

Tectonique

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **60 (1967)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

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.

partiellement, de l'eau du premier lac. Le Vorderseeli est creusé dans les calcaires plaquetés et conservé grâce à un bouchon de moraine qui tapisse son fond. Son niveau est contrôlé par le karst dans lequel se déverse le surplus.

Dans la même région, le ruisseau de Bunfal (coord. 592,88/166,17) et le Oberbachbach (coord. 591,45/164,78) prennent leur source sur les schistes de la formation de Luchernalp.

DEUXIÈME PARTIE: TECTONIQUE

INTRODUCTION

La ligne de partage de l'Anticlinal II, valable pour la différenciation des lithoformations, marque également en tectonique la différence entre deux zones. Au Sud, le synclinal de Château-d'Œx est une grande structure tranquille, sans complications majeures. Au Nord, par contre, toutes les structures sont écrasées, fragmentées et se chevauchent régulièrement par failles, provoquant des contacts aberrants entre les formations. Des structures peuvent y être cependant plus ou moins bien individualisées. Cette complexité de la zone Nord est la conséquence de la déviation des Neuschels où l'Anticlinal II oblique brusquement vers le Nord, dès Jaun et jusqu'à la hauteur de la Riggisalp. D'ici il reprend sa direction normale. Par ce décrochement, l'Anticlinal II est déplacé de plus de 3 km vers le Nord. Le bloc Est (Kaiseregg-Schafberg) suit le décalage vers le Nord le long de la faille.

Nous verrons, lors de la description des structures, l'effet de ce décrochement sur chacune d'elles, le décalage des unes et la disparition d'autres.

La carte tectonique et les profils résument les considérations qui vont suivre. Les profils de détail (pl. IV) sont une interprétation qui comporte les aléas inhérents à ce genre de travail. La rareté des possibilités de mesure de pendage rend la tâche encore plus délicate, mais les couches écrasées et tortueuses de la zone Nord annuleraient la valeur des pendages en profondeur. Dans le Hürlinenbach, par exemple, les inclinaisons des couches peuvent différer de 90° dans leur direction, à quelques mètres de distance.

LA DÉVIATION DES NEUSCHELS

La déviation des Neuschels marque approximativement la limite Ouest de mon terrain. Le flanc Nord de l'Anticlinal II est étudié par J. D. ANDREY (Thèse à paraître) jusqu'à la hauteur de la Riggisalp, où le brusque retour de la structure dans la direction E-NE ramène son flanc Nord sur notre terrain.

La déviation détermine, au Nord de l'Anticlinal II, des accidents tectoniques importants:

Le chevauchement des structures

En effet, sauf pour le passage du flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc à l'anticlinal Charmey-Lac Noir, toutes les structures sont en contact par failles chevauchantes. Le plongement des chevauchements n'est pas toujours contrôlable, mais il est certain que les structures, projetées en avant, doivent se recouvrir partiellement.

Ceci, pour être bien marqué sur les profils, exigerait un dessin en profondeur, entreprise jugée trop hasardeuse. Cependant, à Hürlisboden, le prolongement du synclinal de Staldenhubel surmonte les calcaires détritiques qui affleurent dans le ruisseau au pied de la colline (voir profil 7, pl. IV).

Les failles transversales

Elles sont moins importantes que les chevauchements. La principale est celle qui décale de 200 m le synclinal de la Dent de Broc à Unterbödeli, après la déviation qu'il a subi à sa rencontre avec le synclinal de Staldenhubel. Le déplacement total, vers le Nord, du synclinal de la Dent de Broc, depuis sa rencontre avec le synclinal de Staldenhubel et jusqu'à Unterbödeli, est de 400 m. La déviation de l'Anticlinale II étant de 3 km et celle du synclinal de la Dent de Broc de 400 m, on peut imaginer l'ampleur de l'écrasement qui en résulte!

Ces failles favorisent le glissements de couches dans le Hohmättli où de grosses masses sont décollées de leur position tectonique normale. Ce sont des lambeaux dont l'épaisseur est impossible à définir et qui recouvrent d'autres formations. Nous y reviendrons (p. 346).

