petite



taille, et leur importance volumétrique (1,6%) n'atteint pas la moitié de leur proportion numérique (3,4%).

7. Les radiolarites. La vive couleur de ces jaspes frappe dans les affleurements et fait facilement surestimer à première vue leur importance numérique. En fait, leur proportion dans les conglomérats de Lavaux-Pèlerin est très basse (0 à 3,5%), et ce n'est que dans le poudingue résiduel du Dézaley qu'ils sont un peu plus abondants (4,5%). Les radiolarites sont beaucoup plus fréquentes dans les conglomérats de Châtel-St-Denis, où elles constituent jusqu'à 10% des éléments (station S). Leur taille est fort variable, mais en général inférieure à la moyenne.

8. Les spongolithes. Leur très grande importance parmi les éléments des poudingues du Pèlerin, dont ils sont la catégorie la plus nombreuse, est un des résultats inattendus de cette étude. L'enchevêtrement de leurs fibres siliceuses leur conférant une grande résistance au choc, à l'usure et à la dissolution, ces galets sont destinés à survivre à la dure sélection du transport fluviatile. Il est significatif à cet égard que le conglomérat fin de la station E, à petits galets résiduels, en renferme le nombre maximal avec 39%, tandis que le conglomérat de la station H, à galets grossiers et mal triés, n'en contient que 7,5%.

A elles seules les spongolithes forment 17,7% du nombre et 13,4% du volume des galets. Leur taille est donc en général inférieure à la moyenne; nous n'en avons pas observé de galet dépassant 10 cm de diamètre.

9. Les calcaires siliceux clairs grenus. Ces roches ne se distinguent des spongolithes que par une teneur plus haute en calcaire. Elles forment une part très considérable et constante des conglomérats du Pèlerin (9,5–22,5%); des valeurs exceptionnellement basses ont été trouvées dans les stations S et T, des environs de Châtel-St-Denis (3 resp. 5,5%). Leurs fluctuations de fréquence concordent plus ou moins avec celles de leurs proches parentes, les spongolithes, sauf dans les couches inférieures (Dézaley, Rivaz, St-Saphorin) où les variations des deux catégories sont indépendantes.

La taille moyenne de ces galets est voisine de la moyenne générale.

10. Les calcaires spongolithiques gréseux. Ce type, voisin du précédent, ne constitue qu'une fraction faible, bien que constante, des éléments. Dans le profil 2 (stations P à U) sa dépendance numérique de la catégorie 9 est bien nette.

11. Les calcaires siliceux clairs à pâte fine. Cette catégorie, bien représentée dans toutes les stations, occupe le troisième rang numérique avec 12,8%; mais elle ne constitue que 7,6% du volume à cause de la petite taille moyenne de ses éléments.

La fréquence des calcaires siliceux à pâte fine s'accroît depuis les couches les plus anciennes jusqu'à celles de Baumaroché (K–N) et de Remaufens (P–Q), pour diminuer ensuite dans les conglomérats du sommet du Pèlerin et de Châtel. Dans le détail, leurs maxima et minima coïncident souvent avec ceux des spongolithes.

12. Les calcaires tachetés. Assez fréquents dans les conglomérats inférieurs et moyens (2,5–12%), ces roches se raréfient dans les poudingues du sommet du Pèlerin et de Châtel. Elles constituent environ 5% du nombre et de la masse des galets.

13. Les calcaires siliceux sombres. Les éléments de cette catégorie fournissent 5,5–12% des éléments des conglomérats inférieurs; puis il y a une nette

diminution (1–5%) dans la partie moyenne du complexe chattien (stations K–R). Dans les poudingues de Châtel, les calcaires siliceux sombres reprennent de l'importance.

Leur courbe de fréquence est parallèle à celle des silex (catégorie 6); ces derniers dérivent peut-être de bancs ou de rognons siliceux dans les calcaires siliceux sombres.

14. Les calcaires sublithographiques siliceux. Leur proportion (en moyenne 3,5%) reste assez constante et n'accuse guère de variation systématique. Dans le profil 2, leurs variations coïncident avec celles des radiolarites, avec lesquelles ces roches sont génétiquement liées; mais dans les conglomérats plus éloignés des Alpes, où les différences pétrographiques se font davantage sentir, cette concordance n'apparaît guère.

Les trois dernières catégories (12–14) comprennent des calcaires dont la teneur en silice est relativement faible; ces types forment les termes de passage aux calcaires purs. Ce sont en même temps les seules catégories du groupe des calcaires siliceux dont la taille des éléments dépasse, bien que de peu, la moyenne générale (indice  $v$  supérieur à 7,88).

#### *Groupe III: Les calcaires (catégories 13 à 19)*

La faible proportion des éléments de calcaires purs, non-siliceux, est un des caractères saillants des conglomérats du Pélerin. Ils ne dépassent en aucune station 4,5%. Ceci illustre bien la nature résiduelle des poudingues, d'autant plus que les calcaires sont pratiquement absents dans les deux conglomérats les plus fins (stations A et E).

