Zeitschrift: Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles = Bulletin der Naturforschenden Gesellschaft Freiburg

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 69 (1980)

Heft: 2

Artikel: Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords

Autor: Morel, René

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-308588

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: 14.12.2025

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

Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords

par René Morel,

Institut de Géologie de l'Université, Pérolles,
CH—1700 Fribourg (Suisse)

Table des matières Page

Avant-propos 101
Introduction 102
1. Situation géologique 102
2. Les Préalpes externes: état du problème 103
3. Le massif du Niremont: brève notice historique 104
4. Etendue et but du travail 105

1re partie: Le flysch du Gurnigel

1. Généralités 107
2. Biostratigraphie 107
   2.1. Les données acquises 107
   2.2. But de cette étude 108
   2.3. Le nannoplancton calcaire 110
   2.4. Bilan de l'étude biostratigraphique 116
3. Pétrographie 116
   3.1. Les données acquises 116
   3.2. Lithologie 117
   3.3. Les grès 117
   3.4. Les lutites 123
   3.5. Les minéraux argileux 126
   3.6. Les minéraux lourds 134
   3.7. Bilan de l'étude pétrographique du flysch du Gurnigel 137
4. Lithostratigraphie 138
   4.1. Les données acquises 138
   4.2. Résultats 139
   4.3. Remarques sur les limites de la lithostratigraphie appliquée au flysch du Gurnigel 143
5. Sédimentologie 143
   5.1. But et ampleur de l'étude 144
   5.2. Les divers types de dépôts et leur mécanisme 144
   5.3. Les faciès turbiditiques et les faciès associés 145
   5.4. Description des profils sédimentologiques 146
   5.5. Bathymétrie 151
   5.6. Taux de sédimentation 151
   5.7. Les mesures de direction des paléocourants 151

Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. *69 (2)*, 99 - 207(1980)

5.8. Les associations de faciès rencontrées et leur signification 153
5.9. Bilan de cette étude 156
6. Tectonique 156
6.1. Les données acquises 156
6.2. Les relations entre le flysch et les unités l'encadrant 156
6.3. Les faits observables et leur interprétation 157
7. Conclusions sur le flysch du Gurnigel; le problème de son appartenance tectonique et de son origine paléogéographique. 161

2e partie: Les unités encadrant le flysch du Gurnigel

1. L'«Ultrahelvétique» des Pléiades 163
1.1. Généralités 163
1.2. But et ampleur de cette étude 164
1.3. Jurassique 164
1.4. Crétacé inférieur 168
1.5. Crétacé moyen 175
1.6. Tectonique 176
1.7. Conclusions 178
2. Les wildflyschs 179
2.1. Le wildflysch lié à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades 179
2.2. La zone du Gros Plané 185
2.3. Bilan et conclusions de l'étude des wildflyschs 188
3. Le flysch subalpin 189
3.1. Rappel 189
3.2. Résultats 189
3.3. Conclusions 191
4. La molasse subalpine 191

3e partie: Les formations superficielles

1. Les dépôts glaciaires 193
1.1. La moraine rhodanienne 193
1.2. La moraine locale 194
1.3. Le matériel fluvio-glaciaire 194
2. Les glissements de terrain 194
3. Marais et tourbières 195
4. Tufs 195
5. Cônes d'alluvions et alluvions récentes 195
6. Eboulis et éboulements 196
Conclusions 196
Résumé 198
Zusammenfassung 199
Abstract 200
Bibliographie 201

Avant-propos

Le présent travail a été effectué sur l'initiative et sous la direction du Professeur Ch. Caron. Je prie mon maître de trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour le soutien et les nombreux conseils prodigués durant l'élaboration de cette thèse.

Je ne saurais oublier d'associer Marc Weidmann à cette étude. J'ai eu le privilège de l'accompagner lors du lever géologique des massifs des Pléiades et de Corbetta. Il m'a initié à la cartographie, ô combien rébarbative pour un néophyte, du flysch, à l'observation et à l'interprétation des caractéristiques, pas toujours évidentes, de ce genre de sédiments.

Ma reconnaissance s'adresse à Michèle Caron pour son amicale et efficace collaboration dans l'étude des foraminifères planctoniques et benthiques.

Le Prof. L. Pugin a bien voulu consacrer de nombreuses heures à déterminer la collection d'ammonites de l'« Ultrahelvétique » des Pléiades et relire de façon critique le manuscrit original. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Ce travail a largement bénéficié d'une étroite collaboration avec Jan van Stuijvenberg, Peter Homewood et Martin Schüpbach. Elle s'est traduite par de nombreuses discussions, parfois très vives, des échanges d'idées et d'hypothèses et de multiples excursions sur le terrain.

Je remercie le Prof. J. Gabus (Laboratoire de Pétrographie de l'EPFL) et son assistant A. Rawyler pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée dans l'analyse diffractométrique RX des argiles.

Je sais gré au Dr. H. Maurer (Institut de Géologie de l'Université de Berne) de son aimable contribution à l'étude des minéraux lourds.

Enfin, je ne saurais terminer sans une pensée reconnaissante pour Georges Papaux, Françoise Mauroux et Daniel Cuennet pour leur précieuse collaboration technique et leur inlassable disponibilité.

Introduction

1. Situation géologique

Le massif du Niremont fait partie de l'arc romand des Préalpes, plus précisément de sa partie frontale ou Préalpes externes (fig. 1).

Chevauchant à l'W la Molasse subalpine par l'intermédiaire d'un liseré discontinu de flysch subalpin, le massif du Niremont l'est à son tour, apparemment du moins, par les Préalpes médianes plastiques à l'E.

Trois unités, d'origine paléogéographique ou génétique et d'âge différents, en constituent les principaux éléments structuraux. Ce sont:

- *la nappe du Gurnigel* (CARON 1976). Il s'agit d'une masse de flysch, d'âge maestrichtien à éocène moyen. Son origine paléogéographique est inconnue, mais en aucun cas ultrahelvétique (CARON, 1976; HOMEWOOD, 1974; VAN STUIJVENBERG et al., 1976);
- *l'«Ultrahelvétique» des Pléiades.* Cette unité est constituée d'une série d'écailles de faciès carbonaté, d'âge jurassique-crétacé. Celles-ci présentent de nombreuses similitudes de faciès avec l'unité de la Tour d'Anzeinde (Zone des