Les variations axiales

Entre le synclinal de la Dent de Broc et l'anticlinal Charmey-Lac Noir, des structures disparaissent dans la zone qui subit les effets de la déviation des Neuschels. A Spicherweid, le synclinal de Vounetz laisse voir son axe et ses flancs dans les calcaires détritiques du membre C. La montée axiale et la disparition de cette structure sont claires. Entre Unterbödeli et Unterer Stierenberg, disparaît l'anticlinal de Lovaty. Quelques calcaires siliceux et un affleurement de calcaires et schistes du membre A (voir p. 274) le signalent encore. Son axe doit être fortement plongeant ou fracturé car ces deux formations affleurent à environ 100 m de distance.

A la hauteur de la Riggisalp, l'Anticlinale II reprend sa direction normale, vers le NE. Cependant, la force qui a donné naissance à la virgation prolonge son actions, dans la direction Nord-Sud jusqu'à proximité du Lac Noir. Au Staldenhubel, dans l'alignement des pylônes du télésiège, un embranchement de l'Anticlinale II perpétue la déviation des Neuschels. Le Trias dolomitique provoque une montée axiale de toutes les structures qui disparaissent à cet endroit. Le synclinal de Staldenhubel présente une terminaison périclinale assez bien définie.

Signification de la déviation des Neuschels

Il est très délicat d'interpréter le sens de cette déviation. De part et d'autre les structures se retrouvent, bien que réduites et écrasées au NE. On peut donc supposer qu'il s'agit d'un phénomène tardif, datant d'après la formation des structures. Nos connaissances sur le genre de nappe que représente les Médiannes sont trop fragmentaires pour éclaircir la paléotectonique. Il est cependant curieux que l'on n'y trouve pas de flanc renversé. S'agirait-il d'un glissement massif dans le bassin, au sens d'une diverticulation à grande échelle?

L'action des lithofaciès a son importance. La zone synclinale du Schafberg est proche des écaillés cassantes des Rigides et fut longtemps émergée au Lias (voir Formation spathique, p. 266 et suivantes). Le socle continental du Trias calcaire des Rigides est proche et sa rigidité n'est certainement pas étrangère à la conservation du synclinal du Schafberg et à la pression qu'il a pu ainsi exercer sur les structures situées au Nord. Il n'est pas inconcevable que le Trias calcaire des Rigides se prolonge assez loin sous les cornieules et les dolomies de la zone interne des Médiannes plastiques. En effet, ces dernières lui sont superposées dans l'ordre chronostratigraphique (TRÜMPY 1955, BADOUX 1962).

Une action du substratum n'est pas à exclure. Il est curieux de constater qu'une déviation, de même type et de même direction, affecte l'Anticlinal I dans la région de Gruyère (TERCIER 1946). D'autre part, la déviation a une direction parallèle à celle des décrochements jurassiens et aux fractures du fossé rhénan. Cette orientation, approximativement Nord-Sud, n'est certainement pas fortuite. Son sens nous échappe cependant. La similitude de ces directions pourrait suggérer une action généralisée du substratum, à la fin des paroxysmes alpins, dont les effets se font sentir dans la couverture, quelle qu'elle soit.

Nous pensons également à une action du substratum parce que la déviation n'est pas perpendiculaire à la direction des plis des Médiannes. Si la déviation était la conséquence de l'unique pression tangentielle qui a mis la nappe en place, elle serait parallèle à ces pressions et donc perpendiculaire aux plis. Il s'agirait d'un simple excès local de pression. Il semble que ce ne soit pas le cas.

Il reste que la faiblesse de nos connaissances nous réduit à manier des hypothèses aussi fragiles en face de la vérité que n'est l'écorce superficielle en face des forces géodynamiques.