Si les calcaires ne constituent que 2,4% du nombre des galets, ils en forment par contre 3,8% du volume; c'est dire que la taille de ces éléments est souvent considérable. Les calcaires oolithiques et pseudoolithiques possèdent la dimension moyenne la plus élevée de toutes les catégories de roche ( $v = 23,3$ ).

A la fois rares, de grande taille et mal arrondis, les galets calcaires nous semblent évoquer des affleurements nourriciers peu éloignés et peu étendus, en bordure de la chaîne alpine oligocène. Les galets de ce groupe sont plus nombreux dans les couches supérieures que dans les conglomérats les plus anciens, qui sont en même temps les plus distants du bassin de réception. Les variations numériques de ce groupe peuvent être mises en parallèle avec celle des grès du Flysch.

#### *Groupe IV: Les dolomies et les calcaires dolomitiques (catégorie 20)*

Le rôle des dolomies est très différent de celui des calcaires purs. Numériquement, les premières l'emportent de plus du double (5,6% contre 2,4%); mais elles ne sont représentées que par de petits galets, qui dépassent rarement 30 mm de diamètre. Pour cette raison, leur proportion volumétrique est seulement de 1,6%, moins de la moitié de celle des calcaires (3,8%). Une étude des éléments plus petits que 1 cm révélerait certainement une plus forte teneur en roches dolomitiques.

Malgré leur petite taille, ces galets sont rares dans les conglomérats résiduels; ils forment plutôt la fraction fine des poudingues moyens ou grossiers. Ils sont caractérisés par des formes très bien arrondies, sphériques ou ovoïdes. Leur petite taille fait penser à un long transport fluvial. Guère plus dures que les calcaires, les dolomies doivent probablement leur abondance à leur moindre solubilité.

Leur courbe de fréquence montre deux maxima, à Rivaz (C-D) et à Baumaroche et Remaufens (K, L, P, Q; le maximum absolu a été compté à la station K, avec 18%). Dans les conglomérats de Châtel et au sommet du Mont-Pèlerin les galets de dolomie sont assez rares (0,5 à 5%).

#### *Groupe V: Les roches cristallines (catégories 21 à 24)*

Dans ce groupe, nous avons inclus quelques galets disséminés de quartzites, de quartz et de calcite (catégories 21 et 22).

Les éléments cristallins (catégories 23 et 24) sont d'une grande rareté; en faisant abstraction de la station S, ils représentent 0,08% des galets. De tels galets isolés se rencontrent un peu partout; nous en avons étudié un certain nombre non compris dans la statistique.

A la station S (Fin des Crêts, au N de Châtel-St-Denis) les éléments cristallins abondent et constituent 4,5% du nombre. Les granites du type Baveno (catégorie 23) proviennent exclusivement de cette station. Le caractère «subpolygénique» reste constant dans le prolongement du banc de conglomérat, alors que les autres couches montrent la pauvreté habituelle en éléments cristallins.

Ces granites, porphyres et gneiss de la station S sont accompagnés par des grès arkosiques (catégorie 3) en très grande abondance (23%). Il existe une liaison génétique manifeste entre les granites et les arkoses, qui renferment les mêmes micas et les mêmes feldspaths. L'occurrence locale de roches cristallines à la station S doit donc être interprétée comme résultant de l'érosion d'un pointement cristallin et de sa couverture détritique immédiate. Les galets cristallins disséminés, par contre, peuvent provenir d'un Flysch à blocs exotiques; cette opinion a déjà été soutenue par divers auteurs (par exemple MORNOD, 1949).

#### *Conclusions de l'étude statistique*

Les deux caractères les plus prononcés de l'ensemble – assez uniforme – des conglomérats du Pèlerin sont:

1° La prédominance de roches très résistantes au transport, essentiellement de calcaires siliceux et surtout de spongolithes et de calcaires spongolithiques. Ce sont là des éléments qui évoquent un tri intense par un parcours fluvial assez long, une nature résiduelle des poudingues.

2° L'abondance de grands galets de grès et d'un poudingue ancien remanié (Poudingue de la Mocausa). De ce fait de très nombreux galets isolés, comptés dans les autres catégories, peuvent avoir déjà appartenu à un conglomérat antérieur.

### **Quatrième partie: Conclusions**

#### *Conditions de sédimentation*

Nous venons de rappeler les deux caractères essentiels des conglomérats du Pèlerin: leur nature résiduelle, révélée par la prépondérance des éléments de roches très résistantes au transport, et l'abondance de galets d'un conglomérat plus ancien (poudingue de la Mocausa). Il y a probablement une liaison directe entre ces deux caractères.