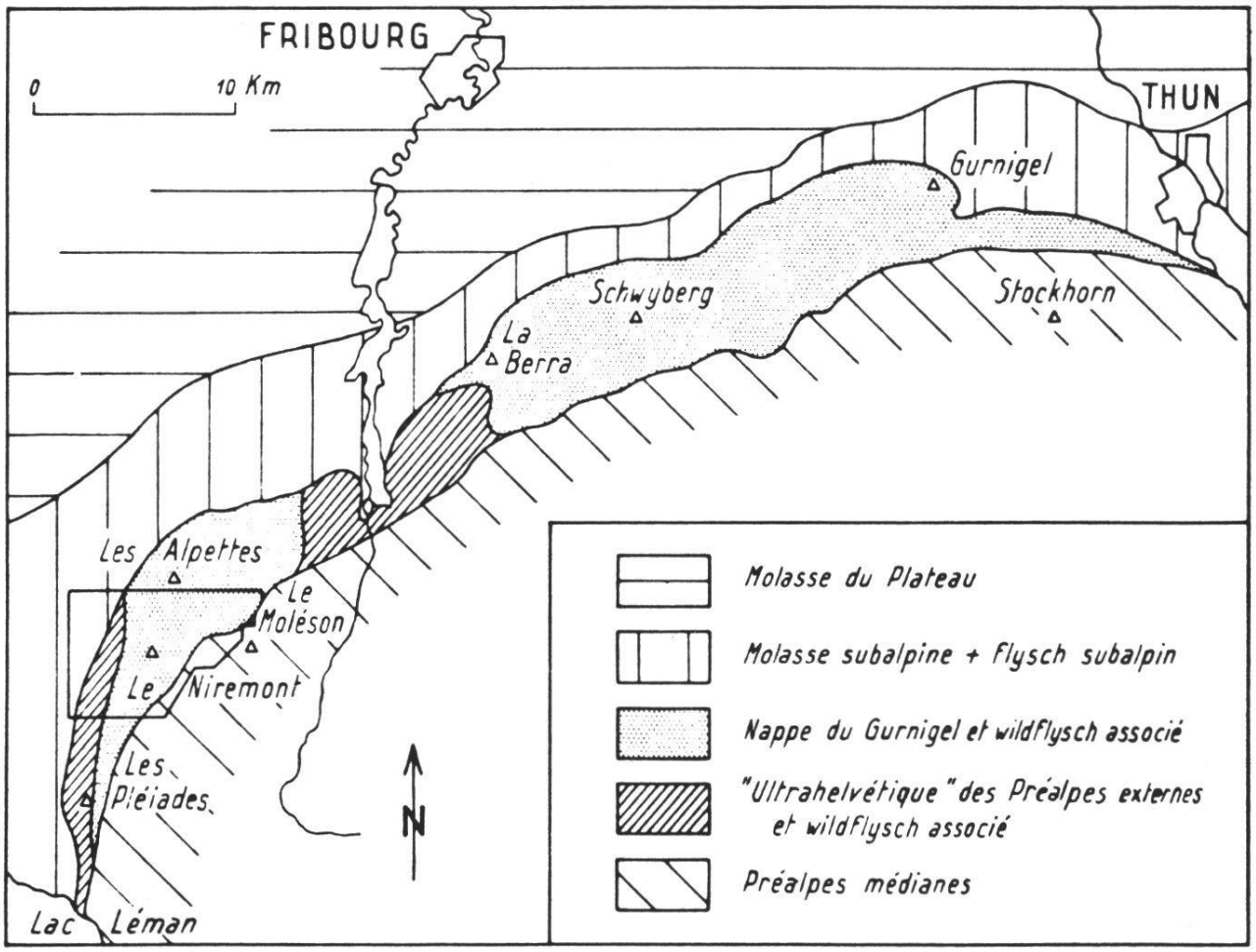


Fig. 1: Situation géologique

Cols) (HEIM, 1920, 1921; GAGNEBIN, 1924; GUILLAUME, 1957; ANATRA et al., 1980). Ces deux unités proviennent d'une même aire de sédimentation située immédiatement à l'arrière du domaine paléogéographique helvétique;

- *les wildflyschs*. Une première zone de wildflysch apparaît à la base du Niremont. Ce faciès emballe les divers lambeaux d'«Ultrahelvétique» des Pléiades et de flysch du Gurnigel. Il les sépare de la nappe du Gurnigel d'une part et de la molasse subalpine d'autre part. Une deuxième zone de wildflysch est située à l'arrière du massif du Niremont et s'intercale entre la nappe du Gurnigel et les Préalpes médianes. La figure 2 illustre et résume la situation tectonique du secteur étudié et de sa prolongation au Sud.

2. Les Préalpes externes: état du problème

CARON (1976) et MASSON (1976) ont présenté les principaux éléments relatifs à ce paragraphe. Aussi me bornerai-je à rappeler les points essentiels.

SCHARDT (1893, 1898) reconnaît l'individualité des Préalpes externes ou Préalpes bordières et les relie, hypothétiquement, aux Préalpes internes ou Zone des Cols par-dessous la nappe des Préalpes médianes.

LUGEON (1902) «enracine» la Zone des Cols et, par conséquent, les Préalpes externes, au S de la nappe du Wildhorn.

HEIM (1920, 1921) qualifie ces deux unités, ou Préalpes inférieures, de «Nappes ultrahelvétiques».

Les préalpes bordières sont considérées comme une seule unité tectonique: la nappe des Préalpes externes, comprenant les terrains suivants:

- le Mésozoïque, carbonaté, d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur;
- le wildflysch et le flysch du Gurnigel, détritiques, d'âge crétacé supérieur à éocène supérieur (GUILLAUME, 1957).

L'ensemble représentait une série stratigraphique déposée dans le bassin ultrahelvétique (GUILLAUME, 1957; p. 137–138).

Une série de travaux récents (KAPELLOS, 1973; HOMEWOOD, 1974, 1977; CARON, 1976) tend à faire du flysch du Gurnigel une unité tectonique, la *nappe du Gurnigel*, sans relation avec le domaine ultrahelvétique, et par conséquent, sans lien avec le Mésozoïque.

Le wildflysch a été considéré comme la base stratigraphique du flysch du Gurnigel (TERCIER, 1928; p. 48), puis comme une variation latérale de ce dernier (TERCIER et al., 1945; GUILLAUME, 1957; p. 137). A la suite de CARON (1966), le wildflysch est assimilé à un faciès tectono-sédimentaire résultant de la mise en place des nappes par voie humide. Il est de ce fait lié génétiquement aussi bien à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades qu'à la nappe du Gurnigel. L'âge de sa formation est contemporain de la mise en place de ces deux unités ou postérieur au sommet stratigraphique de ces dernières.

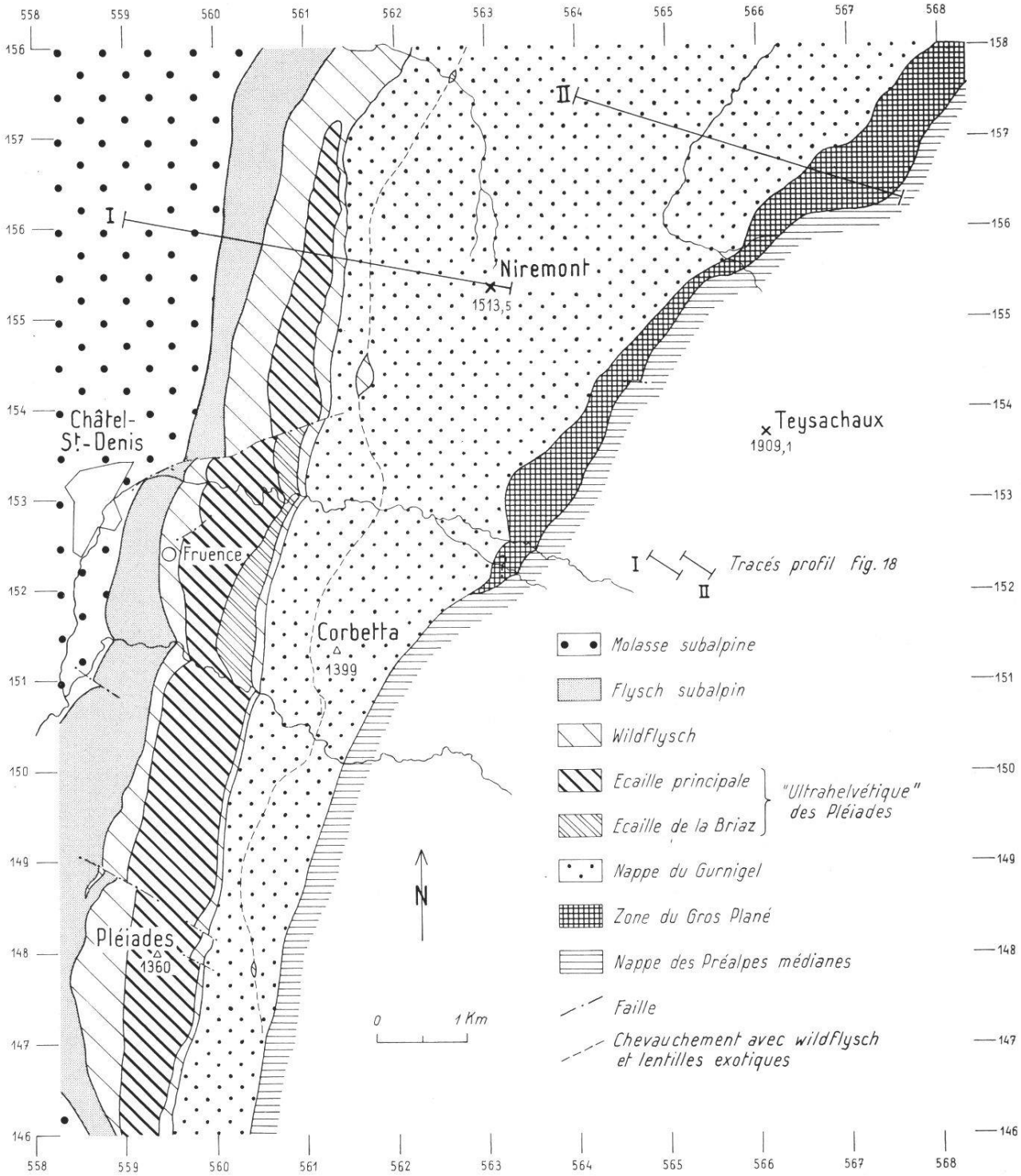


Fig. 2: Schéma tectonique des Préalpes externes entre Semsales et Blonay.

3. Le massif du Niremont: brève notice historique

C'est à STUDER (1825, 1834) que l'on doit les premières observations géologiques relatives à ce massif. Il signale le «Grès du Gurnigel» dans les ravins de la Veveyse et attribue au Jurassique les affleurements de calcaire des environs de Châtel-St-Denis.