PLAN DE CHEVAUCHEMENT DES PRÉALPES MÉDIANNES SUR LES PRÉALPES EXTERNES

En principe, ce sont les couches de la formation gypsifère et dolomitique qui sont en contact avec le Flysch des Externes. Ce contact est rarement visible. A l'Ouest du terrain, le plan de chevauchement traverse le Lac Noir. Il est contrôlable à la «Grotte» (voir p. 246) où la paroi de gypse surmonte le Flysch qui sert de plan d'écoulement à un ruisseau.

A Vorderer Stalden, quelques affleurements de gypse et de Grès du Gurnigel le situent avec assez de précision. Depuis le lac, jusqu'au ruisseau «sans nom», sa direction reste assez généralement WSW-ENE. Dans le Hürlinenbach et à l'W de ce ruisseau, la cornieule est en contact avec les Grès du Gurnigel. De là et jusqu'au ruisseau «sans nom», le plan de chevauchement se suit avec une précision relative. Une brusque inflexion lui fait effectuer un crochet vers le Nord. Son passage devient ensuite difficilement estimable à cause de l'éboulement et des dépôts glaciaires. Il semble bien que, dans la région de Unterer Gougleras Hohberg, les Grès du Gurnigel cèdent le pas au Wildflysch à écaillés de Jurassique, Cette zone est comparable, en plus petit, à celle de Bouleyres et Montsalvens où le Wildflysch à écaillés est en contact avec les Médiannes. Dans la région Hohberg-Schönenboden, la couverture morainique rend invisible le plan de chevauchement. Il est assez clair, cependant qu'il s'infléchit vers le Sud.

L'ANTICLINAL CHARMEY -LAC NOIR

Les replis bordiers qui, à l'Ouest du Lac Noir, séparaient cet anticlinal des Préalpes externes, ont totalement disparu dès le lac. Ce sont les formations triasiques de l'anticlinal Charmey-Lac Noir qui sont en contact avec le Flysch. Cet anticlinal se suit depuis le Staldengraben jusqu'au ruisseau «sans nom». Depuis ce dernier ruisseau, on ne sait ce que devient l'anticlinal. Il semble qu'il disparaisse.

Sur une carte tectonique, J. TERCIER (1945, pl. XVII) fait de cette structure son Anticlinal I.

LE SYNCLINAL DE LA DENT DE BROC

Arrivant de l'Ouest, le synclinal de la Dent de Broc vient buter contre le synclinal de Staldenhubel dans le Neuschelsbach. La faille de chevauchement n'est pas simple. La fig. 45 montre que, réunies au sommet, deux failles divergent en profondeur. La divergence est inégale et chaque plan de faille a une inclinaison variable, mais n'est jamais parallèle à l'autre. Les calcaires plaquetés forment le fond du synclinal (à droite sur la fig. 45) et s'infiltrèrent également dans l'espace laissé libre entre les deux failles. L'explication de ce phénomène reste confuse. Peut-être les calcaires plaquetés sont-ils restés pincés entre les deux blocs lors de la déviation du synclinal. Ils sont restés légèrement en retard sur la poussée générale en avant, dans une sorte de mouvement rétroactif. Jusqu'à environ 150 m à l'WSW de Unterbödeli, le synclinal de la Dent de Broc est resté collé, en profondeur, au plan de chevauchement avec le synclinal de Staldenhubel. On retrouve les calcaires plaquetés collés aux calcaires oolithiques hettangiens. Une faille transversale lui fait faire un bond de 200 m dans la direction Nord et on le retrouve complet au chalet de Unterbödeli. Il est très écrasé: la largeur maximale entre ses deux flancs de calcaires massifs est de 50 m.

Dans le Staldengraben, un anticlinal de calcaires détritiques bathoniens perce la cuvette de calcaires plaquetés. Cette structure, due sans doute à un jeu de failles, semble peu continue et ne se retrouve pas ailleurs. Peut-être faut-il y voir une dernière apparition de l'anticlinal de Lovaty, mais cette vue de l'esprit ne me paraît pas correcte.

Le flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc est ici complet tandis que le flanc Sud se termine par un chevauchement de l'Anticlinal I sur les calcaires massifs. Au NE du Staldengraben, c'est le synclinal de Staldenhubel qui est en contact avec les calcaires massifs de ce même flanc Sud.

