Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 52 (1959)
Heft: 1

Artikel: La géologie de la haute vallée d'Abondance Haute-Savoie (France)
Autor: Chessex, Ronald
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162570

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: 11.07.2025

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

La géologie de la haute vallée d'Abondance Haute-Savoie (France)

par **Ronald Chessex**, Lausanne

Avec 28 figures dans le texte et 2 planches (I et II)

TABLE DES MATIÈRES

Page

Avant-propos 296

A. Introduction 297
1. Situation géographique 297
2. Historique 297
3. Aperçu géologique 298

B. Stratigraphie 298
I. Ultrahelvétique 298
II. Nappe des Préalpes médianes 299

Trias 300
1. Trias moyen (Calcaires à Diplopores) 300
2. Trias supérieur (calcaires dolomitiques et cornieules) 302

Malm 303

Couches rouges (Crétacé supérieur et Paléocène) 307

Flysch 311
1. Le Flysch argilo-gréseux 311
2. Le Flysch à helminthoïdes 312

III. Nappe de la Brèche 313
Rhétien 313
Calcaires inférieurs 315
Schistes inférieurs 317
Brèche inférieure 322
Schistes ardoisiers 331
Brèche supérieure 336
Couches rouges (Crétacé supérieur et Paléocène) 346
Flysch 352

C. Paléogéographie et mode de formation des brèches 359
1. Généralités 359
2. Historique 359
3. Mode de formation des brèches 360
4. Paléogéographie 365

D. Terrains quaternaires 374
I. Dépôts glaciaires 374
1. Glacier de la Dranse 374
2. Glaciers locaux 374

II. Dépôts postglaciaires 374
1. Terrasses d'érosion 374
2. Eboulis et éboulements 375
3. Glissements et tassements 375
4. Cônes de déjection 375
5. Marécages et alluvions 376
6. Sources 376
7. Tufs calcaires 376
8. Dolines 376

E. Tectonique 376
I. La nappe de la Brèche 377
1. La rive droite de la Dranse entre le col de Chésery et le Pas de Morgins . . . 377
2. La région du Pas de Morgins 379
3. La rive droite de la Dranse en aval du Pas de Morgins 380
4. Le flanc SE du synclinal du Mont de Grange 381
5. Le synclinal du Mont de Grange 382
6. Le flanc NW du synclinal du Mont de Grange 383
7. L'anticlinal frontal du Mont de Grange 385
8. Le front de la nappe de la Brèche sur la rive droite de la Dranse 390

II. Les Préalpes médianes 391
1. Le pli de Trébentaz 391
2. La rive droite de la Dranse 391
3. La rive gauche de la Dranse 392
4. Le vallon de Charmy 393

III. Tectonique générale 393

IV. Les racines de la nappe de la Brèche 395

AVANT-PROPOS

En 1953, M. le professeur H. Badoux m'a chargé, dans le cadre de mon travail de diplôme, d'effectuer le levé géologique de la région formant le versant SW de la vallée d'Abondance, entre les villages de Châtel et de La Chapelle. En 1955, poussé par la curiosité et l'intérêt que j'avais pris à la géologie de ce pays, je décidai, avec l'approbation de mon professeur, d'étendre le champ de mon étude au massif du Mont de Grange. C'est l'ensemble de ces recherches qui est l'objet du présent travail de thèse.

Je ne saurais continuer sans exprimer ma profonde gratitude au professeur H. Badoux qui m'a donné, en plus de l'amour de mon métier, l'occasion d'effectuer ce travail. Il m'a guidé, sur le terrain et au laboratoire, me faisant bénéficier de sa grande connaissance de la géologie alpine.

Je garde une dette de reconnaissance particulièrement grande envers le professeur L. Deverin qui m'a pris dans son laboratoire en tant qu'assistant. Qu'il reçoive ici mes remerciements pour sa générosité.

Au professeur M. VUAGNAT, son successeur va également toute ma gratitude pour la liberté qu'il m'a accordée lors de ma dernière année de travail.

J'exprime aussi ma reconnaissance aux professeurs E. POLDINI et R. TRÜMPY, à M. A. BERSIER, directeur du Musée de Géologie ainsi qu'à MM. LORETAN et P. A. MERCIER qui ont contribué à ma formation.

Je remercie également M. J. KLAUS dont la grande connaissance de la faune du Crétacé supérieur m'a été précieuse.

Que tous mes camarades d'études trouvent ici mes sincères remerciements pour leur aide, leurs conseils et leur amitié.

A. - INTRODUCTION

1. Situation géographique

La région qui fait l'objet de cette étude est située sur territoire français. Le puissant massif du Mont de Grange qui culmine à 2433 m et qui est limité à l'E et au N par le cours de la Dranse d'Abondance en forme l'essentiel.

Du sommet, trois arêtes abruptes descendent au NW, au N et au NE dans la direction des villages d'Abondance, de La Chapelle et de Châtel. L'arête S offre une pente plus régulière et moins raide, due à la direction et à l'inclinaison des couches.

Au S, mon terrain se limite à l'arête reliant la Pointe de Chésery à la Pointe de la Chavache et qui sépare le bassin de la Dranse d'Abondance de celui de la Dranse du Biot.

La limite E est l'arête formant la frontière franco-suisse, jalonnée par les sommets de la Pointe de Chésery (2249 m) et de la Tête de Géant (2232 m). Cette arête est brusquement interrompue par la dépression du Pas de Morgins. Au N, elle se poursuit par les sommets de la Tour de Don (1998 m) et de la Pointe de Recon (1961 m) qui constitue l'extrémité N de la région étudiée. La limite N se continue par le cours de la Dranse jusqu'à Abondance où se jette le Malève, petite rivière coulant dans le vallon de Charmy et qui constitue la limite W du massif du Mont de Grange.

J'ai utilisé comme base topographique de mon levé, les feuilles au 1:20000 de Thonon-les-Bains N° 7 et 8 et de Samoëns N° 4 de la carte établie par le Service géographique de l'Armée.

2° Historique

C'est en 1896 que M. LUGEON publia son très beau travail sur la région de la Brèche du Chablais. Actuellement, cet ouvrage sert encore de base sûre pour qui veut faire des études dans la nappe de la Brèche. Au point de vue stratigraphique particulièrement, nous n'avons pas encore pu établir de subdivisions plus précises que celles de M. LUGEON.

Depuis la fin du siècle dernier, cette région n'a que fort peu intéressé les géologues. Seul E. GAGNEBIN (1932) a publié une note, qui a son importance d'ailleurs, signalant la présence de Gault au Mont de Grange.

En 1939, J. W. SCHROEDER publie une belle étude sur la partie S de la Nappe de la Brèche. Le Flysch, qui couvre une grande superficie de la région du Col des

Gets et qui renferme des roches éruptives à sa base, est l'objet d'une étude détaillée. L'auteur pense que ces dernières sont interstratifiées dans le Flysch de la Brèche.

En 1955, F.C. JAFFÈ, reprenant le problème des roches éruptives, considère que leur interstratification dans le Flysch de la Brèche n'est qu'apparente. Elles appartiennent à une nappe supérieure.

Signalons également les travaux de A. LILLIE (1937) et de AND. LOMBARD (1940) qui ont effectué des levers en bordure de la nappe de la Brèche.

En Suisse les travaux qui ont apporté une contribution à l'étude de la Brèche et de ses relations avec les autres nappes préalpines sont ceux de F. JACCARD (1904), de F. RABOWSKY (1920), de B. TSCHACHTLI (1939), de B. CAMPANA (1943 et enfin les deux belles études très détaillées de K. ARBENZ (1947) et W. WEGMÜLLER (1953).

3° *Aperçu géologique*

La région étudiée comprenait jusqu'à maintenant trois unités tectoniques. Nous verrons qu'il y a lieu d'en ajouter une quatrième.

Les massifs du Mont de Grange et de la Tour de Don constituent l'extrémité N de la grande vasque synclinale formée par la nappe de la Brèche du Chablais. Nous pouvons suivre son pli frontal de la Pointe du Mouet au NE jusqu'au vallon de Charmy au SW.

Derrière le front de la Brèche apparaît une inflexion anticlinale: le pli de Trébentaz au cœur duquel surgissent des éléments appartenant aux nappes inférieures. Ce pli se poursuit de la frontière franco-suisse où il apparaît au col de Reculaz, jusqu'au Roc d'Enfer. Il divise donc la nappe en deux parties très inégales: au NW le pli frontal où les couches, plongeant fortement, dépassent parfois la verticale. Au SE par contre, nous entrons dans la grande vasque qui s'étend jusqu'à la vallée du Giffre.

Sur notre terrain, le cœur du synclinal de Flysch contient sur le Paléocène de la Brèche, un Flysch d'âge Cénomanien supérieur – Turonien inférieur ne pouvant appartenir à cette unité.

La nappe de la Brèche a entraîné lors de sa mise en place des copeaux de roches appartenant aux Médianes et à l'Ultrahelvétique. Ce phénomène est particulièrement bien visible dans la région du Pas de Morgins.

Les Préalpes Médianes sont représentées devant le front de la Brèche par une épaisse zone de Flysch contenant des lentilles de Crétacé supérieur. Au NW apparaît le premier pli des Médianes plastiques: l'anticlinal d'Outanne-Mont Chauffé. Les Médianes rigides sont représentées dans la haute vallée d'Abondance par l'éperon de calcaires triasiques de la Ville du Nant.

B. – STRATIGRAPHIE

I. *L'ultrahelvétique*

Deux affleurements de gypse triasique sont, dans la région étudiée, les seuls restes des nappes préalpines inférieures entraînées comme des épaves sous le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche. Ils sont connus depuis fort longtemps et ont été, autrefois, l'objet de petites exploitations.

Ce gypse n'est pas très pur. Il contient de nombreuses intercalations lenticulaires (1–2 mm d'épaisseur) de dolomie qui soulignent la stratification.

Affleurements

Vallon de Charmy. L'affleurement se trouve au-dessus de La Lécherette, sur la rive droite du vallon de Charmy entre 1520 m et 1580 m d'altitude (fig. 24). Deux petits noyaux de gypse sont bien visibles dans un pâturage accidenté de gros blocs écroulés de Brèche inférieure.

Le gypse est pincé entre le Crétacé supérieur du Saix Rouge accompagné d'un peu de Flysch et la Brèche inférieure. Cette dernière, séparée du Trias par une frange d'éboulis, est représentée ici par l'extrémité de son pli anticlinal couché. Il est possible que les Schistes ardoisiers du flanc renversé du pli viennent s'intercaler entre Brèche et gypse.

Cet affleurement occupe une position intéressante en ce sens que, de part et d'autre, au NW et au SE, le plan de chevauchement s'abaisse. Le gypse est donc situé sur l'axe du pli de Trébentaz qui sépare le pli frontal de la Brèche de la grande vasque qui s'étend au S.

Ville Torrent. Le gypse se trouve sur le versant gauche de la vallée d'Abondance, à la cote 1110, entre les deux ruisseaux de la Guerliaz et à 1 km au S des chalets de La Ville du Nant.

Actuellement, cet affleurement, autrefois exploité, est peu visible, caché par la végétation et les dépôts récents.

On remarque, dans le voisinage immédiat, quelques petites dolines qui prouvent que l'affleurement a une certaine étendue.

Le Trias se trouve, comme celui de Charmy, sur l'axe du pli de Trébentaz, mais il est très difficile ici d'étudier les relations entre les différents terrains à cause de la couverture morainique très épaisse. Nous observons cependant que le gypse est séparé de la Brèche, dont le plan de chevauchement se trouve entre 1250 et 1300 m, par du Flysch schisto-gréseux très froissé, d'âge Paléocène et qui contient plusieurs minces lames de Crétacé supérieur.

Conclusions

En 1937, E. Gagnebin hésitait encore à rattacher le gypse de Charmy aux Préalpes internes. Cependant, en 1941, M. Lugeon et E. Gagnebin pensent qu'il s'agit indubitablement, d'une épave des Internes, appartenant à la nappe de Bex–Laubhorn, entraînée par la Brèche.

Il ne faut pas oublier en effet qu'il existe dans les régions voisines des affleurements beaucoup plus importants appartenant à l'Ultrahelvétique et liés tectoniquement à la nappe de la Brèche. Citons le Lias à gryphées de Morgins et surtout les affleurements d'Aalénien et de gypse situés à l'W de Tréveneuse. Ces terrains ont été entraînés par dessus les Médianes, sous la Brèche.

II. *Nappe des Préalpes médianes*

Cette nappe est essentiellement représentée par du Flysch et des lentilles de couches diverses égrenées sous le plan de chevauchement et devant le front de la

nappe de la Brèche. A l'extrémité W de notre terrain, sur la rive gauche de la Dranse, en amont d'Abondance, une grande paroi de Malm représente une partie du flanc SE de l'anticlinal du Mont Chauffé, prolongation sud-occidentale de l'anticlinal d'Outanne et premier pli appartenant aux Médianes plastiques.

TRIAS

Cet étage est représenté par des calcaires à *Diplopores* du Trias moyen, des calcaires dolomitiques et cornieules du Trias supérieur.

1° Calcaires à Diplopores du Trias moyen

Ces calcaires sont généralement localisés dans les Médianes rigides ou partie radicale de la nappe. On remarque que là où les Rigides sont épaisses, comme à Tréveneuse, la Brèche est fortement réduite. Au contraire, si la nappe de la Brèche prend une certaine importance comme à l'W de la Pointe de Bellevue, la masse des Médianes se réduit brusquement. C'est ce qui se passe dans la haute vallée d'Abondance où cette dernière unité est réduite à des lentilles isolées de Crétacé supérieur, Malm et Trias englobées dans du Flysch.

Lithologie

Le terme le plus abondant est un calcaire assez massif à patine gris clair rappelant celle du Malm. La cassure, par contre, nous montre une pâte foncée, brune à noire, souvent saccharoïde. Sous le microscope, nous observons un fond finement grenu à grumeleux; certains niveaux sont même pseudoolithiques. Les phénomènes de recristallisation sont souvent évidents et détruisent les structures primitives. Ces calcaires sont parfois dolomitiques.

Dans la série, il y a parfois passage du calcaire à une brèche monogénique intraformationnelle. Les éléments, pouvant atteindre 10 cm de diamètre, sont généralement anguleux et plus dolomitiques que le ciment.

La base de l'étage est représentée par des dolomies roses grenues surmontées de calcaires vermiculés et à «pieds de bœuf».

Faune

Les calcaires, quoique habituellement pauvres en fossiles, sont parfois pétris d'*Encrinus liliiformis* SCHLOTHEIM et de petits gastéropodes. Il y a également des débris de *lamellibranches* et de *brachiopodes*.

Certains bancs contiennent des Diplopores, du genre *Oligoporella* spécifique du Virglorien (Anisien) inférieur.

Affleurements

L'éperon de la Ville du Nant. A mi-distance entre les villages de Châtel et de La Chapelle, sur la rive droite de Dranse, un éperon rocheux domine les quelques chalets de La Ville du Nant. M. LUGEON (1896) avait remarqué la ressemblance de ces calcaires avec ceux de Tréveneuse et de St-Triphon et n'hésitait pas

à en faire du Trias contrairement à E. FAVRE et H. SCHARDT (1887) pour qui il s'agissait de Jurassique.

Les couches, dont la direction générale est N 50° E, pendent de 70 à 80° au SE. Elles déterminent un petit sommet à la cote 1585.

Cet affleurement est complètement isolé, comme la dalle de Tréveneuse. On s'attendrait à le retrouver sur la rive gauche, au SW, mais tel n'est pas le cas. En face de La Ville du Nant, il n'y a que des lentilles de Crétacé supérieur et l'affleurement de gypse de Ville Torrent décrit précédemment.

Le Trias moyen est limité au NE par une bande de calcaires dolomitiques et cornieules du Trias supérieur sur laquelle vient s'appuyer le pli frontal de la Brèche.

En aval affleure le Flysch à lames de Crétacé qui forme la zone séparant les domaines respectifs des Médianes plastiques au N, des Rigides et de la Brèche au S.

Les couches sont en position normale, c'est-à-dire que les plus anciennes se trouvent au SE. La succession, en partant d'une ancienne exploitation située à 1310 m, s'établit ainsi:

1.	Dolomie rose grenue	2,0 m.
2.	Calcaire vermiculé	3
3.	Calcaire dolomitique	6,5
4.	Calcaire vermiculé et à «pieds de bœuf»	20
5.	Dolomie rose	1
6.	Calcaire dolomitique	8
7.	Calcaire foncé compact	3,5
8.	Calcaire vermiculé	3
9.	Calcaire compact à *Oligoporella*	2,5
10.	Alternance de calcaires compacts ou finement spathiques et de calcaires plus dolomitiques	80
11.	Calcaire dolomitique sacaroïde beige	5
12.	Calcaire à pâte très foncée et saccharoïde	30
13.	Calcaire passant à une brèche dolomitique	6
14.	Alternance de calcaire compact et de niveaux plus dolomitiques pouvant devenir bréchiques	50
15.	Nette prédominance de calcaires compacts à grain généralement fin et à cassure foncée	150–200

L'épaisseur de ce Trias est donc de 400 m environ

Pas de Morgins. A 500 m en dessous du Pas de Morgins, dans les pentes boisées du Bec de Corbeau, en aval d'une carrière dans le Malm, le Trias moyen typique, contenant des Diplopores non déterminables, détermine une petite paroi. Ces calcaires sont en contact avec de la cornieule visible au bord de la route.

200 m au N, séparées de l'affleurement précédent par une masse tassée de Schistes inférieurs, les couches de base de ce dernier niveau, qui sont généralement calcaires, forment une paroi d'une quinzaine de mètres. En dessous, nous retrouvons du Trias moyen qui vient buter contre les calcaires de la Brèche abaissés à l'W par une faille.

Le dernier affleurement, encore plus petit que les précédents, se trouve à la frontière franco-suisse sous la borne 40, à 1710 m. Il est surmonté par le Rhétien de la Brèche et fixe ainsi de façon exacte le plan de chevauchement de la nappe.

Comparaisons

La coupe de La Ville du Nant offre des analogies évidentes avec celle de la Grande Eau que donne ELLENBERGER (1950c). Nous y retrouvons les calcaires vermiculés à la base, surmontés du niveau à *Oligoporella*. D'après les épaisseurs mesurées, le deuxième niveau à *Diplopores* (*Physoporella praealpina et Ph. minutula*) représentant le Virglorien moyen et supérieur pourrait être représenté. L'absence de fossiles nous interdit cependant de l'affirmer.

Le Trias de La Ville du Nant offre de plus grandes analogies encore avec celui de la partie SE des Spillgaerten (E. JEANNET & F. RABOWSKY, 1911) où l'on retrouve, avec des épaisseurs presque identiques, des calcaires vermiculés et des dolomies roses à la base, puis un niveau de calcaire foncé à *Oligoporella* et enfin des calcaires à patine claire et à pâte foncée dans lesquels s'intercalent des niveaux dolomitiques.

Au Mont Chauffé, qui appartient aux plis les plus internes des Préalpes médianes plastiques, du Trias moyen a été découvert en 1952 par E. DE TREY et R. TRÜMPY. La série contient de nombreuses intercalations bréchiques, dans la partie supérieure surtout. La base est constituée par des calcaires saccharoïdes légèrement dolomitiques. Des Diplopores indubitables ont été trouvées, malheureusement indéterminables.

2° *Trias supérieur*

Il est représenté par des calcaires dolomitiques, des cornieules et quelques minces lits de marnes jaunes à noires. Le principal affleurement se trouve au Col du Saix. Il remplit la dépression séparant le Trias moyen de la Ville du Nant du pli frontal de la Brèche qui forme les pentes de la Verle. Le contact entre Trias moyen et supérieur est certainement tectonique.

Les parties les plus exposées (pentes raides) sont formées de cornieules. Il est souvent facile d'observer le passage progressif du calcaire à la cornieule. En particulier, une tranchée faite récemment dans ce dernier faciès a mis à jour un calcaire dolomitique à grain fin tout à fait frais.

Notre cornieule, située en dehors de toute présence de gypse, dérive donc manifestement du calcaire dolomitique. D'autre part, les vacuoles n'ont pas une forme polyédrique et le cloisonnement est désordonné.

Ces observations vont à l'encontre (sur les affleurements rencontrés) de celles de W. BRÜCKNER (1941) pour qui le gypse joue un rôle certain dans la genèse des cornieules. Elles rejoignent par contre celles de CH. CHENEVART (1945) dont les études portent également sur le Trias des Médianes.

On retrouve deux petits pointements de cornieule dans les pentes raides en amont et en aval du Trias moyen, mais ils disparaissent rapidement sous les éboulis.

Pas de Morgins. Au col même, sur territoire français, une petite bande de cornieule sépare le Malm sus-jacent du Flysch qui affleure au bord de la route.

En face, sur le versant orienté au N, un peu de cornieule sort de l'éboulis, sous le Malm formant une petite paroi juste en dessus. Ce Malm, qui se prolonge sur territoire suisse, est bien visible dans les pentes dominant le Lac de Morgins.

Enfin, en dessous du col émerge une grande paroi de Malm, exploité, dont il a déjà été question. Plaquée sur le Jurassique vient une mince bande de Crétacé supérieur cachée partiellement par la moraine et les éboulis. En contact avec le Crétacé viennent un à deux mètres de cornieule supportant le Trias moyen.

Remarques

M. Lugeon (1896, pp. 478–480) signale encore trois affleurements de brèche dolomitique qu'il attribue au Trias. Il s'agit en réalité de Brèche inférieure particulièrement chargée en éléments dolomitiques et dont le ciment a été plus ou moins dolomitisé.

Au col de Reculaz, particulièrement, dans l'axe du pli de Trébentaz, ce n'est pas du Trias qui repose sur le Crétacé et le Flysch, mais bien de la Brèche inférieure que l'on retrouve, identique, à la Pointe du Mouet qui domine le col.

En dessous de la Verle, entre le col du Saix et Barbossine, il y a également de la Brèche inférieure dont la position un peu curieuse est due au fait qu'elle est tassée.

L'affleurement qui se trouve au bord du sentier reliant le Pas de Morgins aux chalets de Sur le Crêt, repose stratigraphiquement sur les Schistes inférieurs bien visibles tout au long du chemin. Il s'agit encore une fois de Brèche inférieure qui est ici surmontée par les niveaux de base de la Brèche supérieure.

Signalons que lors d'une excursion dans la région, en 1952, nous avions trouvé sur l'arête N du Bec du Corbeau, un banc de brèche dolomitique reposant sur les Schistes inférieurs et qui nous avait fort intrigués. Là encore nous étions dans la Brèche inférieure.

MALM

Le Malm, massif et de teinte claire, se reconnaît facilement dans le paysage. Il est représenté par des lentilles entraînées par la nappe de la Brèche, des pointements dans l'anticlinal de Trébentaz et par une petite portion du flanc S de l'anticlinal du Mont-Chauffé.

Affleurements

Trébentaz. Une petite tête de Malm, déjà signalée par M. Lugeon (1896, p. 197) pointe au-dessus du chalet des Mattes, à la cote 1290, dans la combe de Louenne[1]). Plus haut, dans le même vallon, sous les chalets de Trébentaz, surgit une paroi de Malm blanc, tranchant sur les teintes sombres de la Brèche, et qui forme le cœur de l'anticlinal de Trébentaz (fig. 27). La forme du pli, en circonflexe, est soulignée par les Couches rouges qui surmontent le Jurassique supérieur. Les Calcaires inférieurs de la Brèche chevauchent ces éléments des Médianes dont ils ont à peu près épousé le pli, sauf au N de l'anticlinal où ils pénètrent comme des coins dans la Brèche inférieure. Cette dernière forme les escarpements de la montagne de la Corne qui sépare le vallon de Trébentaz de celui de Folliex.

---

[1]) Ce nom ne figure plus sur les cartes récentes.

Ce Malm est un calcaire à patine gris très clair; la cassure est grise à gris beige clair. Il est très massif et seuls quelques joints de stratification sont visibles, dans la partie S de l'affleurement surtout.

Observations microscopiques: calcaire le plus souvent graveleux. Certains bancs contiennent des pseudoolithes bien triées. La structure devient parfois microbréchique par augmentation de la taille des éléments. Le ciment, calcitique, fin, est généralement peu abondant.

On observe des lentilles de calcaire oolithique. Le ciment est alors plus grossier et abondant.

Microorganismes:

Crinoïdes (*Saccocoma*) abondants, radioles d'oursins.
Nombreux fragments de coquilles
Oncoïdes parfois très nombreux (coprolithes, foraminifères roulés, algues bleues...).
Globochaete alpina LOMBARD
Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD
Bryozoaires
Trocholina alpina (LEUPOLD)
Trocholina elongata (LEUPOLD)
Miliolidés
Lituolidés
Textulariidés
Lagenidés.

Champ Béné. Deux petits pointements de Malm surgissent de la moraine sur la rive droite du ruisseau des Vorges, entre 1160 et 1200 m. Cet affleurement fait également partie de l'anticlinal de Trébentaz. Le front de la Brèche est représenté ici par les calcaires plaquetés de la Brèche supérieure que l'on trouve sur la rive gauche du même ruisseau exactement en face du Malm. Les caractères pétrographiques sont les mêmes que ceux décrits précédemment. Nous avons trouvé entre autres:

Pseudocyclammina lituus YABE & HANZAWA (YOKOYAMA)
Trocholina alpina (LEUPOLD)
Trocholina elongata (LEUPOLD).

Pas de Morgins. Il y a plusieurs affleurements dans la région du col de Morgins. Le plus important, situé à 500 m de ce dernier au bord de la route, est exploité.

Ce Malm est un calcaire compact à grain généralement assez fin, avec des passées graveleuses. Des fragments de petits gastéropodes abondent de même que des débris de crinoïdes dans les parties grossières.

Cheneau de Grange. L'affleurement, très petit, est situé sur la rive gauche du ruisseau, à la cote 1330, sous le chalet de Covillet. Il se trouve donc en arrière du pli de Trébentaz. Il est séparé de la Brèche inférieure par quelques mètres de Couches rouges et un peu de Flysch schisteux noir. En dessous du Malm, on retrouve du Crétacé supérieur, à la Tête Gottaz.

La roche, essentiellement graveleuse contient principalement:

Choffatella sp. ind.
Nodosaria sp. ind.
Quinqueloculina sp. ind.
Spiroloculina sp. ind.
Cristellaria sp. ind.

et d'autres formes indéterminables.

Abondance. En amont du bourg, sur la rive gauche de la Dranse, une grande paroi pouvant atteindre plus de 100 m de hauteur et quelque 500 m de longueur, surplombe la rivière. Cet affleurement est cependant peu de chose si on le compare aux falaises de la rive opposée appartenant au même anticlinal du Mont Chauffé, qui imprime une direction ENE–WSW à la vallée entre La Chapelle et Abondance.

De nombreuses cassures, avec des rejets pouvant atteindre exceptionnellement quelques dizaines de mètres, affectent le Malm. Ce dernier est partout très massif et les joints de stratification, quand il y en a, sont toujours mal marqués.

Nous avons cependant observé, dans la partie NE de l'affleurement, que la base du Malm était un calcaire à patine grise tirant sur le bleu, à cassure esquilleuse presque noire, et fétide au choc.

En lame mince, la structure se révèle finement graveleuse, les pseudoolithes ne dépassant guère 0,1 à 0,2 mm. Elles se confondent parfois avec la pâte qui est presque toujours très fine, quelquefois plus largement cristallisée. Des traînées marneuses apparaissent ici et là.

Les organismes les plus abondants sont les oncoïdes, des débris de mollusques et d'échinodermes et de petits foraminifères.

L'épaisseur de ce niveau, difficile à déterminer, doit être comprise entre 5 et 20 m.

Au-dessus, le calcaire devient plus massif, souvent spathique, la patine plus claire et éclatante. La pâte est plus claire également, grise à beige. Il y a toutefois des récurences foncées.

Sous le microscope, la structure est souvent fine mais les passées graveleuses sont fréquentes. Il y a d'ailleurs tous les passages entre les deux structures.

Les organismes sont toujours les mêmes. On note cependant l'apparition de *Trocholina alpina* (LEUPOLD).

La partie supérieure de l'affleurement ne se distingue guère au point de vue lithologique. Le Malm, toutefois, devient plus zoogène, des lentilles oolithiques apparaissent.

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISCH

font leur apparition.

Le Crétacé supérieur transgresse sur ces derniers niveaux. Il n'y a nulle part de sidérolithique ou de «hard grounds».

Age du Malm

Nous savons qu'il est très difficile d'établir dans le Malm des subdivisions basées sur des variations lithologiques qui ne sont pas susceptibles de généralisation du fait que telle roche, de composition donnée, n'est pas toujours liée à un horizon déterminé.

Certains microorganismes, en l'absence d'ammonites, paraissent être seuls à permettre l'établissement d'une chronologie. Il faut cependant remarquer, avec R. TRÜMPY (1949), que toute subdivision stratigraphique, même basée sur l'étude détaillée des microfaunes, restera précaire tant que l'on n'aura pas établi, à l'aide des ammonites, la valeur stratigraphique locale de chaque espèce de foraminifère ou d'autre organisme. Ceci est vrai particulièrement pour la partie interne de la nappe, dans laquelle nous nous trouvons.

D'ailleurs, les observations ne concordent pas tout à fait, même dans ce qu'on peut appeler une seule province géologique.

Les meilleurs indicateurs d'âge semblent être les Calpionelles. Pour H. WEISS (1949) qui a fait une étude très poussée de la microfaune du Malm des Préaeslp médianes, les *Calpionella alpina* LORENZ et *elliptica* CADISCH sont spécifiques du Tithonique sup. et de la base du Valanginien. C. CHENEVART (1945) les fait débuter au Tithonique inférieur[2]). Il semble bien toutefois que les Calpionelles apparaissent généralement au Tithonique supérieur.

L'extension stratigraphique de *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD qui est devenu *Trocholina alpina* (LEUPOLD)[3]) semble assez sujette à caution. S'il est caractéristique, pour W. LEUPOLD et H. BIGLER (1935), de l'extrême sommet du Tithonique, J. PFENDER (1940) le signale dans le Domérien de Narvajas (Espagne) et jusque dans l'Urgonien. On peut toutefois tenir cette extension comme exceptionnelle. C. CHENEVART (op. cit.), suivant LEUPOLD (op. cit.), ne le trouve que dans le Tithonique supérieur, c'est-à-dire qu'il apparaît après les Calpionelles. Pour H. WEISS (op. cit.), *Trocholina alpina* apparaît dès le Tithonique inférieur, en même temps que *Clypeina jurassica* FAVRE, et ne subsiste pas au-delà du Berriasien. Il semble bien que cette extension soit la plus probable, dans les Préalpes médianes en tout cas.

Clypeina jurassica FAVRE est signalée surtout dans les couches sommitales du Portlandien mais peut très bien apparaître dans le Tithonique inférieur, en même temps que *Trocholina alpina.* Elle est relayée dès le Valanginien inférieur par *Clypeina inopinata* FAVRE.

A la lumière de ces observations, il semble que toutes les lentilles de Malm entraînées par la nappe de la Brèche appartiennent au Tithonique inférieur. En effet, les Clypeines et les Trocholines sont fréquents alors que nous ne trouvons jamais de Calpionelles.

Dans l'anticlinal du Mont Chauffé, tout le Malm supérieur (Tithonique inf. et sup.) est probablement présent: niveaux à *Clypeina jurassica* et *Trocholina alpina* du Tith. inf. et Tith. sup. à Calpionelles. Les calcaires fétides se trouvent assez souvent à la base du Malm de la partie radicale de la nappe (zone du Dogger à Mytilus).

Dans le même anticlinal, au-dessus de la Chapelle (à La Callaz et à Chevenne), R. TRÜMPY (1949) a trouvé deux faunules kimméridgiennes qui montrent que cet étage débute fort bas dans la série des calcaires du Jurassique supérieur dont l'épaisseur varie de 150 à plus de 200 m. Entre les Couches à Mytilus et le Kimméridgien, il y a 20 à 50 m de calcaires attribués au Séquanien.

A Abondance, le Malm moyen (Séquanien-Kimméridgien) doit être en tout cas partiellement représenté, sous les niveaux à Clypéines et Trocholines. Il est possible que les couches de base appartiennent au Séquanien, mais le manque de fossiles caractéristiques nous interdit de l'affirmer.

---

[2]) Nous considérons les termes Tithonique et Portlandien comme étant synonymes.

[3]) M. REICHEL (1955) a mis en évidence l'identité des genres *Coscinoconus* et *Trocholina*, ce qui avait déjà été envisagé par LEUPOLD et BIGLER (1935). Le nom de *Coscinoconus* ne s'applique donc qu'à des exemplaires remaniés, roulés par les vagues. Le manteau poreux constituant la face conique de la coquille est peu résistant à l'usure.

COUCHES ROUGES (Crétacé supérieur – Paléocène)

L'introduction faite à propos du Malm peut être répétée textuellement dans ce chapitre, aussi nous n'allongerons pas.

Affleurements

Pas de Morgins. Il n'y a que deux très petits affleurements: un sur la rive droite, le second sur le versant opposé. Ils sont les deux en contact avec du Jurassique supérieur. La présence de:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP)

nous indique que nous sommes dans le Campanien.

Saix Rouge et Ville du Nant. Dans le Flysch argilo-gréseux qui forme la partie interne de la zone séparant la Brèche des Médianes plastiques, apparaissent de nombreuses lames de Crétacé supérieur. Elles ont des dimensions très variables. Les plus petites n'ont que quelques mètres de largeur, les plus grandes atteignent 500 à 800 m de longueur pour une largeur de plus de 100 m. Elles ont le faciès habituel des Couches rouges, c'est-à-dire qu'elles sont constituées en majeure partie par un calcaire sublithographique, plus ou moins argileux, vert clair le plus souvent, parfois rose ou rouge. Les variations latérales de couleur sont fréquentes. L'opinion la plus répandue est que la coloration verte est due à la réduction de Fe^{3+} en Fe^{2+} par des algues fossiles.

Le passage du Crétacé au Flysch est presque toujours net et il est difficile de distinguer une base et un sommet. C'est cependant possible, au Saix rouge par exemple, où le passage se fait par des couches de plus en plus marneuses ou finement gréseuses, de couleur rouge à lie de vin qui représentent le Paléocène.

Il est apparu, après l'étude des lames minces, que seuls le Campanien, le Maestrichtien et le Paléocène étaient présents dans les lentilles éparpillées dans le Flysch.

Actuellement, nous savons (J. KLAUS, 1953) que l'on peut distinguer quatre niveaux définis grâce aux principales espèces de foraminifères qu'ils contiennent.

Les formes que nous avons déterminées appartiennent toutes aux niveaux 3 à *Globotruncana lapparenti* et *Globotruncana stuarti* et 4 à *Globorotalia*.

Il est possible de subdiviser le niveau 3 en deux sous-niveaux. Le premier dans lequel nous trouvons les espèces:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *arca* (CUSHMAN)
Globotruncana (*Globotruncana*) *cretacea* CUSHMAN
Globotruncana (*Globotruncana*) *conica* WHITE
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *contusa* (CUSHMAN)

représente le Campanien.

Dans le second, nous avons:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *conica* WHITE
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *caliciformis* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI

ce qui indique le Maestrichtien.

La faune examinée en lames minces nous montre que les espèces les plus fréquentes sont les suivantes:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI

et plus rarement:

Globotruncana (*Globotruncana*) *conica* WHITE
Globotruncana (*Globotruncana*) *cretacea* CUSHMAN
Globotruncana (*Globotruncana*) *caliciformis* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *contusa* (CUSHMAN).

A côté, nous trouvons encore:

Gümbelina sp. ind. en profusion
Globigerina sp. ind.
Textularia sp. ind.

La faune trouvée semble indiquer un âge Campanien. Un ou deux affleurements sont dépourvus de *Globotruncana* (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN et appartiendraient donc au Maestrichtien.

Un des affleurements les plus importants est celui qui forme le sommet du Saix rouge[4]), au-dessus des chalets du Mouet, sur l'arête franco-suisse. La coupe, relevée du NW au SE est la suivante:

1. Calcaire sublithographique compact, vert clair	30,0 m.
2. Alternance de calcaires roses et verts, ces derniers prédominants	30
3. Calcaire rose un peu plus marneux que les précédents	6
4. Idem 2	12
5. Calcaire marneux rouge, schistoïde	4,5
6. Idem 2	1,2
7. Calcaire argileux rouge, finement lité à schisteux, stérile	2,5
8. Schistes argileux rouges à lie de vin, verts, puis devenant noirs	4
9. Schistes noirs, grès finement micacés et grès-quartzites glauconieux du Flysch.	

Les niveaux 1 à 4 qui contiennent des Gltr. (Gltr.) lapp. lapp. BROTZEN sont donc d'âge Campanien. Les niveaux 5 et 6 qui n'en contiennent plus sont maestrichtiens. Les couches suivantes ne nous ont pas livré de faune, mais dans d'autres affleurements, proches de celui-ci, et de composition lithologique semblable, apparaît le genre Globorotalia qui n'existe pas avant le Paléocène. Le niveau 9 a nettement le faciès Flysch.

[4]) Ne pas confondre avec le Saix rouge situé dans le vallon de Charmy et constitué également de Crétacé supérieur.

Sur la rive gauche de la Dranse, à 1020 m, le Crétacé supérieur détermine une paroi de quelques dizaines de mètres de hauteur que le ruisseau des Mattes franchit en cascade.

Ville Torrent. Dans le ruisseau de la Guerliaz, entre 1230 et 1270 m, affleure du Flysch qui contient plusieurs lentilles de Crétacé supérieur. Ces couches, très tourmentées, se trouvent juste sous le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche.

Ce Flysch est composé de schistes argileux noirs prédominants et de grès micacés généralement assez fins. Il y a aussi un niveau, de 10 cm, de brèche à ciment argileux noir ou finement gréseux dont les éléments, essentiellement dolomitiques, peuvent atteindre 1 à 2 cm de diamètre.

Les schistes englobent des nodules de calcaires fins compacts stériles. Les Couches rouges peuvent également être réduites à l'état de lentilles plus ou moins écrasées.

Plusieurs de ces niveaux de Couches rouges contiennent, à côté de petites et grandes Globigérines, des Globorotalia que l'on peut rapporter à

Globorotalia (*Truncorotalia*) *crassata* var. *aequa* CUSHMAN & RENZ

Trébentaz. Le Malm de Trébentaz est surmonté de Couches rouges dont l'épaisseur varie de 3 à 8 m env. La base, un calcaire vert clair schisteux maestrichtien contient:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI

Au-dessus, dans des couches marneuses rouges, on trouve des grandes Globigérines et des Globorotalia. Ce Paléocène forme la plus grande partie de l'affleurement.

A 600 m en aval, nous retrouvons des Couches rouges maestrichtiennes dans lesquelles un banc de brèche, ne mesurant que quelques centimètres, est intercalé. Le ciment est marneux, rouge foncé, et les éléments sont surtout dolomitiques.

Vallon de Charmy. Dans les pentes dominant les chalets de Sur la Fontaine, le Crétacé supérieur est parfois plaqué directement sur la Brèche supérieure, ce qui pourrait faire croire qu'il s'agit de Crétacé appartenant à la Brèche. Les couches sont toujours très tourmentées.

L'affleurement le plus important forme le Saix Rouge, visible de loin grâce à la coloration rose de ses couches. Il est séparé de la Brèche par une mince zone de Flysch.

Aux environs des chalets des Plagnes, dans le fond du vallon de Charmy, signalons encore plusieurs lentilles de Crétacé supérieur. En-dessous du chalet de Covillet particulièrement, des Couches rouges surmontant le Malm déjà mentionné, sont en contact avec la Brèche inf.

Abondance. Le Malm qui domine Abondance est recouvert d'une série normale de Couches rouges du Crétacé supérieur. Les bons affleurements sont rares, car la forêt est particulièrement dense et, le plus souvent, seuls les niveaux inférieurs sont bien visibles.

Dans la région NE toutefois, où nous avons déjà décrit la série du Malm, un petit ravin déterminé par une faille nous laisse voir une série complète jusqu'au Flysch. Elle mesure environ 30 m. Il est difficile de faire dans ce Crétacé des divisions lithologiques nettes. Nous savons d'ailleurs que les seules subdivisions valables ne peuvent être établies qu'à l'aide des espèces de Globorotaliidae.

Le contact avec le Jurassique sup., toujours net, sans hard-grounds, s'effectue sur les bancs riches en Calpionelles. La série débute avec un calcaire gris à verdâtre en petits lits. La base est généralement plus schisteuse que les niveaux supérieurs. Epaisseur: 8 m. Les couches de base contiennent:

Globotruncana (*Rotalipora*) *appenninica* RENZ
Globotruncana (*Rotalipora*) *turonica* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *renzi* GANDOLFI-THALMANN
Globotruncana (*Globotruncana*) *stephani* GANDOLFI
Globotruncana (*Globotruncana*) *helvetica* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *sigali* REICHEL
Globotruncana (*Globotruncana*) *inflata* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *imbricata* MORNOD
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN

Cette faune est caractéristique du Turonien inférieur.

Les coupes minces faites dans les mètres qui suivent montrent la disparition progressive de

Globotruncana (*Rotalipora*) *appenninica* RENZ

et l'apparition de

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti coronata* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti bulloïdes* VOGLER

Ceci nous indique que nous sommes dans le Turonien moyen.

Au-dessus, nous avons 5 à 6 m des calcaires alternativement gris, verts ou roses.

La faune comprend principalement:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti coronata* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *globigerinoïdes* BROTZEN

Ces couches comprennent donc le Turonien supérieur, le Coniacien et peut-être une partie du Santonien.

Ce niveau est surmonté de 10 à 12 m de calcaires marneux assez compacts, de teinte rose à rouge clair. On y trouve:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPP.)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI

C'est le Campanien. Il n'est pas certain que le Maestrichtien soit représenté.

Les Couches rouges se terminent par 5 m de calcaires rouges très marneux, schisteux, en bancs minces avec des intercalations de schistes marneux ou finement gréseux. Les Globorotalia apparaissent:

Globorotalia (*Truncorotalia*) *crassata, var. aequa* CUSHMAN & RENZ
Globorotalia (*Truncorotalia*) *wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON.

Le Crétacé supérieur contient, en plus des formes caractéristiques, des Globigérines, des Textularidés, des Lagénidés, des Gümbelina, des Radiolaires et des piquants d'oursins.

Le Paléocène daté est surmonté par le Flysch dont nous parlerons au chapitre suivant.

Conclusion

Les Couches rouges en lentilles égrenées sous et devant le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche sont d'âge Campanien-Maestrichtien. Celles qui appartiennent à l'anticlinal du Mont Chauffé débutent au Turonien inf. et se poursuivent jusque dans le Paléocène.

FLYSCH

Le Flysch constitue la zone qui sépare les nappes de la Brèche et des Médianes rigides, des premiers plis des Médianes plastiques. Il couvre toute la partie N de notre terrain et peut être séparé approximativement en deux zones: un Flysch de base argilogréseux paléocène, contenant les lames de Crétacé supérieur et appartenant aux Préalpes médianes; un Flysch calcaire, à helminthoïdes dont l'âge et la position tectonique sont encore discutés.

Sur la rive droite de la Dranse, les deux sommets de la Pointe de Recon (1962 m) et de la Truche (1831 m) sont constitués de Flysch à helminthoïdes tandis que les dépressions passant par les cols de Chétillon et de Recon sont dues au Flysch argilo-gréseux moins résistant à l'érosion.

Sur la rive gauche, il est plus difficile de séparer ces deux zones, les affleurements étant de peu d'importance et la moraine formant une couverture très épaisse. Toutefois, le Flysch qui est au contact du front de la Brèche et sous son plan de chevauchement est toujours du Paléocène englobant de nombreuses lentilles de Couches rouges.

Si les principaux types lithologiques de ces deux zones sont nettement différents, il n'est parfois pas facile de marquer une limite nette sur le terrain, le passage de l'une à l'autre étant progressif.

1° *Le Flysch argilo-gréseux*

Le passage stratigraphique certain des Couches rouges au Flysch de base n'est accessible qu'au-dessus d'Abondance dans la coupe déjà relevée du Crétacé sup. Là, les derniers niveaux marneux, rouges, à Globorotalia sont surmontés de schistes argileux très finement micacés dont l'épaisseur est de 0,5 m. Ensuite apparaissent des schistes argilo-siliceux ou finement gréseux, noirs, englobant des grès siliceux bleuâtres, à patine brune à grise et des grès-quartzites glauconieux vert foncé et huileux au toucher.