En 1870 paraît la Feuille XVII au 1 : 100 000 de l'Atlas géologique suisse. Le volumineux mémoire de FAVRE et SCHARDT (1887) en constitue le texte explicatif. La région du Niremont est minutieusement décrite tant au point de vue stratigraphique que paléontologique.

De 1913 à 1921, GAGNEBIN (1922) dresse la première carte géologique détaillée des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales, ainsi que des unités voisines: Molasse et Préalpes médianes. Malheureusement, la monumentale monographie devant servir de texte explicatif détaillé à cette carte est demeurée inédite (GAGNEBIN, 1920). Seule une communication préliminaire (GAGNEBIN, 1924), consacrée surtout à la stratigraphie et à la tectonique de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, est publiée. GAGNEBIN y subdivise les «formations nummulitiques» des Préalpes bordières en trois entités:

1) le «flysch noir» de base, d'âge lutétien supérieur à auversien, reposant sur la Molasse;
2) le «wildflysch», d'âge lutétien supérieur, probablement auversien, avec des intercalations tectoniques de lames mésozoïques. Le passage entre ces deux termes serait graduel (GAGNEBIN, 1924; p. 33);
3) le «Flysch gréseux», d'âge auversien, peut-être priabonien. Il surmonte l'«Ultrahelvétique» des Pléiades sur lequel il transgresse. C'est le «flysch du Gurnigel» des auteurs.

Par la suite, ne paraissent que des notes spécialisées se rapportant soit au flysch subalpin (MORNOD, 1946), soit à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades (CHAROLLAIS et RIGASSI, 1961), ou encore au flysch du Gurnigel (CROWELL, 1955; HUBERT, 1967).

4. Etendue et but du travail

Ce travail est une monographie régionale, accompagnée d'une carte géologique au 1 : 10 000 des horizons lithologiques des diverses unités tectoniques et de leur couverture quaternaire entre Semsales, Châtel-St-Denis et le Moléson.

Mon étude s'est portée essentiellement sur le flysch du Gurnigel largement représenté dans le massif du Niremont. La première étape a été d'en établir la biostratigraphie à l'aide du nannoplancton calcaire. Elle a été suivie d'une analyse pétrographique qualitative et quantitative des grès (lames minces et minéraux lourds) et des minéraux argileux des marnes. J'ai tenté, à l'aide de quelques coupes sédimentologiques, d'intégrer le flysch du Gurnigel de ce secteur dans un modèle sédimentologique. La cartographie du Mésozoïque, basée sur des horizons lithologiques, s'est avérée être plus compliquée que prévu. La définition de ces derniers m'a conduit à préciser la chronostratigraphie de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades.

La cartographie détaillée et l'inventaire des blocs et lentilles exotiques de la bande de terrain entre Préalpes médianes et nappe du Gurnigel ont permis une nouvelle interprétation des Klippes du Gros Plané (MOREL, 1976).

L'ensemble des données nouvellement acquises est intégré dans un profil tectonique schématique du massif du Niremont.

Première partie

Le flysch du Gurnigel

1. Généralités

Il occupe une place prépondérante dans le Niremont et dans la majeure partie des Préalpes bordières. Contrairement à d'autres secteurs des Externes, celui-ci, entre Bulle et Montreux, n'a que peu retenu l'attention des auteurs. Cela tient à la qualité déplorable et au petit nombre d'affleurements et de coupes naturelles, à l'absence de séries gréseuses épaisses exploitées en carrière et de niveaux détritiques grossiers (SARASIN, 1894, p. 35; GAGNEBIN, 1920, p. 156).

Les seules études à caractère monographique ayant trait au Niremont ou à ses prolongements sont celles de FAVRE et SCHARDT (1887) et de GAGNEBIN (1924).

Les progrès récents accomplis en sédimentologie et en micropaléontologie nous ont permis (VAN STUIJVENBERG et al., 1976; WEIDMANN et al., 1976) de préciser les conditions de dépôt, la biostratigraphie et par conséquent la tectonique de ce flysch dans les massifs des Pléiades et de Corbetta.

Les massifs voisins des Alpettes et de la Chia ont fait l'objet d'un lever géologique détaillé de la part de CORMINBŒUF. Malheureusement, cette carte et la monographie l'accompagnant sont non seulement restées inédites, mais ont disparu du domaine public.

Le flysch du Gurnigel a été beaucoup mieux décrit entre la Berra et Thoune. Les travaux les plus importants s'y rapportant sont ceux de TERCIER (1925, 1928). Un inventaire très complet des études y relatives a été dressé par BLAU (1966). Je n'y reviendrai pas, d'autant que CARON (1976) a présenté et résumé l'ensemble des données biostratigraphiques, paléontologiques, sédimentologiques, tectoniques et paléogéographiques concernant cette nouvelle unité préalpine.

Il reste à signaler l'étude très détaillée de VAN STUIJVENBERG (1979) au point de vue de la biostratigraphie, de la sédimentologie et de la tectonique de cette nappe de flysch entre Thoune et le cours de la Singine.

2. Biostratigraphie

2.1. Les données acquises

La rareté des macro-fossiles stratigraphiques a été notée par FAVRE et SCHARDT (1887) et GAGNEBIN (1924). Les pionniers de la géologie préalpine

n'ont eu que les grands foraminifères pour débrouiller l'âge de ce flysch. Les péripéties s'y rapportant sont minutieusement relatées par BLAU (1966). FAVRE et SCHARDT (1887), sur la seule présence de nummulites, rangent le flysch du Gurnigel, ainsi que tous les autres flyschs préalpins, quelque part dans l'Eocène. Des précisions sont apportées par BOUSSAC (1912): le flysch du Gurnigel serait d'âge lutétien, probablement auversien. GAGNEBIN (1924) et TERCIER (1925, 1928) retrouvent cet âge: lutétien supérieur à auversien, éventuellement priabonien. VONDERSCHMITT et SCHAUB (1943), puis SCHAUB (1951), sur la base de foraminifères planctoniques *(Globotruncana)* et benthiques (*Miscellanea, Discocyclina,* et nummulites), démontrent l'âge maestrichtien à cuisien du flysch du Schlieren, classiquement considéré comme l'homologue du flysch du Gurnigel (SCHAUB, 1951; CARON, 1976).

TERCIER et al. (1945) admettent que le flysch du Gurnigel puisse débuter au Paléocène.

Une nouvelle étape est franchie lorsque HAY et SCHAUB (1960) et HAY et MOHLER (1965) isolent et déterminent dans le flysch du Schlieren une nannoflore calcaire qu'ils corrèlent avec les biozones à nummulites.

Simultanément HEKEL (1968) avec le nannoplancton calcaire et CARON (in HEKEL, 1968) avec des foraminifères planctoniques établissent l'âge maestrichtien de la série de Hellstätt, considérée comme la base stratigraphique du flysch du Gurnigel. La biostratigraphie de ce dernier est maintenant bien connue grâce aux travaux de KAPELLOS (1973) au Schwyberg et à la Berra, de VAN STUIJVENBERG (1973, 1979) au Gurnigel, et de VAN STUIJVENBERG et al. (1976) pour les Pléiades et Corbetta. La valeur stratigraphique des Dinophyceae a été démontrée par JAN DU CHENE et al. (1975) et JAN DU CHENE (1977a, 1977b) aux Voirons, aux Fayaux, au Gurnigel et au Schlieren.

Tous ces travaux s'accordent à dater le flysch du Gurnigel du Maestrichtien au Lutétien moyen.

2.2. But de cette étude

L'un des objectifs majeurs de cette thèse a été l'analyse biostratigraphique détaillée de ce flysch dans le massif du Niremont au moyen du nannoplancton calcaire. Dans ce but, chaque affleurement, si menu soit-il, a fait l'objet d'un ou de plusieurs prélèvements de marnes. L'ensemble des points d'échantillonnage et l'attribution chronostratigraphique du matériel récolté sont représentés schématiquement dans la figure 3. Ce document, base de toute étude sédimentologique et structurale, est le résultat de l'examen de plus de 1000 frottis de nannofossiles. Ils n'ont été étudiés qu'au microscope optique. La paléontologie systématique et la description des espèces ont été détaillées par KAPELLOS (1973). Je me permets d'y renvoyer le lecteur. L'étude des foraminifères benthiques macroscopiques, très rares, n'a pas été envisagée.