La montée axiale provoquée par la branche de l'Anticlinal II fait disparaître le synclinal, sur quelques mètres seulement, dans le Staldenhubel. Au Sud de Vorderer Stalden, les calcaires massifs signalent sa réapparition (profil 6, pl. IV). On le suit régulièrement dans les Hür linen.

Dans le Hür linenbach, une série de petites structures s'intercalent entre l'anticlinal Charmey-Lac Noir et le synclinal de la Dent de Broc. Il est impossible de les rattacher à d'autres. Ce sont des conséquences du jeu de fractures longitudinales. Le profil 7 (pl. IV) tente de situer les relations entre ces structures.

Entre le Hür linenbach et le ruisseau «sans nom», un fauchage provoque le brusque élargissement de la structure. Nous reviendrons plus loin (p. 346) sur ce phénomène de glissement.

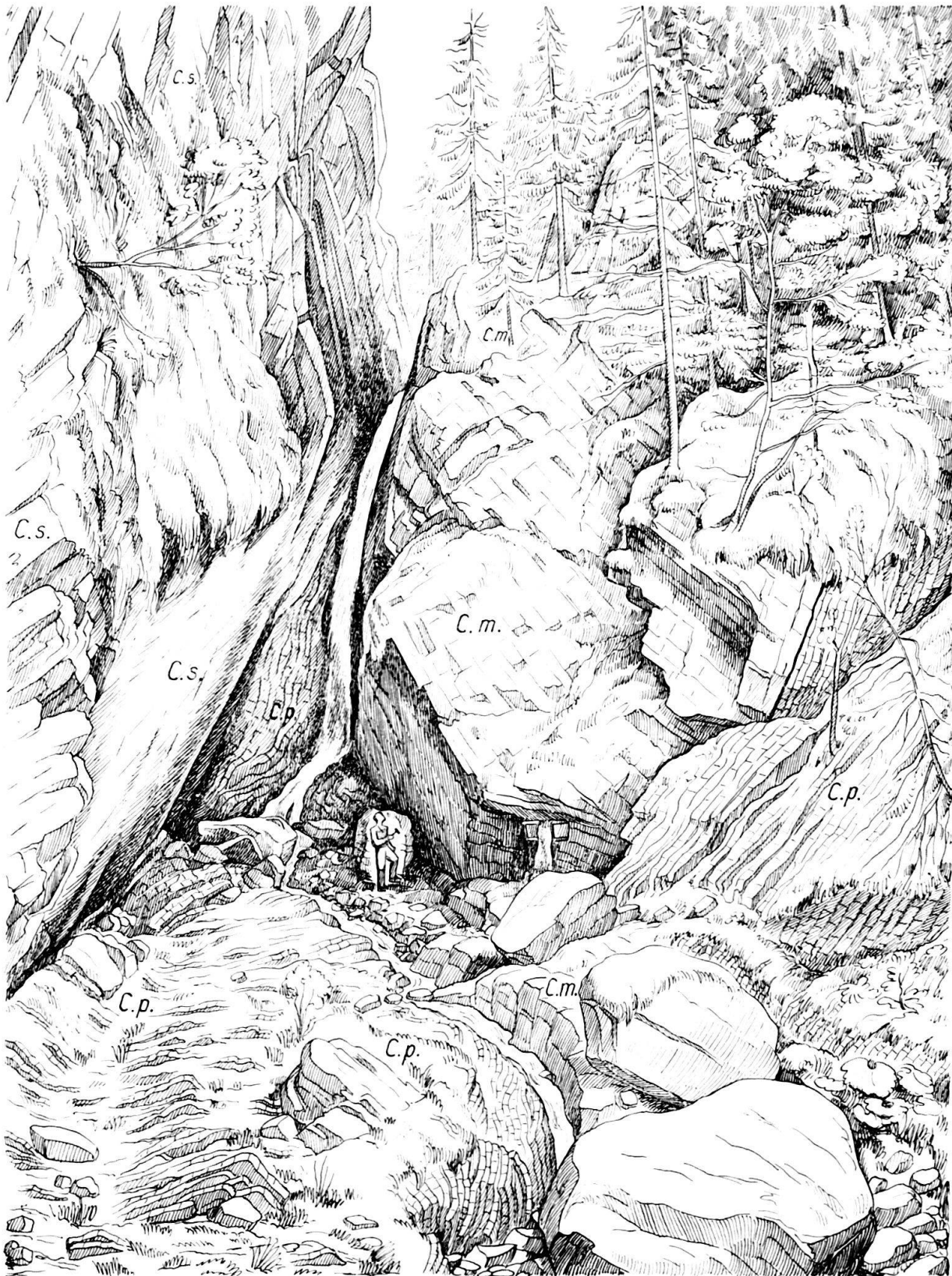


Fig. 45. Chevauchement du synclinal de la Dent de Broc (à droite) et du synclinal de Staldenhübel (à gauche) dans le ruisseau des Neuschels près de Unterbödeli, coord. 588,35/166,67. C.m. calcaires massifs, C.p. calcaires plaquetés, C.s. calcaires spathiques. Le dessin montre les deux failles convergentes au sommet et les calcaires plaquetés qui s'infiltrent entre les deux. Au fond, à droite, se voit clairement la cuvette du synclinal de la Dent de Broc dont la flanc inférieur est horizontal.

Le synclinal de la Dent de Broc aboutit à l'arête de Gougleras où son flanc externe se complète à nouveau, bien que manquent les membres B, C et D. La Formation siliceuse est superficiellement recouverte par un lambeau de glissement des couches du membre A.

La grosse écaïlle de calcaires massifs, située au NE du Hohmättli, est peut-être une reprise du synclinal de la Dent de Broc, qui serait alors décalé de 400 m vers le Sud par une faille.

L'ANTICLINAL I: LES COMBES-SPITZFLUH

Cet anticlinal est partout représenté par les calcaires détritiques du membre C, chevauchant le flanc interne du synclinal de la Dent de Broc.