Une dizaine de mètres plus haut, les grès diminuent d'importance et deviennent un peu plus calcaires. Des schistes marneux et des calcaires argileux finement plaquetés s'intercalent.

Après 15 à 20 m, la végétation abondante recouvre tout et le contact avec le Flysch calcaire affleurant plus haut n'est pas visible.

Les calcaires argileux à pâte bleuâtre et à patine claire ainsi que les grès assez calcaires sont identiques à ceux du Flysch à helminthoïdes, l'ensemble est toutefois beaucoup plus argileux. Il est également très plissoté, les grès, triturés, sont veinés de calcite.

Tous ces niveaux sont stériles et ne contiennent que des foraminifères probablement remaniés et des Radiolaires. Mais le passage stratigraphique avec les Couches rouges sous-jacentes et les comparaisons avec d'autres affleurements nous font penser que ce Flysch appartient certainement aux Médianes et que son âge est Paléocène.

Sur la rive droite, nous retrouvons les mêmes types lithologiques: schistes argileux à finement gréseux, grès siliceux. L'ensemble est toujours de couleur noire. Dans certaines zones particulièrement argileuses, les schistes bariolés, rouge lie de vin et verts sont abondants: ainsi sur la rive gauche du ruisseau de Pantiaz, entre la Pointe de Recon et la Truche. On trouve également dans cette zone des grès contenant des fucoïdes et riches en matière charbonneuse.

2° *Le Flysch à helminthoïdes*

Il est caractérisé par une alternance monotone de calcaires, grès et schistes.

Les calcaires sont toujours argilo-siliceux. La cassure est bleuâtre, la patine plus claire, souvent blonde. Leur surface est parfois couverte d'helminthoïdes. En coupe mince, on ne décèle guère que des Radiolaires et des spicules d'éponges.

Les grès, généralement fins, sont plus calcaires que ceux du Paléocène toujours très quartzeux. Ils sont parfois un peu charbonneux et peuvent contenir des fucoïdes. La faune est pauvre. Les foraminifères les plus fréquents sont les Textularidés, les Lagénidés, les Rotalidés et les Globorotalidés.

La principale question à résoudre est: les Globotruncana sont-ils remaniés ou en place ? De la réponse dépend l'âge de ce complexe. La rareté des exemplaires et leur mauvais état de conservation nous ont empêchés de faire des déterminations précises. Nous n'avons toutefois pas trouvé de Globorotalia, ni de Globotruncana spécifiques du Cénomanien et du Turonien inférieur.

Les Globotruncana qui, au Crétacé sup., sont abondants dans les niveaux calcaires ne sont représentés dans le Flysch que dans les grès. Pour J. Klaus (1953), le fait qu'ils soient abondants et tous caractéristiques du Campanien-Maestrichtien plaide en faveur d'une faune autochtone.

Les lits de calcaires et de grès sont séparés par des niveaux de schistes calcaires, gréseux, marneux et argileux, toujours stériles.

L'ensemble, de couleur gris jaune est plus clair que le Paléocène. Les bancs, dépassant rarement 0,5 m, lui donnent un aspect finement plaqueté.

Ce Flysch est particulièrement développé à la Pointe de Recon. Les couches, qui pendent fortement au SE forment l'arête qui descend sur la Ville du Nant.

L'épaisseur, toujours difficile à estimer dans des niveaux parfois plissotés et quand les affleurements sont mauvais, doit être de l'ordre de 300 m.

L'arête franco-suisse du Saix rouge au col de Braitaz est taillée perpendiculairement aux couches. Elle traverse 4 zones de Paléocène et 3 de Flysch à helminthoïdes. Le passage de l'une à l'autre, nous l'avons déjà relevé, paraît parfois progressif et la limite difficile à tracer par conséquent.

Sur la rive gauche, les lentilles de Crétacé sup. de la région des Mattes et de Ville Torrent sont englobées dans du Paléocène. En aval, du Flysch à helminthoïdes et du Paléocène forment les pentes de Revé. La mauvaise qualité des affleurements nous empêche de déceler les relations entre ces différentes zones, qui ne constituent cependant que la suite de celles de la rive opposée.

Age et attribution du Flysch à helminthoïdes

M. Lugeon & E. Gagnebin (1941) dans leurs Vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes disent: «L'essentiel est que le Flysch des Médianes se distingue pétrographiquement de celui des autres nappes, surtout par l'intercalation de ces couches de calcaire blond compact à helminthoïdes.»

Ce Flysch reposerait donc normalement sur le Paléocène et serait entièrement tertiaire ou Maestrichtien p. p. Cette opinion est partagée par B. S. Tschachtli (1941), W. Wegmüller (1947) et B. Campana (1949). Signalons que dans la littérature, on emploie généralement le nom de Plattenflysch donné par P. Bieri (1946) pour désigner ce Flysch à helminthoïdes.

J. Klaus (1953) en fait une unité indépendante dont la sédimentation se serait effectuée dans un bassin situé entre ceux des Préalpes médianes et de la Simme.

Pour P. Bieri (1946), F. Delany (1948), J. Tercier (1952), E. Twerenbold (1955) et H. Guillaume (1955), le Plattenflysch est à rattacher au Flysch de la nappe de la Simme dont il constitue la série terminale d'âge Maestrichtien.

La question reste cependant ouverte. S'agit-il d'ailleurs partout du même Flysch? Il semble qu'un certain nombre d'observations soient encore nécessaires pour opérer une synthèse valable.

III. – *Nappe de la Brèche*

La nappe de la Brèche forme l'essentiel de la région étudiée. La série s'étend du Rhétien au Flysch. Le Trias n'est pas représenté.

Les subdivisions en Schistes inférieurs, Brèche inférieure, Schistes ardoisiers et Brèche supérieure sont toujours les seules valables; la pauvreté de ces couches en fossiles ne nous permettant pas d'établir une échelle stratigraphique plus précise.

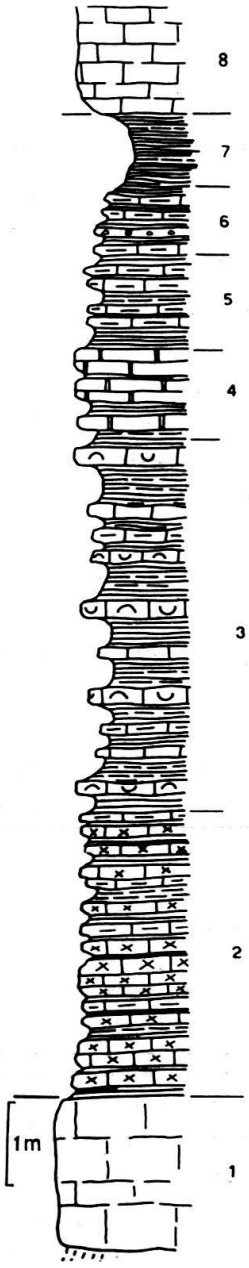
RHÉTIEN

Le seul affleurement de Rhétien observé, couvrant quelques mètres carrés seulement, se trouve exactement à la frontière franco-suisse (borne 40) à l'altitude de 1720 m.

Au-dessous, du Trias moyen à Diplopores prouve que le chevauchement de la nappe de la Brèche se fait sous le Rhétien. Le Trias de la Brèche, habituellement

présent dans la partie orientale de la nappe, est donc absent. Il apparaît un peu plus au S, accompagné du même Rhétien, au fond du vallon de Morgins. Ce dernier étage est représenté uniquement dans la partie interne de la nappe.

La coupe que nous avons relevée est la suivante (de bas en haut fig. 1). Elle ne permet naturellement pas de dater ce niveau.



1. Trias moyen à Diplopores.
2. Calcaires siliceux sombres, bleutés, en bancs de 20 à 30 cm, avec délits marneux . . . . . 3,00 m
3. Calcaires lumachelliques contenant des Bactryllium, calcaires faiblement spathiques à siliceux alternant avec des schistes argileux et calcaires noirs . . 4,00 m
4. Calcaires et schistes dolomitiques jaunes . . . . . 1,00 m
5. Calcaires argileux noirs pyriteux et schistes noirs argileux 1,00 m
6. Calcaires et schistes argileux noirs, froissés, contenant un ou deux bancs de microbrèches . . . . . 0,80 m
7. Schistes marneux à argileux foncés avec traces de Bactryllium . . . . . 0,50–1,00 m
8. Paroi de calcaire massif à patine gris clair, gris bleu à la cassure . . . . . 8,00–10,00 m

Sous le microscope, ce calcaire présente habituellement une belle structure oolithique. Les ooïdes sont généralement bien arrondis et classés. Ils sont toujours abondants et ne laissent que peu de place au ciment calcitique finement grenu. Leur diamètre moyen est d'environ 3 mm.

La faune est représentée par:
Débris de Bryozoaires
Fragments de Gastéropodes, Lamellibranches et Crinoïdes
Algues
Radioles d'Oursins
Foraminifères non spécifiques.

Fig. 1. Coupe de Rhétien (Vallon de Morgins)

Toutefois, il convient de relever que ce faciès offre une nette ressemblance avec le calcaire oolithique du niveau f de l'Hettangien des Préalpes médianes.

On peut donc envisager, sinon affirmer, en l'absence d'une faune caractéristique, que l'Hettangien est représenté dans la nappe de la Brèche.

Au-dessus de cette paroi de calcaire oolithique apparaissent les schistes, les calcaires siliceux et échinodermiques typiques du niveau des Schistes inférieurs de la Brèche.

CALCAIRES INFÉRIEURS

Ces calcaires ne forment pas, à proprement parler, un niveau bien déterminé. On les retrouve, en bancs plus ou moins épais, répartis dans les Schistes inférieurs, mais ils sont beaucoup plus fréquents à la base de ces derniers. Là, ils peuvent même former des parois de plusieurs dizaines de mètres de hauteur, sous les schistes. Ils sont toujours répartis en lambeaux discontinus et ceci dans toute la partie orientale de la nappe.

Lithologie, faune et âge

Le terme le plus important est un calcaire massif, mais toujours tectonisé et fissuré, ce qui a facilité les phénomènes de recristallisation. La patine est généralement claire, blanchâtre à grise. La surface est toujours rugueuse, les zones siliceuses abondantes et irrégulièrement réparties restant en relief. La pâte est gris clair à bleu noir.

Ces calcaires sont toujours siliceux et contiennent parfois des spicules d'éponges en abondance. Ces spicules sont très souvent calcitisés et la silice remise en mouvement a recristallisé dans le calcaire sous forme de calcédonite. Les Radiolaires sont également fréquents. Des fragments de crinoïdes sont disséminés dans la pâte, aussi les calcaires siliceux sont-ils plus ou moins spathiques.

Entre les bancs de calcaire massif s'intercalent des lits de schistes calcaires et argileux, de calcaires marneux et siliceux finement plaquetés ou schisteux et des calcaires spathiques. Tous ces termes se retrouvent en abondance dans les Schistes inférieurs.

Le seul fossile passant pour caractéristique trouvé jusqu'à maintenant dans la Brèche de la Hornfluh est *Pentacrinus tuberculatus* MILLER (F. JACCARD, 1904), ce qui a fait attribuer ces calcaires au Lias inférieur (Sinémurien), ce qui paraît en effet probable. Ce fossile a également été trouvé en Chablais. Pour M. LUGEON (1896, p. 63), ces calcaires appartiennent probablement à l'Hettangien.

Nous avons vu précédemment que l'Hettangien se présentait probablement sous un autre faciès. La solution la plus logique est bien de les faire débuter au Sinémurien.

Affleurements

Les niveaux inférieurs de la nappe de la Brèche prennent de l'importance à l'E de notre terrain, là où les Schistes inférieurs prennent le pas sur la Brèche inférieure, cette dernière diminuant progressivement d'épaisseur de NW au SE.

Le Rocher blanc. Un des meilleurs affleurements se trouve sur la rive gauche de la Dranse, un peu en aval de Châtel, dans les pentes raides et boisées de la Corne Noire. Un calcaire massif formant une paroi de 40 m émerge de la Forêt: c'est le Rocher blanc.

La coupe relevée (fig. 3) débute à l'alt. de 1210 m.

1. 8 m de schistes argileux avec bancs de calcaires marneux subordonnés. Puis, calcaires siliceux et spathiques . . . . . 10 m
2. Petite paroi de calcaire siliceux plus ou moins spathique. Au sommet, calcaires marneux assez schisteux . . . . . 7 m

3. Calcaire très schisteux et marneux . . . . . 6 m
4. Grande paroi de calcaire massif, en bancs mal individualisés. La base est riche en zones siliceuses et localement un peu schisteuses. Le calcaire devient progressivement plus compact et spathique . La partie supérieure est un calcaire riche en spicules d'éponges.
   Après 35 m, les bancs deviennent plus minces et le calcaire plus marneux . . . . . 40 m
   Au-dessus, le faciès Schistes inférieurs prend le pas.

En aval, c'est-à-dire en se dirigeant vers l'W, toujours dans les mêmes pentes de la Corne noire, affleurent encore plusieurs petites parois isolées dans les Schistes inférieurs. Leur épaisseur dépasse rarement une dizaine de mètres.

En se dirigeant toujours à l'W, on arrive à Trébentaz où les faciès calcaires prennent une assez grande importance. Ils sont situés directement sur le plan de chevauchement de la Brèche dans le pli de Trébentaz. La disposition anticlinale des couches, quoique moins visible que dans le Crétacé supérieur immédiatement sous-jacent des Médianes est encore observable (fig. 27).

Les calcaires inférieurs sont facilement reconnaissables grâce à leur couleur grise assez sombre qui tranche nettement sur le gris très clair du Malm, plus massif, et le rose du Crétacé supérieur qui forment le cœur de l'anticlinal de Trébentaz. Le chalet de Trébentaz est construit sur ces Calcaires inférieurs.

Du fait de leur position tectonique, il est assez difficile de faire une coupe stratigraphique dans ces niveaux qui ont subi un écrasement souvent intense.

Fig. 2. Brèche tectonique dans les calcaires inférieurs (Trébentaz)

La preuve en est que certains niveaux, situés sur le plan de chevauchement, ont été transformés en une brèche tectonique (fig. 2). Des bancs de calcaires spathiques grenus, très purs, ont été plissotés, boudinés, écrasés et même réduits à l'état de purée. Ils se présentent à l'état de nodules ou de fragments de forme plus irrégulière englobés dans une matrice schisteuse.

La succession des couches, avec les épaisseurs approximatives, est la suivante:

1. Calcaire massif faiblement spathique à patine claire et à pâte assez fine, gris clair. 5 m
2. Alternance de calcaires spathiques grossièrement grenus, gris clair et de schistes argileux à marneux. Ces niveaux sont souvent réduits à l'état de brèche de friction. La proportion de calcaire augmente vers le haut et les schistes finissent par disparaître complétement . . . . . 20 m

3. Schistes argileux . . . . . 1 m
4. Calcaire compact assez sombre, siliceux avec zones spathiques . . . . . 25 m
5. Schistes marneux et siliceux avec quelques niveaux plus calcaires intercalés . . . . 15 m
6. Calcaire grisâtre compact, siliceux et spathique, devenant progressivement plus marneux et schisteux et passant aux Schistes inférieurs . . . . . 40 m

Roc du Cheval Blanc. La région du Pas de Morgins, située au NE de notre terrain, voit également affleurer quelques parois de Calcaires inférieurs. Le Roc du Cheval Blanc, situé sur l'arête qui descend du Bec du Corbeau sur le village de Châtel est formé, sur son versant N, de parois calcaires accidentées de failles verticales isolant d'énormes blocs.

Ces calcaires très massifs ont une patine grise assez claire et sont gris bleu à gris noir à la cassure. Ils sont toujours siliceux et plus ou moins spathiques. En lame mince, les spicules d'éponges sont souvent abondants.

Sur le versant S du Roc du Cheval Blanc, au-dessus des chalets de Vonnes, des Calcaires inférieurs, surmontant le Trias moyen des Médianes, affleurent dans la forêt.

Sur le Rhétien déjà mentionné qui se trouve à la frontière, les calcaires sont moins massifs et passent graduellement à des couches de plus en plus schisteuses.

Conclusion

Ces calcaires sont tout à fait semblables à ceux décrits par M. Lugeon (1895) et J. W. Schroeder (1939) dans d'autres parties de la nappe de la Brèche du Chablais et dans la Brèche de la Hornfluh où ils sont particulièrement bien représentés. Leur épaisseur peut atteindre localement 50 à 100 m. Ils représentent fort probablement le Lias inférieur.

SCHISTES INFÉRIEURS

Les Schistes inférieurs forment généralement les niveaux de base de la nappe de la Brèche sauf dans la région frontale où leur absence est due, dans la région étudiée, à des causes tectoniques plutôt que stratigraphiques. On constate que leur épaisseur augmente du NW au SE (fig. 19). En effet, les Schistes inférieurs sont p. p. un faciès latéral de la Brèche inférieure. Ils sont cependant toujours couronnés par un épisode plus bréchique.

Les pentes constituées par ces terrains sont raides et uniformes, parfois entrecoupées par de petites parois représentant un épisode plus calcaire.

Lithologie

Cet étage est formé de schistes calcaires prédominants dans lesquels sont intercalés des niveaux de calcaires spathiques et siliceux et de brèches fines, parfois même grossières. La base, nous venons de le voir, est généralement plus calcaire. La limite supérieure n'est jamais nette, le passage à la Brèche inférieure est toujours graduel, par augmentation des niveaux bréchiques. Les schistes calcaires sont gris foncé, à surface souvent argileuse, noire. La pâte est toujours foncée, gris noir à gris bleu. L'aspect est terreux, c'est-à-dire que le grain n'est jamais très

fin, des paillettes de mica sont souvent visibles sur les plans de stratification. Ils sont même parfois grossièrement détritiques et passent à des microbrèches. Ces bancs schisteux ont en moyenne quelques centimètres d'épaisseur. Par diminution de calcaire, ils peuvent devenir très argileux.

Des bancs de calcaires échinodermiques plaquetés se retrouvent, plus ou moins abondants, alternant avec les schistes, dans tout l'étage. Ils sont parfois siliceux (Radiolaires, spicules d'éponges) et d'autres fois microbréchiques. En effet, les niveaux de brèche passent très souvent horizontalement, par diminution progressive de la taille des éléments, à des calcaires spathiques. Ces derniers forment aussi fréquemment la partie supérieure des lits microbréchiques.

Ces brèches, fines le plus souvent, deviennent de plus en plus fréquentes à mesure que l'on s'élève dans la série. Leur ciment est soit échinodermique soit marneux ou même argileux, c'est-à-dire qu'il est formé par les termes les plus abondants de ces Schistes inf., ce qui est normal. Les éléments sont essentiellement dolomitiques. Ils sont parfois si petits que la roche passe à un grès. Dans certains niveaux, les éléments sont manifestement usés, ce que M. Lugeon (1896, p. 72) avait parfaitement remarqué. Leur patine jaune clair ressort toujours nettement sur le gris foncé de la roche. A la cassure, par contre, il est souvent très difficile de déceler le caractère bréchique.

Affleurements

Rive droite de la Dranse. Aucune coupe détaillée n'a pu être relevée sur la rive droite de la Dranse.

En amont de Châtel, les Schistes inférieurs forment les pentes dominant le Pas de Morgins. S'ils affleurent bien sur le versant suisse, il n'en va pas de même du côté français où ils forment, ainsi que les Brèches inférieures et supérieures une surface structurale.

Au N du Pas de Morgins, les Schistes inférieurs constituent les pentes très boisées du Bec du Corbeau et du Roc du Cheval Blanc. Ces couches sont souvent affectées de tassements, ce qui rend l'étude du plan de chevauchement assez compliquée.

Le col de Conche, à la frontière franco-suisse, entre le Bec du Corbeau et Morclan, est taillé dans des schistes très tendres. La montagne de Morclan a toute se base formée de Schistes inférieurs. Sur le versant N, ils déterminent le col du Follière séparant ce dernier sommet du massif de la Tour de Don. Du col, nous dominons le cirque de Barbossine où les schistes, avec l'éboulis, forment les pentes inférieures raides.

Nous nous rapprochons ainsi du front de la nappe et arrivons au col de Croix (ou de la Reculaz) situé dans l'axe de l'anticlinal de Trébentaz. Les couches des Préalpes médianes montent presque jusqu'au col formé de Brèche et de Schistes inférieurs. La Pointe du Mouet, située au NW n'est donc pas encore isolée du reste de la nappe. Les Schistes inférieurs ne forment qu'une mince bande de schistes marneux grisâtres plongeant presque verticalement et qui sont en contact tectonique, à l'E, avec la Brèche supérieure constituant les pentes et l'arête montant à la Tour de Don.

Rive gauche de la Dranse en amont de Châtel. Les pentes qui dominent la Dranse en amont de Châtel sont taillées à peu près perpendiculairement aux couches, l'étude des différents niveaux de la Brèche y est donc plus aisée. En descendant le cours de la Dranse jusqu'à Très les Pierres, ce sont la Brèche supérieure, puis les Schistes ardoisiers et enfin la Brèche inférieure qui forment le bas des pentes.

De Très les Pierres à Villapeyron, les Schistes inférieurs affleurent dans les pentes très raides, boisées, coupées de petits ravins qui constituent le flanc SE du synclinal de la Pointe de Grange. Les alternances innombrables de schistes calcaires et argileux, de calcaires marneux, spathiques et siliceux ne se prêtent guère à l'établissement de coupes de détail.

Dans le ravin de Cornillon qui aboutit à Très des Pierres, la Brèche inférieure typique commence à 1260 m. Plus bas, le ruisseau coule dans les Schistes inférieurs. La limite entre les deux faciès est tranchée (fig. 7).

Dans les ruisseaux du Perlan, de la Ravine et du Passat, plus au N, les Schistes inférieurs montent jusqu'à 1400 m environ. La limite avec la Brèche inférieure est ici beaucoup plus difficile à tracer, le passage étant très progressif.

Plus au N encore, à Villapeyron, des failles abaissent la Brèche inférieure jusqu'à 1150 m. De ce fait, les Schistes inférieurs disparaissent. Ils ressortent en aval de Châtel, à la Corne Noire. Nous donnons ici la suite de la coupe dont les premiers niveaux (1–4) sont constitués de Calcaires inférieurs (fig. 3). Elle a été relevée dans le ruisseau qui se trouve en amont du Rocher Blanc:

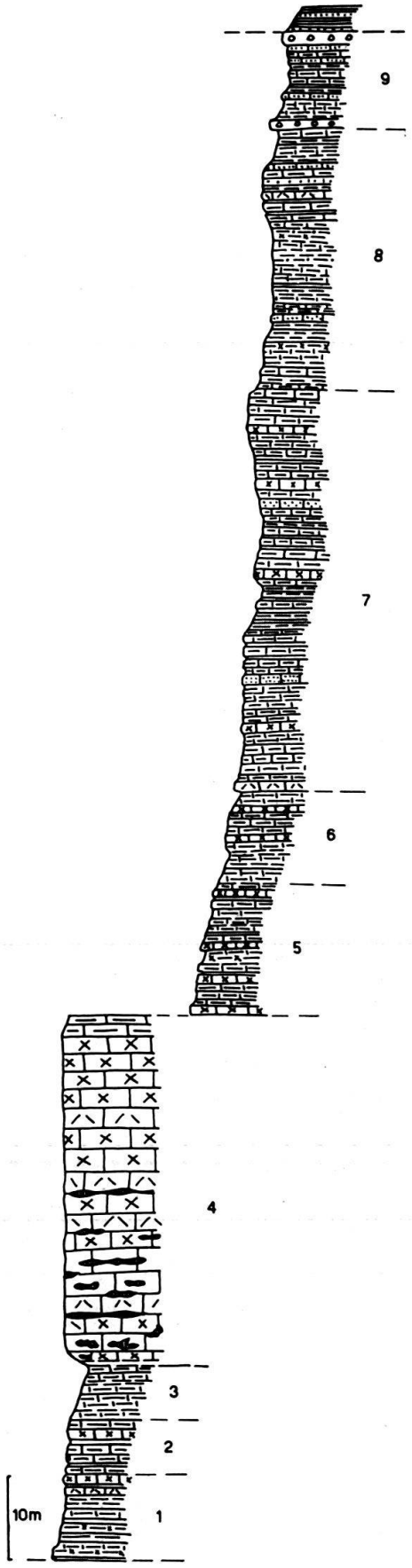
La Brèche inférieure a donc complétement disparu. Plusieurs failles rendent la tectonique de cette région très compliquée. La Brèche supérieure disparaît aussi localement et les Schistes inférieurs qui forment alors toutes les pentes de la Corne Noire sont recouverts directement par le Flysch.

En suivant le même trajet qu'au chapitre précédent, nous arrivons dans le vallon de Trébentaz où les Schistes inférieurs forment les pentes du cirque qui se trouve au-dessus du chalet du même nom (fig. 27).

Ils sont inclinés au SE et affectés de nombreux petits replis. Sur l'arête menant à la Pointe des Mattes, ils buttent à l'E, par une faille, contre la Brèche supérieure. En direction opposée, ils passent dans la paroi NE, très raide, du Mont de Grange et viennent former le petit sommet 2094,5 au-dessus de la Corne qui est faite de Brèche inférieure. Les Schistes inférieurs surmontent donc ici la Brèche inférieure, ce qui les avait fait prendre jusqu'à maintenant pour des Schistes ardoisiers.

Nous avons relevé une coupe dans les Schistes et la Brèche inférieure de cette paroi NE du Mont de Grange (fig. 6). Le contact avec les Calcaires inférieurs n'est pas visible, caché par les éboulis. Altitude de départ: 1920 m, en dessous, mauvais affleurements de schistes argileux noirs.

1. Schistes calcaires et argileux alternant avec des calcaires siliceux et spathiques . . 30 m
2. Calcaires schisteux durs, siliceux avec quelques intercalations de microbrèche à ciment argileux noir ou plus souvent terreux, gris. Les bancs ont de 5 à 15 cm d'épaisseur . 12 m
3. Schistes noirs argileux . . . . . 3 m
4. Alternance monotone de schistes calcaires terreux devenant parfois gréseux à microbréchiques et de calcaires marneux généralement siliceux. Quelques minces bancs de brèche fine dont les éléments atteignent 1 ou 2 cm . . . . . 40 m



5. Alternance de schistes calcaires et de calcaires siliceux finement grenus et plaquetés. L'ensemble devient de plus en plus argileux 15 m
6. Tout d'abord 4,5 m de schistes argileux noirs. Ensuite, petite paroi de 5 m de calcaire siliceux faiblement spathique puis les schistes prédominent de nouveau . . . . 12 m
7. 1 m de calcaire spathique gris clair, puis alternance monotone de calcaires marneux et de schistes. A 1280 m, schistes noirs argileux (1,5 m) puis ensemble assez calcaire 50 m
8. Ensemble à nette prédominance de schistes calcaires et argileux (20 m) puis zone où les calcaires dominent. Première apparition de minces lits microbréchiques. Les derniers mètres sont de nouveau schisteux . . . . 30 m
9. Banc de brèche de 0,75 m avec des éléments atteignant 3–4 cm. Puis alternance de schistes et calcaires en proportions à peu près égales. Quelques lits gréseux à microbréchiques intercalés. Au sommet, 1,5 m de brèche grossière. Ensuite, dès 1370 m, schistes argilo-siliceux noirs dont le faciès est celui des Schistes ardoisiers.

Fig. 3. Coupe des Calcaires et des Schistes inférieurs, à la Corne Noire.

5. Brèche grossière à graded bedding (les éléments les plus gros atteignent 10 cm de diamètre) . . . . . 3 m
6. La sédimentation devient plus calcaire et annonce celle de la Brèche inférieure. Les bancs augmentent d'épaisseur et l'ensemble devient plus clair. Les calcaires spathiques sont moins siliceux et plus clairs . . . . . 30 m

Les niveaux suivants, appartenant à la Brèche inf., seront décrits ultérieurement.

Si l'on se dirige au NW, on voit les niveaux bréchiques augmenter en nombre et en épaisseur. Les niveaux bréchiques situés sous les parois de Brèche inférieure sont formés d'alternance de bancs bréchiques, de 0,2 à 2 m d'épaisseur environ, et de schistes et calcaires finement plaquetés en proportions à peu près égales.

Au contraire, si l'on se dirige au S, de l'autre côté de l'arête joignant la Pointe de Grange à celle des Mattes, on voit le faciès Schistes inférieurs monter plus haut dans la série (fig. 6).

Age

Les fossiles sont rares et aucun n'est caractéristique; il est donc impossible d'attribuer aux Schistes inférieurs un âge précis.

Les Calcaires inférieurs étant probablement sinémuriens, on admet généralement que tout le Lias supérieur et moyen est représenté dans le faciès des Schistes inférieurs. La limite supérieure, du fait des variations latérales est évidemment impossible à dater avec certitude et n'est pas partout du même âge.

Epaisseurs et répartition

Les Schistes inférieurs sont particulièrement bien représentés au NE de notre terrain où leur épaisseur est d'environ 300 m à Morclan.

Si l'on se dirige au S, du côté de Morgins, une légère réduction intervient et au S du Pas de Morgins, vers le Chalet Aubert, ils mesurent à peu près 200 m. Puis, si l'on continue dans la même direction, on remarque que les épaisseurs augmentent de plus en plus. Sous la Tête du Géant, la puissance des Schistes inférieurs est de 350 environ, et beaucoup plus au S encore, aux Hautforts, donc bien en dehors des limites de la région étudiée, elle atteint environ 1000 m.

En direction W et SW, les Schistes inférieurs se réduisent par contre de plus en plus. A la Corne Noire, ils sont encore très épais, 300 à 400 m probablement, mais à Trébentaz, ils ne doivent pas dépasser 150 à 200 m. Sur l'arête N du Mont de Grange, l'épaisseur est de l'ordre d'une trentaine de mètres. Plus à l'W, ils disparaissent complètement. On ne les retrouve donc plus dans le vallon de Charmy. Les figures 19 et 20 donnent une idée des variations d'épaisseur des Schistes inférieurs.

S'il est juste de faire remarquer la réduction stratigraphique, ce n'est pas là la seule cause. Nous sommes dans la région frontale de la nappe de la Brèche dont la tectonique est plus compliquée que celle du reste de l'édifice. Si le chevauchement ne se fait pas sur les Schistes inférieurs mais sur la Brèche inférieure ou supérieure, cela ne signifie pas obligatoirement que les premiers n'ont pas été déposés.

BRÈCHE INFÉRIEURE

La Brèche inférieure constitue une partie importante des terrains de la nappe de la Brèche. Sa répartition est complémentaire de celle des Schistes inférieurs, c'est-à-dire qu'elle est surtout représentée à l'W et au SW de notre terrain (fig. 27). Elle forme les parois inférieures, sombres et hostiles, du Mont de Grange. Ses couches sont toujours fortement tourmentées et diaclasées. Elle est parfois très massive, comme à la Corne, d'autres fois plus finement litée, à la Tête de Guingua, par exemple, plus au SE.

Lithologie

Le terme lithologique le plus important, sinon toujours le plus abondant, est naturellement la Brèche, qui a donné son nom à la nappe.

Entre les bancs de brèche alternent des calcaires spathiques parfois très purs, gris clair, des calcaires grumeleux à graveleux, oncolitiques, plus ou moins spathiques. On trouve également des calcaires oolithiques. Les calcaires marneux, grisâtres à gris foncé, à cassure gris bleu à noire, sont fréquents. La proportion de silice est moins importante que dans les Schistes inférieurs, mais les Radiolaires et les spicules d'éponges, bien que disséminés, se retrouvent souvent dans les lames minces.

Il y a également des schistes, généralement calcaires ou marneux, parfois finement gréseux. Localement, des schistes siliceux noirs ou versicolores annoncent les Schistes ardoisiers.

Description des brèches

Nous ne redonnerons pas une énumération détaillée de tous les éléments entrant dans la composition des brèches. Voir les travaux de J. W. Schroeder (1939) et K. Arbenz (1947).

Les éléments les plus abondants sont les calcaires dolomitiques triasiques. Les fragments d'âge plus récent (du Lias inférieur aux dépôts précédant immédiatement celui de la brèche): schistes, brèches et calcaires surtout, sont fréquents.

Ces brèches sont donc franchement polygéniques. Il arrive cependant que certaines présentent un caractère intraformationnel (identité du ciment et des éléments monogéniques et empruntés aux niveaux immédiatement sous-jacents ou au banc même).

La dimension des éléments est très variable. Dans la partie frontale de la nappe, au NW, ils peuvent atteindre de grandes dimensions. Nous en avons observé qui avaient environ 2 m de diamètre. J. W. Schroeder (1939) en signale de 8×2 m. La proportion de ciment est alors faible. L'aspect est chaotique, les fragments étant disposés d'une façon quelconque et le classement peu poussé. La brèche semble résulter d'un écroulement. En direction du SE, les éléments deviennent vite beaucoup plus petits. En arrière du pli de Trébentaz, il est rare d'en voir atteignant de grandes dimensions. Il s'agit généralement d'éléments du substratum, remaniés, qui ont dû subir un transport faible sinon nul.

Le ciment est soit un calcaire échinodermique, soit un calcaire ou schiste marneux. Il peut être très abondant. On observe d'ailleurs tous les intermédiaires entre brèches très pauvres et très riches en ciment.

Par diminution progressive de la taille des éléments, on arrive aux microbrèches dont les fragments n'ont que quelques millimètres de diamètre. Si nous suivons un de ces niveaux, nous le voyons parfois passer à un calcaire spathique ou à un grès.

Les éléments sont ordinairement anguleux ou faiblement émoussés. Cependant, on observe souvent des éléments beaucoup plus arrondis et usés. Cela a déjà été mentionné au chapitre précédent. Le fait que les fragments se moulent parfois les uns sur les autres implique un phénomène de compression.

L'épaisseur des niveaux bréchiques est très variable. Les bancs de brèche grossière atteignent facilement plusieurs mètres de puissance. On trouve également des bancs très épais de calcaire spathique contenant des lits et lentilles bréchiques de forme irrégulière.

La constance horizontale des bancs est aussi très variable. Dans la partie NW de la Brèche inférieure, elle est souvent réduite. Au SE et dans la Brèche supérieure, les lits ont une plus grande constance. Certains niveaux ont une forme lenticulaire ou sont coupés en biseau. Il y a donc eu des phénomènes d'érosion. Des lits d'un ou deux mètres d'épaisseur peuvent disparaître sur quelques mètres seulement.

On observe souvent dans les niveaux bréchiques le phénomène du granoclassement (graded bedding). Cette règle est toutefois loin d'être générale et souffre de nombreuses exceptions. Les brèches très grossières sont souvent mal classées. Certains niveaux sont fins à la base, deviennent grossiers puis de nouveau fins. Ce phénomène se répète parfois dans un même banc. Il arrive que des bancs se terminent par une passée grossière. Même dans les bancs granoclassés, le matériel fin est représenté dès la base, le classement des grains (sorting) est donc toujours mauvais. Le ciment devient plus abondant vers le haut et les niveaux se terminent souvent par une zone échinodermique.

Les autres structures sédimentaires sont rares. Il y a parfois des rides (ripple mark) sur certains bancs de calcaire gréseux finement plaqueté par exemple.

Certains niveaux microbréchiques à gréseux montrent une fine lamination.

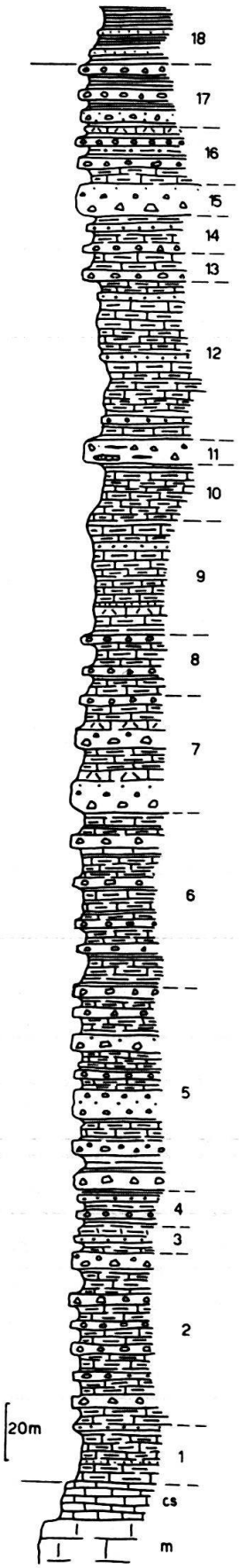
La forme de certains bancs fait penser que le transport a pu se faire parfois dans des cheneaux d'écoulement et que la surface du fond était certainement irrégulière. Ceci s'observe dans la partie frontale de la nappe.

Les poches (load cast) dans les parties supérieures de certains niveaux sont rares. Les surfaces de séparation sont souvent irrégulières mais plutôt ondulées.

Certains niveaux nous montrent des intrications curieuses de calcaire échinodermique ou graveleux et de brèches généralement fines. Ces zones calcaires, parfois déjà bréchiques, sont distribuées très irrégulièrement. Elles ont des formes curieuses, sont souvent allongées, subissent des étranglements, des renflements et des plissements. Elles peuvent être très minces et, tout à coup, former l'essentiel du banc dont l'épaisseur varie généralement de 0,5 à 2 m.

Ceci semble prouver que des glissements (slump structures, intraformational slide str.), des remaniements ont eu lieu et que le dépôt ne s'est certainement pas effectué rapidement en une seule fois.

Un phénomène très intéressant est la dolomitisation de certains niveaux bréchiques poussée à tel point qu'ils simulent le Trias dolomitique. Nous en reparlerons ultérieurement.



1. Calcaires schisteux très froissés, brunâtres, gris noir à la cassure . . . 20 m
2. Des niveaux (0,3 à 2 m) de brèche grossière s'intercalent dans les calcaires toujours marneux et schisteux . . . . . 60 m
3. Calcaires schisteux gris avec minces lits échinodermiques à microbréchiques intercalés . . . . . 8 m
4. Des schistes noirs argileux apparaissent . . . . . 12 m
5. Des bancs de brèche grossière à fine atteignant 5 à 6 m de puissance alternent avec des calcaires marneux et des schistes. De 1580 à 1590 m, on trouve des schistes noirs et verts siliceux. Leur aspect est celui des Schistes ardoisiers . . . . . 70 m
6. La sédimentation devient plus schisteuse. Les brèches ont un ciment argileux et sont nettement subordonnées . . . . . 60 m
7. Dès 1700 m, les schistes cèdent le pas aux calcaires et aux brèches de nouveau plus puissantes. Calcaires marneux et spathiques alternent avec les détritiques . . . . . 40 m
8. La sédimentation redevient progressivement plus schisteuse. Les niveaux de brèche, généralement fine ont de 0,1 à 1 m d'épaisseur . . . . . 20 m
9. Calcaires gris marneux schisteux à finement plaquetés, assez siliceux et lits microbréchiques . . . . . 30–50 m
10. Calcaires et schistes marneux foncés . . . . . 20 m
11. Brèche grossière. La base contient de grosses lentilles calcaires et schisteuses aux formes parfois imprécises et se fondant dans le ciment . . . . . 8 m
12. Série monotone de calcaires identiques à ceux de 9 . . . . . 40–60 m
13. Alternance de brèche grossière et de calcaires francs à marneux 10 m
14. Alternance de brèche devenant plus fine et de schistes argileux à marneux noirs . . . . . 12 m
15. Paroi de 10 m de hauteur de brèche grossière. Elle contient, pour la première fois, des éléments de quartzites verts. Les éléments liasiques, par contre, deviennent beaucoup plus rares. Le sommet est plus fin que la base . . . . . 10 m
16. Sédimentation à prédominance de brèche à éléments de toutes dimensions. Intercalations de niveaux calcaires et schisteux . 20 m
17. Niveaux de transition entre la Brèche inférieure et les Schistes ardoisiers. Les lits intercalés entre les brèches sont des schistes siliceux noirs à verdâtres . . . . . 20 m
18. Schistes ardoisiers.

Fig. 4. Coupe de la Brèche inférieure dans le Cheneau de Grange

Affleurements

Nous partirons de l'W, où la Brèche inférieure est la plus puissante et nous dirigerons en direction de l'E.

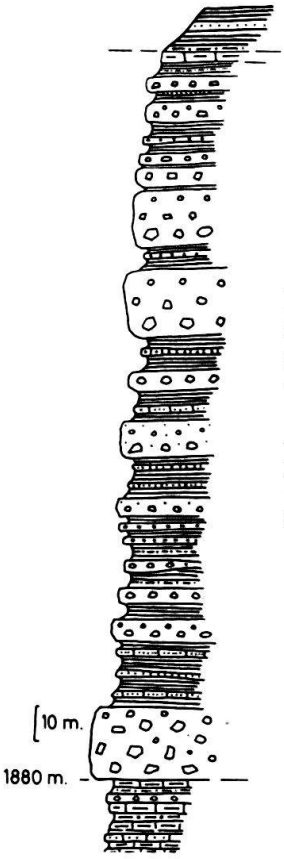
Cheneau de Grange. C'est un ravin qui, du fond du vallon de Charmy, monte presque jusqu'au sommet de la Pointe de Grange. Il traverse toute la Brèche inférieure ici très épaisse, mais assez plissée, ce qui rend évidemment les épaisseurs mesurées très approximatives.

La coupe a été levée dans le ruisseau et débute à l'altitude de 1360 m sur le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche. Au-dessous affleurent le Crétacé supérieur et le Malm des Préalpes médianes (fig. 4).

Si l'on se dirige au N, c'est-à-dire qu'on descend le vallon de Charmy, on arrive au Nant de Grange, autre ravin balafrant le versant W du Mont de Grange.

Le phénomène le plus intéressant à observer est que le faciès Schistes ardoisiers descend de plus en plus bas dans la série de la Brèche inférieure relevée dans le Cheneau de Grange en même temps que les bancs bréchiques augmentent d'épaisseur. Tout le sommet de la Brèche inférieure est donc constitué de puissants bancs bréchiques et de niveaux de schistes argileux et siliceux noirs ou verts intercalés.

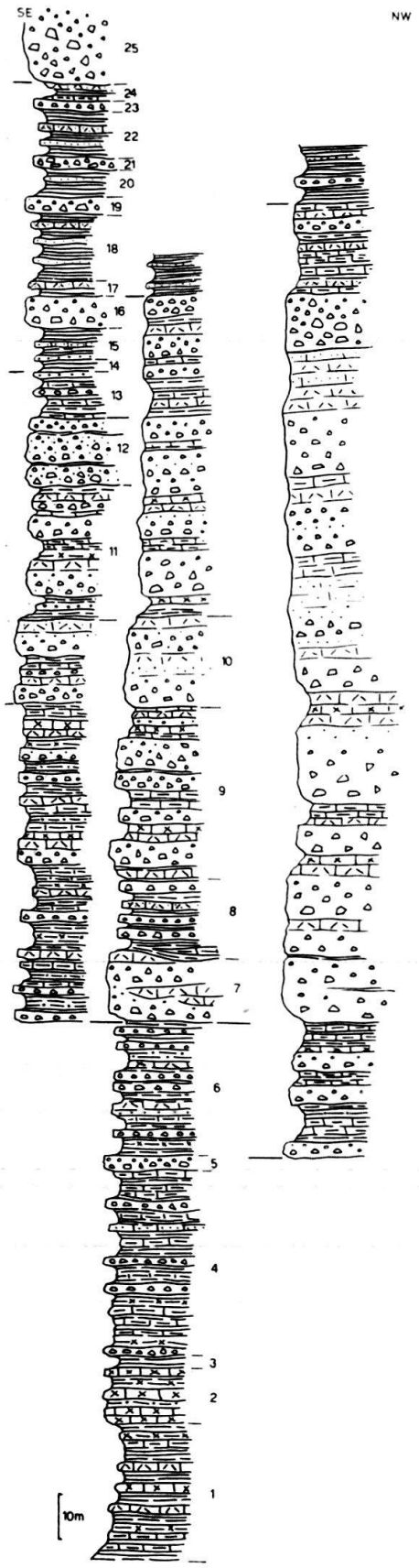
La base des parois qui se trouvent en aval du Nant de Grange est formée de couches en position renversée. Nous sommes là dans le pli anticlinal couché (fig. 24) du front de la nappe.



Dans le Nant, jusqu'à 1880 m d'alt., la succession lithologique est à peu près la même que celle relevée dans la coupe précédente. Nous arrivons alors au pied d'une grande paroi de brèche grossière (fig. 5). Suit une vingtaine de mètres de schistes argileux et finement gréseux noirs et de schistes siliceux vert olive.