Le triage par résistance au choc, à l'usure et à la dissolution, que les galets ont manifestement subi, implique certes un transport fluviatile assez long, ayant permis l'élimination presque totale des galets de calcaires purs, de calcaires marneux et de sédiments argileux en général. Mais de très nombreux galets ont dû faire partie, d'abord, des conglomérats crétaciques de la nappe de la Simme. Leur triage s'est donc effectué pendant deux cycles, crétacique et oligocène, d'orogénèse, d'érosion et de sédimentation. En outre, des remaniements locaux ont pu avoir lieu à l'intérieur même du delta chattien.

L'élimination des galets calcaires s'est poursuivie en dehors des périodes de transport; leur dissolution *in situ* est attestée par la fréquence des galets impressionnés, aussi bien dans les poudingues de la Mocausa que dans ceux du Pèlerin.

La convergence de faciès entre le Flysch de la Simme et la molasse chattienne est extraordinaire. Ces deux complexes de sédiments détritiques se sont constitués au dépens du même matériel, des roches mésozoïques de la nappe de la Simme. La nature lithologique montre, elle aussi, des ressemblances très frappantes malgré la différence d'âge et de milieu de sédimentation (fluvio-terrestre pour la Molasse chattienne, probablement marin à paralique pour le Flysch de la Simme). Poudingues de la Mocausa et poudingues du Pèlerin sont des sédiments synorogéniques grossiers, correspondant d'une part aux plissements crétaciques des nappes austroalpines, d'autre part à la phase stampienne des Alpes occidentales.

Une étude systématique des éléments des conglomérats de la Mocausa apporterait certainement des lumières nouvelles sur la constitution des poudingues oligocènes. Presque tous les types de roches que nous y avons rencontrés se trouvent également dans les conglomérats cénomaniens; mais ces derniers renferment davantage de galets calcaires et proportionnellement moins de roches siliceuses. Le triage des éléments y est donc moins avancé; les galets n'ont subi qu'un seul cycle orogénique et sédimentaire.

### *Le Rhône chattien et la question des deux arcs préalpins*

Nous ne possédons pas de données directes pour situer le tronçon alpin du Rhône chattien. Nous suivrons donc volontiers l'argumentation de R. STAUB (1934), selon laquelle les rivières de l'Oligocène moyen étaient essentiellement transversales à la chaîne. Le nombre élevé de deltas contemporains suffirait, à lui seul, à exclure la possibilité de longs parcours longitudinaux.

Le Rhône chattien pouvait avoir son origine quelque part au-dessus des actuelles Alpes pennines, peut-être dans la dépression marquée par la ligne des sommets entre la Dent-Blanche et le Grand Combin<sup>1</sup>). Sa pente était rapide, sa vallée probablement encore peu encaissée. Les galets que charriait cette rivière étaient plus petits que ceux des deltas du lac de Thoune, du Rigi ou du Speer; nous y voyons une preuve de la diminution du relief oligocène alpin vers le SW. En tout cas, ce relief ne pouvait guère être important dans les Alpes françaises, qui n'ont fourni que fort peu de conglomérats datant de cette époque.

<sup>1</sup>) En parlant du «Rhône chattien», nous entendrons toujours cette rivière débouchant au Mont-Pèlerin, c'est-à-dire le «Combin-Fluss» de R. STAUB (1934, p. 163), et non pas son «Ur-Rhône», lequel aurait passé par le transsynclinal du Wildstrubel.



La vallée du Rhône, entre Martigny et le Léman, date donc de l'Oligocène; le Rhône chattien coulait probablement un peu à l'E de la rivière actuelle. Il perdit de l'importance au Miocène, avec l'accentuation de la dépression axiale du Wildstrubel qui canalisait une grande partie des eaux valaisannes; mais nous ne sommes pas convaincus que la vallée transversale actuelle ait été totalement abandonnée à cette époque, comme le veut R. STAUB. Le tronçon Martigny-Bex, aux allures juvéniles, a évidemment été surimposé lors de la surrection finale, très tardive (pliocène ou même pleistocène) du massif des Aiguilles Rouges.

De nombreux géologues ont été frappés par la localisation des conglomérats du Pèlerin sur la ligne de rebroussement des deux arcs préalpins. Pour les uns (par exemple E. GAGNEBIN, 1924, ou E. PETERHANS, 1926) c'est l'obstacle des poudingues qui a engendré les deux arcs distincts. AUG. LOMBARD (1939) en cherche la cause dans une ancienne vallée rhodanienne, dans laquelle les nappes seraient venues s'écouler. LUGEON & GAGNEBIN (1941), par contre, considèrent l'existence de deux arcs comme le phénomène fondamental; ils auraient été déterminés par deux dépressions dans le soubassement, séparées par une crête médiane sur l'emplacement de la vallée actuelle du Rhône. Le Rhône chattien aurait tout naturellement emprunté le sillon de rebroussement entre les deux arcs.

