

La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie)

Autor(en): **Paréjas, Ed.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **19 (1925-1926)**

Heft 2

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-158423>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

- Fig. 5 u. 5 a. *Paroniceras helveticum* Renz. var. Wohnkammerexemplar aus dem oberliassischen Ammonitico rosso zwischen Alpe Turati und Buco del Piombo bei Erba (Wohnkammerbeginn bei der eingetragenen Suture). S. 413.
- Fig. 6 u. 6 a. *Paroniceras helveticum* Renz. Wohnkammerexemplar aus dem oberliassischen Ammonitico rosso bei der Alpe Turati (die eingezeichnete Suture ist die letzte vor der Wohnkammer). S. 413.
- Fig. 7 u. 7 a. *Paroniceras sternale* Buch var. Gekammertes Stück aus dem oberliassischen Ammonitico rosso zwischen Buco del Piombo und Alpe Turati bei Erba. S. 410.

Sämtliche Originale der Tafeln XV—XX sind, soweit nichts bemerkt, in natürlicher Grösse wiedergegeben.

Das der Arbeit zu Grunde liegende Fossilmaterial befindet sich mit den zugehörigen Originalen in der Sammlung des Verfassers (Privatsammlung C. Renz).

Die Zeichnungen zu den Tafelvorlagen wurden von Herrn Anton Birkmaier in München angefertigt.

Manuskript eingegangen am 18. März 1925.

La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie).

Par ED. PARÉJAS (Genève).

Avec 1 planche (XXI) et 11 figures dans le texte.

Table des matières.

	Page
Introduction	422
PREMIÈRE PARTIE.	
1. Topographie	423
2. Historique	424
3. Aperçu stratigraphique	428
4. Les éléments tectoniques	430
DEUXIÈME PARTIE.	
A. <i>Le substratum hercynien de la nappe de Morcles et sa couverture autochtone</i>	431
1. <i>Le substratum hercynien</i>	431
Introduction	431

	Page
Le bombement marginal des Aiguilles Rouges	431
Les affleurements de la rive gauche du Bonnant	433
La fenêtre de Mégève	434
2. La couverture permo-triasique de la pénéplaine hercynienne	435
La question du Permien	435
La vallée du Bonnant	437
La bordure permo-triasique de la fenêtre de Mégève	440
Le coin granitique de la Motte et sa couverture triasique	444
3. Vue d'ensemble sur le substratum hercynien et sa couverture autochtone	447
Les contours de la fenêtre de Mégève	447
Le Permien	447
Le Trias	447
La tectonique	448
B. <i>Les lames de charriage inférieures à la nappe de Morcles</i>	449
1. La lame de Carbonifère du Prarion	449
Le Col de Voza et la rive droite du Bonnant	449
Les environs de St-Nicolas de Véroce	451
La lame carbonifère du Nant de Tarchet	453
La gorge des bains de St-Gervais	455
La fenêtre de Domancy	457
Vue d'ensemble	459
2. La lame triasique	461
Le Trias de Vervex et de ses environs	461
Le Trias de Hauteville	463
Les torrents de Planay et de la Combe de Lay	463
Les torrents de Cassioz et des Varins	465
Vue d'ensemble	466

TROISIÈME PARTIE.

A. <i>La nappe de Morcles (le Lias moyen, le Toarcien, et l'Aalénien)</i>	468
1. Le Lias moyen basal (Domérien)	468
La vallée de Montjoie	468
Replat, Planellet, Planay, Combe de Lay	468
Rochebrune	469
Le Villard et la Motte	470
Le coussinet supérieur de Toarcien	471
Discussion des résultats	471
2. Le Toarcien et l'Aalénien	472
Une réserve nécessaire	472
Le Toarcien normal	473
L'Aalénien normal	475
3. Le synclinal couché du Mont d'Arbois-Col de Voza	476
Le synclinal de Voza et son prolongement	476
Le synclinal du Mont d'Arbois	477
Vue d'ensemble	480
B. <i>Le pli digité du Mont Joly</i>	481
Le pli B de la zone de Chamonix	481
La face orientale du Mont Joly	482
La face NNE du Mont Joly	486
Les répercussions lointaines du pli couché du Mont Joly	489
Vue d'ensemble	490

	Page
C. <i>Conclusions générales</i>	490
1. La tectonique de la nappe de Morcles sur la rive gauche de l'Arve	490
2. La racine de la nappe de Morcles	495
Liste bibliographique	599
Légende de la planche (XXI)	503

Introduction.

La reprise de l'étude du Mont Joly et de ses attaches s'imposait pour différentes raisons. Depuis la publication en 1897 de l'ouvrage magistral de E. RITTER sur la bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc, bien des concepts nouveaux ont été introduits dans la science géologique. Les nappes qui venaient d'être découvertes ont depuis lors envahi des territoires qu'on croyait autochtones. L'autochtonie dans les Alpes tend elle-même à devenir un mythe; disons encore, pour ménager la transition, qu'elle est toute relative. En y regardant de près, il est bien peu de terrains qui n'aient subi de translation; il y en aura toujours moins. Pour en revenir au Mont Joly, il importait donc de préciser les rapports des plis décrits par E. Ritter avec la nappe de Morcles identifiée comme telle en 1912 par M. LUGEON puis d'essayer de résoudre le problème posé par ce savant en recherchant dans la zone de Chamonix les traces du « synclinal » du Reposoir. Les résultats que je publie aujourd'hui ne représentent que la première moitié de mon travail; c'est la description de la partie nord du massif du Mont Joly comprise dans la feuille d'Annecy de la Carte française au 1 : 80 000e. La description de la partie Sud (feuille d'Albertville) et celle de l'extrémité SW du Mont-Blanc sont en préparation. Ce travail n'en forme pas moins un tout, car il intéresse une région étendue où les phénomènes tectoniques sont d'une importance telle qu'ils autorisent déjà des conclusions. C'est sur la proposition de mon maître, Mr. le Prof. L. W. COLLET, que j'ai entrepris cet ouvrage; je le remercie vivement pour les conseils et les encouragements qu'il m'a donnés. Je suis redevable également à la Faculté des Sciences qui, en m'accordant la Bourse Plantamour-Prévost, a grandement facilité ma tâche.

Genève, Laboratoire de Géologie de l'Université.

Avril 1925.

Première Partie.

1. Topographie.

La région que nous allons décrire est entièrement comprise dans la feuille d'Annecy, N° 160 bis, de la carte de l'Etat-Major au 1 : 80000e.

Elle est limitée à l'E par le Bonnant, au N par la plaine de l'Arve, à l'W par la route de Sallanches à Flumet qu'elle déborde d'environ 1500 m dans cette même direction, et au S par le bord méridional de la feuille d'Annecy soit approximativement une ligne droite tracée des Contamines à Flumet.

Les levés géologiques ont été reportés sur l'agrandissement au 1 : 50000e de la Carte de l'Etat-Major et la toponymie de cette carte a été complétée par les données tirées de la carte du Ministère de l'Intérieur, au 1 : 100000e, de la carte du Dr. J. F. PAYEN (6), des publications de H. VALLOT (48), C. VALLOT (42) et E. GAILLARD (50).

Dans la description géologique nous nous sommes efforcés de rapporter la situation des affleurements aux points cotés et à la toponymie de la carte de l'Etat-Major au 1 : 80 000e et de celle du Ministère de l'Intérieur au 1 : 100000e, mais cela n'a pas suffi dans tous les cas. Nous donnons ci-dessous la liste des termes utilisés qui ne figurent pas sur ces deux cartes.

La carte du Dr. Payen est précieuse par l'abondance des documents toponymiques qu'elle contient, mais, déjà ancienne, elle est devenue si rare que nous avons renoncé à la prendre comme base. Les quelques emprunts indispensables que nous lui avons faits sont consignés également dans la liste ci-dessous.

Abréviations des références:

- HV = H. Vallot. La crête du Mont Joly au Col du Bonhomme.
 CV = Ch. Vallot. Le massif du Mont-Blanc t. I.
 EM = Carte de l'Etat-Major au 1 : 80 000e.
 MI = Carte du Ministère de l'Intérieur au 1 : 100 000e.
 P = Carte Payen.
 G = E. Gaillard. Les massifs de Beaufort et des Bauges.

BOIS CRÉTET, N. D. DES CRÉTETS (P) — Colline boisée située entre Hodier, Vauvray et le Tt de Darbon.

CHATELET, LE — (P). Hameau à 250 m. au NW du Neirey sur la rive gauche du Bonnant.

CLAUGERS, RUISSEAU DES (C V) — NANT DE QUY (M I). Affluent du Bonnant sur la rive gauche; se jette dans ce dernier près du Quy.

COMBAZ, LA (H V) — Alpage au SE de la Tête de la Combaz (2210 m.).

COMBAZ, TÊTE DE LA (H V) — Premier sommet de l'arête faîtière au SW du Mont Joly (2445 m.).

COMBE DU LAY (G) — Bassin de réception du torrent de la Combe de Lay (M I) dominé par l'Aiguille Croche.

COMBE A MARIN (P) — Alpage au S d'Erbez, sur la croupe qui se détache du Pt. 1957, au SW.

- CROCHE, AIGUILLE (H V) — LES AIGUILLES (E M). Sommité de l'arête SW du Mont Joly, au NW du Col du Joly (2487 m.).
- DARBON, TORRENT DE (P) — Tt. d'Arbon (M I).
- DERRIÈRE, NANT — voir Nant des Meuniers.
- DEVANT, NANT — Nant de Molliiez (M I).
- FONTANAY — Chalet situé à mi-distance environ entre l'église de St-Nicolas de Véroce et La Croix.
- GLIESETTE, RUISSEAU DE LA (C V) — Ruisseau, au S de St-Nicolas de Véroce; se jette dans le Bonnant approximativement en face de l'embouchure du Tt. de Miage.
- GOLET (G) — Passage à l'E du Col de Véry (2047 m.).
- GRANDE RARE, COL DE LA (G) — Dépression entre le Mont Joly et le Pt. 1957 (1950 m. environ).
- INTAGES, LES (P) — Hameau situé près du Tt. de Prapacot (M I), au NE de Servoz (E M).
- JOUX, COL DE (G) — Dépression entre le Mont d'Arbois et le Pt. 1957.
- LEUTELET (P) — Alpage au SE du Collet, sur l'arête secondaire aboutissant au Pt. 2481 (M I).
- MEUNIERS, NANT DES (C V) — Nant derrière, Nant des Oches (P), Nant de l'Île (M I). Affluent du Bonnant sur la rive gauche; se jette dans ce dernier près des Hochettes.
- MOILLEBIAU. Mailleboz (P) — Alpage situé au NNE de la Croix de Roche-brune et au SW du Tour.
- MONTGÉROUX, Crête de (H V) — Sommet situé immédiatement à l'E du Pavillon du Mont Joly (2288 m.).
- MOTTETS, LES — Le Motet (P) — Alpage voisin de l'arête N du Mont Joly au pied de la Crête de Montgérroux.
- RADAZ — Radar (P) — Alpage sur la rive gauche du Tt. de la Combe de Lay, au S de Dos de Chèvre (E M).
- RAMBERT, NANT (P) — Affluent droit du Tt. de Darbon; conflue avec ce dernier entre La Jacquerie et Berthelet.
- VÉRY DESSOUS (P) — Alpage au NW du Col du Passon sur la rive gauche du Tt. de Cassioz, à l'W de Pré Rosset.

2. Historique.

1779. — Le premier observateur qui ait porté son attention sur cette région, semble être H. B. DE SAUSSURE. — Au § 754 de son « Voyage » (1) il signale qu'en amont de Bionnay et sur une distance restreinte les deux rives du Bonnant sont constituées par des schistes micacés et des cornéennes orientés NS et qu'au dessus s'élève le Mont Joly « dont la base paraît être de tuf et d'ardoise ».

1828. — NECKER (2, p. 22) établit déjà un parallélisme entre les quartzites de St-Gervais et ceux du Col de Salenton et affirme que le sommet du Mont Joly est formé d'un schiste semblable à celui de la sommité du Buet (ibid., p. 29). Il remarqua le premier les Bélemnites que renferment les couches de la cime du Mont Joly et fait observer qu'elles sont traversées par des filons quartzeux et spathiques (bélemnites tronçonnées).

1851. — Il faut arriver jusqu'à B. STUDER (3) pour avoir une première estimation de l'âge des terrains du Mont Joly et de son soubassement. Il attribue les bélemnites du Mont Joly aux schistes gris (p. 374), c'est-à-dire au Houiller, erreur que A. Favre redressa plus tard. Studer assimile encore (p. 418) au Verrucano les quartzites inférieurs de St-Gervais.

1858. — La première étude un peu détaillée et les premiers profils sont dus à J. DELAHARPE (4). Il publia en effet deux coupes faites dans le voisinage des bains de St-Gervais, et un profil du Mont Joly par Bionnay et St-Nicolas de Véroce. Le progrès qu'il réalisa sur ses devanciers réside en la distinction de plusieurs types lithologiques dans l'énorme épaisseur des terrains constituant la montagne. Il note la présence d'anthracite sur la rive gauche du Bonnant. Au-dessus, il voit un complexe de couches d'ardoises renfermant dans leur partie supérieure des rognons calcaires pyriteux très abondants. Avec ces schistes il s'agit certainement des terrains que nous avons attribués au Toarcien et à l'Aalénien.

A la base du piton terminal du Mont Joly, ses calcaires gris bleuâtres alternant avec des schistes doivent représenter les couches de passage du Domérien au Lias supérieur.

1862. — Sur sa carte géologique (5) qui parut cinq ans avant les Recherches, ALPHONSE FAVRE, à côté d'erreurs inévitables, a figuré bien des détails qui passèrent inaperçus des continuateurs de l'œuvre de ce perspicace et savant observateur. Par exemple, il dessine à Hauteville près de Combloux, incluse dans le Lias, une bande triasique qu'il relie aux gypses de Vervex, ce qui est bien conforme à la réalité. Dans le torrent des Varins (Vallée de l'Arly) il a reporté à sa place exacte un autre affleurement de Trias, sur lequel nous reviendrons et que les cartes actuelles ignorent.

1867. — Le tome III des Recherches géologiques d'A. Favre (7) renferme une foule d'observations nouvelles et des précisions sur les faits déjà connus. Il situe exactement les affleurements d'anthracite associé à un grès micacé noir pyriteux, 1^o au-dessous du Châtelet près de St-Gervais, 2^o au Nant de Tarchet.

Le doute bien compréhensible que met dans son esprit la position de cet anthracite au-dessus des cargneules ressort dans cette citation: « Il est évident que les schistes anthracifères qui ont un pareil gisement n'appartiennent pas au terrain houiller ».

Après avoir remarqué (p. 39) que les roches du plateau de St-Nicolas de Véroce ont la forme d'une voûte, il s'étonne

de la grande épaisseur des terrains du Mont Joly. Puis, se basant sur la découverte d'*Ammonites Murchisonae* et d'*A. scissus* au pied de l'arête N, il attribue au Callovien ou à l'Oxfordien les couches du sommet, quoique celles-ci renferment des bélemnites considérées comme liasiques par E. Renevier. Mais peut-être y a-t-il là, suggère Favre, « un de ces grands contournements dont les couches de la cascade d'Arpennaz peuvent donner l'idée ». Un pas de plus et il découvrirait le synclinal couché aalénien du Mont d'Arbois dont il sera question dans la suite.

Notons aussi qu'il donne aux schistes cristallins de Mégève une extension vers le Sud plus conforme à la réalité que ne le font les contours de la carte géologique actuelle au 1 : 80000e. Ils sont à découvert jusqu'au grand talus de déjection de torrent de Cassioz, dit-il page 156.

1869. — La carte de CH. LORY, J. PILLET et de l'ABBÉ P. VALLET (8) modifie peu celle de A. Favre dans le massif du Mont Joly. Relevons que la bande triasique de Hauteville découverte par le géologue genevois y figure encore, tandis que le Trias des Varins n'est plus mentionné.

1889. — D. HOLLANDE (11) publie une coupe du vallon des Bains de St-Gervais, dans laquelle on voit l'anhracite accompagné de grès micacé et de schistes argileux, inclus entre deux complexes triasiques. Cette couche anhracifère lui semble devoir appartenir au Trias.

1892. — En 1892 A. MICHEL LÉVY, dans sa note sur la prolongation vers le Sud des Aiguilles Rouges (12), apporte de précieuses contributions à la connaissance du substratum de la nappe de Morcles. D'après cet auteur (pl. V, coupe N° 4) la surface du soubassement cristallin du Mont Joly s'incurve en une large dépression sous cette dernière montagne, puis se relève en un anticlinal droit à Mégève. Mais le bord oriental du Prarion montre d'autres complications. Un pli de Houiller (fig. 16 et pl. V, coupe N° 3), limité par deux failles, s'est élevé entre le Col de Voza et le Pavillon du Prarion. D'après cet auteur le Prarion est donc formé par deux anticlinaux. Nous verrons plus tard l'importance de cette découverte.

1894. — Sur la Feuille d'Annecy de la carte géologique au 1 : 80000e les affleurements triasiques de Hauteville et des Varins ne figurent pas et le sommet du Mont Joly comporte du Dogger (J_I—IV) surmonté d'une calotte d'Oxfordien (J²-1).

Dans deux publications parues également en 1894, E. RITTER (14, 15) croit pouvoir suivre le synclinal du Col de Voza à Nant Borrant et sur le flanc N puis W de la Chaîne de la Roselette.

Il estime encore que les anticlinaux E et W du Prarion tels que Michel Lévy les a définis se poursuivent, le premier jusqu'à N. D. de la Gorge et la Jat, le second jusqu'au S des Péchettes (Colombe en Empulant), tandis que le pli faille qui les sépare au Prarion s'ouvre en synclinal entre Colombe et la Jat après avoir formé le Mont de Ugie au Col du Joly. Puis A. OFFRET (16) prolonge ces éléments tectoniques, plus loin encore, au sud de l'Isère.

1895. — En 1895 E. HAUG (17) publie ses importantes. « Etudes sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie. »

Après avoir classé les terrains antétriasiques de la boutonnière de Mégève dans le Permien à l'exception des micaschistes affleurant à l'entrée de la Vallée du Planay (p. 7), cet auteur se range à l'avis de E. Ritter qui leur donne un âge houiller ou antéhouiller. La présence du Permien d'après E. Haug devient même très douteuse. Il estime aussi (p. 10) que le Trias moyen (calcaire dolomitique, cargneule et gypse) fait entièrement défaut sur presque tout le pourtour de la boutonnière de Mégève.

Quant au Mont Joly, son sommet serait formé par les calcaires du Dogger supportant un témoin de schistes callovo-oxfordiens (p. 52). Cette opinion sera combattue plus tard par E. Ritter, mais nous attirons l'attention sur la remarque importante que E. Haug fait au sujet du Trias de Vervex (p. 53): « La boutonnière de Mégève constitue le prolongement souterrain de la chaîne cristallophyllienne et permienne de Belle-donne et ne continue pas l'affleurement triasique (gypse) de Vervex. »

1896. — L'année 1896 voit paraître une note capitale de M. BERTRAND et E. RITTER (18). Ces auteurs ont reconnu dans le Mont Joly un empilement de cinq plis couchés dont les racines droites sont visibles au Col du Joly.

1897. — « La bordure sud-ouest du Mont Blanc » de ETIENNE RITTER est le travail le plus considérable et le plus important qui ait été publié sur le Mont Joly. Comme nous reviendrons fréquemment sur cet ouvrage, nous n'insisterons pas ici sur les observations nombreuses et nouvelles que renferme cette œuvre devenue très justement classique.

1900. — Depuis 1897, peu de géologues se sont occupés de la région décrite si magistralement par Ritter. MARCEL BERTRAND en 1900 (20) confirme les résultats des travaux de Ritter.

1910. — H. DOUXAMI publie en 1910 (26) une note sur les environs de Saint-Gervais. Pendant les travaux du tunnel destiné à la conduite des eaux du Bonnant à l'Usine du Fayet, cet auteur a noté une coupe du Houiller du Châtelet sur laquelle, en raison de son importance, nous reviendrons plus loin.

Depuis 1897 l'attention des géologues est attirée sur le Mont Joly et sa tectonique et de nombreux travaux touchent plus ou moins directement le sujet qui nous occupe. Citons H. SCHARDT (23) et L. W. COLLET (25 bis) qui recherchent dans le synclinal de Chamonix la racine du pli de Morcles.

1912. — M. LUGEON (30) en 1912 découvre la lame de gneiss mylonitisés de Morcles et fait accomplir ainsi un grand progrès à la connaissance des plis parautochtones. Le pli de Morcles devient la nappe de Morcles à laquelle M. LUGEON rattache en 1914 le Mont Joly et les Aravis (31).

1917. — F. RABOWSKI (37), en 1917, à propos des lames cristallines du Val Ferret, revient sur l'interprétation des mylonites de Morcles et des coins du Mont Joly.

1920. — Voici, à peu de choses près, l'état en lequel se trouvait la question quand je l'abordai en 1920. La besogne était si bien préparée par mes devanciers et les hypothèses de travail si clairement exprimées qu'il ne restait guère qu'un travail de revision à accomplir. S'il m'en revient quelque mérite il doit être reporté avant tout à ETIENNE RITTER, dont le nom restera toujours attaché à la géologie du Mont Joly et des Alpes.

Aperçu stratigraphique.

Les terrains représentés dans la partie nord du massif du Mont Joly diffèrent peu de ceux que nous avons décrits dans la zone de Chamonix et en particulier sur la rive droite du Bonnant (Vallée de Montjoie). Nous prions donc le lecteur de se reporter, pour le détail, à notre étude de la zone de Chamonix.

Pour mémoire, nous donnons ci-dessous la liste de ces terrains en signalant les particularités qu'ils présentent, entre le Bonnant, l'Arve et Mégève.

1. Cristallin. Granite et schistes cristallins du substratum hercynien.
2. Carbonifère, Grès et schistes ardoisiers parfois anthracifères.
3. Permien (Verrucano) Arkoses, grès et schistes chloriteux.
4. Trias, Quartzites, argilites, cargneules, calcaire dolomitique, gypse.

5. Lias inférieur:

- a. Hettangien. Marnes schisteuses noires, pyriteuses à

Caloceras sp.*Schlotheimia angulata* Schl.*Schlotheimia Charmassei* d'Orb.*Rhynchonella Deffneri* Opp.

- b. Sinémurien. Marnes, marno-calcaires et calcaires échinodermiques à grain fin renfermant:

Arietites (*Coroniceras*) cf. *rotiformis* d'Orb.*Arietites* (*Coroniceras*) cf. *Bucklandi* Sow.*Arietites* (*Arnioceras*) *Ceras* Giebel.*Waldheimia* cor. Lam.*Spiriferina rostrata* Schl.*Pecten* sp.*Chondrites*.

6. Lias moyen. (Charmouthien-Domérien). Calcaires échinodermiques zonés, grès quartzeux, calcaires marneux foncés à

Belemnites paxillosus Schl.*Belemnites Milleri* Phill.*Belemnites Zieteni* Werner.

Ces bélemnites, souvent tronçonnées, sont particulièrement abondantes dans les calcaires échinodermiques zonés.

7. Lias supérieur:

- a. Toarcien probable, Argiles et marnes schisteuses noires, fragiles, sans nodules calcaires, contenant:

Posidonomya Bronni Voltz.

Dans la partie supérieure de ce complexe schisteux s'intercale une zone de calcaires marneux, parfois légèrement gréseux, gris, à surface gaufrée, rugueuse. Ces calcaires gaufrés augmentent en épaisseur de l'E à l'W et atteignent une puissance d'une cinquantaine de mètres dans la vallée supérieure de l'Arly (NE du Villard, Bellevarde, Vallon de Cassioz).

- b. Aalénien. Argiles schisteuses souvent rouillées à nodules calcaires et pyriteux. Au sommet du Mont d'Arbois et sur l'arête NE de cette montagne qui aboutit au Pt. 1753, nous avons recueilli dans les nodules:

Pleydellia aalensis Ziet.*Lioceras comptum* Rein.*Posidonomya opalina* Qu.*Nucula* sp.

Cette faunule, à laquelle il faut ajouter un Gastéropode indéterminable, se place dans la zone à *Lioceras opalinum*.

Les éléments tectoniques.

Si l'on s'élève de Bionnay (Vallée de Montjoie) ou de Mégève dans la direction du Mont d'Arbois puis de là au Mont Joly, on traverse les éléments tectoniques suivants dont l'étude fait l'objet principal de ce travail.

- I. Massif hercynien surélevé des Aiguilles Rouges — Prarion se continuant au NW (Fenêtre de Mégève) par un avant pays moins affecté par le plissement alpin. Il est recouvert par le Permien et le Trias autochtones.
- II. Intercalation de Lias supérieur (Toarcien). Coussinet inférieur.
- III. Lambe de Carbonifère surmontée de Trias, visible dans la Vallée de Montjoie entre le Molliez et le Fayet et qui reparait en fenêtre près de Domancy.
- IV. Intercalation de Lias supérieur (Toarcien); Coussinet moyen.
- V. Lambe triasique visible entre Vervex et le Praz sur Arly.
- VI. Intercalation de Lias supérieur (Toarcien) Coussinet supérieur.
- VII. Série normale formée de Lias moyen, de Toarcien et d'Aalénien.
- VIII. Synclinal couché d'Aalénien du Mont d'Arbois et de Rochebrune.
- IX. Anticlinal couché complexe formant le sommet du Mont Joly et son arête SW et constitué par un Toarcien renversé, un Lias moyen replissé en cascade et un volumineux noyau digité de Lias inférieur. Ce dernier occupe presque tout le versant oriental du Mont Joly, au-dessus des Contamines et du Baptieu.

Les éléments I, III et V appartiennent au substratum de la nappe de Morcles; les unités II, IV, VI, VII, VIII et IX font partie de cette nappe et sont donc parautochtones.

La lambe houillère III et la lambe triasique V, sont des écaillés arrachées au Prarion et entraînées sous la nappe. Pendant leur translation, elles se sont enrobées, ainsi que le Lias moyen peu épais de base de la nappe, dans les schistes argileux toarciens, en déterminant les trois intercalations II, IV et VI.

Nous allons maintenant étudier l'évolution de ces éléments, à partir de leur origine visible dans la vallée de Montjoie, nous les suivrons sur le versant N du Mont Joly puis sur

les pentes occidentales au-dessus de Combloux, de Mégève et de Praz sur Arly. Nous le ferons dans l'ordre de I à IX, en réunissant l'étude des coussinets parautochtones II, IV, VI à celle des éléments tectoniques qu'ils supportent.

Deuxième Partie.

A. Le substratum hercynien de la nappe de Morcles et sa couverture autochtone.

1. Le substratum hercynien.

Introduction. Le soubassement paléozoïque de la nappe de Morcles est représenté dans le territoire étudié par une partie de la pénélaine hercynienne. Du côté interne, au SE, c'est la terminaison périclinale de la chaîne des Aiguilles Rouges — Prarion. Vers l'avant-pays, la surface hercynienne, moins déformée par les mouvements tertiaires, montre un plongement général vers le N. Au point de vue des directions tectoniques alpines locales, ce plongement peut être considéré comme la résultante d'un abaissement axial vers le NE sous le massif de Platé et d'un plongement transversal vers le NW, sous la Chaîne des Aravis.

On peut étudier le substratum cristallin en deux régions: 1^o sur la rive gauche du Bonnant, en aval du Molliez (Vallée de Montjoie); 2^o dans la fenêtre tectonique de Mégève.