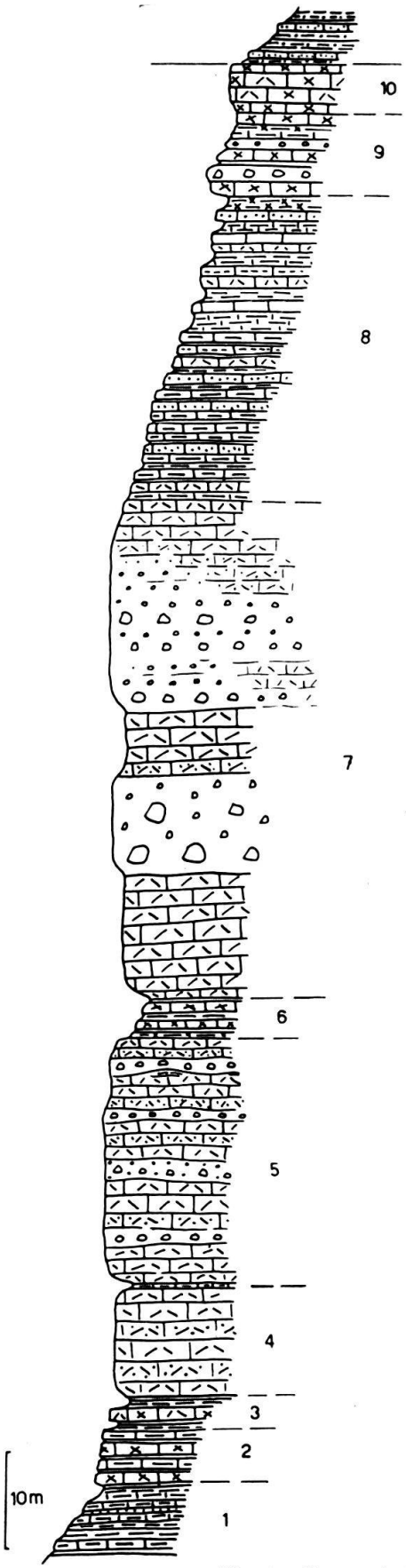
Pendant 250 m environ, ce type d'alternance se poursuit. En moyenne, les niveaux détritiques dominent. Les calcaires ont complètement disparu. Ils réapparaissent à 2160 m, sous forme de calcaires et schsites jaunâtres, assez argileux à sableux.

Fig. 5. Partie supérieure de la Brèche inférieure dans le Nant de Grange



7. Grande paroi de brèche et zones calcaires parfois diffuses. Le sommet est localement formé de calcaires spathiques . . . . . 10–20 m
8. Alternance de brèche en bancs de 0,5 à 2 m et de schistes marneux noirs . . . . . 18 m
9. Les schistes disparaissent presque complètement. La sédimentation est essentiellement bréchique et calcaire. Des parois de brèche et calcaire intimement mélangés peuvent atteindre plus de 10 m. La stratification est mal marquée. . . . . 40 m
10. Brèche grossière à fine se terminant par des calcaires spathiques . . . . . 20 m
Au-dessus, paroi impraticable de brèche et calcaire, aussi la suite de la coupe a-t-elle été levée plus au S, dans un petit ravin débouchant dans l'éboulis qui remplit la combe des Mattes.
11. Alternance de brèche, en bancs atteignant 1 m, de calcaires spathiques plus ou moins gréseux à microbréchiques et de schistes marnocalcaires. La brèche est prédominante . . . . . 25–30 m
12. Brèche grossière mal classée à ciment peu abondant argileux. Deux niveaux schisteux ayant en moyenne 0,4 m d'épaisseur s'y intercalent . . . . . 15 m
13. Alternance de brèche assez fine passant à des calcaires gréseux spathiques et schisteux gris foncé . . . . . 10 m
14. Première apparition des faciès Schistes ardoisiers: schistes argilo-siliceux versicolores alternant avec des microbrèches siliceuses 2,5 m
15. Alternance de schistes noirs très finement micacés, de schistes argileux et de microbrèches . . . . . 7,0 m
16. Brèche grossière à graded bedding. Le ciment est argilo-siliceux . . . . . 7,5 m
Ensuite, nous entrons dans les Schistes ardoisiers.

Fig. 6. Coupe de la Brèche inférieure dans le versant N du Mont de Grange



1. Schistes argilo-marneux avec intercalations de lits de calcaires marneux, un peu siliceux gris foncés . . . . . plus de 10 m
2. Zone plus dure. Calcaires siliceux finement spathiques . . . . . 5 m
3. Alternance de schistes noirs argileux et de calcaires spathiques siliceux . . . . . 3 m
   Ces premiers niveaux appartiennent encore aux Schistes inférieurs.
4. Grande paroi de calcaires gris clair, faillés et écrasés. Ce sont des calcaires spathiques assez fins et localement gréseux à microbréchiques. Au sommet, petits bancs (5 à 10 cm) de calcaires marneux 11 m
5. Intrication de calcaires spathiques à microbréchiques et de brèches à éléments pouvant atteindre 10 cm de diamètre. Le ciment est toujours échinodermique. La stratification est très peu apparente . . . . . 25 m
6. Calcaires sombres, siliceux, un peu schisteux, bleu noir à la cassure, alternant avec des schistes noirs marneux . . . . . 4 m
7. Grande paroi : la base est formée de calcaires spathiques surmontés d'un épisode bréchique (les éléments atteignent 10 à 20 cm). La brèche est localement dolomitisée. Ensuite, les calcaires réapparaissent pendant 5 à 6 m et le haut de la paroi est formé d'un mélange de brèche et de calcaire spathique . . . . . 50 m
8. La pente s'adoucit et le caractère de la sédimentation change. Les brèches disparaissent et les calcaires spathiques se font plus rares. Nous avons une alternance de calcaires et schistes marneux gris, de calcaire à grain fin, un peu siliceux, sombre et de calcaires spathiques, généralement gréseux à microbréchiques . . . . . 30 m
9. Alternance de calcaires siliceux très durs, de schistes marneux et de brèches à éléments dépassant rarement 5 cm . . . . . 8 m
10. Petite paroi de calcaire très dur, siliceux, faiblement spathique . . . . . 5 m

Fig. 7. Coupe de la Brèche inférieure dans le ravin de Cornillon

Au-dessus, le faciès Schistes ardoisiers s'installe définitivement.

L'épaisseur de la Brèche inférieure est à peu près la même que celle mesurée dans le Cheneau de Grange: elle doit être comprise entre 500 et 600 m.

Si, maintenant, nous longeons la face N du Mont de Grange d'E en W, nous voyons les schistes de la partie supérieure diminuer et disparaître petit à petit. Ils sont remplacés par des calcaires et des schistes marno-calcaires. Sur l'arête N du Mont de Grange, la Brèche inférieure est séparée en deux par les Schistes inférieurs formant le cœur anticlinal du pli couché. La Brèche inférieure du flanc N est plus massive, bréchique et calcaire que celle du flanc S. Les calcaires sont particulièrement bien représentés et peuvent former des bancs très épais. Au S par contre, les niveaux schisteux augmentent d'épaisseur sans prendre encore beaucoup d'importance toutefois.

Sur l'arête NE, nous voyons les Schistes inférieurs s'épaissir. La séparation de la Brèche inférieure en deux flancs est ici beaucoup plus nette. Au N, la Brèche forme le grand contrefort de la Corne. Elle est très massive, bréchique et calcaire. Son épaisseur est difficile à évaluer à cause de plusieurs plissements et failles. Elle doit cependant être comprise entre 400 et 600 m. Les niveaux bréchiques situés à l'extrémité N de la Corne contiennent des fragments de quartzites verts, ce qui indique la partie sommitale de la Brèche inférieure.

Dans le flanc S, nous retrouvons la Brèche inférieure qui domine Trébentaz. Sa coupe, prolongeant celle du chapitre précédent, est représentée à la fig. 6.

Ruisseau de Cornillon. Nous sommes ici dans le flanc SE du synclinal du Mont de Grange. Le ruisseau de Cornillon se jette dans la Dranse à Très les Pierres, à trois km en amont de Châtel. C'est ici la Brèche inférieure qui forme les premières parois au-dessus de la rivière.

A partir de la cote 1230, nous avons relevé, dans le ravin, 7 horizons (n° 4 à 10) attribuables à la Brèche inférieure, voir figure 7.

Les niveaux suivants appartiennent aux Schistes ardoisiers.

L'épaisseur de la Brèche inférieure, qui atteint ici environ 150 m, a donc fortement diminué. Toutefois, elle augmente de nouveau, sans atteindre les valeurs précédentes, sur la

Rive droite de la Dranse. Toute l'arête frontière entre la Pointe du Midi et le col précédant la Tête du Géant est formée de Brèche inférieure. Il n'est guère possible de faire une coupe détaillée car la surface topographique se rapproche trop de celle des couches. Ce phénomène est encore mieux marqué dans la Brèche supérieure, plus au S, où nous avons une surface presque parfaitement structurale.

On observe tout de même que la base de la Brèche inférieure est plus bréchique que le sommet. On y trouve également des calcaires échinodermiques gris clair, grossièrement grenus et purs. Certains niveaux de brèche sont dolomitisés.

La partie supérieure au contraire est composée essentiellement de calcaires plaquetés, marneux ou spathiques passant à des brèches fines et de schistes calcaires. Ces couches sont souvent très plissotées, à la Tête de Guingua par exemple.

Si l'on se dirige maintenant au N, de l'autre côté du Pas de Morgins, on voit la Brèche inférieure diminuer fortement d'épaisseur. Elle est d'ailleurs assez irrégulièrement répartie. Localement bien représentée sur le versant suisse, elle se réduit souvent à peu de chose sur le versant français. Il est difficile de tracer des

limites précises car les Schistes ardoisiers ayant disparu, nous avons Brèche supérieure sur Brèche inférieure.

Les niveaux bréchiques sont parfois dolomitisés, ce qui les avait fait prendre pour du Trias (voir p. 303).

M. LUGEON (1896, p. 143) fait la remarque justifiée que la Brèche présente souvent un aspect particulier, intermédiaire entre les Brèches inférieures et supérieures.

La présence de calcaires sublithographiques à patine gris clair ou beige et à pâte gris très clair à gris foncé est pour nous la preuve que nous sommes dans la Brèche supérieure. Par contre, il est plus difficile de tracer une limite en se fiant au faciès des brèches. La Brèche supérieure est généralement plus fine, très pauvre en éléments liasiques mais contient par contre des éléments verts (quartzites triasiques essentiellement), mais nous avons vu que le sommet de la Brèche inférieure contient déjà des brèches de ce type.

Morclan. Dans la paroi N de Morclan, dès 1820 m d'alt., la Brèche inférieure est représentée par les niveaux suivants:

1. Alternance irrégulière de calcaires sombres, marneux, de schistes argileux noirs et de bancs microbréchiques à grossièrement bréchiques (0,1–0,5 m). Les brèches ont un ciment argileux à finement gréseux, foncé et les éléments atteignent 10 cm . . 9,0 m
2. Calcaire schisteux siliceux, bleu noir à la cassure . . . . . 2,5 m
3. Banc de brèche grossière à graded bedding. Le sommet est échinodermique à finement bréchique . . . . . 2,2 m
4. Alternance de calcaire échinodermique à graveleux, souvent microbréchique, de schistes et de calcaires siliceux . . . . . 1,8 m
5. Calcaires siliceux à spathiques, finement lités, en bancs de 5 à 10 cm . . . . . 6,0 m
6. Brèche grossière partiellement dolomitisée . . . . . 1,5 m
7. Schistes argileux verdâtres alternant avec des microbrèches siliceuses. Ce niveau a le faciès Schistes ardoisiers . . . . . 1,4 m
8. Schistes marno-calcaires alternant avec des calcaires finement grenus et spathiques dans lesquels s'intercalent de nombreux niveaux de silexites ayant 5 à 20 cm d'épaisseur . . . . . 8,0 m
9. Brèche presque entièrement dolomitisée . . . . . 1,7 m
10. Calcaires plaquetés finement gréseux, bruns, surmontés de 0,6 m de schistes siliceux verts . . . . . 2,1 m
11. Brèche grossière de la base au sommet . . . . . 4,5 m
12. Calcaires schisteux, terreux à finement gréseux, brun clair, contenant des fucoïdes 5,5 m
13. Brèche très grossière à la base, évoluant vers un calcaire graveleux échinodermique. Le sommet du banc est de nouveau microbréchique . . . . . 6,0 m
14. Calcaires fins, finement plaquetés, à patine grise assez claire et à pâte foncée . . . 1,5 m
15. Brèche très grossière à éléments dépassant 50 cm de diamètre . . . . . 10–12,0 m

Ensuite, nous entrons dans la Brèche supérieure typique.

Dans la région frontale de la nappe, la Brèche inférieure forme le col de Croix et une partie de la Pointe du Mouet. Elle est très massive et essentiellement bréchique. Les éléments sont presque tous triasiques: calcaires dolomitiques et quartzites. Le ciment est généralement peu abondant. Ces brèches sont souvent chaotiques, les éléments, mal classés, étant disposés en tous sens. Il y en a qui atteignent 1 m de diamètre.

Faune et âge

Nous n'avons fait aucune découverte susceptible de préciser l'âge de la Brèche inférieure.

Les calcaires spathiques et graveleux sont parfois riches en foraminifères (Textularidés Rotaliidés Lagénidés), débris de lamellibranches, gastéropodes et bryozoaires et algues. Aucune forme toutefois n'est caractéristique.

Des algues ont été récoltées dans certains gisements. Certaines formes ne se trouvent que dans le Jurassique moyen (J. W. SCHROEDER, 1938). Pour M. LUGEON (1896) déjà, la Brèche inférieure représentait le Dogger. La base, qui passe latéralement aux Schistes inférieurs, serait éventuellement à placer dans le Lias supérieur. Si aucune observation n'infirme cette hypothèse qui apparaît comme assez probable, des découvertes qui la préciseraient ne seraient pas de trop.

Epaisseurs et répartition

C'est sur les versants N et W du Mont de Grange que la Brèche inférieure atteint les plus grandes épaisseurs, environ 500 à 600 m.

A l'extrémité NE de la nappe, sa puissance est moindre. Sur territoire français, elle ne dépasse guère 100 m, certainement en partie pour des raisons tectoniques.

Si l'on se dirige du NW au SE, on voit les bancs de brèche diminuer d'épaisseur, les éléments devenir plus petits, tandis que la proportion de schistes et de calcaires augmente. La source est indubitablement placée au NW. La partie inférieure de la Brèche passe latéralement aux Schistes inférieurs.

Sur le versant W du Mont de Grange, le sommet de la Brèche inférieure se charge de couches typiques du faciès Schistes ardoisiers, ce qui revient à dire que le passage d'un étage à l'autre est très progressif.

Comparaisons

Au point de vue lithologique, la Brèche inférieure du Mont de Grange ne se distingue en rien de celle que l'on trouve dans le reste de la nappe, plus au S.

Il y a lieu cependant de signaler que l'on trouve des éléments verts dans la Brèche inférieure déjà alors que leur apparition, pour J. W. SCHROEDER (1939) date du dépôt des Schistes ardoisiers. Ce fait n'a d'ailleurs pas une grande importance car cet auteur, de même que W. WEGMÜLLER (1953) envisagent un passage latéral de la Brèche inférieure aux Schistes ardoisiers. Il apparaît donc très probable que les Schistes ardoisiers ne commencent pas partout à la même époque. Pour K. ARBENZ (1947), la limite entre Brèche inférieure et Schistes ardoisiers est toujours tranchée.

On peut aussi remarquer que le Dogger à Mytilus des Préalpes médianes contient à sa base des niveaux bréchiques à éléments dolomitiques.

Il est évidemment assez difficile et hasardeux de comparer la Brèche du Chablais à celles d'autres bassins de sédimentation alpins, qu'on suppose toutefois relativement proches. Les brèches jurassiques à éléments dolomitiques sont réparties dans plusieurs unités et leur âge exact est la plupart du temps mal connu.

Toutes les zones où se sont sédimentées les unités préalpines sont caractérisées, au cours des temps mésozoïques, par une extrême mobilité, aussi des faciès semblables ne signifient pas obligatoirement des âges identiques.

SCHISTES ARDOISIERS

Les Schistes ardoisiers constituent un épisode argilo-siliceux entre les dépôts des Brèches inférieures et supérieures. Les niveaux bréchiques et surtout microbréchiques ne sont cependant jamais absents.

A leur sommet, ou plutôt à la base de la Brèche supérieure, il y a des exploitations de calcaires en plaquettes, d'où le nom de Schistes ardoisiers donné à cet étage par LUGEON. Les schistes eux-mêmes ne sont jamais ardoisiers. K. ARBENZ (1947) d'ailleurs les appelle «Tonschiefer» (schistes argileux), ce qui est évidemment plus exact.

On trouve ces schistes dans toute la région étudiée sauf à l'extrémité NE de la nappe où ils manquent.

Lithologie

Les niveaux les plus caractéristiques et qui servent d'horizons repères sont des schistes argilo-siliceux versicolores. Ils sont verts à vert olive, rouges, souvent violacés, noirs et parfois jaunâtres. Ils se débitent généralement en baguettes et réagissent peu, le plus souvent même pas du tout à l'acide chlorhydrique. Ces schistes deviennent parfois très finement gréseux et l'on voit briller sur les surfaces de séparation de minuscules paillettes de mica. Les schistes micacés sont généralement noirs ou bruns. Les teintes rouges et vertes, ces dernières dominant généralement, sont parfois irrégulièrement distribuées; d'autres fois par contre, de minces alternances de lits rouges, violets, verts et noirs gardent les mêmes colorations aussi loin qu'on peut les suivre. Dans les niveaux de transition, nous observons naturellement des schistes plus calcaires identiques à ceux des Brèches inférieure et supérieure.

Les schistes deviennent parfois très durs et compacts et passent à de véritables radiolarites.

Les Schistes ardoisiers contiennent généralement des nodules ferrugineux, lourds, compacts, brun foncé à noirs. Ils contiennent un peu d'oxyde de manganèse que l'on trouve aussi en dendrites sur des schistes argileux verts.

Les calcaires sont moins fréquents que dans les Brèches inférieures et supérieures. Cependant, on trouve toujours des calcaires spathiques généralement graveleux, parfois même assez riches en vraies oolithes. Leur couleur est généralement foncée. Ils sont rarement exempts de minéraux détritiques, et peuvent devenir franchement gréseux. En lame mince, on détermine essentiellement du quartz, de la muscovite et parfois de la chlorite. La masse de fond est souvent riche en silice, et la patine tire alors sur le brun rouille. Le passage aux microbrèches se fait naturellement par augmentation de la taille des éléments.

Les brèches des Schistes ardoisiers sont facilement reconnaissables. Les éléments atteignent rarement 10 cm de diamètre. Ils sont toujours constitués de calcaires dolomitiques prédominants, de quartzites blancs et verts. Il y a aussi des

schistes sériciteux et chloriteux verdâtres. Les éléments liasiques se font de plus en plus rares, par contre, ceux empruntés aux Schistes ardoisiers mêmes sont relativement fréquents. La proportion de ciment est toujours très variable. Sa couleur, brunâtre tirant souvent sur le rouille, est caractéristique. Il est toujours assez siliceux et un peu ferrugineux. Comme J. W. SCHROEDER (1939), nous avons observé que les éléments calcaires sont parfois dissous et que la roche devient ainsi plus ou moins vacuolaire.

Un des traits marquants de ces Schistes ardoisiers est leur richesse en fer. Certains lits gréseux et finement bréchiques contiennent de minces intercalations d'oligiste. Nous avons déjà signalé la présence de nodules ferrugineux. Les schistes rouges et verts contiennent également une proportion de fer supérieure à celle des autres sédiments.

Nous n'avons que rarement observé les cycles sédimentaires que mentionne J. W. SCHROEDER (1939, p. 30) sauf, parfois dans la partie tout à fait supérieure des Schistes ardoisiers.

Affleurements

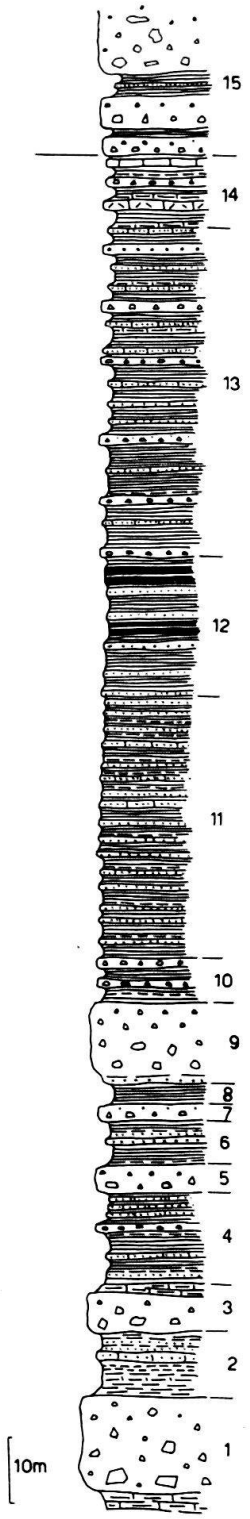
Pour la description des affleurements de Schistes ardoisiers, nous suivrons le même trajet que celui effectué au chapitre précédent.

Montagne de Pertuis. Un des meilleurs affleurements de Schistes ardoisiers de notre terrain se trouve dans la partie inférieure de l'arête NW du Mont de Grange, c'est-à-dire dans le flanc N du pli frontal. Les schistes ont un pendage de 30° environ vers le NW. Depuis les chalets de Pertuis et ceux de la Ravine (vallon de Charmy), on les voit descendre, obliquement, en direction de l'aval.

La coupe suivante (fig. 8) a été levée dans le versant NE de la montagne de Pertuis, au-dessus des chalets du même nom. Nous sommes ici dans la zone où le passage entre Brèche inférieure et Schistes ardoisiers est très progressif. Les niveaux 1 à 9 doivent encore être considérés comme faisant partie de la Brèche inférieure.

Les Schistes ardoisiers réapparaissent, moins épais, de l'autre côté du vallon de Pertuis. Ils forment, sur l'arête N du Mont de Grange, un petit col, à 1760 m d'alt., où nous avons relevé la succession suivante du S au N:

1. Brèche inférieure: petite paroi de calcaire spathique gréseux, dur, à patine brunâtre, bleu noir à la cassure, en lits de 5 à 10 cm . . . . . 5,0 m
2. Alternance de schistes argileux verts prédominants, de schistes rouge foncé et de calcaire gréseux à microbréchique à patine brunâtre, noir à la cassure . . . . . 12,0 m
3. Des lits de brèche à éléments atteignant 3 à 4 cm et en bancs de 0,1 à 0,3 m viennent s'intercaler . . . . . 10,0 m
4. Schistes verts et rouges nettement prédominants alternant avec des lits minces de calcaires siliceux plus ou moins spathiques gréseux à microbréchiques. Dans la partie supérieure, quelques bancs (0,1 à 0,3 m) de brèche un peu plus grossière . . . . . 25,0 m
5. Début de la Brèche supérieure: paroi de calcaire spathique graveleux et gréseux avec zones irrégulières finement bréchiques . . . . . 15,0 m
6. Schistes argileux verts . . . . . 1,6 m
7. Brèche grossière à ciment échinodermique . . . . . 1,8 m
8. Brèche grossière et calcaire échinodermique dolomitisés . . . . . 4,0 m



1. Brèche grossière contenant des éléments de quartzites verdâtres . . . . . 15 m
2. Schistes gris bruns, marneux à très finement gréseux alternant avec des calcaires sombres spathiques et un peu gréseux . . . . . 10 m
3. Brèche grossière non classée surmontée de calcaires marneux bruns . . . . . 6 m
4. Schistes argileux noirs. Puis la sédimentation redevient progressivement plus calcaire et bréchique. Alternance de calcaires plus ou moins gréseux plaquetés, en bancs de 3 à 10 cm et de schistes argileux à finement gréseux en lits de 1 à 5 cm . . . . . 15 m
5. Brèche grossière à ciment brunâtre un peu siliceux et finement gréseux . . . . . 4,2 m
6. Idem 4 . . . . . 7,0 m
7. Idem 5 . . . . . 2,5 m
8. Schistes argileux noirs . . . . . 3,2 m
9. Brèche contenant nombre d'éléments roulés, très riche en quartzites, quelques schistes chloriteux. La base est microbréchique . . . . . 12,0 m
10. Alternance de schistes argileux et de brèche assez fine en proportions égales . . . . . 6,0 m
11. Début des Schistes ardoisiers tout à fait caractéristiques: schistes argileux à finement gréseux, micacés, bruns à noirs alternant avec des calcaires plus ou moins gréseux à microbréchiques, spathiques et siliceux. Aucun banc bréchique. Certains niveaux de schistes gréseux sont très riches en fucoïdes . . . . . 40,0 m
12. Apparition de schistes rouges et verts argilo-siliceux. Intercalations de quelques niveaux très durs de radiolarites. Bancs graveleux à microbréchiques siliceux minces . . . . . 20,0 m
13. Les schistes versicolores argileux, plus ou moins siliceux, dominent. Apparition de niveaux bréchiques où les éléments restent toujours relativement menus et les bancs minces (0,1 à 0,3 m). Il y a toujours des calcaires gréso-siliceux et parfois même de véritables grès intercalés . 50,0 m
14. La sédimentation devient plus calcaire. Il y a toujours des schistes rouges et verts, des bancs de brèche fine. Les calcaires, toujours gréseux, sont moins siliceux. En lame mince, ils montrent généralement une structure graveleuse, parfois même oolithique. Les foraminifères et les algues sont souvent abondants. . . . . 10,0 m
15. Nous entrons dans la Brèche supérieure, mais pendant 50 m environ, des niveaux schisteux verts et rouges s'intercalent dans des bancs puissants (jusqu'à 3–4 m) de brèche grossière.

Fig. 8. Coupe des Schistes ardoisiers dans la Montagne de Pertuis

Le passage des Schistes ardoisiers à la Brèche supérieure se fait plus rapidement que sur la montagne de Pertuis.

Si l'on se dirige au S, en remontant l'arête N du Mont de Grange, on retrouve les Schistes ardoisiers du flanc S de l'anticlinal. Ils déterminent une vire entre la Brèche inférieure et la Brèche supérieure qui forme la grande paroi verticale qui s'élève jusqu'au sommet du Mont de Grange (Fig. 26). La proportion de brèche est d'ailleurs plus élevée ici, dans tout l'étage, que dans le flanc N de l'anticlinal.

Nous en avons levé la coupe, depuis l'altitude de 2170 m (Fig. 9):

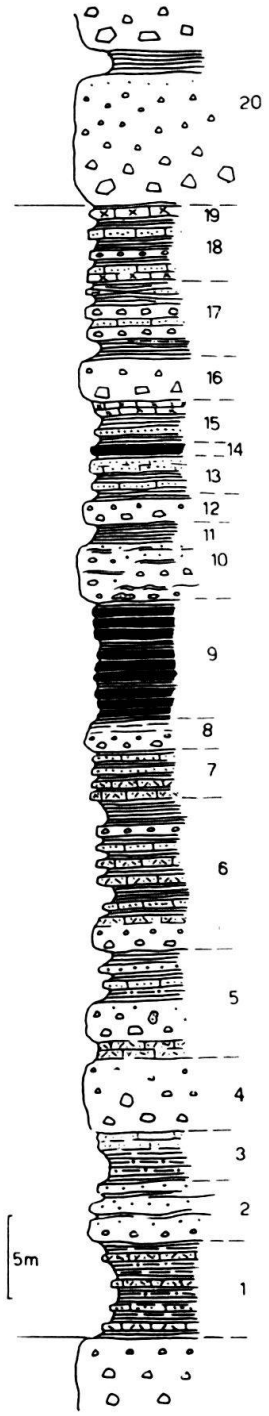
En longeant cette vire de Schistes ardoisiers, nous retrouvons, juste après l'arête NE, la coupe de Trébentaz que nous avions abandonnée au sommet de la Brèche inférieure (fig. 6). Nous la reprenons au niveau 17.

17. Alternance de schistes noirs argileux à finement gréseux et de calcaire spathique parfois microbréchique . . . . . 3,0 m
18. Alternance de schistes verts et rouges argilo-siliceux, de calcaires siliceux et microbréchiques en lits ne dépassant pas 10 cm . . . . . 15,0 m
19. Brèche grossière à graded bedding . . . . . 4,5 m
20. Schistes rouges et verts dominants. Calcaires spathiques, souvent microbréchiques, toujours siliceux . . . . . 6,0 m
21. Brèche grossière mal classée . . . . . 2,4 m
22. Schistes versicolores et calcaires plus ou moins spathiques souvent gréseux à microbréchiques. Quelques calcaires schisteux brun jaunâtre . . . . . 10,0 m
23. Brèche grossière à ciment calcaire. Nous entrons dans la zone de passage à la Brèche supérieure . . . . . 2,0 m
24. 0,10 m de radiolarite verte surmontée de schistes verts et rouges, de calcaires sableux gris jaune et de microbrèches spathiques siliceuses . . . . . 3,0 m
25. Brèche supérieure

Cascade de l'Essert. Nous sommes maintenant dans le flanc SE du grand synclinal du Mont de Grange. 1 km en amont de Très les Pierres, le ruisseau de l'Etrye, descendant des pentes orientales du massif, franchit en une belle cascade, la paroi de Brèche supérieure dominant la vallée. Juste en aval de cette cascade, au pied de la paroi, les calcaires ardoisiers formant la zone de passage des Schistes ardoisiers à la Brèche supérieure, sont l'objet d'une petite exploitation.

La coupe suivante a été levée dans le ruisseau, sous la cascade, dès l'altitude de 1240 m.

1. Alternance de brèche grossière en bancs d'abord épais (jusqu'à 2,5 m) puis de plus en plus minces, de schistes gris brun calcaires, de schistes argileux noirs et de calcaires plaquetés, finement grenus, parfois gréseux à microbréchiques . . . . . 25,0 m
2. Schistes verts argileux, schistes gris et noirs finement micacés et calcaires spathiques siliceux . . . . . 3,5 m
3. Brèche moyenne à fine, à ciment généralement argileux ou siliceux alternant avec des schistes verts et rouges et des calcaires spathiques siliceux plus ou moins gréseux 9,0 m
4. Episode plus schisteux et finement détritique . . . . . 5,0 m
5. Petite paroi de brèche grossière grano-classée se terminant par un calcaire marneux plus ou moins schisteux à patine gris clair et gris foncé à la cassure . . . . . 1,8 m
6. Schistes calcaires à finement gréseux jaunâtres à gris. Puis, bancs spathiques à microbréchiques de 5 à 10 cm surmontés d'un épisode schisteux d'abord un peu calcaire puis franchement argilo-siliceux . . . . . 7,0 m
7. Zone de transition avec la Brèche supérieure: calcaires très finement plaquetés oblitérés par un clivage schisteux, à patine gris clair et à pâte gris foncé . . . . . 3,0 m
8. Schistes verts et calcaires spathiques gréseux . . . . . 1,2 m
9. Début de la Brèche supérieure: calcaires plaquetés gris servant à la fabrication des ardoises.



Brèche grossière à fine.

1. Schistes foncés, bruns ou noirs, argileux à finement gréseux alternant avec des niveaux de calcaire grenu siliceux 5,5 m
2. Alternance de brèche grossière nettement prédominante à ciment siliceux brun et de schistes verts et noirs argileux 3,5 m
3. Schistes vert foncé surmontés de calcaires spathiques gréseux et siliceux à patine brune, bleu noir à la cassure 3,0 m
4. Brèche grossière. Les éléments peuvent atteindre 10 cm 4,2 m
5. Quelques lits de calcaires spathiques plaquetés un peu gréseux surmontés d'un nouveau banc de brèche grossière. Ensuite, la sédimentation devient argilo-gréseuse . 6,5 m
6. 1,8 m de brèche grossière se terminant par des calcaires spathiques. Au-dessus, première apparition de schistes rouges alternant avec des schistes verts et noirs, des calcaires spathiques microbréchiques et siliceux . . . . . 9,0 m
7. Sédimentation à prédominance de calcaires siliceux plus ou moins gréseux, de schistes argileux à gréseux noirs et verts contenant de nombreux fucoïdes . . . . . 2,8 m
8. Brèche grossière brune contenant des zones siliceuses et se terminant par un grès fin argileux vert olive . . . . 2,1 m
9. Zone très riche en schistes siliceux et en radiolarites vertes et rouge foncé . . . . . 7,0 m
10. Brèche à éléments ne dépassant pas 5 cm et à ciment argilo-siliceux rouge . . . . . 3,5 m
11. Schistes vert clair à vert olive et rouge violacé . . . . 1,0 m
12. Brèche grossière silicifiée . . . . . 1,6 m
13. Schistes argileux vert foncé et brèche fine à ciment argileux vert et noir . . . . . 2,0 m
14. Radiolarite verte très dure . . . . . 0,8 m
15. Schistes verts et grès à ciment rouge contenant de minces lits ferrugineux. Au sommet, calcaires siliceux à Radiolaires verdâtres ou roses . . . . . 2,7 m
16. Brèche grossière brun rouille . . . . . 2,6 m
17. Schistes verts siliceux, durs et niveau bréchique avec zone spathique gréseuse intercalée. Ensuite, alternance de schistes argileux rouges et verts dominants et de calcaires siliceux plus ou moins gréseux . . . . . 4,5 m
18. Calcaire à Radiolaires vert clair surmonté de calcaires spathiques siliceux. Puis, alternance de lits argilo-siliceux rouges et verts, de schistes plus ou moins calcaires jaunes et de calcaires spathiques plus ou moins microbréchiques . . . . . 3,5 m
19. Calcaires sableux brun clair finement plaquetés . . . . . 0,7 m
20. Début de la Brèche supérieure à 2250 m. Des niveaux de schistes verts et rouges, de calcaires siliceux plus ou moins gréseux en zones de plus en plus minces se retrouvent sur 30 à 40 m environ.

Fig. 9. Coupe des Schistes ardoisiers dans le versant N du Mont de Grange

Sur la rive droite de la Dranse, au S du Pas de Morgins, les Schistes ardoisiers ont exactement le même faciès. Une faille normale avec un rejet important met en contact tectonique Brèche inférieure et supérieure. Les Schistes ardoisiers ne ressortent que dans les pentes inférieures, dans la forêt.

Au N du Pas de Morgins, ils ont complètement disparu. Nous avons déjà vu que la Brèche supérieure reposait directement sur la Brèche inférieure.

Faune et âge

Les schistes finement gréseux peuvent être très riches en fucoïdes qui ne sont malheureusement pas des fossiles caractéristiques.

Les calcaires spathiques, souvent graveleux, que l'on trouve dans la partie supérieure surtout, contiennent une faune de foraminifères (Miliolidés, Textularidés, Rotalidés) dans laquelle R. Trümpy (1955) a trouvé *Pseudocyclammina* cf. *sequana* Mohler caractéristique du Lusitanien.

Les Radiolaires sont évidemment les fossiles les plus abondants. Les formes les plus fréquentes sont des *Spumellaria* (*Cenosphaerida* surtout).

Il est donc possible, sinon certain, que les Schistes ardoisiers montent jusque dans le Séquanien. La base, d'après M. Lugeon (1896) et J. W. Schroeder (1939) serait d'âge Callovien.

Epaisseurs et répartition

C'est au front de la nappe, dans la partie SW de la région étudiée que les Schistes ardoisiers sont les plus épais; ils atteignent 120 à 150 m (fig. 19). Nous avons vu que la Brèche inférieure était également très puissante. Il ne semble pas qu'il en soit tout à fait de même plus au S où J. W. Schroeder (1939) a remarqué que les Schistes ardoisiers sont peu développés là où la Brèche inférieure est très puissante et inversément. L'auteur se demande à ce propos s'il n'y a pas passage latéral des Schistes ardoisiers à la Brèche inférieure. Nous avons déjà vu ce qui en était à propos des variations horizontales de ces deux niveaux.

Un peu plus au S, dans la paroi N du Mont de Grange, l'épaisseur des Schistes ardoisiers varie de 50 à 100 m environ. Les niveaux bréchiques sont plus nombreux mais, plus au S et au SE, les brèches diminuent à nouveau fortement. Il semble que le transport des matériaux se faisait d'W en E.

A l'extrémité NE de la nappe, les Schistes ardoisiers ont disparu pour des raisons en partie tectoniques.

Rappelons que dans les Hautforts, à Tavaneuse et au Roc d'Enfer, les Schistes ardoisiers mesurent 300 m environ (M. Lugeon, 1896). Pour J. W. Schroeder (1939), ils mesurent 250 à 350 m dans la partie orientale de la nappe et sont plus réduits au front. Les épaisseurs mesurées par M. Lugeon (1896) à la Pointe de Grange (200 m) et à la Pointe de Chésery sont certainement un peu trop élevées.

BRÈCHE SUPÉRIEURE

La Brèche supérieure, qui forme tous les sommets importants de notre terrain (Mont de Grange, Pointe de Chésery, Tête du Géant, Morclan), est l'étage où les épaisseurs mesurées sont les plus constantes (fig. 19 et 20).

Les brèches ne sont abondantes que dans la partie inférieure qui est surmontée d'une série essentiellement calcaire. Les brèches, grossières au NW, deviennent de plus en plus fines en direction du SE. Nous avions une répartition à peu près identique dans la Brèche inférieure.

De loin, la Brèche supérieure se distingue des autres niveaux par sa couleur plus claire rappelant celle du Malm. Le litage est toutefois meilleur sauf dans les niveaux inférieurs bréchiques, plus compacts.

Lithologie

Les niveaux détritiques de la Brèche supérieure n'offrent pas de différences sensibles avec ceux de la Brèche inférieure. Les brèches sont généralement plus claires et plus fines. Cependant, au front de la nappe, nous avons observé des blocs de plus d'un mètre de diamètre, entassés pêle-même dans des niveaux résultant manifestement d'écroulements.

Les éléments sont essentiellement dolomitiques. Les quartzites blancs et verts sont fréquents. Il y a également d'autres éléments verdâtres ayant la composition de schistes chloriteux et sériciteux qui sont peut-être d'âge Paléozoïque supérieur. Il n'y a en tout cas pas d'éléments que l'on puisse rapporter en toute certitude au socle cristallin. Les fragments de roches liasiques sont beaucoup plus rares que dans la Brèche inférieure. Donc, comme le dit justement J. W. Schroeder (1939, p. 60): «Les éléments des brèches témoignent de l'usure, progressivement plus profonde, de la carapace sédimentaire de la cordillère.»

Le ciment est soit un calcaire à grain fin, cryptocristallin soit un calcaire spathique généralement graveleux. Les phénomènes de recristallisation prennent plus ou moins d'ampleur. Certains bancs, par exemple, sont plus ou moins dolomitisés.

Comme dans la Brèche inférieure, on observe le passage entre brèche, microbrèche et calcaire plus ou moins spathique. Les niveaux microbréchiques ont presque toujours un ciment spathique à structure souvent graveleuse.

La Brèche supérieure contient souvent 80 à 90% de calcaires qui se distinguent assez facilement de ceux de la Brèche inférieure. Ils sont toujours plaquetés, en lits variant de 5 à 20 cm d'épaisseur environ. Les deux types lithologiques les plus caractéristiques sont: 1° un calcaire sublithographique ou très finement grenu dont la patine est gris clair et la pâte gris assez foncé dans les niveaux inférieurs et qui devient de plus en plus claire à mesure que l'on monte. Ils sont parfois presque blancs; 2° un calcaire plus ou moins spathique, à structure souvent graveleuse (pseudoolithique) d'un gris devenant également de plus en plus clair, alterne avec les calcaires fins. A ces calcaires s'associent des microbrèches qui se font de plus en plus rares et disparaissent même parfois complètement dans les niveaux supérieurs. Elles peuvent passer latéralement à des calcaires spathiques graveleux.

Les niveaux détritiques de la Brèche supérieure se terminent aussi souvent par des zones microbréchiques ou des calcaires spathiques.

Les calcaires échinodermiques sont généralement en bancs un peu plus épais (atteignant 1 m environ) que les calcaires fins.

De minces lits de silexites (2 à 10 cm en moyenne) brunes à noires s'intercalent entre les lits calcaires ou, souvent, séparent des niveaux en deux parties relative-

ment égales. Ces silexites se présentent généralement en lits d'une épaisseur assez constante. Elles sont fréquentes surtout dans la partie supérieure de l'étage, calcaire. A ce propos, il y a lieu de dire que les zones siliceuses abondent dès les calcaires inférieurs. Jusque dans la Brèche inférieure y compris, elles sont généralement distribuées irrégulièrement et on ne peut guère les suivre sur de longues distances.

A la base de la Brèche supérieure, les calcaires sont souvent plus ou moins schisteux et marneux. La patine est grise à jaune clair, la pâte généralement assez foncée, grise à brune. Il y a également des calcaires durs, sableux, à pâte et à patine gris clair à jaunâtre, finement plaquetés.

Des récurrences de schistes verts siliceux à Radiolaires et des calcaires durs, finement plaquetés gréso-siliceux, réapparaissent de temps à autre.

Au sommet de la Brèche supérieure, la sédimentation devient plus détritique. Des schistes argileux noirs, des calcaires siliceux à spicules d'éponges et des calcaires spathiques gréseux apparaissent.

Affleurements

La Brèche supérieure qui affleure dans le flanc N du pli frontal de la nappe est toujours assez plissée et s'enfonce dans le Flysch tendre des Préalpes médianes. Elle ne se prête donc guère à l'établissement de coupes précises.

On constate néanmoins que les brèches peuvent être très grossières. Dans les pentes qui dominent les chalets de Plaine Joux, il n'est pas rare d'observer des bancs renfermant des blocs de plus d'un mètre de diamètre entassés pêle-mêle. Sur la rive droite de la Dranse, à la Pointe du Mouet, dans la partie tout à fait frontale, les brèches sont également très grossières.

Arête NW du Mont de Grange. Dirigeons-nous vers le S en gravissant l'arête NW du Mont de Grange. Au-dessus des Schistes ardoisiers qui déterminent une zone à pente faible vers 2200 m d'alt., l'arête, taillée dans la Brèche supérieure, s'élève d'un seul jet jusqu'au sommet (fig. 25).

Nous en avons relevé la coupe, dès l'altitude de 2210 m, voir figure 10.

Il est assez difficile d'estimer sur combien de mètres se poursuit cette série. En effet, le versant S du Mont de Grange est une surface presque structurale. La pente augmente vers le S en même temps que l'inclinaison des couches. L'épaisseur totale doit être de 80 à 100 m environ.

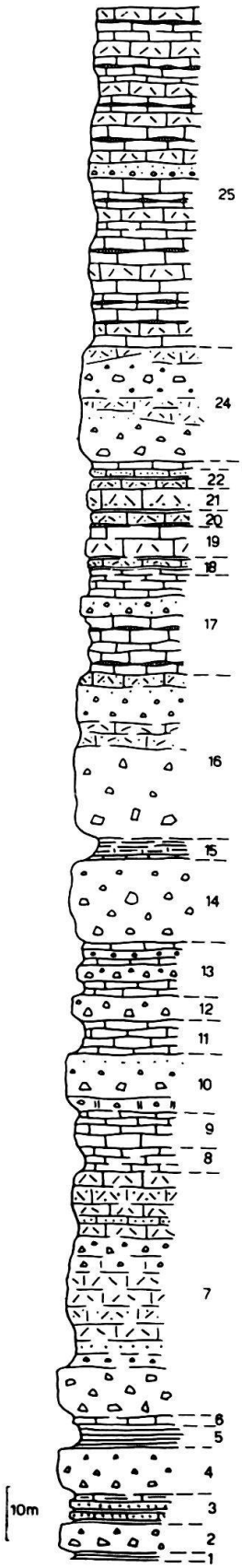
Plus on monte, plus les niveaux bréchiques deviennent rares. Dans les 50 derniers mètres, on ne trouve plus de microfaune caractéristique.

Le contact avec le Crétacé supérieur sera examiné au chapitre suivant.

En se dirigeant au S, dans les parois SE et SW du Mont de Grange, on voit la Brèche supérieure diminuer d'épaisseur, ceci pour des raisons manifestement tectoniques. Au fond du vallon de Charmy par exemple, sa puissance ne dépasse pas 100 m.