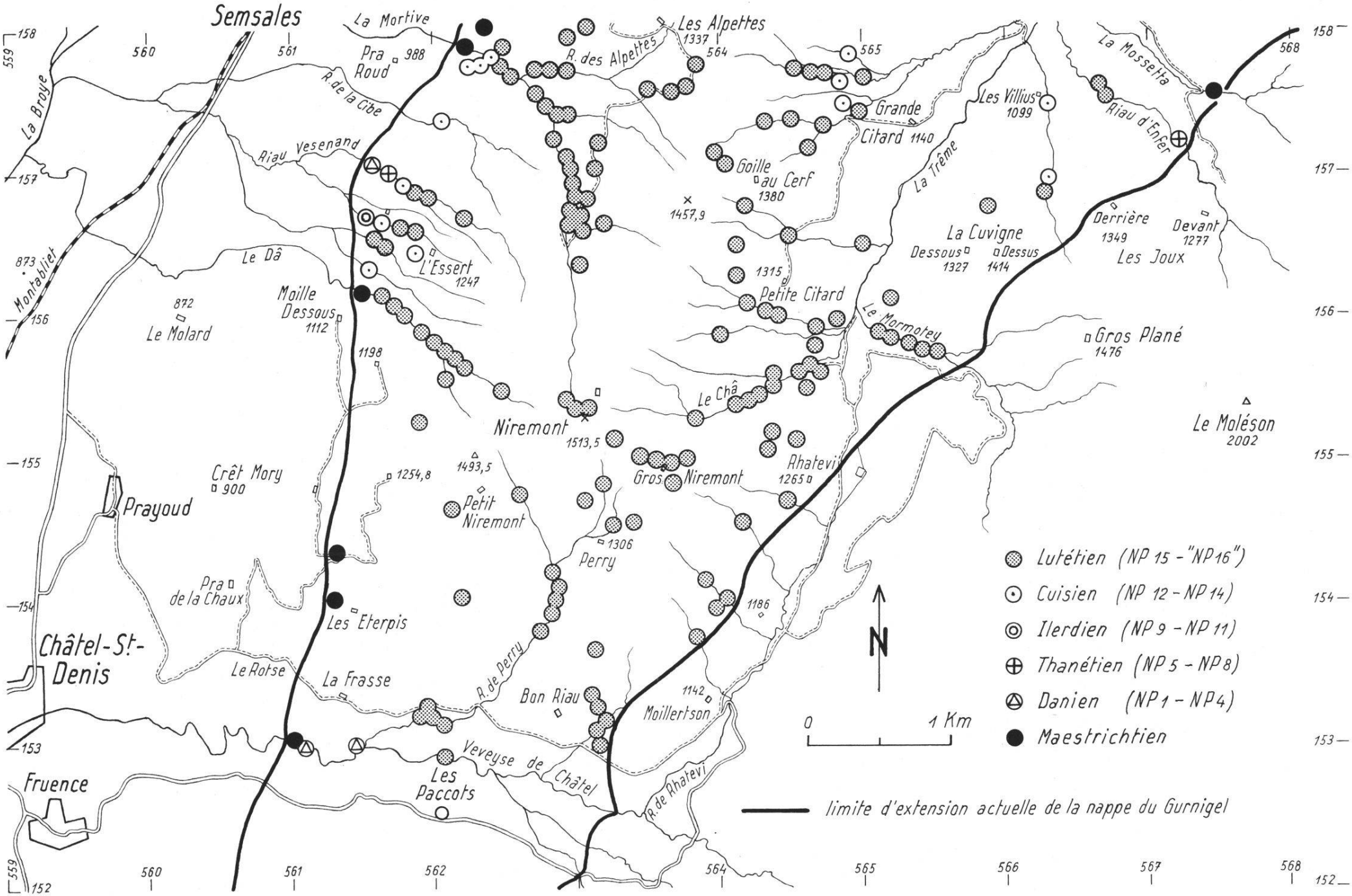


Fig. 3: Carte chronostratigraphique et biostratigraphique du flysch du Gurnigel.

2.3. Le nannoplancton calcaire

2.3.1. Techniques de préparation

Les techniques de préparation du nannoplancton calcaire pour l'observation au microscope photonique ou au microscope électronique à balayage ou à transmission figurent dans STRADNER et PAPP (1961), NOEL (1965), HEKEL (1968), KAPELLOS (1973), HAY (1964), VAN STUIJVENBERG (1973), THIERSTEIN et al. (1971).

La méthode que j'ai utilisée est la suivante: un fragment de marnes, prélevé dans un affleurement rafraîchi, est gratté au scalpel. Il est clair que seule la partie carbonatée de l'intervalle e^t de la séquence de Bouma est susceptible de renfermer des nannofossiles calcaires. Quelques milligrammes de poudre ainsi obtenus sont mis en suspension dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium (5 %). Un traitement de celle-ci aux ultrasons (25 KHz durant 1 à 2 minutes) permet de bien nettoyer les structures des nannofossiles. L'élimination de l'argile et la concentration du nannoplancton se font par centrifugation (env. 1500 rpm durant 1 minute) jusqu'à l'obtention d'un surnageant limpide; suivant la densité de la suspension, celle-ci est plus ou moins diluée à l'eau déminéralisée. Trois à quatre gouttes de suspension sont déposées et étalées sur un porte-objet. Après séchage, le frottis est recouvert de Caedax, puis d'un couvre-objet.

2.3.2. Quelques problèmes liés à l'étude du nannoplancton calcaire dans les flyschs

Au cours de cette étude, je me suis heurté à deux problèmes liés l'un à la nature même du flysch et l'autre à la technique de préparation des frottis. Ce sont:

Le remaniement

Un certain nombre d'espèces disparues à la fin du Crétacé supérieur *(Micula sp., Arkhangelskiella sp., Eiffelithus sp.)* et des Nannoconidés se retrouvent régulièrement dans les préparations d'âge cénozoïque. De manière plus discrète, des individus d'âge paléocène ou éocène inférieur s'observent dans des frottis de l'Eocène moyen. Il est clair que des espèces dont la durée de vie recouvre plusieurs biozones ou plusieurs étages soient remaniées sans que cela apparaisse. Ces individus proviennent de l'abrasion de séries sédimentaires sur le continent et de l'érosion, par le passage d'un courant de turbidité, de la ou des dernières séquences gréso-silteuses déposées sur le «fan». Diverses raisons, détaillées dans le paragraphe suivant, ne me permettent pas d'évaluer quantitativement ce phénomène de remaniement.

L'importance de ce phénomène rend illusoire une subdivision biostratigraphique au niveau de la biozone. En effet, un certain nombre de celles-ci ont leur limite supérieure et/ou inférieure définie par la disparition d'un marqueur: zones NP_{10}/NP_{11}, NP_{12}/NP_{13}, «NP_{16}»/NP_{17} chez MARTINI (1971), zone à *Discoaster barbadiensis* chez BUKRY (1971).

La reproductibilité

Il est fort difficile, à partir du même intervalle e^t de la séquence de Bouma (cf. p. 124 et 144), du même échantillon ou de la même suspension, d'obtenir deux frottis ayant un contenu identique en nannoflore. Si l'association appartient toujours à la même biozone, les spectres des divers groupes (p.ex.: Discoasteridae versus Coccolithophoridae) sont totalement différents. Ce phénomène tient à de nombreux facteurs: position de l'échantillon dans l'intervalle e^t, grattage sur la face ou sur la tranche du fragment, temps écoulé entre la fin de l'homogénéisation de la suspension et le prélèvement pour le frottis, hauteur à laquelle s'effectue la prise dans l'éprouvette.

Ainsi, le «nannospectre» identique ou différent de deux échantillons de flysch de la même biozone n'a aucune signification. Les deux populations ne sont pas comparables.

La combinaison de ces deux phénomènes empêche toute analyse paléoécologique, basée sur l'étude d'une population de nannofossiles calcaires.

Pour clore ce paragraphe, il convient de parler de la contamination. C'est une source d'erreur possible non négligeable et difficile à apprécier, mais elle peut être fortement réduite par un échantillonnage rigoureux sur le terrain et la «stérilisation» des instruments (scalpels, verrerie, etc.) et des mains de l'opérateur avec de l'HCl dilué. La présence de frottis absolument stériles et l'absence d'associations aberrantes témoignent en faveur d'un effet négligeable de la contamination.

2.3.3. L'utilisation des nannofossiles en biostratigraphie, la biozonation utilisée

Les nannofossiles ont été découverts par EHRENBERG en 1836. Mais il faut attendre jusqu'à 1902 pour que LOHMANN établisse un lien entre certains types de nannofossiles (les coccolithes) et un groupe d'algues unicellulaires (les chrysomonadines). Jusque vers 1950, ils sont considérés comme des curiosités sans intérêt stratigraphique.