Cette hypothèse très plausible soulève néanmoins quelques difficultés, qui tiennent au postulat de la crête médiane transversale. Les axes des plis des Préalpes Médiannes s'abaissent de part et d'autre vers la vallée du Rhône, tout en subissant une torsion et un étirement.

Une autre hypothèse pourrait être envisagée. Le Rhône oligocène coulait *sur* les nappes préalpines, dont il entamait les anticlinaux en les traversant en une série de cluses. Or, une telle entaille suffisait pour que les plis se comportent d'une manière tout à fait indépendante sur les deux versants de la vallée, lors de la mise en place définitive au Néogène. Cet effet a pu être exagéré par l'obstacle des conglomérats oligocènes. Nous mettrions donc la solution de continuité entre les plis du Chablais et ceux des Préalpes vaudoises sur le compte du creusement d'une vallée rhodanienne oligocène; en ce point nous rejoignons LOMBARD. Mais nous ne pensons pas à une vallée dans le soubassement autochtone; elle se serait établie – comme le veulent LUGEON & GAGNEBIN – sur les masses en mouvement elles-mêmes.

#### *Les unités présentes dans le bassin d'alimentation*

Nous avons entrepris nos recherches sur les éléments des poudingues du Pèlerin dans l'espoir de pouvoir reconnaître les unités tectoniques qui affleuraient, au Chattien, dans le bassin du Rhône oligocène. La présence de trois nappes est attestée par des galets caractéristiques: ce sont la nappe de la Simme, celle des Préalpes Médiannes, et enfin les nappes ultrahelvétiques.

La grande majorité des galets proviennent, selon toute vraisemblance, de la nappe de la Simme.

C'est d'abord le cas des jaspes verts et rouges à Radiolaires, qui ont été remarqués par tous les observateurs. Les calcaires blancs sublithographiques, en partie tithoniques («Biancone»), qui les accompagnent, ne sont pas moins typiques, bien que les Préalpes inférieures et médianes renferment aussi quelques lits de roches semblables.



Les grès à ciment calcaire, si abondants parmi les éléments des poudingues, proviennent avant tout du Flysch cénomanien de la nappe de la Simme. Nous nous en sommes convaincus par une comparaison détaillée avec les échantillons et les coupes minces de divers Flysch préalpins conservés à Lausanne et à Fribourg. Les galets de conglomérat de la Mocausa sont encore plus caractéristiques à cet égard.

Dans les témoins qui subsistent de la nappe de la Simme, on ne connaît pas de couches antérieures à l'Aalénien. Puisque les termes jurassiques et crétaciques de cette nappe sont très abondants parmi nos galets, nous avons été amenés à interpréter certaines roches, inconnues dans les nappes préalpines actuelles, comme ayant fait partie d'un noyau liasique, triasique et cristallin de la nappe de la Simme. Il va sans dire que ce n'est là qu'une hypothèse de travail.

C'est au Lias de la nappe de la Simme que nous voudrions attribuer le cortège des calcaires siliceux clairs, à pâte fine ou grenue, et les spongolithes qui les accompagnent. La trouvaille d'une empreinte d'Ammonite a permis de déterminer leur âge. A elles seules, ces roches très résistantes au transport constituent 46,3% du nombre et 35,7% du volume des galets; l'érosion chattienne a donc fait disparaître plusieurs dizaines de kilomètres cubes de Lias calcaréo-siliceux.

Le Trias de la nappe de la Simme peut être représenté par une partie des petits galets de calcaire dolomitique, peu caractéristiques.

La station S (Fin des Crêts, au N de Châtel-St-Denis) a fourni une remarquable accumulation de galets cristallins. On y rencontre surtout un granite rose ou blanc, que nous avons pu identifier avec celui de Baveno (p. 147). Ces granites semblent être d'âge permien, comme ceux du Canavese dont ils seraient consanguins; les arkoses, qui accompagnent les granites dans le banc de poudingue subpolygénique de la station S, sont également connues dans le Canavese (voir p. ex. NOVARESE, 1929). Or la zone du Canavese pourrait fort bien représenter la racine de la nappe de la Simme (et non pas celle des Préalpes Médiannes, comme on le pensait autrefois). Ceci nous inciterait à voir dans ces galets cristallins le produit de l'érosion d'un pointement du noyau prétriasique de la nappe de la Simme.

Cette nappe de la Simme aurait donc été une unité fort puissante et étendue, dont seuls de petits lambeaux auraient échappé aux multiples érosions qui l'ont tour à tour attaquée depuis le Crétacé (voir aussi GAGNEBIN, 1939 a et b). Sa succession stratigraphique s'établirait comme suit:

Flysch avec conglomérats	Cénomanien
Calcaires sublithographiques (Biancone)	Tithonique – Néocomien
Radiolarite	Dogger – Lusitanien
Calc. siliceux clairs, spongolithe	Lias sup. et moyen
Dolomies	Trias
Arkoses	Permo-Trias
Granite de Baveno, porphyres	Permien
Gneiss, granites anciens	Anté-Carbonifère

Des niveaux tendres, qui n'ont pu livrer de galets aux poudingues oligocènes, pouvaient évidemment s'intercaler dans la série ainsi reconstituée.