Dans la Pointe des Mattes, à l'E du Mont de Grange, la Brèche supérieure présente les mêmes caractéristiques que dans la coupe précédente. Les bancs de brèche grossière sont toutefois un peu moins puissants et les éléments un peu plus petits (ils n'atteignent pas 1 m de diamètre).

Si l'on continue à suivre la Brèche supérieure en direction de l'E et du NE, on voit qu'elle garde les mêmes caractères lithologiques. L'épaisseur, par contre, peut



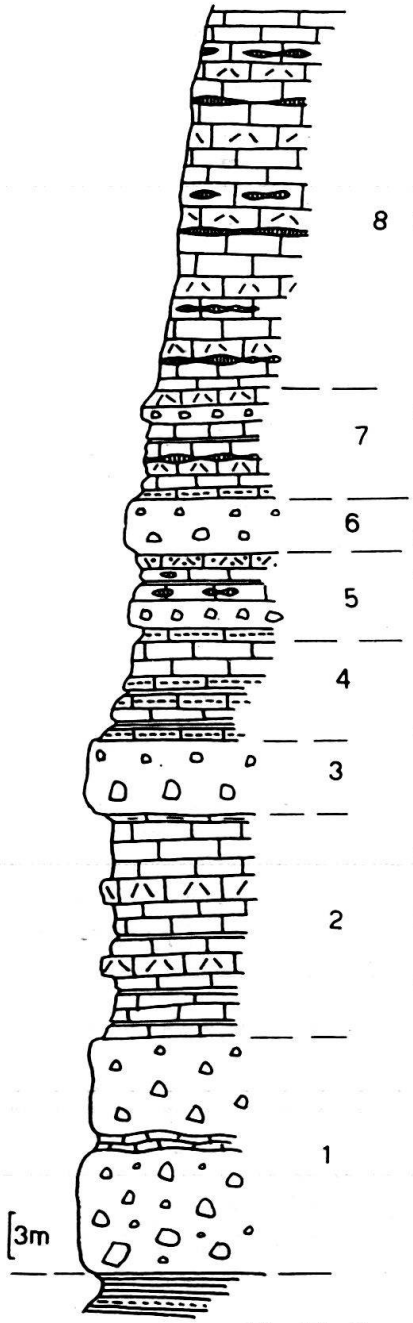
1. Schistes argileux rouges surmontés de schistes calcaires beiges . . . 1,3 m
2. Brèche grossière à graded bedding faible . . . . . 4,5 m
3. Alternance de minces lits de calcaires spathiques gréseux à microbréchiques, de schistes argilo-siliceux rouges et verts et de schistes calcaires gris ou beiges . . . . . 5,0 m
4. Brèche grossière . . . . . 8,0 m
5. Schistes argilo-siliceux rouges et verts . . . . . 3,5 m
6. Calcaires gris sombre à grain fin, argileux, finement plaquetés à schisteux . . . . . 0,5 m
7. Grande paroi de brèche grossière à la base (10 m env.) devenant de plus en plus fine et se terminant par un calcaire échinodermique. La partie supérieure est constituée essentiellement de calcaires spathiques plus ou moins microbréchiques . . . . . 40–50 m
8. Calcaire finement grenu, un peu sableux, gris jaune, se débitant en ardoises . . . . . 4,5 m
9. Calcaire argileux, schisteux, gris assez foncé . . . . . 12,0 m
10. Brèche grossière à fine dont la base est dolomitisée . . . . . 10,0 m
11. Idem 9 . . . . . 6,0 m
12. Brèche grossière . . . . . 8,0 m
13. Alternance de brèche moyenne à fine à ciment spathique et de calcaires à grain fin, gris ou beiges, plaquetés à schisteux . . . . . 10,0 m
14. Paroi de brèche dont les éléments dépassent rarement 5 cm. Le ciment est abondant, le plus souvent spathique . . . . . 15,0 m
15. Schistes argileux à marneux, gris foncé à noirs . . . . . 4,5 m
16. Grande paroi formée essentiellement de bancs puissants de brèche grossière à fine passant à des calcaires spathiques graveleux . . . . 30,0 m
17. a) Environ 10 m de calcaires à grain fin, assez foncés et finement plaquetés. Bancs de silexites de 3 à 6 cm d'épaisseur. Quelques lits de calcaire grumeleux un peu sableux.
    b) 3 m de brèche (éléments de 1 à 3 cm de diamètre moyen)
    c) Calcaires à grain fin un peu schisteux . . . . . 15–20 m
18. Episode plus détritique: calcaires spathiques parfois gréseux et schistes siliceux verdâtres en minces lits alternant avec des calcaires plus fins ou échinodermiques . . . . . 2,5 m
19. Petite paroi claire de calcaires graveleux spathiques surmontés de calcaires fins assez finement plaquetés. On trouve de minces lits de silexites jusqu'au sommet de l'étage . . . . . 5,5 m
20. Idem 18 . . . . . 2,8 m
21. Calcaires graveleux à microbréchiques . . . . . 4,0 m
22. Idem 18, mais les lits finement micacés sont plus abondants . . . . 3,5 m
23. Calcaires finement grenus gris assez clair, à structure parfois grumeleuse . . . . . 1,2 m
24. Mélange intime de lits et lentilles de brèches, calcaires spathiques à microbréchiques et de calcaires à pâte fine . . . . . 20,0 m
25. Nous sommes à 2400 m environ, donc presque au sommet du Mont de Grange. La suite de la coupe est constituée d'une alternance de calcaires sublithographiques à pâte assez claire, grise et de calcaires graveleux spathiques, souvent microbréchiques dans les niveaux inférieurs. Quelques épisodes de brèche plus grossière s'intercalent dans cet ensemble. Les calcaires contiennent:

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISCH
Trocholina alpina (LEUPOLD)
Clypeina jurassica FABRE & RICHARD

Fig. 10. Coupe de la Brèche supérieure (arête NW du Mont de Grange)

varier considérablement, mais pour des raisons tectoniques uniquement. C'est particulièrement évident dans la Corne Noire où la coupe suivante (fig. 11) peut se réduire à rien ou presque, 100 m plus loin.

Cette coupe a été relevée dans un petit ruisseau, 500 m à l'E du sommet de la Corne Noire. Altitude de départ: 1475 m, dans la forêt.

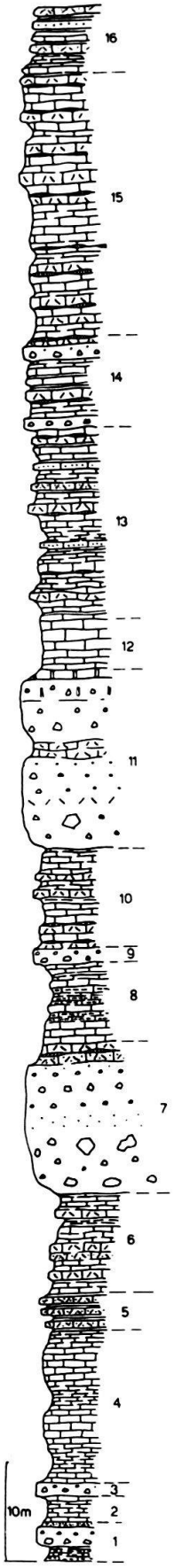


1. Une petite paroi forme les niveaux de base de la Brèche supérieure. Elle est constituée de brèche grossière très tectonisée et de quelques minces bancs de calcaires fins assez sombres, plaquetés, à surface irrégulière qui apparaissent un peu au-dessus du milieu de la paroi . . . . . 15,0 m
2. Alternance de calcaires fins prédominants, gris assez foncé à la cassure, en lits de 5 à 15 cm environ et de calcaires graveleux spathiques en bancs de 10 à 30 cm . . . . . 15,0 m
3. Brèche grossière à ciment recristallisé . . . . . 4,5 m
4. a) 3 m de calcaires jaune clair, sableux, renfermant quelques minces niveaux (2 à 5 cm) de schistes verts très finement micacés.
   b) 3 m de calcaires gris à grain fin. Quelques niveaux microbréchiques . . . . . 6,0 m
5. Alternance de calcaires sableux, de brèche assez fine, de calcaires fins et de calcaires graveleux à microbréchiques. Les lits de silexites deviennent plus nombreux . . . . . 5,0 m
6. Brèche à éléments pouvant atteindre 10 à 20 cm environ . . . . . 3,0 m
7. Idem 5. Il y a également quelques minces lits de schistes siliceux verts . . . . . 6,0 m
8. Alternance de calcaires sublithographiques gris clair à Calpionelles, de calcaires graveleux spathiques, parfois microbréchiques et de lits de silexites 30,0 m
   Ensuite, la pente s'adoucit. La couverture végétale nous empêche de voir le contact avec le Flysch.

Fig. 11. Coupe de la Brèche supérieure à la Corne Noire

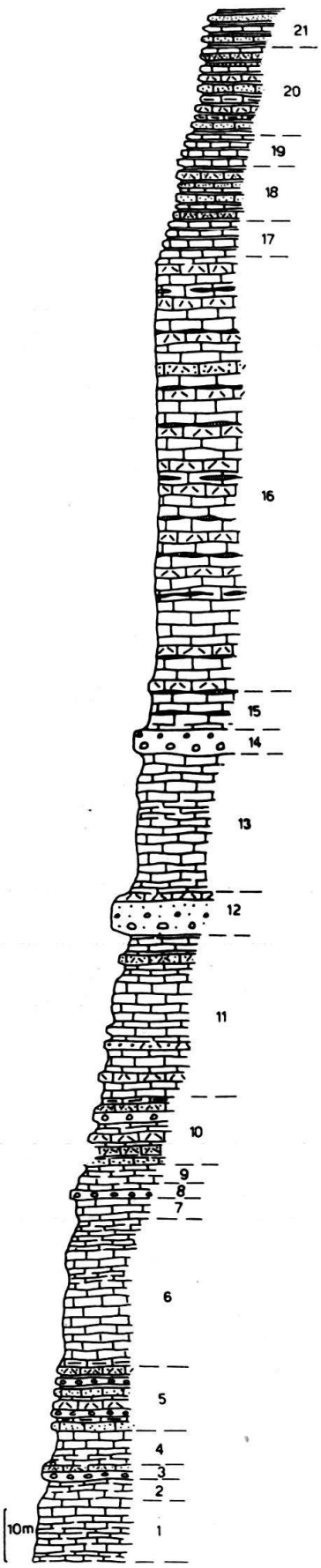
Sur la rive droite de la Dranse, en aval de Châtel, la Brèche supérieure forme les versants les plus élevés. Son épaisseur varie de 50 à 250 m environ. La puissance des niveaux bréchiques diminue nettement du NW au SE.

Flanc SE du synclinal du Mont de Grange. La Brèche supérieure forme les grandes parois claires qui dominent les pentes inférieures sombres, couvertes de



1. Calcaires schisteux, argileux à légèrement sableux, brun assez clair surmontés d'un banc de 1,8 m de brèche assez fine à éléments verts passant à un calcaire spathique gréseux . . . . . 4,0 m
2. Calcaires finement plaquetés à schisteux, se débitant en ardoises . . . . . 2,5 m
3. Brèche à graded bedding . . . . . 1,3 m
4. Calcaires ardoisiers gris. Niveaux plus ou moins schisteux . . . . . 15,0 m
5. Episode finement détritique: calcaires spathiques parfois gréseux et schistes gris marneux. Quelques minces niveaux (2 à 8 cm) de schistes verdâtres très finement gréseux . . . . . 3,5 m
6. Alternance de bancs assez minces (3 à 10 cm) de calcaires fins argileux gris foncé à la cassure et de calcaires graveleux spathiques parfois microbréchiques . . . . 10,0 m
7. Brèche grossière à fine (les éléments ne dépassent pas 15 à 20 cm) se terminant par deux bancs de 8 et 10 cm de calcaire échinodermique séparés par un lit de silexite de 3 cm . . . . . 15,0 m
8. Calcaire sublithographique à finement grenu à pâte gris assez foncé alternant avec des schistes marneux gris ou bruns. Deux minces niveaux (3 et 4 cm) de schistes verts argilo-siliceux . . . . . 8,0 m
9. Brèche à graded bedding . . . . . 1,5 m
10. Alternance de calcaires fins, de calcaires graveleux et de schistes calcaires. Quelques lits de calcaires sableux . 10,0 m
11. Paroi formée de brèche grossière à fine et de quelques niveaux de calcaires spathiques parfois microbréchiques. Le sommet est formé d'une dolomie blanche saccharoïde 18,0 m
12. Calcaires fins à grumeleux . . . . . 4,5 m
13. Alternance de calcaires sublithographiques et échinodermiques (à structure souvent oncolithique) avec lits de silexites intercalés. Niveaux subordonnés de schistes argileux à finement gréseux verdâtres, de schistes calcaires gris et de lits finement gréseux . . . . . 18,0 m
14. Idem 13, plus deux bancs (0,9 et 1,6 m) de brèche à éléments ne dépassant guère 10 cm de diamètre. Les calcaires deviennent plus clairs . . . . . 10,0 m
15. Alternance de calcaires sublithographiques à pâte et patine gris clair, contenant des *Calpionelles*, de calcaires graveleux, souvent oncolithiques et spathiques et de silexites . . . . . 25–35,0 m
16. Les calcaires deviennent progressivement plus sombres, se chargent d'argile et de détritiques fins. Le contact avec le Flysch est tectonique.

Fig. 12. Coupe de la Brèche supérieure (Cascade de l'Essert)



1. Calcaires schisteux gris brun assez clair, finement grenus, parfois sableux . . . . . 12,0 m
2. Zone plus schisteuse. . . . . 4,0 m
3. Brèche grossière se terminant par un banc de calcaire échinodermique microbréchique . . . . . 2,8 m
4. Schistes calcaires fins, gris à pâte sombre . . . 6,0 m
5. Alternance de brèche dont les éléments atteignant 5 à 10 cm, de calcaires spathiques gréseux à microbréchiques et de schistes marno-calcaires en minces feuillets . . . . . 12,0 m
6. Calcaire finement plaquetés à schisteux, à patine gris clair et à pâte gris foncé . . . . . 28–30,0 m
7. Calcaires sublithographiques gris assez foncé à noir en bancs de 5 à 10 cm . . . . . 4,0 m
8. Brèche grossière à graded bedding faible . . . 1,2 m
9. Calcaires argileux sombres et lits schisteux intercalés . . . . . 3,5 m
10. a) Calcaire spathique gréseux et siliceux et schistes verts argilo-siliceux.
    b) Minces lits de calcaires fins gris.
    c) Brèche grossière à graded bedding (éléments atteignant 5 cm).
    d) Banc de calcaire gréseux (12 cm).
    e) Calcaire marneux, schisteux, gris foncé . . . 13,0 m
11. Alternance de calcaires fins plaquetés à schisteux prédominants et de calcaires échinodermiques parfois microbréchiques . . . . . 30,0 m
12. Brèche grossière à graded bedding (éléments atteignant 20 cm). Les 50 derniers cm sont constitués de calcaire graveleux spathique qui peut également former de minces lits et lentilles dans la brèche plus grossière . . . . . 8,0 m
13. Idem 6 . . . . . 25,0 m
14. Brèche grossière . . . . . 4,5 m
15. Calcaires sublithographiques à pâte et patine gris assez clair à gris très clair contenant des Calpionelles. Lits de silexites. . . . . 7,0 m
16. Alternance de calcaires fins gris clair, plus rarement gris foncé et de calcaires spathiques à structure graveleuse, souvent oncolithique. Les niveaux de silexites brun foncé à noirs sont fréquents . . . . . env. 80,0 m
17. La pente s'adoucit. Nous sommes juste au-dessus du point coté 2018,8. Les lits de calcaires sublithographiques, toujours gris clair, se couvrent d'une mince pellicule argileuse noire. De minces niveaux schisteux s'intercalent dans l'ensemble . 5–6,0 m
18. Apparition de schistes finement micacés bruns et noirs. Les calcaires spathiques sont de plus en plus gréseux et siliceux. Certains niveaux sont particulièrement riches en spicules d'éponges et en Radiolaires . . . . . 12,0 m

Fig. 13. Coupe de la Brèche supérieure (ravin de la Forgne)

19. Calcaires sublithographiques gris clair en bancs de 3 à 10 cm séparés par des lits argileux. Quelques bancs de calcaire spathique siliceux . . . . . 5,0 m
20. Idem 18 . . . . . 15,0 m
21. Les niveaux schisteux deviennent de plus en plus nombreux et prédominent même parfois. Les calcaires sont toujours du même type. 15 m plus haut, nous arrivons sur l'arête à 100 m au N du point 2098.

forêts, de la vallée de la Dranse en amont de Châtel. Sur la rive gauche, donc dans le flanc SE du grand synclinal, les nombreux ravins rendent les observations particulièrement favorables. Nous en avons relevé la succession, en partant de la terminaison aval de l'ardoisière de l'Essert, à l'altitude de 1290 m (fig. 12).

Rive droite de la Dranse en amont de Châtel. Si nous traversons la Dranse en direction du SE, nous retrouvons la Brèche supérieure qui forme les pentes escarpées du versant S du ravin de la Forgne dans lequel passe la faille mettant en contact Brèches inférieure et supérieure (fig. 22).

Le contact avec les Schistes ardoisiers n'est pas visible, les éboulis formant partout le bas des pentes. Cependant, la lithologie des couches nous indique clairement que les niveaux de base de la Brèche supérieure sont représentés.

La coupe (fig. 13) a été relevée à partir de la cote 1810, juste en-dessus du lieu portant le nom de Lapiai:

Le sommet de la Tête du Géant, situé plus au S, est également constitué par les niveaux supérieurs de la brèche. Ils sont représentés essentiellement par des calcaires gréseux passant à des grès bruns à gris, toujours assez clairs, contenant quartz, feldspaths, muscovite, biotite, chlorite, tourmaline, zircon, glauconie.

Pointe de Chésery. Nous sommes toujours sur la rive doite de la Dranse, à l'extrémité S de notre terrain. La Pointe de Chésery (2249 m) forme le dernier sommet au S de l'arête frontière séparant les bassins de la Dranse d'Abondance et de la Vièze de Morgins.

Nous avons levé une coupe sur l'arête S qui prend naissance au col de Chésery situé dans la Brèche inférieure. La Brèche supérieure débute à l'altitude de 2130 m, au-dessus des niveaux rouges et verts des Schistes ardoisiers. Le pendage des couches, qui est en moyenne de 30°, est toujours SE à ESE (fig. 14).

Faune et âge

La Brèche supérieure nous livre enfin des fossiles spécifiques, les premiers depuis le Rhétien.

Les premières formes caractéristiques qui apparaissent dans les calcaires graveleux sont:

Trocholina alpina (LEUPOLD)
Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD
Pseudocyclammina lituus YABE & HANZAWA

A côté de ces formes, nous trouvons aussi:

Nautiloculina sp. ind.
Trochammina sp. ind.
Conicospirillina sp. ind.

Nodosaria sp. ind.
Globochaete alpina LOMBARD
Textulariidés
Lituolidés
Rotalidés
Miliolidés

fragments de bryozoaires, d'échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes.

Nombreux oncoïdes (algues, foraminifères roulés, galets calcaires, coprolithes).

Trocholina alpina (LEUPOLD) et *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD n'apparaissent jamais à la base de la Brèche supérieure. On ne les trouve, dans les séries complètes, qu'après 20 ou 30 m, là où les bancs bréchiques sont encore fréquents.

Dans les calcaires sublithographiques, nous trouvons, à côté de Radiolaires, de spicules d'éponges et d'algues,

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISCH

Ces deux formes apparaissent plus haut dans la série, à peu près à la base des calcaires clairs à silexites, qui ne contiennent presque plus de brèches grossières et qui forment toute la partie supérieure de l'étage. Les Calpionelles sont réparties dans la moitié inférieure de ces niveaux calcaires. Les Trocholines et les Clypeines semblent monter un petit peu plus haut.

Nous avons déjà discuté de la répartition stratigraphique de ces différents microfossiles. Les observations faites dans la Brèche supérieure confirment ce que nous avons vu dans les Préalpes médianes.

La partie inférieure, riche en brèches, doit comprendre le Tithonique inférieur. Il n'est cependant pas possible de déterminer avec certitude l'âge exact de la limite avec les Schistes ardoisiers. Est-ce que tout le Séquanien est représenté dans les Schistes ardoisiers? Si l'on admet que les Trocholines et les Clypéines apparaissent au Kimméridgien, il semble probable que la base de la Brèche supérieure appartient au Séquanien. Il est cependant fort possible que le sommet des Schistes ardoisiers fasse déjà partie de cet étage, la limite entre Schistes et Brèche serait donc à placer dans le Malm moyen.

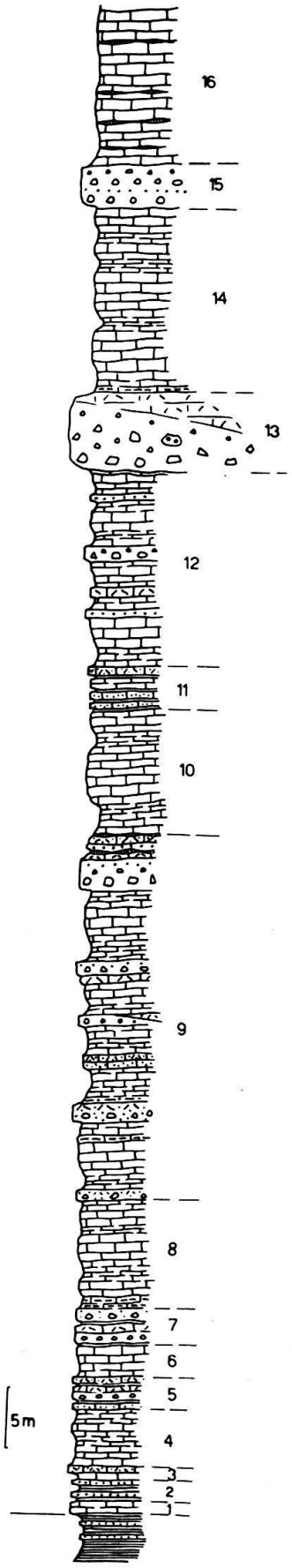
Les calcaires riches en silexites débutent certainement au Tithonique supérieur (présence des Calpionelles) et montent dans le Crétacé inférieur (Néocomien). Il est cependant impossible de fixer un âge précis à la limite supérieure. Il y a certainement une lacune entre le dépôt de la Brèche supérieure et celui de Crétacé supérieur.

Epaisseurs et répartition

La Brèche supérieure ne subit pas, dans la région étudiée, de grandes variations d'épaisseurs d'ordre stratigraphique (fig. 19 et 20). La disparition de la Brèche dans la Corne Noire, par exemple, est due à des causes tectoniques.

Dans le pli frontal, il n'est pas possible d'estimer exactement sa puissance, car la série n'est jamais complète et il y a de nombreux petits plissements. On observe toutefois que les niveaux de brèche grossière prennent une assez grande importance.

Dans le flanc SE du pli anticlinal frontal, la Brèche supérieure mesure environ 250 à 300 m. Les brèches sont moins grossières mais encore abondantes dans toute la moitié inférieure. Les calcaires à silexites qui forment la partie supérieure mesurent environ 60 à 80 m.



1. Calcaires ardoisiers à patine gris clair et à pâte un peu plus foncée . . . . . 0,9 m
2. Alternance de calcaires spathiques gréseux et de schistes verts argileux à finement micacés . . . . . 2,0 m
3. Calcaires fins schisteux prédominants, alternant avec des calcaires spathiques parfois microbréchiques . . . 1,6 m
4. Calcaires sublithographiques finement plaquetés à patine claire et à pâte gris foncé, pouvant devenir plus argileux et schisteux . . . . . 6,0 m
5. Alternance de calcaires schisteux gris clair à gris foncé et de calcaires sableux à gréseux, plus ou moins finement spathiques. Un banc de 40 cm de brèche se terminant par un calcaire échinodermique gréseux . . . . . 2,5 m
6. Calcaires fins plaquetés à surface onduleuse . . . . . 3,0 m
7. Episode détritique formé de brèche grossière à graded bedding passant à des calcaires spathiques marneux gris intercalés . . . . . 2,8 m
8. Idem 4 . . . . . 15,0 m
9. Alternance de brèche grossière en bancs pouvant atteindre 2 m (les éléments ne dépassent guère 10 cm), de calcaires spathiques graveleux à microbréchiques, de calcaires fins plaquetés à schisteux, gris clair à foncé . 30,0 m
10. Calcaire fin à patine gris clair et à pâte plus foncée, parfois un peu schisteux . . . . . 10,0 m
11. Episode finement détritique: calcaires gréseux finement spathiques bruns à gris clair, schistes finement gréseux et siliceux bruns, noirs ou verts, schistes marneux gris et silexites . . . . . 3,5 m
12. Calcaires fins plaquetés, calcaires spathiques et un banc de 1 m d'épaisseur de brèche grossière . . . . . 16,0 m
13. Brèche grossière se terminant et passant latéralement à un calcaire graveleux spathique . . . . . 6,0 m
14. Calcaires sublithographiques plaquetés à pâte devenant plus claire . . . . . 15,0 m
15. Brèches grossières avec passées plus fines . . . . . 3,5 m
16. Calcaires sublithographiques gris clair à Calpionelles. Lits de silexites de mieux en mieux individualisés. Après 10 à 15 m, nous sommes au sommet de la Pointe de Chésery.

Fig. 14. Coupe de la Brèche supérieure (Pointe de Chésery)

A Morclan, au NE de la nappe, l'épaisseur de la Brèche supérieure doit être comprise entre 200 et 250 m. Les brèches sont nettement moins grossières qu'à la Pointe du Mouet située au NW.

Au S de la région étudiée, dans la chaîne de la Tête du Géant, la Brèche supérieure doit atteindre 250 à 300 m environ. Une estimation très précise n'est pas possible car les niveaux supérieurs sont presque partout absents et le contact avec le Flysch est tectonique. De plus, il y a de nombreux petits plissements. On observe par contre très bien que les niveaux de brèches deviennent de moins en moins nombreux et épais, et que ces dernières sont de plus en plus fines.

Résumé

On voit, d'après les coupes étudiées, qu'il n est guère possible d'établir des corrélations entre les différents niveaux bréchiques, même puissants. On peut tout au plus diviser la Brèche supérieure en deux, trois ou quatre parties suivant les régions.

La base est souvent représentée, dans la partie S surtout, par des calcaires gris assez clair, finement plaquetés à schisteux servant à la fabrication des ardoises.

Au-dessus, ou directement sur les schistes ardoisiers, apparaissent les niveaux de brèche grossière, alternant toujours avec des calcaires ou des schistes.

La moitié supérieure de la Brèche est représentée partout par des calcaires généralement gris clair, sublithographiques ou spathiques, plaquetés, riches en lits de silexites.

Dans la partie tout à fait supérieure, un changement de sédimentation intervient dans le sens d'une augmentation d'argile et de détritiques fins.

Le passage de la Brèche supérieure au Crétacé supérieur sera examiné dans le prochain chapitre.

COUCHES ROUGES (Crétacé supérieur-Paléocène)

Le Crétacé supérieur est représenté dans la nappe de la Brèche par le faciès Couches rouges. Les calcaires sublithographiques sont gris, vert-clair ou rose tirant plus ou moins sur le rouge. Ils sont massifs ou plus ou moins schisteux, d'aspect tout à fait semblable à ceux des Préalpes médianes.

Nous étudierons aussi dans ce chapitre les niveaux situés entre la Brèche supérieure et le Crétacé supérieur, que M. Lugeon (1896) plaçait dans le Flysch et dont E. Gagnebin (1932) a fait du Gault. J. W. Schroeder (1939) qui trouve des couches semblables dans une position identique pense également qu'elles représentent le Crétacé moyen.

Nous avons vu au chapitre précédent que le sommet de la Brèche supérieure était représenté par des niveaux de plus en plus argilo-gréseux. Il y a même des grès qui indiquent que le substratum cristallin était soumis à l'érosion. Ces derniers niveaux de la Brèche supérieure ont donc un faciès qui se rapproche de celui du Flysch, c'est-à-dire apparition de caractères détritiques et d'alternances comme le remarque J. W. Schroeder (1939). Cependant, aucun fossile ne permet de leur assigner un âge précis.

C'est au-dessus de ces couches qu'apparaissent des grès-quartzites noirs à vert foncé, glauconieux et des schistes argileux noirs, parfois rouges ou verts qui tous appartiendraient au Crétacé moyen.

Nous avons relevé (Fig. 15), du NW au SE:

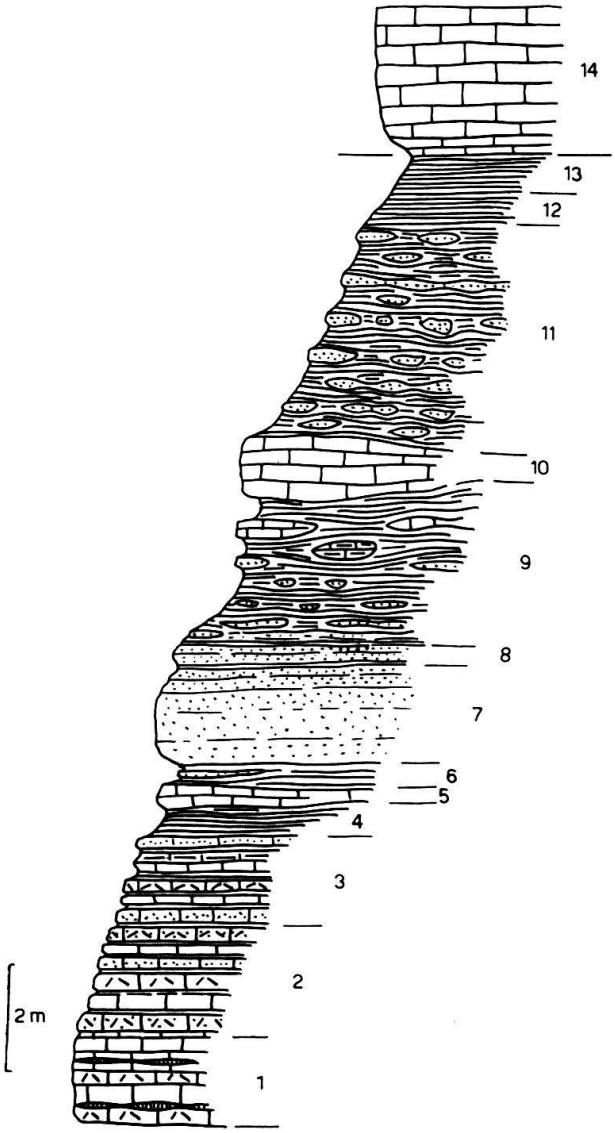


Fig. 15. Passage Brèche supérieure–Couches rouges sur l'arête S du Mont de Grange

14. Crétacé supérieur formant un petit sommet. La base est localement schisteuse. Les phénomènes d'écrasement sont nets. Le calcaire, sublithographique, est gris à vert clair, parfois rose . . . . . 12–15,0 m
Au-dessus, niveaux identiques à ceux décrits sous 9, 11, 12, 13. La suite de la coupe sera décrite dans le chapitre traitant du Flysch.

1. Brèche supérieure typique: calcaires sublithographiques et spathiques à niveaux de silexites.
2. Les calcaires deviennent plus sombres et gréseux. Des lits de schistes argileux et calcaires s'intercalent entre les bancs calcaires . . . . . 2,2 m
3. La proportion de schistes augmente, les calcaires deviennent plus gréseux et siliceux . . . . . 1,6 m
4. Schistes argileux à finement gréseux noirs . . . . . 0,6 m
5. Minces lits de calcaire fin gris clair 0,3–0,5 m
6. Schistes noirs avec quelques petits rognons de grès glauconieux . . . 0,5 m
7. Grès calcaire massif, brun clair à gris, un peu décalcifié en surface. La faune est représentée essentiellement par de grosses Globigérines à test épais. Il y a également des Globorotalia. Le remplissage des foraminifères ne semble pas être de même nature que le ciment de la roche.
8. Des lits schisteux s'intercalent entre les bancs de grès . . . . . 0,5 m
9. Schistes argileux noirs ou vert foncé et grès-quartzites de même couleur, glauconieux, très durs, en rognons englobés dans les schistes. Les éléments de ces grès sont composés essentiellement de quartz, à côté de muscovite, feldspaths, biotite et glauconie. Il y a parfois de nombreux rhomboèdres d'ankérite secondaire. Les éléments atteignent 0,3 à 0,5 mm, en moyenne, ils ont 0,1 mm. Le ciment est souvent silicifié.
Dans la partie supérieure, les schistes contiennent des petites lentilles de Couches rouges . . . . . 3–3,5 m
10. Lame de Crétacé supérieur atteignant . . . . . 1,0 m
11. Idem 9. Il y a également des lits de grès plus calcaires et argileux, décalcifiés en surface et de couleur brun rouille, à grain généralement fin (ne dépassant guère 0,1 mm) . 4–5,0 m
12. Schistes argileux vert foncé . . 0,5 m
13. Schistes argileux rouge sang . . . 0,7 m

Affleurements

Le Crétacé supérieur n'apparaît que dans le flanc NW du synclinal du Mont de Grange. Dans le flanc SE, on ne trouve qu'un petit affleurement; partout ailleurs, le Flysch repose sur la Brèche supérieure.

Crête de Coicon. Lorsque nous descendons l'arête S du Mont de Grange, nous sommes dans la Brèche supérieure jusqu'à l'altitude de 2090 m. La pente s'adoucit alors. Il y a un petit col déterminé par des couches tendres argilo-gréseuses puis les Couches rouges forment un petit sommet et l'arête, de NS qu'elle était, devient NW–SE. Le Flysch qui affleure ensuite forme la crête de Coicon (Fig. 15). Les couches sont particulièrement bien visibles sur le versant regardant à l'E.

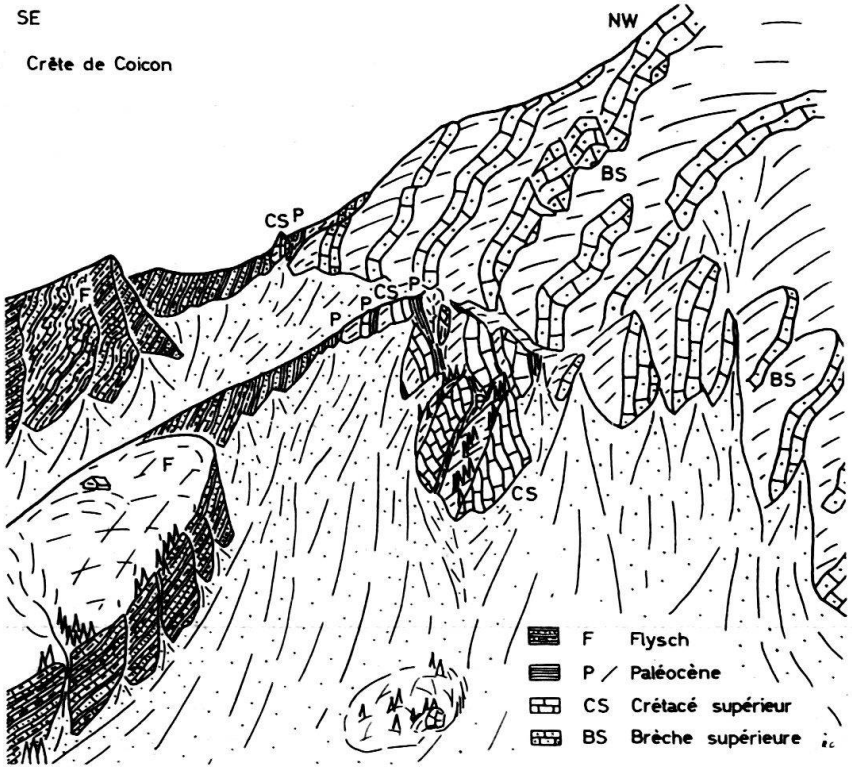


Fig. 16. Arête S du Mont de Grange (passage Brèche supérieure–Flysch)

La conclusion qui se dégage est que la présence de Gault n'est nullement prouvée mais que celle du *Paléocène* entre Brèche supérieure et Couches rouges est par contre certaine.

Le fait que des lames de Crétacé supérieur soient englobés dans du Flysch a évidemment une grande importance au point de vue tectonique. Ce phénomène prend d'ailleurs encore beaucoup plus d'ampleur au NE de la crête de Coicon.

Est-ce que cela signifie qu'il faille revenir à l'hypothèse de l'encapuchonnement de la nappe de la Brèche par celle des Médianes, comme le pensait M. Lugeon en 1896? Nous discuterons de ce problème dans le chapitre ayant trait à la tectonique.

Suivons l'affleurement de la crête de Coicon en direction du NE, c'est-à-dire parallèlement à l'axe du synclinal de Flysch situé au SE (de haut en bas sur la Fig. 16).

Une quarantaine de mètres au-dessous du col, la bande de Crétacé supérieur est interrompue par les éboulis remplissant la partie supérieure du ravin de Coicon. Elle réapparaît un peu plus bas, entre 1960 et 2020 m d'altitude, sur la rive gauche du dit ravin.

Le Crétacé supérieur et le Paléocène sont plaqués sur la Brèche supérieure qui pend assez fortement (60° environ) au SE. Ces différents niveaux sont beaucoup plus puissants que sur l'arête.

Dans la partie inférieure de l'affleurement, les Couches rouges forment un éperon planté dans les éboulis et séparé en deux par une profonde rainure dans laquelle affleurent des schistes argileux rouges ou violacés. Au contact avec le Crétacé supérieur calcaire, des couches marneuses nous ont livré quelques exemplaires de Globorotalia.

Si l'on fait une coupe depuis le sommet de la Brèche supérieure, on s'aperçoit très vite de la complexité du passage de la Brèche au Flysch. Les derniers bancs de Brèche supérieure sont franchement calcaires et le passage aux couches noires du Paléocène se fait très rapidement. Localement, on observe le Crétacé supérieur directement sur les calcaires à silexites, mais généralement, il est décollé.

On n'observe pas moins de quatre écailles de Crétacé supérieur dont l'épaisseur est très variable. Certaines peuvent atteindre 20 à 30 m, d'autres mesurent 1 à 2 m seulement et leur forme est souvent lenticulaire. Les variations latérales de puissance sont très rapides.

Les niveaux beaucoup plus plastiques du Paléocène s'injectent dans les couches calcaires du Crétacé supérieur. Des fragments de Brèche supérieure sont parfois englobés dans ce Paléocène.

Ces couches sont souvent très froissées et écrasées, ce qui explique les variations horizontales rapides.

Les Mattes. Cet affleurement se trouve au col, situé à l'altitude de 1920 m, au S de la Pointe des Mattes et au-dessus des chalets du même nom.

L'affleurement de Coicon que nous venons de quitter est interrompu par les puissants cônes de déjection descendant de la paroi SE du Mont de Grange.

On retrouve le Crétacé supérieur, plus au NE, dès le bas des pentes formant la Pointe des Mattes. Il y a là jusqu'à cinq écailles.

Sur le versant NE du col, la couverture végétale est beaucoup plus réduite et nous observons, du NW au SE, la succession de la figure 17.

Depuis le niveau 3, toutes les couches argilo-gréseuses ont le faciès caractéristique du Paléocène. A partir de 22, il n'y a plus de Couches rouges. Nous entrons alors dans le Flysch qui remplit le synclinal du Mont de Grange. Il y a une parfaite identité entre les couches immédiatement superposées au dernier affleurement de Couches rouges et celles qui sont intercalées entre les lames de Crétacé supérieur.

Flanc SE du synclinal du Mont de Grange. Le seul petit affleurement se trouve dans la partie supérieure du ruisseau aboutissant à la scierie de Villapeyron, à 500 m à l'WSW des chalets des Boudimes, entre 1410 et 1420 m d'altitude. Le Crétacé supérieur repose directement sur la Brèche supérieure, très réduite en cet endroit.

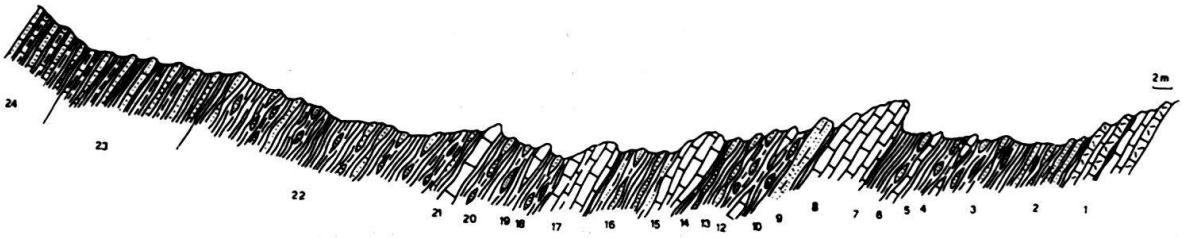


Fig. 17. Passage Brèche supérieure–Flysch (Les Mattes)

1. Brèche supérieure riche en calcaires spathiques gréseux.
2. Calcaires gréseux, schistes argileux et calcaires . . . . . 1–2 m
3. Début de la sédimentation à faciès Flysch : schistes argileux noirs, verts et rouges, grès-quartzites noirs à vert foncé, glauconieux, parfois ferrugineux, en rognons dans les schistes . . . . . 8–10 m
4. Chapelet de petites lentilles de Couches rouges ayant quelques mètres de longueur et jusqu'à 0,5 m d'épaisseur . . . . . 0,5 m
5. Idem 3. Au sommet, 20 cm de schistes marneux gris ou jaunes . . . . . 1,2 m
6. Crétacé supérieur à faciès Couches rouges . . . . . 0,6 m
7. A la base, 0,5 m de schistes argileux noirs à vert foncé avec quelques lits de grès-quartzites glauconieux. Au-dessus, schistes rouge violacé, argileux, plus ou moins écrasés . . . . . 1–2 m
8. Idem 6 . . . . . 5–6 m
9. Schistes argileux noirs à verdâtres . . . . . 0,8 m
10. Deux bancs de grès massif, brun, décalcifié en surface . . . . . 1,4 m
11. Schistes noirs à verts. Minces lits de grès bruns décalcifiés et de grès-quartzites glauconieux en rognons . . . . . 1,5 m
12. Idem 6 . . . . . 0,6 m
13. Schistes et grès-quartzites noirs à vert foncé . . . . . 3,0 m
14. Alternance de schistes rouge foncé, de schistes verts et de grès verdâtres argileux 2,0 m
15. Idem 6 . . . . . 3,5 m
16. Schistes argileux à finement gréseux noirs ou jaunâtres et grès bruns assez fins, décalcifiés . . . . . 5,0 m
17. Idem 6 . . . . . 4,0 m
18. Schistes et grès vert foncé, glauconieux . . . . . 2,5 m
19. Idem 6 . . . . . 0,4 m
20. Idem 13 . . . . . 4,0 m
21. Idem 6 . . . . . 1,2 m
22. Schistes noirs argileux à finement gréseux, micacés, englobant des rognons de grès-quartzites glauconieux. Quelques minces lits de grès calcaires fins, souvent décalcifiés en surface . . . . . env. 25 m
23. Schistes bariolés, devenant un peu plus clairs, parfois satinés, gris à verdâtres. Minces lits de schistes rouges. Grès fins bruns ou gris, devenant de plus en plus calcaires env. 15 m
24. Changement progressif de la sédimentation. Apparition de calcaires fins argileux. La proportion de schistes diminue.

Il y a aussi un autre petit pointement de Couches rouges au N des Boudimes.

Il est possible que le Crétacé supérieur existe ailleurs sur le versant gauche de la Dranse, mais la forêt et la couverture végétale empêchent souvent d'observer le contact entre Brèche supérieure et Flysch. Les Couches rouges semblent toutefois manquer presque partout. Leur absence peut être due en partie à des causes tectoniques. La Brèche supérieure subit elle aussi de grandes variations d'épaisseurs et les couches sont souvent écrasées et faillées. On peut également invoquer une érosion due à la mer du Flysch pour expliquer leur absence presque totale dans le flanc SE du synclinal.

Faune et âge

Les Couches rouges contiennent essentiellement:

Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
Globotruncana (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI
Globotruncana (*Globotruncana*) *stuarti* (DE. LAPP.)