Le bombement marginal des Aiguilles Rouges. Les Aiguilles Rouges qui bordent au NW la zone sédimentaire et tectonique de Chamonix affectent la forme d'un bourrelet orienté du SW au NE. Cette intumescence du vieux socle paléozoïque, qui a joué un rôle important dans la tectonique de la nappe de Morcles et qui s'est exagérée au cours des dernières phases du paroxysme tertiaire comme l'a montré E. ARGAND (35, p. 189), est d'origine assez ancienne. Elle est au moins anténummulitique. L'existence de la déclivité nord de cette région faîtière a été établie par M. LUGEON (32), dans la tranchée du Rhône près de St. Maurice. « Il faut donc se représenter, dit cet auteur, qu'avant le Nummulitique le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture autochtone formaient un plan incliné descendant vers le Nord. Cette surface fut pénéplainée, et, sur la pénéplaine affleuraient successivement, du Nord vers le Sud, tous les terrains de l'Hauterivien jusqu'aux masses archéennes. Et tous ces terrains furent recouverts en discordance par les sédiments nummulitiques. » Elle ressort clairement aussi de l'étude

qu'a faite ARNOLD HEIM de l'autochtone de St. Maurice (36, fig. 2). Nous avons montré nous-même (44, p. 384 et 399) la disparité des séries déposées sur les Aiguilles Rouges d'une part et d'autre part dans le mer de Chamonix plus au Sud. La première, caractérisée par ses faciès plus néritiques et par de nombreuses lacunes — il y manque le Lias, le Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien et la plus grande partie du Crétacé — passait au SE à la série de Chamonix, de caractère plus profond où le Lias dauphinois est représenté intégralement et où le Dogger et le Crétacé sont plus complets. Ceci prouve que dès l'Infralias probablement, mais qu'avant le Bajocien en tout cas, une large nervure se marquait déjà sur l'emplacement des Aiguilles Rouges actuelles, avec un talus incliné vers le Sud. C'est sur cette pente, vraisemblablement peu accentuée pendant le Jurassique et le Crétacé, que la couverture mésozoïque des Aiguilles Rouges passait latéralement à la série de la nappe de Morcles. Cette transition marque ainsi la limite stratigraphique occidentale de la Zone de Chamonix, dans la région comprise entre Martigny et la Vallée de Montjoie. Nulle part elle n'est visible dans ce secteur car elle y est profondément cachée sous la nappe de Morcles et les plis de la Zone de Chamonix. Cette limite, on le voit, a été stratigraphique bien avant de devenir tectonique au cours du paroxysme tertiaire du plissement alpin.

A partir du Belvédère des Aiguilles Rouges, l'intumescence plonge axialement, vers le SW en même temps que le bombement lui-même paraît s'atténuer.

A. FAVRE (7 III, p. 39) avait déjà remarqué que les roches qui soutiennent le plateau de St. Nicolas de Véroce ont la forme d'une voûte. En effet, si l'on observe les choses du Champel, sur l'autre versant de la vallée, on voit à partir de St. Nicolas de Véroce et des Plans, la surface des quartzites s'abaisser graduellement vers St. Gervais, à l'aval, d'une part et de l'autre vers le Quy et les Hoches, à l'amont. Les considérations suivantes suffisent à expliquer le phénomène. Le renflement des Aiguilles Rouges-Prarion, de direction générale SW-NE est coupé obliquement par le Bonnant entre le Molliez et St. Gervais. La ligne de faite de ce renflement, à partir du sommet du Prarion, traverse en biais la vallée et vient se projeter sur l'autre versant entre St. Nicolas de Véroce et les Plans. Il s'en suit que si l'on monte du Molliez à St. Nicolas, on s'élève sur le flanc sud des Aiguilles Rouges. On atteint le faite structural sur le plateau de St-Nicolas-Les Plans et en redescendant de là vers St. Gervais on chemine sur la retombée septentrionale du bombement. E. ARGAND (35, p. 172) considère cette

intumescence comme le renflement préliminaire d'un coin naissant. « A son pied, dit-il, aboutit un train de jeunes surfaces listriques par lesquelles s'acheminent peut-être les sources de St. Gervais. »

Le plongement apparent du socle du Prarion mesuré de St. Nicolas de Véroce sur le segment Le Champel-La Gruvaz est de 10° environ.

Les affleurements de la rive gauche du Bonnant. Les schistes cristallins qui constituent la voûte de St. Nicolas, déjà identifiés par DE SAUSSURE (1, § 754), ont été décrits par A. MICHEL LÉVY (12, p. 32) comme des micaschistes à mica blanc.

« Les micaschistes de St. Nicolas de Véroce et de Bionnay, dit-il, sont tous très feldspathiques et méritent à proprement parler le nom de gneiss, comme une partie des roches similaires des Aiguilles Rouges lorsqu'on les étudie en plaques minces. Ils contiennent du zircon, du rutile, du grenat, de l'orthose, de l'anorthose et peu d'oligoclase, du quartz, des micas noir et blanc. »

Leur direction générale est NS; ils sont redressés et plongent fortement vers l'E. — Ces micaschistes affleurent principalement dans la forêt entre le Bonnant, Les Plans et St. Nicolas. Plus au S, ils apparaissent encore en deux points. 1° au bas du Nant des Meuniers ou Nant derrière; 2° au bas du Nant devant qui se jette dans le Bonnant entre les Hoches (les Hochettes) et le Molliez.

Les schistes cristallins du Nant devant représentent l'affleurement le plus méridional du Prarion dans la Vallée du Bonnant. A St. Nicolas de Véroce, le faite structural des Aiguilles Rouges, plongeant axialement vers le SW, disparaît sous le Mésozoïque puissant du Mont Joly.

La pointe aigüe que dessinent vers le S le Massif du Prarion et sa couverture en s'enfonçant sous les plis du Mont Joly n'est que le résultat de l'intersection de ces unités structurales avec la vallée du Bonnant. Elle n'est pas due à un laminage le long d'un pli faille comme le croyait A. MICHEL-LÉVY (12, p. 18). « Au Sud, dit-il, le laminage devient si complet que l'on voit successivement disparaître non seulement le Trias mais le Houiller et les micaschistes si bien que vers le débouché du torrent de Miage, le synclinal renversé du Mont-Blanc vient heurter directement contre le pied du Mont Joly. » Cette convergence de la zone de Chamonix et de la base du Mont Joly est fort naturelle. Nous avons démontré (43) que les deux éléments tectoniques n'en forment qu'un et qu'ils sont en continuité parfaite. La rencontre qui paraissait anormale à

Michel Lévy n'est en effet rien autre que le raccord de la nappe de Morcles (Mont Joly) avec ses racines (zone de Chamonix).

La fenêtre de Mégève. Cette fenêtre tectonique met à découvert sur une surface d'environ 9 km² l'infrastructure et la pénéplaine hercyniennes. E. RITTER (19, p. 148 et pl. VI) a distingué dans les schistes cristallins de la fenêtre de Mégève, les trois zones pétrographiques suivantes: 1^o à l'E, une zone de micaschistes à mica blanc (32); 2^o au centre, des schistes cristallins supérieurs à cachet détritique (Xc) et 3^o à l'W des schistes chloriteux et séricitiques (X) percés par un dyke de granite dans le ravin de la Motte à l'W de Mégève.

Nos levés nous ont permis de modifier quelque peu les contours de la carte géologique au 1 : 80,000 (feuille d'Annecy) ainsi que ceux de la carte dressée par E. RITTER pour cette région.

A la pointe nord de la fenêtre de Mégève, cinq affleurements restreints de micaschistes sont visibles.

a. Le plus septentrional se trouve dans le lit du torrent de Darbon, exactement à l'E du Feug.

b. Plus au sud, les schistes cristallins apparaissent à la bifurcation des routes venant de Combloux et de St. Gervais, sous le pont et en amont de celui-ci.

c. La route les traverse au N de la Jacquerie et on les retrouve à la même hauteur dans le lit du ruisseau.

d. Les micaschistes rubéfiés et profondément décomposés se voient à la base de la carrière du Feug.

e. Le cinquième pointement est celui du Bois Crêtet au S et au SE de Vauvray.

Entre la Jacquerie, Mégève et Planellet les affleurements de micaschistes sont nombreux et étendus. Le contact de ceux-ci avec leur couverture permo-triasique est visible en quelques points. Dans le ravin des Choseaux, au SW de ce hameau, les micaschistes rubéfiés supportent en discordance des arkoses vertes micacées probablement permienes.

Le contact se poursuit plus au Sud et passe dans le hameau des Pettauraux. Le tranchée de la nouvelle route établie entre Mégève et l'hôtel du Mont d'Arbois permet de voir, près du Crêt, les micaschistes traversés par des pegmatites et des gneiss d'injection. La direction hercynienne est ici toujours NS avec un plongement de 70° vers l'E, mais les couches sont localement disloquées par des fractures et des torsions d'âge très probablement alpin. Des Pettauraux, le contact se dirige vers le S puis est masqué par les formations glaciaires et une tourbière jusqu'au abords de Planellet où les micaschistes se re-

trouvent. On voit la limite inférieure des quartzites sur le Cristallin en aval de la Rée dans la gorge du torrent. Puis il faut se rendre au SSW de Mégève dans le lit du ruisseau qui traverse S de Glaise pour retrouver le contact que nous suivons ainsi pas à pas. De là, dirigeons-nous vers Cassioz par les Poches et le Bouchet. Des buttes sombres affleurent dans les prés; nous traversons la région des schistes cristallins Xc et X de Ritter, mais leur limite s'étend plus au Sud que ne l'indique la carte géologique au 1 : 80,000. Leur extension dépasse même le torrent de Cassioz car nous les avons retrouvés sur la rive gauche du cours d'eau, en O de Cassioz. Ils affleurent aussi dans le lit de ce torrent jusqu'en un point situé au NW de Nantvalet. Là, dans la gorge, on peut admirer une superbe discordance, des quartzites horizontaux ou faiblement inclinés au NW avec les schistes cristallins abrasés. L'angle apparent de cette discordance est de 50°.

Nous n'avons pas retrouvé, sur la rive droite de l'Arly, les quartzites que la feuille d'Annecy fait s'avancer en bec entre le Mont du Villard et Villaret, mais le contact de ce terrain sur les schistes cristallins rubéfiés se voit dans le lit du torrent de la Motte à 15 m en amont du vieux pont (M de Mavarin). On peut encore l'observer sur le pourtour du coin granitique et porphyritique surélevé de la Motte que nous étudierons plus loin puis au NE de La Motte, en amont du pont de l'Arly sur la rive droite de cette rivière.

Pour terminer, signalons encore que, près de la Croix de Praviand, les schistes verticaux ont une direction N 15° W et que ceux qui affleurent à la tête orientale du pont de l'Arly sont fortement rubéfiés.

Entre le pont de l'Arly et Hodier il n'y a plus trace de schistes cristallins. Le Glaciaire, les glissements de terrain et surtout les larges cônes étalés des ruisseaux du Coin, de Riglard, d'Allard et de Hodier masquent toute l'infrastructure.

2. La couverture permo-triasique de la pénéplaine hercynienne.

La question du Permien. STUDER (3, p. 418), ZACCAGNA (10, p. 370), MICHEL LÉVY (12, p. 17), HAUG (24, p. 800), RITTER (19, p. 148) KILIAN et RÉVIL (21 II, p. 145) ont relevé la similitude de faciès que présentent les quartzites et les schistes chloriteux inférieurs au Trias de la région de St. Gervais ou de Mégève avec le Verrucano. Toutefois, en l'absence d'arguments paléontologiques, la question n'a pas été tranchée définitivement et le doute subsiste encore dans les esprits.

Rappelons aussi que M. LUGEON (34) a considéré les jaspes rouges de St. Gervais comme un résidu de la décomposition superficielle qui s'est accomplie sur la pénéplaine hercynienne entre la fin du Permien et le début du Trias.

On sait que le soubassement cristallin de la région de St. Gervais, de St. Nicolas de Véroce ainsi que la moitié orientale de la fenêtre de Mégève sont constitués par des micaschistes à mica blanc, traversés au Prarion par des amphibolites et à Mégève par des pegmatites et des gneiss d'injection.

A la base du Trias, au dessous des quartzites blancs à galets de quartz rose, et dans une zone coïncidant avec la limite d'extension des micaschistes, nous avons trouvé une arkose verte formée de feldspaths, de quartz et de mica blanc liés ordinairement par de la séricite mais souvent cimentés aussi par un calcaire ferrugineux brun, des jaspes rouges (St. Gervais, le Feug) ou de l'hématite. Dans un bloc de cette arkose verte gisant dans le lit du Bonnant (rive droite) près du nouvel établissement des bains de St. Gervais, nous avons observé une poche d'hématite d'un volume de 2 dm³ environ.

MICHEL LÉVY a consacré aux roches de ce type, désignées sous le nom de bésimaudites par ZACCAGNA, une partie importante de sa publication sur les Aiguilles Rouges. Le résumé de ses observations à leur sujet est fort instructif (12, p. 30). « A la base du Trias se trouvent des dépôts de rivage, des arkoses souvent à peine préparées mécaniquement et composées des débris des roches cristallines sous-jacentes: micaschistes, amphibolites, schistes chloriteux, schistes granulitiques (injectés de protogine). Le faciès Bésimaudite est surtout composé de débris de schistes chloriteux et de micaschistes. Les quartzites blancs sont plutôt le produit d'un démantèlement plus lointain des schistes granulitiques avoisinant la protogine.»

Entre le Bonnant et Mégève nous avons retrouvé des bésimaudites en plusieurs points. Mais c'est 1^o entre St. Nicolas de Véroce et les Plans à l'W de la route, 2^o dans la carrière du Feug près de Combloux, 3^o à Choseaux, hameau situé à 2 km au NE de Mégève qu'elles sont le plus facilement observables. Les conditions de gisement des Bésimaudites du Feug, en particulier, nous permettent de nous rallier à l'opinion de Michel Lévy et d'envisager l'arkose verte à jaspe comme une arène de micaschistes, et celà d'autant plus que sa présence semble liée précisément à un substratum de micaschistes. Les fragments des roches sous-jacentes, qu'elle contient, sa richesse en fer, la similitude qu'elle présente avec le Verrucano

par son faciès et fréquemment par ses vives colorations rouges et violettes, nous engageant aussi à lui attribuer une origine continentale.

A ce titre, son âge ne peut être que permien, si le Trias des Aiguilles Rouges comme on l'a envisagé jusqu'à présent, est bien transgressif sur la pénéplaine hercynienne. Il subsistera toutefois la difficulté de fixer la limite inférieure du Trias dans les conglomérats et les quartzites blancs qui surmontent cette arkose.

Vallée du Bonnant. Nous avons dit que les micaschistes du soubassement hercynien affleurent en deux pointements isolés visibles, l'un dans le Nant devant, l'autre dans le Nant derrière ou Nant des Meuniers. En remontant le Nant devant à partir du sommet de son cône de déjections on note:

1. Micaschistes écrasés surmontés par des lambeaux de quartzites laminés presque méconnaissables. A la partie supérieure de ce complexe des nids calcitiques bruns, des traînées ferrugineuses sont les seules traces de la zone d'alération permienne. N 30° E, 32° SE.
2. Cargneule bréchoïde, gréseuse et marneuse contenant peu de quartz et de schistes verts. Ce complexe se termine par une cargneule bréchoïde grossière à éléments de calcaire dolomitique.
3. Calcaire dolomitique bréchiforme dont la texture est probablement d'origine mécanique, renfermant sur une épaisseur de 0,50 m quelques bancs de calcaire séparés par des lits marneux jaunes et des pellicules rouges. Puissance totale: plus de 9 m.
4. Eboulis.

On peut observer le pointement du Nant des Meuniers ou Nant derrière sur le sentier qui, montant des Hoches sur la rive gauche du ravin, rejoint à son extrémité S le chemin de la Corniche de St. Nicolas; il montre la coupe suivante, faite de bas en haut:

1. Micaschistes redressés.
2. Schistes cristallins broyés et laminés reposant en discordance tectonique sur les précédents; 0,50 m.
3. Cargneule gréseuse.
4. Cargneule bréchoïde à éléments de calcaire dolomitique.

Avant de dégager de ces faits les conclusions qui s'imposent, il convient d'étudier un troisième profil, celui qui est observable sur le chemin montant de Bionnay à St. Nicolas de Véroce.

A partir du talweg du Bonnant, on s'élève d'abord dans les éboulis puis on rencontre successivement:

1. Micaschistes sains.
2. Micaschistes profondément arénifiés dont les joints ont été remplis par un ciment gréseux calcifère brun. Cette dernière formation se présente aussi en nids ou en poches irrégulières au voisinage de l'ancienne surface continentale.

3. Conglomérat transgressif à galets de quartz de 1 à 2 cm. de diamètre en bancs énormes; la roche contient des nids calcitiques bruns.

Une faille verticale dont la lèvre NE paraît surélevée coupe la petite paroi où nous avons observé le contact des quartzites sur la zone d'altération. Le plan de faille dirigé N 55° W présente des stries s'élevant dans la direction de St. Nicolas.

4. Quartzites grossiers à quartz roses et à nids calcitiques, affleurant au sortir de la forêt dans les prés de St. Nicolas. Le grain de la roche devient plus fin dans le village où des stratifications entrecroisées sont visibles. Ces formations détritiques 3 et 4 atteignent en moyenne 30 m. d'épaisseur.
5. Cargneules bréchoïdes et gréseuses à galets de quartz et éléments verts disséminés.
6. Calcaires dolomitiques bréchiformes.

On traverse ces deux dernières formations en descendant au Quy depuis le coude le plus méridional du chemin que nous venons de suivre ou en remontant le ruisseau de la Gliesette à partir du même point.

Si l'on compare ces trois coupes très voisines les unes des autres, puisque les extrêmes sont à peine distantes de 2 km, on est frappé par la réduction rapide des quartzites de St. Nicolas de Véroce vers le S.

Cette réduction est d'ordre tectonique. Epais d'au moins 30 m à St. Nicolas, les quartzites manquent complètement dans le Nant derrière. Ce phénomène ainsi que la superposition des cargneules aux micaschistes ont été signalés déjà par MICHEL LÉVY (12, p. 26). A leur place s'est intercalé un paquet épais de 0,50 m de schistes cristallins mylonitisés, entraînés en discordance tectonique sur la tranche des micaschistes restés en place: Dans le Nant devant, les quartzites très réduits montrent les traces d'un violent écrasement.

Nous avons montré que St. Nicolas était voisin du faite structural des Aiguilles Rouges; les affleurements des Nants devant et derrière appartiennent donc au versant sud du bombement c'est-à-dire au plan d'affrontement de la nappe de Morcles. Sous la poussée ascendante de la nappe en marche, une partie de la couverture triasique a cédé, les quartzites se sont localement décollés sur leur substratum et ont flué en avant vers le faite structural, mettant en contact les éléments supérieurs du Trias avec le socle cristallin. La structure bréchiforme des calcaires dolomitiques de la région est certainement due en partie à la translation de la nappe. Le passage des quartzites décollés aux quartzites restés en place se fait par des failles dans le genre de celle que nous avons signalée sur le chemin de Bionnay à St. Nicolas.

Dans la forêt, au dessous de St. Nicolas, existent dans les quartzites plusieurs dépressions rectilignes dirigées sensiblement du N au S; le fond en est malheureusement masqué par l'humus et une végétation épaisse, mais elles doivent probablement jalonner des fractures.

En allant de St. Nicolas aux Plans on voit à gauche de la route dans une petite carrière, une arkose verdâtre à mica blanc (Bésimaudite) que nous trouverons encore près de Mégève; cette roche appartient au niveau des jaspes de St. Gervais qui doit être attribué au Permien.

En dessous de la chapelle des Plans, à 50 m au NW de la route, les quartzites montrent de nombreuses fractures, et plus bas dans la direction des Vincents, les cargneules apparaissent encore. Entre les Plans et le Nant de Tarchet ils disparaissent sous le Glaciaire et les formations superficielles locales. Toutefois deux superbes entonnoirs dus à la dissolution du Trias sous-jacent sont visibles aux Granges à proximité immédiate de la route. Le plateau des Plans comme celui de St. Nicolas, doit son origine à l'ablation quaternaire des cargneules et des calcaires dolomitiques au dessus du socle plus résistant des quartzites. Le Trias autochtone est très épais dans la partie inférieure du Nant de Tarchet. En remontant le ravin, on voit se superposer aux quartzites une masse considérable de cargneules bréchoïdes à énormes éléments anguleux d'argilites vertes triasiques. Nous avons trouvé un de ces fragments mesurant 17 cm de longueur. Au dessus viennent des calcaires dolomitiques épais. Plusieurs entonnoirs de dissolution jalonnent ces formations au N d'Orcin. Nous en avons noté trois particulièrement importants par leurs dimensions. Ces dolines sont situées à l'W du chemin qui va de la Planchette à Orcin. Près du fond de la doline médiane, on voit affleurer des calcaires dolomitiques montrant les traces d'une pression subie (fractures, réseaux de calcite). Au delà, vers le N, le Trias autochtone n'est plus visible que dans le lit et sur les rives du Bonnant. DELAHARPE (4), A. FAVRE (7 III, p. 33), HOLLANDE (11), puis MICHEL LÉVY (12, p. 19) ont publié des coupes de la série permo-triasique de St. Gervais; nous n'y reviendrons pas pour l'instant, mais nous ferons remarquer qu'aux anciens bains de St. Gervais se termine l'arc décrit par la couverture autochtone du Prarion. Le Trias disparaît en plongeant sous les alluvions du Bonnant et la plaine de l'Arve.

C'est probablement à la présence des gypses épais, au sommet de ce Trias qu'est due la formation de deux dolines

situées entre deux crêtes morainiques près de Champlong et d'une troisième de petit diamètre visible sur le versant du Bonnant à l'extrémité supérieure du sentier dit « des Poules » venant des anciens Bains de St. Gervais.

La bordure permo-triasique de la fenêtre de Mégève. Les micaschistes rubéfiés, formant, à l'E du Feug l'affleurement le plus septentrional des terrains paléozoïques de la fenêtre de Mégève, sont surmontés d'un quartzite vert à mica blanc identique à celui de la route de St. Nicolas de Véroce aux Plans. Si l'on continue à descendre le long du torrent de Darbon, on rencontre bientôt, au voisinage d'une scierie, à l'WNW de Les Servoz, des quartzites grossiers à quartz roses passant vers le haut à des quartzites lités d'aspect zoné, à ripplemarks. A ceux-ci succèdent plus à l'aval des argilites vertes et violettes surmontées de nouveaux quartzites; au delà le lit du torrent s'encombre de blocs énormes de protogine erratique. Tandis que, près de la scierie, les quartzites nous ont fourni les mesures $N 65^{\circ} E, 18^{\circ} N$, les argilites et les quartzites de l'aval sont, sinon horizontaux, du moins faiblement inclinés vers le SE. Cette différence de plongement est probablement due à une petite faille visible dans le lit du ruisseau près de la rive gauche.

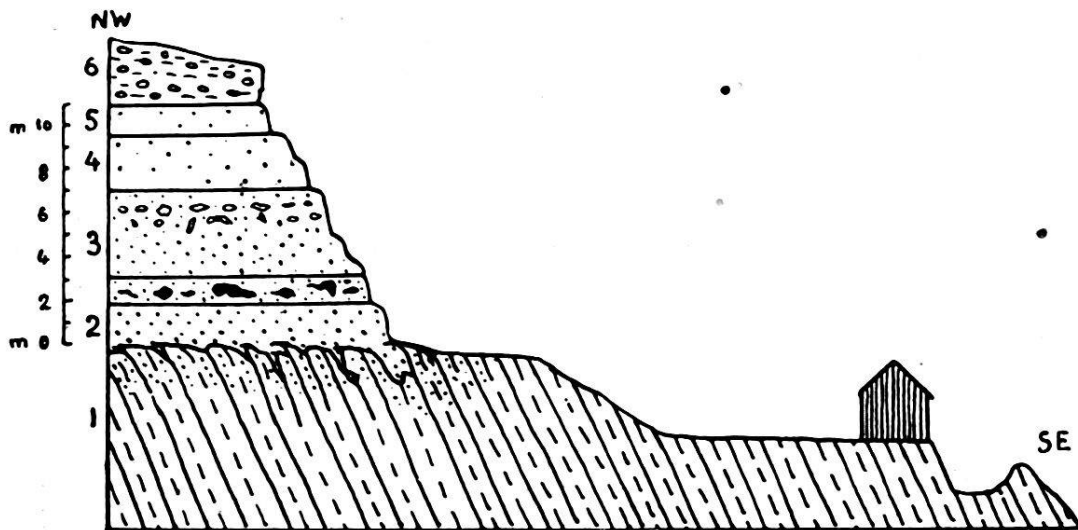


Fig. 1. Coupe de la Carrière du Feug.

La carrière du Feug, actuellement en exploitation fournit de précieuses données sur le contact du Cristallin avec sa couverture. En avril 1923, l'état des travaux permettait de voir la série suivante relevée de bas en haut:

1. Micaschistes redressés, décomposés et intensément rubéfiés, criblés de nids de calcite. Les rhomboédres agglomérés se présentent en nids irréguliers ou en traînées.

2. Arkose (Bésimaudite) à mica blanc, de grain moyen, de couleur vert clair à vert foncé, rubéfiée localement et contenant des rhomboédres de calcite; 2 m env. La limite entre 1 et 2 est indécise en raison du ravinement et de la désagrégation subis par la pénélaine hercynienne et de l'interpénétration des deux formations qui en est résultée.
3. Arkose semblable à la précédente mais plus grossière, sans mica et contenant des jaspes rouges à la base. Au dessus des jaspes la roche est criblée de trous emplis d'un calcaire ferrugineux, brun chamois. Ce calcaire peut même constituer le ciment de la roche. 4—5 m. Ce niveau à jaspes n'est que la réapparition de celui de St. Gervais qui est connu et célèbre depuis longtemps. Il était intéressant de le retrouver à 6 km plus à l'W dans le fenêtre de Mégève.
4. Quartzite irrégulièrement coloré en violet 2,50 m.
5. Quartzite vert clair 0—3 m.
6. Glaciaire et formations locales.

Nous attribuons aux niveaux 2 et 3 un âge probablement permien.

L'épaisseur totale des formations détritiques supérieures aux micaschistes est de 10 m environ. Des failles et les traces d'un décollement des arkoses sur leur substratum sont nettement visibles dans la carrière.

Au voisinage des maisons du Feug, plus au NE, des quartzites affleurent encore. Les quartzites de la carrière du Feug se poursuivent vers le SW sous forme d'un abrupt qui s'allonge dans les prés au dessus de l'ancienne route de Combloux. Ce sont des quartzites à quartz roses qui dans la partie supérieure du Bois Crêtet deviennent particulièrement grossiers et se chargent d'inclusions calcitiques rousses. Ils déterminent dans la forêt une crête allongée dont le versant NW s'incline doucement vers le chemin Hodier-Vauvray. Le pendage des couches se fait au NW.

Au S de Hodier, près d'un transformateur, en plein milieu de la plaine de Mégève s'élève une butte allongée formée par des quartzites à quartz roses plongeant au SE alors que les couches similaires du Bois Crêtet ont un pendage NW. RITTER (19, p. 163) avait déjà observé cette anomalie sans toutefois en donner une explication. Nous ne serons guère plus heureux car l'isolement complet de cet affleurement rend malaisé l'établissement des raccords. Il faudrait supposer, s'il s'agit bien là de roche en place, que la surface cristalline décrive entre Hodier et le transformateur un léger bombement dans lequel seraient compris les micaschistes du Bois Crêtet puis qu'après s'être infléchie au SE (quartzites du transformateur), elle se relève vers les Pettauraux situés à environ 140 m au dessus de la plaine de Mégève.—

Le pointement triasique le plus proche au SW est situé à peu de distance en amont du Pont de l'Arly (W de Mégève) sur la rive droite du cours d'eau. On trouve là, masquée en partie par des glissements de terrain un peu au dessus des schistes cristallins, des cargneules bréchoïdes à éléments de calcaire dolomitique. Cette localité était déjà connue d'A. FAVRE (7 III, p. 157).

Reprenons la révision systématique des pointements permotriasiques sur la bordure E et S de la fenêtre mégevanne. Dans le Nant Rambert, situé entre le Plan et Berthelet, les micaschistes parviennent jusqu'au N du r de Berthelet et peu au dessus, toujours dans le lit du cours d'eau, existe un minuscule affleurement de quartzites. Nous avons déjà dit que dans le torrent de Choseaux, les schistes cristallins étaient surmontés d'arkose verdâtre à mica blanc dont la position à la base de la série de couverture est maintenant bien établie; il s'agit là de l'arène de micaschistes d'âge permien (Bésimaudites).

