

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 19 (1925-1926)
Heft: 2

Artikel: La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie)
Autor: Paréjas, Ed.
Kapitel: 3: Troisième partie
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158423>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 25.04.2026

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

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, reparaitrait 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 reparait 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 *Posidonomya 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 isoclinalelement 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

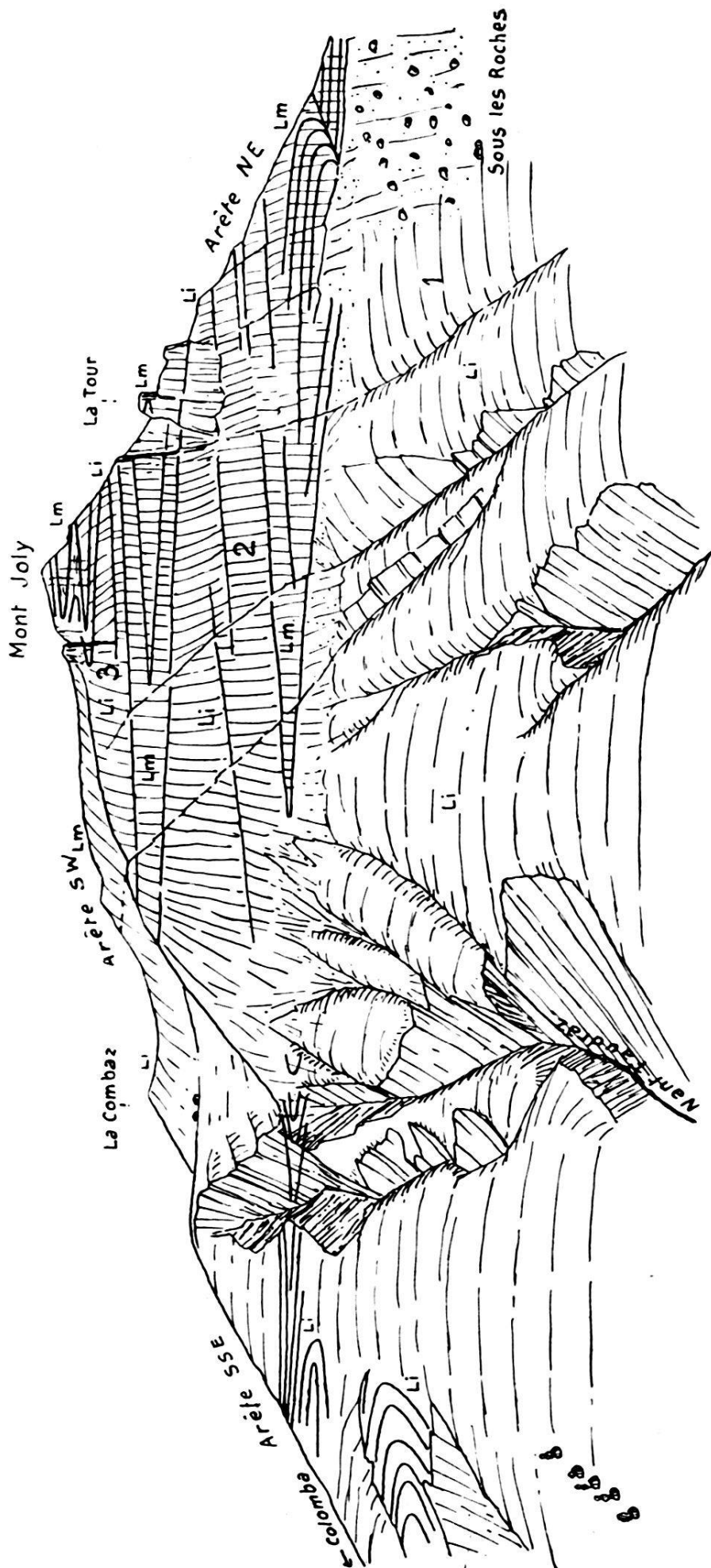


Fig. 8. Le versant est du mont Joly vu de Cugnon.

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.

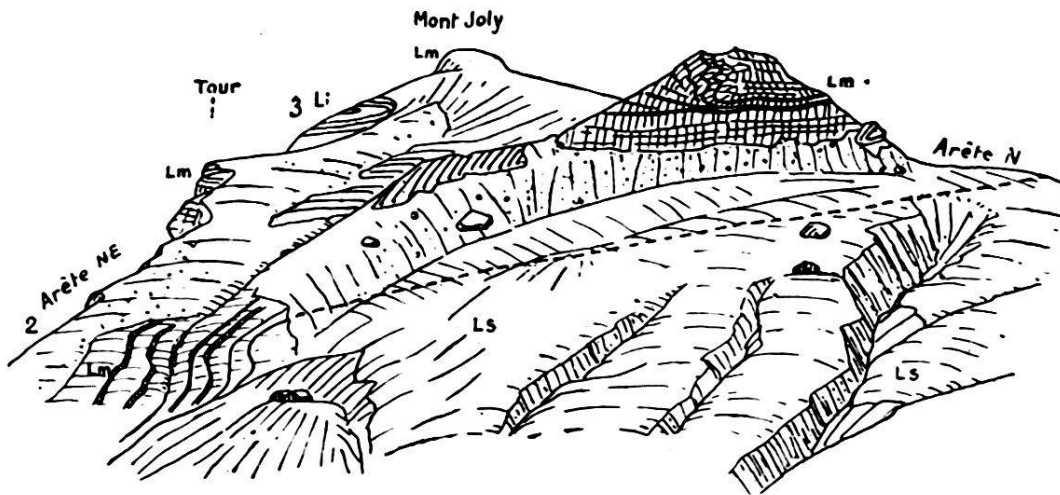


Fig. 9. Le Mont Joly vu des chalets de Porcherey.

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.

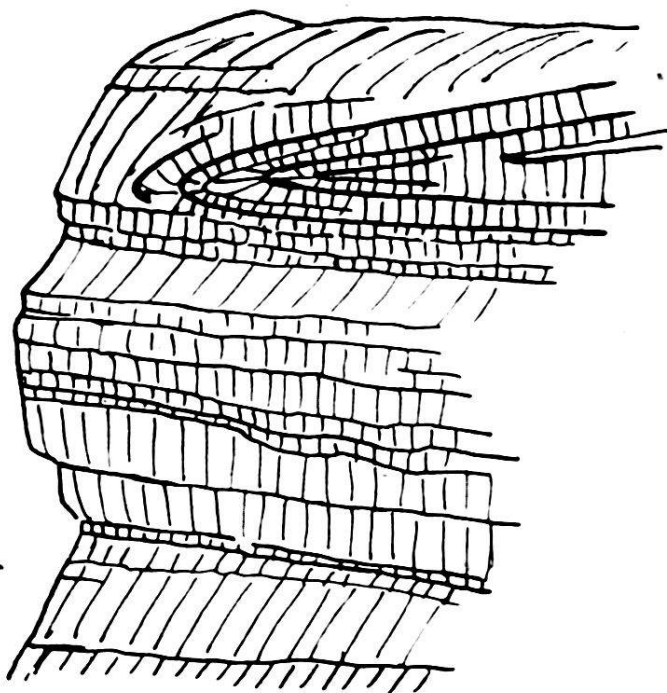


Fig. 10. La Tour du Mont Joly vue du nord.
Charnière synclinale dans le Lias moyen.

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 dominant 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.