C'est à BRAMLETTE et RIEDEL (1954) que revient le mérite d'avoir reconnu la valeur stratigraphique des *Discoaster*. Par la suite, de nombreuses biozonations régionales ou transcontinentales se rapportant surtout au Cénozoïque, accompagnées ou non de corrélations avec d'autres biozonations, ont été publiées. Une liste des travaux les plus importants est citée par MARTINI (1971). Il en a synthétisé l'ensemble pour établir la première zonation standard du Cénozoïque et du Quaternaire (MARTINI, 1970, 1971). Des remarques et critiques à l'encontre de cette dernière, valable pour les «hautes latitudes», sont formulées par GARTNER (1977). BUKRY (1973, 1975) en a proposé une, pour le même intervalle de temps, et pour les «basses latitudes». Elle est établie à partir de la nannoflore de sédiments océaniques (forages du projet JOIDES).

Dans ce travail, j'ai repris, pour la partie cénozoïque du flysch du Gurnigel, comme VAN STUIJVENBERG, la zonation standard de MARTINI avec les légères modifications apportées par WEIDMANN et al. (1976). Quant à la partie crétacée supérieure, elle est calée sur la zonation de SISSINGH (1977); cf. fig. 4.

2.3.4. Corrélations entre biozones et étages

Elles varient selon les auteurs (cf. MARTINI, 1971; POMEROL, 1973; KAPELLOS, 1973; BUKRY, 1973; PROTO DECIMA et al., 1975). Le système de corrélations (fig. 4) choisi pour ce travail a été élaboré avec VAN STUIJVENBERG. Il est basé sur les arguments suivants:

- la limite Maestrichtien – Danien: elle correspond à l'extinction massive de la presque totalité des espèces du Crétacé supérieur;
- la limite Danien – Thanétien: elle coïncide avec l'apparition de *Fasciculithus tympaniformis* (base de la zone NP_5) et correspond à la limite Paléocène inférieur – Paléocène supérieur;

EOCENE SUPERIEUR	Priabonien		NP 20	Sphenolithus pseudoradians
			NP 19	Isthmolithus recurvus
39-41			NP 18	Chiasmolithus oamaruensis
EOCENE MOYEN ~ 8 MA	Lutétien		NP 17	Discoaster saipanensis
			"NP 16"	"Reticulofenestra umbilica"
			"NP 15"	Chiphragmalithus alatus = Nannotetrina fulgens
47-49			NP 14	Discoaster sublodoensis
EOCENE INFERIEUR ~ 6 MA	Cuisien		NP 13	Discoaster lodoensis
			NP 12	Marthasterites tribrachiatus = T. orthostylus
	Ilerdien		NP 11	Discoaster binodosus
			NP 10	Marthasterites contortus
53-55 *	- - - - - - - - -		NP 9	Discoaster multiradiatus
PALEOCENE SUPERIEUR ~ 10 MA	Thanétien		NP 8	Heliolithus riedeli
			NP 7	Discoaster gemmeus (= mohleri)
			NP 6	Heliolithus kleinpelli
			NP 5	Fasciculithus tympaniformis
PALEOCENE INFERIEUR	Danien		NP 4	Ellipsolithus macellus
			NP 3	Chiasmolithus danicus
			NP 2	Cruciplacolithus tenuis
63-65			NP 1	Markalius inversus
CRETACE SUPERIEUR ~ 7 MA	Maestrichtien	sup.	26	Nephrolithus frequens
			25 c b a	Arkhangelskiella cymbiformis
		inf.	24	Reinhardtites levis
72			23	Tranolithus phacelosus

Fig. 4: Corrélations entre étages et biozones dans le flysch du Gurnigel.
* Position de la limite Thanétien-Ilerdien d'après le colloque: «Le contenu de l'Ilerdien et sa place dans le Paléogène». B.S.G.F. (7), 17/2, 1975, 122-223.

- la limite Thanétien – Ilerdien: je l'ai placée, à la suite de POMEROL (1977), à la base de la zone NP_9 à *Discoaster multiradiatus*. Lors de la séance sur le «Contenu de l'Ilerdien et sa place dans le Paléogène» (B.S.G.F. 1975, no 2), une nette majorité s'est prononcée pour placer la base de l'Ilerdien dans l'Eocène. Cette solution a l'avantage de faire coïncider le début de cet étage avec l'apparition des nummulites et des alvéolines, mais la zone NP_9 chevauche cette limite. PLAZIAT (1975), pour d'autres raisons, a proposé d'inclure la zone à *Alveolina levis* dans l'Ilerdien, ce qui ferait coïncider la zone NP_9 avec la base de l'Eocène inférieur. Ce point de vue a été adopté par POMEROL (1977);
- la limite Ilerdien – Cuisien: selon KAPELLOS und SCHAUB (1973), elle se situe au sommet des zones à *Nummulites involutus* et *Alveolina trempina* et, à nouveau, chevauche la zone NP_{12} à *Marthasterites tribrachiatus* (cf. fig. 4), dont la limite inférieure est définie par l'apparition d'un marqueur très caractéristique: *Discoaster lodoensis*. Pour des raisons pratiques, l'étage cuisien de la fig. 3 coïncide avec l'apparition de *Discoaster lodoensis*, donc avec la base de la zone NP_{12};
- la limite Cuisien – Lutétien: MARTINI (1971) la place à cheval sur la zone NP_{13} à *D. lodoensis*. J'ai jugé pratique, comme KAPELLOS et SCHAUB (1973), d'utiliser l'apparition d'un nannofossile très typique: *Nannotetrina fulgens (= C. alatus)* lequel définit la limite inférieure de la zone NP_{15} pour situer le début du Lutétien. Cette solution place la base de l'Eocène moyen en assez bonne équivalence avec le Lutétien du Bassin de Paris, à condition de ne plus considérer la nannoflore de ce stratotype comme appartenant à la zone NP_{14} à *D. sublodoensis*, mais bien à la zone NP_{15} à *N. fulgens* (présence de *Nummulites laevigatus* et de *Coccolithus* sp. ? = R. umbilica; cf. note infrapaginale de VAN STUIJVENBERG, p. 71; in JAN DU CHENE et al., 1975);
- la limite Lutétien – Priabonien: ROTH et al. (1971) la placent à l'extrême sommet de la zone NP_{18} à *Chiasmolithus oamaruensis* (fig. 4). A nouveau et pour des raisons pratiques, l'apparition de *Isthmolithus recurvus* sert de repère pour la limite Eocène moyen — Eocène supérieur.

2.3.5. Les résultats

Cette analyse biostratigraphique montre que dans le secteur considéré, le flysch du Gurnigel s'étend du Maestrichtien au Lutétien moyen. Le Maestrichtien, le Paléocène et l'Eocène inférieur sont nettement subordonnés au Lutétien (fig. 3).

Avant de détailler les caractéristiques et le contenu de chaque étage, il faut préciser que:

- l'ensemble des points datés de la figure 3 représente la quasi-totalité des affleurements où il est possible de prélever des marnes. Seuls, les affleurements du torrent coulant au N du chalet 1130 m (coord. 561.700/156.750) se sont montrés réfractaires à toute datation;

– la proportion d'échantillons stériles est faible (env. 5 %) et l'état de conservation du nannoplancton satisfaisant. Ce taux de stérilité s'explique par la très petite proportion de niveaux paléocènes toujours très pauvres en nannofossiles calcaires (cf. VAN STUIJVENBERG et al., 1976; p. 312).

Le Maestrichtien constitue le niveau stratigraphique basal du flysch du Gurnigel. Il est caractérisé par une riche association à *Arkhangelskiella cymbiformis, Micula staurophora, Cribrosphaerella ehrenbergi* et *Prediscosphaera cretacea.* Je n'ai pas observé *Lithraphidites quadratus* et *Nephrolithus frequens* n'a pas pu être formellement reconnu. Néanmoins, la présence de l'association à *A. cymbiformis* atteste l'existence de la partie supérieure du Maestrichtien (zone 26 à *N. frequens*).

Cet étage dessine une bande discontinue à la base du Niremont (fig. 3). Il affleure dans la Mortive aux environs de 1030 m, immédiatement à l'aval d'un énorme glissement de terrain situé en rive gauche, et dans un affluent en rive droite vers 1065 m. Il apparaît à nouveau dans le Dâ (env. 1115 m), dans les talus bordant les routes forestières conduisant à la Chaudereire (1158 m) et aux Eterpis, et dans la Veveyse de Châtel au voisinage immédiat de la confluence avec les ruisseaux descendus de la Frasse. Enfin, cet étage affleure dans le torrent de la Mossetta, vers 1200 m, juste à l'amont de la route forestière. Il est situé au contact du flysch du Gurnigel et de la zone du Gros Plané.