Aujourd'hui, la nappe de la Simme renferme avant tout du Flysch, avec quelques paquets de radiolarite et de Biancone, et de rares lambeaux de Lias supérieur.

La mise en place très précoce (éocène?) de la nappe a probablement été précédée d'une gigantesque avalanche, d'une «diverticulation» de Flysch, emballant des paquets de roches plus anciennes. Le corps même de la nappe, situé au-dessus et en arrière, aurait entièrement disparu à la suite des érosions oligocènes et plus récentes. A ce sujet, il est intéressant de noter que la proportion des galets de Flysch augmente dans les couches les plus récentes des conglomérats du Pèlerin et de Châtel-St-Denis.

Si cette hypothèse paraissait inadmissible, il faudrait envisager une «nappe des spongolithes et des granites de Baveno», intégralement détruite.

Le rôle de la nappe des Préalpes Médiannes en tant que souche des galets est bien plus incertain. En fait, nous n'en avons trouvé qu'un seul qui soit absolument typique (Dogger à *Mytilus* de la station U). Mais il est possible que d'assez nombreux éléments proviennent de cette unité: calcaires dolomitiques, souvent oolithiques, du Trias; calcaires siliceux (notamment les types foncés) du Lias; calcaires tachetés du Dogger à Zoophycos et du Néocomien; calcaires clairs organogènes et sublithographiques du Malm; grès à ciment calcaire du Flysch. Toutefois, ces types de roches se retrouvent dans d'autres unités tectoniques et ne sont donc pas caractéristiques.

Par contre, la présence des nappes ultrahelvétiques est attestée par quelques éléments bien typiques (calcaires pseudo-oolithiques du Valanginien et du Barrémien, calcaire à Rosalines du Turonien, Flysch éocène). Le Lias et l'Hauterivien de ces nappes ont pu fournir des calcaires siliceux sombres, le Malm des calcaires sublithographiques, et le Néocomien à Céphalopodes des calcaires tachetés. Enfin, les galets cristallins disséminés peuvent provenir d'un Flysch à blocs exotiques; mais nous avons écarté cette hypothèse pour ce qui concerne l'amas de galets cristallins de la station S. (p. 157).

### *Essai de reconstitution paléotectonique*

En première approximation, nous pouvons distinguer deux groupes parmi les éléments de roches sédimentaires qui constituent les conglomérats du Pèlerin:

1° Le groupe résiduel: galets en général de petite taille, nombreux, formés de roches très résistantes au transport. Silex, radiolarites, spongolithes, calcaires siliceux clairs; éventuellement aussi les dolomies et une partie des grès du Flysch.

2° Le groupe «non-trié»: galets souvent de grande taille, en nombre variable, composés de roches diverses, parfois assez peu résistantes. Grès du Flysch (en partie), conglomérat de la Mocausa, grès glauconieux, calcaires siliceux sombres, calcaires tachetés, et la plus grande part des calcaires purs (calcaires sublithographiques, échinodermiques, pseudo-oolithiques etc.).

Il est logique de supposer que les galets du groupe 1° ont subi un transport plus long que ceux du groupe 2°. Bien que conscients des incertitudes que comporte notre raisonnement, nous ne pouvons manquer de constater que le groupe résiduel est avant tout composé de roches provenant vraisemblablement de la nappe de la Simme. Le groupe 2° rassemble tous les types que nous avons attribués aux nappes ultrahelvétiques, en plus d'une partie du Flysch de la Simme. Quant aux Préalpes Médiannes, leur roches sont trop peu caractéristiques pour permettre une conclusion.

Notre analyse nous amène donc à penser que la partie moyenne du bassin d'alimentation du Rhône chattien était essentiellement taillé dans la nappe de la Simme. Peut-être y avait-il, dans le fond de la vallée, des fenêtres tectoniques où affleurait la nappe des Préalpes Médiannes<sup>1</sup>). Le bord alpin était constitué par un bourrelet de Flysch de la Simme, sous lequel pointaient des éléments ultrahelvétiques, comparables à l'actuelle chaîne des Pléiades.

Les galets cristallins, très rares, jouent un rôle particulier. En petits éléments disséminés, ils peuvent provenir des blocs exotiques d'un Flysch. L'amas très limité dans le temps et dans l'espace de la station S, où de grands galets de granite de Baveno et d'autres roches cristallines sont accompagnés d'arkoses congénères, demande une autre explication. Un éboulement, suivi d'une débâcle, a peut-être momentanément amené ces débris cristallins en grand nombre, alors que normalement, les granites et les gneiss, certainement très rares dans le bassin d'alimentation<sup>2</sup>), se désagrégeaient avant d'atteindre le delta. Ce banc, situé vers le sommet des conglomérats chattiens du Pèlerin, nous fait déjà pressentir le faciès de l'Aquitainien subalpin, avec ses poudingues polygéniques et ses grès feldspathiques.