Accessoirement, nous trouvons:

Globotruncana (*Globotruncana*) *cretacea* CUSHMAN
Globotruncana (*Globotruncana*) *bulloïdes* (VOGLER)
Globotruncana (*Globotruncana*) *conica* WHITE

Cette faune indique un âge *Campanien à Maestrichtien.*

Généralement, il n'y a ni base ni sommet. Parfois, cependant, le passage se fait par l'intermédiaire de couches roses à rouges, marneuses ou finement gréseuses dans lesquelles nous avons trouvé quelques exemplaires de Globorotalia. Les couches, toujours très tectonisées, empêchent de faire des déterminations très précises. Dans la plupart des cas, il semble que nous soyons devant des formes appartenant au groupe *crassata.*

Nous avons vu que les grès de la crête de Coicon, situés entre la Brèche supérieure et le Crétacé supérieur contiennent également des Globorotalia et de grosses Globigérines à test épais.

Ainsi, l'âge tertiaire, certainement Paléocène, de ces couches, est-il établi.

Il est possible que le Crétacé moyen soit représenté dans les couches argilo-gréseuses, à faciès se rapprochant de celui du Flysch, que nous trouvons au sommet de la Brèche supérieure. Seule la découverte d'une faune caractéristique permettrait de l'affirmer.

Comparaisons

Dans la partie S de la nappe, étudiée par J. W. SCHROEDER (1939), le faciès Couches rouges du Crétacé supérieur n'existe pas. Les niveaux que l'auteur attribue au Crétacé moyen sont assez proches de ceux du Mont de Grange. Le passage à la Brèche supérieure est progressif. Quelques niveaux de calcaires sublithographiques d'âge Sénonien inférieur sont intercalés dans ces couches.

SCHROEDER, qui a visité des affleurements dans la Brèche de la Hornfluh, pense que le Crétacé moyen doit exister bien qu'il n'y ait pas encore été signalé. Il semble toutefois que, partout où on l'a observé, le Crétacé supérieur à faciès Couches rouges est transgressif sur la Brèche. Pour B. S. TSCHACHTLI (1941), la transgression date du Cénomanien et le faciès Couches rouges s'étend jusqu'au Sénonien supérieur. Pour K. ARBENZ (1947), les Couches rouges sont à placer dans le Campanien et le Maestrichtien inférieur. W. WEGMÜLLER (1953) est du même avis que K. ARBENZ. Pour des comparaisons plus détaillées, nous renvoyons le lecteur aux ouvrages de ces auteurs.

Signalons que les observations faites ces dernières années (donc en même temps que les nôtres) par notre ami F. LONFAT de Fribourg (communication orale) confirment ce que nous avons trouvé, c'est-à-dire que les Couches rouges débutent au Campanien, sur la Brèche supérieure et montent jusque dans le Paléocène.

FLYSCH

Introduction

Les dépôts du Flysch remplissent la cuvette synclinale du Mont de Grange. Ils sont entourés de toutes parts par le Mésozoïque de la nappe de la Brèche sur lequel ils reposent.

Nous verrons que l'on peut faire quelques subdivisions dans cet ensemble. Toutefois, plusieurs difficultés se présentent: les passages sont généralement progressifs; la faune est extrêmement pauvre; pendages et direction des couches ne nous donnent guère d'indications utiles; qualité des affleurements souvent mauvaise; difficulté de suivre des horizons repères. En résumé, toutes les difficultés qui se présentent lors de l'étude de presque n'importe quel Flysch.

La tectonique apparaît relativement simple, au premier abord, aussi, il semble logique d'attribuer des dépôts au seul Flysch de la nappe de la Brèche.

Et pourtant, ce n'est pas possible. Cette simplicité apparente cache des complications que seule une étude détaillée de la microfaune permet de mettre en évidence.

Il appert, une fois encore, que le Flysch offre un des derniers grands problèmes, le plus important sans doute, de la géologie préalpine. Tant qu'il ne sera pas résolu, de nombreuses questions resteront en suspens.

Pour des raisons de commodité, l'étude de ce Flysch formant un tout, nous en ferons la description dans ce seul chapitre bien que plusieurs unités tectoniques soient représentées.

Il est impossible d'établir des subdivisions très précises, ayant une grande constance horizontale, dans ce Flysch, banal dans l'ensemble. Il faudra en continuer l'étude vers le S, dans la vallée de Montriond.

Nous avons néanmoins établi, de bas en haut, les subdivisions suivantes:

I. – Flysch de base d'âge Paléocène composé de schistes noirs, verts et rouges, argileux ou finement gréseux, de grès calcaires plus ou moins décalcifiés et de grès-quartzites noirs à vert foncé, glauconieux, en rognons.

II. – Flysch gréso-calcaire en plaquettes. Alternance de calcaires fins argileux, parfois gréseux, gris à beige, de grès calcaires généralement fins et de schistes subordonnés. Les plaquettes sont parfois couvertes de fucoïdes et d'helminthoïdes.

III. – Flysch supérieur. Alternance monotone de grès calcaires fins et de schistes argilo-marneux. Intercalations de calcaires sublithographiques gris clair, d'âge Cénomanien sup. – Turonien inférieur et de microconglomérats contenant des éléments de radiolarites vertes.

Nous insistons sur le caractère quelque peu arbitraire et provisoire de telles subdivisions. En effet, aucune limite ne coïncide avec des horizons à repères paléontologiques spécifiques.

Affleurements

Il est possible d'établir une coupe type dans la région de Coicon où la succession des couches est parfaitement visible. Leur direction est N 60° E et le pendage est en moyenne de 60° vers le SE, et ceci dans toute la coupe.

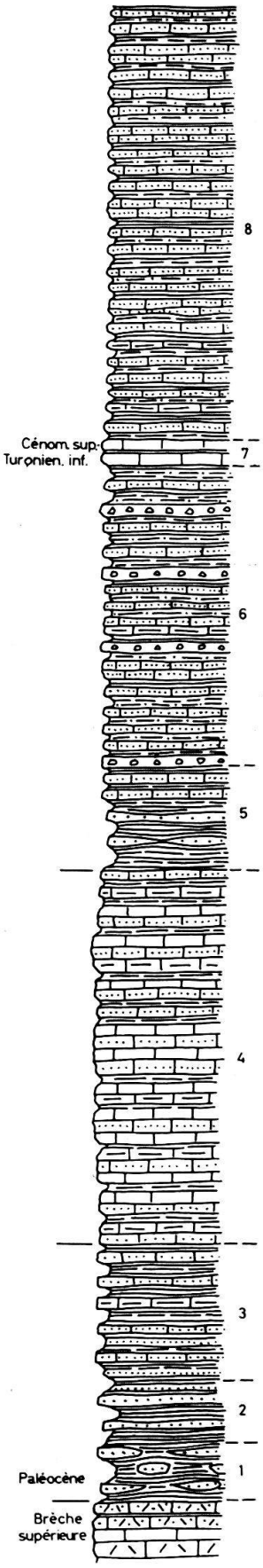


Fig. 18. Coupe du Flysch (Montagne de Coicon)

I. Paléocène schisto-gréseux.

1. Schistes noirs et vert foncé argileux, parfois finement micacés, englobant des rognons de grès-quartzites noirs et vert foncé, glauconieux . . . . . 10–15 m
2. Apparition de grès fins généralement décalcifiés en surface, bruns à brun rouille alternant avec des schistes noirs, vert foncé ou clair, rouge sang à rouge violacé ou gris argenté à surface satinée . . 10–15 m
3. Les grès deviennent plus calcaires. La proportion de schistes diminue progressivement. Ces derniers sont moins foncés, en moyenne, gris satinés, verdâtres ou rouges, beiges à gris noir.
   Puis, des calcaires argileux ou sableux à patine beige, gris foncé à la cassure, s'intercalent dans l'ensemble . . . . . 30–40 m

Nous passons ainsi au

II. Flysch gréso-calcaire plaqueté.

4. Alternance monotone de calcaires fins, parfois sableux à gréseux, toujours argileux, de grès calcaires à siliceux, de schistes argileux à calcaires.
   Les grès, gris ou brun clair sont à grain fin et généralement stériles. Les surfaces sont parfois couvertes de fucoïdes.
   Les calcaires ont une patine grise ou blonde. Ils ne contiennent que quelques Radiolaires et spicules d'éponges, parfois des helminthoïdes. Les bancs calcaires et gréseux ont en moyenne 5 à 20 cm d'épaisseur et sont séparés par des délits schisteux noirs ou gris subordonnés.
   Ce Flysch se reconnaît assez facilement sur le terrain, car il forme souvent des parois que l'on peut suivre au-dessus du Paléocène plus tendre (fig. 18). Il mesure environ . . . . . 70–100 m

III. Flysch schisto-gréseux contenant des calcaires à faune du Turonien inférieur.

Par diminution rapide des calcaires, nous arrivons à

5. Flysch assez semblable au Paléocène. Schistes argileux noirs ou gris argenté contenant des lits de grès argileux et siliceux, parfois calcaires. On trouve également quelques rognons de grès-quartzites noirs ou vert foncé . . . . . 20–25 m
6. Les niveaux schisteux diminuent et deviennent plus clairs. Les grès sont généralement fins, parfois grossiers, bruns à gris, assez clairs. Les schistes, argilo-marneux, sont noirs, gris, verdâtres, beiges ou argentés. Ils sont localement prédominants. Il y a également des lits minces de microgrès (siltstone) très finement plaquetés, gris clair à bruns.

On voit apparaître des conglomérats dont les éléments peuvent atteindre 1 ou 2 cm de diamètre et qui contiennent, à côté de calcaires dolomitiques et grains de quartz abondants, des radiolarites vertes. Ces bancs peuvent atteindre 30 à 40 cm d'épaisseur. Ils deviennent de plus en plus fréquents mais sont toujours nettement subordonnés.
Les grès fins sont souvent couverts de traces de pistes affectant des formes rappelant un peu les hiéroglyphes . . . . . 80 m

7. Intercalations de calcaires sublithographiques gris clair, porcelainés, en lits minces (3 à 5 cm) dans des schistes satinés gris à verdâtres. Ces calcaires contiennent essentiellement:
   Globotruncana (*Rotalipora*) *appenninica* RENZ
   Praeglobotruncana delriosensis (PLUMMER) = *Globotruncana* (*Globotruncana*) *stephani* GANDOLFI

   et plus rarement:
   Globotruncana (*Globotruncana*) *renzi* GANDOLFI
   Globotruncana (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN

   ce qui indique un âge Cénomanien supérieur à Turonien inférieur.
   A côté de ces calcaires, nous en avons d'autres, plus argileux, à patine blonde et à pâte grise, en bancs atteignant 5 à 12 cm . . . . . 6 m

8. Série très monotone formée d'alternances de grès fins calcaires, toujours un peu argileux, parfois siliceux et de schistes argilo-marneux. L'ensemble est gris brun assez clair à gris foncé. Localement, les schistes prédominent. Les niveaux conglomératiques disparaissent au-dessus des calcaires à Globotruncana . . . . . 100–120 m

Le profil précédent (fig. 18) a été levé sur le versant E de la montagne de Coicon en partant de la limite Brèche supérieure – Flysch, sous le chalet de l'Etrye, dans le ruisseau de Pron qui forme la cascade de l'Essert.

Une coupe relevée en suivant la crête de Coicon, du NW au SE, nous donnerait une succession à peu près identique. Les calcaires sublithographiques sont bien visibles sur l'arête. Sur le versant S, les affleurements sont rares et les niveaux repères se perdent très rapidement.

Au NE, dans la région des Mattes, nous retrouvons le Flysch de base, très développé, particulièrement les schistes versicolores, rouges, verts, noirs et jaunes que l'on trouve sur le chemin menant du chalet de Schenk à celui de Cornillon. Ils sont également bien visibles près des Boudimes, plus au NE.

Ce Flysch passe graduellement, ainsi que nous l'avons observé près du chalet des Mattes, au Flysch gréso-calcaire plaqueté (fig. 17).

Au S de Coicon, nous pouvons suivre les horizons du Flysch II qui forment de petites parois ressortant bien dans le paysage. Toutefois, les affleurements deviennent plus rares et les corrélations plus difficiles à établir. Nous n'avons plus retrouvé les calcaires à Globotruncana.

Morclan. Dans la prolongation du synclinal du Mont de Grange, au sommet de Morclan, des couches noires, schisteuses, affleurent, tranchant sur les niveaux gris clair sous-jacents de la Brèche supérieure.

Elles étaient considérées jusqu'à maintenant comme un repli de Schistes inférieurs dans la Brèche.

En fait, leur lithologie est tout à fait semblable à celle du Paléocène du Mont de Grange.

Nous observons également, sur 10 à 15 m environ, une augmentation progressive des niveaux argilo-gréseux du sommet de la Brèche supérieure. Ensuite apparaissent des grès-quartzites glauconieux, noirs, vert foncé ou bruns, en rognons dans des schistes argileux noirs et vert foncé, très froissés (4 à 5 m d'épaisseur). Au-dessus, nous avons 5 à 8 m de schistes argileux très fins, rouge sang à rouge violacé, verts ou noirs, avec de minces lits de grès fins micacés, finement plaquetés, plus ou moins décalcifiés, bruns à rouille.

Ruisseau des Rubis. Ce ruisseau est tributaire de la Dranse dans laquelle il se jette près des chalets de Plaine Joux.

Nous sommes dans le Flysch de base jusqu'à 1500 m environ. Les couches sont très tourmentées et plissées car le cours du ruisseau correspond à une zone faillée.

Ensuite, nous traversons une zone calcaire (Flysch II) et dès 1580 m s'établit une sédimentation monotone d'alternances de schistes et de grès calcaires fins qui représentent certainement le Flysch supérieur.

Ruisseau des Grands. Encore plus au S, toujours sur le versant gauche de la vallée, le ruisseau des Grands creuse un ravin et se jette dans la Dranse en amont de Plaine Joux.

Nous trouvons, en dessus du Flysch inférieur qui forme la base peu inclinée des premières pentes menant aux Rubis, une série riche en grès calcaires et en calcaires gréseux à sableux finement plaquetés et très riches en fucoïdes (de 1380 à 1450 m environ).

Au-dessus, il y a un complexe de schistes argileux foncés, gris ou noirs et de grès calcaires assez siliceux sombres, gris foncé à bleuté.

Puis, de 1530 à 1580, le Flysch se compose essentiellement de calcaires argileux plaquetés à schisteux avec des lits schisteux et des bancs gréseux intercalés.

Ensuite commence la série schisto-gréseuse monotone du Flysch supérieur qui forme la crête des Rochassons limitant les bassins des Dranses d'Abondance et du Biot.

Vallon de Charmy. Passons sur le versant W du Mont de Grange, dans le vallon de Charmy. En descendant de la crête de Coicon, on remarque fort bien, dans les pâturages très raides au-dessus des chalets de Lenlevay et de Covagny, les plaques gris clair à beiges formées par les calcaires du Flysch II qui, ici, contient des helminthoïdes.

En remontant le cours du Malève, qui coule au fond du vallon de Charmy, depuis les chalets des Plagnes, on traverse tout d'abord le Flysch à lames de Crétacé supérieur des Préalpes médianes. La série mésozoïque de la Brèche est très réduite et le Flysch, qui débute à l'altitude de 1335 m, forme tout le fond du vallon.

Les premiers niveaux sont constitués de schistes noirs argileux, de grès durs, siliceux, en bancs pouvant atteindre 1,5 m ou en rognons isolés dans les schistes. Ces grès et grès-quartzites sont toujours foncés, gris, bruns ou noirs, parfois glauconieux.

Après 20 à 30 m, des lits de schistes verdâtres assez clairs argileux, parfois finement micacés, apparaissent. Un peu plus haut, les schistes deviennent satinés.

La moraine cache ensuite les affleurements sur une cinquantaine de mètres.

Le Flysch réapparaît à 1345 m. Il est très schisteux, noir, et contient des rognons de grès-quartzites noirs à vert foncé. Les schistes sont parfois si écrasés que les surfaces deviennent très brillantes et d'aspect charbonneux. Nous remarquons d'ailleurs que tous ces niveaux, depuis la base, sont très plissotés et tectonisés, aussi est-il illusoire de déterminer des épaisseurs exactes. Il est fort possible que les couches que nous venons de décrire représentent l'extrême base du Flysch, bien qu'elles se trouvent à plus de 100 m du contact.

Ces schistes et grès-quartzites se poursuivent sur 20 m environ et ensuite, sur 10 m viennent des schistes argileux rouges et verts et des bancs quartzitiques verdâtres assez minces (5 à 10 cm). Puis, les schistes noirs dominent de nouveau. La couverture des terrains quaternaires nous arrête là.

Plus haut, dans les ruisseaux descendant des chalets de Lens et de la région des Masses, affleure le Flysch gréso-calcaire à fucoïdes et helminthoïdes. Il est très plissoté et forme de petites parois surmontant des éboulis et des débris de pente. La rupture de pente, à 1450 m environ, est assez nette à la base de la série. Les faciès sont toujours les mêmes, alternance de calcaires argileux à siliceux et de grès calcaires. Les lits schisteux sont fréquents surtout à la base de la série.

Dès 1500 m, la pente s'adoucit et nous entrons dans un Flysch sombre, schisto-gréseux. Les schistes sont argileux, parfois très finement gréseux, micacés, de couleur noire, rouge ou verte. Les grès, en bancs assez minces sont bruns, gris foncé à noirs, et sont souvent décalcifiés.

Ce Flysch détermine le replat sur lequel sont bâtis les chalets de Lens.

Cette série ressemble fort à celle que l'on trouve à la base du Flysch. Au-dessus des chalets de Lens, sur l'arête menant au col de Bassachaux qui est la prolongation, à l'W, de la crête des Rochassons, nous trouvons des schistes rouges plus compacts et gréseux, stériles, assez différents de ceux rencontrés précédemment.

M. Lugeon (1896, p. 148) avait déjà fait l'observation suivante: «Aucun pli important n'est visible dans cette masse de Flysch... les schistes rouges représentant la base du Flysch laissent présumer l'existence de plis dans le synclinal.»

Sans vouloir nier cette hypothèse, il faut toutefois remarquer que cette zone schisteuse se prolonge au NE, par Covagny, jusque dans le Mont de Grange et il est possible qu'elle soit l'homologue de la série schisteuse de la base du Flysch III.

Une étude détaillée du contact Flysch–Brèche supérieure à la Pointe de la Chavache, à l'W, et dans la terminaison S du synclinal dans la vallée de Montriond est encore nécessaire pour préciser les relations entre ces différents niveaux. Toutefois, il semble que, tant que l'on n'aura pas trouvé de microfaune spécifique, les doutes subsisteront.

Age

Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que le Flysch de base était certainement d'âge Paléocène.

La série qui le surmonte, gréso-calcaire, offre quelques analogies avec le Plattenflysch ou Flysch à helminthoïdes. Toutefois, comme le remarque M. Lugeon & E. Gagnebin (1941), les calcaires sont assez différents, plus irrégulièrement plaquetés, en bancs assez minces, parfois schistoïdes. La pâte est très compacte, d'un

gris assez foncé. Les schistes, eux, sont en général plus fins, onctueux, lustrés et satinés.

D'ailleurs, l'attribution tectonique et l'âge de cette formation sont encore douteux; nous avons déjà discuté de ce problème, aussi nous n'y reviendrons pas.

D'ailleurs, la faune de ce Flysch, très pauvre, ne permet aucune détermination d'âge. Le passage au Paléocène se fait généralement d'une manière progressive, ce qui laisse supposer que le Flysch calcaire est en continuité stratigraphique avec le Paléocène, et que son âge est probablement Eocène. Cet argument n'a cependant pas une très grande valeur, dans ce cas tout au moins croyons-nous, car, de passage progressif en passage progressif, nous arrivons dans des niveaux d'âge Turonien inf.

Si ce Flysch était Maestrichtien (âge possible du Flysch à helminthoïdes des Préalpes romandes), nous aurions, ou trois séries indépendantes, au minimum, ou un Flysch Paléocène surmonté d'une série renversée s'étendant en tout cas du Turonien au Maestrichtien. L'étude lithologique ne semble pas confirmer cette dernière hypothèse.

La limite entre Flysch II et Flysch III est généralement un peu plus tranchée que la précédente. Le changement de sédimentation est net dans le niveau 5 (fig. 18).

On ne peut cependant pas affirmer que ces couches forment la base du Flysch supérieur. Il y aurait peut-être lieu d'en faire une unité indépendante. Dans la région de Coicon toutefois, les passages sont progressifs et ailleurs, la qualité des affleurements ne permet guère de tracer des limites précises. Encore une fois, seule la découverte d'une microfaune permettra probablement d'éclaircir cette question.

Les intercalations de calcaires sublithographiques du Cénomanien sup.–Turonien inf. dans le Flysch supérieur schisto-gréseux nous indiquent que ce complexe n'appartient certainement pas au Flysch de la Brèche, mais à une unité tectoniquement supérieure. Il n'est pas possible de fixer avec précision l'âge exact des limites inférieures et supérieures de cette formation. Peut-être débute-t-elle dans le Cénomanien et comprend-elle tout le Turonien?

Comparaisons

La présence d'une faune du Cénomanien sup.–Turonien inf., de conglomérats à éléments de radiolarites et de grès à hiéroglyphes font évidemment penser au Flysch de la nappe de la Simme. Remarquons que notre série ne peut cependant en aucun cas être raccordée telle quelle à une des séries types des Préalpes romandes. Nous pouvons d'ailleurs souligner que l'âge, la position réciproque et les variations stratigraphiques latérales de ces différents complexes ne sont pas encore déterminés en toute certitude. H. Guillaume (1955) a fait une mise au point où il précise bien: «...les séries et les niveaux distingués n'ont qu'une valeur locale, et correspondent à des faciès susceptibles de variations latérales». Et plus loin: «Les séries et niveaux distingués dans le Flysch de la Simme n'ont qu'une valeur de faciès plus ou moins largement distribués, tant au point de vue chronologique que paléogéographique.»

Pour E. TWERENBOLD (1955), le Turonien inférieur est représenté, au SW de la Sarine, par le niveau argilo-schisteux (probablement série de la Manche) superposé à la série de la Mocausa. La série des grès à hiéroglyphes débuterait au Sénonien inférieur. Pour B. CAMPANA (1943), ces grès sont associés, aux Rodomonts, aux conglomérats cénomaniens.

Au cas où il appartiendrait à la nappe de la Simme, le Flysch supérieur du synclinal du Mont de Grange serait donc probablement à placer dans un faciès latéral de la série de la Manche. Ces observations sont toutefois loin d'être suffisantes pour attribuer notre Flysch à la Simme. Les grès à hiéroglyphes, pas plus que les radiolarites, ne se trouvent exclusivement dans la nappe de la Simme.

En Chablais, le Flysch de la Simme semble occuper une surface beaucoup plus réduite que dans les Préalpes romandes. On ne le trouve que pincé dans quelques synclinaux des Médianes. Les idées admises en général actuellement, basées essentiellement sur les relations des nappes en Suisse, tendent à faire de la Brèche l'unité la plus élevée de l'édifice préalpin.

Toutefois, près de notre terrain, dans le synclinal du col des Gets, le Flysch pose également des problèmes ardus. J. W. SCHROEDER (1939) en fait du Flysch de la Brèche qui débuterait au Sénonien et monterait jusqu'au Priabonien. Il subdivise son Flysch en quatre complexes. Les roches éruptives appartiennent au Flysch de base.

Nous ne retrouvons pas sur notre terrain les Flysch I et II de SCHROEDER. Par contre, le Flysch III à calcaires fins a un faciès se rapprochant de celui de notre Flysch II. De même le Flysch IV pourrait être l'homologue des schistes rouges que nous trouvons à Lens. Quant à la série supérieure de SCHROEDER, composée de grès calcaires fins, parfois à hiéroglyphes, et de schistes argileux ou marneux, formant un ensemble finement plaqueté de couleur brune, elle ressemble fort au Flysch supérieur (Turonien inf.) du Mont de Grange.

Il y a donc certainement des niveaux identiques dans les deux synclinaux.

F. JAFFE (1955) n'est pas du même avis que SCHROEDER. Il a trouvé, dans le Flysch de base à ophiolites, une faune cénomanienne. Il est convaincu de l'existence d'une nappe de Flysch à ophiolites, supérieure aux nappes de la Brèche et de la Simme.

Nous ne nous prononcerons pas définitivement; ce qui nous semble établi est l'existence, dans le synclinal du Mont de Grange, d'un Flysch appartenant à une unité supérieure à la Brèche et qui appartient, soit à la nappe de la Simme, soit à une nouvelle nappe composée essentiellement de Flysch et qui, dans la région étudiée, ne contiendrait pas d'ophiolites. D'autres observations sont encore nécessaires avant que l'on puisse être certains de l'existence d'une telle nappe.

Dans la région du Niederhorn–Kummigalm, W. WEGMÜLLER (1953) décrit, dans la nappe de la Brèche, un Flysch de base Maestrichtien supérieur surmonté de bancs gréseux à Discocyclines d'âge Paléocène. Pour B. CAMPANA (1943) et K. ARBENZ (1947), la limite entre Couches rouges et Flysch serait à placer dans le Maestrichtien.

C. – PALÉOGÉOGRAPHIE ET MODE DE FORMATION DES BRÈCHES

1° *Généralités*

Nous allons essayer d'éclairer, dans la modeste mesure de nos moyens, le problème du mode de formation des brèches, et de nous faire une idée de ce que furent les conditions de sédimentation dans le bassin de la future nappe de la Brèche.

Nous allons recueillir une somme de renseignements souvent contradictoires, ce dont le lecteur s'apercevra sitôt après la lecture de l'historique. Il va donc falloir opérer un tri, faire preuve d'esprit critique et se libérer de toute idée préconçue. Ce n'est cependant pas facile car nous sommes devant des phénomènes qui, pour la plupart, n'ont jamais été observés dans les mers actuelles. Et dans quelle mesure, par exemple, les observations faites au laboratoire sont-elles le reflet de ce qui s'est passé pendant les périodes géologiques?

On pourrait penser, a priori, que la présence de brèches, de radiolarites vont nous donner des indications sûres quant à la bathymétrie de ces dépôts. Pourtant, si l'on creuse, ne fût-ce que superficiellement, ces questions, on s'aperçoit tout de suite que tel n'est pas le cas.

Il s'agira donc, plutôt que de formuler de nouvelle hypothèses, de faire une mise au point de la question, et d'ajouter la petite somme de nos observations. Nous allons donc rester prudents et j'espère que l'on ne nous en voudra pas si, parfois, nous avouons nos hésitations, et même, notre ignorance.

2° *Historique*

M. Lugeon (1896) est le premier qui nous donne une explication très détaillée et ingénieuse de la formation de la Brèche. Les éléments, essentiellement liasiques et triasiques, proviendraient de la destruction de falaises situées au NW du bassin de sédimentation. L'alimentation serait entretenue par des mouvements orogéniques précurseurs qui auraient déterminé un pli couché poussé sans cesse à la mer. Des courants marins auraient favorisé la répartition des matériaux. Sur la bathymétrie, l'auteur ne se prononce pas nettement. Il opine plutôt en faveur d'une profondeur faible, tout en admettant que l'épaisseur de la nappe d'eau n'ait pas toujours été la même. Plus loin (p. 90), il dit: «Une mer relativement profonde pour que les matériaux enfouis dans ses eaux ne soient plus atteints par les vagues et les vibrations; au voisinage de la côte, le fond se relève brusquement et détermine des falaises».

J. W. Schroeder (1939) suppose que l'origine des brèches est due à des tremblements de terre provoquant le déséquilibre de débris côtiers ou d'un relief sous-marin. Le graded-bedding serait dû à une décantation, les éléments les plus lourds se déposant les premiers.

K. Arbenz (1947) reprend le même problème et propose une explication tenant compte d'une observation rigoureuse des dépôts bréchiques. L'histoire de ces dépôts ne serait pas aussi simple qu'on a bien voulu le croire et l'auteur pense que cette brèche a une origine mixte. Ses caractères l'apparentent en effet aux brèches

de talus et de torrent de REYNOLDS (1928) et aux brèches intrasédimentaires de LEUCHS (1933) appelées aussi souvent intraformationnelles ou de remaniement sous-marin.

J. TERCIER (1947) dans sa remarquable publication sur le Flysch dans la sédimentation alpine, oppose nettement les dépôts du Flysch à ceux de la Brèche. Il envisage pour ces derniers de larges hauts-fonds accidentés, sous une couverture d'eau faible, le tout soumis à un remaniement par l'action des courants marins ou des vagues. Cette hypothèse rejoint donc en partie celle d'ARBENZ quant à la présence de brèches intraformationnelles. TERCIER remarque aussi l'absence de l'allure souvent chaotique qui résulte du sapement de falaises le long de côtes abruptes. Ses idées sont donc assez nettement opposées à celles de LUGEON et de SCHROEDER.

P. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953) se font les avocats résolus de dépôts en mer profonde de type géosynclinal. Les éléments des brèches auraient été apportés par des courants de turbidité.

R. TRÜMPY (1955 à 1957) publie deux articles très intéressants sur des problèmes de paléogéographie alpine. Le cas de la nappe de la Brèche retient son attention. Les brèches jurassiques, nées sous l'influence de véritables éboulements sous-marins, se seraient déposées dans une mer souvent profonde. La sédimentation de chaque lit a dû se faire rapidement mais les courants de turbidité ne semblent avoir joué qu'un rôle subordonné.

Enfin, AUG. LOMBARD (1957), dans son grand ouvrage de Géologie sédimentaire fait le point des connaissances actuelles concernant la sédimentation des dépôts de la Brèche.

3° *Mode de formation des brèches*

La première question que l'on peut se poser est de savoir s'il est possible de faire entrer la Brèche du Chablais dans la classification habituelle des conglomérats. La description de ces brèches nous indique qu'elles ont une origine mixte, ce que K. ARBENZ (1947) avait déjà remarqué avec pertinence.

Il ne s'agit en tout cas pas d'une brèche intraformationnelle typique comme celles que l'on trouve si souvent dans le Trias alpin. Elle est en effet loin d'être monogénique et il n'y a pas similitude de composition entre ciment et éléments. D'autre part, on remarque que plus on monte dans la série, plus les éléments sont anciens, la proportion des fragments liasiques étant beaucoup plus faible dans la Brèche supérieure que dans la Brèche inférieure, ce qui témoigne de l'usure progressive de la région productrice. Signalons toutefois que l'on ne trouve pas de galet cristallin indubitable.

Cependant, les traces de remaniement sont nettes dans ces dépôts. Les calcaires oolithiques et graveleux fréquents en font foi. K. ARBENZ (op. cit.) a parfaitement observé le passage graduel, mais sur une courte distance, d'un banc calcaire à une brèche, phénomène fréquent dans les brèches intrasédimentaires. De même, les éléments de la série immédiatement sous-jacente sont souvent repris dans les niveaux bréchiques postérieurs. Leur forme est parfois arrondie.

Cependant, les caractères prédominants de notre brèche l'apparentent aux brèches de talus et de torrents de S. H. REYNOLDS (1928). Il devait donc exister

en bordure du bassin de sédimentation un relief, probablement émergé, qui fournissait les éléments de la brèche.

Tous les géologues alpins admettent en effet que, dès le début du Mésozoïque, des mouvements précurseurs, annonçant l'orogenèse alpine se sont fait sentir dans les domaines où se sédimentaient les dépôts des futures nappes. On remarque que ces brèches marines sont généralement caractéristiques de formations géosynclinales et manquent dans les mers épicontinentales. Mais, comme les formations géosynclinales peuvent se déposer à des profondeurs diverses, les brèches n'ont aucune valeur bathymétrique. On peut les trouver aussi bien dans des dépôts néritiques qu'abyssaux (R. Trümpy, 1955a).

On admet donc généralement que ces brèches sont dues à des causes tectoniques, aussi la controverse porte-t-elle essentiellement sur l'ampleur et le type de ces mouvements.

M. Lugeon (1896), pour expliquer le tonnage énorme de matériel fournissant les éléments, imagine des couches verticales ou inclinées vers la mer, formant une falaise limitant le bassin de sédimentation. Cette disposition serait la conséquence d'un pli couché provoqué par un mouvement horizontal. Il y aura empiètement sur les eaux de la mer de falaises toujours fraîches formées de couches émergées amenées à l'air par la surélévation continuelle du pli. Nous aurions donc une préfiguration embryonnaire de nappe. Cette hypothèse, développée également par E. Argand (1920) dans d'autres régions, aussi séduisante soit-elle, ne semble toutefois pas être en accord avec les idées actuelles sur la nature des mouvements antéalpins. Nous serions devant des espèces de horst, le plus souvent sous-marins, bordés par des failles et des flexures mésozoïques, plutôt que devant des plis anticlinaux précurseurs (R. Trümpy, 1957).

Pour le même auteur (1955 et 1957), la présence de ces niveaux bréchiques traduit vraisemblablement un talus de faille ou de flexure ayant joué par saccades répétées. Des séismes et tsunamis, provoquant de véritables éboulements sous-marins, auraient joué un rôle prépondérant dans l'élaboration des brèches qui se serait faite le plus souvent dans une mer profonde.

J. W. Schroeder (1939) suppose également que l'origine des brèches est due à des tremblements de terre créant des falaises et en démolissant d'autres. Les raz de marée dus aux séismes emportent les débris au large où ils se déposent par un processus de décantation. La sédimentation se serait donc faite très rapidement et en une seule fois. L'auteur mentionne (p. 22) un épisode bréchique ayant l'aspect d'un véritable écroulement. Les éléments, non triés et entassés pêle-mêle ont jusqu'à 1 m de diamètre. D'autre part, dans la même région, la Brèche inférieure passe sur 3,5 km de 0 m à plus de 1300 m de puissance.

J. Tercier (1947) lui, remarque l'absence de l'allure souvent chaotique qui résulte du sapement de falaises le long de côtes abruptes. Nous ne trouvons pas dans la brèche d'énormes blocs exotiques glissés sur le fond de la mer, comme on l'observe dans le Flysch. De plus les grès sont pour ainsi dire absents. Ceci nous fait admettre que la pente était moins forte dans le bassin de la Brèche que dans certaines mers du Flysch qui témoigne d'une érosion de reliefs marqués.

K. Arbenz (1947) ne croit pas à l'action prépondérante des séismes et des raz de marées. Il invoque la régularité des bancs et leur extension horizontale. Cela se

vérifie dans certains cas, le plus souvent dans la Brèche supérieure, d'autres fois pas du tout. Nous avons observé de nombreux exemples de réduction très rapide de bancs bréchiques qui ont souvent une forme lenticulaire. L'augmentation d'épaisseur très rapide de la Brèche inférieure dans la partie frontale de la nappe est suffisamment parlante. Nous avons aussi observé sur le versant N de la Pointe de Grange et dans la Pointe du Mouet des blocs ayant plus d'un mètre de diamètre. J. W. Schroeder (1939) en signale de 8×2 m. Ils sont généralement entassés sans ordre et le ciment est peu abondant. Dans ce cas, il paraît logique d'invoquer des écroulements et des coulées sous-marines dues fort probablement à des séismes. L'accumulation a évidemment dû se faire rapidement. Le matériel, mélangé à la vase fluide du fond, a fort bien pu ensuite se répandre à une certaine distance, il n'y a pas besoin pour cela d'invoquer des pentes fortes. D'ailleurs plus la masse déplacée est importante, plus la pente nécessaire à son mouvement peut être faible (H. & G. Termier, 1956).

La littérature donne de nombreux exemples de glissements effectués sur des pentes faibles et à des profondeurs souvent réduites. Signalons les travaux de L. Dangeard (1955) dans le Cambrien de Normandie, de M. Gulinck (1948) au Congo où les pentes seraient inférieures à 2%, de J. Goguel (1938) dans le Crétacé inférieur du SE de la France, de J. Debelmas (1952) qui signale des glissements dans le Dogger et le Malm briançonnais à partir d'inclinaisons très faibles et de P. E. Potter (1957) qui observe des brèches et des glissements dans le bassin intracratonique charbonneux de l'Illinois.

Nous nous apercevons donc déjà de l'obligation d'avoir une opinion nuancée et il est évident que plusieurs phénomènes essentiels ont dû intervenir dans la genèse de la Brèche.

Si les séismes favorisent certainement le déclenchement d'écroulements et de glissements sous-aquatiques, ils ne doivent pas être seuls mis en cause. Comme le remarque justement K. Arbenz (1947), les mouvements tectoniques pouvaient se traduire par des soulèvements, des avancées de la côte et lorsqu'une certaine pente limite était dépassée, des glissements, des dislocations affectaient les couches déjà consolidées. Ces mouvements devaient troubler l'équilibre des composants répandus près de la côte si bien qu'une mise en mouvement s'ensuivait.

Par l'action combinée de ces mouvements et par celle de tremblements de terre, on s'explique d'une façon satisfaisante la formation des brèches, la présence d'éléments anciens (quartzites triasiques) et plus récents (Jurassique de la série même) ainsi que le fait que ces éléments ne soient pas tous anguleux mais aussi émoussés parfois.

Cette hypothèse rejoint en partie celle avancée par R. B. Mac Connell (1951) pour expliquer la formation des brèches du Flysch du Niesen. Cet auteur suppose une accumulation temporaire, dans la zone littorale, de matériaux grossièrement détritiques, soit apportés par des cours d'eau, soit entassés par désagrégation de falaises, puis un mouvement de géanticlinal qui accuserait la pente du fond marin et déverserait les amas vers le large. Observant de très gros blocs glissés à plus de 20 km du rivage, il pense, certainement avec raison, que la pente du fond devait être assez forte.

Pour AUG. LOMBARD (1956), qui développe des idées sensiblement analogues, suivant ce processus, l'écoulement est lent et affecte de vastes surfaces. Au cours du trajet, le parcours des éléments plus grossiers est plus rapide que celui des éléments plus fins. Cette dernière observation ne concorde pas avec ce que l'on voit dans la nappe de la Brèche. Cette hypothèse ne peut donc être seule mise en cause pour expliquer la genèse de la Brèche.

Un fait bien établi est que, plus on s'éloigne de la source d'alimentation, plus les éléments sont petits et plus la proportion de ciment augmente. Les éléments les plus fins se sont déposés dans les zones situées le plus au large tandis que les gros éléments sont localisés au front de la nappe, c'est-à-dire à l'W et au NW approximativement. Cette zone était relativement proche de la limite du bassin de sédimentation pendant le dépôt des Brèches inférieures et supérieures.

M. LUGEON (1896) avait déjà remarqué avec pertinence que si la pente est forte, les matériaux les plus lourds tendent à s'éloigner davantage que les plus légers et cela malgré la résistance du liquide. Il en concluait donc que les dépôts s'étaient effectués dans un milieu dont la pente était faible, ce que nous inclinons à croire également.

De plus, un argument qui nous paraît assez difficilement conciliable avec une inclinaison du fond raide menant aux grandes profondeurs est le fait que les brèches passent latéralement et sont surmontées de calcaires échinodermiques ou graveleux et même oolithique. Si l'on trouve maintenant des crinoïdes dans des eaux profondes, il n'en allait pas de même, semble-t-il, au Paléozoïque et au Mésozoïque, où ces animaux prospéraient essentiellement dans le domaine néritique (L. CAYEUX, 1935).

Il reste encore à examiner la part éventuellement prise dans le transport des éléments par les courants de turbidité. Cette manière de voir est défendue par PH. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953). J. W. SCHROEDER (1939), lorsqu'il dit que le dépôt d'un banc bréchique provient d'une décantation se rallie en fait à cette façon d'envisager le phénomène. Nous ne nous étendrons pas sur ce sujet car cela nous entraînerait trop loin.

Rappelons brièvement que les courants de turbidité sont des courants à forte charge de particules en suspension qui, du fait de leur densité élevée, s'écoulent sur le fond sous l'eau claire non troublée. Leur pouvoir de transport serait très élevé. Ils se développent à partir des zones littorales sous l'effet de causes diverses: séismes, glissements, crues, marées, turbulence des vagues et dévalent la pente de la plateforme et le talus continental. Les gros éléments n'ont pas été roulés sur le fond mais transportés en suspension (P. H. KUENEN & C. I. MIGLIORNI, 1950). Le transport aurait pu s'effectuer sur plusieurs centaines de kilomètres.

Il y a donc réalisation en milieu profond de caractères sédimentaires considérés jusqu'ici comme spécifiquement littoraux (A. CAROZZI, 1952; P. H. KUENEN & H. W. MENARD, 1952; P. H. KUENEN & A. CAROZZI, 1953; F. P. H. KOPSTEIN, 1954; ZB. L. SUJKOWSKY, 1957). Certains auteurs admettent que ces courants peuvent s'étaler et déposer leur charge dans des eaux peu profondes (L. DANGEARD, 1955; R. PASSEGA, 1954). Il faut cependant remarquer, avec AUG. LOMBARD (1956) que leur existence actuelle est rarement démontrée, tout au moins dans le domaine océanique.

C'est P. H. KUENEN (1948) qui a montré que ces courants pouvaient être reproduits expérimentalement et atteindre des vitesses de l'ordre de 100 km/h. Dans les meilleures conditions, ils pourraient transporter des blocs de dimension bien plus grande (plus de 1000 ×) qu'une eau claire se mouvant à une égale vitesse.

L'existence de couches sableuses intercalées dans des dépôts pélagiques ne suffit cependant pas à démontrer que ces courants sont capables de transporter en suspension et sur de longues distances des éléments aussi volumineux que ceux des brèches qui nous occupent.

Nous reconnaissons que ces brèches ne présentent pas les caractères de dépôts dus à l'action de courants normaux de la zone littorale transportant les éléments par traction sur le fond. En effet, nous n'observons pas de stratification entrecroisée, de couches continentales ou saumâtres et le classement (sorting) est peu poussé.

Par contre, certains traits qui seraient caractéristiques d'un dépôt dû aux courants de turbidité s'observent dans la nappe de la Brèche. Nous pouvons toutefois objecter que le granoclassement (graded bedding), la présence occasionnelle de fragments argileux tendres enlevés au substratum, l'absence de stratification entrecroisée, la rareté des traces d'érosion n'indiquent pas obligatoirement l'action de courants de turbidité et une sédimentation en milieu très profond. Certaines structures, déjà décrites, sont incompatibles avec la notion d'un dépôt effectué très rapidement sous l'action d'un courant de turbidité.

Sans vouloir nier que ces courants aient pu prendre naissance parfois, à partir de séismes par exemple, nous pensons que leur rôle est accessoire et que la preuve irréfutable de leur existence, dans la nappe de la Brèche, n'est pas faite.

Nous reconnaissons par contre l'importance des glissements et des écoulements boueux et denses dans lesquels a pu s'opérer un granoclassement.

Si nous admettons l'hypothèse de P. H. KUENEN & A. CAROZZI (1953), les calcaires à entroques, les calcaires graveleux riches en algues et foraminifères benthiques, faciès latéraux des brèches ou intercalés entre elles seraient des dépôts des grands fonds océaniques. Or, ce que nous savons de ces calcaires, qui indiquent des conditions de profondeur modérée, nous empêche d'entrer dans ces vues. Même les schistes (du type schistes inférieurs), qui trahissent de nettes influences terrigènes et ne sont jamais très fins, ne sont pas des dépôts typiquement pélagiques. D'après D. B. ERICSON, M. EWING et autres (1955), les niveaux intercalés sont des lutites, des grès fins toujours pauvres en calcaire. Pour J. TERCIER (1939), les boues terrigènes, les sédiments vaseux, roches caractéristiques du faciès bathyal pour HAUG peuvent se déposer en grande quantité sur la plate-forme comme près des côtes.

Il apparaît donc, fait déjà souligné par plusieurs auteurs, que les niveaux détritiques seuls, considérés indépendamment des niveaux qui les accompagnent, ne peuvent guère donner d'indications d'ordre bathymétrique.

Pour terminer, nous soulignerons qu'il existe une certaine ressemblance entre la Brèche du Chablais et la Grande brèche de Belgique remarquablement étudiée par L. CAYEUX (1935) et P. BOURGUIGNON (1950). Cette dernière est formée également en grande partie d'éléments empruntés en dehors de la zone qu'elle occupe. Il peut exister un écart considérable entre les couches les plus anciennes et les plus récentes dont la fragmentation a fourni les éléments. On note toutefois l'absence de

roches cristallines. L'origine complexe est attestée par le fait que certains éléments sont anguleux, d'autres arrondis (les plus petits), phénomène que l'on retrouve dans la nappe de la Brèche où les petits éléments dolomitiques des brèches des Schistes inférieurs ont souvent les angles émoussés. L'absence de quartz clastique fait supposer que la sédimentation a été soustraite aux influences de la terre ferme. Certaines brèches contiennent des éléments culbutés et orientés en tous sens, des galets d'argile, mais il n'y a pas de ravinements, de lacunes et de discordances. Plus on s'éloigne de la source d'alimentation de la brèche, plus les éléments deviennent fins. Ils se sont déposés dans une zone située plus au large, où s'édifiait l'oolithe supérieure, dépôt typique de mer peu profonde.