Le Danien comprend les zones NP_1 à NP_4. L'extinction massive de la nannoflore du Crétacé supérieur définit le début de cet étage dont la partie inférieure est très pauvre en nannofossiles. Apparaissent successivement *Cruciplacolithus tenuis, Coccolithus cavus* et *Chiasmolithus danicus.* Ces trois espèces en constituent l'association caractéristique. Je l'ai reconnue dans le Riau Vesenand, vers 1000 m, et dans le Veveyse de Châtel (fig. 3), en contact avec le Maestrichtien, et à la confluence du Riau de Perry.

Le Thanétien correspond aux zones NP_5 à NP_8. Dans le Riau Vesenand, vers 1060 m, j'ai trouvé une association à *Fasciculithus tympaniformis, Heliolithus kleinpelli* et *Discoaster mohleri,* ce qui indique la présence de la zone NP_7 à *D. mohleri.* Un autre affleurement localisé dans le Riau d'Enfer, vers 1200 m, a livré une association semblable à laquelle s'ajoutent de rares *Heliolithus riedeli;* cette dernière espèce définit la zone NP_8.

L'Ilerdien (zones NP_9 à NP_{11}) n'a été mis en évidence que dans un seul affleurement situé à environ 1065 m, dans le premier ruisseau prenant naissance au N du chalet de l'Essert (1247). J'y ai déterminé une association à *Discoaster nobilis, Heliolithus riedeli* (très rares), *Discoaster multiradiatus* et *Marthasterites bramlettei.* Bien que n'ayant rencontré que très rarement *Marthasterites furcatus,* je place cette association dans la zone NP_{10} en raison de l'abondance de *D. multiradiatus* et de l'absence de *M. tribrachiatus.*

Le Cuisien (zones NP_{12} à NP_{14}) est plus fréquent. Il dessine une bande affleurant régulièrement dans chaque thalweg entre la Mortive et les environs du

Dâ (fig. 3). Il réapparaît en un mince liseré dans la forêt des Joux-Derrière, vers 1180 m, et dans le torrent des Villius à 1110 m et vers 1215 m.

Seule la partie supérieure du Cuisien (zone NP_{14} à *Discoaster sublodoensis*) a été identifiée dans les divers affleurements décrits ci-dessus, à l'exception de la Mortive où j'ai reconnu la zone NP_{13} à *Discoaster lodoensis* dans le bord W et la zone NP_{14} dans le bord E de la niche d'arrachement du grand glissement situé en rive gauche. Cette dernière zone se suit de façon continue dans les arrachés de la même rive jusqu'au pied du barrage 49, alors qu'en rive droite, une faille met en contact le Cuisien supérieur avec la zone NP_{12} à *Marthasterites tribrachiatus*.

Le Lutétien est représenté à lui seul dans la majeure partie de ce flysch au Niremont (fig. 3). Cet étage comprend, pour les provinces mésogéennes, les zones NP_{15} à NP_{18}. La subdivision en biozones des affleurements se rapportant à cet étage s'est révélée être assez compliquée. La majorité des auteurs a fort judicieusement défini, à la suite de HAY et al. (1967), la base de la zone à *Nannotetrina fulgens* (= zone NP_{15} de MARTINI, 1971) par l'apparition de *N. fulgens (= C. alatus)*. Les complications commencent avec le choix du marqueur censé définir le sommet de cette zone et la base de la suivante. HAY et al. (1967), puis ROTH et al. (1971), et PROTO DECIMA et al. (1975) ont choisi la première apparition de *Discoaster tani-nodifer*. Dans le flysch du Gurnigel, cette espèce est peu fréquente et difficilement déterminable (mauvais état de conservation dû à la dissolution et à la recristallisation). Il n'est donc pas possible de définir, dans le cas présent, la biozone à *Sphenolithus radians* de ROTH et al. (1971). La disparition du marqueur choisi par MARTINI (1971), *Rhabdosphaera gladius*, est inutilisable : il est rare dans ce flysch et, de plus, a une extension diachronique (FARINACI, 1973). A la suite de WEIDMANN et al. (1976) et comme VAN STUIJVENBERG (1979), je modifie le sommet de la zone NP_{15} et la base de la zone NP_{16} en les faisant coïncider avec l'apparition de *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI (=*Coccolithus umbilicus* LEVIN, 1965; p. 265, pl. 41, fig. 2). Le sommet de cette « zone NP_{16} » à *R. umbilica* est défini par la disparition de *Chiasmolithus solitus*. Cette dernière limite est toujours délicate à localiser dans des sédiments turbiditiques.

La détermination spécifique de *R. umbilica* pose également des problèmes : appartenant à une lignée évolutive *Toweius callosus* → *R. dictyoda* → *R. umbilica)*, cette espèce voit sa taille augmenter avec le temps. Il est souvent difficile de la distinguer de *Reticulofenestra dictyoda*. J'ai constaté une disparition quasi totale de *N. fulgens* et de *N. cristata*, lorsque le genre *Reticulofenestra* atteint 13–14 μ (longueur de son plus grand axe). C'est ce paramètre qui est utilisé ici pour la détermination spécifique de *R. umbilica*. D'après la littérature, donc théoriquement, la zone « NP_{15} » comprend la zone NP_{15} sensu MARTINI (1971) et la zone ou la sous-zone à *Sphenolithus radians* (ROTH et al., 1971; PROTO DECIMA et al., 1975). Elle aurait donc une plus grande

extension dans le temps. Les arguments de terrain tendent à indiquer le contraire: l'épaisseur de la série que l'on peut attribuer à cette zone «NP_{15}» est très faible par rapport à l'épaisseur de la zone «NP_{16}».

La partie la plus jeune du flysch affleure au sommet du Niremont. Elle atteint vraisemblablement la partie moyenne à supérieure de la zone «NP_{16}». La taille de *R. umbilica* (>15μ), la présence de très rares *C. solitus* et l'absence de véritables *Dictyococcithes bisectus* sont autant d'arguments indiquant que la nappe du Gurnigel, dans ce massif, n'atteint pas la zone NP_{17} à *Discoaster saipanensis*.

2.4. Bilan de l'étude biostratigraphique

Cette étude à l'aide du nannoplancton calcaire s'est révélée être positive quant à ses résultats. La quasi-totalité des affleurements a pu être datée. Ce flysch, dans la région considérée, s'étend du Maestrichtien supérieur au Lutétien moyen. Le Maestrichtien, le Paléocène inférieur et supérieur, l'Ilerdien et, dans une moindre mesure, le Cuisien sont très réduits, alors que le Lutétien est beaucoup mieux représenté.

Enfin, la nannoflore n'a pu être extraite que de l'intervalle e^t, l'intervalle e^p (cf. p. 124 et 144) s'étant toujours montré stérile.

3. Pétrographie

3.1. Les données acquises

Les grès de ce flysch sont décrits et définis pour la première fois en 1825 par STUDER qui les nomme «Gurnigelsandstein». SARASIN (1894) tente de préciser l'origine des galets de ce flysch.

TERCIER (1928) en analyse méticuleusement les entités lithologiques ainsi que leurs contenus minéralogique, pétrographique et paléontologique.

HUBERT (1967) compare la pétrographie des divers flyschs préalpins: 26 échantillons gréseux se rapportant au flysch du Gurnigel sont analysés qualitativement et quantitativement. Les résultats sont rapportés sur la figure 5. Selon cet auteur, ces grès sont des arkoses lithiques dont la teneur en quartz varie entre 48 et 74%, à l'exception de ceux du massif du Niremont, où elle n'atteint que 25%.

Quelques données relatives à la composition qualitative et quantitative du cortège des minéraux lourds figurent dans FÜCHTBAUER (1964), GASSER (1967, 1968) et VERNET (1964). La minéralogie des argiles n'est que sommairement étudiée par VAN STUIJVENBERG et al. (1976). Aucune information n'a été publiée, à ma connaissance, quant à la diagenèse et à la géochimie de ce flysch, si ce ne sont les deux courtes notes de RECH FROLLO (1954, 1959).

3.2. Lithologie

Le flysch du Gurnigel est une épaisse série de resédiments terrigènes déposés en milieu marin profond par divers mécanismes gravitatifs ou parfois tractifs. C'est un empilement d'innombrables alternances gréso-silteuses. Au Niremont, les niveaux microconglomératiques ou gréseux grossiers sont rares. Les grès, moyens à très fins, prédominent et sont souvent subordonnés aux lutites. C'est à cette lithologie que sont dus le relief mou et l'instabilité des versants de cette montagne, ainsi que l'absence de carrière. Au couple, grès et siltites, viennent parfois s'ajouter des bancs de calcaire micritique, centimétriques à décimétriques.

