Tectonique

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **53 (1960)**

Heft 2

PDF erstellt am: **14.05.2024**

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

1. – Le Bassin d'En Lys (Pl. I):

Considéré par M. LUGEON et E. JÉRÉMINE (1913, p. 8) comme un bassin sec, le bassin fermé d'En Lys est pourtant à l'origine d'un marais temporairement noyé et assez étendu. La perte se situe derrière le chalet d'En Lys, à l'extrémité NE de l'étang. Les colorations à la fluorescéine effectuées en 1949, par le Professeur J. TERCIER, ont démontré que les trois sources de Chenalette (Pl. I, à l'W du chalet, dans le Malm et le Néocomien) sont les résurgences des eaux de ce bassin. Le bassin lui-même, en forme d'un cirque glaciaire à large fond déprimé, s'étend sur 3450 ares (M. LUGEON et E. JÉRÉMINE, 1911, p. 21).

2. – Le Bassin des Chaux de Vudèche (Pl. I):

C'est un bassin fermé, en forme de cirque, qui part du sommet de la Dent de Lys (2014 m) et dont le fond, en forme d'entonnoir généralement sec, se trouve, à 1589 m, dans les calcaires néocomiens. Sa superficie est de 2280 ares (M. LUGEON & E. JÉRÉMINE, 1911, p. 21). Il est probable que la source du chalet de Vudèche (1945 m) n'est qu'une résurgence des eaux de ce bassin. A 400 m au NE du chalet Teraula du Milieu, au sommet d'une crête morainique (1480 m), se trouve un captage important. Il est possible que cette eau provienne également du bassin des Chaux de Vudèche. La source non captée que l'on rencontre, un peu plus à l'W, sur le sentier qui part du captage, a peut-être la même origine.

B. Les sources de la Marivue

La Marivue prend ses sources dans le grand cirque glaciaire qui, sous la Dent de Lys, domine, au S et au SE, la région de la Martse (Pl. I). Les pentes de ce cirque sont actuellement recouvertes d'éboulis dans lesquels les eaux s'infiltrent pour ressortir, au fond du cirque, sur la moraine ou les couches imperméables du Dogger et du Lias.

Sur la rive droite de la Marivue, j'ai constaté la présence de deux sources principales: l'une sort de l'éboulis, environ 60 m au-dessus du sentier qui, montant de Tsarouda, longe la Marivue. L'éboulis est ici (alt. 1375 m) peu épais; dans le ruisseau, juste au-dessous du sentier, affleurent les schistes marneux noirs aaléniens. Non loin de là, à 200 m en direction SW et dominant de quelques mètres le lit actuel de la Marivue, une seconde source sort au contact de l'éboulis et des schistes marneux bajociens.

Sur la rive gauche de la Marivue, dans la région de la Martse, j'ai cartographié plusieurs petits marais qui témoignent de la présence de quelques sources déterminées par la moraine locale et le Bathonien (Pl. I).

SECONDE PARTIE

TECTONIQUE

CHAPITRE I

Introduction

Deux phénomènes essentiels régissent la tectonique de la zone frontale des Préalpes médianes plastiques. Ce sont:

1. Le diapirisme
2. La dysharmonie

L'interprétation cinématique et dynamique des déformations tectoniques, proposée par JEAN GOGUEL (1952), rend parfaitement compte de ces deux phénomènes.

1. Le Diapirisme

La plupart des caractéristiques et effets du diapirisme tels que les ont décrits L. MRAZEC (1910, 1935), M. GIGNOUX (1930), J. TERCIER (1945), J. GOGUEL (1952) et L. U. DE SITTER (1956) s'observent particulièrement bien dans la région étudiée; rapidement résumées, ces caractéristiques sont les suivantes: le diapirisme ne se manifeste que dans une région plissée; il présuppose une surface de décollement en profondeur et une érosion préalable des formations supérieures aux niveaux diapiriques. Il résulte de l'action des forces tangentielles s'exerçant plus en profondeur que dans les couches supérieures. Il est le fait de sédiments très plastiques tels que le sel ou le gypse. Ses effets immédiats sont l'effilement, jusqu'au laminage, des formations directement superposées au noyau perçant, une dysharmonie marquante des niveaux susjacents, donnant naissance à plusieurs unités ayant chacune sa tectonique propre.

2. La Dysharmonie

Les phénomènes de dysharmonie peuvent être considérés, dans la zone frontale des Préalpes, comme une conséquence indirecte du diapirisme. D'après J. GOGUEL (1952, p. 181) la décomposition d'une force de compression ascendante en forces de tensions descendantes peut être à l'origine de tels phénomènes, si la nature pétrographique des terrains contraints le permet. Entre deux niveaux compétents, un horizon plastique incompétent subit, lors de la déformation, de considérables changements d'épaisseur. Les bancs calcaires qui l'entourent n'ont donc pas des formes parallèles: c'est la définition même de la dysharmonie. Alors que dans le niveau rigide susjacent toute tension se traduit rapidement par une rupture, on n'observe, dans l'horizon plastique inférieur, qu'un certain étirement des couches. S'il y a bombement, la tension s'exerce de part et d'autre de la voûte anticlinale, suivant deux directions opposées. Dans la région synclinale adjacente, au contraire, la tension est nulle, il y a compression (fig. 28). Mais, tandis que le niveau rigide offre une très grande résistance à la compression, les horizons plus plastiques se décollent et se plissent. Telle est l'origine des multiples replis ou plissotements qui affectent le complexe schisteux du Dogger–Lias et le Néocomien. De très beaux replis du Dogger–Lias sont visibles, au N et au S du territoire étudié, dans les gorges de la Marivue (Bathonien) et au col de Soladier (Lias supérieur et Bajocien).