Plus en amont, entre Choseaux et Replat, sur la rive gauche du même ruisseau, se montrent des cargneules bréchoïdes, des cargneules gréseuses puis des calcaires dolomitiques, le tout d'une puissance approximative de 10 m. Ce Trias appartient vraisemblablement à la série autochtone sans que nous puissions l'affirmer, car il est séparé des quartzites de Choseaux par du Glaciaire. On découvre encore des cargneules en relation possible avec les précédentes dans le fossé situé immédiatement au N de Pettauraux. Nous avons déjà dit que dans cette dernière localité, les quartzites sont présents ainsi que plus au S où ils forment des pointements isolés sur le plateau. Il faut de là se rendre au S de Planellet dans le lit du torrent de Planay pour retrouver des cargneules très semblables à celles du torrent de Choseaux. L'affleurement est isolé, placé sur la rive gauche, et comporte à la base une cargneule gréseuse à éléments verts abondants; au-dessus vient une couche plus épaisse de cargneule bréchoïde. Les éléments de cette dernière sont formés de schistes verts surtout, puis de calcaire dolomitique et de quartz. L'épaisseur visible est d'une dizaine de mètres.

Le torrent important qui draine les eaux de la Combe de Lay et passe à Plaine Joux permet de relever entre la Rée et L de la Livre, une coupe de l'autochtone moins fragmentaire que les précédentes. La série étant coupée très obliquement par le talweg, chaque niveau affleure sur une grande distance. Les quartzites massifs règnent de la Rée à Javen d'en bas, puis viennent les argilites rouges et vertes (1—3 m), les cargneules

et le Toarcien très plissé de la nappe. La même coupe peut être faite dans le ravin affluent du précédent et qui coule immédiatement à l'W de Javen d'en bas.

En remontant le ruisseau du Tour à partir de son embouchure dans l'Arly, les terrains suivants affleurent d'une façon plus ou moins continue :

1. Schistes cristallins plongeant au NW.
2. Quartzites, visibles au pont que franchit le sentier de Mégève à Porchex.
3. Cargneules.
4. Toarcien de la nappe.
5. Cargneules.
6. Quartzites.
7. Argilites rouges et vertes.
8. Cargneules.

Cette succession qui peut paraître anormale si on la compare aux précédentes, est due au fait que le profil longitudinal du ruisseau du Tour, reste, à de légères ondulations près, sensiblement parallèle aux plans de stratifications du Trias. Les accidents de son profil suffisent pour le faire monter et descendre plusieurs fois dans la série.

Quelques lambeaux triasiques sont encore mis à jour par le ruisseau qui traverse le P de Porchex; ce sont des quartzites, en dessous du sentier conduisant de Mégève à Lady et des cargneules près du hameau de Porchex dans le fossé creusé par le petit cours d'eau. Encore un pointement de quartzites faiblement inclinés vers l'Arly, dans un ruisseau entre Lady et les Poches, et rien n'apparaît plus de la couverture triasique jusqu'à la grande tranchée du Torrent de Cassioz.

Nous avons déjà décrit (p. 435) la superbe discordance angulaire des quartzites inférieurs transgressifs sur les schistes cristallins dans le ravin de Cassioz. En continuant à remonter le long des eaux tumultueuses, dans l'entrelacs des arbres déracinés par les crues et le dédale des blocs roulés, on passe des quartzites massifs de base à des quartzites lités et plaquetés surmontés par 2 à 3 m d'argilites. La partie supérieure du Trias autochtone de Cassioz est représentée par des cargneules gréseuses et bréchoïdes à éléments verts. Sous la pression tangente de la nappe, les cargneules ont été localement décollées sur les argilites et ont flué vers le NW en s'accumulant.

A. FAVRE (7 III, p. 157) avait signalé dans le torrent des Varins, au SE de Praz sur Arly, un Trias que nous avons retrouvé. En réalité il y a trois affleurements triasiques. Les deux inférieurs appartiennent seuls à l'autochtone car ils sont surmontés d'un coussinet toarcien et de la lame triasique

V. Le pointement aval montre des cargneules dans la masse desquelles est inclus un lambeau de schistes toarciens. Il est probable qu'en ce point les calcaires dolomitiques ont été laminés ou chassés en avant et que les cargneules, bousculées par les schistes toarciens de la nappe en marche, se sont replissées avec eux. Le pointement médian présente, à la base, des cargneules bréchoïdes à éléments gypseux, puis au sommet des calcaires dolomitiques massifs. Nous reviendrons à propos de l'élément tectonique V sur le pointement supérieur des Varins. Ceux que nous venons de décrire brièvement doivent être considérés comme l'extrémité méridionale de la fenêtre de Mégève. Dans l'espoir d'étendre plus au sud encore les contours de celle-ci, nous avons exploré en vain le lit des torrents situés à l'W des Varins. De part et d'autre de la vallée entre les Béronds et le Jorra, le Toarcien s'approche très près du talweg; ce sont des indices de la fermeture de la fenêtre de Mégève à la hauteur du village de Praz sur Arly. Les cônes d'alluvions, particulièrement puissants en ces lieux ne laissent malheureusement rien transparaître de l'infrastructure.

En résumé, nos recherches dans cette région montrent que les schistes cristallins s'étendent encore sur la rive gauche du torrent de Cassioz tandis que leur couverture triasique atteint les Varins à 1 km plus au SW.

Pour clore ce voyage circulaire autour de la fenêtre de Mégève, il reste à explorer le versant droit de la vallée en remontant du Praz vers Mégève. Jusqu'à Mavarin, le Trias est recouvert par le Glaciaire, les éboulis et des tufs quaternaires.

Le coin granitique de la Motte et sa couverture triasique. Près du village de la Motte, à l'W de Mégève, l'Arly reçoit un affluent profondément encaissé alimenté par le cirque compris entre la Croix de Christomet, le Col Jaillet et les Soles; c'est le Foron ainsi que le désigne la Carte de l'Etat Major. On peut faire, en remontant le cours d'eau, l'intéressante coupe que voici:

1. Schistes cristallins, redressés, rubéfiés et ravinés. La roche est recimentée par un calcaire gréseux ferrugineux brun qui, après avoir rempli les joints, forme comme un crépi sur l'ancienne pénéplaine.
2. Conglomérat de base dont les éléments sont des quartz blancs peu roulés et le ciment un grès grossier rouge violacé.
Cette transgression est visible dans le lit du Foron, avons-nous dit, à 15 m. en amont du petit pont reliant La Motte à Mavarin.
3. Après un espace occupé par des alluvions torrentielles, des quartzites plaquetés quasi horizontaux se montrent pour disparaître de nouveau sous l'amas des blocs roulés.

4. Peu après avoir pénétré dans le bois, on arrive au pied d'un petit massif composé de granite et de porphyrite dont E. RITTER a publié des analyses pétrographiques (19, p. 28 et 38). — Les fractures nombreuses et surtout les plans de rupture sub-horizontaux que révèle l'examen de ce massif sont déjà un indice de sa situation anormale. On se rendra mieux compte du phénomène en remontant obliquement vers l'W sur la rive droite; cette traversée montre que le granite constitue un énorme coin surélevé, dirigé NS, et couché vers l'W sur sa couverture triasique renversée, formée de:
 5. Quartzites plaquetés à quartz roses.
 6. Cargneules.
 7. Calcaires dolomitiques en bancs alternant avec des zones de cargneules. — 15 m. env.
 8. Ce Trias surmonte à son tour les argiles schisteuses toarciennes, ce qu'on peut voir dans une déchirure du terrain au-dessus d'un sentier qui peu après franchit le mur des calcaires dolomitiques (n° 7).

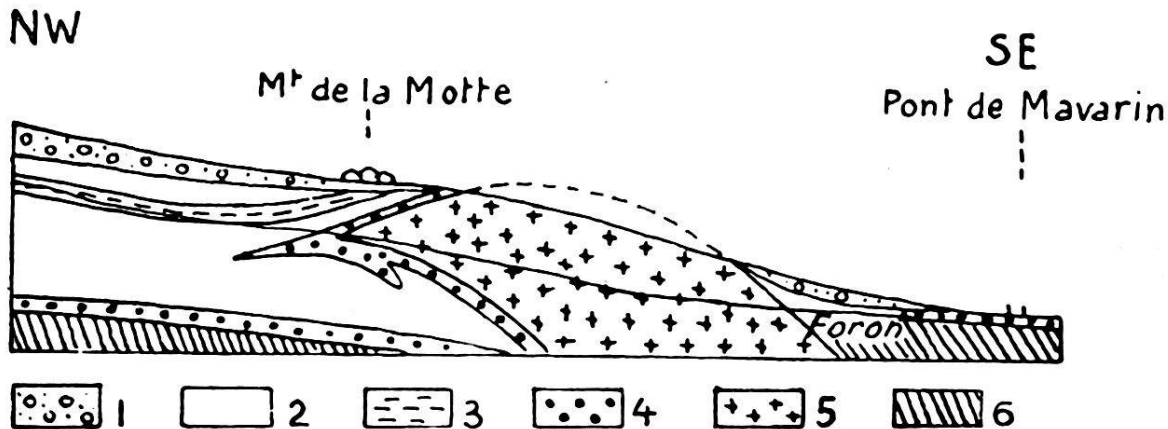


Fig. 2. Le Coin granitique de la Motte.

1 = Glaciaire. 2 = Toarcien. 3 = Lias moyen. 4 = Trias. 5 = Granite. 6 = Schistes cristallins.

Le Trias renversé et replissé sous le granite se continue par une lame anticlinale aiguë de calcaire dolomitique et de cargneule qui s'enfonce dans le Toarcien et engage probablement la pointe légèrement rabattue du coin granitique; on peut suivre cette lame de Trias sur une courte distance dans les pentes broussailleuses qui dominent le sentier dont il était question plus haut. Traversant avec ce sentier la lame anticlinale on atteint, au-dessus, le Toarcien normal; le coin granitique avec sa gaîne triasique est donc bien planté dans les schistes toarciens. Suivons maintenant dans la gorge la bordure du granite; on le voit s'enfoncer vers amont sous les calcaires dolomitiques peu épais qui semblent constituer à eux seuls sa couverture normale. Le granite affleure encore sur le chemin qui descend du Mont à la Motte, au point où il longe le bord du ravin.

Discutons sans plus tarder la position si intéressante de ce coin de la Motte. Les relations entre le Trias renversé Nos. 5—7 et les quartzites No. 2 ne sont pas visibles sur le terrain. D'autre part, des éboulis grossiers et une partie du cône de déjections du Foron ne laissent rien voir du sous-sol entre les quartzites No. 2 et le granite. Ajoutons encore que nous n'avons pas retrouvé plus au Sud de granite avec lequel on puisse raccorder celui de la Motte. Ces lacunes nous obligent à formuler deux hypothèses sur l'enracinement de ce coin:

1^o Le granite de la Motte est d'origine lointaine; il s'enracine sur la rive gauche de l'Arly ou bien a été arraché au substratum cristallin plus loin encore, et a été entraîné sous forme de lentille par la nappe de Morcles. Hâtons-nous d'objecter qu'aucun fait ne permet de résoudre le problème dans ce sens. Au contraire, la réduction tectonique subie par la couverture normale du granite et la présence, au dessous de celui-ci d'une série triasique renversée quasi complète, ne sauraient que jeter le doute sur une pareille interprétation. Comment concevoir que la surface inférieure de cet élément en friction constante sur le substratum de la nappe ait conservé sa couverture triasique pendant que la surface supérieure l'aurait perdue presque complètement au contact des argiles toarciennes. Un flanc renversé reste intact et un flanc normal raboté voilà qui est en contradiction avec les notions les plus élémentaires de la tectonique.

2^o Le coin granitique de la Motte s'enracine sur place. C'est un dyke dit E. RITTER (19, p. 148) et telle est aussi notre opinion. Ce granite est un granite ancien, hercynien, bordé à l'E et à l'W par les schistes cristallins X de notre confrère. Abrasé après la dernière phase du plissement hercynien, il fut recouvert, en discordance comme le reste de la pénéplaine, par le Trias. Ce granite intrusif en filon colonnaire de direction N-S devait avoir une extension très restreinte. Inclus dans des schistes cristallins relativement plastiques il représentait un élément résistant. Sous la pression latérale exercée pendant le paroxysme tertiaire du plissement alpin, il a dû se pincer en profondeur et après un bombement préliminaire saillir vers le haut en bousculant et en recouvrant son revêtement triasique, tout comme un noyau de fruit part en avant quand on le presse entre deux doigts.

Il est même possible de préciser davantage. Le coin de la Motte, nous l'avons vu, est enrobé dans les argiles toarciennes de la base de la nappe de Morcles. L'encapuchonnement est donc postérieur à l'avancée principale de la nappe, liée à la

disparition et à la réduction de ses éléments basaux, le Lias inférieur et le Lias moyen.

Cette avancée principale marque un premier temps. Le second correspond à la surrection du coin de la Motte et à sa pénétration mécanique dans la masse charriée. Le mouvement de la nappe vers le NW n'avait toutefois pas complètement cessé quand le phénomène s'est produit puisque le flux agissant sur cet obstacle fortuitement apparu en a raboté et réduit la couverture normale et en a rabattu la pointe vers le bas sur un mode commun aux écailles du massif homologue de Gastern (51).

3. Vue d'ensemble sur le substratum hercynien et sa couverture autochtone.

Les contours de la fenêtre de Mégève. Si l'on compare la forme de la fenêtre de Mégève telle qu'elle est figurée sur la carte de E. RITTER (19) ou sur la feuille d'Annecy de la carte géologique au 1 : 80000 avec les contours de notre carte structurale, on notera quelques différences. La forme générale reste la même mais on remarquera que, d'après nos levés, le Trias autochtone s'étend un peu plus au N vers Combloux. La limite des micaschistes et celle du Trias gagnent vers l'E entre le Feug et Planellet. La bordure triasique pénètre plus avant dans la vallée de Planellet et parvient à la hauteur de La Livre.

Vers le SW, nous avons reporté la limite extrême des schistes cristallins sur la rive gauche du Torrent de Cassioz tandis que le Trias de bordure dans cette région s'étend jusqu'aux Varins débordant de 1 km $\frac{1}{2}$ environ les contours anciens.

Le Permien. Nous avons retrouvé entre St. Nicolas de Véroce et les Plans, à la carrière du Feug et à Choseaux près de Mégève, des arkoses vertes à mica blanc semblables à certaines bésimaudites du Prarion décrites par Zaccagna et Michel Lévy. Leur présence semble liée à un substratum de micaschistes. Ce sont des arènes de micaschistes. Nous attribuons au Permien ces formations continentales, inférieures aux quartzites triasiques.

Le Trias. E. HAUG (17, p. 10) a publié que le Trias moyen (calcaires dolomitiques, cargneules et gypse) fait entièrement défaut sur presque tout le pourtour de la boutonnière de Mégève. Pour E. RITTER (19, p. 162) le trait caractéristique de cette bordure triasique est l'extrême extension que prennent les quartzites et l'absence presque complète des cargneules. Il est aisé de se rendre compte par l'exposé de nos résultats qu'une aussi importante lacune n'existe pas. Les quartzites triasiques

sont présents sur toute la bordure, cela ne fait pas de doute. Les argilites affleurent sporadiquement, mais cela tient à leur faible résistance à l'érosion, à leur épaisseur restreinte (2—3 m) et à l'extension considérable des terrains glaciaires sur le seuil de Mégève. On les rencontre toutefois dans le torrent de Darbon, près de Feug, à Javen d'en bas, dans les torrents du Tour et de Cassioz, soit sur toute la bordure E de la fenêtre: La bordure W, où le Trias paraît rarement, n'en montre pas.

En ce qui concerne les cargneules, elles n'affleurent pas dans la pointe N de la fenêtre de Mégève jusqu'à la hauteur de Choseaux, région particulièrement chargée de dépôts morainiques. A partir de là, nous les avons vues à Pettauraux, dans le torrent du Planay, à Javen d'en bas, dans les torrents du Tour, de Cassioz et des Varins, dans le Foron près de la Motte et au pont de l'Arly, à l'W de Mégève, c'est-à-dire sur les trois quarts du périmètre de la fenêtre mégevanne. Les calcaires dolomitiques sont peu représentés; ils ne se rencontrent qu'à Choseaux, dans le torrent des Varins et à la Motte.

La tectonique. L'examen des déformations subies par l'infrastructure hercynienne et sa couverture permo-triasique montre qu'elles sont dues à deux causes liées pourtant par une commune origine, le paroxysme tertiaire du plissement alpin et en particulier la phase insubrienne (35), ce sont:

1° Une poussée exercée à un niveau relativement profond et transmise au travers des schistes cristallins de l'avant pays.

2° La translation de la nappe de Morcles vers le NW.

A la poussée profonde doivent être attribuées l'intumescence marginale des Aiguilles Rouges qui disparaît à St. Nicolas de Véroce sous la nappe, les fractures et les torsions dans les micaschistes du Crêt, au NE de Mégève et la surrection du coin granitique de la Motte. Nous ne parlons pas ici de la formation des lames de charriage arrachées au bord interne du Prarion et de leur translation; ces deux phénomènes sont bien dus aux deux causes mentionnées mais leur étude fera l'objet du chapitre suivant.

Les déformations superficielles et en particulier celles de la couverture sont dues à la translation de la nappe de Morcles. Ce sont surtout des décollements à des niveaux divers, liés à des phénomènes de laminage, à des réductions plus ou moins complètes des formations. On constate également des fractures en relation avec les déplacements de la couverture triasique.

Le décollement des quartzites sur les schistes cristallins est facilement observable au S de St. Nicolas de Véroce (Nant devant et Nant derrière). On se trouve là dans une zone parti-

culièrement exposée sur le plan d'affrontement de la nappe de Morcles. Localement, les quartzites chassés vers le faite structural ont complètement disparu (Nant derrière). Le déplacement des quartzites de base est aussi visible dans la carrière du Feug. Par leur caractère lithologique, les argilites sont facilement devenues le siège d'un plan de décollement; nous avons décrit ce phénomène dans le Vallon de Cassioz. Mais ce sont les calcaires dolomitiques, placés au sommet de la série triasique qui ont le plus souffert du passage de la nappe. Au sud de St. Nicolas de Véroce ils sont fracturés. Ils ont complètement disparu entre les cargneules et le Toarcien parautochtone, à Javen d'en bas, dans les torrents du Tour et de Cassioz et dans l'affleurement aval des Varins. Dans le Foron, par suite de la surrection du coin de la Motte, la couverture de cet obstacle fortuitement opposé à la marche de la nappe, a subi une réduction plus importante encore; nous n'avons retrouvé que des calcaires dolomitiques très réduits sur le dos du petit massif granitique.

Comme il fallait s'y attendre, les failles sont nombreuses dans la région faîtière de St. Nicolas de Véroce; elles intéressent surtout les quartzites; au NE du Feug dans le torrent de Darbon, les quartzites sont également fracturés.

B. Les lames de charriage inférieures à la Nappe de Morcles.

1. La lame de Carbonifère du Prarion.

Le Col de Voza et la rive droite du Bonnant. Si l'on monte du Col de Voza au Pavillon du Prarion, après avoir quitté le Lias de la Nappe de Morcles, on traverse un Houiller épais qui repose au Pavillon sur une série normale formée de Bésimaudites, de Quartzites du Trias et de calcaires dolomitiques bréchiformes; cette série est elle-même en repos sur un second Carbonifère. MICHEL LÉVY (12, p. 26, fig. 9 et pl. V, fig. 3) qui a décrit cette superposition intéressante voit là un anticlinal de Houiller couché vers le NW (anticlinal Est) et séparé de l'anticlinal principal du Prarion (anticlinal ouest) par une faille passant exactement au Pavillon. Une seconde faille sépare l'anticlinal Est, des formations mésozoïques du « synclinal de Chamonix ».

La superposition de ces deux éléments est encore mieux observable le long de la ligne du Tramway du Mt. Blanc dans les deux derniers kilomètres précédant le Col de Voza.

En montant, c'est-à-dire en se dirigeant du SW au NE, on peut noter la coupe suivante qui corrige et complète celle que nous avons déjà publiée (44, p. 378):

1. *Carbonifère* de l'anticlinal Ouest de Michel Lévy.
2. Schistes rouges et verts. *Verrucano* probable.
3. *Trias* (Quartzites et argilites).
4. Plan de chevauchement.
5. *Carbonifère* de l'anticlinal Est de Michel Lévy; un réservoir est établi sur cette formation.
6. *Verrucano* probable.
7. *Trias*; épaisseur totale 15 m. environ.
 - a. Quartzites massifs à nids calcitiques bruns
 - b. Quartzites lités
 - c. Argilites rouges et vertes
 - d. Calcaire dolomitique.
8. Plan de chevauchement de la Nappe de Morcles.
9. *Toarcien*. Argiles et marnes schisteuses.
10. *Lias moyen*. Calcaires échinodermiques zonés, redressés verticalement et se montrant au-dessus de la voie comme un mur ruiné.
11. *Toarcien*.
12. *Aalénien*. Schistes argileux à nodules visibles sur le chemin qui va du Col de Voza au Pavillon de Prarion (Synclinal du Col de Voza).

En raison de l'extension considérable des formations superficielles, le plan de chevauchement 4 est difficile à suivre entre le Pavillon du Prarion et l'endroit où il coupe la ligne du TMB. Toutefois, à mi-distance entre ces deux points, dans un abrupt, on voit le *Verrucano* 2 fortement redressé, supporter le *Carbonifère* charrié 5; le *Trias* 3 paraît avoir été laminé sur le plan de contact. Au dessous de la ligne ferrée, le *Carbonifère* charrié descend à l'W de Bionnassay, dans la direction exacte du pointement carbonifère d'Ormai, sur le versant gauche du vallon.

Si l'on monte de Champel à Ormai, on peut relever une coupe orientée exactement comme celle que nous venons de faire sur la voie ferrée au Col de Voza.

1. A Champel, schistes chloriteux Xb de la carte de MICHEL LÉVY.
2. *Carbonifère*.
3. *Trias* (quartzites, argilites, cagneule bréchoïde formée de fragments de calcaire dolomitique, de schistes verts et de quartz).
4. *Carbonifère* (schistes ardoisiers, grès micacés, anthracite).
5. Eboulis.

Cette coupe, rendue quelque peu fragmentaire par l'abondance des dépôts morainiques et des éboulis, montre la superposition des mêmes éléments tectoniques que nous avons reconnus sur la rive droite. On peut donc relier le *Carbonifère* d'Ormai (4) à celui qu'on traverse entre le Col de Voza et le Pavillon du Prarion. Nous rectifions ici le raccord que nous avons établi en 1922 entre les deux rives du vallon de Bionnassay (44, pl. 7).

La lame de Carbonifère chevauchant toujours le Trias autochtone, se retrouve au-dessus de la Gruvaz où elle accuse une puissance d'une dizaine de m (44, p. 415). En cet endroit il n'y a pas de Trias au-dessus de la lame de Carbonifère; elle est surmontée directement par les argiles noires toarciennes. L'épaisseur de cette unité tectonique, considérable au Col de Voza se réduit donc peu à peu vers le S. Entre la Gruvaz et La Chapelle, le cône énorme du torrent de Miage et les dépôts morainiques rendent incertaine l'attribution des rares pointements houillers de cette région.

Les environs de St. Nicolas de Véroce. Sur le versant gauche de la vallée de Montjoie on connaît depuis longtemps l'existence d'une couche anthracifère supérieure au Trias de couverture des schistes cristallins. En 1858, déjà, J. DELAHARPE (4) signale cette couche près des Bains de Saint-Gervais et son profil du Mont Joly la fait passer au dessus de St. Nicolas de Véroce.

A. FAVRE (7 III, p. 34), D. HOLLANDE (11, p. 708) et MICHEL LÉVY (12, p. 20—21) mentionnent encore le niveau anthracifère voisin des Bains (Châtelet) et lui donnent un âge triasique. Puis E. RITTER (19, p. 186) signale le pointement du ravin des Hochettes (Nant derrière), rappelle celui de St. Nicolas de Véroce et décrit celui d'Orcin (Nant Tarchet) mais il passe sous silence les affleurements de St. Gervais (Châtelet). Le premier, il considère comme d'âge réellement carbonifère la couche à anthracite intercalée entre deux séries triasiques. Au point de vue tectonique, E. RITTER (19, p. 187) regarde ce Carbonifère d'Orcin comme le cœur du pli II—III du Mont Joly et l'enracine sur la rive gauche du Bonnant. H. DOUXAMI (26, p. 252) confirme en 1910 cette interprétation. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de tout cela. En attendant, et pour l'intelligence des faits, nous donnerons quelques coupes faites dans les ravins des environs de St. Nicolas.

Nous avons décrit (p. 437) les coupes du Cristallin et du Trias, visibles dans le Nant devant et le Nant derrière (Nt. des Meuniers) nous n'y reviendrons pas; mais si l'on monte sur la nervure abrupte qui sépare les deux ravins, on retrouve:

1. Le *Trias autochtone* sous forme de cargneules, puis la succession suivante:
2. *Carbonifère*. Schistes micacés en affleurements sporadiques sous les éboulis, sur la rive droite du Nant derrière surtout.
3. *Toarcien*. Argiles noires.
4. *Lias moyen*. Calcaires échinodermiques zonés renfermant des bancs grossièrement spathiques, 50 m. env. A la base de ces calcaires, au contact avec 3, une brèche de friction témoigne du glissement de la masse plus compacte sur les argiles toarciennes.
5. *Toarcien* N 35° E 14—30° SE Argiles noires.

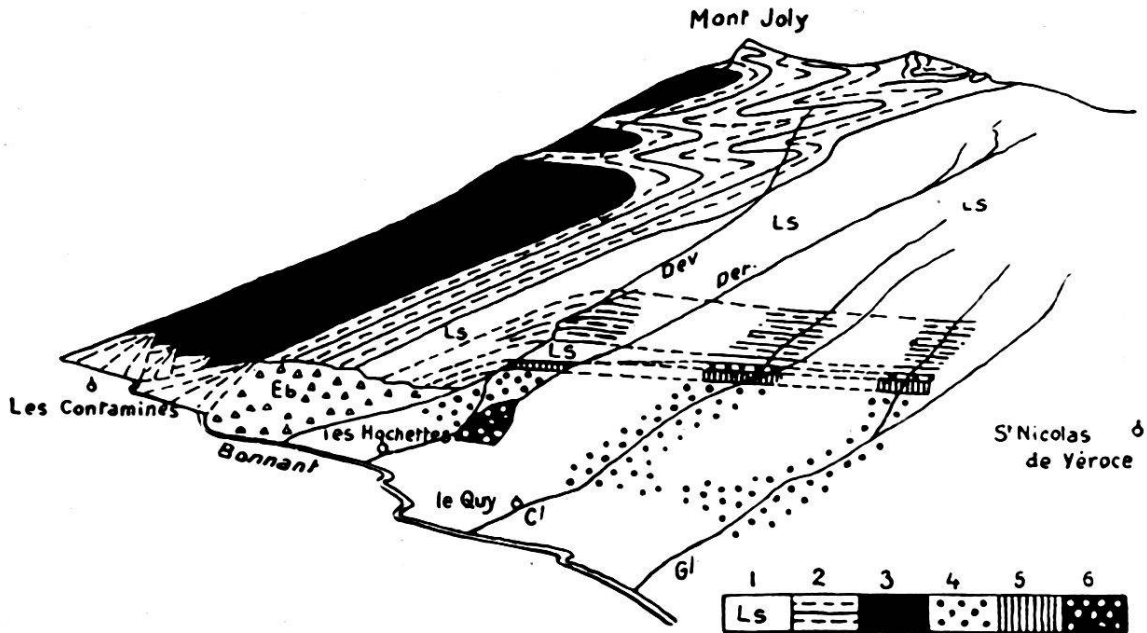


Fig. 3. Le Mont Joly vu du Champel.

1=Toarcien. 2=Lias moyen. 3=Lias inférieur. 4=Trias. 5=Carbonifère. 6=Micaschistes. Cl=Ruisseau de la Gliesette. Cl=Ruisseau des Claugers. Der.=Nant derrière. Dev.=Nant devant. Eb=Eboulement.