Du ruisseau des Neuschels à Unterbödéli, l'Anticlinal I disparaît sous le plan de chevauchement du synclinal de la Dent de Broc et du synclinal de Staldenhübel. De Unterbödéli au Staldengraben, il chevauche le flanc interne du synclinal de la Dent de Broc et est lui-même chevauché au Sud par le synclinal de Staldenhübel. Il disparaît au NE du Staldengraben. Décalé par deux failles, il réapparaît en même temps que les autres structures au sud de Vorderer Stalden, après la montée axiale générale. Sur le chemin reliant Vorderer Stalden à la Riggisalp, un morceau de calcschistes du membre D est pincé entre les calcaires massifs (syncl. de la Dt. de Broc) et les calcaires détritiques (Ant. I) qui sont recouverts de moraine. Le profil 6 (Staldendossen) montre cette particularité.

L'Anticlinal I se suit très nettement dans les Hürliinen. A Hürliisboden, il est surmonté par le synclinal de Staldenhübel. L'érosion du Hürliinenbach permet de voir ce recouvrement illustré dans le profil 7 (pl. IV).

Dans le Hohmättli, on ne peut suivre cette structure. L'anticlinal local signalé à cet endroit par la carte tectonique en est peut-être un très vague prolongement, mais ce n'est pas certain.

LE SYNCLINAL DE STALDENHUBEL

Pas plus la carte de H. HUBER que celle de J. TERCIER ne signale la présence d'un synclinal dans les calcaires spathiques qui affleurent à l'W et au NW du Staldenhübel.

De la colline pt. 1380 (coord. 588,42/166,4) jusqu'à une ligne passant, grosso modo, de Unterbödéli au pt. 1521,3, n'affleurent que les calcaires spathiques (Sinémurien) bordés sporadiquement de calcaires oolithiques (Hettangien), qui fournissent un indice du redoublement synclinal des calcaires spathiques. De là, et jusqu'à la disparition de la structure au Nord de la station supérieure de télésiège, des calcaires du membre A (Toarcien) et de la formation siliceuse (Lias moyen) affleurent entre des calcaires spathiques, des calcaires oolithiques ou des lambeaux de Couches de Kössen. Ces formations du Toarcien et du Lias moyen forment le cœur du synclinal.