Il est difficile de situer le bord alpin oligocène, qui devait d'ailleurs se déplacer continuellement; ceci d'autant plus que les conglomérats du Pèlerin ont eux-mêmes subi un effet de translation, d'amplitude inconnue, lors des phases orogéniques néogènes. Au Chattien, le front des nappes préalpines débordait peut-être d'une dizaine ou d'une quinzaine de kilomètres l'axe du futur massif des Aiguilles Rouges.

D'après les résultats de nos recherches, des érosions synorogéniques oligocènes auraient donc attaqué la nappe de la Simme, les Préalpes Médiannes et les unités ultrahelvétiques. Il nous reste à examiner si de telles érosions sont compatibles avec ce que nous révèle l'analyse tectonique de l'édifice préalpin.

Tant que le doute subsiste sur les relations des deux nappes préalpines supérieures, on ne peut rien affirmer pour ce qui concerne la nappe de la Simme. Si la nappe de la Brèche était vraiment l'unité la plus élevée, on pourrait éventuellement attribuer à l'érosion chattienne la disparition de la nappe de la Simme du domaine des Préalpes Médiannes rigides.

LUGEON et GAGNEBIN (1941) ont mis en évidence le rôle de l'érosion ancienne dans la partie radicale des Préalpes Médiannes. La présence de Dogger à *Mytilus* et de Muschelkalk (?) parmi nos galets nous indique qu'elle a déjà débuté à l'Oligocène. Dans le secteur des Préalpes Médiannes plastiques, l'érosion aurait pu tout au plus creuser un sillon dans le fond de la vallée (p. 159); ailleurs, le vaste corps de la Simme protégeait l'unité inférieure. Il peut paraître curieux qu'une nappe soumise au démantèlement dès le Chattien existe encore sur de si vastes surfaces; mais cela s'explique par l'enfoncement de l'ensemble préalpin consécutif à la phase orogénique oligocène.

Des érosions plus ou moins synorogéniques ont été envisagées par M. LUGEON (1940), pour justifier la répartition capricieuse de la nappe de la Tour d'Anzeinde.

<sup>1</sup>) Il est significatif que le seul galet provenant avec certitude des Préalpes Médiannes ait été trouvé dans les couches les plus récentes des conglomérats du Pèlerin.

<sup>2</sup>) Mise à part la rareté des galets cristallins dans les poudingues, le rôle effacé des feldspaths et des micas détritiques dans les molasses chattiennes suffit à exclure l'existence de grands affleurements de roches granitiques ou métamorphiques dans le bassin du Rhône à cette époque.

La trouvaille d'éléments de Crétacé ultrahelvétique dans les conglomérats du Pèlerin vient à l'appui de cette hypothèse.

L'ensemble des nappes préalpines repose lui-même sur une surface d'érosion, entaillant les sédiments autochtones du Priabonien, du Lattorfien et du Stampien. Mais le creusement de cette surface est antérieur au dépôt des poudingues du Pèlerin, qui ne renferment pas de galets de Flysch subhelvétique; celui-ci était donc déjà enseveli sous les nappes.

Soulignons encore quelques caractères négatifs. Nous n'avons pas trouvé un seul galet originaire de la nappe de la Brèche ou du Flysch du Niesen<sup>1)</sup>. Cette absence n'a rien de surprenant. Nous savons par les recherches de nombreux géologues alpins que ces deux nappes, dont le rôle structural présente quelques affinités, ont été les dernières unités préalpines à prendre leur place.

Nous n'avons pas rencontré non plus des galets sûrement helvétiques; ceux-ci n'apparaissent que dans les conglomérats miocènes (LEUPOLD, TANNER & SPECK, 1942). Des roches empreintes du métamorphisme alpin sont également absentes, à une exception douteuse près (p. 147).

En outre, nous pouvons confirmer l'observation de M. VUAGNAT (1938) quant à l'absence de «porphyrites arborescents» et d'autres roches basiques alliées dans les conglomérats chattiens. Nous y voyons la preuve qu'à cette époque, l'érosion n'a pas attaqué le Flysch autochtone, ni le Rupélien, ni la nappe de la Brèche. La réapparition des galets de porphyrites au Miocène date peut-être la mise en place de la dernière unité<sup>2)</sup>.

Dans nos études pétrographiques et statistiques, nous nous sommes efforcés de garder la plus stricte objectivité possible. Mais lorsqu'il s'est agi de reconstituer le tronçon de chaîne qui alimentait le delta oligocène, nous avons été obligés de faire appel à de nombreuses hypothèses de travail, qui attendent encore leur vérification. Qu'on nous pardonne si, dans ce dernier chapitre, nous avons énoncé trop de spéculations sur un ton trop assuré.