CHAPITRE II

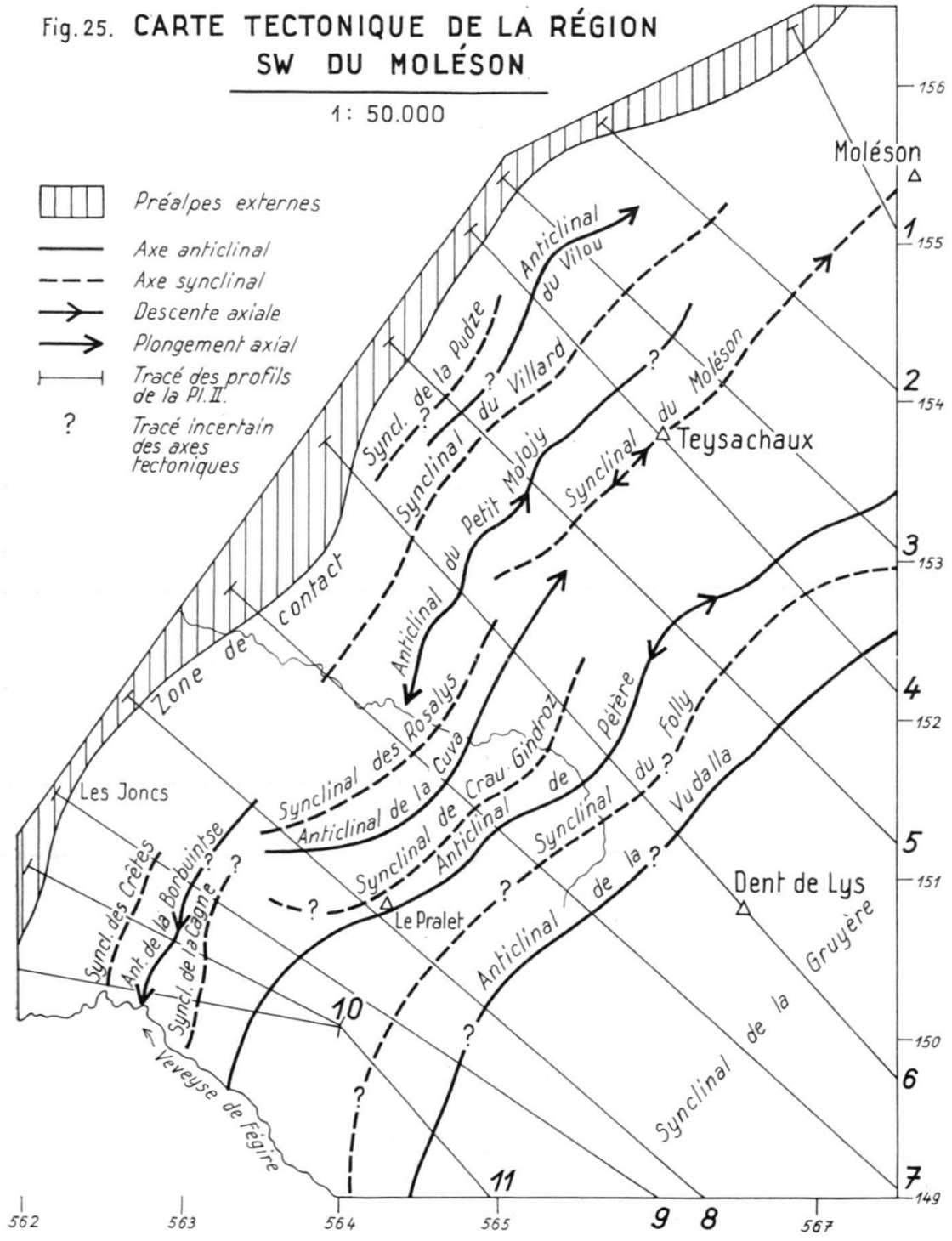
Description des éléments structuraux

De l'W vers l'E, j'ai distingué, sur le territoire étudié, les éléments structuraux suivants (cf. Carte tectonique, fig. 25):

1. – Zone de contact: Plan de chevauchement des Préalpes médianes sur les Préalpes ultrahelvétiques externes.
2. – Replis marginaux:
   a) région méridionale: synclinal des Crêtes
   anticlinal de la Borbuintse
   synclinaux de la Cagne et des Rosalys
   anticlinal de la Cuva
   synclinal de Crau Gindroz

Fig. 25. CARTE TECTONIQUE DE LA RÉGION SW DU MOLÉSON

1 : 50.000



b) région septentrionale: synclinal de la Pudze
anticlinal du Vilou
synclinal du Villard
anticlinal du Petit Molojy

3. – Synclinal du Moléson

4. – Anticlinal principal Lys–Ganterisch:
I. Anticlinal de Pétère
Synclinal du Folly
II. Anticlinal de la Vudalla

5. – Synclinal de la Gruyère: flanc NW

§ 1) La zone de contact

Suivant une direction générale NNE–SSW, le plan de chevauchement des Préalpes médianes n'est visible qu'en un seul endroit, au col de Rathevi, derrière le Chalet du Revers (Pl. I). Le contact s'effectue ici par la cornieule sur le Flysch. Celui-ci est formé de grès grossiers micacés, gris-brunâtre, à auréole d'oxydation jaune, plongeant à 68° vers le SE. Dissimulé ailleurs par les dépôts quaternaires, ce contact est marqué, dans la morphologie, par une zone déprimée que l'on suit du Gros-Plané jusqu'au Lac des Joncs. Une suite ininterrompue de dolines nous indique que le contact s'effectue généralement par le Trias sur le Flysch. Le pendage des bancs de Flysch les plus proches de la zone de contact varie entre 35° et 75° vers le SE.