Au Nord de la station supérieure du télésiège, des affleurements de Couches de Kössen et de calcaires oolithiques établissent que la montée axiale fait disparaître la structure en terminaison périclinale.

L'affleurement de calcaires oolithiques, collés aux calcaires du membre C, dans le Staldendossen, marque probablement la reprise de notre synclinal. Mais il faut aller jusqu'à Hürliisboden pour retrouver avec sécurité un synclinal liasique qui corresponde

à celui du Staldenhubel. Le profil 7 (pl. IV) montre que ce lambeau synclinal chevauche totalement les calcaires détritiques du membre C dont l'évolution tectonique est problématique.

Le synclinal de Staldenhubel disparaît définitivement à l'Est de Hürlisboden.

L'ANTICLINAL II

Cet anticlinal marque la déviation des Neuschels (voir paragraphe 6, p. 339). Du col des Neuschels jusqu'à Höhenboden, sa largeur se développe progressivement et sa direction est de 10 à 15° Est. C'est dans cette direction qu'il se prolongera vers le Staldenhubel, le long d'un axe secondaire. Sa branche principale s'infléchit vers l'Est et s'élargit considérablement de la Riggisalp à Schönenboden en passant par Salzmatt. Sa direction est alors d'environ 55° Est. Il est presque partout recouvert de moraine. Les profils B et C (pl. III) donnent une idée des dimensions extraordinaires de cet anticlinal. La cause de cette extension est complexe et due à l'effet de l'érosion et de la tectonique. Les formations situées au Nord du synclinal de Château-d'Œx ont été écrasées et éjectées sous l'effet de la pression des masses déplacées par la déviation des Neuschels. Le substratum de Flysch a été lui-même porté à très haute altitude et plissé. L'érosion a fortement arasé ces structures surélevées, ne laissant subsister que des structures résiduelles et de vastes étendues de cornieule, formation des plus inférieures dans la stratigraphie des Préalpes médianes.

LE SYNCLINAL DE CHÂTEAU-D'ŒX

Son noyau est formé par les Couches rouges du massif Schafberg-Rotenkasten. Ses dimensions sont considérables et son flanc Nord mesure plus de 2 km entre le Schafberg et la Riggisalp. Le tracé de ce synclinal n'est pas porté sur la carte tectonique (pl. III) pour des raisons pratiques, mais il est visible dans les profils C et B de la pl. III.

Sa direction est plus régulière que celle de l'Anticlinal II et il subit avec moins d'acuité les effets de la déviation des Neuschels. Cependant, dans les Neuschelsflühe, son flanc externe est redressé à la verticale car il suit la direction de la déviation des Neuschels (profil A, pl. III). Ce flanc externe n'a pas la même évolution que le noyau de la structure. Tandis que ce dernier garde assez généralement une direction 55° Est, le flanc externe a une direction d'environ 25° E dans les Neuschelsflühe et le Teuschlismad, puis de 50° E du Steinritz au Kaiseregg. Les niveaux massifs du Malm et du Dogger ont réagi violemment en se redressant et se fracturant, tandis que les couches plus plastiques du Crétacé ont eu une réaction plus molle et, de Jaun au Schafberg elles s'incurvent progressivement selon un arc de cercle de grand rayon.

Dans le Teuschlismad et le Kaiseregg, les couches de calcaires massifs gardent une inclinaison de 60 à 80° SE. C'est entre le Teuschlismad et les Neuschelsflühe que s'opère le redressement, par une série de failles transversales. La principale a une orientation Est-Ouest et un plongement de 60° Sud. Son rejet horizontal est de 100 m environ dans la direction Ouest. Elle provoque le chevauchement, par les calcaires massifs, des schistes noduleux, des calcschistes du membre D et des calcaires du membre C en partie. Le rétrécissement des calcaires massifs se fait déjà sentir dans le Hinterer Berg (Est du Teuschlismad) où quelques failles transversales réduisent leur épaisseur affleurante.