Nos résultats semblent pourtant montrer que la reconstitution d'une étape orogénique par l'étude de la phase sédimentaire contemporaine, pour n'être point chose facile, n'est pas une entreprise utopique. Ils ne sont, bien sûr, pas définitifs; ils se modifieront ou se perfectionneront dans la mesure où progresseront à la fois l'analyse pétrographique des roches constituant les nappes alpines et la connaissance des vicissitudes du transport fluvial.

---

<sup>1)</sup> Pourtant les brèches jurassiques de l'une, les grès maestrichtiens de l'autre supportent bien le transport fluvial; on en voit la preuve dans les alluvions de la Kander et des Dranses chablaisiennes.

<sup>2)</sup> L'absence d'éléments de ces roches volcaniques dans les conglomérats du Pèlerin, constitués avant tout aux dépens de la nappe de la Simme, nous induit à penser que tous les pointements éruptifs des Préalpes (Les Gêts, Fenils, Saanenmöser, Jaunpass etc.) se rattachent à la nappe de la Brèche.



## Bibliographie

- AMPFERER, O. (1924): *Über die Verwendung von Schuttausstrahlungen zur Erkenntnis von Gebirgsverschiebungen*. Jb. geol. Bundesanst., Wien, 74.
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich.
- BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 84<sup>e</sup> livr.
- BAUMBERGER, E. (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpen-nordrand*. Eclogae geol. Helv., 24.
- (1934): *Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und Juragebietes*. Guide géol. Suisse, fasc. 1.
- BECK, P. (1922): *Der Alpenrand bei Thun*. Eclogae geol. Helv., 17.
- BERSIER, A. (1945): *Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène*. Eclogae geol. Helv., 38, 2.
- (1951): *La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue*. Sédimentation et Quaternaire, France, 1949.
- BLANCHET, R. (1854): *Du terrain tertiaire vaudois*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 4.
- BODEN, K. (1925): *Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im süd-bayrischen Alpenvorland, zwischen Lech und Isar, und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung*. Mitt. geogr. Ges. München.
- BÜCHI, U., & WELTI, G. (1950): *Zur Entstehung der Degersheimer Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv., 43, 1.
- BUESS, H. (1920): *Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg*. Mém. Soc. frib. Sc. nat., 9.
- CADISCH, J. (1923): *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh*. Eclogae geol. Helv., 18.
- (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. Geol. Rdsch., 19.
- CAMPANA, B. (1942): *Géologie des nappes préalpines au Nord-est de Château-d'Oex*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 82<sup>e</sup> livr.
- CAYEUX, L. (1929): *Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses*. Mém. Carte géol. France.
- COLLET, L. W., & PARÉJAS, E. (1936): *Contributions à l'étude du Tertiaire du Salève*; no. 3. C. r. Soc. phys. et hist. nat. Genève, 53, 3.
- CORNELIUS, H. P. (1923): *Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande*. Verh. geol. Bundesanst., fasc. 11.
- CUVIER, G., & BRONGNIART, A. (1834): *Description géologique des couches des environs de Paris*. Dans: CUVIER: *Recherches sur les ossements fossiles*, 4<sup>e</sup> éd. (Paris).
- DE LA HARPE, J. (1868): *Térébratule dans un bloc de poudingue tertiaire des hauteurs de Chexbres*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 9.
- DONCIEUX, L. (1932): *L'Oligocène de la vallée du Rhône et de la région des Usses (Haute-Savoie)*. C. r. somm. Soc. géol. France.
- DOUXAMI, H. (1896): *Etudes sur les bassins tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*. Ann. Univ. Lyon, 27.
- (1901): *Etude sur la vallée du Rhône aux environs de Bellegarde*. Bull. Carte géol. France, 12, N° 81.
- FAVRE, E., & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse*. Mat. Carte géol. Suisse, 22<sup>e</sup> livr.
- FRASSON, B. (1947): *Geologie der Umgebung von Schwarzenburg*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 88<sup>e</sup> livr.
- FREY, H. (1892): *Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh*. Programm d. bern. Kantonsschule.
- FRÜH, J. (1890): *Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz*. Mém. Soc. helv. Sc. nat., 30.
- FURRER, H. (1950): *Die Tithon-Berriasbreccien vom Hahnenmoospass SW Adelboden (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv., 43, 2.