La conclusion qui se dégage de ces observations (P. Bourguignon, 1950), et qui s'applique également à la Brèche du Chablais, est que les mouvements tectoniques se traduisant par des bombements, des séismes ont provoqué une fragmentation des calcaires déjà consolidés. Le transport n'a pas nécessairement été très long. La forme anguleuse des cailloux est conciliable avec la notion de transport en masse, par glissement en coulées d'un certain volume sur de faibles pentes au sein desquelles les débris fins, formant ciment, ont joué le rôle de lubrifiant. Ainsi les éléments ont été protégés de l'action d'abrasion. Dans le détail, l'action de courants ou de hauts-fonds a dérangé localement l'ordonnance évoquée par la répartition des faciès.

Telle est donc, succintement, la manière dont ont pu s'élaborer la Grande brèche viséenne belge et la Brèche du Chablais.

4° *Paléogéographie*

L'étude des conglomérats nous ayant donné quelques indications sur l'histoire du bassin de la Brèche, essayons de reconstituer, avec l'aide des autres sédiments également, la paléogéographie de ce bassin.

Les premiers dépôts trouvés sur notre terrain sont datés du Rhétien. Leur ressemblance avec ceux des Médianes, qui existait déjà au Trias, nous indique que le bassin de la Brèche n'était pas encore nettement individualisé. Les Calcaires oolithiques, surmontant le Rhétien, et qui appartiennent peut-être à l'Hettangien, se sont déposés dans une mer toujours peu profonde. Les Calcaires inférieurs, massifs, siliceux et spathiques, ont également été déposés sous une faible couverture d'eau. L'analogie de ces niveaux liasiques avec ceux des Médianes est toujours évidente.

La mobilité du fond plus élevée et la subsidence plus forte caractérisant les dépôts de type géosynclinal commence ensuite, probablement au Lias moyen, par la sédimentation des Schistes inférieurs. Associés à ces schistes, nous avons des calcaires à entroques, des calcaires siliceux souvent riches en spicules d'éponges et des brèches, généralement fines, à éléments dolomitiques. Cette série, qui peut atteindre 1250 m aux Hautforts est beaucoup plus réduite au front de la nappe, c'est-à-dire au NW. La subsidence très forte a pour conséquence de mettre en évidence, du SW au NW, les reliefs qui fourniront le matériel de la Brèche inférieure. Pendant que, dans la partie frontale, commence à s'édifier cette brèche, au SE les schistes et les calcaires continuent à se déposer. Donc, la partie sommitale des Schistes inférieurs passe latéralement au NW à la Brèche inférieure.

Nous avons déjà examiné les renseignements fournis par les calcaires spathiques et les schistes terreux. Ils nous indiquent que la sédimentation n'a pas le caractère de celle des grandes profondeurs. D'ailleurs les intercalations fines de colloïdes ne correspondent pas nécessairement à des grands fonds, mais à des zones abritées, soit des courants, soit des apports de pentes (Aug. Lombard, 1957). La pauvreté de la faune ne signifie pas non plus que la profondeur était forte, mais peut relever d'autres causes, particulièrement de la sédimentation troublée à de fréquents intervalles. C'est le cas, par exemple, de certaines formations paraliques, toujours typiques de profondeur faible. De même l'épaisseur des dépôts ne nous donne pas d'indications très sûres. Signalons qu'en règle générale, d'après J. Tercier (1939), les faciès néritiques offrent des épaisseurs beaucoup plus grandes que les faciès bathyaux. Dans le centre du bassin de Paris par exemple (P. Pruvost, 1930), malgré l'épaississement des assises dû à la subsidence, les conditions bathymétriques n'ont jamais été sensiblement différentes de celles qui régnaient sur les bords.

Il est possible toutefois que les Schistes inférieurs, déposés probablement à une profondeur un peu plus grande que la Brèche inférieure, entrent en partie dans le domaine bathyal.

Il nous faut ajouter à ce propos que la profondeur exacte n'a pas une importance primordiale. Le caractère bathymétrique est en effet un des plus difficiles à reconstituer et la distinction des faciès néritiques, bathyaux et abyssaux est souvent arbitraire et si l'on veut faire une reconstitution paléogéographique complète, il faut arriver à situer les faciès dans un cadre géographique et ni les facteurs bathymétriques et lithologiques ni ceux de nature biologique ou paléontologique ne peuvent suffire à eux seuls ou même combinés (J. Tercier, 1939).

Au front de la nappe, la Brèche inférieure est répartie assez irrégulièrement. Elle peut atteindre une épaisseur formidable, 1300 m au Pic de Marcelly. Elle transgresse alors directement sur le Trias. Si, en direction du SE, elle passe latéralement et progressivement aux Schistes inférieurs, la diminution est beaucoup plus rapide au NW et coïncide avec une augmentation d'épaisseur du substratum triasique. Ceci n'est pas visible sur notre terrain où il est impossible de saisir les relations entre Trias et Brèche inférieure mais se vérifie dans la région du col de la Ramaz (M. Lugeon, 1896, p. 87). Toutefois, dans la partie NE de la nappe, que nous avons levée, les Schistes inférieurs ont été déposés sous la Brèche inférieure. Leur épaisseur atteint en tout cas 200 m. La direction de la côte devait donc plutôt être S–N ou SSE–NNW que SE–NW. On peut donc dire, d'une façon approximative, que le front de la nappe correspond à une zone qui était relativement proche de la côte. Ceci paraît confirmé par les caractères lithologiques de la Brèche inférieure dans cette région. La brèche est très grossière, le ciment souvent peu abondant et le granoclassement peu poussé. Il y a des traces de ravinement et les bancs changent très rapidement d'épaisseur. Ces observations se vérifient également, bien que dans une mesure moindre, à la base de la Brèche supérieure.

La base de la Brèche inférieure est particulièrement riche en calcaires échinodermiques, graveleux et même oolithiques. On observe ces niveaux au-dessus des chalets de Pertuis, de Très les Pierres et de Luessert sur la rive droite de la Dranse.

Ces calcaires se trouvent généralement associés dans les eaux peu profondes de la zone néritique.

La dolomitisation de certains niveaux bréchiques de la Brèche inf. et de la Brèche sup. est un phénomène intéressant et qui milite plutôt en faveur d'une profondeur faible de la mer. Elle ne présente pas les caractères d'une dolomitisation d'épigénie tardive (B. Gèze, 1949). Le fait qu'elle n'affecte que des niveaux bien déterminés nous fait penser que l'épigenèse s'est effectuée peu après le dépôt du sédiment, pendant sa diagenèse.

Les principaux cas invoqués (A. Carozzi, 1955; Aug. Lombard, 1956) sont: la présence de récifs coralliens, les fins de série annonçant une émersion, l'action des vagues et des marées sur les sédiments calcaires proches de la surface, des eaux aérées et peu profondes et les ruptures d'équilibre du fond de la mer après des gauchissements tectoniques. Ces deux dernières causes ont pu avoir une influence certaine.

Quant à la source du Mg, il faut sûrement la chercher dans les calcaires dolomitiques qui sont de loin les éléments les plus fréquents dans les brèches.

Un changement important du climat marin annonce le dépôt des Schistes ardoisiers dont les sédiments les plus significatifs sont les radiolarites. Il y a toujours des brèches intercalées, surtout dans les niveaux inférieurs et supérieurs. La proportion de calcaire diminue fortement, les schistes deviennent progressivement plus argileux et siliceux, de coloration rouge et verte. Certains lits, dans les niveaux moyens, sont particulièrement riches en oligiste et il y a également des nodules contenant du manganèse (R. Trümpy, 1955a). Dans la partie supérieure, les calcaires et les brèches deviennent progressivement plus abondants et nous entrons dans la Brèche supérieure.

La bathymétrie des radiolarites donne toujours lieu à des discussions contradictoires et la question n'est pas encore entièrement résolue.

Beaucoup de géologues alpins, à la suite des travaux de Steinmann spécialement, ont considéré les radiolarites alpines comme des dépôts de mers très profondes.

Ensuite, de nombreux auteurs se sont élevés contre cette manière de voir. Signalons les travaux de M. Gignoux (1948), H. Grunau (1947), S. W. Tromp (1948), M. Lemoine (1950), E. Bruet (1952), H. P. Cornelius (1951), P. Routhier (1946). Pour tous ces auteurs, la formation des radiolarites n'implique pas des conditions de profondeur déterminée, les conditions de dépôt étant géochimiques et non bathymétriques.

J. Tercier (1947) n'entre pas dans ces vues et R. Trumpy (1957), tout en admettant que certaines radiolarites ont pu se déposer à faible profondeur, pense qu'il faudra probablement revenir à la notion du caractère profond de la plupart des radiolarites alpines.

H. Grunau (1947) et H. P. Cornelius (1951) donnent une série d'arguments favorables ou non à l'origine profonde des radiolarites.

Même en tenant compte de ces arguments, il est impossible de faire nettement pencher la balance du côté d'une hypothèse plutôt que de l'autre. La plupart de ces critères sont d'ailleurs loin d'être décisifs.

La diminution de calcaire fait supposer que la profondeur devait être plus grande pendant le dépôt des Schistes ardoisiers que pendant celui des Brèches inférieure et supérieure.

La rythmicité et les épaisseurs mesurées (300 m au Roc d'Enfer) avec des bancs de schistes verts et rouges pouvant atteindre 50 m sans interruption indiquent cependant qu'il ne s'agit probablement pas de dépôts abyssaux où la sédimentation était très lente.

Les radiolaires, appartenant essentiellement au sous-ordre des Spumellaria-indiqueraient des conditions épipélagiques plutôt que bathypélagiques (M. Le, moine, 1950). Plusieurs auteurs pensent cependant que la présence de radiolaires à l'exclusion d'autres formes est la preuve d'une sédimentation en milieu profond.

Certains niveaux contiennent des fucoïdes. A St-Jean d'Aulph, M. Lugeon (1896, p. 78) signale un banc de houille silicifiée, preuve de l'existence de courants. Il est évident que l'on trouve dans les mers profondes actuelles des végétaux charriés par les courants. Cependant, pour Lugeon, les fucoïdes, dont l'abondance extrême dans certains niveaux ne semble pas être le produit de charriages, suppose des eaux peu profondes.

Le fait que l'on trouve, dans la Brèche supérieure, de minces récurrences de schistes siliceux verts à Radiolaires identiques à ceux des Schistes ardoisiers, nous fait penser que ces derniers ne se sont probablement pas déposés à des profondeurs beaucoup plus grandes.

La coloration rouge ou verte de nombreux niveaux ne nous donne guère d'indications. La teinte rouge, probablement originelle, n'indique pas obligatoirement une origine profonde, mais simplement l'existence de conditions oxydantes. La couleur verte est habituellement expliquée par l'intervention de solutions réductrices dues à des matières organiques (algues, microorganismes).

Le manganèse n'indique pas forcément une origine profonde, même si l'on a trouvé des nodules manganésifères dans les grands fonds actuels. Cet élément est un compagnon géochimique fidèle au fer, ce qui explique leur association dans de nombreux cas. Signalons que certains auteurs (S. W. Tromp, 1948) pensent que la présence de Mn est en connexion avec une activité volcanique synchrone des dépôts.

Donc, dans l'impossibilité, dans la plupart des cas, de reconstituer une bathymétrie exacte, c'est plutôt de la source de la silice dont il est question actuellement que de la profondeur des dépôts.

Dans la nappe de la Brèche, comme dans tout le domaine briançonnais, l'intervention d'éruptions volcaniques situées plus à l'E ne doit être évoquée qu'avec prudence, dans l'ignorance actuelle où nous sommes de l'âge de ces éruptions (M. Lemoine, 1950). Pour cet auteur, et ceci semble probable, il a pu s'élaborer, à partir d'argiles de décalcification, et sous un climat propice, une terre latéritique enrichie en Fe. Une libération de silice sous forme colloïdale en est le corollaire. Le pullulement des radiolaires serait dû à la teneur élevée en silice de l'eau. La présence d'une terre émergée semble attestée par la présence de schistes finement gréseux micacés et, occasionnellement, de grès ou grès-quartzite contenant du quartz clastique, de la glauconie et du mica.

La conclusion qui se dégage est que les Schistes ardoisiers ne sont certainement pas des dépôts abyssaux. Il est toutefois impossible de déterminer exactement la profondeur à laquelle ils se sont déposés. La présence, surtout dans la partie supérieure de l'étage, de calcaires spathiques graveleux à algues et foraminifères benthiques intercalés dans les schistes rouges et verts nous indique cependant que la profondeur ne devait pas être très forte. Il serait difficile d'expliquer ces alternances par des variations de profondeur très grandes et rapides. Dans ce cas, il semble que c'est dans les Schistes ardoisiers que l'on devrait trouver le plus de brèches.

Ensuite, les niveaux bréchiques de la base de la Brèche supérieure nous font supposer que les conditions étaient sensiblement identiques à celles qui régnaient au début de la Brèche inférieure. Les brèches sont généralement moins grossières, le ciment plus abondant. Les niveaux détritiques diminuent assez rapidement d'importance vers le haut et la sédimentation devient essentiellement calcaire. A partir du Malm donc, les conditions deviennent plus stables, les reliefs moins accusés, comme d'ailleurs dans tout le domaine briançonnais.

L'épaisseur de la Brèche supérieure est relativement constante dans toute la région étudiée. On observe des réductions importantes dues à des actions tectoniques. Au S de la nappe, J. W. Schroeder (1939) signale des lacunes d'ordre stratigraphique. Le rivage de la mer, toujours au NW approximativement, devait être un peu plus éloigné que lors du dépôt de la Brèche inférieure.

Les lits sont en général plus réguliers, les variations horizontales moins rapides que dans la Brèche inf. Ces observations traduisent certainement une régularité plus grande du fond.

Les Calpionelles et les Radiolaires que nous trouvons disséminés dans certains calcaires ne nous donnent pas d'indications précises. Leur apparition signifie l'établissement d'un régime pélagique. Les calcaires graveleux zoogènes, les calcaires spathiques indiquent que la sédimentation devait s'effectuer sous une couverture d'eau plutôt faible.

Il est fort possible que les alternances de ces différents termes calcaires traduisent des conditions de profondeurs diverses, mais en moyenne faibles.

A cette époque, le domaine de la Brèche était plutôt un haut-fond qu'une fosse bordée de cordillères sous-marines ou émergées. Les conditions de sédimentation étaient donc sensiblement celles qui régnaient dans le Briançonnais au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

Ensuite (Crétacé moyen ?) des sédiments finement détritiques réapparaissent qui traduisent la reprise de mouvements tectoniques. Le Crétacé supérieur transgressif, de faciès Couches rouges identique à celui des Préalpes médianes, est daté dès le Campanien. Il monte jusqu'au Paléocène, puis s'établit le faciès Flysch.

Jusqu'à quelle époque se poursuit ce Flysch ? Certainement pas aussi haut dans l'échelle stratigraphique que le supposait J. W. Schroeder (1939). En effet, au-dessus d'un Flysch de base schisto-gréseux ressemblant fort à celui des Médianes, apparaissent des niveaux calcaires et finement gréseux. Puis, des calschistes à faune cénomanienne-turonienne prouvent que nous sommes dans une unité supérieure. Ainsi, si l'hypothèse de F. Jaffe (1955) se vérifie, le Flysch de la Brèche ne contiendrait plus de roches éruptives et il faudra donc réduire sérieusement les affleurements qui lui sont attribués.

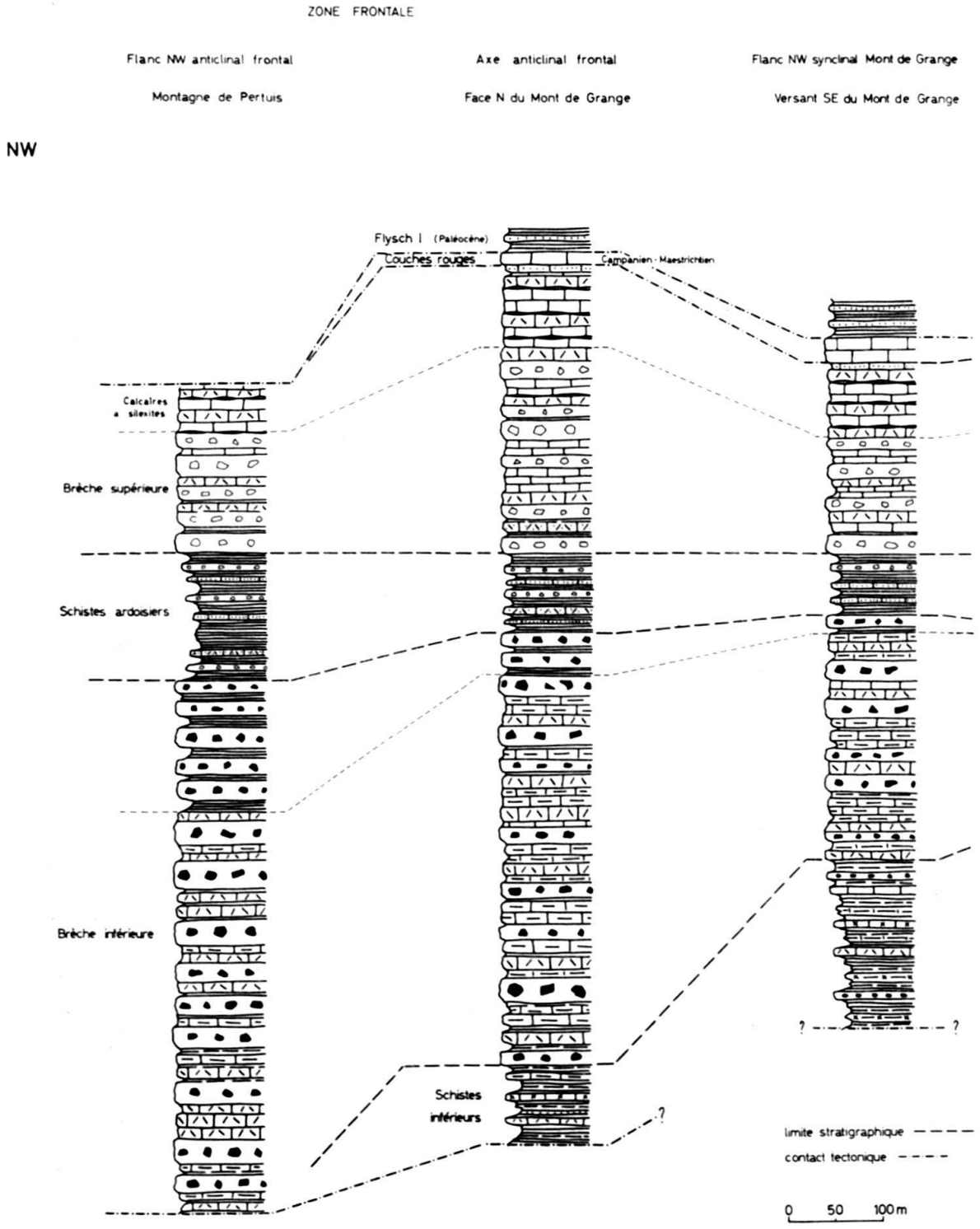
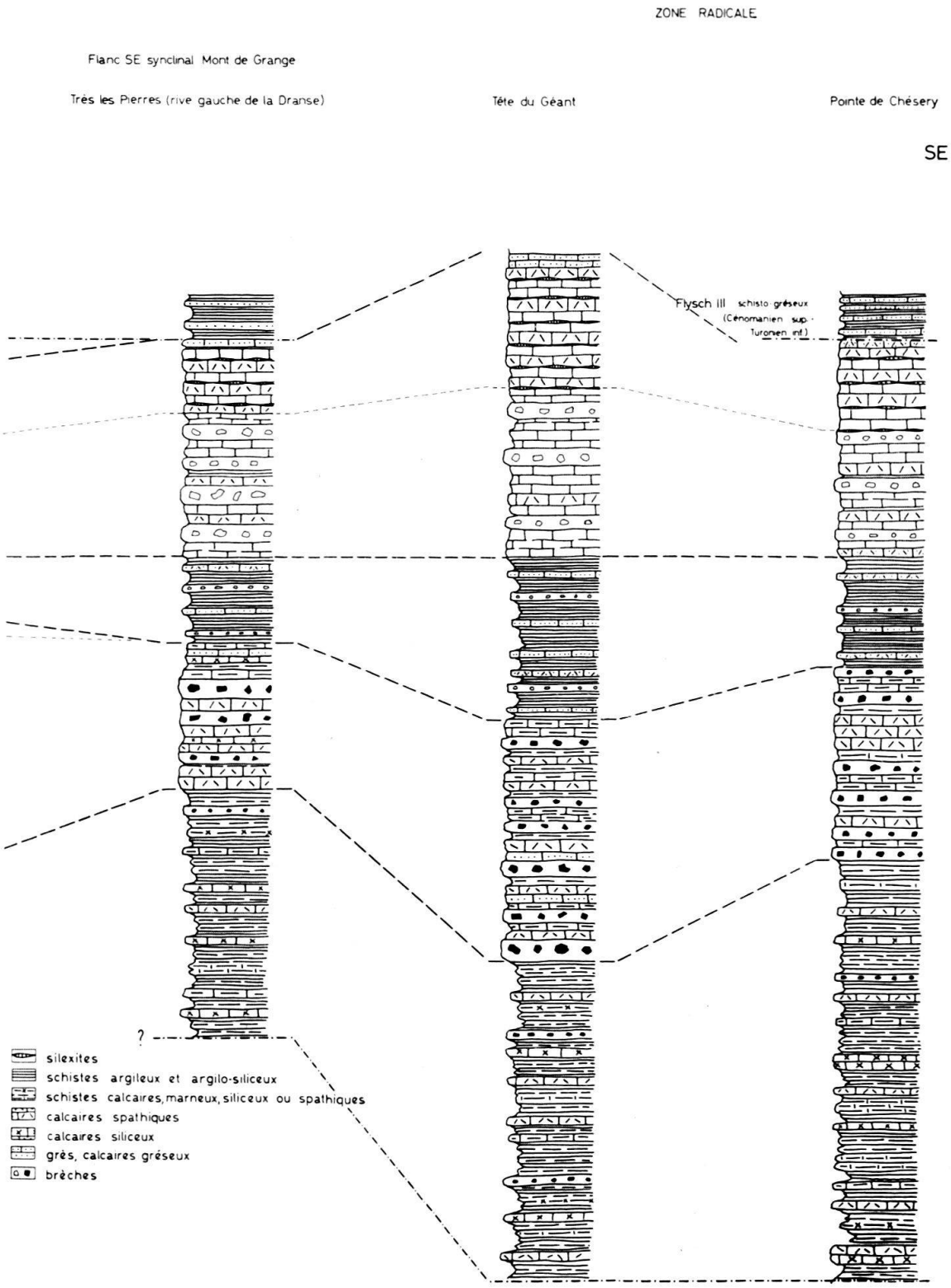


Fig. 19. Répartition et variations



des faciès de la nappe de la Brèche

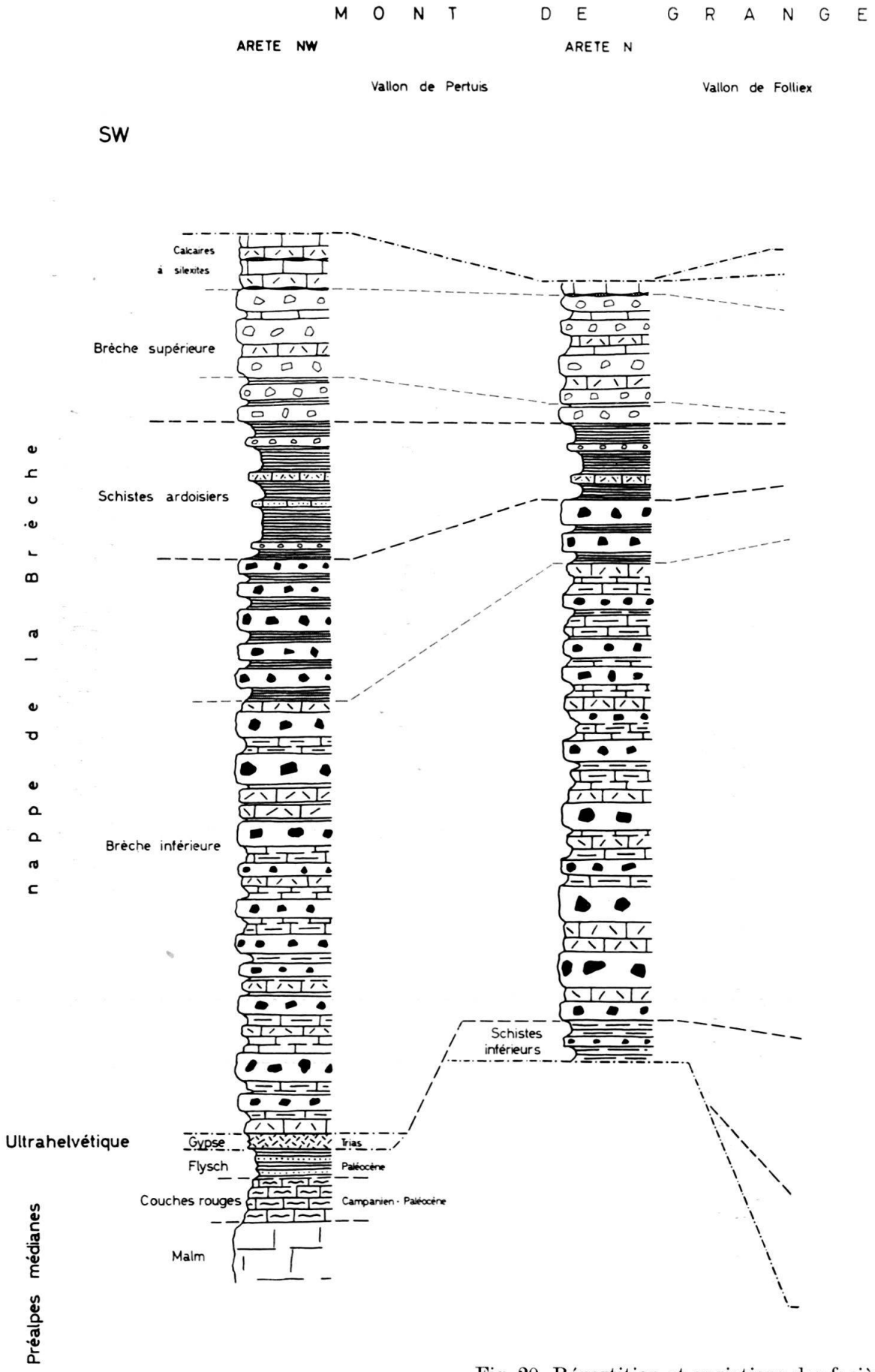
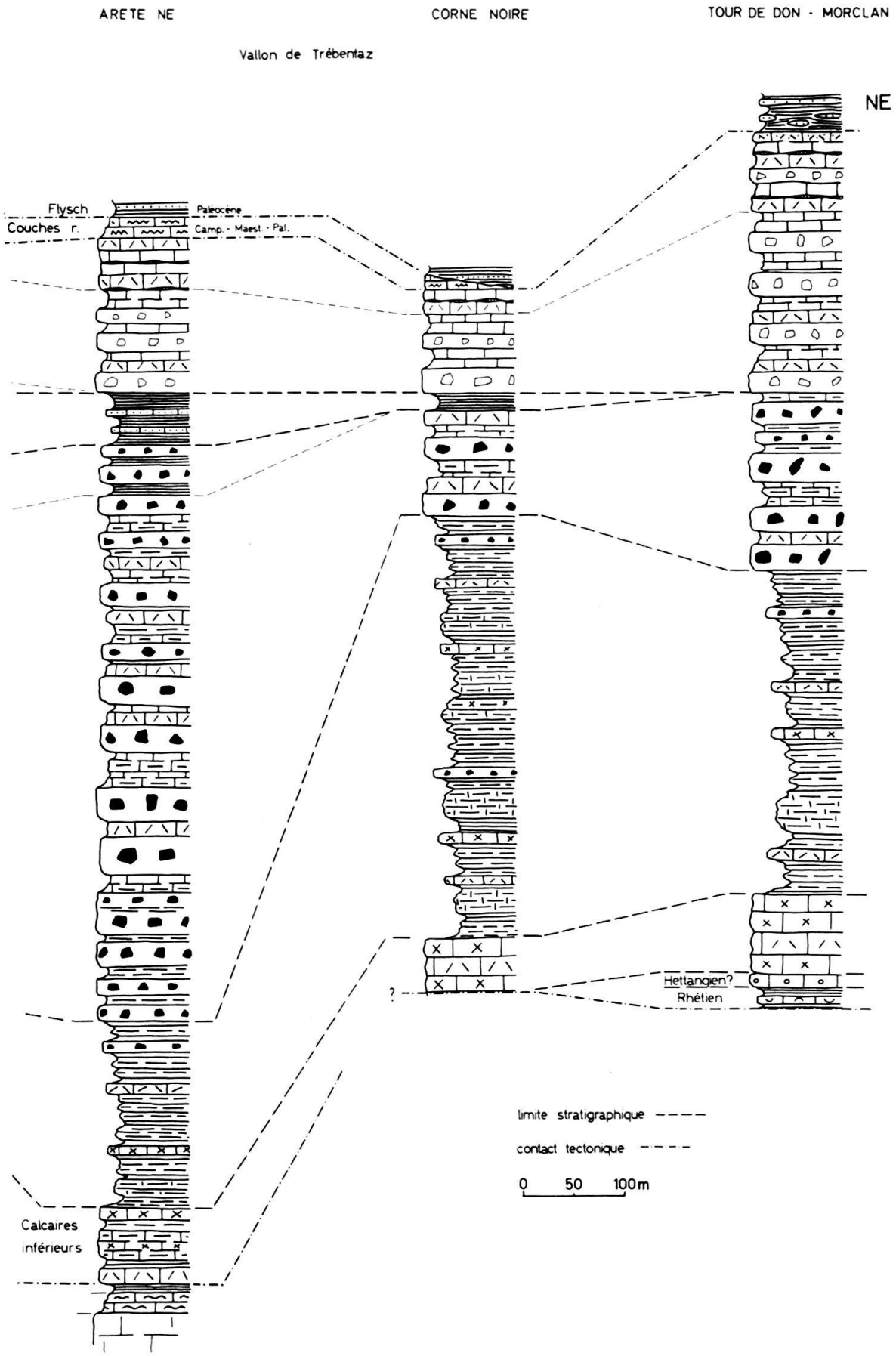


Fig. 20. Répartition et variations des faciès



dans la zone frontale de la nappe de la Brèche

D. – TERRAINS QUATERNAIRES

I. DÉPÔTS GLACIAIRES

Les terrains glaciaires présentent, dans la région étudiée, un développement assez important. Nous pouvons distinguer les dépôts laissés par le glacier de la Dranse et ceux des glaciers qui lui étaient tributaires.

1° *Glacier de la Dranse*

En descendant le cours de la rivière, nous rencontrons, dans le cirque glaciaire situé au N de la Pointe de Chésery et en amont de Plaine Dranse, deux stades de retrait du glacier.

Puis, jusqu'à Très les Pierres, le glaciaire est très peu épais et possède une extension limitée. A partir de cette localité, il prend plus d'importance, sur le versant droit de la vallée surtout, qui est moins incliné que les pentes du Mont de Grange.

En aval de La Chapelle, les dépôts morainiques ont une grande extension sur la rive gauche de la Dranse. On les trouve jusqu'à 1400 m d'altitude environ. Au-dessous des chalets de l'Enquernaz, deux moraines latérales de direction E–W sont bien visibles.

2° *Glaciers locaux*

Sur la rive droite de la Dranse, le glacier descendant du col de Conche sur Châtel, dans le vallon de la Fiollaz, a laissé plusieurs vallums de retrait.

L'érosion glaciaire a déterminé un grand cirque au fond du Vallon du Terroit qui sépare la Tour de Don de Morclan. Le glaciaire atteint l'altitude de 1700 m.

Sur la rive gauche de la Dranse, le glaciaire prend une certaine importance en aval de Châtel. Celui du vallon de Trébentaz monte jusqu'à 1550 m et prend une grande extension dans la partie inférieure. Dans le ravin de Folliex, on trouve du glaciaire jusqu'à 1980 m.

C'est dans le vallon de Pertuis que les dépôts morainiques prennent le plus d'importance. Deux moraines latérales s'étendent, de part et d'autre du ruisseau, en amont des chalets de Pertuis qui sont construits derrière un vallum frontal. Ce glaciaire détermine un petit lac situé à l'E des chalets. En aval des chalets, le glacier a laissé une grande moreine latérale aboutissant au point 1556.

Dans le vallon de Charmy, le glaciaire forme des placages importants, dans les parties inférieures des pentes surtout.

II. DÉPÔTS POSTGLACIAIRES

1° *Terrasses*

On observe des terrasses dans la partie supérieure du cours de la Dranse, dès l'endroit où la direction de la rivière, de SW–NE devient SE–NW. Nous remarquons deux terrasses superposées, entre 1–3 m et 15 m environ au-dessus du lit

actuel de la rivière. La terrasse inférieure se poursuit jusque dans la région des masses, en amont de Très les Pierres.

2° *Eboulis et éboulements*

Les éboulis sont essentiellement constitués aux dépens des roches formant des parois, c'est-à-dire des Brèches inférieure et supérieure, du Malm et du Trias moyen. Leur plus grande extension se trouve sur le versant N, très raide, du Mont de Grange. Ils couvrent également une assez grande surface dans les parois W et E.

Dans la chaîne de la Tête du Géant, on en trouve tout au long de l'arête, de la Pointe du Midi à celle de Chésery. Ils remplissent souvent la partie supérieure des petits ravins tributaires de la vallée principale.

Les éboulements les plus importants se trouvent au-dessous du Pas de Morgins, dans les pentes du Bec du Corbeau et dans le versant W du Mont de Grange. Il y a aussi un très bel écroulement de blocs parfois énormes de Brèche inférieure à Très les Pierres. Il s'étend jusqu'au bord de la Dranse.

3° *Glissements et tassements*

Ils sont assez nombreux, ce qui s'explique par la grande surface occupée par le Flysch où ils sont fréquents. Ils se traduisent sur le terrain par leur relief tourmenté, bosselé, où les arbustes sont souvent inclinés. On distingue parfois des niches d'arrachement. Le plus important de ces glissements est situé entre Bantiaz et la Ville du Nant. Le glissement du Mouet comprend du Flysch, de la Brèche supérieure et de la moraine.

Les phénomènes de tassement sont assez importants au S de Châtel où ils affectent les assises des Calcaires et des Schistes inférieurs. La région étant recouverte de forêts, il est parfois difficile de déterminer la limite exacte entre les zones en place et celles qui ne le sont plus tout à fait.

Un tassement de Brèche supérieure s'observe dans les pentes dominant les chalets de Plaine Joux. Il y en a également dans les pentes très raides et boisées de la Corne Noire.

Signalons également les débris de pente, fréquents dans les pentes de Flysch.

4° *Cônes de déjection*

Les cônes les plus importants sont ceux laissés au fond de la vallée par les affluents de la Dranse.

Dans la haute vallée, ils sont localisés sur la rive gauche. Le torrent de Cornillon, en amont de Très les Pierres, a étalé ses matériaux sur une largeur de 600 m. Un peu plus en amont, on remarque trois cônes emboîtés les uns dans les autres.

Après le coude brusque de la Dranse, les cônes de Pantiaz et de Miolène ont environ 1 km de largeur à la base. La pente moins forte et la vallée plus large que dans la partie haute sont plus propices à leur édification et conservation.

Certains sont complexes (Pantiaz) car le torrent a changé plusieurs fois de trajet, et encore maintenant, à la suite de grosses crues, le ruisseau reprend son ancien cours et charrie une grande quantité de matériaux jusque dans les jardins des chalets.

Sur le versant W du Mont de Grange, le cheneau de Grange a édifié un cône important. Le Malève, qui descend le vallon de Charmy, a édifié un cône très large sur lequel est bâti une partie du bourg d'Abondance.

5° *Marécages-Alluvions*

Les marécages sont assez fréquents dans les terrains imperméables, le Flysch en particulier. Tous ceux de notre terrain ont une superficie réduite. Le plus important se trouve dans les Schistes inférieurs, au lieu nommé «la Mouille», au pied des parois du Roc du Cheval Blanc.

Les seules alluvions récentes de quelque importance se trouvent sur la rive droite de la Dranse, sous le massif de Trias moyen de la Ville du Nant.

6° *Sources*

Elles sont nombreuses mais ont un débit généralement irrégulier et faible. La plupart des ruisseaux sont formés de la somme de nombreux ruisselets.

On peut distinguer des sources de Flysch, de moraine, d'éboulis, celles dues à la nappe phréatique sortant dans le lit de la Dranse et celles qui se trouvent à la limite de deux terrains de nature lithologique différente: Schistes inférieurs et Brèche inférieure, Schistes ardoisiers et Brèche supérieure par exemple.

Signalons aussi la source sulfureuse de Très les Pierres. Il n'y a aucun affleurement de Trias dans le voisinage immédiat. Il est cependant certain qu'il existe sous le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche, le gypse de Ville Torrent et celui de Charmy en font foi.

7° *Tufs calcaires*

Ils sont rares et de peu d'importance. Un affleurement, situé au bord de la route montant à Châtel, près du ruisseau du Terroit, a été exploité.

8° *Dolines*

Il y a quelques petites dolines dans le Trias dolomitique du col du Saix et dans la zone de gypse de Ville Torrent. D'autres sont groupés sur l'emplacement de failles affectant la Brèche supérieure. La plupart se trouvent dans une zone déprimée, entre la Tête du Tronchet et la crête de Chaux-Longe, dans le massif de la Tour de Don.

E. – TECTONIQUE

Nous avons déjà donné un aperçu tectonique de la région étudiée dans l'introduction du présent travail, aussi nous n'y reviendrons pas.

Rappelons simplement que l'on peut diviser la nappe de la Brèche en deux zones séparées par l'inflexion anticlinale de Trébentaz dans laquelle affleurent des éléments des Médianes et des Internes.

Au NW du pli de Trébentaz, l'anticlinal frontal de la nappe de la Brèche s'enfonce dans la zone de Flysch qui se trouve en arrière des premiers plis des Médianes

plastiques. Au SE, un grand synclinal, d'allure beaucoup plus tranquille, rempli de Flysch, va en s'élargissant du NE au SW.

Nous décrirons les principaux éléments structuraux en nous dirigeant de la zone radicale (SE) vers le front de la nappe (NW).

I. - LA NAPPE DE LA BRÈCHE

1° *Rive droite de la Dranse entre le col de Chésery et le Pas de Morgins*

Cette région comprend l'arête franco-suisse qui, du col de Chésery au S, se poursuit par les sommets de la Pointe de Chésery (2251 m), de la Tête du Géant (2233 m), de la Tête de Guinga pour aboutir au N au Pas de Morgins (fig. 21).

Comme le remarque M. Lugeon (1896, p. 140), cette arête présente une structure très simple.

Le versant oriental, suisse, est très raide et les différents niveaux sont parfaitement visibles. Le flanc occidental, par contre, est presque une surface structurale, en amont spécialement, où affleure la Brèche supérieure. La pente est alors moins accusée, mais cependant accidentée par de nombreuses parois dont les plus importantes se trouvent dans le massif de la Tête du Géant.

Le col de Chésery (1990 m), à l'extrémité de la région étudiée, se trouve dans la Brèche inférieure. Si nous gravissons l'arête S de la Pointe de Chésery, nous traversons les Schistes ardoisiers entre 2035 et 2080 m, ensuite, et jusqu'au sommet, dans la Brèche supérieure. La direction des couches est toujours comprise entre N–S et N 30° E, le pendage étant de 20 à 40° au NW.

Si nous descendons l'arête W en suivant plus ou moins les couches, nous touchons le Flysch à 2070 m environ. Le contact est nettement tectonique, soulignant l'indépendance de ce Flysch vis-à-vis du Mésozoïque de la Brèche. Ici, c'est le Flysch supérieur (III) schisto-gréseux qui repose sur la Brèche supérieure et va former, vers l'W, la suite de l'arête qui porte le nom de crête des Rochassons.

Suivons maintenant l'arête N de la Pointe de Chésery. Au col, séparant ce dernier sommet de celui de Cornebois également en Brèche supérieure, affleurent les Schistes ardoisiers remontés au N par une petite faille.

Toute la grande surface de Brèche supérieure, formant les pentes du versant français, est sillonnée de ravins souvent assez profonds et rectilignes. Ce sont des failles, dont les directions principales sont N–S et NW–SE, qui déterminent leur tracé.

La Tête du Géant, au N de Cornebois, est toujours dans la Brèche supérieure. Les couches sont parfois très plissotées, spécialement les niveaux supérieurs de calcaires à silexites qui sont moins massifs et plus finement lités que les niveaux de base.

Au col (2055 m) situé au N de la Tête du Géant, passe un accident très intéressant. Une grande faille normale, de direction N–S, traversant tout le massif, met en contact les Brèches inférieure et supérieure. Le compartiment W est abaissé d'environ 200 m.

Cette faille traverse obliquement le versant suisse depuis les chalets de Sassey. Sur le versant français, elle détermine la dépression du Pas de Vouerca et du ravin de la Forgne (fig. 22). Elle cause la disparition des Schistes ardoisiers qui réapparaissent plus bas, à 1500 m environ.