La zone de contact est caractérisée par la présence lenticulaire du gypse. Du Ganterisch au Lac Léman, en effet, le gypse semble bien se cantonner dans cette zone, n'apparaissant qu'à de très rares endroits dans les replis marginaux les plus externes. C'est ce qu'ont démontré les levés géologiques de P. Beck & E. Gerber (1925), J. Tercier (1940–45), M. Chatton (1947), L. Pugin (1952), E. Gagnebin (1922) et le mien. La question se pose, alors, de l'attribution de ce gypse à l'une ou l'autre des deux unités préalpines. Bien qu'une telle question dépasse le cadre de ce travail, on peut penser que, si le gypse a été le lubrifiant qui permit l'écoulement des Médianes, sa très grande plasticité explique assez bien ce laminage presque total: alors que, dans les zones plus internes, l'énorme épaisseur des formations supérieures écrasait le gypse et l'empêchait de voir le jour, quelques débris, poussés au-devant de la masse, subsistaient. Lors du plissement de la nappe, pourtant, il est probable que des masses importantes de gypse furent prises dans les anticlinaux. Ces masses gypsifères produisirent alors du diapirisme pour être ensuite éliminées par dissolution ou donner naissance à la cornieule.

La présence de nombreuses écailles, dans la zone frontale des Préalpes médianes, en est une seconde caractéristique. Les klippes du Gros Plané, dont l'origine incertaine reste encore à définir, furent décrites à plusieurs reprises par E. Gagnebin (1917, 1918 et 1926). Au SE des 2 klippes principales de la Joux Derrière, j'ai cartographié les écailles suivantes:

Coord. 567.110/156.470, à la lisière E de la forêt des Joux:

Tithonique: Calcaire compact blanc à calpionelles.

Malm: Calcaire noduleux pseudo-bréchique, gris et rougâtre et calcaire compact gris, microgravelleux.

Argovien: Calcaire noduleux rouge.

A 150 m de là, en direction SW, dans la forêt:

Malm: Calcaire noduleux pseudo-bréchique, clair ou rougeâtre, localement spathique.

Coord. 566.780/156.175, dans la forêt des Joux, au contact de la cornieule:
Crétacé supérieur, Sénonien:

Calcaires marneux et marnes rouges et vertes à
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana lapparenti subsp. BROTZEN
Globotruncana cf. *leupoldi* BOLLI

Coord. 566.450/156.150, dans le pâturage du Gros Plané, à la lisière N de la forêt des Joux:

Sinémurien: Calcaires lie-de-vin à Echinodermes et débris dolomitiques jaunes.
Calcaires grossièrement spathiques roses à débris dolomitiques.
Calcaires plus finement spathiques gris ou rosés.
Brèche dolomitique.

Malm: Calcaires noduleux pseudo-bréchiques, beiges ou roses et calcaires clairs à calpionelles.

Aux environs immédiats de cette écaille, j'ai cartographié encore quatre pointements de Malm: ce sont des calcaires compacts clairs à Calpionelles, des calcaires noduleux pseudo-bréchiques et des calcaires noduleux rouges.

Plus au sud, dans le ruisseau de Moillertson (1140 m), une écaille de Lias supérieur est fichée dans le Flysch: ce sont des schistes marneux bleus ou noirs, localement micacés à débris mal conservés de mollusques.

Comme pour le gypse, la question se pose, de l'attribution de telles écailles à l'une des deux unités tectoniques en présence. S'il est certain que les Klippes du Gros Plané, avec leurs couches de Wang maestrichtiennes et leurs calcaires nummulitiques priaboniens (E. GAGNEBIN 1917, 1918 et 1922) ne proviennent pas des Médianes, il n'en est pas de même pour d'autres écailles dont les formations sont identiques à celles des Plastiques. Il semble donc, que les deux nappes, ultrahelvétiques et médianes, sont représentées dans ces écailles.

§ 2) Les Replis marginaux

L. MRAZEC (1935) et J. GOGUEL (1952) ont mis particulièrement en évidence un caractère important des plis diapirs: leur manque de continuité; les anticlinaux diapiriques, en effet, présentent les formes les plus diverses, ils peuvent être de petite dimension et se relayer alors de façon fort irrégulière, suivant des directions divergentes. Ce caractère me paraît être le fait des replis marginaux qui forment plusieurs brachyanticlinaux parfois rapidement ennoyés par suite d'un fort plongement axial (cf. fig. 25).