A l'Est du Kaiseregg, dans le Stierengrat, une faille imposante provoque l'enfouissement des calcaires massifs sous les calcaires plaquetés. Son rejet vertical ne doit pas être très important.

Dans la Schwarze Fluh, le flanc externe du synclinal de Château-d'Œx s'incurve davantage vers l'Est et l'érosion le coupe obliquement par rapport à son axe.

MASSIF DU HOHMÄTTLI

a) Le sommet et le flanc Sud du Hohmättli sont couverts par des formations n'ayant aucun rapport structural entre elles. Sur le sommet, on peut, avec réserve, individualiser une petite structure anticlinale. A part cela, chaque affleurement représente une écaille autonome, reste d'anciennes structures que l'érosion a fait disparaître.

b) Sur le flanc Nord du Hohmättli, les formations semblent souvent inordonnées, à cause de glissements massifs de couches qui viennent se superposer à d'autres avec lesquelles elles n'ont aucune relation structurale. Ce sont les «masses glissées et chevauchantes», numérotées de 1 à 5, sur la carte tectonique. Nous ne parlerons pas de celle, moins importante et située près de Unterbödeli. Les masses 1 et 2 sont assez superficielles. Dans la 1, les calcaires plaquetés du noyau du synclinal de la Dent de Broc ont glissé le long d'une faille donnant l'impression d'un brusque élargissement du synclinal, dont un morceau de calcaires massifs est conservé à l'extrémité de la bande de calcaires plaquetés. Dans la 2, une niche d'arrachement laisse voir un lambeau de calcaires plaquetés glissés avec des calcaires détritiques du membre C.

Une remarque est nécessaire avant de poursuivre. Le flanc Nord du synclinal de la Dent de Broc est simple et complet au SE du Lac Noir. Dans le Hürliinbach, par contre, il se complique sérieusement et les calcaires massifs sont bordés de calcaires détritiques du membre C, eux-mêmes suivis de calcaires et schistes du membre A. Au sommet du ruisseau «sans nom», nous retrouvons ces deux derniers lithofaciès, mais collés aux calcaires plaquetés. Les calcaires massifs sont restés en profondeur.

La masse glissée 3 représente le prolongement des calcaires détritiques dont il vient d'être question. Ils ont glissé obliquement par rapport à la direction des structures, dans une direction légèrement Ouest. L'extrémité SW de la masse glissée est en contact avec le gypse, mais je pense qu'un lambeau de calcaires du membre A est resté en profondeur (profil 8, pl. IV) et qu'il n'affleure qu'à l'extrémité NE. Le déplacement de cette masse n'est probablement pas un simple glissement mais doit être combiné avec une action du substratum de Flysch qui affleure dans une fenêtre à l'extrémité NE. Si les autres masses glissées peuvent être considérées comme des phénomènes récents et plus ou moins superficiels, celle-ci doit avoir une origine tectonique également, et plus ancienne. La question reste ouverte.

Sur l'arête de Gougleras, la 4 et 5, illustrées dans le profil 9, sont des glissements superficiels. La 4 est une couverture de calcaires et schistes du membre A sur la formation siliceuse dont on constate la présence dans une petite niche privilégiée, dont le détail n'a pu être porté sur la carte. La carte n'étant pas une extrapolation, c'est la couche superficielle qui y est portée. Quant à la 5, c'est un bloc de calcaire spathique décollé de la grande masse qui couvre le sommet du Hohmättli. Elle a glissé par-dessus les calcaires détritiques du membre C et peut-être la cornieule, encore visibles à quelques mètres au Sud. Cette masse s'est arrêtée contre les calcaires massifs du flanc du synclinal de la Dent de Broc.

c) A Galutzi et au sommet du Hohmättli, deux fenêtres de Flysch des Préalpes externes démontrent l'existence d'une poussée anticlinale affectant les deux nappes et sur laquelle l'érosion n'a laissé que des lambeaux de Médianes. Situé à plus de 1700 m d'altitude, le Flysch du Hohmättli se trouve à la hauteur de celui de la Berra.