- GAGNEBIN, E. (1922): *Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pèlerin*. Carte spéc. N° 99, publ. par la Comm. géol. Soc. helv. Sc. nat.
- (1924): *Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales*. Mém. Soc. vaud. Sc. nat., 3.
  - (1934): *Les Préalpes et les Klippes*. Guide géol. Suisse, fasc. 2.
  - (1939a): *La géologie du Chablais*. Bull. Soc. géol. France [5<sup>e</sup> série], 9.
  - (1939b): *Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais*. C. r. Ac. Sc., 208.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1939): *L'Oligocène du Bassin du Rhône entre Genève et Seyssel*. Etudes rhodan., 15, N°s 1-3.
- (1951): *Géologie dauphinoise*. 15, 2<sup>e</sup> éd. (Grenoble et Paris).
- GIOT, P. R. (1944): *Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme)*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 24.
- HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet*. Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 83<sup>e</sup> livr.
- HALDEMANN, E. (1948): *Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes (Oberes Emmental)*. Thèse Univ. Berne.
- HAUS, H. A. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental*. Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 87<sup>e</sup> livr.
- HEER, O. (1859): *Flora tertiaria Helvetiae. Die tertiäre Flora der Schweiz*. (Winterthur.)
- HEIM, ALB. (1919-1922): *Geologie der Schweiz*. (Leipzig.)
- HEIM, ARN. (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes*. Eclogae geol. Helv., 25.
- JEANNET, A. (1913): *Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises)*. I. Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 34<sup>e</sup> livr.
- KURBERG, H. (1919): *Neuere Untersuchungen über die tertiäre Nagelfluh im Gebiet zwischen Aare und Genfersee*. Thèse Univ. Fribourg.
- LEUPOLD, W., TANNER, H., & SPECK, J. (1942): *Neue Geröllstudien in der Molasse*. Eclogae geol. Helv., 35, 2.
- LIECHTI, W. (1928): *Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis*. Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 61<sup>e</sup> livr.
- LOMBARD, AUG. (1939): *Influences tectoniques sur le modelé du bassin du Léman*. Bull. Ass. géograph. franç., N° 123.
- (1940): *Géologie des Voirons*. Mém. Soc. helv. Sc. nat., 74, 1.
- LUDWIG, A. (1910): *Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung*. Ann. C. A. S., 45<sup>e</sup> année.
- LUGEON, M. (1940): *Notice explicative*. Feuille Diablerets de l'Atlas géologique de la Suisse.
- LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la Géologie des Préalpes Romandes*. Mém. Soc. vaud. Sc. nat., 7, 1.
- LUGEON, M. (1943): *Une nouvelle hypothèse tectonique: la Diverticulation*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 62.
- MORET, L. (1934): *Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie)*. Mém. Soc. géol. France [N. S.], 10, fasc. 1-2.
- MORNOD, L. (1946): *Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremout et des Pléiades*. Eclogae geol. Helv., 39, 2.
- (1949): *Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère)*. Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 91<sup>e</sup> livr.
- NECKER, L. A. (1841): *Etudes géologiques dans les Alpes. I.* (Paris.)
- NOVARESE, V. (1929): *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Carta geol. d'It., 22.
- (1934): *L'età del granito del Lago Maggiore*. Boll. R. Uffic. geol. d'It., 58, 11.
- PETERHANS, E. (1926): *Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des « Préalpes médianes » entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy*. Mém. Soc. helv. Sc. nat., 62, 2.
- RABOWSKI, F. (1920): *Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal, I.* Mat. Carte géol. Suisse [N. S.], 35<sup>e</sup> livr.
- RENEVIER, E. (1862): *Sur le conglomérat de Châtel-St-Denis*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 7.

- RENEVIER, E., & SCHARDT, H. (1899): *Notice explicative de la Feuille XVI, 2<sup>e</sup> édition*. Eclogae geol. Helv., 6.
- ROLLIER, L. (1902): *Sur l'âge du conglomérat subalpin ou Nagelfluh de la Suisse*. Bull. Soc. géol. France [4<sup>e</sup> série], 1.
- (1911): *Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier*. Mém. Soc. helv. Sc. nat., 46, 1.
- RUTSCH, R. (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente*. Eclogae geol. Helv., 38, 2.
- (1947): *Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 87<sup>e</sup> livr.
- SCHARDT, H. (1893): *Coup d'œil sur la structure géologique des environs de Montreux*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 29, N° 112.
- (1898): *Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., 34.
- (SCHWARTZ-) CHENEVART, CH. (1945): *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt*. Mém. Soc. fribourg. Sc. nat., 12.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Mém. Soc. helv. Sc. nat., 69, 1.
- STUDER, B. (1825): *Beiträge zu einer Monographie der Molasse*. (Berne.)
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. Mitt. thurg. naturf. Ges., fasc. 33.
- TERCIER, J. (1928): *Géologie de la Berra*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 60<sup>e</sup> livr.
- TSCHACHTLI, B. (1939): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental–Saanen)*. Thèse Univ. Berne.
- VUAGNAT, M. (1944): *Sur certains niveaux à porphyrites arborescentes de la Molasse du Plateau Suisse*. Eclogae geol. Helv., 37, 2.
- (1953): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 97<sup>e</sup> livr.
- ZINGG, T. (1935): *Beitrag zur Schotteranalyse*. Bull. suisse Min. Pétr., 15, 1.
-