Les replis marginaux sont généralement déjetés vers le NW et leur profondeur est très faible comparativement à celle du synclinal de la Gruyère (Pl. II). Ils sont

essentiellement formés de Trias et de Lias, rarement de Dogger (synclinal du Villard). Les formations triasiques et liasiques sont très souvent laminées, parfois complètement écrasées.

a) Région méridionale

Synclinal des Crêtes

Entre la zone de contact et l'anticlinal de la Borbuintse, le synclinal des Crêtes forme, au S du territoire étudié, le premier repli marginal (Pl. II, profils 9, 10 et 11). L'Aalénien y affleure près du chalet des Crêtes (zone à *P. aalensis?*) et dans la Veveyse de Fégire (zone à *D. levesquei*). Sur le flanc E du synclinal, le Lias moyen semble relativement peu élimé, contrairement aux formations de Lias inférieur et de l'infra-Lias (Pl. II, profil 11).

Anticlinal de la Borbuintse

La direction N–S de cet anticlinal et des deux synclinaux qui le bordent diverge sensiblement de la direction générale NE–SW des autres axes tectoniques (fig. 25). Ce phénomène est peut-être la conséquence d'une forte poussée diapirique oblique, de direction SE–NW, située, aux Grevalla, sur le flanc NW de l'anticlinal principal I (cf. p. 618). Sur les deux flancs de l'anticlinal de la Borbuintse, les contacts les plus anormaux existent entre le Trias et le Lias: sur le flanc W, dans la Veveyse de Fégire, on observe le contact des calcaires dolomitiques et du Lias moyen. A 50 m de là, vers le N, une mince lame de Rhétien se trouve pincée entre la cornieule et le Pliensbachien (Pl. I). Sur le flanc E de l'anticlinal, entre les calcaires dolomitiques et le Lias moyen, le Rhétien et le Lias inférieur n'ont pas 3 m d'épaisseur dans la Veveyse, alors que plus au N on en mesure plus de 20 m. Le Lias moyen, par contre, ne semble que peu laminé.

Synclinaux de la Cagne et des Rosalys

Dans le ruisseau qui coule de Grevalla Dessous vers la Veveyse de Fégire, l'Aalénien du synclinal de la Cagne présente quelques petits replis dysharmoniques. Au NE de la Cagne, dans la région de Grevalla, une poussée diapirique ascendante mais très oblique vers le NW semble avoir coupé le synclinal de Crau Gindroz et l'anticlinal de la Cuva (fig. 25). Quant au synclinal de la Cagne, de direction S–N, il est peut-être relayé par celui des Rosalys, de direction SW–NE. Dans le ruisseau des Rosalys (1280 m), un affleurement de Lias supérieur témoigne du passage de ce synclinal. Au N de la Veveyse de Châtel, le synclinal des Rosalys passe dans les schistes siliceux domériens; puis il est relayé par le synclinal du Moléson.

Anticlinal de la Cuva

Derrière le synclinal des Rosalys, l'anticlinal de la Cuva est interrompu au S par la poussée diapirique des Grevalla dont je viens de parler (fig. 25). Vers le N cependant, il se prolonge jusqu'au moment où il est écrasé par la lourde masse du Moléson; l'érosion préalable d'une grande partie des formations superposées est en effet nécessaire pour que puisse se développer un anticlinal diapirique (L. Mrazec, 1935, J. Tercier, 1945). Il semble donc peu probable que l'anticlinal de la Cuva subsiste sous le synclinal du Moléson. Aucun indice ne m'a d'ailleurs permis de supposer la présence d'un anticlinal entre le synclinal du Moléson et l'anticlinal principal I.

Synclinal de Crau Gindroz

Ce synclinal, relativement étroit, sépare l'anticlinal de la Cuva de l'anticlinal principal I. Il est marqué, au Crau Gindroz, par une mince bande de Lias supérieur. Au S, il est brusquement interrompu par la poussée diapirique des Grevalla (fig. 25).

b) Région septentrionale

Synclinal de la Pudze

Entre la zone de contact et l'anticlinal du Vilou, une étroite bande d'infra-Toarcien marno-gréseux témoigne du passage du synclinal de la Pudze (Pl. I). Vers le N, ce synclinal et l'anticlinal du Vilou disparaissent rapidement (Pl. II, profils 1, 2 et 3). Vers le S, par contre, il est probable que le synclinal de la Pudze se continue et s'élargit passablement, mais il est presque totalement recouvert par les dépôts quaternaires.

Anticlinal du Vilou

Le noyau sinémurien de l'anticlinal du Vilou affleure sur la colline boisée du Vilou, au-dessus du chemin qui relie les deux cabanes forestières (Pl. I et Pl. II, profil 3). Vers le N, il s'ennoye rapidement (Pl. II, profils 1 et 2). Vers le S, il subit également une forte descente axiale et se resserre passablement entre les synclinaux de la Pudze et du Villard.

Synclinal du Villard

Le synclinal du Villard est le seul repli marginal qui contient un noyau de Dogger. Le Bajocien y affleure en effet dans le ravin du Creux de l'Ours, au-dessus du Toarcien de «Teysachaux» et de l'Aalénien (Pl. I). Ce synclinal est bordé à l'E par l'anticlinal du Petit Molojy; vers le N, l'anticlinal du Petit Molojy se réduit à une faille de chevauchement qui sépare alors le synclinal du Villard du synclinal du Moléson (Pl. II, profils 1 et 2). A l'W cependant, l'anticlinal du Vilou et le synclinal de la Pudze ont disparu, ce qui fait, du synclinal du Villard le seul repli séparant le Moléson de la zone de contact (Pl. II, profil 1).