Le ruisseau des Claugers qui se jette dans le Bonnant près de Quy fournit une coupe plus complète encore. On note de bas en haut :

1. *Trias autochtone* (partie supérieure), Cargneule bréchoïde et gréseuse à éléments de calcaire dolomitique et de gypse. Les éléments étrangers au Trias sont rares sinon absents.
2. *Carbonifère*. Schistes ardoisiens montant obliquement vers le N et traversés sur la rive droite du ravin par la route de la Corniche 20 m. env.
3. *Trias*
 - a. Quartzites en gros bancs, plaquetés et laminés à la partie supérieure et formant une petite paroi, 7—8 m.
 - b. Cargneule écrasée; quelques mètres.
4. *Toarcien*. Argiles noires.
5. *Lias moyen*
 - a. calcaires lités contenant un gros banc de 2 à 3 m. de calcaire grossièrement échinodermique.
 - b. calcaire compact à grain fin, gris clair, à cassure esquilleuse contenant des fragments isolés d'échinodermes visible au-dessus d'un petit sentier à peine marqué sur la rive droite; 2 m.
 - c. Calcaires schisteux noirs.
 - d. Brèche échinodermique à bélemnites tronçonnées, affleurant sur un chemin muletier.
 - e. Calcaire finement échinodermique zonés alternant avec des schistes noirs écrasés et plissotés; il détermine une petite paroi au-dessus du chemin, 20 m. env.
 - f. Marnes schisteuses noires pyriteuses fortement replissées.
6. *Toarcien*. Argiles noires.

Dans le ruisseau de la Gliesette, dont il a déjà été question (p. 438) on note de bas en haut à partir de la route de la Corniche, la coupe suivante, rendue très incomplète par l'abondance des formations superficielles. Afin de marquer la discontinuité des affleurements nous avons fait suivre d'un (L, lacune) chaque formation dont le contact avec la suivante est invisible.

1. *Trias autochtone* (partie supérieure). Cargneules (L).
2. *Carbonifère*
 - a. Schistes ardoisiers micacés épais (L).
 - b. Poudingue de Vallorcine: un affleurement isolé (L).
3. *Trias*. Quartzites visibles au-dessus d'un sentier transversal.
4. *Toarcien*. Argiles noires (L).
5. *Lias moyen*
 - a. Calcaire finement échinodermique roux à la surface (L).
 - b. Calcaire finement échinodermique, gréseux, en lits de 10 à 20 cm séparés par des zones schisteuses (10 m. env.).
 - c. Calcaire marneux noir, schisteux, en gros bancs au-dessus d'un chemin muletier (L).
6. *Toarcien*. Argiles noires.

A mi-distance entre la Croix Déchappieux et l'Eglise de St. Nicolas, au lieu dit Fontanay, on retrouve encore dans les prés, les schistes ardoisiers micacés de la zone houillère que nous suivons depuis le Col de Voza. A partir de Fontanay, elle se perd sous le Glaciaire de Plans, mais reparaît dans la profonde entaille du Nant de Tarchet.

La lame carbonifère du Nant de Tarchet. Le Nant de Tarchet, désigné sous le nom de torrent d'Orcin par E. RITTER, montre deux affleurements de Carbonifère. Le plus accessible est situé au-dessus de la scierie établie sur le torrent et domine la route de St. Nicolas au point où elle traverse le ravin de Tarchet. Si l'on vient d'Orcin on rencontre d'abord au-dessus de la route, un affleurement de Toarcien qui, on le verra, est supérieur à la lame de Carbonifère. Après un espace couvert d'éboulis, on atteint des calcaires dolomitiques en gros bancs; ceux-ci se retrouvent entre la scierie et la route puis plus en aval sur le versant gauche du ravin où ils ont donné lieu à un éboulement récent. Là, ils surmontent les cargneules puissantes du bas du Nant de Tarchet. Ces calcaires dolomitiques représentent donc le sommet de la couverture triasique autochtone des Aiguilles Rouges—Prarion. Nulle part nous n'avons trouvé de schistes liasiques, inférieurs au Trias d'Orcin comme le figure E. RITTER (19, fig. 30). Tout au plus, en descendant le ravin au fil de l'eau, peut-on rencontrer, mêlées à des matériaux morainiques abondants, des masses glissées de Toarcien provenant surtout de la rive droite. Nous n'avons

pas réussi non plus à voir le Toarcien, qui affleure au-dessus de la route près d'Orcin, passer au-dessous des calcaires dolomitiques de la scierie. Ce Toarcien qui appartient à la Nappe de Morcles se raccorde, grâce au plongement des couches vers l'aval, avec celui que l'on voit surmonter la lame houillère.

Les calcaires dolomitiques autochtones montrent à leur partie supérieure une zone d'écrasement et supportent un Carbonifère composé de grès et de schistes ardoisiers anthracifères épais d'une dizaine de mètres. Deux torrents confluent à la scierie. Dans le lit du torrent Est, on peut atteindre facilement le sommet du Carbonifère et sa couverture triasique. A partir d'un petit pont, on traverse en effet d'aval en amont :

1. Grès micacés pyriteux, grossiers mais devenant schisteux dans les 4 m supérieurs.
2. Schistes ardoisiers micacés et pyriteux 2—3 m.
3. Plan de décollement tectonique.
4. Quartzites du Trias 2 m.
5. Calcaires dolomitiques très durs montrant des traces d'écrasement 2 m. Le Trias détermine un abrupt franchi par une petite cascade.
6. Toarcien de la Nappe de Morcles, entaillé par la route sur le versant droit du ravin de Tarchet.

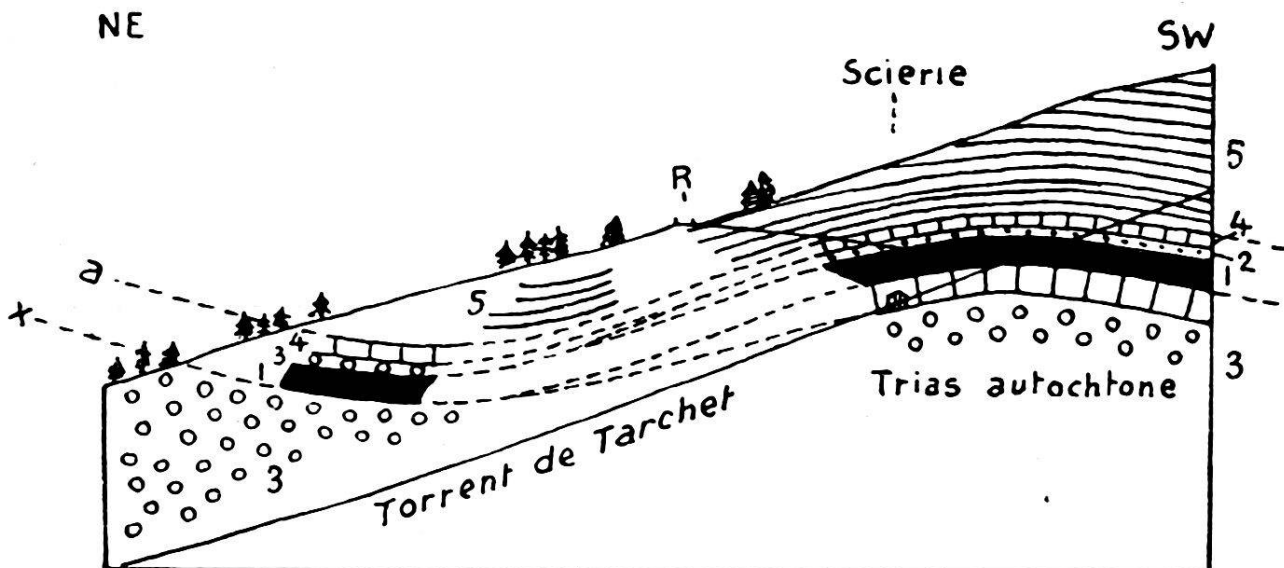


Fig. 4. La lame de Carbonifère dans le T^t de Tarchet.

1=Carbonifère. 2=Quartzites du Trias. 3=Cargneules. 4=Calcaire dolomitique. 5=Toarcien. a-a=Plan de chevauchement de la Nappe de Morcles. R=Route de St-Gervais à St-Nicolas de Véroce.

Considérons maintenant le second affleurement. RITTER (19, p. 185, fig. 30) signale à l'aval de la scierie d'Orcin un Carbonifère entouré de cargneules et redressé fortement vers l'W. Il l'envisage comme la racine droite de l'anticlinal II—III du Mont Joly et le raccorde avec la partie couchée du même

pli, le Carbonifère de la scierie. L'affleurement en question se trouve à la hauteur du village d'Orcin sur le versant droit du vallon. Il est visible de la rive gauche, depuis la route de St. Nicolas, au S d'Orcin. Si l'on monte obliquement d'aval en amont, sur le versant droit de façon à couper l'affleurement houiller on verra :

1. Cargneules bréchoïdes.
2. Schistes ardoisiers et grès carbonifères.
3. Cargneules bréchoïdes.
4. Calcaires dolomitiques.
5. Toarcien de la nappe.

Ces formations sont presque horizontales et plongent faiblement vers l'amont, au lieu d'être relevées de 52° vers l'W comme l'indique la fig. 30 de Ritter. Le Carbonifère de cet affleurement se raccorde avec celui de la Scierie par une légère ondulation vers le bas ; cette inflexion se répète dans les schistes toarciens, où elle est alors visible.

La lame carbonifère du Nant de Tarchet flotte au sommet du Trias autochtone des Aiguilles Rouges. Les conditions de son gisement sont identiques à celles de la lame issue du versant SE du Prarion au Col de Voza, partout où nous l'avons retrouvée, à Ormai, à la Gruvaz, dans le Nant derrière, dans le ruisseau des Claugers et dans celui de la Gliesette. Il s'agit donc du même élément tectonique. Si la racine de la lame du Tarchet se trouvait réellement à la place que lui assigne E. RITTER, on devrait en retrouver la trace en arrière des pointements carbonifères de la rive gauche du Bonnant. Malgré toutes nos recherches dans cette région où pourtant les affleurements sont suffisamment étendus, nous n'avons rien découvert, qui puisse confirmer l'interprétation de notre distingué prédécesseur. Pourquoi insisterions-nous d'ailleurs ? La persistance de cette lame tectonique tout autour de la terminaison périclinale du Prarion nous semble déjà un argument péremptoire. Le Carbonifère du Nant de Tarchet provient du flanc SE du Prarion.

La gorge des bains de St. Gervais. Le versant droit du vallon encaissé où sont établis les anciens bains de St. Gervais est constitué par les quartzites, les argilites et les cargneules bréchoïdes du Trias. Cette série plonge fortement vers le Bonnant et se continue sur l'autre rive par des calcaires dolomitiques et des gypses zonés puissants. Sur ces derniers repose une bande houillère qu'on remarque même à distance, de St. Gervais par exemple. Au dessous du Neirey et du Châtelet, le passage de la lame houillère est jalonné par des éboulis de

schistes ardoisiers. Puis exactement au-dessus des bains, au sommet d'un cône d'éboulement, le Carbonifère sombre s'oppose vivement aux gypses clairs qui le supportent. En ce point, le Houiller n'est pas en place; les têtes de couches ont cédé et sont descendues d'une trentaine de mètres. A droite et au-dessus de la niche d'arrachement, la lame se poursuit dans quelques têtes rocheuses mais elle vient brusquement se terminer contre le Glaciaire.

Il y a quelques années, la lame houillère a été traversée par le tunnel destiné à conduire les eaux du Bonnant à l'usine du Fayet. H. DOUXAMI a relevé dans la galerie d'amenée une coupe très oblique du Carbonifère qu'il a publiée (26, p. 252) et que nous reproduisons. La coupe des terrains traversés est la suivante :

1. Sur environ 300—350 m. calcaires bleus veinés de blanc avec „tufs“ (cargneules) et quelques bancs très homogènes; c'est le niveau inférieur des dolomies et cargneules du Trias.
2. Grès bleus micacés, 25 m. avec petits lits schisteux bleus noirâtres.
3. Sur 50 m. schistes et grès renfermant 3 couches de charbon dont l'épaisseur atteignait 0,50 à 0,60 m.
4. 30 m. de grès compacts avec petites couches argileuses provenant des schistes altérés.
5. 90 m. de schistes argileux, gréseux et micacés.
6. 378 m. de schistes et grès avec pyrites fréquentes formant des couches très disloquées et plissées.
7. 352 m. de sables et graviers inclinés vers le NW avec gros blocs à peine roulés représentant les dépôts d'un ancien cône d'alluvions du Bonnant. Toutes les couches inclinent de 25° du N vers le S., la grande épaisseur constatée tient à ce que la galerie coupe très obliquement toutes les couches.

La lame houillère qui descendait lentement du Châtelet vers le Fayet, avons-nous dit, est brusquement tronquée par le fluvio-glaciaire puissant de la rive gauche du Bonnant. Dès lors, nous perdons sa trace sous les dépôts morainiques étalés entre Faicy et la vallée de l'Arve. Si l'on suit le talweg entre les anciens bains et le Fayet, on voit les gypses zonés du Trias autochtone plonger sous la plaine alluviale du Bonnant. Ce Trias supporte là des schistes toarciens épais visibles au débouché de la vallée sur la rive gauche un peu en amont de l'usine électrique. Ce Toarcien vient donc s'intercaler entre le Trias autochtone et la lame houillère qui passe plus haut. C'est le coussinet toarcien inférieur sur lequel la lame de charriage va s'avancer vers l'W. Pour retrouver la trace de celle-ci, il faut aller jusqu'aux abords de Domancy, dans la gorge du torrent de Darbon qui descend du seuil de Mégève et débouche sur la plaine de l'Arve entre Domancy et Chessy.

La fenêtre de Domancy. Montons par le chemin muletier qui de Domancy rejoint la grand'route de Sallanches à Combloux au NE du Perrey. Au-dessus de Coudray, un sentier s'en détache vers le SW, traverse le Torrent de Darbon et aboutit à Cruet sur la rive droite. Empruntons ce sentier, mais avant de pénétrer dans la forêt descendons par les prés, vers le torrent. Sur la rive gauche dans le fond du ravin affleure un complexe de Carbonifère et de Trias qui mérite quelque attention.

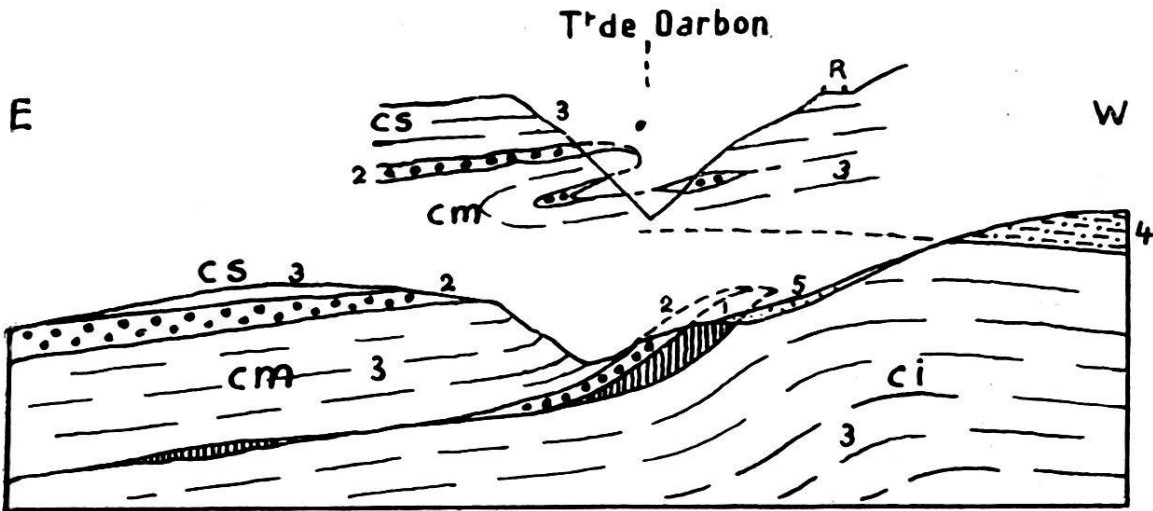


Fig. 5

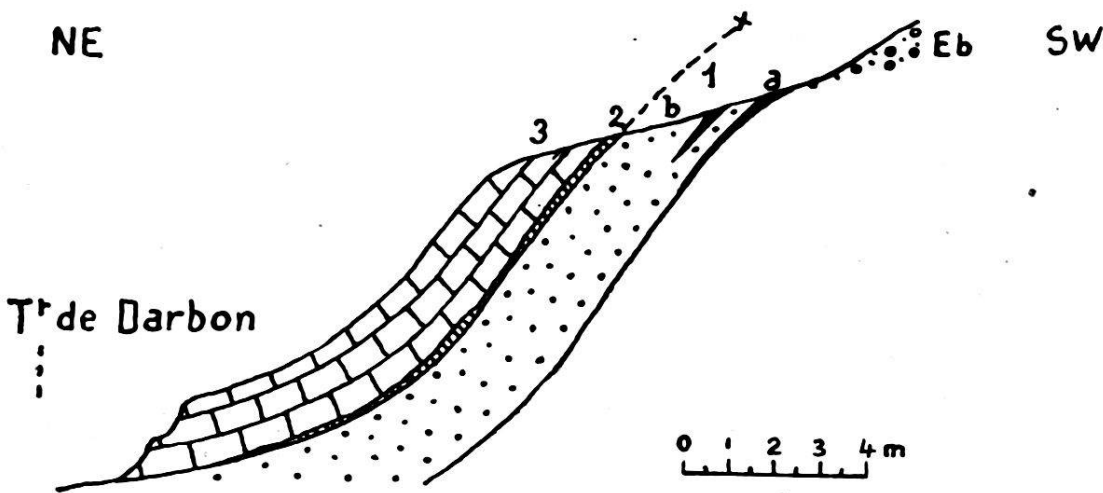


Fig. 6

La fenêtre de Domancy.

Fig. 5. La lame de Carbonifère et la lame triasique dans le Tt de Darbon. 1=Carbonifère. 2=Trias. 3=Toarcien. 4=Aalénien. Ci, Cm, Cs=Coussinets inférieur, moyen, supérieur. R=Route de Sallanches à Combloux.

Fig. 6. Détail de la figure précédente.

1a=Anthracite. 1b=Grès carbonifère. 2=Zone d'écrasement. 3=Calcaire dolomitique du Trias. Eb=Eboullis.

Il s'agit en réalité de deux pointements voisins que nous avons réunis en un seul sur la carte en raison de l'insuffisance de l'échelle. Le plus septentrional est en même temps le plus étendu et le plus instructif. Il est situé à la lisière de la forêt. Les couches y sont gauchies et fortement inclinées vers l'E; elles semblent s'enfoncer sous les schistes toarciens de la rive droite qui plongent également vers l'E. Une coupe faite du SW au NE montre la succession normale suivante:

1. *Carbonifère*

a. Anthracite visible au sommet de l'affleurement

b. Grès micacés plus ou moins schisteux, pyriteux, renfermant à la base quelques lentilles d'anthracite. 2 m. env.

2. Plan de contact mécanique avec vernis quartzeux, miroirs, traces de burinage tectonique (stries) et sur lequel se trouvent des quartzites écrasés probablement triasiques et des pellicules phylliteuses.

3. *Trias*. Calcaire dolomitique très broyé à la base, formant un abrupt dans la forêt, 1,60 m. N 17° W 35° E.

L'affleurement méridional est formé de calcaires dolomitiques plongent également vers l'E.

La similitude de faciès du Carbonifère de Domancy avec celui de la lame houillère du Prarion, la présence de l'anthracite qui existe presque partout dans cet élément tectonique, à Ormai, à St. Nicolas de Véroce, dans le Nant de Tarchet, et dans la gorge des anciens bains de St. Gervais, puis la composition du Trias qui s'apparente avec celui que nous avons observé sur le Carbonifère à la scierie d'Orcin (p. 454), nous portent à considérer l'affleurement du torrent de Darbon près de Domancy comme une réapparition en fenêtre de la lame houillère du Prarion. La portée de cette lame, mesurée transversalement entre Bionnassay et la fenêtre de Domancy atteint 8½ km. Son front prolongé sur la rive droite de l'Arve aboutirait en profondeur à 1 km environ à l'aval de Passy. L'abondance des matériaux morainiques et le glissement du Toarcien sur la rive gauche du torrent de Darbon empêchent de suivre le Carbonifère de Domancy vers le NW.

On pourrait objecter que la lame triasique de Vervex-Hauteville est bien proche des affleurements que nous étudions et qu'un fragment détaché de cette unité tectonique a pu glisser jusqu'à cette place. Mais une exploration minutieuse nous a démontré que cette lame n'est constituée, dans la région, que de cargneules, de calcaires dolomitiques et de gypse. Or il n'existe pas de cargneules ni de gypse dans la fenêtre de Domancy, mais il s'y trouve par contre du Carbonifère. On doit écarter aussi, pour des raisons stratigraphiques, l'hypothèse

qui verrait là une réapparition du substratum hercynien de la nappe, une seconde fenêtre de Mègeve en miniature. Mais nous savons que dans la fenêtre de Mègeve le Trias est toujours discordant sur l'Hercynien. Dans la fenêtre de Domancy, le Trias est concordant avec le Houiller, concordance peut-être tectonique, mais qui est la règle dans la lame issue du Prarion. D'autre part, les bésimaudites, si caractéristiques, qu'on trouve à la base du Trias dans les pointements autochtones les plus rapprochés (St. Gervais, le Feug) manquent ici complètement.

Vue d'ensemble. La lame de Carbonifère inférieure à la nappe de Morcles est donc l'extrémité du coin houiller qu'on traverse entre le Col de Voza et le Pavillon du Prarion. Sous la poussée alpine, le Prarion s'est fracturé et le coin qui en est résulté a glissé vers le haut en se laminant sous la nappe de Morcles en mouvement. Cette dernière a entraîné l'extrémité effilée du coin vers le NW et, lui faisant franchir par une trajectoire arquée le bombement marginal des Aiguilles Rouges—Prarion, l'a transportée à 8½ km de sa racine (Fenêtre de Domancy).

La lame houillère et sa couverture triasique formaient donc une voûte au-dessus de la terminaison périclinale du Prarion. Détruite par l'érosion, il n'en subsiste qu'une bande épousant exactement le contour de la chaîne cristalline dans la vallée de Montjoie.

L'épaisseur du Houiller de cet élément, qui atteint une cinquantaine de mètres dans la tranchée du chemin de fer au SW du Col de Voza diminue assez rapidement par laminage en franchissant le faite structural du Prarion; il mesure 10 m au-dessus de la Gruvaz, s'épaissit un peu dans le ruisseau des Claugers (20 m env.) pour s'amincir de nouveau dans le Nant de Tarchet. La couverture triasique de la lame a souffert également pendant la translation, cela se manifeste par des réductions d'épaisseur, par la disparition d'un ou de plusieurs termes de la série et par la formation de plans de décollement. Très épais au Col de Voza où il comporte des quartzites, des argilites, des calcaires dolomitiques et des cargneules, le Trias de la lame est réduit à zéro au-dessus de la Gruvaz et dans le Nant derrière. Dans le ruisseau des Claugers, il a une puissance d'une dizaine de m (quartzites et cargneules) et il atteint 4 m dans le Nant de Tarchet (quartzites et calcaires dolomitiques).

En suivant la lame houillère depuis son origine jusqu'au Fayet, on remarque que pendant sa montée sur la déclivité SE du Prarion, elle ne cesse de cheminer en contact étroit avec le Trias autochtone. Mais surmontée et précédée par les

argiles toarciennes elle a fini par s'enrober dans ce milieu plastique et, s'élevant au-dessus de son substratum triasique, elle continue à cheminer sur un coussinet de Toarcien, le coussinet inférieur que nous avons précisément signalé au Fayet (p. 456). Il s'agit bien dans cette lame houillère du Prarion, d'une esquille, d'une lame de charriage entraînée à la base d'une nappe en mouvement. On ne peut donc pas la considérer comme le cœur d'un pli couché. Le mécanisme de sa formation que nous espérons avoir clairement démontré s'oppose à une pareille assimilation. Elle est bien surmontée d'une couverture triasique normale et flotte dans le Toarcien mais elle n'est jamais pourvue d'un flanc renversé. La série triasique qui la supporte entre le Col de Voza et le Fayet est autochtone et normale ce qui est particulièrement manifeste au Col de Voza, à St. Nicolas de Véroce et dans le Nant de Tarchet. Puis il manquerait à cet anticlinal couché le Lias inférieur et le Lias moyen qui devraient trouver place entre le noyau houiller et triasique et le Toarcien dans lequel il flotte. Or les deux termes inférieurs du Lias, réunis, atteignent une puissance moyenne de 180 m dans la zone de Chamonix; leur disparition dans ce pli couché resterait inexplicable et bien invraisemblable.

On savait, depuis la communication du 29 juin 1914 de M. LUGEON à l'Académie des Sciences (31) que les séries mésozoïques et tertiaires des Aravis et de Platé étaient charriées et qu'elles appartenaient à la nappe de Morcles. Par son extension considérable sous les masses liasiques du Mont Joly, le lambeau houiller issu du Prarion vient en donner une preuve éclatante. Grâce à l'existence de cette précieuse lame indicatrice et indépendamment des preuves que l'on peut tirer de l'analyse des intersections dans la vallée du Bonnant, il ressort clairement que le Lias du Mont Joly et de Mégève, et, par conséquent les massifs des Aravis et de Platé, sont charriés puis qu'ils sont séparés de leur substratum triasique autochtone par cette lame précisément dont la racine est connue, mais encore qu'ils sont issus de la zone de Chamonix puisqu'ils sont portés par un élément tectonique qui en vient.

RABOWSKI avait déjà pressenti en 1917 (37) que les mylonites de la Dent de Morcles — Dents du Midi n'étaient que des esquilles enlevées au massif-obstacle des Aiguilles Rouges. La lame houillère du Mont Joly qu'on peut suivre de sa racine à son extrémité distale donne pleine confirmation à cette hypothèse et modifiera comme nous le verrons, les idées qu'on se fait sur les racines de la nappe de Morcles. A la Dent de Morcles, les mylonites séparent l'autochtone de la nappe. La lame houil-

lère joue le même rôle au Mont Joly où l'autochtone est restreint au Trias.

Il convient ici de mettre en discussion certains raccords établis par E. RITTER. Cet auteur (19, p. 190 et suiv.) enracine les deux plis (IV—V et VI) qui, d'après lui, forment les régions élevées du Mont Joly sur les deux anticlinaux du Prarion. Nous venons de voir que l'anticlinal E de Michel Lévy est l'origine de la lame houillère si importante pour la compréhension de la tectonique du Mont Joly. Il est donc absolument étranger au pli VI, puisqu'il s'enfonce à la base de cette montagne. De plus comme nous le verrons, l'extrême sommet du Mont Joly ne forme nullement le cœur d'un pli. Pour que l'anticlinal W du Prarion ait pu provoquer la formation du pli IV—V, il faudrait d'abord que ce dernier existât; nous verrons plus loin qu'il n'y a pas au Mont Joly de pli IV—V dans le sens de RITTER.

2. La lame triasique.

Le Trias de Vervex et de ses environs. A Vervex existent des gypses triasiques connus depuis longtemps et exploités autrefois. A. FAVRE a cartographié le premier (5) le Trias de Vervex qu'il relie à celui de Hauteville mais il ne discute pas, dans ses Recherches, la position anormale de ce dernier qu'il a certainement vu inclus dans les schistes liasiques; sa carte en fait foi. En 1895 E. HAUG (17, p. 53) prétend, avec raison d'ailleurs, que l'affleurement triasique (gypse) de Vervex ne continue pas la boutonnière de Mégève. A son tour, E. RITTER (19, pl. 187) considère le Trias de Vervex et des environs comme le prolongement de l'anticlinal II—III de son système de plis couchés, et H. DOUXAMI (26, p. 253) est de la même opinion.