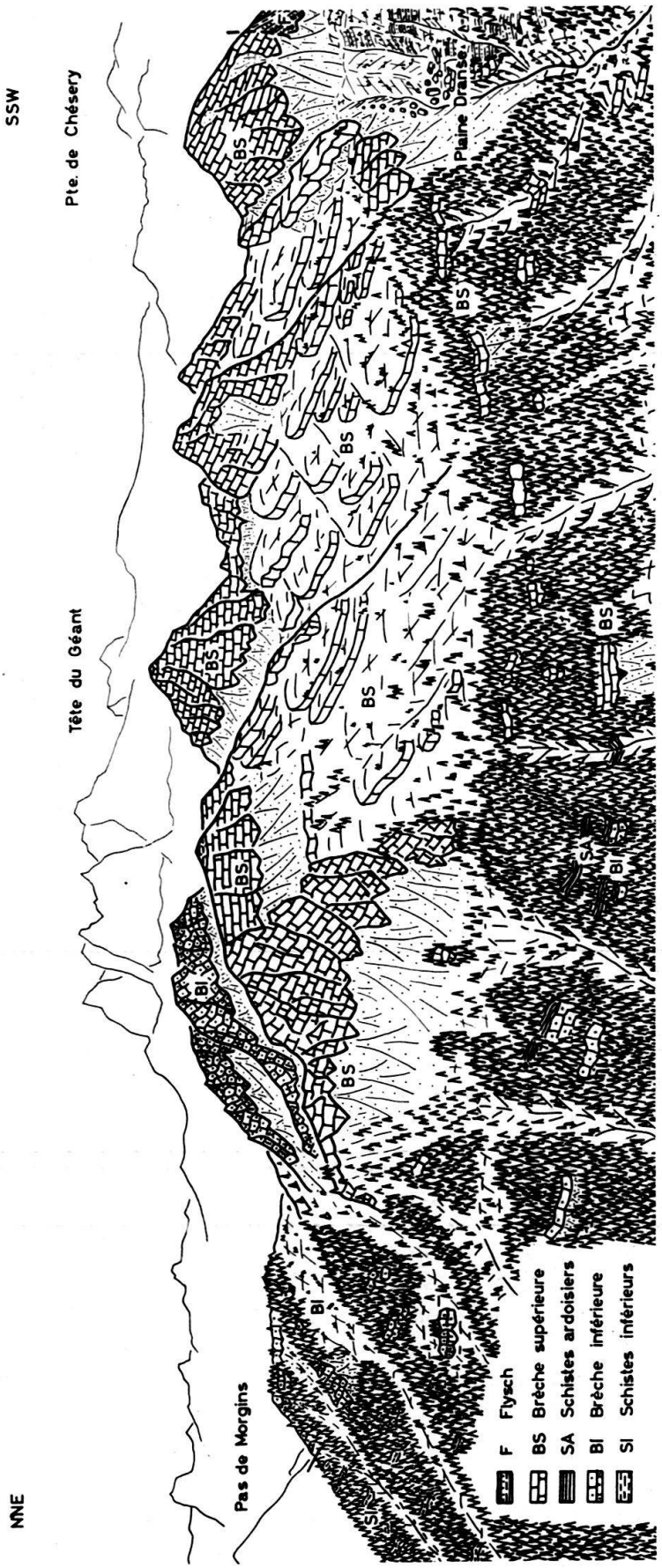


Fig. 21. L'arête franco-suisse au S du Pas de Morgins

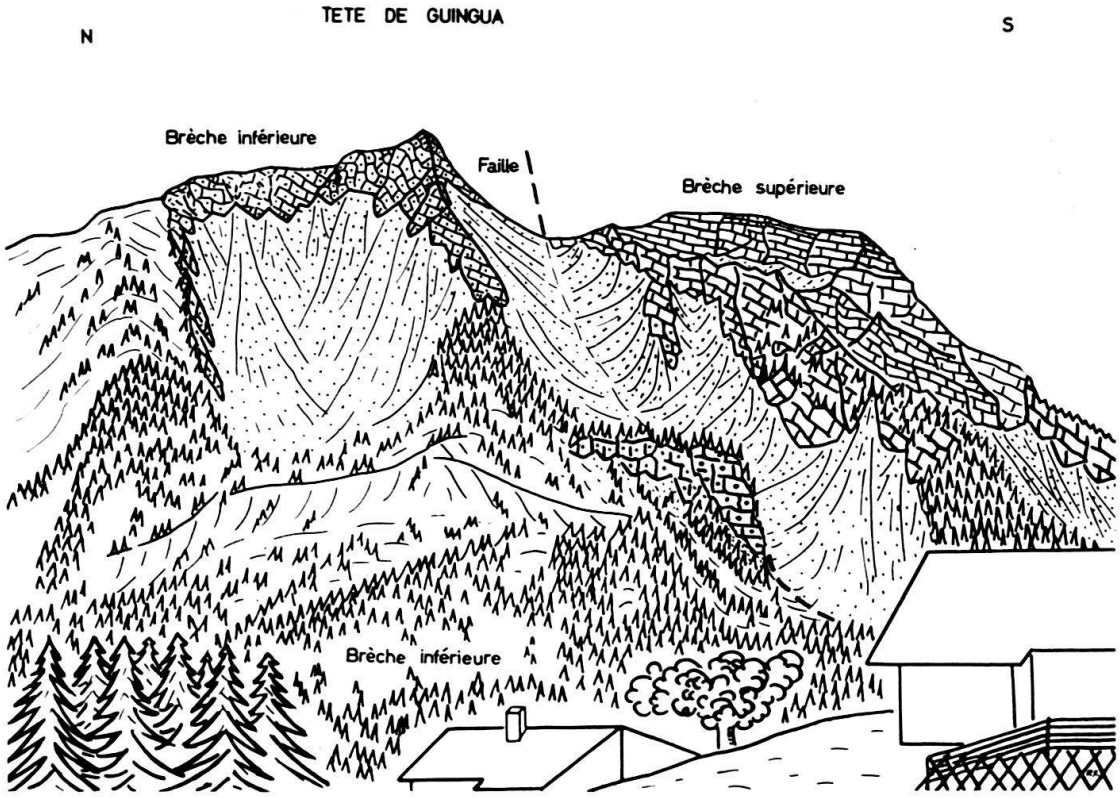


Fig. 22. La Tête de Guingua (croquis pris des Boudimes)

A partir de cette faille, l'arête est constituée de Brèche inférieure. Les sommets qui l'accidentent (Tête de Guingua, Pointe du Midi) sont moins élevés que les précédents. Les couches, dont la direction moyenne est N 30° E, sont très plissotées.

Le cours supérieur du ruisseau de l'Airty, aboutissant au col de Fecon, est creusé dans les Schistes inférieurs qui sont entourés de toutes parts de Brèche inférieure. Sur le versant opposé, les Schistes, remontés au S par une faille, arrivent presque jusqu'au col.

Un peu au-dessus du chalet Aubert, situé sur l'arête, affleurent les Schistes inférieurs qui forment les pentes dominant le Pas de Morgins.

2° *La région du Pas de Morgins*

Cette dépression est creusée dans le substratum de la nappe de la Brèche.

Sur le versant S que nous venons de quitter, le plan de chevauchement de la nappe, passant à la base des Schistes inférieurs, se trouve à 1450 m environ.

Au-dessous des Schistes affleure une bande de Malm des Préalpes médianes. Sous le Jurassique, un peu de Crétacé supérieur est localement conservé. On retrouve ces deux niveaux sur le versant suisse mais ils sont séparés des Schistes inférieurs par du Trias, du Flysch et une nouvelle bande de Malm.

Dans la forêt, tout près de la frontière et juste en dessous du Malm et du Crétacé affleure un peu de cornieule, que l'on retrouve au Pas de Morgins, 20 m plus bas environ, et qui est aussi recouverte de Malm. M. Lugeon (1896) pensait

que ce Trias devait appartenir à la nappe de la Brèche, mais sa position tectonique rend cette hypothèse peu probable.

Juste au-dessous du col, au bord de la route descendant à Châtel, affleurent quelques couches très froissées de Crétacé supérieur et de Flysch. Ensuite viennent les éboulis et les masses tassées de Schistes inférieurs.

500 m après le col apparaît une paroi de Malm gris clair qui fait l'objet d'une petite exploitation. Il est localement recouvert de quelques mètres de Crétacé supérieur. Contrairement à celui du versant opposé, ce Malm est en position normale. M. LUGEON (1896) voyait un pli dont le flanc renversé affleurait sur le versant suisse (au S), et le flanc normal sur le versant français. Toutefois, la dislocation, l'écrasement et le peu de continuité de tous ces affleurements s'opposent à cette conception; il semble que nous sommes devant des lames et des paquets de roches entraînées sous le plan de chevauchement de la nappe de la Brèche, comme l'avaient déjà remarqué M. LUGEON et E. GAGNEBIN (1941).

D'ailleurs, au dernier affleurement mentionné, le Crétacé supérieur n'est pas recouvert de Flysch mais de cornieule elle-même surmontée de calcaires à Diplopores du Trias moyen.

Ce Trias, qui affleure dans la forêt très dense, est recouvert par les Calcaires inférieurs de la Brèche qui sont plus ou moins tassés. Le plan de chevauchement est ici à 1400 m environ. A la frontière, au-dessus du Pas de Morgins, le contact entre le Rhétien de la Brèche et le Trias des Médianes se fait à 1710 m.

Il est impossible de déterminer l'inclinaison exacte du plan de chevauchement à cause des phénomènes de tassement et de la superficie très réduite de tous ces affleurements mais on observe néanmoins le relèvement de ce plan en direction de l'E, donc de l'extérieur de la nappe de la Brèche.

3° *La rive droite de la Dranse en aval du Pas de Morgins (massifs du Bec du Corbeau, de Morclan et de la Tour de Don)*

Du village de Châtel, une arête boisée s'élève en direction du Bec du Corbeau situé en territoire suisse (fig. 28). Les pentes inférieures sont constituées de Calcaires et de Schistes inférieurs. Les premiers constituent le roc du Cheval Blanc, sur l'arête à la frontière franco-suisse. Ils forment de belles parois verticales orientées au NE. Sur le versant du Pas de Morgins (SW), on les retrouve plus bas à cause de l'abaissement du plan de chevauchement.

Si nous descendons l'arête depuis le roc du Cheval Blanc, nous sommes d'abord dans les Schistes inférieurs, puis une faille importante fait apparaître, sur l'arête, la Brèche inférieure et les niveaux de base de la Brèche supérieure. Les couches, qui pendent de 20 à 30° au NW, sont descendues dans la même direction, c'est-à-dire vers l'aval. Ainsi, la Brèche inférieure forme toute la partie inférieure de l'arête, jusqu'à 1400 m environ où elle disparaît sous le quaternaire.

Le col de Conche, entre le Bec du Corbeau et Morclan voit affleurer les Schistes inférieurs qui forment également les pentes inférieures, raides et uniformes de Morclan.

Cette montagne, arrondie et massive, dont la face S est peu accidentée et la face N plus raide et entrecoupée de parois, forme un synclinal qui est la prolonga-

tion NE de celui du Mont de Grange. Au sommet, à 1970 m, affleure un peu de Flysch noir d'âge Paléocène. Il ne s'agit pas, comme le pensait M. LUGEON (1896), de Schistes inférieurs formant un repli dans la Brèche.

Au SW, sur la rive gauche de la Dranse et dans l'axe du synclinal, la limite entre Brèche supérieure et Flysch passe vers 1550 m. Le plongement axial est d'environ 10° en direction du SW, c'est-à-dire vers le centre de la nappe.

Sur le versant SE de Morclan, les Schistes inférieurs, remontés par une faille, affleurent beaucoup plus haut qu'au SW. Il semble que cet accident est la continuation de celui observé dans le massif du Bec du Corbeau. Les effets: abaissement des compartiments NW, sont en tout cas les mêmes.

Au N de Morclan, la dépression du col du Follière est occupée par les Schistes inférieurs. La Brèche inférieure située entre ces Schistes et la Brèche supérieure est ici fort réduite. Elle augmente d'épaisseur dans les pentes de la Pointe des Ombrieux, située au N du col. L'arête qui relie ce sommet à la Tour de Don est taillée dans la Brèche supérieure. Une série de cassures subverticales relèvent quelque peu puis abaissent les niveaux bréchiques.

Nous arrivons ainsi dans les grandes pentes régulières et assez peu inclinées de la Tour de Don. La surface est presque structurale et les affleurements rares. On remarque que les couches sont toujours inclinées vers l'intérieur de la nappe.

Alors qu'au S, dans la région de la Pointe de Chésery, l'orientation générale était NNE, ici, elle est ENE. L'axe du synclinal décrit donc une courbe dont la concavité est tournée au SE.

Sur l'arête W de la Tour de Don, qui mène au col de Croix, on observe, dans les calcaires à silexites bien lités, de beaux plissotements. Le style tectonique est exactement le même que dans la Tête du Géant.

Plusieurs cassures traversent les pentes de la Tour de Don. La plus importante détermine un sillon dont le fond est localement rempli de petites dolines. On la suit de la Tête du Tronchet aux chalets de Barbossine.

LE MASSIF DU MONT DE GRANGE

M. LUGEON, dans son ouvrage sur la Brèche du Chablais (1896, p. 146), dit: «Le massif de la Pointe de Grange, de même que la partie frontale de la région de la Brèche du Chablais comprise entre lui et le roc d'Enfer, ... présentent des complications très grandes dues à l'enchevêtrement des régions des Préalpes médianes et de la Brèche. C'est la partie de l'étude qui m'a donné le plus de difficultés.»

A ce propos, nous ne pouvons que nous incliner devant la haute qualité du travail de M. LUGEON.

Le massif du Mont de Grange est limité à la rive gauche de la Dranse. Nous commencerons notre description par le flanc SE du grand synclinal en nous dirigeant ensuite au NW, vers le front de la nappe.

4° *Le flanc SE du synclinal du Mont de Grange*

Les couches de ce flanc forment les pentes raides qui dominent la Dranse en amont de Châtel.

A Pré la Joux, au fond de la vallée d'Abondance, c'est le Flysch qui forme les pentes inférieures. Une faille normale passant dans le ruisseau des Rubis remonte

la Brèche supérieure au NE. La limite Flysch-Brèche est à 1370 m. Puis, d'autres failles montent encore la Brèche supérieure jusqu'à 1520 m. Vers le chalet de la Louennette, plus au N, elle est brusquement abaissée.

Plus en aval encore, de grandes failles normales de direction NS remontent la Brèche supérieure par gradins successifs et font apparaître en dessous les Schistes ardoisiers, puis la Brèche inférieure. C'est à la Combe, au-dessus de Très les Pierres, que la Brèche supérieure atteint l'altitude maximum: 1740 m.

Nous sommes là dans l'axe d'un anticlinal transversal à la direction du synclinal du Mont de Grange, qui est ici NE–SW. La figure 23 nous montre une coupe parallèle à la vallée et à l'axe du synclinal.

De Très les Pierres à Villapeyron, de nombreuses cassures descendent la Brèche supérieure. Au-dessus de cette dernière localité, le contact entre Brèche et Flysch se fait à 1350 m. Les couches sont très tectonisées et plissées. Le tracé des nombreux ruisseaux tributaires de la Dranse est conditionné par la tectonique de cette région.

On peut voir dans cet accident transversal la prolongation de la grande faille normale de la Tête du Géant. Sur la rive gauche, plusieurs failles jouent et la tectonique est plus complexe. Mais sur la rive droite, le compartiment W subit un effondrement plus marqué.

On peut remarquer que cet accident n'est pas perpendiculaire à la direction principale des plis. Alors que la direction de l'axe du synclinal est compris entre 45 et 55° E, la faille de la Tête du Géant est orientée N–S et celles de la rive gauche de la Dranse sont N–S à NNW–SSE.

5° *Le synclinal du Mont de Grange*

Le cœur de ce synclinal est rempli de Flysch. Au S de la région étudiée, ce faciès possède une grande extension et, du col de Bassachaux à la crête des Rochassons, s'étend sur une largeur de 2 km environ. Vers le NE, le synclinal se rétrécit progressivement, s'étrangle quelque peu sur l'axe de l'anticlinal transversal pour s'élargir de nouveau, dans une mesure moindre toutefois, dans la région des Boudimes, à l'extrémité NE du massif du Mont de Grange.

On ne remarque aucun pli important dans cette masse de Flysch (M. Lugeon, 1896). Cependant, les couches souvent très plissotées et tourmentées, la rareté des horizons repères et la difficulté de les suivre ne permettent pas une analyse tectonique précise. Nous avons déjà vu que l'on peut grossièrement diviser ce Flysch en trois zones. Le Flysch de base, d'âge Paléocène, appartient certainement à la Brèche. Il se suit sur les deux flancs du synclinal. Le contact avec la Brèche supérieure et les Couches rouges est souvent tectonisé.

Les niveaux qui surmontent le Paléocène, gréso-calcaires, contenant parfois des helminthoïdes, sont plus résistants à l'érosion et peuvent former de petites parois, repères utiles dans le paysage. Ce Flysch remplit le fond de la partie NE du synclinal. Au point de vue tectonique, aucune observation ne permet de différencier le Paléocène du Flysch gréso-calcaire, la limite tracée repose uniquement sur des différences d'ordre lithologique. Ce fait n'est d'ailleurs pas particulier à notre terrain mais complique l'étude des Flysch de nombreuses autres régions.

Le passage, souvent progressif, au Paléocène nous fait penser qu'il appartient également à la nappe de la Brèche, mais seule une détermination exacte de l'âge de ce complexe permettra d'éclaircir le problème. Donc, comme en ce qui concerne le Flysch à helminthoïdes des synclinaux des Médianes, le doute subsiste.

Au SW du ruisseau de Pron, une série monotone, schisto-gréseuse, repose sur le Flysch gréso-calcaire. Quelques minces lits de calcaires sublithographiques nous ont livré une faune du Cénomanien sup.–Turonien inf.

Il est donc absolument impossible que ce Flysch appartienne à la nappe de la Brèche. Il fait indiscutablement partie d'une unité supérieure à celle de la Brèche. Ainsi se trouve confirmé, une fois de plus, le fait que cette dernière n'est pas la nappe supérieure de l'édifice préalpin.

Est-ce que ce Flysch appartient à la nappe de la Simme, ou à une autre unité représentée essentiellement par du Flysch? Nous avons déjà discuté de ce problème et sommes restés dans l'expectative. Pour l'instant, les arguments décisifs font encore défaut. Rappelons toutefois que F. Jaffe (1955) qui a étudié le Flysch à ophiolites du col des Gets, attribué jusqu'alors à la Brèche, le place dans une nappe supérieure à celles de la Brèche et de la Simme. A notre avis, l'existence d'une telle nappe n'est pas démontrée avec certitude. Donc, pour l'instant, la première solution a notre préférence.

Dans la région de Coicon, où les affleurements sont les meilleurs, la direction (N 40–60° E) et le pendage (40–60° SE) des couches sont très uniformes, de la base au sommet.

A l'extrémité NE du synclinal, dans les pentes raides et boisées de la Corne Noire, des failles à rejet parfois important ont joué. La Brèche supérieure, assez épaisse dans la région des Boudimes et dont la limite avec le Flysch se trouve à 1520 m, est brusquement descendue jusqu'à 1420 m par deux cassures. Son épaisseur passe de 200 m environ à une trentaine de mètres. Plus au NW, elle est remontée, puis, une grande faille qui traverse obliquement la Corne Noire relève les Schistes inférieurs. Il n'y a plus ni Brèche inférieure, ni Schistes ardoisiers, ni Brèche supérieure. Ces différents niveaux réapparaissent dans le flanc NW du synclinal.

6° *Le flanc NW du synclinal du Mont de Grange*

Les assises mésozoïques qui constituent le flanc SE du synclinal ont un pendage toujours faible, soit au NW, soit au SE. En suivant les couches du SE au NW, on les voit se relever progressivement et, dans le flanc NW du synclinal, qui est aussi le flanc SE de l'anticlinal frontal, le pendage est en moyenne de 40 à 50° dans la partie NE et de 60 à 80° au SW. Dans le vallon de Charmy, à l'extrémité SW de la région étudiée, les couches atteignent presque la verticale.

Nous avons vu qu'au NE du massif, dans la Corne Noire, les Schistes inférieurs prennent une très grande importance et le Flysch leur est directement superposé. Au-dessus des Crottes, la Brèche supérieure réapparaît, tout de suite assez épaisse, et forme les parois qui se poursuivent jusqu'à la Pointe des Mattes. La Brèche inférieure et les Schistes ardoisiers restent peu épais.

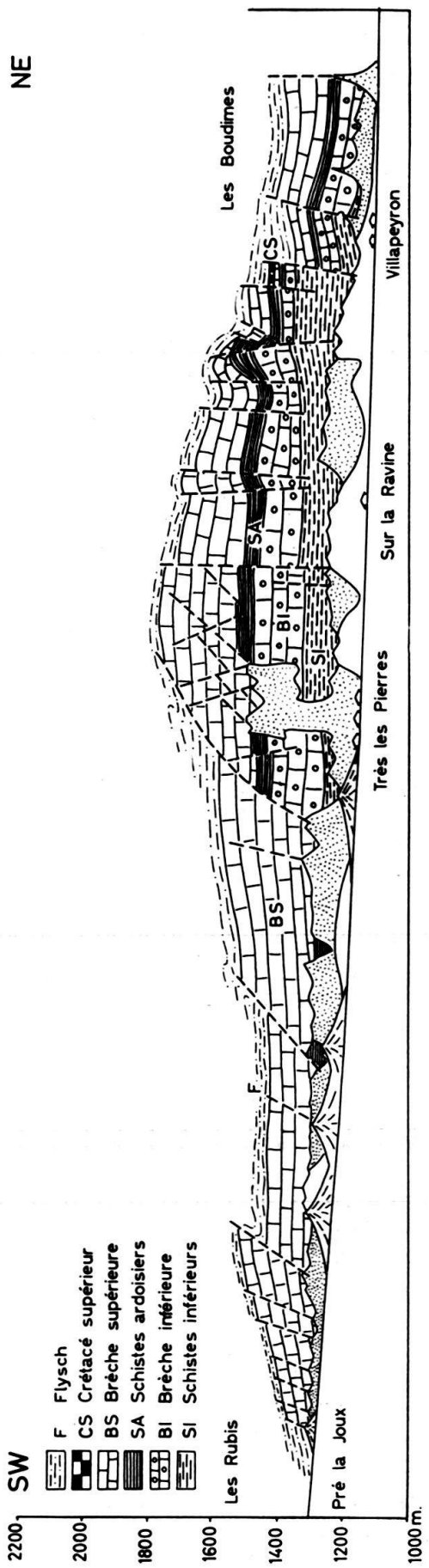


Fig. 23. Coupe longitudinale dans le flanc SE Mont de Grange, rive gauche de la Dranse

Au N du chalet de la Torrens, une grande faille transversale décale la Brèche supérieure au NW et fait apparaître les Couches rouges, en écailles superposées, séparées par du Flysch argileux Paléocène. On suit ces lames de Crétacé sur 3 km environ, du chalet susmentionné au NE jusqu'à proximité du chalet du Jouly sur le versant SW du Mont de Grange. Localement, ce Crétacé supérieur repose directement sur la Brèche supérieure, mais, le plus souvent, il en est séparé par une zone plus tendre de Flysch.

E. GAGNEBIN (1932) voyait dans ce Flysch du Gault. Nous avons vu que la découverte de Globorotalia en fait du Paléocène indubitable. Il ne s'agit donc pas d'une simple série normale. D'ailleurs, quel que soit l'âge de ces niveaux, les complications d'ordre tectonique subsistent car, au-dessus de la Brèche supérieure, il y a jusqu'à cinq écailles de Couches rouges et de Flysch.

Cet écaillage ne se conçoit guère sans l'intervention d'une force puissante ayant agi sur les niveaux supérieurs de la nappe de la Brèche. Or, si cette dernière était l'unité la plus élevée des Préalpes, nous serions dans l'embarras. Mais nous avons vu qu'une grande partie du Flysch appartient à une nappe supérieure et il est fort possible que ce soit sous le poids et la poussée de cette dernière que s'est effectué l'écaillage des Couches rouges de la Brèche.

Un phénomène de même nature, mais d'une ampleur beaucoup plus grande encore, s'observe au front de la Brèche, dans le synclinal de Flysch qui sépare cette dernière unité des premiers plis des Médianes plastiques. Là, c'est certainement à l'action de la Brèche, énorme rouleau compresseur, que sont dues les écailles de Crétacé supérieur englobées dans le Paléocène des Médianes. Dans les deux cas, une explication d'ordre tectonique paraît plus satisfaisante que l'hypothèse de blocs de Crétacé supérieur glissés dans la mer du Flysch.

Un accident transversal important doit passer dans la partie supérieure du vallon de Charmy car, sur la rive gauche du Malève, les différents niveaux de la Brèche sont rejetés de 300 à 400 m au SE. On observe également que les couches se réduisent considérablement alors que dans le Mont de Grange au NE et dans le massif d'Entre deux Pertuis au SW, la Brèche est très puissante. Ce fait traduit nettement une réduction en profondeur des assises mésozoïques de la Brèche.

Il est probable que la nappe de la Brèche n'a pas pu s'écouler librement et qu'un obstacle se dressait (certainement des éléments appartenant aux Préalpes médianes) sur et sous l'emplacement actuel du vallon de Charmy. Cette cause a déjà été invoquée en 1941 par M. LUGEON et E. GAGNEBIN pour expliquer également le relèvement brusque du front de la Brèche par rapport à la vasque, dans les régions de Ville Torrent et de Trébentaz.

7° *L'anticlinal frontal du Mont de Grange*

Nous étudierons cet élément en nous dirigeant du SW au NE.

Le vallon de Charmy. Le versant SW du Mont de Grange (fig. 24) nous présente une excellente coupe naturelle.

Nous voyons les assises presque verticales du flanc NW du synclinal tendre de plus en plus vers l'horizontale. Au sommet du Mont de Grange, les couches de Brèche supérieure ne pendent plus que de quelques degrés au SE.

Au sommet 2197, sur l'arête NW, les Schistes ardoisiers sont horizontaux. En dessous, la Brèche inférieure est affectée par plusieurs cassures et les couches pendent tantôt au SE, tantôt au NW. Cette Brèche inférieure forme la plus grande partie des pentes du versant SW, sillonnées par les Nant et Cheneau de Grange.

La charnière du pli anticlinal s'observe particulièrement bien dans la Brèche inférieure, au-dessus de l'affleurement de gypse de la Lécherette, dans la Montagne de Pertuis (fig. 24). C'est devant un véritable pli couché que nous nous trouvons, ce qui ressort particulièrement bien de la figure 24. Les couches du flanc renversé ont un pendage qui varie de 20 à 50° au SE, celles du flanc normal de 20 à 70° au NW.

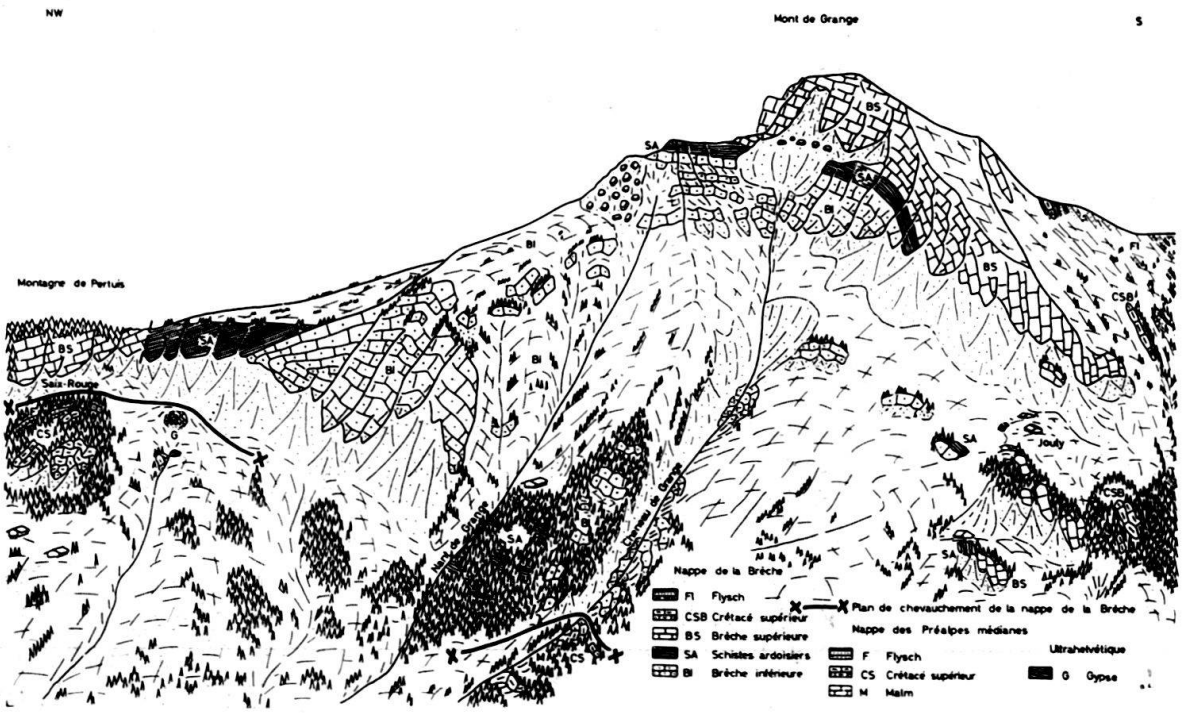


Fig. 24. Versant SW du Mont de Grange

Un peu en arrière, entre les Nant et Cheneau de Grange, on observe un accident intéressant. Des Schistes ardoisiers, appartenant au flanc renversé du pli, affleurent en dessous de la Brèche inférieure. Des failles probablement postérieures au plissement ont fait pénétrer les Schistes comme un coin dans la Brèche. En effet, dans le Nant de Grange, les Schistes ardoisiers de la rive gauche viennent buter contre la Brèche inférieure de la rive opposée.

Les Schistes ardoisiers qui forment le flanc normal, SE, de l'anticlinal, réapparaissent plus bas, dans la montagne de Pertuis. Le pendage moyen est de 30° au NW. Il est fort possible que les Schistes ardoisiers du flanc renversé soient représentés sous les éboulis séparant le gypse de la Brèche inférieure.

Une faille normale met en contact tectonique les Schistes avec la Brèche supérieure, qui forme la partie inférieure de l'arête NW et constitue la zone frontale proprement dite. Le pendage des couches, qui est d'abord de 20 à 30° au NW, devient progressivement plus fort. Des plissotements apparaissent et on voit la

Brèche s'enfoncer dans les niveaux plus plastiques du Flysch des Médianes qui ont même reflué sur elle.

Dans le vallon de Charmy, la limite entre Brèche et Médianes est particulièrement tourmentée. Au-dessus du Saix Rouge, elle est environ à 1550 m. En aval du Saix, la Brèche supérieure descend jusqu'à 1350 m. Ensuite, un repli, souligné par du Crétacé supérieur des Médianes, la fait remonter jusqu'à 1430 m. Puis elle descend de nouveau beaucoup plus bas, à 1280 m. Les couches sont verticales, parfois même renversées et la Brèche s'enfonce dans le Flysch. De nombreuses lentilles de Couches rouges sont plaquées contre la Brèche ou se trouvent à peu de distance, englobées dans les niveaux schisteux du Paléocène.

Le versant N du Mont de Grange (fig. 25). Entre le vallon de Charmy et celui de Pertuis, nous pouvons suivre le front de la Brèche dans les pentes raides et boisées, au-dessus des chalets de Plaine-Joux. La seule bonne coupe se trouve dans le petit ravin qui monte aux chalets de Leschaux.

Le vallon de Pertuis se trouve entre les arêtes NW et N du Mont de Grange.

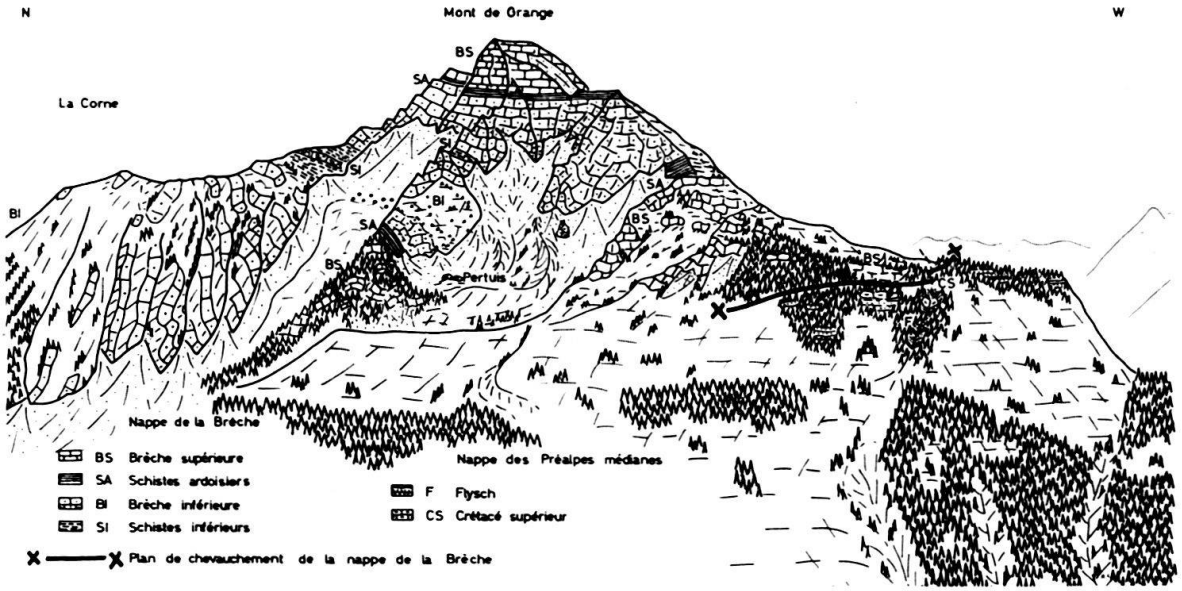


Fig. 25. Vue générale du versant N du Mont de Grange

L'arête NW nous montre, en dessous des Schistes ardoisiers du flanc SE de l'anticlinal, la Brèche inférieure, très puissante et tourmentée, qui forme l'éperon s'avançant en direction des chalets de Pertuis (fig. 25). De nombreux plissotements et des failles affectent la Brèche. Comme sur le versant opposé, la tectonique des Schistes ardoisiers est beaucoup plus simple. Le pendage, environ 30° au NW, est très régulier.

En aval, la Brèche supérieure, dont le pendage n'est guère plus accusé que la pente, forme une surface presque structurale. Le contact avec les Médianes est caché par la couverture morainique, très épaisse sur tout le versant N du Mont de Grange.

Les Schistes ardoisiers du flanc SE de l'anticlinal traversent la face N du Mont de Grange à peu près horizontalement. Au-dessus, la Brèche supérieure forme la

paroi verticale qui, d'un seul jet, s'élève jusqu'au sommet. Au-dessous des Schistes ardoisiers, la Brèche inférieure est très tourmentée et plissotée.

Sur l'arête N, il y a un petit col à l'altitude de 2080 m. Il est déterminé par les Schistes inférieurs qui descendent obliquement dans le vallon de Pertuis. Ils forment le cœur de l'anticlinal frontal car, au-dessous, l'arête est de nouveau formée de Brèche inférieure, en bancs très puissants, faillés, souvent disloqués, dans lesquels aucune charnière n'est visible (fig. 25).

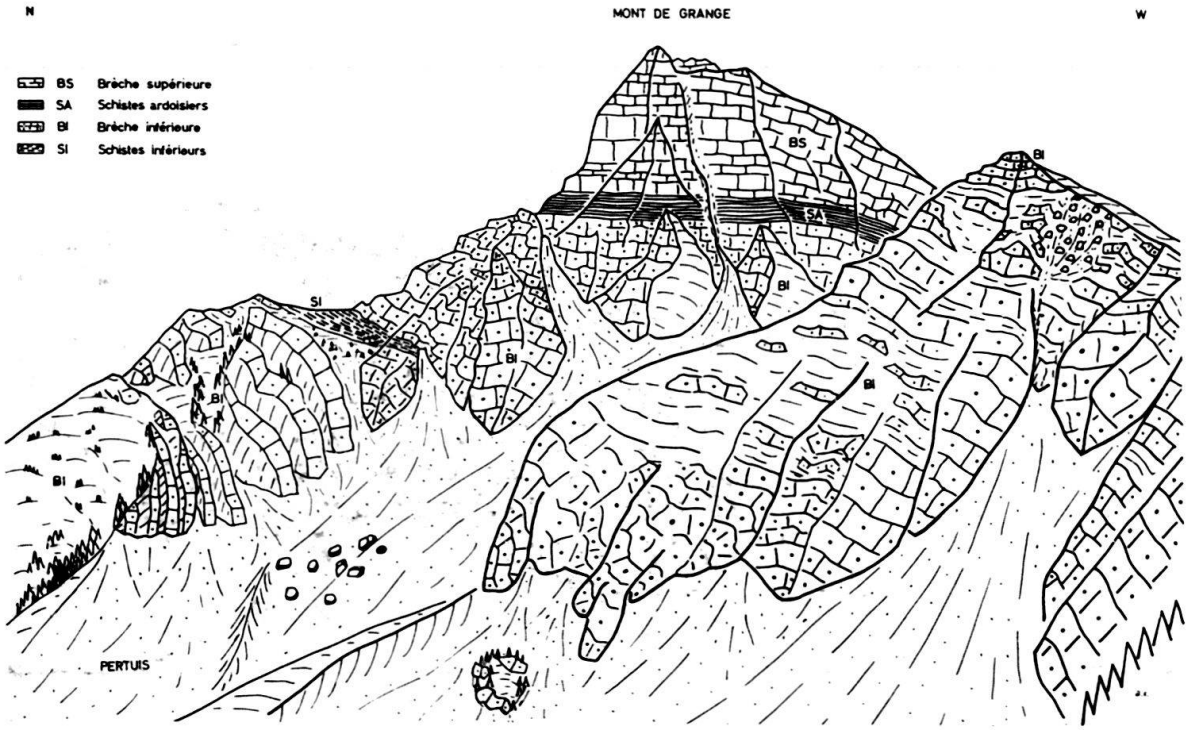


Fig. 26. Le versant N du Mont de Grange et la partie supérieure du vallon de Pertuis

Au-dessus des chalets de Pertuis, on voit les Schistes ardoisiers du flanc NW de l'anticlinal, moins épais que sur le versant opposé, mais dont le pendage au NW est un peu plus fort (40 à 50°). La Brèche supérieure, qui forme la partie inférieure de l'arête, est assez vite interrompue par les dépôts quaternaires, aussi le front de la nappe n'est-il pas visible.

Passons maintenant dans le vallon de Folliex, creusé entre les arêtes N et NE du Mont de Grange. Comme dans le vallon de Pertuis, de puissants cônes d'éboulis descendent des parois abruptes.

Les Schistes ardoisiers du flanc SE sont toujours à peu près horizontaux. Les Schistes inférieurs qui, sur l'arête N, ne mesuraient que 30 à 40 m environ, deviennent de plus en plus puissants en direction du NE. Sur l'arête de la Corne (NE), ils déterminent le petit sommet 2094 m.

La Brèche inférieure de la rive gauche (arête N), extrêmement tourmentée, nous montre de nombreux plissements, ce qui n'était pas le cas sur le versant opposé. La direction des couches est toujours N 45° E en moyenne. Les petits plis peuvent être déversés aussi bien au NW qu'au SE.

Les chalets de Folliex sont dominés, à l'E, par le puissant contrefort de la Corne, qui accidente l'arête N. Nous sommes ici dans la partie frontale de la nappe, et la Brèche inférieure prend une grande extension. Les bancs de brèche, très puissants, sont disloqués, faillés et plissés.

Le contact avec les Médianes s'observe à l'extrémité N de la Corne, où la Brèche inférieure repose sur des Couches rouges. 1,5 km en arrière de ce point surgissent les éléments des Médianes appartenant à l'anticlinal de Trébentaz.

Vallon de Trébentaz. La figure 27 nous donne une idée de ce qui se passe dans cette région.

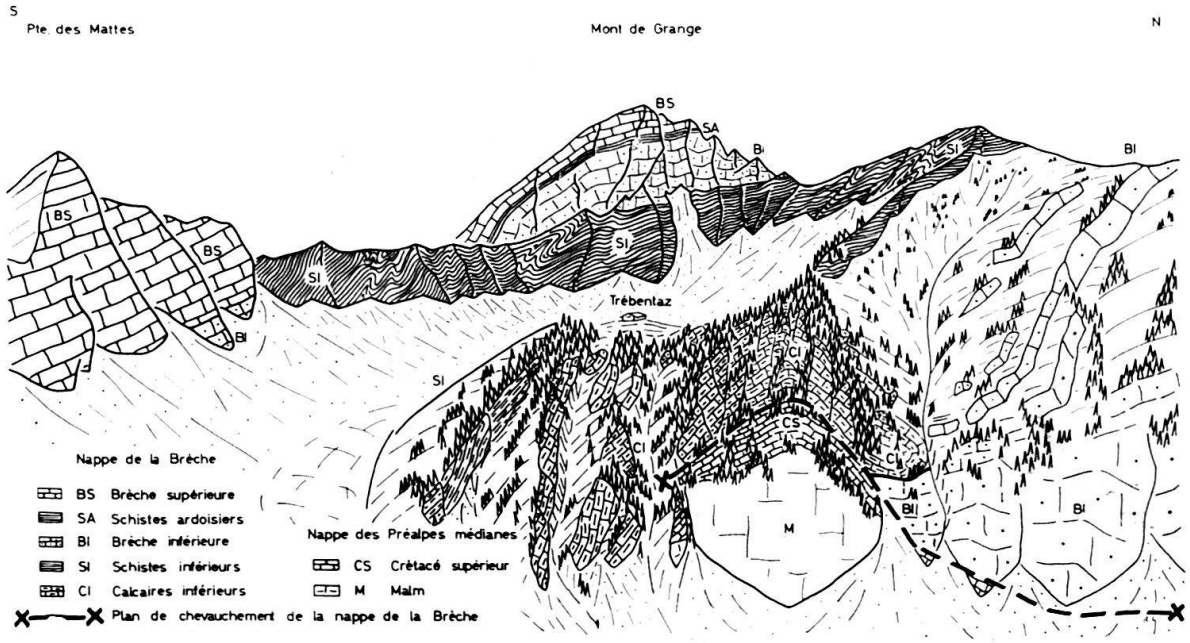


Fig. 27. Le vallon de Trébentaz

Nous avons vu que les Schistes inférieurs devenaient de plus en plus épais vers le NE. Ils forment une grande partie de l'arête joignant le Mont de Grange à la Pointe des Mattes, située à l'E de ce dernier. Ces Schistes sont affectés de nombreux replis, toujours déversés au NW, ce qui montre bien le sens de la poussée.

La Brèche inférieure et les Schistes ardoisiers se réduisent fortement en direction du NE. Dans la paroi N de la Pointe des Mattes, les Schistes ardoisiers sont absents et plus loin, à la Corne Noire, nous avons vu que la Brèche inférieure disparaissait aussi.

Jusqu'à maintenant, les Schistes inférieurs de Trébentaz étaient considérés comme étant des Schistes ardoisiers, ce qui simplifiait évidemment, dans une certaine mesure, la tectonique. Mais on devait admettre que les Schistes ardoisiers étaient très épais (plus de 300 m) et qu'un énorme épisode bréchique s'intercalait au milieu de la série. La lithologie des schistes de Trébentaz ne laisse cependant subsister aucun doute: il s'agit bien de Schistes inférieurs.

D'ailleurs, le cœur de l'anticlinal, dont les couches surgissent grâce à l'inflexion anticlinale de Trébentaz, sont calcaires et appartiennent certainement aux niveaux de base des Schistes inférieurs, ce que M. Lugeon (1896) avait parfaitement re-

marqué. Ces calcaires épousent, dans une certaine mesure, le pli en circonflexe de Trébentaz. Au NW, sur le flanc N du pli, on les voit s'enfoncer comme des coins dans la Brèche inférieure.

Les Schistes inférieurs et la Brèche inférieure qui se trouve en dessous ont le même pendage, en moyenne 40° au SE, ce qui pouvait évidemment laisser supposer que les Schistes reposaient stratigraphiquement sur la Brèche.

Malheureusement, l'étude de la Brèche inférieure ne nous donne guère d'indications. On ne distingue aucune charnière importante. Les couches ont d'ailleurs subi un fauchage, particulièrement net à la Corne.

Il nous semble que la structure observée peut s'expliquer par la différence de compétence très grande entre Schistes et Brèche inférieurs, et par le fait que les premiers augmentent d'épaisseur au SE, au détriment de la Brèche, très épaisse au NW. A la faveur de failles inverses de chevauchement, en relation avec le plissement, les Schistes inférieurs, plastiques, auraient chevauché une partie de la Brèche inférieure, beaucoup plus rigide, et dont la résistance aux efforts tectoniques était plus grande. Le sens de la poussée était SE–NW.

8° *Le front de la nappe de la Brèche sur la rive droite de la Dranse*

Le premier témoin du front de la nappe rencontré en remontant de la Dranse vers la frontière est situé dans le ruisseau des Vorges, entre 1150 et 1200 m d'alt. Sur la rive gauche, nous observons des calcaires plaquetés de la Brèche supérieure, tandis que sur la rive droite pointe du Malm des Médianes, dont la direction est E–W et le pendage de 40° vers le N.

200 m en arrière du front affleure la Brèche inférieure du ruisseau du Terroit. Tous ces petits affleurements sont isolés dans le Quaternaire, très épais sur tout ce versant, aussi les relations tectoniques entre ces différents affleurements sont-elles difficiles à élucider.

Nous retrouvons le front de la Brèche au Verle, où les Brèches inférieure et supérieure chevauchent du Trias, du Crétacé supérieur et du Flysch des Médianes. Les couches pendent au SE, vers le centre de la nappe.

L'anticlinal de Trébentaz passe au Col de Croix, qui sépare la Tour de Don, à l'E, de la Pointe du Mouet, au NW. Il s'en faut de très peu que ce dernier sommet, qui forme le front de la Brèche ne soit complètement isolé du reste de la nappe. En effet, les Couches rouges et le Flysch des Médianes affleurent juste sous le Col de Croix où nous trouvons de la Brèche et des Schistes inférieurs.

L'arête joignant le col au sommet de la Pointe du Mouet (1942 m) est constituée d'abord de Brèche inférieure, puis, la Brèche supérieure forme un petit repli synclinal. En effet, nous retrouvons ensuite la Brèche inférieure jusqu'au sommet. Ensuite, sur l'arête sommitale, affleure la Brèche supérieure qui pend d'abord fortement au N (80°), puis au SE (70°). Les couches sont alors en position renversée. Nous sommes donc devant un pli plongeant qui dépasse la verticale. Nous atteignons ensuite les Couches rouges et le Flysch des Médianes, plongeant toujours fortement au SE.

En résumé, nous pouvons dire, comme M. Lugeon & E. Gagnebin (1941), que les inflexions axiales du pli frontal sont approximativement les mêmes que celles

de la vasque. De la frontière franco-suisse, forte descente axiale vers le SW, en direction de la vallée d'Abondance. Puis le niveau du front reste à peu près horizontal de Trébentaz jusqu'au Pic de la Corne situé à l'W du vallon du Charmy.