Anticlinal du Petit Molojy

Dans le ravin des Pueys, au N de la Veveyse de Châtel, la charnière de l'anticlinal du Petit Molojy est visible, dans les bancs rhétiens: ils forment là une faible voûte, légèrement déjetée vers le NW. Sur le flanc S de l'anticlinal, le pendage des couches est de 25° vers le SE (Pl. II, profil 6). Vers le N, l'anticlinal du Petit Molojy vient buter contre le Moléson, sous lequel il s'aplatit et s'écrase (Pl. II, profils 4 et 3). Les calcaires rigides du Lias moyen se cassent: un pli-faille se forme, passant rapidement à une faille de chevauchement (Pl. II, profils 2 et 1).

§ 3) Le Synclinal du Moléson

Le synclinal du Moléson peut être considéré comme un repli marginal nettement plus important que les autres et situé devant l'anticlinal principal I. Il offre, sur le territoire étudié, un bel exemple de dysharmonie: alors que le Malm, rigi de etpeu faillé, forme un synclinal tranquille et peu profond (fig. 26), les niveaux plastiques du Dogger et du Lias supérieur subissent de considérables changements d'épaisseur. Plus ou moins écrasés sous le flanc W du synclinal, ces niveaux forment, sous le flanc E, une véritable poche que l'on reconstruit aisément par projection, en tenant

compte d'une faible montée axiale vers le S (fig. 27). Dans cette poche se trouve une grande partie du Dogger-Lias chassé du flanc W par l'énorme masse du Jurassique supérieur. Celui-ci, en effet, semble avoir basculé vers l'W sur son substratum plastique: l'axe du synclinal n'est dès lors plus le même dans le Malm que dans les

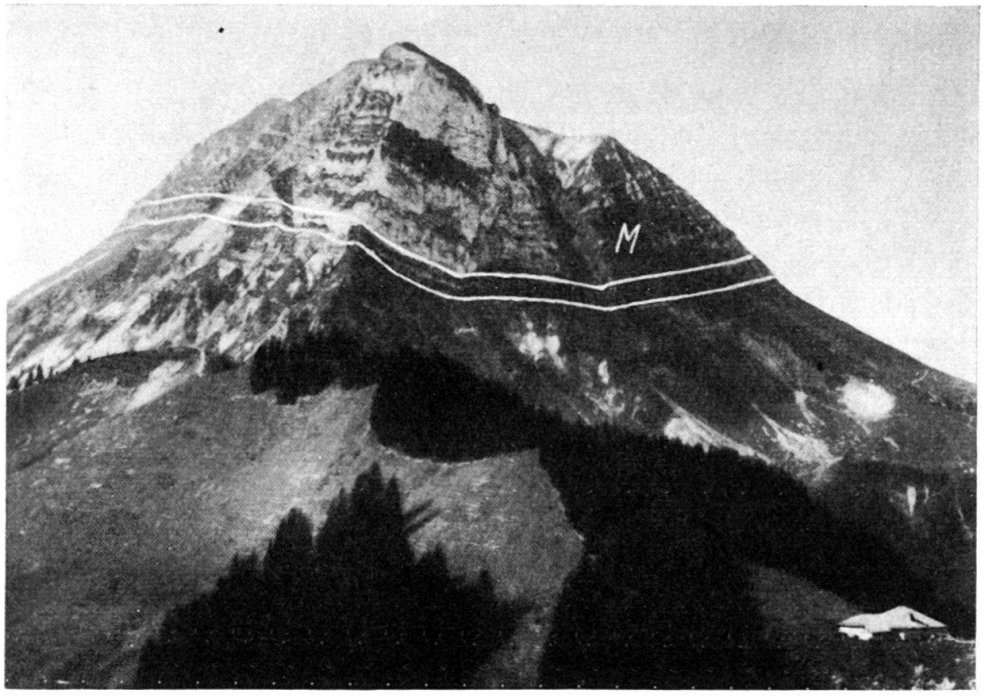


Fig. 26. Le synclinal du Moléson (flanc N) sous le sommet du Moléson. Photo S. Glasson, Bulle

horizons du Dogger-Lias (Pl. II, profils 2, 3 et 4). Sur le flanc E de Tremetta, les couches bathoniennes affleurent avec les pendages les plus divers, horizontaux, obliques ou verticaux. Il est donc vraisemblable de penser que ces horizons se sont décollés et qu'ils forment, dans cette poche, plusieurs replis qui n'affectent ni le Lias moyen sous-jacent, ni le Malm sus-jacent (Pl. II, profils 2 et 3). Un autre facteur