Avant de nous prononcer sur la position et sur le rôle tectonique du Trias de Vervex, examinons les conditions de gisement des nombreux pointements triasiques disséminés dans la région. Au SW du village de Vervex, dans une carrière abandonnée, le gypse se montre en alternance avec des zones de dolomie. Cette dernière renferme de petits galets, souvent arrondis, de schistes sériciteux verdâtres; ces galets sont en général posés à plat et rangés en lits distincts. Au bas du hameau de la Viaz, les gypses affleurent encore; un peu plus haut, les cargneules apparaissent. Des entonnoirs de dissolution, à demi comblés par la moraine, signalent au SW de la localité la présence du Trias. En montant de Chessy vers Ronnaz par le chemin qui passe entre La Viaz et Cruet, on voit sur la rive droite du premier ruisseau traversé, le gypse superposé

au Toarcien. C'est le premier indice que l'on ait de la position anormale des gypses de Vervex. Dans la forêt, en remontant le ruiseau, plusieurs dolines signalent encore l'existence du Trias dans le sous-sol. Au nord de Cruet, sur le chemin conduisant de ce village à Chessy, les argiles toarciennes affleurent. Un peu en amont de deux chalets situés entre Cruet et la Viaz, trois entonnoirs sont observables. Une petite butte allongée de Toarcien sépare les excavations supérieures. Mais comme les dolines marquent la présence du Trias en profondeur, le Toarcien en question lui est superposé. Le Trias de Vervex se présente donc comme une lame incluse dans le Lias supérieur.

Dans la région comprise entre Vervex, La Viaz, Chessy et Cruet, la lame triasique composée de cargneules et de gypse, en plongeant axialement vers la vallée de l'Arve reste sensiblement parallèle à la topographie; cela explique l'extension relativement considérable du Trias dans ce secteur. Par contre, l'absence d'entailles naturelles assez profondes et l'exigüité des affleurements ne permettent pas une estimation de l'épaisseur des formations triasiques.

A Cruet les cargneules affleurent à la bifurcation des chemins conduisant aux Amerans et à Vervex. Tout près, vers l'E, deux dolines se creusent encore dans les prés. Puis la déclivité qui sépare la terrasse de Cruet de celle de Prairy fait converger les contours du Trias vers le torrent de Darbon. Cette formation en pénétrant dans le ravin détermine sur la rive droite un replat couvert de prés, où passe un sentier menant de Coudray à Cruet; il a déjà été question de ce sentier à propos de la fenêtre de Domancy. Plus haut, dans la paroi de la rive droite du torrent, entre Rechy et la scierie de Combloux, la lame triasique supportée et surmontée par le Toarcien est nettement observable. Un glissement de terrain qui a amené un paquet de Trias au niveau du thalweg permet de voir la constitution de la lame. Ce sont des cargneules et des calcaires dolomitiques, ces derniers sont rendus parfois méconnaissables par l'écrasement. Plus haut, sur la rive gauche, des cargneules et des calcaires dolomitiques se montrent encore. La lame se présente dans le torrent de Darbon sous forme d'un train de lentilles épaisses de 5 m. au maximum. Il semble même qu'il ait une superposition de deux de ces lentilles mais ce phénomène est dû soit à un repli du train soit à un dédoublement local. A cent mètres en aval de la scierie de Combloux, située sur la rive droite, près du point où la grand'route s'approche le plus du torrent de Darbon, la moraine à blocs de protogine encombre le vallon et ne laissera rien transparaître jusqu'au

Feug. Mais le sentier qui descend de la scierie à Cruet recoupe encore les cargneules. La différence d'altitude de 200 m environ entre la scierie de Combloux et La Viaz permet de déterminer un plongement axial approximatif de 8°.

Pour bien saisir les relations qui existent entre la lame houillère du Prarion et la lame triasique de Vervex redescendons à la fenêtre de Domancy (p. 457 et fig. 5) et regardons vers le SW. Devant nous, sur la rive droite du torrent de Darbon s'élève la falaise d'argiles toarciennes haute d'une cinquantaine de mètres. Nous savons maintenant qu'elle est surmontée par le Trias de La Viaz et de Cruet. La lame triasique en atteignant le ravin, détermine ce replat gazonné déjà signalé et qu'on aperçoit un peu en amont. Plus haut encore, dans la paroi bleu violacée des schistes toarciens, on voit monter vers Combloux les lentilles orangées du Trias de Vervex. Que résulte-t-il de cet examen? C'est que la lame triasique de Vervex est superposée à la lame carbonifère du Prarion et qu'elle en est séparée par un coussinet toarcien épais d'une cinquantaine de mètres. Nous désignerons cette intercalation sous le nom de coussinet moyen puisque nous avons vu l'inférieur supporter au Fayet la lame du Prarion (p. 456).

Le Trias de Hauteville. Pour retrouver plus au S la lame triasique de Vervex, il faut remonter le torrent de Prapacot depuis Prairie (Pt. 940). On rencontre d'abord quelques blocs de cargneule, probablement tombés, puis les schistes toarciens qui, sous le pont de la route St. Gervais-Mégève, donnent les mesures suivantes: N 30° E, 30° SE. Au dessus, entre la grand'-route et le chemin menant de Hauteville à Gemoën, et surmontant le Toarcien, la lame triasique de Vervex reparaît sous forme de cargneules bréchoïdes et de calcaires dolomitiques épais de plus de 10 m. Le Toracien reprend immédiatement au dessus. L'extension considérable des terrains glaciaires et le peu de profondeur des ravins sont cause qu'entre Hauteville et Planellet nous n'avons trouvé trace de la lame triasique. Mais dans la profonde tranchée entaillée entre Rochebrune, le Mont d'Arbois et le Joly par les torrents de Planay et de la Combe de Lay, les affleurements ne manquent pas.

Les torrents de Planay et de la Combe de Lay. Au Planay confluent deux torrents. L'un vient du NE, des environs du Pavillon du Mont Joly, l'autre arrive du SE, drainant les eaux de la paroi du Mont Joly au droit de Planay. Pénétrons d'abord dans la tranchée ménagée par la branche NE. Sur la rive droite, dans les prés pointent sporadiquement des calcaires dolomitiques qui disparaissent à l'aval sous les éboulis. En

les suivant vers l'amont, on atteint dans le lit du torrent un banc puissant de calcaire dolomitique, très dur, montrant des traces d'écrasement. La lame triasique prend donc ici l'allure de lentilles calcaires noyées dans les argiles toarciennes.

Empruntons maintenant la branche SE. On aperçoit sur la rive droite à la confluence d'un petit torrent tributaire, la superposition suivante, de bas en haut;

1. Toarcien.
2. Cargneules.
3. Calcaires dolomitiques écrasés. Epaisseur du Trias 10 m. environ.
4. Calcaire grossièrement échinodermique écrasé du Lias moyen passant au sommet au
5. Toarcien.

Si l'on reprend la branche SE, on retrouve dans le lit du cours d'eau les calcaires dolomitiques et les cargneules. La paroi qui domine de 30 m et que le torrent franchit en cascade est constituée par du Lias moyen. C'est un calcaire grossièrement spathique à bélemnites tronçonnées; il est zoné de bandes, épaisses de 5 à 10 cm en moyenne. Le pied du promontoire du Collet est si bien recouvert de moraines locales qu'il faut aller jusqu'au ravin situé à l'E du Pt. 1455 pour retrouver la lame triasique. On note là, de bas en haut:

1. Toarcien avec grosses veines et lentilles de quartz; l'une de ces dernières mesure 40 cm de diamètre.
2. Calcaire dolomitique broyé riche en pyrite; 1,50 m.
3. Cargneules; 0,30 m.
4. Toarcien.
5. Calcaires dolomitiques; 4—8 m.
6. Schistes terreux noirs probablement toarciens; 2—4 m.
7. Calcaires échinodermiques zonés à bélemnites tronçonnées. Zones épaisses de 1 à quelques cm.; Lias moyen; 30 m, passant graduellement à
8. Toarcien.

Les mesures prises à la partie supérieure du Lias moyen dans le lit du torrent ont donné N 45 E, 10° NW.

Poursuivons nos investigations autour de l'immense Combe de Lay. Nous sommes maintenant sur le territoire de la feuille d'Albertville. Dans le ravin suivant, étroit et rectiligne, les éboulis gênent l'observation mais laissent voir toutefois le Trias et le Lias moyen. Viennent ensuite deux ravins jumelés. C'est dans le second, le plus méridional, que la coupe est la plus complète. De bas en haut, on observe:

1. Toarcien.
2. Calcaire dolomitique et cargneules.
3. Toarcien.
4. Calcaire dolomitique puis quelques mètres d'éboulis.
5. Lias moyen très écrasé qui n'est plus reconnaissable qu'à la cassure; 10 m environ.
6. Toarcien.

Il convient de remarquer ici que sur le versant droit de la grande combe, la lame triasique est double. Le lambeau inférieur est formé de calcaires dolomitiques surmontés par des cargneules. Le lambeau supérieur séparé du premier par un coussinet de schistes toarciens est composé exclusivement de calcaires dolomitiques. Au SSE du Chalet de Radaz, dans le lit du torrent principal, affleure encore une masse puissante de calcaires dolomitiques replissés et fortement écrasés.

Nous avons ainsi accompli le tour de l'immense hémicycle dominé par l'Aiguille Croche et en suivant la rive gauche du torrent de la Combe de Lay, nous allons redescendre la vallée vers Mégève.

Le Trias autochtone, avons-nous dit, (p. 442) affleure dans le lit du torrent de la Combe de Lay entre La Rée et L de Livre.

Au-dessus vient le coussinet toarcien qui sépare toujours, sur le versant occidental du Mont Joly, la lame triasique de la couverture autochtone du socle hercynien. Le Toarcien est violemment replissé dans ce lambeau intercalaire, mais le plus souvent, il montre une schistosité relevée vers le NW et, par conséquent en discordance à la fois sur la surface inférieure du Trias de la lame et sur le plan de charriage qui le sépare du substratum autochtone. On traverse ce coussinet toarcien en remontant le torrent principal depuis le point où cessent les cargneules autochtones jusqu'à la confluence avec le torrent secondaire qui vient du Col du Passon au S. On voit alors dans le lit de l'affluent, reposant sur le Toarcien, des calcaires dolomitiques surmontés par des cargneules gréseuses et bréchoïdes à galets de schistes verts, de calcaire dolomitique et de quartz. Les cargneules, à partir de la confluence, s'élèvent obliquement vers l'aval sur la rive gauche, jusqu'à la hauteur de Javen d'en haut. Dans le torrent situé immédiatement à l'W, entre la Fontaine et Javen d'en haut, on retrouve la lame triasique sous forme d'une masse puissante de cargneules; elles sont encore visibles dans le cours d'eau suivant au S de la Rée où elles ont plus de 20 m d'épaisseur; ces cargneules bréchoïdes et gréseuses à galets de quartz et de schistes verts sont là surmontées par 1 à 2 m de calcaire dolomitique écrasé.

Les torrents de Cassioz et des Varins. Le coussinet de Toarcien qui surmonte le Trias autochtone déjà décrit (p. 443) est réduit à 4 m d'épaisseur environ dans le torrent de Cassioz. La lame triasique a subi également une striction considérable. Elle est représentée par un train de lentilles de calcaire dolomitique et de cargneules épaisses au maximum de 4 m et dessine un repli sur la rive gauche de la gorge, à la hauteur de Grenaud. Elle

se poursuit encore dans le torrent des Varins, au-dessus du pointement amont de Trias autochtone (p. 443). Sur la bordure NW de la fenêtre de Mégève, nous n'avons pas pu déceler sa présence. Au-dessus du coin granitique de la Motte, sur la rive gauche du Foron, une esquille de calcaire dolomitique semble flotter dans le Toarcien mais, en raison de la complication tectonique qui règne là, il est difficile de l'homologuer.

Vue d'ensemble. Une lame de charriage formée par les termes supérieurs du Trias (cargneules, calcaire dolomitique, gypse) se superpose à la lame houillère du Prarion par l'intermédiaire d'un coussinet de Toarcien — le coussinet moyen — épais d'une cinquantaine de mètres dans le torrent de Darbon. Cet élément tectonique qui présente de grandes variations de puissance apparaît à Vervex, se continue vers La Viaz, Cruet, la rive droite du torrent de Darbon (0—5 m) jusqu'à Hauteville (10 m). Un hiatus dû à l'extension considérable du revêtement glaciaire et peut-être aussi à une réduction tectonique, se marque entre Hauteville et Le Planay. La lame triasique reparaît dans les ravins voisins de cette dernière localité (10 m); elle se poursuit autour de la Combe de Lay où elle paraît se dédoubler localement, longe la base du versant NE de Rochebrune (20 m env.) et se retrouve dans les vallons de Cassioz (0—4 m) et des Varins. Elle ne semble pas atteindre la marge occidentale de la fenêtre de Mégève. Sur son bord frontal elle se résout en un train de lentilles parfois replissé (torrents de Darbon et de Cassioz).

La recherche de la racine de la lame triasique inférieure à la nappe de Morcles est un problème où les données s'avèreront insuffisantes pour autoriser une conclusion définitive. Nous avons vu (p. 463) que la lame de Trias est superposée à la lame houillère du Prarion. Elle doit par conséquent s'enraciner en arrière de celle-ci. C'est une première approximation. Nous verrons plus loin que dans le massif du Mont Joly, notre lame de charriage est inférieure elle-même au Lias basal de la Nappe de Morcles et au synclinal couché du Mont d'Arbois. Or ces éléments se raccordent au Col de Voza respectivement avec le Lias moyen No. 10 et le synclinal aalénien de Voza No. 12 (p. 450). La lame de Trias doit donc s'amorcer dans la couverture triasique normale du coin houiller du Prarion ou sur un coin plus interne encore. Le problème serait vite résolu si la tectonique et l'érosion n'avaient supprimé, dans la vallée de Montjoie les éléments nécessaires. Rappelons qu'à la base du Mont Vorassay (44, p. 415) et dans le Nant derrière (p. 451) la couverture triasique du Houiller charrié a été complètement raclée par la nappe

et entraînée en avant. Ce démantèlement est bien fait pour nous suggérer que la lame triasique pourrait être formée par des débris entraînés de la couverture du coin houiller.

Mais, que la lame triasique ait pris naissance en arrière du coin du Prarion ou qu'elle se soit détachée de la couverture de ce dernier, plus en avant, plus près de son bord frontal, il n'en subsiste pas moins que les deux éléments tectoniques sont des lambeaux de poussée, des esquilles arrachées au substratum autochtone de la nappe et entraînés vers le NW par celle-ci. Le Mont Joly avec ses contreforts, le Mont d'Arbois et Rochebrune, flotte donc sur deux lames charriées d'une portée transversale de 8 km $\frac{1}{2}$ au moins et ne reste attaché à ses racines que par un pédoncule large de 4 km entre le Nant devant (Vallée de Montjoie) et Le Planay sur le versant de Mégève.

La lame triasique, pas plus que l'esquille houillère du Prarion, ne peut être considérée comme le cœur d'un anticlinal. Les arguments que nous avons donnés à propos de la lame inférieure s'appliquent aussi à la lame supérieure. Le même mode de translation, la même tendance à s'élever dans le milieu plastique, — les argiles toarciennes — se retrouvent dans les deux lames de charriage.

Troisième Partie.

Introduction. Nous avons étudié dans une publication antérieure (44) le contact entre les Aiguilles Rouges et la Nappe de Morcles. La base de la nappe est représentée dans la zone de Chamonix par le Lias moyen peu épais qui, en deux régions seulement, sur le versant NW de la Croix de Fer et du Vorassay, admet au-dessous de lui un coussinet très réduit de Lias supérieur (Toarcien). Le Lias moyen basal supporte normalement le Toarcien puis l'Aalénien. Sur cette série se rabattent vers le NW deux anticlinaux internes, les plis B et C; un synclinal très profond de Lias supérieur, le synclinal de Voza, marque nettement la séparation entre ces plis secondaires et la série normale charriée. Les coins cristallins qui occupent le cœur de ces plis et auxquels précisément ils doivent leur formation sont enveloppés par le Trias, le Rhétien et le Lias inférieur. Nous allons voir comment ces divers éléments:

1. le Lias moyen basal et son coussinet toarcien,
2. le Toarcien et l'Aalénien normaux,

3. le synclinal de Voza,

4. les plis internes

après avoir franchi le faite du Prarion, se couchent vers le NW et prennent part à la construction du Mont Joly.

A. La nappe de Morcles (le Lias moyen, le Toarcien et l'Aalénien).

1. Le Lias moyen basal (Domérien).

La Vallée de Montjoie. Le Lias moyen échinodermique qui, au Col de Voza, est à la base de la nappe de Morcles se retrouve au pied NW du Mont Vorassay au-dessus de la Gruvaz (44, p. 413, 415; pl. VII, coupes 5, 6). A partir de là, il descend rapidement et se perd sous le cône du torrent de Miage et les alluvions du Bonnant. Ce n'est qu'entre le Nant devant et le Nant derrière qu'il reparaît sur la rive gauche de la Vallée de Montjoie (voir plus haut p. 451). Nous l'avons reconnu et décrit dans le ravin des Claugers (p. 452) et dans celui de la Gliesette.

Au-dessus de St. Nicolas de Véroce, les calcaires zonés du Lias moyen basal se voient à La Croix; ils forment notamment les buttes allongées qui portent les chalets de ce hameau puis déterminent une petite paroi, dans la forêt, au-dessus de la route de St. Nicolas aux Plans. Mais avant les Chatrix, cette formation a disparu. On a donc atteint et dépassé en ce point son extrémité distale; au delà en descendant vers Orcin et St. Gervais les argiles toarciennes dominant et forment le terme inférieur de la nappe.

Le coussinet toarcien, continuation de celui de la Croix de Fer et du Vorassay accompagne fidèlement le Lias moyen sur la rive gauche du Bonnant mais à partir des Chatrix, il se réunit aux masses toarciennes profondément découpées par la confluence des torrents du Crêt du Tour, de Tarchet et des Choseaux. La bande de Lias moyen et le coussinet qui la supporte décrivent donc autour de la terminaison périclinale du Prarion, une trajectoire parallèle extérieurement au contour de la lame houillère du Col de Voza.

Replat. Planellet, Planay, Combe de Lay. Il faut tourner complètement le Mont d'Arbois pour retrouver le prolongement du Lias moyen basal. Dans le lit du torrent qui descend entre Berthelet et les Retornes, au-dessous du Replat, on trouve inclus dans le Toarcien, 1 à 2 m d'un calcaire échinodermique grossier qui appartient indubitablement au Lias moyen que nous cherchons. De même au SE de Planellet dans le ruisseau qui prend naissance au S d'Erbez, un pointement du même

calcaire est visible. Il est vrai que les terrains morainiques l'entourent complètement et qu'un doute peut subsister sur son enracinement, mais l'exploration des environs du Planay va nous fournir des jalons plus sûrs. Nous avons vu (p. 464) qu'au SE de Planay, le Lias moyen reparaît et qu'il s'épaissit rapidement vers le Sud pour atteindre une puissance d'une trentaine de mètres. Notons ici que cette réapparition subite du Lias moyen massif est sensiblement en direction avec le point où ce même Lias se pince au NW de St. Nicolas. Le pointement du Replat et celui de Planellet, si ce dernier est bien en place, doivent être considérés comme faisant partie d'une ou de plusieurs lentilles appartenant à cette lame de calcaires échinodermiques. Elle persiste sur la bordure orientale de la Combe de Lay, comme nous l'avons dit (p. 464) mais sa puissance se réduit à 10 m et l'écrasement rend le faciès du Domérien presque méconnaissable. Nous n'avons pu retrouver cette formation sur le reste du pourtour de la Combe pas plus que sur le versant E de Rochebrune. Il est très probable que cette disparition est due à un laminage complet.

Rochebrune. A l'W du Tour sur le versant N NW de la Croix de Rochebrune, le Lias moyen basal reparaît. Dans le haut du petit ravin qui traverse P de Porchex, la lame domérienne est très effilée; son caractère lenticulaire s'avère ici où l'on ne retrouve que 1 à 3 m de calcaire échinodermique inclus dans le Toarcien. Mais cet élément augmente vite en puissance vers le SSW. En même temps, sollicité par le relèvement axial il gagne rapidement en altitude dans cette direction. En descendant directement de l'alpage de Moillebiau sur Lady par les rochers on recoupe la barre de Lias moyen échinodermique zoné, épaisse ici de 25 m; une petite faille transversale permet de franchir la paroi où se dessine une charnière synclinale ouverte vers le NW. Remontons maintenant le ruisseau des Poches. Après avoir touché le Trias autochtone entre les Poches et Lady (p. 443) et franchi les éboulis on traverse les argiles noires toarciennes du coussinet supérieur. La longue paroi domérienne les surmonte; nous l'atteignons. Ce sont toujours les calcaires grossièrement échinodermiques épais de 40 à 50 m. Ils plongent faiblement vers le SE et sont replissés. Des charnières anticlinales ouvertes vers le SE s'y marquent.

Ce qui frappe quand on suit la base du Domérien, ce sont les phénomènes de contact avec son substratum. Le contact est mécanique; toutes les marques d'une striction et d'un écrasement violents s'y trouvent, broyage du calcaire, trains de lentilles quartzeuses, veines de calcite, plans de friction.

Le contact supérieur par contre est stratigraphique. Le passage au Toarcien normal est ménagé par l'intercalation dans les argiles de calcaires finement spathiques puis marneux.

Suivons maintenant la paroi vers le S. Au-dessus des Avenières, elle cesse brusquement pour reprendre peu après dans le vallon de Cassioz. On peut observer ce pincement subit de Domérien en descendant des Chalets de Rochebrune aux Avenières, par la rive droite du ruisseau de Nantvalet. Le Lias moyen basal, épais de 30 m en moyenne couronne le haut du versant droit du vallon de Cassioz puis s'abaissant lentement vers l'amont, il franchit le torrent principal à l'aval du Chalet de Véry dessous.

Le Villard et La Motte. Au NE du Mont du Villard, sur le versant droit de la Vallée de l'Arly, dans le lit du torrent de Villard, le Lias moyen affleure en fenêtre dans le Toarcien. Ce sont des calcaires marneux noirs à bélemnites dont la cassure rappelle celle du Malm; ils surmontent des calcaires spathiques zonés typiques.

La bande domérienne est de nouveau visible près de t de Villaret; elle pénètre plus au N dans la gorge du Foron au-dessus du coin granitique de la Motte. Sur la rive droite où la roche se clive facilement en dalles, le Lias moyen a été exploité en une petite carrière.

Reprenons en montant la suite de la coupe que nous avons donnée du coin de la Motte (p. 444). Le coussinet toarcien No. 8 enveloppe le coin granitique; au-dessus de ce dernier, il est très écrasé et réduit à quelques mètres. Le Toarcien 8 est surmonté par:

9. *Domérien*

a. Grès quartzeux.

b. Calcaires échinodermiques plus ou moins fins, zonés, à *Belemnites paxillosus Schlot.* Le rostre d'une de ces dernières mesure 7 cm de diamètre.

Cette formation est bien observable en aval et en amont d'une petite scierie située au point où le chemin du Mont de la Motte aux Chalets de Brion traverse le torrent.

c. Calcaires marneux bien lités à bélemnites, pour la plupart tronçonnées (*Bel. Zieteni Werner*), et à *Chondrites*.

10. *Toarcien normal.*

L'estimation des épaisseurs est peu aisée car la lame domérienne est sensiblement parallèle au profil en long du cours d'eau. Le talweg, à partir du Toarcien 8, monte très obliquement dans les couches 9 a, 9 b, 9 c puis descend en 9 b (Scierie) pour remonter encore en 9 c et en 10. Au dessus de la scierie la direction et le pendage sont respectivement N20° W et 22° E.

Le coussinet supérieur de Toarcien. Tout comme la lame triaso-carbonifère issue du Prarion, le Domérien basal de la Nappe de Morcles est supporté par un coussinet d'argiles toarciennes que nous appellerons le coussinet supérieur. Nous l'avons découvert dans le massif de la Croix de Fer (44, p. 406) puis à la base du Mont Vorassay (ibid. p. 415). Il se poursuit sur la rive gauche du Bonnant, aux environs de St. Nicolas de Véroce. Mais comme son existence est subordonnée à celle de la bande de Lias moyen qui le surmonte, on perd sa trace aux Chatrix pour ne le retrouver qu'au SE de Planay, sur les versants NNW de Rochebrune et dans le vallon de Cassioz. Son épaisseur augmente généralement si l'on s'éloigne de la zone de Chamonix vers le NW. Ainsi il mesure 3 m à la Croix de Fer, et atteint une centaine de mètres à Rochebrune. Il s'amincit brusquement dans la gorge du Foron près de La Motte où il se réduit à quelques mètres seulement, mais nous ferons remarquer ici que la surrection du coin granitique de La Motte a dû jouer un rôle dans cette réduction considérable.

Le coussinet supérieur a la même origine que l'inférieur (p. 460). La lame relativement rigide de calcaires domériens en glissant vers l'avant, surmontée et précédée par des argiles toarciennes, a fini par s'enrober et s'élever dans la masse plastique de celles-ci.

Discussion des résultats. E. RITTER (19, p. 184 et fig. 29) a décrit sommairement la bande de calcaire liasique qui ceint la Croix de Rochebrune. Mais il considère cette formation comme appartenant au Lias inférieur calcaire alors qu'il s'agit en réalité du Lias moyen (Domérien). Tectoniquement, ce même auteur l'envisage comme le cœur de l'anticlinal II—III de son système de plis couchés mais cette opinion n'est pas non plus la nôtre car nous connaissons l'origine de la lame domérienne. Dans la zone de Chamonix (44, pl. VII) elle est à la base de la série liasique normale qu'on doit considérer comme le point de départ, la racine de la nappe de Morcles. On se rappelle que nous avons désigné précédemment cette série, par la lettre A. Nous l'avons suivie de Martigny à la vallée de Montjoie et les raccords du Lias moyen basal de la nappe, dans la zone de Chamonix avec la lame que nous étudions ici sont suffisamment clairs pour que leur continuité ne fasse aucun doute. On pourra objecter que le Toarcien, partout présent au-dessous de ce Domérien, fait proprement figure de flanc renversé. L'argument stratigraphique qui nous a déjà servi à propos de la lame carbonifère de Voza (p. 460) interviendra ici encore. S'il s'agit bien d'un pli couché toarcien à noyau

domérien, le cœur de l'anticlinal doit montrer également un flanc renversé. Or il n'y en a pas; le Domérien, malgré quelques plissements locaux, est partout, *simplement normal*. Les coupes des Claugers (p. 452) et de la Motte (p. 470) où les horizons bien différenciés lithologiquement, se superposent sans montrer de répétition, sont particulièrement probantes. D'autre part, le contact supérieur du Lias moyen est statigraphique, tandis que l'inférieur est toujours mécanique sur le Toarcien du coussinet supérieur. Il n'y a donc pas de pli couché, à la base du Mont Joly dans la région que nous décrivons aujourd'hui. Nous avons dit (p. 459) ce qu'il fallait penser du Carbonifère du Nant de Tarchet qui d'après E. RITTER (19, p. 185 et suiv.) représente la trace du pli II—III. Ce même pli, d'après cet auteur, reparaîtrait à Rochebranc. Il est aisé de se rendre compte d'après nos levés que cette interprétation n'est pas conforme à la réalité et qu'au surplus le raccord entre ces deux éléments est impossible à faire. Le premier est une esquille arrachée à la carapace hercynienne. Le second est à la base de la nappe de Morcles; il est d'origine plus lointaine et se superpose au premier.

L'extension de la lame domérienne est loin d'être uniforme. Son front décrit des sinuosités qu'il convient de remarquer. Dans la vallée de Montjoie, elle n'a qu'une portée de 2 km $\frac{1}{2}$ et se pince avant les Chatrix. A l'E de la fenêtre de Mégève elle s'effile fréquemment et affecte une allure lenticulaire, (Replat, Planellet, Combe de Lay). Elle manque sur le versant E de Rochebrune mais reparaît dans le vallon de Cassioz où elle se pince encore. Elle se présente également en lentilles sur la bordure W de la fenêtre de Mégève; dans cette région elle n'affleure qu'à Villard et à La Motte. Mais c'est sur la transversale de Rochebrune — La Motte qu'elle atteint un maximum de portée horizontale; nous l'estimons à plus de 10 km, mesurés à partir de la bordure NW de la zone de Chamonix, cette bordure étant représentée approximativement par une droite tracée de Beaufort à Chamonix. Cette avancée plus considérable du Lias moyen basal dans la région de Mégève est probablement due au plongement axial du Prarion dans la vallée de Montjoie. L'abaissement de l'obstacle a diminué le travail résistant et facilité la translation.