Les grès n'ont cependant pas un aspect uniforme: leur teneur plus ou moins élevée en SiO_2, la présence de niveaux glauconieux ou calcaires, la richesse en bioclastes, la granulométrie sont caractéristiques de certains horizons chronostratigraphiques. Les possibilités d'une subdivision lithostratigraphique locale seront abordées plus loin (cf. chapitre 4).

3.3. Les grès

3.3.1. Le macrofaciès

Ce sont des grès fins à très fins, parfois moyens, mais rarement grossiers ou très grossiers. Durs, bien cimentés, de teinte gris-bleu à la cassure, ils présentent des surfaces d'altération décalcifiées et de couleur ocre. A côté du quartz, les éléments les plus typiques sont les lithoclastes et les feldspaths roses. La glauconie, toujours présente, est très abondante dans les niveaux d'âge paléocène moyen. Certains bancs de grès grossiers sont riches en bioclastes (foraminifères benthiques, bryozoaires, algues). Quelques niveaux de microconglomérats déposés par des mécanismes gravitatifs non turbiditiques contiennent d'abondants galets mous de lutites. Enfin, les niveaux riches en débris végétaux ne sont pas rares et facilitent le débit en dalles et plaquettes.

Les figures et les structures sédimentaires sont abondantes. La base des bancs porte des marques d'érosion («flute» et «groove casts», «tool marks»), de surcharge («load casts») et d'activités organiques (terriers, traces de déplacement). Suivant l'épaisseur et la granulométrie des bancs de grès, les divers intervalles de la séquence de Bouma sont plus ou moins complètement représentés.

3.3.2. Le microfaciès

Le microfaciès a été étudié sur 16 échantillons de grès moyens (0,25–0,5 mm) pour les raisons suivantes:

- la taille des éléments est, à mon avis, optimale pour l'analyse microscopique;

- l'abondance des fragments lithiques étant fonction de la granulométrie (HUBERT 1967), celle-ci est censée représenter la composition la plus typique de la charpente des grès;
- HUBERT (1967) n'ayant analysé que des grès moyens à grossiers, j'ai jugé utile d'étudier un matériel semblable afin de faciliter la comparaison des résultats respectifs.

Les proportions relatives de grains de quartz et de métaquartzites (pôle Q), de feldspaths, de granitoïdes et de gneiss (pôle F) et de tous les autres lithoclastes (pôle FR) ont été évaluées semi-quantitativement à l'aide d'une charte visuelle. Ces trois paramètres sont reportés sur le diagramme triangulaire Q–F–FR de FOLK (1968), divisé en sept classes de grès (fig. 5).

Il est important de noter que le pôle F comprend non seulement l'ensemble des feldspaths, mais également tous les lithoclastes granitoïdes et gneissiques. F n'est donc pas le pôle des feldspaths, mais bien celui des «fragments arkosiques». Les autres constituants de la charpente (glauconie et autres minéraux, bioclastes) n'entrent pas en ligne de compte dans la classification.

Les grès du flysch du Gurnigel sont généralement des arkoses lithiques, parfois des litharénites feldspathiques (fig. 5). Angulaires à arrondis selon leur nature (cf. paragraphe 3.3.3), mais mal triés, les éléments de la charpente (minéraux, lithoclastes et bioclastes) sont liés par un ciment calcitique d'origine diagénétique et par une matrice argilo-carbonatée d'origine complexe.

La matrice a été évaluée au maximum à 15 %. Si elle est entièrement d'origine détritique, ces grès sont texturalement immatures (FOLK, 1968; p. 103). Si elle

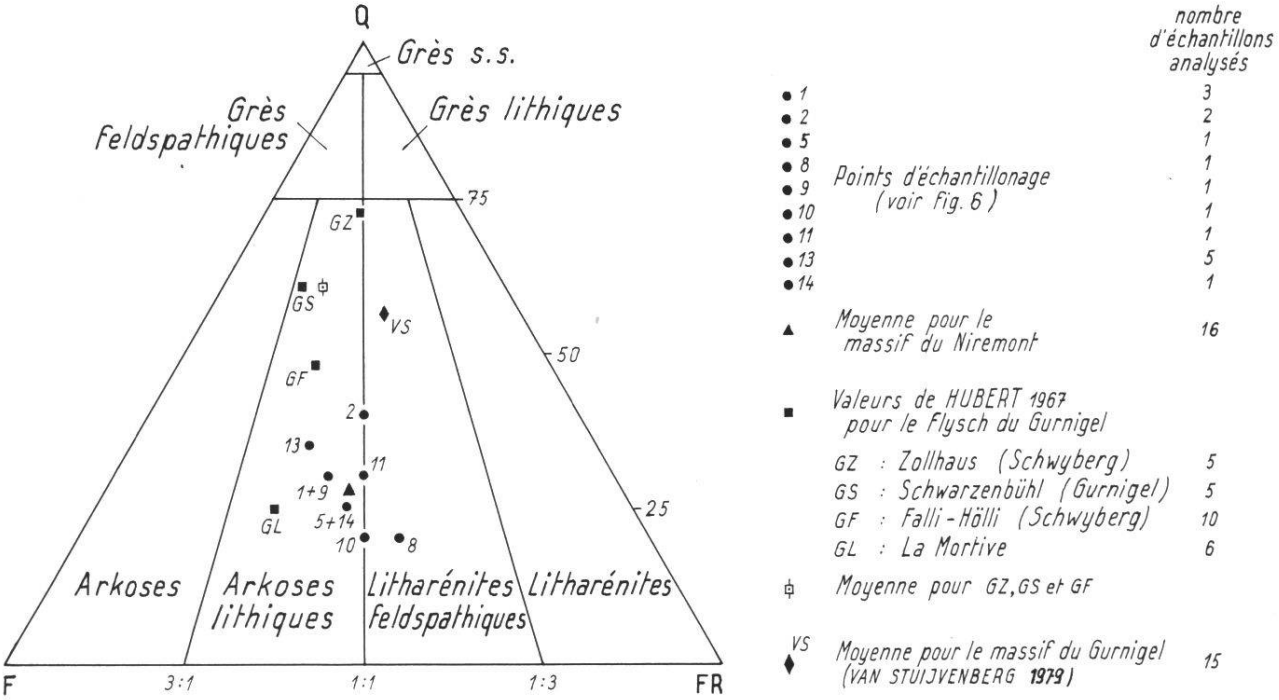


Fig. 5: Composition pétrographique moyenne des grès du flysch du Gurnigel dans les massifs du Gurnigel et du Niremont, d'après HUBERT, VAN STUIJVENBERG et MOREL.

résulte en majeure partie d'une désintégration diagénétique de fragments lithiques argileux ou marneux, ces mêmes grès sont alors, en fonction du tri et de l'arrondi, texturalement submatures (FOLK, 1968; p. 105).

3.3.3. Les éléments de la charpente

Le quartz

Sa morphologie et son comportement optique permettent d'en distinguer deux catégories:

- les quartz «communs» (FOLK, 1968; p. 71). Ils ont une extinction moyennement ou fortement ondulante et sont mono- à polycristallins. Angulaires à subangulaires, ils ne présentent qu'exceptionnellement une croissance syntaxiale. Il serait intéressant de vérifier ce fait, établi en microscopie optique ordinaire, par celle en cathodo-luminescence;
- les quartz volcaniques. Ils se distinguent des précédents par une extinction droite, un habitus automorphe à hypidiomorphe, des figures de corrosion remplies de matériel à texture aphanitique, une bonne limpidité. Contrairement aux quartz décrits plus haut, ils sont monocristallins et ont un indice d'arrondi plus élevé. Ils tirent leur origine de roches volcaniques acides qui se trouvent également sous forme de lithoclastes. La teneur des grès en quartz, pour le massif du Niremont, varie entre 20 et 40 %, la moyenne se situant à 28 % (fig. 5).

Un essai de différentiation de populations de quartz au sein du flysch du Gurnigel et des autres flyschs préalpins au moyen de la thermoluminescence de ces minéraux fait l'objet de recherches de la part de NICKEL (thèse en préparation).

Les feldspaths

Subangulaires et très altérés (séricitisation ?), ils se rapportent aux feldspaths potassiques (orthoses mâclées Carlsbad ou non, orthoses perthitiques, microclines) et aux plagioclases sodi-calciques (albites – oligoclases). Ce rapport feldspaths potassiques/plagioclases est d'au moins 2/1, sinon plus. Le pourcentage effectif des grains de feldspaths est estimé à une valeur moyenne de 20 %.

Les minéraux accessoires

Il convient de signaler la muscovite et la glauconie. Cette dernière, dont l'origine sera discutée au paragraphe 5.8 est très abondante dans les grès d'âge thanétien. Un essai de datation absolue par la méthode K/Ar n'a pas confirmé l'âge relatif donné par les nannofossiles et les Dinophyceae (VAN STUIJVENBERG et al., 1976).