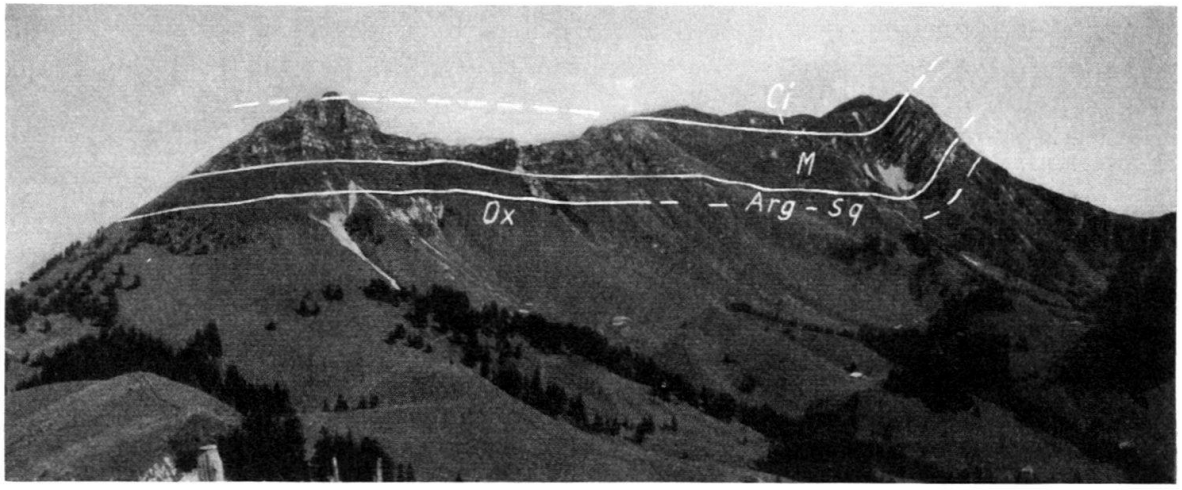


Fig. 27. Vue longitudinale du synclinal du Moléson (flanc E), de la pointe de Teysachaux au sommet du Moléson.

vient, en outre, compliquer la structure profonde de ce synclinal: le Flanc E de l'anticlinal du Petit Molojy vient, en effet, buter contre – et en partie sous – le synclinal du Moléson. D'où l'apparition en profondeur, sous un synclinal, d'une faible structure anticlinale (Pl. II, profils 3 et 4). Quant au Néocomien, il échelonne, sur la carapace jurassique, la dentelle de ses innombrables replis.

§ 4) L'Anticlinal principal

De même qu'au SE du Moléson (L. Pugin, 1952), l'anticlinal Lys–Ganterisch est dédoublé sur toute l'étendue du territoire étudié: il forme les anticlinaux de Pétère et de la Vudalla, séparés par le synclinal du Folly (Fig. 25).

a) Anticlinal de Pétère:

Sur la carte, on suit, de façon continue, l'anticlinal de Pétère. Il passe, du N au S, par les chalets de Par au Bœuf, du Gros Molojy, de Crau Gindroz et des Grevalla. La cornieule ou les calcaires dolomitiques en forment le noyau. D'une façon générale, les formations liasiques inférieures sont moins laminées que dans les replis marginaux. Le Rhétien, par exemple, est constamment présent sur les deux flancs de l'anticlinal. Sur le flanc S, seulement, et de façon discontinue, apparaît l'Hettangien. Dans la région des Grevalla, l'anticlinal de Pétère se déverse très fortement vers l'W. Sur le flanc SE, le pendage des formations liasiques devient horizontal ou même plongeant vers le NW (Pl. II, profils 10 et 11). Sur le flanc NW, un noyau diapirique divergeant vers le NW, perce le synclinal de Crau Gindroz et l'anticlinal de la Cuva (cf. p. 615 et fig. 25). Les dolines de Grevalla Dessous témoignent de la présence en profondeur des roches solubles triasiques.

b) Synclinal du Folly

Au N du territoire étudié (L. Pugin, 1952), la présence du Bathonien n'est pas démontrée dans le synclinal du Folly; les couches les plus récentes sont représentées par la zone à *G. garantiana* du Bajocien supérieur. Sur ma carte, par contre, le Bathonien est bien la formation la plus récente de ce synclinal: il affleure, en effet, sur 250 m, à l'W du chalet de Creux; il est bordé de chaque côté par le Bajocien et le Lias supérieur (Pl. I et Pl. II, profil 5). Plus au S, par contre, il est difficile de situer le passage de ce synclinal: les nombreux replis, affectant le Dogger-Lias, ne permettent aucune conclusion relative à des structures plus profondes. D'une façon générale, le synclinal du Folly semble être rempli par les formations bajociennes ou du Lias supérieur.

c) Anticlinal de la Vudalla

Aux abords du chalet de Tsarouda, le Lias moyen témoigne du passage, en cet endroit de l'axe anticlinal de la Vudalla. C'est le seul endroit où je puis, avec certitude, le situer. Partout ailleurs, la présence d'importants replis dans le Dogger-Lias rend hasardeuse toute conclusion relative à des structures plus profondes. Derrière le chalet de Creux, cependant, et dans la Marivue (1330 m), l'Aalénien supérieur affleure, entouré de Bajocien (Pl. I et II, profil 5). Il n'y a pas de raison de penser ici à des replis: nous sommes, en effet, à cet endroit, au-dessus d'une structure anticlinale, comme l'indique le Lias moyen de Tsarouda. Or, nous avons démontré, en parlant de dysharmonie, que les replis du Dogger-Lias sont le fait des régions synclinales. C'est pourquoi j'interprète, dans le profil 5 de la Pl. II, ces deux affleu-

rements de Lias supérieur comme un double noyau de l'anticlinal de la Vudalla. Plus au S, cependant, (Pl. II, profil 6 à 11), cet anticlinal perd certainement de sa puissance, du fait de l'épaisseur croissante des formations qui lui sont superposées. Entre le chalet de Pontet et celui de Cheresaula, un profil de détail de l'Aalénien m'a permis de situer, grâce aux zones reconnues, une structure anticlinale. Il est possible qu'il s'agisse de l'anticlinal de la Vudalla; mais ce ne peut être aussi qu'un repli du Lias supérieur, n'affectant pas les formations sous-jacentes.