2. Le Toarcien et l'Aalénien.

Une réserve nécessaire. Au-dessus du Lias moyen basal se place une masse schisteuse considérable, très pauvre en fossiles, appartenant au Lias supérieur et dont nous avons

déjà décrit les faciès au début de ce travail (p. 429). Les avant-monts du Joly, le Mont d'Arbois et la Croix de Rochebrune, sont entaillés dans ce complexe auquel ils doivent leurs formes arrondies et leurs pentes régulières. La subdivision établie par nous en Toarcien et Aalénien est basée sur l'absence ou la présence de nodules calcaires dans les schistes. Elle s'accorde dans les grandes lignes avec nos trouvailles paléontologiques, mais cette limite est lithologique avant d'être stratigraphique.

La découverte d'ammonites dans les argiles sans nodules déplacera certainement dans un sens ou dans d'autre la limite adoptée. Mais comme elle nous a rendu de grands services, dans l'interprétation tectonique de cette région et qu'elle est assez facilement appréciable sur le terrain, nous nous en sommes servi pour différencier sur notre carte les deux termes du Lias supérieur. Il reste donc bien entendu que chaque fois que nous parlerons de Toarcien ou d'Aalénien il s'agira respectivement des schistes sans nodules ou des schistes à nodules (miches), dans lesquels, répétons-le, nous avons trouvé des faunes caractéristiques des deux étages. Le niveau des calcaires marneux gaufrés qui se montre dans la partie supérieure des argiles sans nodules (Toarcien) a été un fil conducteur précieux pour le repérage des charnières dans les masses schisteuses si uniformes du Mont d'Arbois et de Rochebrune.

Le Toarcien normal. Le Toarcien qui affleure dans les hauts pâturages de St-Nicolas de Véroce et dans le bassin du torrent de Tarchet, sollicité à la fois par le plongement axial vers le NE qui affecte toute l'infrastructure de la région de Mégève, du Mont Joly et des Aravis, et par la déclivité NW du Prarion sur laquelle il se trouve encore, descend jusqu'à la plaine de l'Arve entre Le Fayet et Vervex. On le rencontre en effet dans le cours inférieur du torrent La Céra qui passe au Fréney, puis dans le ravin de Vervex entre Jardy et la route de St-Gervais à Mégève.

Dans la profonde coupure du torrent de Prapacot, les argiles et les marnes toarciennes donnent lieu sur la rive droite à une paroi où le style du plissement de ces schistes est mis en évidence. De la rive gauche du ravin, des Intages par exemple, on peut observer que la masse schisteuse a glissé sur des plans faiblement inclinés vers le NW. Ces plans la divisent en paquets superposés dont la schistosité fortement ondulée est relevée dans cette même direction NW. Le Toarcien est de même très replissé dans le Nant Rambert au-dessus de La Mouche. Le torrent de Planellet et ses affluents offrent dans l'espace que la carte géologique au 1 : 80000e couvre du grisé morainique,

d'excellents affleurements de Toarcien, puis d'Aalénien dans leur partie supérieure. La base des parois qui encaissent la Combe de Lay appartiennent au Toarcien normal comme la partie moyenne du versant NE de Rochebrune, où les calcaires gaufrés sont bien développés. Sur l'autre versant de cette montagne, dans le vallon de Cassioz, le Toarcien forme une bande continue au-dessus de la paroi de Lias moyen. En montant de Leutaz à la crête de Rochebrune on traverse successivement:

1. le *Toarcien* argileux du coussinet supérieur,
2. le *Lias moyen*; calcaires échinodermiques; 40 m.,
3. le *Toarcien* normal formé de bas en haut par
 - a. Argiles
 - b. Calcaires marneux („calcaires gaufrés“)
 - c. Argiles,
4. l'*Aalénien*: Argiles à nodules criblées de veines de quartz.

Entre les torrents de Cassioz et des Varins, les calcaires gaufrés du Toarcien sont très épais et forment la paroi qui soutient le Pt. 1409. Ce niveau est représenté ici par des calcaires, noirs à la cassure, à grain fin, finement lités. Ils présentent en surface une alternance de lits blanchâtres et de lits bruns, gaufrés. Sur la rive droite du torrent des Varins, ces calcaires sont coupés par deux failles transversales obliques. Le même niveau du Toarcien se retrouve dans la paroi qui supporte Bellevarde au NE de Praz sur Arly. L'Aalénien paraît à peu de distance au-dessus. La paroi abrupte, visible sur la rive gauche du torrent de Villard à la hauteur du Mont du Villard, est due aussi à la même formation. Le Toarcien est ici très peu épais. Entre Rochebrune et le Mont de Villard, il plonge assez fortement vers le NW, en même temps que son épaisseur se réduit considérablement. Dans le ravin du Foron au-dessus de La Motte, le Toarcien s'amincit encore et ne mesure que quelques mètres. Le phénomène se continue sur la bordure NW de la fenêtre de Mégève où l'Aalénien descend tout près du Trias autochtone (Hodier). On se trouve donc là tout près de la limite d'extension du Toarcien vers le NW. Le front toarcien coïnciderait approximativement avec une droite tirée de Praz sur Arly à Combloux. Les masses aaléniennes convergent en même temps vers le plan de chevauchement de la nappe.

E. RITTER a considéré comme Lias inférieur la plupart des affleurements de Lias moyen et de Toarcien calcaire de la région comprise entre Le Praz et Mégève. Si notre interprétation s'écarte de celle de notre confrère c'est qu'elle est basée sur une étude stratigraphique et lithologique où sont

intervenues les variations de faciès du Lias. Le développement souvent considérable que prend le Toarcien calcaire dans la Vallée de l'Arly, constitue en effet une difficulté peu aisée à résoudre si l'on s'en tient à la subdivision trop absolue du Lias en un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux.

L'Aalénien normal. Les argiles et marnes sans nodules passent plus ou moins brusquement vers le haut aux argiles plus ferrugineuses à nodules de l'Aalénien. La limite des deux formations ne peut être bien établie que dans le lit des torrents; partout ailleurs la sporadicité des affleurements due à l'extension de la couverture végétale, n'autorise qu'une approximation. Dans le bassin du torrent de Tarchet cette limite passe au-dessus du Lay, à Mémontel, Vers le Nant, Champoutan, Verney, Lakéri. On trouve quelques nodules dans le lit de la Céra en dessous du chemin conduisant des Amerans à Cruet. De ce point jusqu'au Nant Rambert le contact est masqué par le glaciaire. La limite s'établit dans ce dernier ravin au-dessus de Lancraty. Plus en amont, près du chalet communal de Demi-Quartier, nous avons trouvé un *Lioceras* mal conservé. Le passage du Toarcien à l'Aalénien est encore observable dans les lits des deux affluents du torrent de Planellet puis se continue au-dessus de Planay. Sur les deux versants de Rochebrune le contact passe près des crêtes supérieures de la montagne. L'arrête faîtière de la Croix de Rochebrune aux abords du Col du Passon est constituée par l'Aalénien. A l'W de la fenêtre de Mégève l'Aalénien, avons-nous dit, descend très bas; on le trouve au-dessus du Praz, à Villard, au Mont de La Motte, à Riglard, à la Fouettaz, à Colond près de Combloux.

Si, de la plaine de l'Arve, on remonte le premier affluent que reçoit le torrent de Darbon sur la rive gauche, on observe le passage des argiles sans nodules toarciennes aux argiles ferrugineuses et noduleuses de l'Aalénien. Les affleurements nombreux visibles le long de la route de Combloux à Sallanches mettent également à jour un Aalénien plus ou moins noduleux.

La comparaison de quelques altitudes, déterminées approximativement sur la surface inférieure de l'Aalénien, montre un abaissement axial général vers le NE. A l'W de la Croix de Rochebrune, la base de l'Aalénien, se trouve à 1750 m environ; elle atteint à 1450 m environ à Lancraty, 950 m à Lakéri et 750 m environ aux Amerans. Cela donne, dans la direction des plis une différence d'altitude de 1000 m sur 9 km soit un plongement axial de 7° environ.

Nous avons vu que grâce à la réduction progressive de l'épaisseur du Toarcien normal vers le NW, c'est-à-dire en

direction transversale, la surface inférieure de l'Aalénien convergeait vers le plan de chevauchement de la nappe avec lequel ce terrain tend à prendre contact. Ce phénomène n'est pas visible ici, mais il l'est sur la rive droite de l'Arve au-dessus de Servoz. Les formations de la région voisine de Mégève sont donc affectées d'un double plongement, axial vers le NE et transversal vers le NW, en ne considérant, bien entendu, que les surfaces enveloppes des formations, la schistosité étant souvent très oblique sur la stratification.

3. Le synclinal couché du Mont d'Arbois—Col de Voza.

Le synclinal de Voza et son prolongement. La série normale formant la base de la nappe de Morcles est surmontée dans toute la région où nous l'avons étudiée, de Martigny (Valais) à Hauteluce (Hte. Savoie), par un synclinal plus ou moins couché marqué dans le Toarcien et l'Aalénien.

Nous l'avons décrit dans le massif de la Croix de Fer (44, p. 406—407) où il se marque par la dépression du Cirque de Catogne. Il se poursuit tout au long de la vallée de Chamonix et aboutit entre le Prarion et le Mont Lachat, au Col de Voza. Le synclinal du Col de Voza formé surtout par le Toarcien à *Posidomya Bronni* avec quelques lambeaux pincés d'Aalénien se prolonge à la base des parois du Mont Vorassay, tourne au dessus de Champel puis descend vers le torrent de Miage. Les gorges de la Gruvaz sont précisément entaillées dans le Toarcien de cet élément tectonique.

Entre le torrent de Miage et les Contamines, les schistes toarciens disparaissent sous les alluvions de la Vallée de Montjoie, mais on peut facilement jalonner le synclinal de Voza au moyen des formations qui l'enserrent. On sait qu'il surmonte le Lias moyen basal, bien visible au-dessus de la Gruvaz et qu'il est surmonté à son tour par le Lias moyen renversé de l'anticlinal B qui forme avec le pli C, le Mont Lachat, le Vorassay et le Mont Truc. Le Domérien du pli B apparaît encore au SE de Champellet près des Contamines (44, p. 417 et pl. VII). Le synclinal de Voza, à partir du Torrent de Miage se dirige donc vers le SSW et son bord interne doit atteindre obliquement le Bonnant aux environs de Champellet. On doit s'attendre, grâce au jeu des intersections, à retrouver sur le versant gauche de la vallée, le même synclinal, mais remontant cette fois vers le NW. Tel est en effet le cas. Dans le Nant devant, le Lias moyen basal de la nappe est surmonté par les schistes toarciens redressés (N 35° E, 30° S E) qui s'épaississent rapidement en s'élevant vers les alpages de Porcherey. C'est le synclinal de

Voza. A ce Toarcien succèdent vers le haut et vers le Sud les calcaires échinodermiques à bélémnites du Lias moyen qui par leur situation appartiennent au flanc externe renversé du pli B de la zone de Chamonix. Ils prolongent ceux de Champellet et sont visibles à la partie inférieure des ravins du Mont Joly entre la Bressière et la Revenaz. Un éboulement considérable de Lias moyen provenant de Sous les Roches recouvre un grand espace entre le torrent de la Revenaz et le Nant devant. Les débris, sauf au bas des pentes, ne laissent rien voir de l'infrastructure. Il faut s'élever par le Nant devant jusqu'à la hauteur de Sous les Roches pour revoir le Lias moyen renversé: du pli B. Avec un peu de recul le phénomène est plus frappant encore (Fig. 3).

En observant par exemple du Champel, on voit nettement le Lias moyen du Vorassay et du Mont Truc se rapprocher du thalweg puis se couchant vers le NW pénétrer dans le Mont Joly. Sans connaître encore le détail des raccords on pressent déjà que les replis du sommet du Mont Joly sont la prolongation de ceux du Vorassay et par conséquent de ceux de la Croix de Fer.

La démonstration que nous avons donnée à propos de la lame houillère puis du Lias moyen basal eut pu suffire pour montrer la continuité parfaite des éléments structuraux de part et d'autre du Bonnant, mais nous avons tenu à prouver par plusieurs exemples que notre interprétation tectonique de la vallée de Montjoie est bien l'expression de la réalité. L'examen de la carte structurale (pl. XXI) démontre mieux encore comment, en épousant la forme du Prarion qui s'abaisse et disparaît vers le SSW, les unités stratigraphiques et tectoniques de la Zone de Chamonix passent dans le Mont Joly.

Revenons maintenant au synclinal de Voza et suivons son évolution vers l'W. Sur l'arête NNE du Mont Joly, le Toarcien replissé isoclinalement en synclinal, s'étend des Chatrix au pied des parois du Pt. Mont Joly qui domine l'alpage des Mottets. Mais le synclinal s'ouvre et le chemin qui mène de Déchappieux au Lay coupe les schistes noduleux aaléniens sur le versant W de la crête, près du Goy. Comme au-dessus et au-dessous, on passe rapidement au Toarcien, nous sommes bien ici en présence de la queue aalénienne du synclinal du Voza. En remontant le torrent du Crêt du Tour qui descend entre le Goy et le Lay, on rencontre, renversés, le Toarcien supérieur argilomarneux, puis les calcaires marno-gréseux gaufrés, roussâtres en surface.

Le synclinal du Mont d'Arbois. La découverte au Mont Joly du synclinal couché qui sépare la série liasique normale

et charriée des plis enracinés de la zone de Chamonix, est due à E. RITTER, mais les contours de l'Aalénien (J I—IV) que donne sa carte au 1 : 80000^e ne semblent pas avoir été complètement suivis sur le terrain. Ce n'est qu'au voisinage de Déchappieux, de Lancraty et de Prapacot que notre tracé se superpose très approximativement au sien. Le sommet du Mont d'Arbois que notre prédécesseur figure en Lias inférieur et qu'il attribue au pli IV—V (19, p. 190) est en plein Aalénien synclinal; c'est là précisément, que nous avons découvert la faunule citée plus haut (p. 429). De même, les parois visibles au NE de Planay où E. RITTER fait passer le cœur liasique inférieur de son pli II—III, ne montrent, comme nous le verrons, que le Toarcien et l'Aalénien du synclinal couché du Mont d'Arbois.

Nous avons vu plus haut que la charnière aalénienne pincée du synclinal, prolongeant celui de Voza apparaît près du Goy. Cet Aalénien augmente rapidement d'épaisseur vers le NW en même temps que le synclinal se couche dans la même direction. C'est ce que montre une coupe faite dans les torrents de la région de Mémontel entre Vers le Nant et le Pt. 1851 de l'arête SE du Mont d'Arbois; on traverse là successivement:

1. *Toarcien* normal dont le niveau calcaire affleure dans le torrent immédiatement au S de Vers le Nant, un peu en aval du point où il est traversé par le chemin du Col de la Grande Rare et du Mont Joly.
2. *Aalénien*, formant le cœur du synclinal.
Série renversée.
3. *Toarcien*.
 - a. Argiles supérieures sans nodules.
 - b. Calcaires marneux (calcaires gaufrés) à une centaine de m de la crête.
 - c. Argiles inférieures sans nodules.

Si du Col de Joux on gagne le Mont d'Arbois par l'arête on recoupe en sens inverse les termes 3b, 3a et 2.

Le Toarcien calcaire qui forme la première butte à l'W du Col montre un faible pendage vers le Mont d'Arbois, tandis que les argiles sans nodules qui occupent la dépression précédant le sommet sont fortement relevées (N 25° E, 51° SE). L'arête du Mont d'Arbois au Pt. 1753 est formée par l'Aalénien fossilifère décrit plus haut. Nous sommes donc ici au cœur du synclinal du Mont d'Arbois — Col de Voza que nous avons suivi pas à pas depuis son origine dans la zone de Chamonix.

Au Col de Voza, le synclinal marqué dans le Toarcien et l'Aalénien est fortement relevé contre le Prarion; il atteint même la verticale. On le voit franchir ensuite le bombement des Aiguilles Rouges au-dessus de St. Nicolas, puis se coucher en avant en s'ouvrant de nouveau largement dans l'Aalénien, au Mont d'Arbois.

pincée aalénienne du synclinal du Mont d'Arbois, réapparition de celle du Goy. Les deux se raccordent d'ailleurs par une droite dirigée SW-NE approximativement parallèle à l'orientation moyenne des plis de la région.

En remontant le torrent principal dans la direction du Col de la Grande Rare, au-delà de sa jonction avec les torrents descendant du Mont Joly au S des chalets d'Hermance, on retrouve au-dessus de l'Aalénien synclinal précité, les argiles supérieures toarciennes puis les calcaires marneux gaufrés. Ces derniers sont dirigés N 10 E et plongent au SE en tendant vers l'horizontalité. Enfin on atteint les argiles toarciennes inférieures.

Sur le versant abrupt NW du Mont Joly, entre l'alpage d'Hermance et le Col du Passon, le synclinal du Mont d'Arbois n'est plus marqué par l'Aalénien. Mais les argiles supérieures du Toarcien renversé sont accessibles au-dessus des Granges d'Hermance, au Chalet de Leutelet, sur l'arête secondaire qui sépare la Combe de Lay du bassin torrentiel de Planay. L'Aalénien pincé en queue synclinale est de nouveau visible au SE du Passon, à peu de distance au-dessus du Col. De là, nous l'avons suivi au Golet, 2047 m, puis au-dessus des Moilles, sur le versant d'Hauteluze et dans le Nant Gibloux à l'E du Col du Joly. La description détaillée de cette région devant faire l'objet de la seconde partie de ce travail, nous nous bornerons pour l'instant à ces simples indications. Remarquons toutefois que dans ce dernier secteur le synclinal couché découvert par E. RITTER a été fort bien cartographié par cet auteur.

Vue d'ensemble. La base de la nappe de Morcles, dans la région étudiée, est constituée par une série normale, représentant différents étages du Lias (Domérien, Toarcien, Aalénien). Cette série repose sur le Trias autochtone par l'intermédiaire d'un plan de charriage que souligne la présence de deux lames, l'une inférieure, de Carbonifère et de Trias, l'autre de Trias seulement, arrachées au bord interne du Prarion par la poussée tangentielle profonde puis entraînées vers le NW par la nappe. La série basale normale de la nappe est issue de la zone de Chamonix. On la voit surgir de la profondeur sur toute la bordure interne des Aiguilles Rouges de Martigny à la Vallée de Montjoie en surmontant la couverture mésozoïque autochtone du massif hercynien. Le plan d'affrontement de la nappe s'enfonce sous la zone de Chamonix et le Mont Blanc à une profondeur certainement considérable mais qu'il n'est pas possible d'apprécier pour l'instant. Pendant sa translation

sur ce plan relevé vers le NW, la série a perdu par laminage le Trias et le Lias inférieur tout entiers; le Lias moyen s'est réduit à la moitié de son épaisseur normale. Mais un autre phénomène a dû intervenir pour produire ce résultat. La résistance sur le plan de charriage a provoqué, grâce au jeu des termes schisteux fonctionnant comme lits mobiles, un dépassement des couches supérieures sur les couches de base, chaque terme de la série s'avancant plus loin vers le NW que celui qui lui est immédiatement inférieur.

Après avoir franchi l'intumescence des Aiguilles Rouges sur le versant gauche de la vallée de Montjoie, la série pénètre à la base du Mont Joly et se couche vers l'avant pays. Si de Mégève, on marche vers les Aravis, grâce au plongement des couches dans cette direction NW, on voit se superposer à l'Aalénien, le Dogger, le Jurassique supérieur le Crétacé et le Tertiaire. La même succession s'observe en longitudinale. Grâce au plongement axial vers le NNE, l'Aalénien du Mont d'Arbois et du Col Jaillet (NW de Mégève) se retrouve sur la rive droite de l'Arve entre Servoz et Bay, comme l'a montré E. RITTER. Il suffit de monter de l'une ou l'autre de ces localités vers le Désert de Platé pour franchir dans l'ordre normal comme aux Aravis tous les termes du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire. Cette série est compliquée, il est vrai, par des plissements secondaires dont les charnières s'emboîtent à distance dans les différentes formations (plis l'Arpenaz); nous en verrons bientôt la cause. L'Aalénien du massif du Mont Joly est plissé en un synclinal couché vers le NW, le synclinal du Mont d'Arbois, qui prolonge le synclinal droit du Col de Voza. Nous avons reconnu et suivi cet élément tectonique important de la Croix de Fer (Valais) à la Vallée d'Hauteluce (Hte. Savoie). E. RITTER qui le signala le premier dans le massif du Mont Joly ne vit pas par contre ses relations avec la zone de Chamonix.

B. Le pli digité du Mont Joly.

Le pli B de la Zone de Chamonix. Dans la zone de Chamonix, par dessus le synclinal toarcien et aalénien du Col de Voza, se couche un pli anticlinal, le pli B qui s'enracine dans le massif de la Croix de Fer sur un coin de gneiss (44, p. 407). Le flanc renversé de ce pli est formé au Vorassay et au Mont Truc par un Lias moyen-épais dont nous avons montré plus haut (p. 476) le prolongement dans le Mont Joly, au sud du nant de la Revenaz. Plus au sud encore, entre la Bressière et le Baptieu, nous atteignons le cœur de Lias inférieur du même pli. Le sommet du Mont Joly

ainsi que son versant SE sont donc entaillés dans le pli B de la zone de Chamonix. C'est ce que montre l'étude du prolongement vers le sud des plis de cette importante zone tectonique et ce que l'exposé des résultats de nos levés va établir encore mieux.

La face orientale du Mont Joly. Quatre arêtes principales partent du sommet du Mont Joly (2527 m). Ce sont:

1. L'arête N qui se continue par la crête de Déchappieux jusqu'aux Chatrix.
2. L'arête NE qui se termine au-dessus de „Sous les Roches“ et porte une tour caractéristique bien visible des Contamines.
3. L'arête SSE passant à la Combaz et qui meurt dans les alpages de Colomba.
4. L'arête faîtière SW qui se redresse à la Tête de la Combaz (2445 m) et à l'Aiguille Croche (2487 m.).

La face orientale de la montagne qui domine les Contamines se présente comme un immense triangle surbaissé, délimité par les arêtes SSE et NE. La direction de ce versant est N-S.

A. FAVRE avoue à deux reprises (7 III, pp. 40 et 165) n'avoir vu trace de « contournements au Mont Joly, les couches y paraissant à peu près horizontales ». Les premières complications sont signalées sur le versant E de la montagne par E. RITTER (19, p. 190—192) mais, comme nous allons le voir, son interprétation diffère essentiellement de la nôtre et prête à diverses critiques. Cet auteur considère que le Lias inférieur formant « un abrupt calcaire » et représentant le cœur de son pli IV—V se poursuit sur le versant des Contamines. Sur sa carte figure, au dessus et au-dessous de ce Lias inférieur, un synclinal de Lias supérieur, schisteux, tandis qu'au sommet du Mont Joly le cœur du pli le plus élevé de son système — le pli VI — se marque dans un nouvel abrupt de Lias inférieur calcaire.

La première remarque que nous ferons c'est que, sur le versant E du Mont Joly, compris entre les arêtes SSE et NE, il n'y a pas de Lias supérieur schisteux. Nous avons parcouru cette face dans tous les sens, grim pant partout où il était possible de s'aventurer, mais nous n'avons rencontré que du Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien et Lias moyen.)

Le Lias inférieur est représenté au Mont Joly par des calcaires marneux parfois finement échinodermiques à *Arietites* divisés en bancs par des intercalations schisteuses. Les bancs et leurs intervalles schisteux, quand ils sont bien développés et régulièrement alternants, atteignent une épaisseur moyenne de 0,80 m. Le Lias moyen est représenté par des calcaires échinodermiques plus ou moins grossiers, finement rubanés ou en bancs épais séparés par des zones plus schisteuses. Il

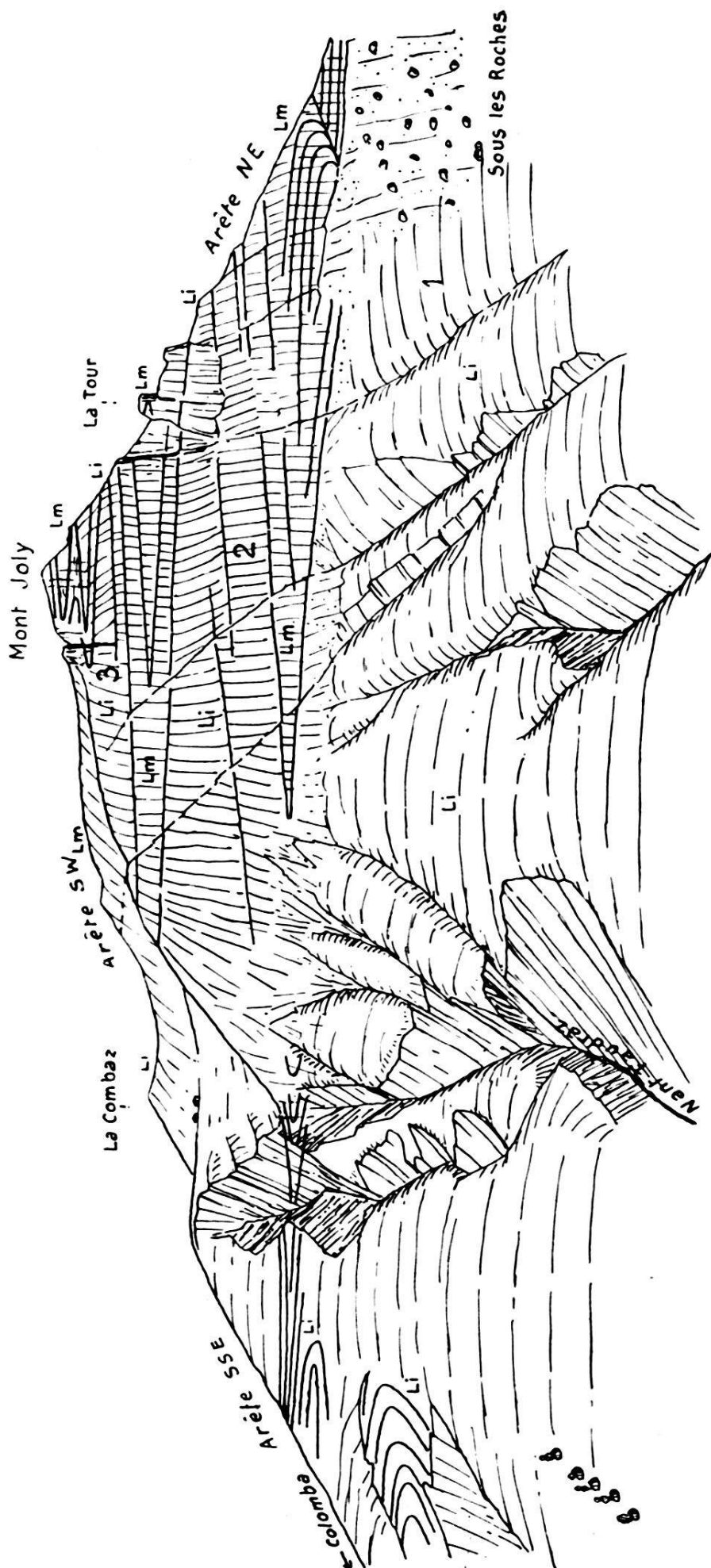


Fig. 8. Le versant est du mont Joly vu de Cugnon.