II. – LES PRÉALPES MÉDIANES

1° *Le pli de Trébentaz*

Une inflexion anticlinale, dans laquelle apparaissent des éléments des Médianes, affecte la nappe de la Brèche en arrière de son front. Ce pli se poursuit, de la frontière franco-suisse où il apparaît, au col de Croix, jusqu'au roc d'Enfer. Il divise la nappe en deux parties inégales: au SE, une grande vasque qui va en s'élargissant du NE au SW; au NW, un pli frontal, presque partout plongeant, arrivant par places à la verticale et même la dépassant. M. Lugeon & E. Gagnebin (1941).

Du col de Croix à Trébentaz, la direction de l'axe du pli est environ N 55° E. Ensuite, de Trébentaz au vallon de Charmy, elle devient N 85° E.

A la Lécherette, où affleure le gypse ultrahelvétique et, au-dessous, du Flysch et des Couches rouges des Médianes (fig. 24), le pli est beaucoup moins accusé qu'à Trébentaz où le Malm, très rigide, est surmonté par les Couches rouges dessinant magnifiquement le pli anticlinal en circonflexe (fig. 27).

2° *La rive droite de la Dranse*

La Brèche du Verle repose sur du Trias supérieur, des Couches rouges et du Flysch des Médianes. Ce Trias détermine le col du Saix (1535 m). Il est en contact avec le Trias moyen qui forme l'éperon de la Ville du Nant (fig. 28). Ce Trias à Diplopores forme, comme la dalle de Tréveneuse, une masse entièrement isolée, mais en beaucoup plus petit, et redressée presqu'à la verticale (pendage de 70 à 80° au SE). Elle est confinée sur la rive droite de la Dranse (M. Lugeon & E. Gagnebin, 1941).

En aval du Trias, la zone de Flysch séparant les Médianes rigides et la Brèche des premiers plis des Médianes plastiques, forme toute la partie N de notre terrain.

En partant du front de la Brèche, c'est-à-dire du SE, nous traversons tout d'abord une zone de Flysch argilo-gréseux paléocène contenant de nombreuses lentilles de Crétacé supérieur.

La Pointe de Recon (1962 m), ainsi que l'arête descendant sur le hameau de Pantiaz, en amont de La Chapelle, sont formées par le Flysch calcaire à helminthoïdes plus résistant (fig. 28). En aval de la Pointe de Recon, les cols de Recon (1733 m) et de Braitaz (1790 m) sont déterminés par le Paléocène. Le sommet de la Truche (1831 m), situé entre les deux cols, est en Flysch calcaire.

On remarque que les lames de Crétacé supérieur sont toujours contenues dans le Paléocène et on ne les trouve jamais dans le Flysch à helminthoïdes.

Toutes les couches pendent fortement (50 à 80°) au SE. Si l'on observe plusieurs plissotements, aucune observation ne nous permet de déterminer les positions stratigraphiques réciproques du Paléocène et du Flysch à helminthoïdes.

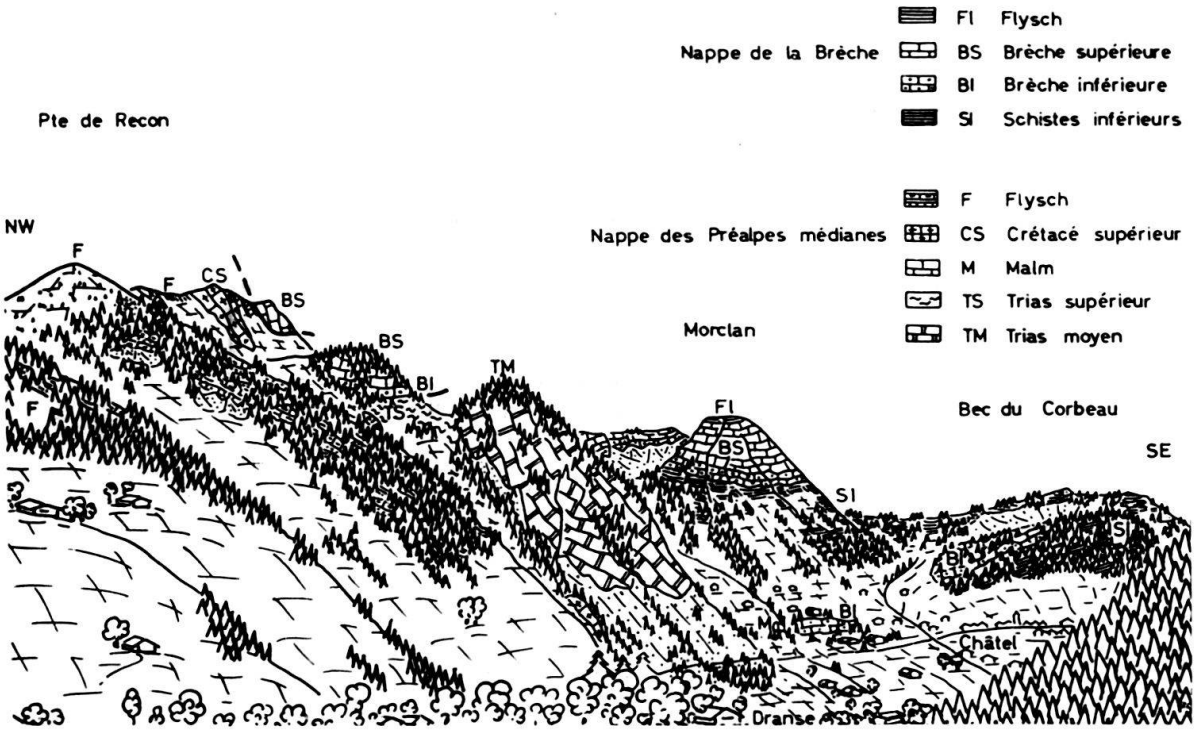


Fig. 28. La rive droite de la Dranse entre La Chapelle et Châtel

3° *La rive gauche de la Dranse*

Les lames de Crétacé supérieur de la rive droite se retrouvent dans la partie inférieure du vallon de Trébentaz, près des chalets des Mattes et de Sur Bayard.

Au-dessus du chemin montant au chalet de Trébentaz, entre 1280 et 1300 m, nous pouvons signaler un petit affleurement de Malm. Entre ce Malm et celui de l'anticlinal de Trébentaz qui se trouve plus haut dans le vallon affleure encore un peu de Crétacé supérieur, en contact avec la Brèche inférieure de la Corne. Nous pouvons ainsi suivre le plan de chevauchement de la Brèche qui est tout à fait horizontal, les niveaux de Brèche inférieure, déjà plissés, étant nettement fauchés.

Les pentes inférieures du versant N du Mont de Grange, en aval de La Chapelle, sont couvertes de quaternaire. Il y a quelques affleurements de Flysch, en général mauvais, qui ne permettent guère de tracer des limites de faciès. Entre Revé et Miolène, nous sommes dans le Flysch calcaire à helminthoïdes.

En amont d'Abondance, la vallée se resserre et nous touchons le Malm et les Couches rouges appartenant au flanc SE de l'anticlinal du Mont Chauffé qui, bien que compris dans les Médianes plastiques, s'apparente encore par sa strcture tectonique et sa série stratigraphique aux Médianes rigides (M. de Trey & R. Trümpy, 1952).

Plusieurs failles, avec de petits rejets, affectent le Malm et le Crétacé supérieur. Les couches pendent assez fortement au SE (50 à 70°).

Du Paléocène typique affleure au-dessus des Couches rouges dont le sommet est déjà tertiaire.

4° *Le vallon de Charmy*

Un grand nombre de lentilles de Crétacé supérieur englobées dans le Flysch affleurent devant le front et sous le plan de chevauchement de la nappe de la Bréche, au-dessus des chalets de Sur la Fontaine et Sur la Ravine. La plus importante est celle qui forme le Saix Rouge, dans l'axe du pli de Trébentaz.

Dans le Cheneau de Grange, en arrière de ce pli, nous trouvons, sous la Brèche inférieure, des Couches rouges qui surmontent un peu de Malm. Un peu plus bas, nous retrouvons du Crétacé supérieur, qui forme alors un affleurement beaucoup plus important qui se relie au précédent.

Dans la région des Plagnes, au fond du vallon de Charmy, affleurent du Flysch et de petites lentilles de Couches rouges. Un affleurement plus important, en amont du hameau, est bien visible et influence le cours du Malève. En continuant à remonter le cours du ruisseau, du NW au SE, nous observons du Flysch et des Couches rouges avant d'atteindre, à 1310 m, la Brèche inférieure. Toutes ces couches pendent fortement (70 à 80°) au SE.

III. – TECTONIQUE GÉNÉRALE

Nous pouvons résumer brièvement nos observations en disant que la région étudiée comprend, à partir du SE:

Un vaste synclinal qui va en s'élargissant de la Dranse d'Abondance à la vallée du Giffre. Le cœur de ce synclinal est rempli par un Flysch daté du Cénomanien sup.–Turonien inf. qui ne peut appartenir à la nappe de la Brèche dont les Couches rouges montent jusque dans le Paléocène.

La Brèche n'est donc pas la nappe la plus élevée de l'édifice préalpin.

Le synclinal du Mont de Grange, étroit au NE de notre terrain, s'élargit en direction du SW. Sur le flanc SE, la direction des couches, qui est en moyenne/ N 50° E, devient progressivement N 10° E lorsque nous nous dirigeons du N au S. Sur le flanc NW, les directions sont comprises entre N 35° E et N 75°. La direction générale de l'axe du synclinal est N 50° E. Cet axe présente des ondulations qui ont donné naissance à un anticlinal transversal particulièrement bien visible sur la rive gauche de la Dranse, en amont du village de Châtel (fig. 23). Au NE de notre terrain, le plongement axial est de 10° vers le SW, puis il diminue et l'axe devient à peu près horizontal.

Le flanc SE du synclinal, qui représente la partie radicale de la nappe, est peu incliné, 20 à 30° au NW.

Le flanc NW, par contre, est beaucoup plus raide, 60 à 80° au SE. En suivant les couches en direction du NW, on les voit tendre de plus en plus vers l'horizontale. Au sommet du Mont de Grange, elles ne pendent que de quelques degrés au SE. Sur le versant N, le pendage est NW; nous sommes dans l'anticlinal frontal de la nappe de la Brèche qui s'enfonce dans le Flysch des Préalpes médianes.

Le plan de chevauchement de la Brèche se relève assez brusquement après la grande vasque synclinale, ce qui nous fait supposer (M. Lugeon & E. Gagnebin, 1941) l'existence de masses importantes des Médianes qui auraient gêné l'avancée de la Brèche.

Derrière le front de la Brèche, dans le pli frontal, des éléments appartenant aux Médianes et à l'Ultrahelvétique surgissent grâce à une inflexion anticlinale à qui M. LUGEON (1896) a donné le nom de pli de Trébentaz.

En arrière de ce pli, nous observons encore, sous le plan de chevauchement de la Brèche, des lentilles arrachées aux nappes inférieures. Ce sont des copeaux entraînés par la Brèche lors de son avancée sur le domaine où s'étendaient Médianes et Internes.

Au NW de la région occupée par la nappe de la Brèche s'étend une zone de Flysch contenant des lames de Crétacé supérieur. Ce Flysch, daté du Paléocène, appartient certainement aux Préalpes médianes. Quant au Flysch calcaire à helminthoïdes, toujours étroitement associé au Paléocène, nous avons vu que son attribution tectonique et son âge étaient encore discutés.

Dans leur ouvrage sur la géologie des Préalpes romandes, M. LUGEON & GAGNEBIN (1941) ont parfaitement reconstitué l'histoire des nappes préalpines. Rappelons toutefois que la position tectonique de la nappe de la Simme est encore discutée.

D'après le schéma de ces auteurs, la nappe de la Simme s'est déclanchée très tôt et, dès la fin du Paléocène probablement, faisait corps avec les Médianes. Dans la suite, l'histoire de la Simme sera celle des Médianes. Ces dernières se sont ensuite mises en marche, et la masse des Plastiques a laissé derrière elle celle des Rigides. Plus tard, après une période d'érosion, la Brèche s'est avancée, rabotant et entraînant sous elle des lambeaux des nappes inférieures.

On remarque que là où se développent les Rigides, la Brèche se réduit immédiatement. Ainsi, en nous dirigeant du Pas de Morgins, où les Rigides sont réduites à des lentilles isolées, vers Tréveneuse où elles sont très puissantes.

Après la mise en place de la nappe de la Brèche, son front et des fragments de Médianes se trouvant devant et sous le plan de chevauchement, ont été plissés ensemble, donnant naissance au pli de Trébentaz.

Les failles normales de la Tête du Géant et de la rive gauche de la Dranse sont certainement tardives. Pour M. LUGEON & E. GAGNEBIN (1941), ce serait le réajustement isostatique consécutif aux plissements alpins qui en serait la cause. Il aurait également provoqué l'abaissement de la vasque par rapport à son pli frontal.

L'unité supérieure à la Brèche, représentée dans le synclinal du Mont de Grange, a certainement recouvert cette dernière avant ce dernier plissement. Il est même fort possible que le chevauchement se soit effectué avant la mise en place de la Brèche sur les Médianes.

Ainsi, cette nappe semble s'être avancée assez tôt, comme celle de la Simme. Elle provient certainement d'un domaine plus interne que la nappe de la Brèche. Rappelons que la nappe de la Simme repose également, le plus souvent par l'intermédiaire de son Flysch, sur les Médianes. Il se pourrait qu'elle se soit écoulée non seulement dans le bassin des Médianes, mais également dans celui de la Brèche. Les témoins préservés par l'érosion, qui a profondément attaqué la Simme, seraient localisés dans les synclinaux de la Brèche comme ils le sont dans ceux des Médianes.

Postérieurement à la mise en place de la Simme, alors liée étroitement aux Médianes, la nappe de la Brèche se met en marche et se trouve superposée tectoni-

quement aux deux premières. Elle chevauche et repousse devant elle la Simme et les Médianes.

On voit donc que des arguments, autant tectoniques que paléogéographiques, militent en faveur de la supériorité de la Simme sur la Brèche. Toutefois, nous répétons que nous n'avançons que des hypothèses (particulièrement sur l'attribution incertaine à la nappe de la Simme du Flysch supérieur du synclinal du Mont de Grange) et que de nouvelles études approfondies pourront seules nous permettre de résoudre définitivement ce problème passionnant.

IV. – LES RACINES DE LA NAPPE DE LA BRÈCHE

Ce problème ne sera traité que succinctement. En effet, les arguments qui nous permettraient de déterminer l'emplacement exact des racines de la Brèche manquent encore.

Il est admis maintenant que la Brèche est supérieure aux Médianes et que les racines de ces dernières se situent dans le Subbriançonnais interne (Médianes plastiques) et le Briançonnais externe (Médianes rigides).

Nous avons déjà relevé les analogies de faciès certaines entre les nappes de la Brèche et des Médianes, ce qui nous fait évidemment supposer que leurs bassins de sédimentation étaient relativement proches.

Les sédiments de la nappe de la Brèche ont des affinités à la fois briançonnaises et piémontaises, mais aucune série étudiée jusqu'à maintenant dans ces deux domaines ne permet de dire de quelle zone la Brèche est issue.

Les Calcaires et Schistes inférieurs liasiques ressemblent au Lias prépiémontais de la Vanoise (R. Trümpy, 1955b, F. Ellenberger, 1959) où la forte subsidence semble débuter environ à la même époque que dans la Brèche. Au Dogger, les faciès de la Vanoise sont de nouveau néritiques. La fosse prépiémontaise a donc eu une histoire brève. Comme le dit F. Ellenberger (1949): «Le bord de la fosse du Piémont où s'étaient déposés de grandes épaisseurs de calcschistes entre Lias inférieur et Dogger n'est plus, dès le début du Crétacé, qu'un plateau peu profond stable. Aucun dépôt différencié du Crétacé inférieur n'y est reconnaissable; le Crétacé supérieur, pélagique, y est peu épais.» Ces considérations s'appliquent également aux dépôts de la nappe de la Brèche.

D'après M. Lemoine (1953), il existe dans les parties médianes et orientales de la zone briançonnaise, des séries stratigraphiques où la sédimentation semble avoir été continue. Cet auteur remarque: «Dès le Callovo-Oxfordien jusqu'à l'arrivée du Flysch, les sédiments déposés sur le géanticlinal sont essentiellement pélagiques. On voit donc, paradoxalement, sur un géanticlinal soumis à des pulsations répétées, régner pendant très longtemps des formations que certains pourraient qualifier de profondes (bathyales).» Pour Lemoine, ces sédiments ont été déposés sur des hauts-fonds en voie de submersion.

Ces considérations rejoignent celles faites à propos de la paléogéographie de la Brèche. On voit donc que, même s'il reste encore des points obscurs, tel celui des radiolarites, il ne paraît pas illogique de vouloir placer le domaine de la Brèche entre le géanticlinal briançonnais et la fosse piémontaise.

Les difficultés de corrélation s'expliquent en partie par le fait que les sillons et les crêtes n'avaient pas obligatoirement une grande continuité et se relayaient. De plus, à l'E, la zone briançonnaise est cachée par le chevauchement d'unités plus orientales, aussi les relations paléogéographiques du Briançonnais avec la fosse piémontaise sont encore mal connues.

Nous avons déjà mis en évidence les analogies stratigraphiesqu entre les Médianes et la Brèche. Elles ne sont toutefois pas suffisantes pour que l'on puisse affirmer que leurs bassins de sédimentation étaient contigus. Comme le remarque justement R. TRÜMPY (1957): « Les schémas paléogéographiques, obtenus en raccordant les séries stratigraphiques conservées dans les nappes de couverture d'un secteur limité des Alpes, devraient comporter des espaces blancs, de largeur inconnue, entre toutes les unités dont la continuité originelle n'est pas rigoureusement démontrée. »

La question que nous pouvons nous poser à ce propos est la suivante: Est-ce que le domaine de la Simme vient s'intercaler entre ceux des Médianes et de la Brèche? Actuellement, les raisons qui font croire à la supériorité de la Brèche sur la Simme sont d'ordre exclusivement tectoniques et ne reposent pas sur un grand nombre d'observations. Il faut toutefois reconnaître que celles effectuées à ce jour sur le terrain sont plus favorables à cette hypothèse, tandis que si nous admettons que la Simme est supérieure à la Brèche, des complications d'ordre tectonique interviennent. Cependant, cette dernière solution doit être envisagée, car elle a certaines raisons d'être aussi plausible que la première, même si elle met en jeu des mécanismes plus compliqués. M. LUGEON & E. GAGNEBIN (1941) se rallient à la première solution, provisoirement, disent-ils, en mettant en évidence l'incertitude dans laquelle nous nous trouvons encore.

Au point de vue paléogéographique, il n'est pas très satisfaisant de placer la Simme entre les Médianes et la Brèche. Les analogies stratigraphiques entre Simme et Médianes sont bien moins évidentes que celles liant les Médianes à la Brèche. Si l'on place la nappe de la Brèche entre les domaines piémontais et briançonnais (ceci est évidemment une supposition), la nappe de la Simme devrait provenir de la zone briançonnaise, ce qui apparaît assez peu probable.

Nous tirerons une conclusion en disant notre espérance que de nombreuses observations viennent s'ajouter à celles déjà faites jusqu'à présent pour résoudre les passionnants problèmes de la géologie préalpine.

BIBLIOGRAPHIE

ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland)*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *92*.

ARGAND, E. (1920): *Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes*. Verh. schweiz. naturf. Ges. *31*.

BAILEY, E. B. (1930): *New light on sedimentation and tectonics*. Geol. Mag. *67*, p. 77–92.

– (1936): *Sedimentation in relation to tectonics*. Bull. geol. Soc. Amer. *47*, p. 1713–1726.

BAILEY, E. B., COLLET, L. W., & FIELD, R. V. (1928): *Paleozoic submarine landslips near Quebec City*. J. Geol. *36*, p. 577–614.

BARBIER, R. (1951): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. géol. Grenoble *29*, p. 3–46.

BELL, H. S. (1942): *Density currents as agents for transporting sediments*. J. Geol. *50*, p. 512–547.

BERLIAT, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes*. Eclogae geol. Helv. *35*, 2, p. 127–132.

BERSIER, A. (1948): *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine.* 18e Congrès géol. int. Londres *4*, p. 83–93.

BIERI, P. (1946): *Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes.* Eclogae geol. Helv. *39*, 1, p. 25–34.

BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37*, 2, p. 217.

BOURGUIGNON, P. (1951): *Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique.* Mém. Soc. géol. Belgique *74*, 3, p. 106–200.

BRUCKNER, W. (1951): *Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen.* Geol. Rdsch. *39*, p. 196–212.

BRUET, E. (1954): *Contribution à l'étude des roches à radiolaires*, 19e Congrès géol. int. Alger, 1952, XIII, *13*, p. 59–62.

CAMPANA, B. (1941): *Faciès et extension de la nappe de la Simme au NE de Château-d'Oex.* Eclogae geol. Helv. *34*, 2, p. 221.

– (1942): *Observations sur les nappes de la Simme et de la Brèche dans la région des Saanenmöser et leur position réciproque.* Eclogae geol. Helv. *35*, 2, p. 125–126.

– (1943): *Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Oex.* Mat. Carte géol. Suisse [NS] *82*.

CAROZZI, A. (1952): *Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine.* Arch. Sci. Genève *5*, 1, p. 35–39.

CAYEUX, L. (1924): *La question des jaspes à radiolaires au point de vue bathymétrique.* C. R. somm. Soc. géol. France, 21 janv., p. 11–12.

– (1935): *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.* Mém. Carte géol. France.

CHENEVART, CH. (1945): *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises).* Thèse, Fribourg.

CORNELIUS, H. P. (1925): *Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung.* Geol. Rdsch. *16*, p. 350–377, 417 bis 434.

– (1951): *Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite.* Geol. Rdsch. *39*, p. 216–221.

DANGEARD, L. (1955): *Sur un type de sédimentation très répandu dans le Cambrien de Normandie.* Geol. Rdsch. *43*, p. 432–433.

DEBELMAS, J. (1952): *Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et Malm briançonnais.* Trav. Lab. géol. Grenoble *30*, p. 107–109.

– (1957): *Quelques remarques sur la conception actuelle du terme «cordillère» dans les Alpes internes françaises.* Bull. Soc. géol. France (6) *7*, p. 463–474.

DELANY, F. (1948): *Observations sur les Couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *41*, 1, p. 95–99.

DORSEY, G. E. (1926): *The origin of the colour of the red beds.* J. Geol. *34*, p. 131–143.

DOTT, R. H. (1955): *Eocene submarine slumping and graded bedding at Coos Bay, Oregon.* Bull. gel. Soc. Amer. *66*, p. 1552.

DOUVILLE, H. (1901): *Sur les calcaires à radiolaires du Chablais.* Bull. Soc. géol. France (4) *1*, p. 169.

DREYFUSS, M. (1953): *La profondeur de formation des sédiments marins.* Rev. Inst. franç. Pétrole, N° spéc., p. 70–74.

ELLENBERGER, F. (1949): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise.* Bull. Carte géol. France *47*, 226, p. 83–118.

– (1950a): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses.* C. R. somm. Soc. géol. France *4*, p. 55–57.

– (1950b): *Subsidence et transgressions dans la Vanoise (zone du Briançonnais au N de l'Arc.* C. R. Acad. Sci. *230*, p. 1409–1411.

– (1950c): *Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (coupes de la Grande-Eau et de Saint-Triphon.* C. R. Acad. Sci. *231*, p. 1326–1328.

– (1951): *Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogenèse alpine.* C. R. somm. Soc. géol. France, p. 133–134.

– (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Eclogae geol. Helv. *45*, 2, p. 285–286.

ERICSON, D. B., EWING, M., & HEEZEN, B. C. (1952): *Turbidity currents and sediments in North Atlantic*. Bull. amer. Ass. Petr. Geol. *36*, p. 489–511.

FAVRE, E., & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse*. Mat. Carte géol. Suisse *22*.

FROLLO, M. (1937): *Etude de brèches sous-marines à éléments dolomitiques dans le Trias dolomitique des Carpathes orientales*. C. R. Acad. Sci. *204*, p. 1576–1577.

GAGNEBIN, E. (1932): *Sur la présence du Gault dans la nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie)*. C. R. Acad. Sci. *194*, p. 1962.

– (1937): *Les relations des nappes préalpines au N du Val de Morgins (Valais)*. Eclogae geol. Helv. *30*, 2, p. 222–228.

– (1939): *La géologie du Chablais*. Bull. Soc. géol. France (5), *9*, p. 673–690.

– (1940): *Le front de la nappe de la Brèche et les plis des Préalpes médianes entre la Haute-Pointe et le Roc d'Enfer (Haute Savoie)*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *61*, p. 85–106.

GEZE, B. (1949): *La dolomitisation des calcaires de la Montagne noire et des Causses*. Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse *84*, p. 113–128.

GIGNOUX, M. (1948): *Sur les analogies des faciès à radiolaires (lydiennes, radiolarites), d'une part dans le Dinantien méditerranéen, d'autre part dans le Jurassique supérieur des zones alpines internes*. C. R. somm. Soc. géol. France, p. 354–356.

– GIGNOUX, M. (1950): *Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers*. C. R. Acad. Sci. *230*, p. 695–698.

GLAESSNER, M. F., & TEICHERT, C. (1947): *Geosynclines: A fundamental concept in geology*. Amer. J. Sci. *245*, p. 465–482, 571–591.

GOGUEL, J. (1938): *Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur*. Bull. Soc. géol. France (5) *8*, p. 251–256.

– (1944): *Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France*. Bull. Carte géol. France *44*, p. 215.

GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems*. Thèse, Berne.

GUILLAUME, H. (1955): *Observations sur le Flysch de la nappe de la Simme*. Eclogae geol. Helv. *48*, 2, p. 323–328.

GULINCK, M. (1948): *Sur les phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens*. Bull. Soc. belge géol. *57*, p. 12–30.

HAGEN, T. (1948): *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent-Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpecle (Wallis)*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *90*.

HAUG, E. (1900): *Les géosynclinaux et les aires continentales*. Bull. Soc. géol. France (3) *28*, p. 617 bis 711.

– (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. Bull. Soc. géol. France (4) *25*, p. 97–244.

HEEZEN, B. C., & EWING, M. (1952): *Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake*. Amer. J. Sci. *250*, p. 849–873.

HEIM, A. (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rdsch. *15*, p. 1–47.

JACCARD, F. (1904): *La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises)*. Bull. Lab. géol. Lausanne *5*.

JAFFÉ, F. C. (1955): *Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets*. Bull. suisse minér. Pétrogr. *35*, p. 1–150.

JEANNET, A. (1912–1918): *Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] *34*.

JEANNET, A., & RABOWSKY, F. (1912): *Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar*. Eclogae geol. Helv. *11*, p. 739, 747.

JONES, O. T. (1937): *On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlov period*. Geol. Soc., London, Quart. J. *93*, p. 241–283.

KAY, M. (1947): *Geosynclinal nomenclature and the craton*. Bull. Amer. Ass. Petr. géol. *31*, p. 1289–1293.

KLAUS, J. (1953): *Les Couches rouges et le Flysch au SE des Gastlosen (Préalpes romandes)*. Thèse, Fribourg.

KNOPF, A. (1948): *The geosynclinal theory*. Bull. geol. Soc. Amer., *59*, p. 649–669.

KOPSTEIN, F. P. H. W. (1954): *Graded bedding of the Harlech Dome.* Thèse, Groningue.

KUENEN, P. H. (1948): *Turbidity currents of high density.* 18e Congrès géol. int. Londres *8*, p. 44–52.

– (1953): *Significant features of graded bedding.* Bull. amer. Ass. Petr. géol. *37*, p. 1044–1066.

– (1957): *Sole markings of graded graywacke beds.* J. Geol. *65*, p. 231–258.

KUENEN, P. H. & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basin of the Alpes.* J. Geol. *61*, p. 363–373.

KUENEN, P. H., & MENARD, H. W. (1952): *Turbidity currents, graded and non-graded deposits.* J. Sed. Petr. *22*, p. 83–96.

KUENEN, P. H., & MIGLIORNI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* J. Géol. *58*, p. 91–127.

LEMOINE, M. (1951): *Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental,* Bull. Soc. géol. France (6) *1*, p. 191–204.

– (1953): *Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la Zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire.* Bull. Soc. géol. France (6) *3*, p. 105–122.

LEUCHS, K. (1933): *Über Breccien.* Geol. Rsch. *24*, p. 273–284.

LILLIE, A. (1937): *Les Préalpes internes entre Arve et Giffre.* Rev. géogr. phys. géol. dyn. *9*, 3.

LOMBARD, AND. (1940): *Les Préalpes médianes entre le Risse et le Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie).* Eclogae geol. Helv. *33*, 1, p. 53–178.

LOMBARD, AUG. (1945): *Attribution de microfossiles du Jurassique sup. alpin à des Chlorophycées.* Eclogae geol. Helv. *38*, 1, p. 163–171.

– (1953): *Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse.* Rev. Inst. franç. Pétrole, 8, N° spécial, p. 9–45.

– (1956): *Géologie sédimentaire. Les séries marines.* Masson, Paris.

LUGEON, M. (1896): *La région de la Brèche du Chablais.* Bull. Carte géol. France.

– (1905): *Bélemnites et radiolaires de la Brèche du Chablais.* Eclogae geol. Helv. *8*, 4, p. 419–420.

LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *7*, 1.

MCCONNELL, R. B. (1951): *La nappe du Niesen et ses abords entre les Ormonts et la Sarine.* Thèse, Lausanne.

MORET, L. (1942): *La bordure occidentale de la zone des Schistes lustrés entre Geillac et Saint-Véran (Hautes-Alpes).* C. R. Acad. Sci. *215*, p. 365–367.

– (1954): *Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises.* Trav. Lab. géol. Grenoble *31*, p. 203–241.

NORTON, W. H. (1917): *A classification of Breccias.* J. Geol. *25*, p. 160.

PACKHAM, G. H. (1954): *Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstone.* Amer. J. Sci. *252*, p. 466–476.

PASSEGA, R. (1954): *Turbidity currents and petroleum exploration.* Bull. Amer. Ass. Petr. geol. *38*, p. 1871–1887.

PETTIJOHN, F. J. (1950): *Turbidity currents and graywackes: A discussion.* J. Geol. *58*, p. 169–171.

POTTER, P. E. (1957): *Breccia and smale-scale lower Pennsylvanian overthrusting in southern Illinois.* Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *41*, p. 2695–2709.

PRUVOST, P. (1930): *Sédimentation et subsidence.* Liv. Jub. Soc. géol. France *2*, p. 545–564.

PUSSENOT, CH. (1930): *La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil.* Allier, Grenoble.

RABOWSKY, F. (1920): *Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal.* Mat. Carte géol. Suisse [NS] *35*.

RAGUIN, E. (1930): *Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie).* Mém. Carte géol. France.

RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide-Tertier) im zentralen Apennin.* Eclogae geol. Helv. *29*, 1, p. 1–149.

RENZ, P., LAKEMAN, R. & VAN DER MEULEN, E. (1955): *Submarine sliding in western Venezuela.* Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *39*, p. 2053–2067.

REYNOLDS, S. H. (1928): *Breccias.* Geol. Mag. *65*, p. 97–107.

RICH, J. L. (1950): *Flow markings, groovings and intra-stratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from silurian rocks of Wales.* Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *34*, p. 717–741.

– (1951): *Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them.* Bull. geol. Soc. Amer. *62*, p. 1–20.

ROUTHIER, P. (1946): *L'association radiolarites – roches vertes.* C. R. somm. Soc. géol. France, p. 66–67, 89–91.

RUTTEN, M. G. (1953): *Shallow shelf sea sedimentation during non-glacial and a-tectonic times in geological history.* 19e Congrès géol. int. Alger, 1952, *4*, 4, p. 119–125.

SCHARDT, H. (1898): *Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *34*, p. 113.

SCHROEDER, W. J. (1939): *La Brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets.* Arch. Soc. phys. nat. Genève (5) *21*.

SHEPARD, F. P. (1941): *Nondepositional environments of the California coast.* Bull. geol. Soc. Amer. *52*, p. 1869–1886.

– (1953): *Submarine canyons.* 19e Congrès géol. int. Alger, 1952, *4*, 4, p. 127–149.

STAUB, R. (1942): *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum.* Eclogae geol. Helv. *35*, 1, p. 101–103.

STEINMANN, G. (1925): *Gibt es fossile Tiefseeablagerung von erdgeschichtlicher Bedeutung?* Geol. Rdsch. *16*, p. 435–468.

STETSON, H. C. & SMITH, J. F. (1938): *Behaviour of suspension currents and mud slides on the continental slope.* Amer. J. Sci. *35*, p. 1–13.

TERCIER, J. (1939): *Dépôts marins actuels et séries géologiques.* Eclogae geol. Helv. *32*, 1, p. 47–100.

– (1942): *Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *35*, 2, p. 133–138.

– (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine.* Eclogae geol. Helv. *40*, 2, p. 163–198.

– (1952): *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes.* Rev. quest. scient. Louvain.

DE TREY, M. & TRUMPY, R. (1952): *Sur la géologie du Mont Chauffé (Préalpes médianes du Chablais).* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *65*, 281, p. 322–328.

TROMP, S. W. (1948): *Shallow-water origin of radiolarites in southern Turkey.* J. Geol. *56*, p. 492 bis 494.

TERMIER, H., & TERMIER, G. (1956): *L'évolution de la lithosphère. II. Orogenèse.* Masson, Paris.

TRÜMPY, R. (1949): *Deux faunules kimméridgiennes des Préalpes médianes du Chablais (Haute-Savoie).* Eclogae geol. Helv. *42*, 2, p. 419–426.

– (1955a): *Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau.* Voschr. naturf. Ges. Zürich, p. 217–231.

– (1955b): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines.* Bull. Soc. géol. France (6) *5*, p. 217–231.

– (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. géol. France (6) *7*, p. 443–461.

TSCHACHTLI, B. S. (1939): *Gliederung und Alter der Couches rouges und Flyschmassen in der Klippen- und Simmendecke der Préalpes am Jaunpass (Simmental).* Eclogae geol. Helv. *32*, 1, p. 39–46.

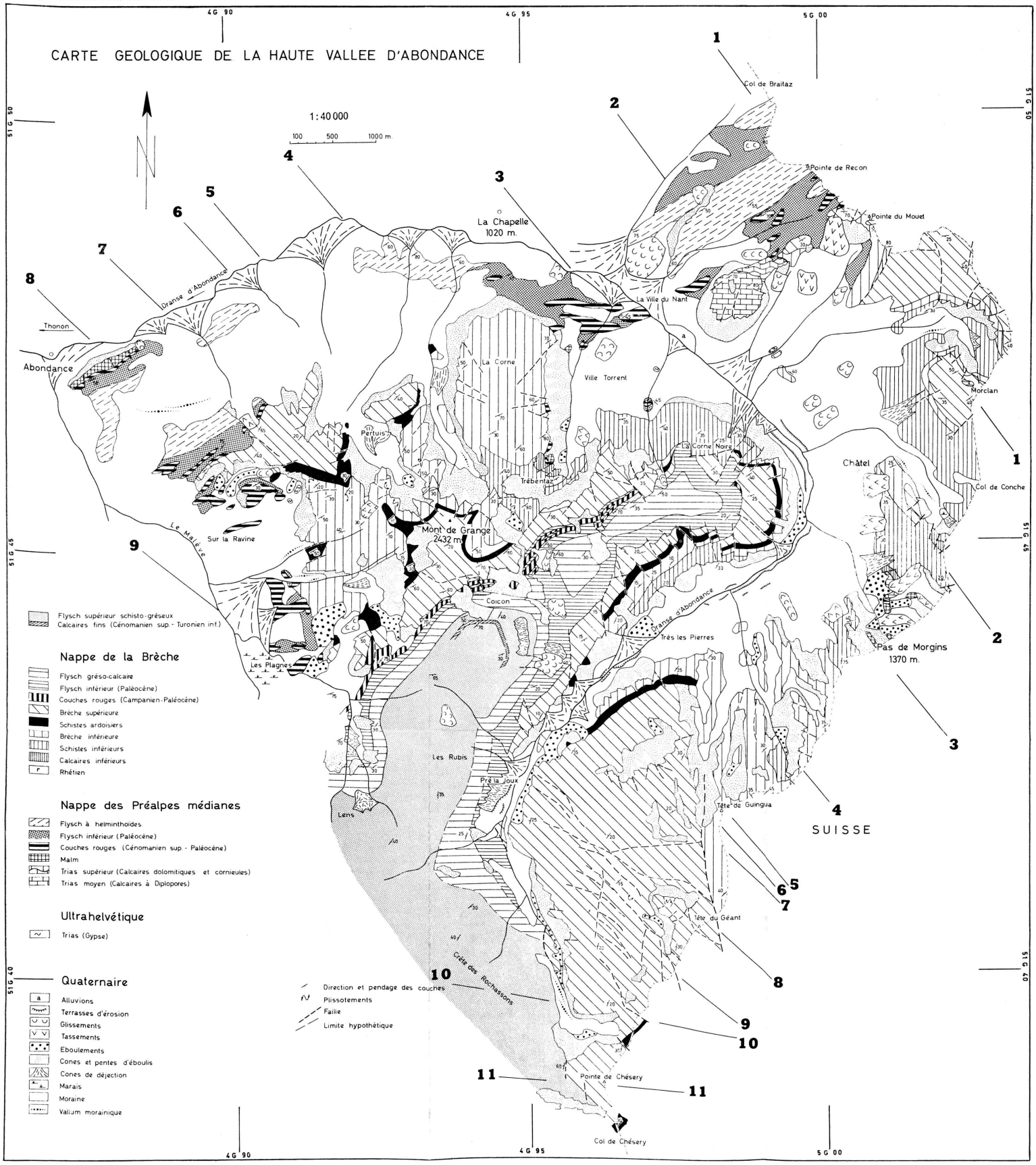
TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes.* Thèse. Berne.

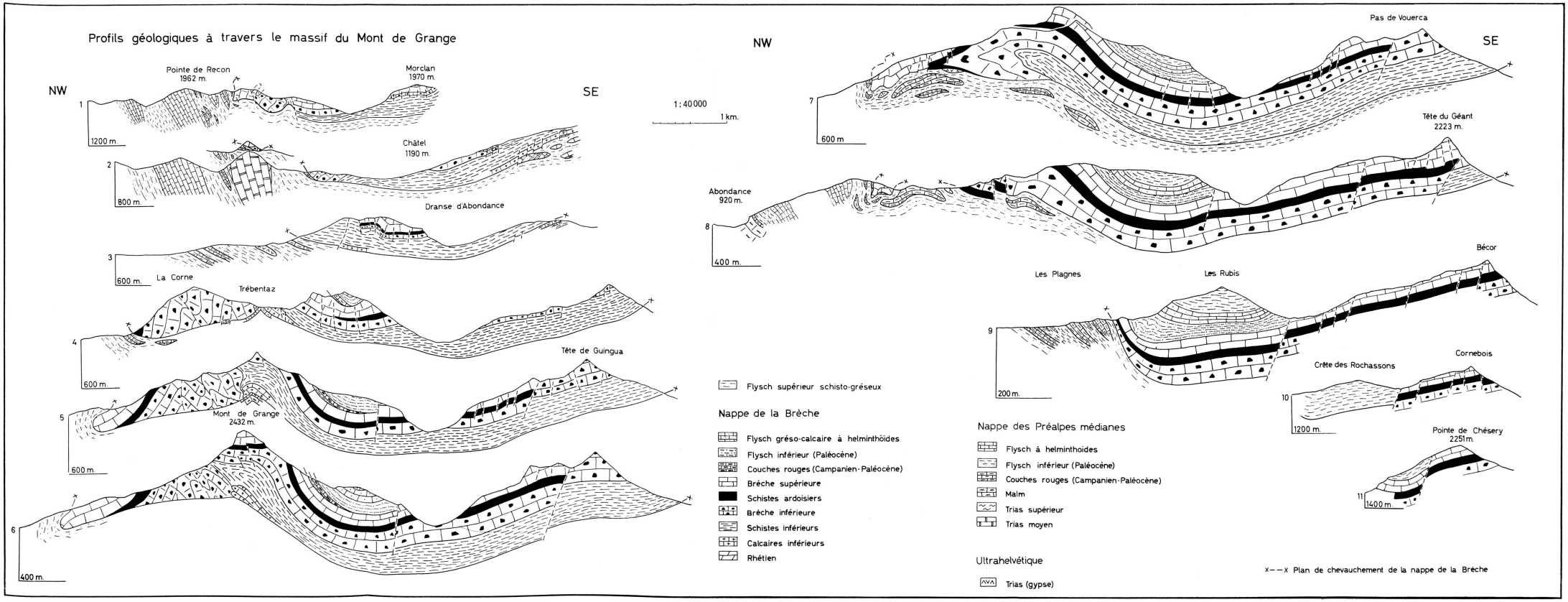
TWERENBOLD, E. (1955): *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Aï (Région des Monts Cheveuils).* Thèse. Fribourg.

WEGMANN, E. (1948): *Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement dans les sédiments.* 18e Congrès géol. int. Londres, *4*, p. 94–99.

WEGMÜLLER, W. (1953): *Geologie des Niederhorn–Kummigalm-Gebietes.* Thèse. Berne.

WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* Thèse. Zürich.


CARTE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE D'ABONDANCE
1 : 40 000
100 500 1000 m.
4G 90
4G 95
5G 00
51G 50
51G 45
51G 40
Col de Braitaz
Pointe de Recon
Pointe du Mouet
La Chapelle
1020 m.
La Ville du Nant
Dranse d'Abondance
Thonon
Abondance
La Corne
Ville Torrent
Morclan
Pertuis
La Corne Noire
Châtel
Col de Conche
Trébentaz
Le Malève
Sur la Ravine
Mont de Grange
2432 m.
Coicon
Trés les Pierres
Pas de Morgins
1370 m.
Les Plagnes
Les Rubis
Pré la Joux
Tête de Guingua
SUISSE
Lens
Tête du Géant
Crête des Rochassons
Pointe de Chésery
Col de Chésery
Flysch supérieur schisto-gréseux
Calcaires fins (Cénomanien sup.- Turonien inf.)
Nappe de la Brèche
Flysch gréso-calcaire
Flysch inférieur (Paléocène)
Couches rouges (Campanien-Paléocène)
Brèche supérieure
Schistes ardoisiers
Brèche inférieure
Schistes inférieurs
Calcaires inférieurs
Rhétien
Nappe des Préalpes médianes
Flysch à helminthoides
Flysch inférieur (Paléocène)
Couches rouges (Cénomanien sup. - Paléocène)
Malm
Trias supérieur (Calcaires dolomitiques et cornieules)
Trias moyen (Calcaires à Diplopores)
Ultrahelvétique
Trias (Gypse)
Quaternaire
Alluvions
Terrasses d'érosion
Glissements
Tassements
Eboulements
Cones et pentes d'éboulis
Cones de déjection
Marais
Moraine
Vallum morainique
Direction et pendage des couches
Plissotements
Faille
Limite hypothétique


Profils géologiques à travers le massif du Mont de Grange
NW
SE
Pointe de Recon
1962 m.
Morclan
1970 m.
1
1200 m.
Châtel
1190 m.
2
800 m.
Dranse d'Abondance
3
600 m.
La Corne
Trébentaz
4
600 m.
Tête de Guingua
5
Mont de Grange
2432 m.
600 m.
6
400 m.
1 : 40 000
1 km.
NW
SE
Pas de Vouerca
7
600 m.
Tête du Géant
2223 m.
Abondance
920 m.
8
400 m.
Bécor
Les Plagnes
Les Rubis
9
200 m.
Cornebois
Crête des Rochassons
10
1200 m.
Pointe de Chésery
2251 m.
11
1400 m.
Flysch supérieur schisto-gréseux
Nappe de la Brèche
Flysch gréso-calcaire à helminthoïdes
Flysch inférieur (Paléocène)
Couches rouges (Campanien-Paléocène)
Brèche supérieure
Schistes ardoisiers
Brèche inférieure
Schistes inférieurs
Calcaires inférieurs
Rhétien
Nappe des Préalpes médianes
Flysch à helminthoïdes
Flysch inférieur (Paléocène)
Couches rouges (Campanien-Paléocène)
Malm
Trias supérieur
Trias moyen
Ultrahelvétique
Trias (gypse)
x— —x Plan de chevauchement de la nappe de la Brèche