§ 5) Le Synclinal de la Gruyère

Flanc NW

Sur le flanc SE de l'anticlinal de la Vudalla, les formations du Dogger-Lias atteignent parfois le double de leur épaisseur véritable. Comme au Moléson, ces couches présentent, à l'affleurement, les pendages les plus divers. En de multiples endroits, on constate la présence de replis souvent importants dans le Dogger-Lias (cf. p. 611). Les profils de la Pl. II expliquent, de cette façon, l'épaississement de ces niveaux: les structures qui les affectent ne sont pas dues au diapirisme du Trias mais au décollement propre de ces seules formations sur le flanc NW du synclinal de la Gruyère. Ces replis n'affectent pas plus le Lias moyen sous-jacent que le Malm sus-jacent: chaque complexe pétrographique différent possède donc sa tectonique propre. Sur le Dogger, les bancs massifs du Malm, plus faillés qu'au Moléson, pendent régulièrement de 36° vers le SE. Cette inclinaison est approximativement, sur le flanc E de la Dent de Lys, celle de la pente topographique actuelle. Sur le bord NW du synclinal de la Gruyère, le Néocomien repose en parfaite concordance sur le Malm, sans replis mais souvent faillé lui aussi. Lorsque l'on descend vers le fond du synclinal, par contre, une multitude de replis affectent alors les calcaires lités néocomiens. On les observe, par exemple, au-dessus du chalet de Teraula d'Amont (Pl. I et II, profil 6). Quant au Crétacé moyen et supérieur, il n'apparaît pas sur le territoire étudié.

CHAPITRE III

Conclusions

§ 1) Diapirisme et Dysharmonie

Les observations qui précèdent et les profils de la Planche II mettent en évidence le rôle fondamental joué par le diapirisme et les phénomènes de dysharmonie. J'ai rappelé, en introduction au chapitre de la Tectonique, quels sont les caractéristiques et les effets du diapirisme. Mais l'absence de gypse dans les replis marginaux et l'anticlinal principal semble, à priori, exclure toute possibilité de diapirisme dans ces régions. Il paraît, en effet, bien certain que la cornieule n'a pas une plasticité telle qu'elle permette ce phénomène tectonique. Différentes valeurs numériques des seuils de plasticité, données par D. Griggs (1942), J. Goguel (1952) et L. U. de Sitter (1956) démontrent de façon évidente que seuls le sel, le gypse et peut-être certains schistes très tendres peuvent être à l'origine de tels phénomènes. Il faut donc admettre que c'est bien le gypse qui est à l'origine du diapirisme préalpin (cf. p. 530). S'il a disparu aujourd'hui des anticlinaux internes, pour ne subsister que dans la zone de contact, c'est qu'il formait, dans les premiers, une masse moins importante mais suffisante pour donner naissance au diapirisme. Et ce n'est

vraisemblablement qu'après avoir exercé son effet diapirique que le gypse, avec les formations dolomitiques, a donné naissance à la cornieule banale (J'ai exposé, en parlant du Trias (p. 527), l'origine particulière des cornieules réticulaires (Zellendolomite de W. Brückner). Les nombreux entonnoirs de dissolution, que l'on observe aussi bien dans les replis marginaux et l'anticlinal principal que dans la zone de contact, sont les témoins de la présence passée ou actuelle, mais en profondeur, du gypse.

Dans la zone frontale des Préalpes, on doit considérer le diapirisme comme une composante ascendante de deux forces tangentielles principales (fig. 28): a) derrière, la force d'inertie de la nappe en mouvement. Cette force s'exerce évidemment plus en profondeur où les terrains eux-mêmes glissent, que dans les couches supérieures qui ne sont que transportées; b) devant, la résistance à cette force est exercée par l'obstacle des Préalpes externes qui, faute de plan incliné, cessent