Li, Lm, Ls = Lias inférieur, moyen, supérieur. 1, 2, 3 = Digitations du pli du Mont Joly.

contient des bélemnites (*B. pavillosus* Schl., *B. Milleri* Phill, *B. Zieteni* Werner) caractéristiques du Domérien. Ces fossiles sont souvent tronçonnés et accumulés en nombre considérable dans un volume restreint de la roche. Les caractères distinctifs qui, en l'absence d'organismes déterminables permettent de diagnostiquer rapidement les deux formations dans les régions élevées du Mont Joly (pli B) sont les suivants :

1. Le Lias moyen est en général plus grossièrement échinodermique que ne l'est le Lias inférieur.
2. Les bélemnites sont beaucoup plus fréquentes dans le Lias moyen.
3. Le Lias moyen se marque dans la topographie par des parois plus abruptes que celles dues au Lias inférieur.
4. Le Lias moyen possède souvent une patine roussâtre.

Pour se faire une idée nette de la structure de la face E du Mont Joly, montons un peu au-dessus des Contamines sur le versant droit de la vallée. En observant les détails de la paroi avec de bonnes jumelles, et par un éclairage matinal, le mystère qui, avouons-le, hantait encore ces lieux, se lèvera soudain (Fig. 8).

Entre le Baptieu et la Bressière s'étalent les cônes souvent remaniés des torrents affluents du Bonnant. Ce sont, du S au N, d'après la carte du Ministère de l'Intérieur, le Nant Faudraz, le Nant de Nivorin et le Nant de la Bressière. Au-dessus, on s'élève par des pentes couvertes de paturâges et de forêts jusqu'à une première paroi, dont la base est voisine des chalets de « Sous les Roches ». Dans cette région inférieure, profondément ravinée par les torrents, l'exploration des gorges ne nous a montré que du Lias inférieur, parfois fossilifère (*Schlotheimia*) comme au-dessus du Conduit sur le revers oriental de l'arête de Colomba. La montagne largement décapée, montre en ce point, dans les marno-calcaires schisteux du Lias inférieur, des charnières ouvertes vers le sud. Une parenthèse est nécessaire ici. La face des Contamines que nous étudions est dirigée N-S, tandis que les plis de la zone de Chamonix manifestent une direction N-E—SW en pénétrant obliquement dans la masse du Mont Joly. Si, à ces deux données, nous ajoutons que la poussée s'est faite du SE au NW, l'analyse des charnières devient aisée. Les charnières anticlinales doivent s'ouvrir vers le sud, les charnières synclinales vers le nord. Les plis de Colomba sont donc anticlinaux.

Nous savons qu'entre la Bressière et la Revenaz, le Lias moyen, appartenant au flanc renversé du pli B, pénètre obliquement dans la base de la montagne. Toute la masse de Lias inférieur comprise entre le Bonnant et la première paroi est par conséquent plus interne que ce flanc renversé domérien

et représente une grosse digitation inférieure du pli B. L'éboulement de « Sous les Roches » recouvre au nord la charnière de ce pli.

En examinant attentivement la première paroi, on remarque que les strates convergent lentement vers le sud, dessinant des charnières synclinales rendues très aiguës par l'obliquité de la section. L'examen au marteau de cette paroi inférieure confirme bien le résultat de notre analyse des charnières; elle est constituée par du Lias moyen échinodermique. Cette formation se pince avant d'atteindre le bassin de réception du Nant Faudraz. Le synclinal est peu profond dans le Lias moyen mais il se poursuit vers le S, dans le Lias inférieur, car on distingue nettement des boucles synclinales dans la paroi qui tombe de la Combaz sur la branche médiane du torrent précité. Vers le N, au-dessus de l'alpage de « Sous les Roches » le flanc normal du synclinal de Lias moyen se complique d'un pli faille.

En franchissant la paroi inférieure on parvient sur un talus moins incliné de Lias inférieur dont les couches convergent vers le nord.

Une seconde paroi domine cette vire, elle correspond au niveau de la Tour, bien visible sur l'arête NE. Les strates ici encore, convergent vers le S; il s'agit d'un synclinal domérien un peu moins profond que le synclinal sous-jacent.

Un nouveau talus moins incliné, succède à la seconde paroi. La stratification convergeant vers le N annonce une troisième digitation anticlinale. L'examen sur place confirme cette hypothèse, car on trouve là du Lias inférieur et dans le prolongement de ce pli vers le Sud, au-dessus des chalets de la Combaz existent des *Arietites*.

Nous parvenons ainsi au sommet du Mont Joly formé de Lias moyen replissé. De notre point de vue nous distinguons fort bien dans la calotte terminale les charnières de détail qui dessinent un sigma majuscule (Σ).

En résumé, la muraille orientale du Mont Joly est taillée dans le noyau liasique inférieur et l'enveloppe de Lias moyen du pli B de la zone de Chamonix. L'ascension de ce versant et le parcours des arêtes SSE et NE démontrent que le front de cet anticlinal couché est compliqué par trois replis secondaires. Une grosse digitation (1), de beaucoup la plus importante, occupe l'espace compris entre le Bonnant et la paroi de Sous les Roches. Deux autres digitations (2 et 3) moins volumineuses la surmontent par l'intermédiaire de synclinaux peu profonds de Lias moyen, marqués dans la paroi de Sous les Roches et

dans celle de la Tour. Le sommet du Mont Joly formé de Lias moyen replissé correspond au flanc normal de la digitation 3. Les digitations du pli couché du Mont Joly, que nous venons de décrire, s'amorcent déjà dans la zone de Chamonix sur le versant droit de la vallée de Montjoie. Il faut voir leur origine dans les replis de Lias moyen que nous avons signalés au Vorassay (44, fig. 10, pl. 7, coupe No. 6); ils sont peu accentués dans cette région mais ils prennent de l'ampleur au Mont Joly quand le pli B se couche plus librement en avant, dans l'ensellement Aiguilles Rouges—Belledonne.

La face NNE du Mont Joly. L'examen du versant NNE de la montagne, délimité par les arêtes N et NE, va nous permettre de vérifier l'interprétation des faits observés sur la face E et de suivre l'évolution des replis 1, 2 et 3 de l'anticlinal couché du Mont Joly. Plaçons-nous près des chalets de Porcherey au SW de St. Nicolas de Véroce et regardons vers le S. A l'arrière-plan surgit la cime chauve du Mont Joly. L'arête NE descend vers la gauche et se profile sur le ciel; nous y reconnaissons la Tour caractéristique, repère qui nous a rendu grand service dans l'exploration de cette région.

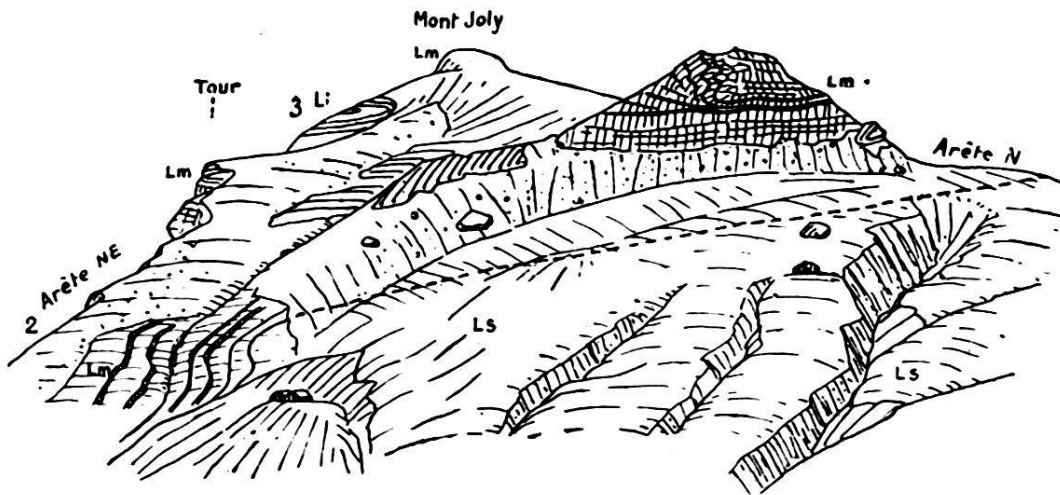


Fig. 9. Le Mont Joly vu des chalets de Porcherey.

Li, Lm, Ls = Lias inférieur, moyen, supérieur. A droite, la Crête de Montgéroix.

L'arête N s'abaisse vers la droite. Au point où la crête du Mont d'Arbois se soude à l'arête faîtière, s'érige une sommité secondaire, la Crête de Montgéroix. Devant nous s'arrondit le bassin d'alimentation du Nant derrière avec son réseau convergeant de petits torrents encaissés. Les schistes argileux toarciens affleurent dans toutes les déchirures du terrain mais leur limite supérieure est cachée sous les éboulis tombés de la Crête de Montgéroix. Ce Toarcien appartient au flanc ren-

versé du pli B, car les chalets de Porcherey où nous sommes, jalonnent approximativement le cœur du synclinal du Mont d'Arbois — Col de Voza.

Entre les deux sommets du Mont Joly naissent les sources du Nant devant. Ce ruisseau traverse bientôt un escarpement formé de dalles de Lias moyen échinodermique à Bélemnites nombreuses, ployées en une superbe flexure. C'est le Domérien renversé du pli B, prolongement vers le haut du Lias moyen que nous avons signalé au pied des pentes entre la Bressière et la Revenaz. Nous savons que la charnière frontale de la digitation 1 n'atteint pas l'altitude où nous sommes mais la flexure signalée ci-dessus est très probablement une répercussion de ce pli.

Remontons maintenant le long de l'arête NE. Le Lias moyen occupe l'espace compris entre la flexure et le bord de la falaise. Il forme la crête jusqu'au-dessus de la Tour car nous sommes ici dans le synclinal séparant les digitations 1 et 2. La Tour mérite un instant d'attention. C'est un étroit bastion de Lias moyen, une tranche de la montagne qui s'avance dans le vide. Une crête étroite, quelque peu aérienne, le relie à l'arête principale et deux parois à pic le flanquent au NE et au SW. Dans la paroi NE se dessine une charnière synclinale ouverte vers l'W. C'est précisément le cœur du synclinal intermédiaire 2—3 et la coupe étant transversale, la charnière s'y marque sans aucune déformation.

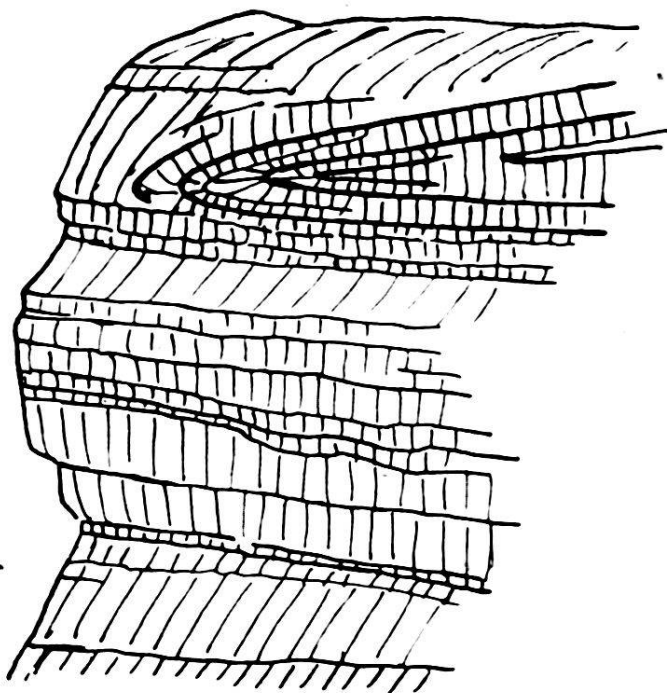


Fig. 10. La Tour du Mont Joly vue du nord.
Charnière synclinale dans le Lias moyen.

Au-dessus de la Tour, le Lias moyen passe au Lias inférieur de la digitation 3. La charnière de ce repli anticlinal, très oblique et aiguë, sur la face E, le devient moins sur ce versant; de notre emplacement, nous la voyons, s'arrondir très nettement à peu de distance du piton terminal du Mont Joly.

Examinons ce qui se passe sur l'arête N. Vu de Porcherey, l'escarpement de la Crête de Montgérour, entièrement taillé dans le Lias moyen a grossièrement la forme d'un trapèze. A l'angle inférieur droit, se dessine un petit synclinal. Dans la paroi on en distingue un second, plus important; son flanc normal, légèrement ondulé est presque horizontal tandis que le flanc sud descend verticalement en cascade. La charnière orthogonale de ce pli se voit au centre de l'escarpement. Il est possible que l'anticlinal déterminé entre ces deux synclinaux soit en relation avec la digitation 2 du pli B. Au-delà de la Crête de Montgérour et jusqu'au point culminant de la montagne, le Lias moyen, à bélemnites règne seul. Les digitations anticlinales 1, 2 et 3 de Lias inférieur se ferment donc sur le versant NNE du Mont Joly; aucune n'atteint l'arête N. Cette constatation est capitale car elle restreint l'importance de ces replis.

Nous allons maintenant franchir l'arête N du Mont Joly et passer sur sa face NW. Le contact du Toarcien et du Lias moyen renversés se fait peu au-dessus du sentier qui joint le chalet des Mottets au Pavillon du Mont Joly. Cette limite se poursuit en s'élevant lentement au travers du versant escarpé de Mégève jusqu'au-dessus de Leutelet. Tout le chapeau terminal du Mont Joly est donc de Lias moyen, mais nous n'allons pas tarder à retrouver la trace de la digitation 3.

Si du sommet de la montagne on suit l'arête faîtière vers le SW, on chemine dans le Lias moyen échinodermique à patine brunâtre, très plissé, jusqu'au-dessus du Col qui domine l'alpage de la Combaz. La dépression elle-même ainsi que la tête suivante qui porte un cairn sont formés de calcaires marneux noirs, finement spathiques à *Arietites*. Ce Lias inférieur n'est en effet rien autre que le prolongement de la digitation 3, que nous avons reconnue sur la face orientale du Mont Joly. Grâce au relèvement axial vers le SW, elle effectuée par le S, une demi-conversion ascendante, autour du sommet, franchit successivement les arêtes SSE et SW et, redescendant quelque peu sur le versant de Mégève, y dessine une charnière visible, ouverte vers le S.

Ce que nous venons de voir dans la région culminante du Mont Joly nous permet donc de modifier les idées que l'on

se faisait jusqu'ici sur la structure de cette montagne. Le versant des Contamines, où E. RITTER voyait une alternance de Lias inférieur calcaire et de Lias supérieur schisteux ne comporte pas de Lias supérieur mais seulement du Lias inférieur et moyen. En outre, c'est le plus jeune de ces deux termes qui est le plus résistant; les parois que forme le Lias moyen marquent donc la trace des synclinaux. Cette interprétation basée sur l'étude stratigraphique est exactement l'inverse de celle de notre confrère.

Les anticlinaux II—III, IV—V, et VI de E. RITTER, n'existent pas au Mont Joly qui, en réalité, n'est constitué que par un seul pli couché, le pli B de la zone de Chamonix. Nous reviendrons encore sur ces questions en montrant le rôle des plis de la zone de Chamonix sur le développement de la nappe de Morcles.

Les répercussions lointaines du pli couché du Mont Joly. Depuis les beaux travaux de E. HAUG sur les Aravis (17) on sait que les plis de Malm du Nant d'Arpenaz se continuent sur la rive gauche de l'Arve par les charnières visibles près de la cascade de Doran, et au-dessus des chalets de Cœur. Ces plis se retrouvent plus en arrière dans le Dogger du soubassement de Platé et dans celui de Croisse Baulet (17, p. 54—55, p. 70; pl. IV). E. RITTER (19, p. 199 et pl. I) attribue ces complications à l'anticlinal IV—V de son système, mais comme nous avons démontré que ce pli n'existait pas, tout au moins dans le sens que lui attribue son auteur, il convient de rechercher une autre solution. La série liasique normale de la Nappe de Morcles est surmontée au Mont Joly par l'intermédiaire du synclinal, couché du Mont d'Arbois, du pli digité B de la Zone de Chamonix. La perturbation produite par la formation de ce pli s'est transmise vers le NW dans les termes les plus jeunes de la nappe en provoquant dans le Dogger les plis de Croisse Baulet et ceux du soubassement de Platé, et dans le Malm, les charnières de Cœur et d'Arpenaz. Il doit être possible de retrouver sur la rive droite de l'Arve la trace du synclinal du Mont d'Arbois et par conséquent de délimiter exactement la zone perturbée par le pli du Mont Joly. On pourra aussi rechercher, quand la structure du soubassement liasique du massif de Platé sera mieux connue, l'origine profonde du pli découvert par E. HITZEL (25) dans la paroi S de la Pointe de Platé. La présente étude sur la partie nord du massif du Mont Joly peut encore être poussée dans le détail, mais il apparaît déjà qu'elle facilitera l'établissement des relations entre les dislocations secondaires de la nappe de Morcles et leurs causes

profondes. En effet, au lieu de six plis, il n'y en a plus qu'un seul, compliqué, il est vrai, par trois digitations peu accentuées. Il y aura lieu aussi de tenir compte de l'influence des plis internes de la zone de Chamonix sur la tectonique de la Nappe.

Pour en revenir aux raccords établis par E. RITTER, quoique basés sur des conclusions auxquelles nous ne souscrivons pas, ils n'en gardent pas moins une grande part d'exactitude. Cet auteur, en attribuant, il y a 27 ans, les plis d'Arpenaz aux anticlinaux IV—V et VI de son système, situait le foyer de la perturbation dans la région où nous l'avons placé nous-même, c'est-à-dire dans le faite du Mont Joly.

Vue d'ensemble. Le cœur liasique inférieur du pli B de la zone de Chamonix en se couchant vers le NW pénètre obliquement dans le relief du Mont Joly au S de la Bressière. Trois digitations (1, 2, 3) de cet anticlinal séparées par deux synclinaux de Lias moyen se marquent dans le versant oriental du Mont Joly. Le sommet de la montagne est taillé dans le Domérien du flanc normal de la digitation supérieure. Ce pli couché unique remplace le système des six plis de E. RITTER. En s'avancant vers le NW, il a provoqué dans les enveloppes plus jeunes de la nappe les plis de Croisse-Baulet, de Cœur et d'Arpenaz que cet auteur attribuait aux plis IV—V et VI.

C. Conclusions générales.

1. La tectonique de la Nappe de Morcles sur la rive gauche de l'Arve.

Les résumés qui terminent chacun des chapitres de ce travail, nous dispensent de reprendre tous les faits et permettent de ne donner ici que les idées générales se dégageant de l'ensemble.

La base de la nappe, on le sait maintenant, est formée par une bande peu épaisse et parfois discontinue de Lias moyen échinodermique supportée le plus souvent par un coussinet argileux de Lias supérieur. Cette structure est très constante; on la trouve déjà dans la zone de Chamonix qui voit les racines de la nappe monter à l'assaut du massif surélevé des Aiguilles Rouges, puis dans le soubassement du Mont Joly, des Fiz, du Buet et des montagnes de Barberine. Au-dessus, se superposent normalement le Toarcien, l'Aalénien, le Dogger, le Malm, etc.

Mais si la base de la nappe est de construction très uniforme, on n'en peut dire autant de son substratum, de la couverture mésozoïque des Aiguilles Rouges et de l'avant-pays hercynien. Cette série autochtone se trouve déjà décrite pour

les territoires compris entre Martigny (Valais) et Montroc (haute vallée de Chamonix) dans notre ouvrage sur la zone de Chamonix (44, pp. 375—384). Plus au SW, le manteau secondaire des Aiguilles Rouges a été si morcelé et amoindri par l'érosion, qu'il n'en subsiste guère dans les régions faîtières du massif que le lambeau du Belvédère (2966 m) décrit par L. W. COLLET et ED. PARÉJAS (40 et 53, p. 34).

Les terrains autochtones sont plus continus sur le versant N des Aiguilles Rouges. On les suit de Morcles, où ils ont été étudiés par M. LUGEON (32), aux Cols du Jorat et d'Emaney (DE LOYS 38), puis L. W. COLLET les a signalés dans le Vallon d'Emaney et à la base du Col d'Anterne (53, p. 18).

Au Col de Voza, sur le pourtour méridional du Prarion et dans la fenêtre de Mégève, il ne subsiste de l'autochtone que le Trias, solidement incrusté sur la pénéplaine hercynienne. Le Lias supérieur de la nappe repose là sur le Trias comme il reposait plus au NE sur le Jurassique supérieur autochtone. Quelle peut être la cause d'une lacune aussi importante? Nous avons suffisamment démontré que le Lias du Mont Joly était charrié. Supporté par deux esquilles arrachées au flanc interne des Aiguilles Rouges, il provient de la zone de Chamonix et se prolonge vers le NE par les affleurements liasiques de Chedde, de Servoz, du Col d'Anterne et du Buet. Les éléments supérieurs au Trias manquent donc bien à la couverture de l'avant-pays dans la région de Mégève et de St-Gervais. Cela ne peut s'expliquer que par les considérations suivantes. Le décollement des terrains autochtones post-triasiques, qui était partiel et de peu d'amplitude à Morcles, au Col du Jorat et d'Emaney, est devenu complet dans l'ensellement Aiguilles Rouges-Belledonne. Ces terrains entraînés et accumulés devant le front de la nappe représenté par les Aravis forment maintenant les plis internes du Genevois. Nous avons déjà insisté (44, p. 425) sur ce phénomène très important dans lequel on voit la nappe se substituer à une série inférieure après l'avoir décollée et chassée, c'est le charriage accompagné de substitution.

L'avancée principale de la nappe et la translation de l'autochtone décollé représentent un premier temps dans la mise en place de la nappe de Morcles. C'est au cours de cet épisode que la série charriée a perdu son Lias inférieur et que le Lias moyen s'est réduit par laminage tout en s'élevant dans les schistes toarciens sus-jacents. Nous avons vu que les deux lames de charriages inférieures à la nappe flottent dans le Toarcien et ne comportent pas d'enveloppes plus jeunes que

le Trias. Elles ont donc été empruntées à un substratum (Prarion) déjà privé lui-même de celles-ci. C'est donc au cours d'un second temps, qu'elles ont été entraînées par la nappe vers le NW. Le même effort a provoqué la surrection du coin granitique de la Motte que nous avons vu (p. 444) littéralement planté dans le Toarcien de la nappe. Au cours de cette seconde phase ou même plus tard encore, les coins cristallins de la zone de Chamonix en glissant vers le haut et l'avant ont provoqué la formation du synclinal du Mont d'Arbois, des plis B, C, D, etc., avec leur répercussion plus lointaine, les replis de Croisse-Baulet, de Cœur et ceux du Nant d'Arpenaz.

Il convient de rappeler ici que la nappe de Morcles s'est également développée en deux phases dans la région de la Jungfrau. A. BUXTORF et L. W. COLLET (41, p. 371) admettent que la mise en place de la nappe marque un premier temps du phénomène. Au cours du second, les gneiss de la Jungfrau chevauchent les coins de Gastern et provoquent l'involution de la nappe de Morcles. Le même processus est observable plus au NE dans la région comprise entre Grindelwald et Rosenloui où W. SCABELL (46 et 47, p. 113) montre que la nappe de Morcles a subi, après sa translation principale, un début d'involution dû à des dislocations plus tardives du substratum.

Les deux lambeaux de poussée, inférieurs à la nappe de Morcles au Mont Joly ne sont pas des anticlinaux; ils ont pu provoquer par leur pénétration dans la base de la nappe des replis secondaires, mais ils ne sont jamais comportés comme de véritables plis. Ils résultent d'une rupture violente et du rabotement de l'infrastructure hercynienne. La formation et la surrection des coins cristallins de la zone de Chamonix ont eu des résultats tout différents. Ces coins sont encore enveloppés de leur couverture sédimentaire (Trias, Rhétien, Lias inférieur et moyen); ils ont provoqué la formation de véritables anticlinaux couchés pourvus de leurs flancs normaux et renversés, ceux précisément que nous avons décrits (44). L'un de ces plis, le pli B, intéresse seul la tectonique du Mont Joly. Dans la vallée d'Hauteluce, les lames cristallines, houillères et triasiques étudiées par M. BERTRAND et E. RITTER se répartissent de même en deux catégories séparées par le synclinal du Mont d'Arbois: 1° les lames arrachées au substratum, inférieures à la nappe et extérieures à ses racines; 2° les coins de la zone de Chamonix sur lesquels la nappe s'enracine.

On peut donc dire que le Mont Joly n'est pas constitué par un empilement de plis couchés, mais que, dans son ensemble,

il appartient à la nappe de Morcles dont nous avons défini le plan de chevauchement dans cette région.

Cette nappe massive a subi, il est vrai, quelques déformations tardives, provenant du jeu des coins cristallins de la zone de Chamonix (pli digité du Mont Joly et ses répercussions lointaines). Quelques-uns des six plis de E. Ritter sont des esquilles entraînées par la nappe. Les autres, que ce savant a vu se marquer par des alternances de Lias calcaire et de Lias schisteux, sont le résultat d'une interprétation basée sur une stratigraphie insuffisamment poussée. Au point de vue lithologique la série liasique n'est pas très simple dans la région du Mont Joly. On se souvient qu'au Mont Lachat et au-dessus du Baptieu (Colomba) l'Hettangien est schisteux; le Sinémurien l'est parfois également. Le Lias moyen est partout représenté par des calcaires échinodermiques, accompagnés souvent de grès quartzeux. Enfin, dans le Toarcien argileux s'intercale encore un niveau de calcaires, les calcaires gaufrés. Cette pluralité des niveaux calcaires nous a permis de simplifier considérablement la tectonique admise jusqu'ici pour le Mont Joly. En effet, le tectonicien qui se base sur la division du Jurassique inférieur en un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux, doit admettre, dans un complexe liasique plissé, autant d'anticlinaux qu'il rencontre d'intercalations calcaires.

Les six plis de E. RITTER se réduisent ainsi à un seul qui n'est lui-même qu'un repli de la nappe, le pli digité du Mont Joly. Les raccords seront désormais plus simples à établir soit en direction transversale avec les Aravis, soit en direction longitudinale avec les Massifs de Platé et du Haut Giffre.

L'étude des bases de la nappe de Morcles entre le Rhône valaisan et l'Arly nous a induit à considérer cette unité tectonique comme étant une nappe du second genre de la classification de P. TERMIER (22, p. 9). Elle répond bien à la définition que donne ce savant de ce type de nappes « un fragment de l'écorce terrestre détaché de son substratum originel et transporté sans plissement sensible et par simple translation, sous un effort tangentiel, en glissant sur une surface de friction peu différente d'un plan tangent au sphéroïde ». Jamais, soit dans la zone de Chamonix, au contact des Aiguilles Rouges, soit dans la Vallée de Montjoie ou autour de la fenêtre de Mégève, elle ne présente un véritable flanc renversé, si laminé soit-il. Parfois et cela surtout dans les régions frontales, elle prend l'apparence d'un pli couché, mais il s'agit d'un rebroussement des têtes de couches au voisinage du plan de charriage. Il

se forme alors un pseudo-flanc renversé qui, si le travail résistant est très considérable sur la surface de friction, peut atteindre une certaine ampleur. W. SCABELL (47, p. 119), dans la région de Grindelwald, a partout constaté dans la nappe parautochtone l'absence complète du flanc renversé. L. W. COLLET et nous-même avons fait une semblable observation au Schwarzmönch (Jungfrau).

Il est encore nécessaire avant de terminer, de jeter un coup d'œil sur les relations nouvelles qui s'établissent entre la zone de Chamonix et le Mont Joly. A. FAVRE (7 III, p. 40; pl. XVIII, fig. 11), sans le dire expressément, avait déjà raccordé les terrains jurassiques du Col de Voza avec ceux qui dominent St-Nicolas de Véroce. « La ligne ponctuée de la coupe, dit-il, nous montre que l'allure des couches (de St-Nicolas) est la même que celle des terrains du Col de Voza ». C'était déjà établir assez clairement que le Lias du Mont Joly est le prolongement direct de celui du Col de Voza et du Mont Vorassay. Malheureusement, depuis lors, on est venu embrouiller les choses. E. RITTER (19, p. 191, fig. 31) sépare nettement le Mont Joly du Vorassay. Les plis supérieurs du Mont Joly s'enracinent sur le Prarion et le « synclinal de Chamonix », relégué par lui, devient un élément plus interne. C'est là une erreur que nous espérons avoir redressée. Le Mont Joly est issu de la zone de Chamonix.