BIBLIOGRAPHIE

- ARKELL, W. J. (1963), *The Jurassic System in Great Britain*, Oxford at the Clarendon Press.
 – (1946), *Standard of the European Jurassic*, Bull. geol. Soc. Am. 57.
- BADOUX, H. (1962), *Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône)*, Mat. Carte géol. Suisse [NS] 113.
- BARTENSTEIN, H., et alii (1962), *Leitfossilien der Mikropaläontologie*, Arbeitskreis dt. Mikropaläont.
- BANDY, O. (1953), *Ecology and Paleocology of Some California Foraminifera*, J. Paleont. 27/2.
- BANDY, O., ARNAL, R. (1957), *Distribution of Recent Foraminifera of West Coast of Central America*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 41/9.
- BIZON, G. (1960), *Révision de quelques espèces-types de Foraminifères du Lias du Bassin parisien de la collection Terquem*, Revue Micropaléont. 2/1.
- BOLLI, H. (1944), *Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*, Eclogae geol. Helv. 37/2.
- BOLLI, H., LOEBLICH, A., et TAPPAN, H. (1957), *Planktonic Foraminiferal Families, Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215.
- BORSETTI, A. M. (1961), *Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobbico*, G. Geol. [2] 29.
- BOURCART, J., et RICOUR, J. (1952), *Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*, C. r. somm. séanc. Soc. géol. Fr. 3.
- BRAND, E. (1949), *Neue Ergebnisse zur mikropaläontologischen Gliederung des nordwestdeutschen Dogger und Walendis*, Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, Hannover.
- BRÖNNIMANN, P., et BROWN, N. (1956), *Taxonomy of the Globotruncanidae*, Eclogae geol. Helv. 48/2.
- BRÜCKNER, W. (1941), *Entstehung der Rauwacken*, Eclogae geol. Helv. 34/1.
- CAROZZI, A. (1953), *Pétrographie des Roches sédimentaires*, Lettres, sciences, techniques, Lausanne.
- CAROZZI, A. (1955), *Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève*, Eclogae geol. Helv. 48/1.
- CAYEUX, L. (1935), *Les roches sédimentaires de France* (Masson & Cie, Paris).
- CHATTON, M. (1947), *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey*, Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 13.
- CIFELLI, R. (1959), *Bathonien Foraminifera of England*, Bull. Mus. comp. Zool. Harv. 21/7.
 – (1960), *Notes on the Distribution of English Bathonian Foraminifera*, Geol. Mag. 98.
- COLOM, G. (1948), *Fossils Tintinnids*, J. Paleont. 22/2.
- DELANY, F. (1948), *Observations sur les Couches Rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes*, Eclogae geol. Helv. 41/1.
- DOBEN, K. (1963), *Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze*. Mitt. bayer. Staatsamml. Paläont. hist. Geol. fasc. 3.
- DONZE, P. (1958), *Précisions sur Clypeina jurassica Favre*, C. r. somm. Séanc. Soc. géol. Fr. 2.
- DURAND-DELGA, M. (1956), *Répartition stratigraphique de certains microorganismes (Globochaete, Eothrix...) définis dans le Malm mésogéen*, Publ. serv. carte géol. de l'Algérie [NS] bull. n° 8 (Travaux des collaborateurs 1955).
 – (1957), *Quelques remarques sur les Fibrosphères*, ibidem., bull. n° 13 (1956).
- ELLENBERGER, F. (1953), *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*, Eclogae geol. Helv. 45/2.
- ELLIS, B., et MESSINA, A. (1940), *Catalogue of Foraminifera*, Am. mus. nat. Hist., Spec. publ. (New York).
- ESPITALIÉ, J., et SIGAL, J. (1963), *Contribution à l'étude du Jurassique supérieur et du Néocomien du bassin de Majunga (Madagascar)*, Ann. géol. Madagascar 32.
- FAVRE, A. (1859), *Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie*, Mém. Soc. Sci. nat. Genève 15.