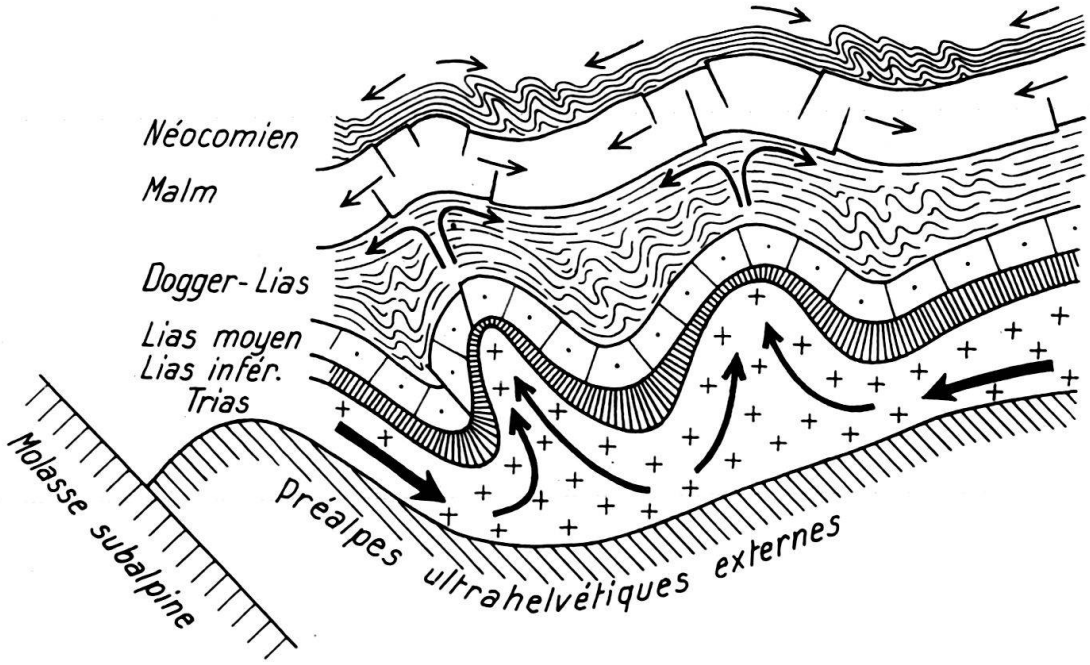


Fig. 28. Interprétation cinématique et dynamique des phénomènes de diapirisme et de dysharmonie.

d'avancer: elles viennent, en effet, buter elles-mêmes contre la molasse subalpine redressée (cf. H. Guillaume 1956, p. 175). Cette interprétation du diapirisme souligne le rôle primordial joué par l'érosion préalable d'une grande partie des terrains supérieurs: le véritable diapirisme, en effet, aboutit au percement, par le noyau plastique, des formations qui lui sont superposées. Le laminage de ces formations est alors possible. Mais, lorsqu'une grosse épaisseur de sédiment s'oppose au percement du noyau, le diapir ne fait que s'amorcer, il n'y a pas de véritable laminage; un certain étirement peut cependant se faire sentir, conséquence normale de l'allongement.

Quant aux phénomènes de dysharmonie, ils s'expliquent, dans la région qui nous occupe, par les différences de plasticité des complexes qui subissent les forces ascendantes de diapirisme (fig. 28): sur les flancs des anticlinaux, la tension se tra-

duit par des étirements ou des ruptures, suivant la nature plastique ou rigide des terrains contraints. Dans les synclinaux, la compression qui ne déforme que peu les niveaux rigides du Malm, fait se décoller et se plisser les horizons plus plastiques du Dogger-Lias. Quant aux replis du Néocomien, ils s'expliquent plus simplement par un changement de volume dû à l'incurvation du synclinal.

§ 2) Interprétation paléotectonique

Les observations qui précèdent permettent d'envisager la succession suivante des phénomènes tectoniques qui ont affecté la zone frontale des Préalpes médianes:

1) Lors du premier paroxysme Oligocène, les Médianes se déversent sur l'Ultrahelvétique lui-même en mouvement et dont une partie est chassée en avant (Préalpes externes), l'autre restant en arrière (Préalpes internes). Il est donc plausible de situer, avec J. TERCIER (1945, 1952), le géosynclinal des Médianes immédiatement derrière celui de l'Ultrahelvétique. Les Médianes elles-mêmes se voient d'ailleurs recouvertes par les autres unités des Préalpes supérieures (Simme et Brèche).

2) La longue phase d'érosion post-Oligocène arrache, à la zone frontale des Préalpes médianes, une grande partie de ses formations supérieures, parfois jusqu'au Dogger.

3) Au Pliocène a lieu le dernier paroxysme alpin. Sur les nappes ultrahelvétiques, et par écoulement, ce qui reste des Médianes glisse aussi loin qu'existe le plan incliné nécessaire.

4) Deux forces tangentielles principales s'exercent alors sur les niveaux plastiques du Trias: derrière, l'inertie de la nappe en mouvement; devant, la résistance due à l'obstacle des Préalpes externes. Ces forces tangentielles se composent en une force ascendante, le diapirisme.

5) Ce diapirisme, enfin, contraint, de façon différente, les différents complexes pétrographiques superposés, donnant naissance à de remarquables phénomènes de dysharmonie. Ainsi s'érigent, l'une sur l'autre, plusieurs tectoniques superposées, particulière chacune à l'un de ces complexes.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEMANN, F. (1957): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil).* Inaug. Dissert. Univ. Bern.

ARKELL, W. J. (1933): *The Jurassic System in Great Britain.* Oxford at the Clarendon Press.

– (1946): *Standard of the european Jurassic.* Bull. geol. Soc. Amer. 57.

– (1956): *Jurassic Geology of World* (Oliver & Boyd Ttd., Edinburgh).

ARKELL, W. J., FURNISH, W. M., & KUMMEL, B. (1957): *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part* L *Mollusca* 4. Univ. Kansas Press, Geol. Soc. Amer.

BECK, P., & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun–Stockhorn.* Geol. Komm. Schweiz. naturf. Ges.

BOLZE, J., COLOM, G., & SIGAL, J. (1959): *Présence du genre Colomiella* BONET 1956 *en Tunisie. Les Calpionelles post-néocomiennes.* Rev. Micropal. *2.*

BRÖNNIMANN, P. (1955): *Microfossils incertae sedis from the upper Jurassic and lower Cretaceous of Cuba.* Micropaleontol., *1.*

BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* Eclogae geol. Helv. *34.*

CADISCH, J. (1932): *Ein Beitrag zum Calpionellen Problem.* Geol. Rdsch. *23*, 241.