Le pli B de cette dernière traverse obliquement la vallée de Montjoie et se projette dans la masse de notre montagne. Tous les détails structuraux de la base de la nappe de Morcles, observables dans la zone de Chamonix à partir de Martigny, se retrouvent dans le soubassement du Mont Joly. Celui-ci se montre finalement comme étant l'homologue exact du pli B de la Croix de Fer, du Mont Lachat, du Vorassay et de la Montagne de Truc.

Quant au synclinal du Reposoir qui, selon M. LUGEON (31), marque la limite entre la nappe de Morcles et l'autochtone, son raccord avec la zone de Chamonix devient maintenant chose facile, puisque nous avons séparé dans cette région ce qui est autochtone de ce qui est charrié. Le synclinal du Reposoir trouve sa place entre le Toarcien de la nappe (ou le Lias moyen basal quand le premier fait défaut) et l'autochtone qui est réduit au Trias, comme on le sait, dans la région décrite. On retrouve donc sa trace autour de la fenêtre de Mégève, sur le pourtour méridional du Prarion dans la vallée de Montjoie, au Col de Voza, puis sur toute la bordure SE des Aiguilles Rouges et de l'Arpille jusqu'à la Tour de la Bâtiaz près de Martigny.

L'œuvre d'ETIENNE RITTER que cette courte étude a comme but de compléter, subsiste presque entière et garde toute sa valeur. Si les six plis couchés de cet auteur doivent faire place, au Mont Joly et dans ses avant-monts, à une structure plus simple, les lames houillères et triasiques qu'il a décrites avec MARCEL BERTRAND dans la vallée d'Hauteluce et au col du Joly, ont enrichi la géologie alpine d'une notion nouvelle et précieuse. Ces savants ont encore eu le mérite de découvrir dans les bases du Mont Joly et ses arrières des complications tectoniques dont leurs devanciers, parmi lesquels se trouvaient des géologues de grand mérite, ne se doutaient même pas. Nous aurons plus tard l'occasion d'insister encore sur la valeur de leurs observations.

La racine de la Nappe de Morcles.

En 1909 H. SCHARDT (23, p. 324) considérait le petit massif hercynien de l'Arpille comme le noyau cristallin du pli de Morcles. Il plaçait le jambage sud de ce dernier dans le synclinal de Chamonix que l'on supposait simple. M. LUGEON, en découvrant en 1912 (30) les mylonites de Morcles, envisage une origine plus interne de la nappe et l'enracine sur le Mont Blanc. Il émet en outre l'hypothèse que « le synclinal de Morcles n'est que l'embouchure du synclinal de Chamonix, ainsi que le synclinal de la Dent du Midi est avec lui le synclinal du Reposoir ». Dans une seconde note parue en 1914 (31) il introduit une réserve sur la simplicité du synclinal de Chamonix. « Le synclinal de Morcles, dit-il, ne peut donc être que le synclinal de Chamonix ou une partie de celui-ci (dans l'hypothèse d'un synclinal complexe) et la nappe de Morcles se montre bien comme un repli de l'enveloppe sédimentaire du massif du Mont-Blanc. La lame de roches cristallines mylonitisées de la nappe provient du flanc nord du massif. « Elle est l'homologue de ces lames de gneiss signalées par BERTRAND et RITTER dans le Mont-Joly ». Nous avons déjà dit en 1922 (44, p. 415), en identifiant la lame carbonifère du Prarion à celle des gneiss mylonitisés de Morcles, que l'une et l'autre étaient des écaillés arrachées au bord résistant des Aiguilles Rouges, puis entraînées vers l'avant sous la nappe; c'est ce que RABOWSKI avait déjà pressenti en 1917 (37). Ce dernier estime aussi que la couverture sédimentaire du Cristallin du Mont-Blanc dans le Val Ferret suisse représente le flanc normal de la nappe de Morcles. Le tableau schématique des massifs autochtones, établi en 1920 par ALB. HEIM dans sa « Géologie de la Suisse » (39 II, p. 234), est basé sur la même

conception. Mais il pousse l'analyse plus loin encore (p. 252). La lame de mylonite semble être issue pour lui de la zone axiale du Mont-Blanc. Il s'en suit que l'Eocène sous-jacent aux mylonites de Morcles représente le synclinal de Chamonix, tandis que l'Eocène qui les surmonte appartient à la série du Val Ferret. La nappe parautochtone s'alimenterait donc entièrement sur le versant sud du Mont-Blanc. Le profil 4 de la pl. XIII semble bien concrétiser cette hypothèse.

En étudiant la structure du sillon de Chamonix, nous avons montré que cet élément n'était pas un simple synclinal de raccord entre la couverture mésozoïque des Aiguilles Rouges et celle du Mont-Blanc, mais que cette zone était complexe quoique très écrasée. Nous y avons découvert le plan de chevauchement de la nappe de Morcles et l'avons suivi de Martigny à la vallée de Montjoie.

Nous désirons apporter aujourd'hui sur les racines de la nappe de Morcles quelques précisions nécessaires appuyées sur des faits nouveaux. C'est avant tout de l'étude du Lias que nous avons tiré les conclusions qui vont suivre, puisque c'est le seul terrain de la nappe de Morcles dont les attaches avec la zone de Chamonix n'aient été détruites par l'érosion. Ces conclusions s'étendront naturellement aux terrains plus jeunes qui surmontent stratigraphiquement le Lias, c'est-à-dire à la nappe entière, en réservant toutefois les déplacements horizontaux variables qu'ont pu effectuer chacun des termes de la série mésozoïque. On sait en effet que le traînage des couches inférieures sur le substratum hercynien rigide a eu pour effet de restreindre leur translation en provoquant un dépassement vers l'avant des couches supérieures.

Il importe d'abord, puisque la nappe de Morcles se présente dans la région étudiée comme une nappe du second genre, de définir ce que peut être la racine d'une telle nappe. Une série sédimentaire qui subit dans ses arrières une poussée tangentielle, peut se décoller (avec ou sans participation de l'infrastructure) sur son substratum et effectuer, en glissant horizontalement et en se plissant une translation de grande amplitude. Mais quel que soit l'espace franchi par cet autochtone décollé, ce n'est pas encore une nappe. Supposons que dès le début de la poussée ou au cours de la translation, la série vienne à se rompre en deux tronçons suivant un plan plus ou moins oblique sur l'horizon. Le tronçon postérieur continuant à avancer surmonte le tronçon antérieur resté autochtone et devient, si l'amplitude du chevauchement est suffisante, une nappe du second genre ou nappe brisante. La

nappe s'amorce dès que le tronçon postérieur dépassant le plan de rupture déborde sur la série antérieure adjacente auparavant. La racine d'une nappe brisante est donc représentée par l'intervalle compris entre le bord interne de la série chevauchée et le lieu où elle sera à son tour surmontée par une nouvelle nappe. Si la nappe brisante n'est recouverte d'aucune autre nappe, sa racine n'aura qu'une limite externe.

Reportons-nous maintenant à la nappe de Morcles et à la zone de Chamonix. Entre Martigny et Argentières, on voit la couverture autochtone des Aiguilles Rouges s'enfoncer partout sous la nappe. Il n'est donc possible de voir ni le passage latéral de la série autochtone à la parautochtone, ni le point où le chevauchement a débuté et qui marque précisément la limite externe ou nord occidentale de la racine de la nappe. Elle n'est pas visible, mais se trouve sur le prolongement vers la profondeur du talus SE des Aiguilles Rouges; elle est masquée par la nappe elle-même. Cette limite de la racine de la nappe n'est autre que la limite tectonique, externe également, de la zone de Chamonix. Nous avons vu (p. 432) que dès le Jurassique inférieur une limite stratigraphique de cette zone se marquait sur la pente SE des Aiguilles Rouges. Les deux limites externes ne se superposent probablement pas exactement, mais il nous a semblé nécessaire de les définir dans l'intérêt de l'histoire géologique de cette région.

Dans le massif du Mont Joly et dans la zone de Chamonix, la nappe se compose de deux éléments qui diffèrent notablement, ce sont:

- 1° vers l'extérieur, la série liasique charriée sur l'avant-pays,
- 2° en arrière, des plis enracinés sur les coins cristallins de la zone de Chamonix, les plis B, C, etc.

La série charriée représente la nappe de Morcles, proprement dite; elle est composée, avons-nous dit, de Lias moyen, de Toarcien et d'Aalénien. Ce n'est pas un pli couché quoiqu'elle puisse parfois en prendre l'apparence. La série est normale, mais incomplète. Il lui manque à la base le Trias parautochtone et le Lias inférieur; le Lias moyen est lui-même réduit. Cette lacune n'est pas stratigraphique, car ces terrains existent dans la zone de Chamonix d'où la série provient, mais bien tectonique, car on assiste à l'amincissement progressif de chaque terme vers l'avant, sur le plan de charriage. Le Lias normal constitue la base des séries mésozoïque et tertiaire des Aravis et de Platé.

Le pli du Mont Joly est un élément de détail; il a une ampleur très restreinte comparée à celle de la nappe proprement dite. Il a été déterminé, comme les autres plis de la zone

de Chamonix, par le jeu de coins cristallins résultant eux-mêmes de l'écrasement du substratum de ladite zone entre les Aiguilles Rouges et le Mont-Blanc. Nous les décrirons plus tard en étudiant la région du Col du Joly et de Nant Borrant (feuille d'Albertville). Le pli B est donc enraciné sur l'un de ces coins; son noyau mésozoïque ne présente pas de lacunes stratigraphiques et comporte le Trias (le Baptieu), le Rhétien (Col du Joly), l'Hettangien (Colomba), le Sinémurien et le Lias moyen (Mont Joly).

Les deux complexes — la nappe proprement dite et les plis de la zone de Chamonix — sont séparés par un synclinal aigu, le synclinal de Voza-Mont d'Arbois, dans lequel la plus grande partie de la Vallée de Chamonix est entaillée. Ce synclinal descend très loin sous le Mont-Blanc et malgré la profondeur des entailles dues à l'érosion (Vallée de Chamonix, de Trient et de Montjoie) nous n'avons pu en voir les charnières ni dans le Lias inférieur, ni dans le Trias. La série triaso-liasique complète du pli B de la zone de Chamonix se raccorde avec la série charriée par l'intermédiaire du synclinal du Col de Voza. La réduction tectonique subie par les termes inférieurs du Lias n'a donc pu s'accomplir qu'entre le pli B et le bord interne des Aiguilles Rouges, c'est-à-dire sur le plan de chevauchement de la nappe elle-même. Ce plan qui correspond à la base du Lias charrié est à la fois extérieur et inférieur aux plis de la zone de Chamonix.

L'extrémité enracinée de la série charriée se trouve donc dans le Lias des plis de Chamonix. Ces plis constituent donc bien les racines de la nappe de Morcles. Le jeu des coins cristallins, en provoquant la formation de ces plis, s'est transmis aux enveloppes supérieures de la nappe et a déterminé quelques-unes des charnières secondaires qu'on y connaît (plis d'Arpenaz, de Platé, etc.).

Ces considérations nous incitent à penser que le Lias charrié de la nappe de Morcles ainsi que la plus grande partie des terrains qu'il supporte proviennent de l'espace, autrefois plus considérable, compris entre le pli B et la bordure SE des Aiguilles Rouges. Il ressort clairement des faits que le Lias existant à la base de la nappe de Morcles à partir de la zone de Chamonix vers le NW ne peut provenir d'une région plus interne que le pli B. Or il s'agit là de la plus grande partie du Lias parautochtone. D'autre part, comme la série liasique est normale et comme elle s'enracine dans la zone de Chamonix que le Mont-Blanc surmonte, il est absolument impossible que ce massif lui soit en même temps inférieur et par conséquent que le Lias de la

Nappe de Morcles provienne de son flanc SE. Le Mont-Blanc n'est donc pas au cœur de la nappe, c'est un élément plus interne. Ces conclusions gardent toute leur valeur si l'on veut considérer la nappe de Morcles comme un pli couché, car, prise dans son ensemble entre Barberine et la Vallée de l'Arly, elle ne présente que son flanc normal; le flanc renversé laminé aurait disparu. Rien ne change en effet dans notre raisonnement, car le Lias normal de la nappe en surgissant de la profondeur au contact des Aiguilles Rouges et au niveau du talweg dans les vallées de Chamonix, de Montjoie et de Trient, ne peut admettre au-dessous de lui un élément issu de la région axiale du Mont-Blanc.

La limite interne ou SE de la racine de la nappe de Morcles est moins aisée à fixer, car l'érosion a supprimé les dépôts mésozoïques sur la plus grande partie du versant NW du Mont-Blanc. Elle serait définie par le chevauchement de la nappe des Diablerets-Wildhorn, mais, jusqu'à présent, on n'a retrouvé aucune trace de cette nappe entre le Rhône et l'Arve. Tout en réservant les conclusions plus générales qui résulteront de l'étude de l'extrémité SW du Mont-Blanc, à laquelle nous avons déjà consacré une campagne, nous pouvons dès maintenant affirmer que les séries liasiques du Mont Joly, des Aravis et de Platé qui appartiennent à la Nappe de Morcles, ne peuvent pas provenir du versant sud du Mont-Blanc, mais de la zone de Chamonix, intermédiaire entre le massif des Aiguilles Rouges et celui du Mont-Blanc et de la partie externe de ce dernier.

Liste bibliographique.

1. 1779 DE SAUSSURE, H. B. Voyages dans les Alpes. Neuchâtel 1779—1796.
2. 1828 NECKER, L. A. Mémoire sur la vallée de Valorsine. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. t. IV. Genève 1828.
3. 1851 STUDER, B. Geologie der Schweiz. Bern-Zürich 1851—53.
4. 1858 DELAHARPE, J. Notice sur la Géologie des environs de St-Gervais (Savoie). Bull. Soc. vaud. Sc. nat. t. V. Lausanne 1858.
5. 1862 FAVRE, ALPH. Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. 1 : 150 000e. Genève 1862.
6. 1863 PAYEN, J. F. Carte topographique et routière de la vallée de Montjoie et des environs des Bains de St-Gervais (Hte-Savoie). Paris, chez Andriveau Goujon, rue du Bac 21. 1863.
7. 1867 FAVRE, ALPH. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Paris-Genève 1867.
8. 1869 LORY CH., PILLET ET VALLET. Carte géologique du département de la Savoie. 1 : 150 000e. Chambéry 1869.

9. 1873. LORY, CH. Note sur quelques faits de la structure des chaînes centrales des Alpes. B. S. G. F., 3e s., t. I, p. 400. 1873. — Arch. des Sc. ph. nat., t. XLIX, p. 89. Genève 1874. — B. S. G. F., 3e s., t. III, p. 784—785. 1875.
10. 1887 ZACCAGNA, D. Nota sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. Comitato geol. Italia, t. VIII. 1887.
11. 1889 HOLLANDE, D. Etude stratigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Almes situées dans les Alpes calcaires de la Hte-Savoie. B. S. G. F. 3e s., t. XVII. 1889.
12. 1892 MICHEL-LÉVY, A. Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion. Bull. Serv. Carte géol. France, No. 27, t. III. Paris 1891—92.
13. 1894 Carte géologique détaillée de la France au 1 : 80 000e. Feuille 160bis, Annecy. Paris 1894.
14. 1894 RITTER, E. La première zone alpine dans la partie nord-est de la feuille d'Albertville. Bull. Serv. Carte géol. France No. 38, t. VI. Paris 1894.
15. 1894 RITTER, E. Les Massifs de Beaufort et du Grand-Mont. Etude sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges et du Prarion. Genève 1894.
16. 1894 OFFRET, A. Chaîne de Belledonne. Bull. Serv. carte géol. France, No. 38, t. VI. Paris 1894.
17. 1895 HAUG, E. Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie, Bull. Serv. Carte géol. France No. 47, t. VII. Paris 1895.
18. 1896 BERTRAND, M. et RITTER, E. Sur la structure du Mont Joly, près St-Gervais (Hte-Savoie). C.-R. Ac. Sc. Paris, 10 févr. 1896.
19. 1897 RITTER, E. La bordure Sud-Ouest du Mont Blanc. Les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches. Bull. Serv. Carte géol. France, No. 60, t. IX. Paris 1897.
20. 1900 BERTRAND, M. L'extrémité du Mont-Blanc et le Mont Joly. Liv. guide Congrès géol. intern. Paris 1900. Excursion XIII a.
21. 1904 KILIAN, W., et RÉVIL, J. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. Carte géol. France. Paris 1904—1912.
22. 1906 TERMIER, P. La synthèse géologique des Alpes. Liège 1906.
23. 1908 SCHARDT, H. Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du Canton du Valais. Bull. soc. Murithienne des Sc. nat. du Valais, t. XXXV. Sion 1909.
24. 1908 HAUG, E. Traité de Géologie. II. Les périodes géologiques. Paris 1908—1911.
25. 1910 HITZEL, EDM. Sur un pli faille couché dans la paroi sud du soubassement de la Pointe de Platé, près Chedde (Hte-Savoie). Arch. Sc. ph. nat., 4e pér., t. XXX. Genève 1910.
- 25bis. 1910 COLLET, L. W. Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Vol. 36, fasc. 4. Genève 1910.
26. 1910 DOUXAMI, H. Observations géologiques aux environs de St-Gervais-les-Bains. Revue Savoisiennne t. 51. 1910.
27. 1911 ARGAND, E. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Essai de carte structurale 1 : 500 000e. Mat. Carte géol. Suisse. Carte spéciale No. 64. 1911.
28. 1911 ARGAND, E. Neuf coupes à travers les Alpes occidentales. Ibid. 1911.
29. 1911 ARGAND, E. Les grands plis couchés des Alpes pennines. Ibid. 1911.

30. 1912 LUGEON, M. Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 155. 30 sept. 1912.
31. 1914 LUGEON, M. Sur l'ampleur de la Nappe de Morcles C.-R. Ac. Sc. Paris, t. 159. 29 juin 1914.
32. 1914 LUGEON, M. Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la Nappe de Morcles. C.-R. Ac. Sc. Paris, t. 159. 13 juillet 1914.
33. 1914 LUGEON, M. Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. Carte géol. Suisse N. S. Liv. XXX. Berne 1914—1918.
34. 1916 LUGEON, M. Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. C.-R. Ac. Sc. Paris, t. 162, 20 mars 1916.
35. 1916 ARGAND, E. Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclog. géol. Helv. Vol. XIV, p. 145—191. 1916.
36. 1917 HEIM, ARNOLD. Das Valangien von St. Maurice und Umgebungen verglichen mit demjenigen der Ost-Schweiz. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich. Jahrg. 62. 1917.
37. 1917 RABOWSKI, F. Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. P.-V. Soc. Vaud. Sc. nat. 5 décembre 1917.
38. 1918 LOYS, F. DE. Le décollement des terrains autochtones au Col d'Emaney et Col du Jorat. Eclog. géol. Helv. Vol. XV, p. 303—308. 1918.
39. 1919 HEIM, ALBERT, Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1922.
40. 1920 COLLET, L. W. et PARÉJAS, ED. Le chapeau de sédimentaire des Aiguilles Rouges de Chamonix et le Trias du Massif Aiguilles Rouges—Gastern. C.-R. Soc. Phys. et Hist. nat., Vol. 37. Genève 1920.
41. 1921 BUXTORF, A., COLLET, L. W. Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar Mont-Blanc. Eclog. géol. Helv. XVI. pp. 367—373. 1921.
42. VALLOT CHARLES. Le Massif du Mont-Blanc. Paysages caractéristiques et documentaires. Tome I. Versailles. Lafay.
43. 1921 PARÉJAS, ED. Sur la tectonique du Mont Joly (Hte Savoie) et des régions voisines. C.-R. Soc. Phys. et Hist. nat. Vol. 38. Genève 1921.
44. 1922 PARÉJAS, ED. Géologie de la Zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Vol. 39. Genève 1922.
45. 1922 PARÉJAS, ED. La structure de l'extrémité SW. du Mont-Blanc. C.-R. Soc. Phys. et Hist. nat., Vol. 39. Genève 1922.
46. 1922 SCABELL, W. Über den Bau der parautochtonen Zone zwischen Grindelwald und Rosenlauri. Eclog. géol. Helv. XVII, p. 334—342. 1922.
47. 1922 SCABELL, W. Beitrag zur geologischen Kenntnis der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe (Berner Oberland). (Manuscrit.) Bern 1922.
48. 1922 VALLOT HENRI. La crête du Mont Joly au Col du Bonhomme. La Montagne, Vol. XVIII, p. 45—48. 1922.
49. 1923 CORBIN, P. et OULIANOFF, N. Sur le Mésozoïque du Prarion (Vallée de l'Arve). C.-R. Ac. Sc. Paris, t. 178, 23 avril 1925.
50. 1923 GAILLARD, E. Les Alpes de Savoie. IV. Les massifs de Beaufort et des Bauges. Chambéry. 1923.
51. 1923 COLLET, L. W. et ED. PARÉJAS. Nouveaux affleurements de mylonites (Gneiss) au Lauterbrunnen Wetterhorn et au Trümletental. C.-R. Soc. Phys. et Hist. nat., Vol. 40, No. 3. Genève 1923.
52. 1923 PARÉJAS, ED. Sur quelques points de la tectonique du Mont Joly (Hte-Savoie). Eclog. géol. Helv. XVIII, p. 234—235. 1923.
53. 1924 COLLET, L. W. Aperçu sur la géologie du Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Guide Vallot fasc. 2. Paris. 1924.

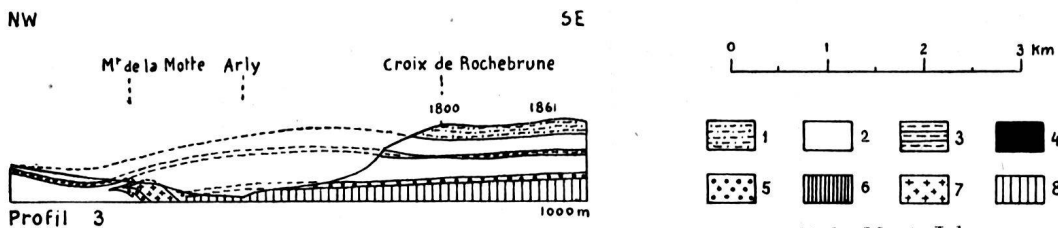
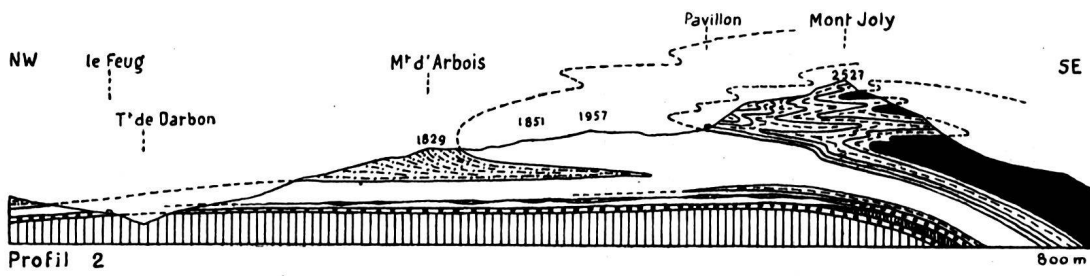
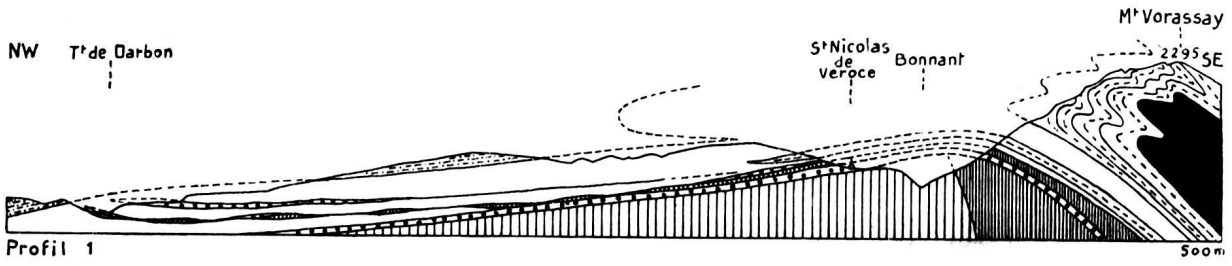


Fig. 11. Trois profils dans la région nord du massif du Mont Joly.

1=Aalénien. 2=Toarcien. 3=Lias moyen. 4=Lias inférieur. 5=Trias et Permien. 6=Cabonifère. 7=Granite. 8=Schistes cristallins.

Légende de la planche (XXI).

C = Les Contamines. Ca = T^t de Cassioz. Ce. = La Céra. Ch. = T^t de Choseaux. Cl. = T^t de la Combe de Lay. Cla. = Ruisseau des Claugers. CR. = Croix de Rochebrune. CT. = T^t du Crêt du Tour. Cx = Combloux. D. = Domancy. Dar. = T^t de Darbon. Der. = Nant derrière. Dev. = Nant devant. F. = Le Fayet. FD. = Fenêtre de Domancy. Fo. = Foron. Gl. = Ruisseau de la Gliesette. M. = Mégève. Mi. = T^t de Miage. P. = Praz sur Arly. Pl. = T^t de Planay. Pr. = T^t de Prapacot. Pt. = T^t de Planellet. Ra. = Nant Rambert. SNV. = St. Nicolas de Véroce. T. = Mont Truc. Ta. = Nant Tarchet. TMB. = Tramway du Mont-Blanc. To. = T^t du Tour. V. = Mont Vorassay. Va. = T^t des Varins. Ve. = T^t de Vervex.

1 Coudray. 2 Chessy. 3 La Viaz. 4 Vervex. 5 Champlong. 6 Faicy. 7 Les Amerans. 8 Le Freney. 9 Ronnaz. 10 Cruet. 11 Prairy. 12 Hauteville. 13 Lépine. 14 Gemöen. 15 Bains de St-Gervais. 16 Le Châtelet. 17 Le Neirey. 18 La Planchette. 19 Lakeri. 20 Tronchet. 21 Orcin. 22 Champoutan. 23 Ormaret. 24 Le Feug. 25 Les Servoz. 26 Prapacot. 27 La Venaz. 28 Vers le Nant. 29 Les Granges. 30 Les Vincents. 31 Les Plans. 32 Pavillon du Prarion. 33 Col de Voza. 34 Bionnay. 35 Bionnassay. 36 Ormai. 37 Le Champel. 38 Vauvray. 39 Berthelet. 40 Allard. 41 Hodier. 42 Les Retornes. 43 Choseaux. 44 Replat. 45 Mont de la Motte. 46 Le Crêt. 47 Pettauraux. 48 Le Crintet. 49 Le Lay. 50 Le Goy. 51 Déchappieux. 52 Les Chatrix. 53 La Croix. 54 La Gruvaz. 55 Miage. 56 Truc. 57 Le Quy. 58 Les Hochettes. 59 Porcherey. 60 Les Mottets. 61 Pavillon du Mont Joly. 62 Crête de Montgérour. 63 Chalets d'Hermance. 64 d'Erbez. 65 Combe à Marin. 66. Planellet. 67 Televey. 68 Le Maz. 69 Porchex. 70 Glaise. 71 La Motte. 72 Mavarin. 73 Mont du Villard. 74 Villard. 75 Bellevarde. 76 Les Poches. 77 Lady. 78 Les Avenièrès. 79 Cassioz. 80 Les Varins. 81 Nantvalet. 82 Grenaud. 83 Le Leutaz. 84 Moillebiau. 85 Le Tour. 86 Javen d'en bas. 87 La Livre. 88. La Fontaine. 89 Javen d'en haut. 90 Planay. 91 Au Collet. 92. Granges d'Hermance. 93 Sous les Roches. 94 Le Molliez. 95 La Revenaz. 96 Champellet. 97 La Bressière. 98 Les Granges. 99 Nivorin. 100 La Rée. 101 Bois Crétet. 102 La Mouche. 103 Lancraty. 104 Les Intages. 105 Col de la Grande Rare.

Echelle 1 : 80 000^e.

Les contours observés sont en traits pleins.

Les contours géologiques du Prarion entre le Bonnant et le Pavillon du Prarion sont empruntés à A. MICHEL-LÉVY (12).

Réception du manuscrit le 25 Avril 1925.