J'ai également observé quelques minéraux lourds (grenats, apatites), ainsi que des minéraux opaques que je n'ai pas déterminés.

Les fragments lithiques

Très abondants (34 %), mais de petite taille, ils semblent se répartir en quatre catégories:

- les lithoclastes sédimentaires. Composés surtout de carbonates (micrite, biomicrite, calcaires spathiques, calcaires gréseux et dolosparite), ils sont accompagnés par des silexites (SCOLARI et LILLE, 1973), des grès et des siltites, toujours nettement subordonnés. S'il est possible de dater quelques fragments contenant des fossiles, par ex. biomicrite à *Globochaete alpina* et radiolaires, d'âge jurassique, biomicrite à *Globotruncana* bicarénées, d'âge crétacé supérieur, il n'en est pas de même pour les autres dont l'âge et l'attribution précise à une unité tectonique particulière demeurent indéterminés; cette catégorie de lithoclastes présente un indice d'arrondi élevé;
- les lithoclastes volcaniques. Ils appartiennent au clan des roches volcaniques acides. La texture est, en règle générale, microgrenue, aphanitique ou porphyrique, ou encore microlitique porphyrique. Il est possible que certains fragments à texture felsitique soient des produits de dévitrification de matériaux vitreux;
- les lithoclastes plutoniques. Ce sont toujours des granitoïdes. Composés de quartz «communs», de feldspaths potassiques ou sodi-calciques avec parfois des micas (muscovite ou biotite), ces fragments ont un faible indice d'arrondi;
- les lithoclastes métamorphiques. J'ai observé quelques fragments de gneiss, de micaschistes et de calcaires marmoréens.

Les bioclastes

Les grès moyens et grossiers, d'âge éocène, contiennent fréquemment des tests de foraminifères benthiques (Assilines, Nummulites, Discocyclines, à l'exception des Alvéolines), des algues (Lithothamnies), des bryozoaires et divers autres fragments indéterminables. La plupart des bioclastes ont subi les effets de la compaction. Il en résulte une dissolution par pression, se traduisant par des contacts indentés entre les grains.

3.3.4. Le ciment et la matrice

Le ciment

Il n'est formé que de calcite et pourrait tirer son origine de la dissolution partielle de lithoclastes carbonatés et de bioclastes sous l'effet de la compaction. En règle générale, je n'ai décelé qu'une génération de ciment calcitique drusique.

La matrice

Elle est de nature calcaréo-argileuse. Un examen rapide au microscope donne l'impression d'une matrice abondante, de l'ordre de 30 %. Une analyse plus minutieuse permet de ramener cette valeur à un maximum de 15 %. En effet, de nombreux lithoclastes tendres perdent leur individualité et se transforment progressivement en une masse diffuse, occupant les interstices entre des fragments durs (quartz, fragments de granite). Mais cette valeur est encore trop élevée et en contradiction avec les données de DE BOOY (1966) et de HOLLISTER et HEEZEN (1964), cités par PETTIJOHN et al., (1972); et de KUENEN (1966), relatives au taux de matrice originelle des grauwackes et des sables récents d'origine turbiditique. Selon ces auteurs, la matrice originelle ne dépasse pas quelques %.

La matrice observée dans les grès du flysch du Gurnigel aurait donc une origine complexe. Il faut alors distinguer:

- la matrice d'origine détritique, très peu abondante, contemporaine du dépôt de la charpente. C'est la «protomatrice» de DICKINSON (1970, p. 702);
- la matrice résultant de la désagrégation *complète* des lithoclastes argilo-silteux ou calcaréo-argileux. Elle correspond à la «pseudomatrice» de DICKINSON.

Il est également possible d'envisager une origine purement diagénétique (CUMMINS, 1962; in PETTIJOHN et al., 1972), soit par recristallisation en «orthomatrice» de la matrice originelle, soit par altération diagénétique des feldspaths, et/ou des fragments volcaniques en «épimatrice». Pour le flysch du Gurnigel, une matrice d'origine diagénétique serait à exclure, car la présence de ciment calcitique inhiberait sa genèse (BRENCHLEY, 1969; p. 1299–1301).

Les grès décrits ici ne peuvent pas être considérés comme des grauwackes, mais s'en rapprochent (taux de matrice proche de 15 %, PETTIJOHN et al., 1972; p. 135). Le matériel déposé par les courants de turbidité avait une composition d'arkose lithique ou de litharénite feldspathique, riche en fragments lithiques tendres et pauvre en matrice détritique. Sous l'effet de la diagenèse, ce sédiment aurait subi une «grauwackisation» par transformation de certains fragments en pseudomatrice. Ceci expliquerait la teneur assez élevée en matrice.

Il est clair que pour étayer ces conclusions assez hypothétiques, il faudrait analyser la minéralogie de la fraction argileuse des grès, ainsi que le rapport Na_2O/K_2O (PETTIJOHN et al., 1972).

3.3.5. Les phénomènes de diagenèse

Ils paraissent être de faible à moyenne intensité; leur chronologie, hypothétique, semble être la suivante:

- compaction du sédiment. Elle est matérialisée par des figures d'écrasement des micas, par les contacts concavo-convexes de fragments de composition

identique ou différente indiquant une dissolution par pression, par la genèse de pseudomatrice et une diminution de la porosité primitive;

- précipitation de ciment calcitique. Je n'ai, généralement, observé qu'une seule génération de ciment calcitique. Il est de type granulaire (« blocky cement » des auteurs anglo-saxons). La présence d'une génération de calcite drusique précédant l'autre est très rare. C'est à ce stade que la recristallisation de la protomatrice devrait avoir lieu. Je n'ai pas d'information particulière quant aux causes physico-chimiques de cette précipitation de calcite. Elle est certainement due à une sursaturation en carbonate des solutions interstitielles, elle-même causée par une augmentation de pH, de la pression, de la température et une diminution partielle ou complète des échanges entre le milieu marin et les pores;
- remplacement de la silice par la calcite et précipitation de calcédoine. Les grains de quartz présentent une légère auréole de dissolution, soulignée par le dépôt d'un liseré de calcite. Ce phénomène est noté par RECH FROLLO (1954, 1959). THOMSON (1959), WEYL (1959), cité par PETTIJOHN et al. (1972), ont décrit divers mécanismes physico-chimiques pour expliquer cette réaction. Ils peuvent se résumer ainsi: deux grains de nature identique ou différente sont séparés par un filon mince (argile, très petites particules, manteau d'hydratation) jouant le rôle de membrane semi-perméable. Les solutions interstitielles peuvent être sursaturées en calcite et déficitaires en silice, ou devenir fortement alcalines au voisinage des feuillets argileux du film intergranulaire par libération de potassium aux dépens des illites. Pour rétablir l'équilibre, il y a départ de SiO_2 sous forme de solution d'acide silicique et précipitation de calcite. Simultanément ou plus tard, la silice va précipiter sous forme de calcédoine dans une loge de foraminifère, micromilieu fermé, à pH bas et sous-saturé en silice.

La silicification des foraminifères a été remarquée déjà par TERCIER (1928). BADOUX (1954) a signalé un phénomène analogue dans divers flyschs préalpins: corrosion de grains de quartz par de la calcite, migration de la silice dans des bioclastes où elle précipite, non sous forme de calcédoine, mais de quartz authigéniques.

3.3.6. Comparaisons

Mes résultats ne s'écartent guère de ceux que HUBERT (1967) a trouvés pour la Mortive. Il y a cependant un léger désaccord quant à l'appréciation de la teneur en fragments lithiques et en feldspaths. Cette différence peut provenir des méthodes de mesure (utilisation d'un compteur de points ou de charte visuelle), du nombre d'échantillons analysés et de leurs positions chronostratigraphiques. Malheureusement, HUBERT ne donne aucune indication précise du ou des lieux de prélèvements dans la Mortive.

Une nette différence quantitative apparaît entre les grès du massif du Niremont (Q = 28 %, F = 38 % et RF = 34 %) et ceux des massifs du Schwyberg et du Gurnigel (Q = 61 %, F = 25 % et RF = 19 %). Ces valeurs s'accordent assez bien avec celles de VAN STUIJVENBERG (cf. fig. 5), dont les observations et les conclusions concernant la nature des éléments de la charpente, l'origine de la matrice et les divers phénomènes diagénétiques rejoignent celles que je viens d'exposer.

3.4. Les lutites

3.4.1. Ampleur et but de leur étude

Elle n'a porté que sur l'analyse qualitative et semi-quantitative de la fraction argileuse par diffractométrie RX, à l'exclusion de l'ATD et de la spectrométrie IR; l'aspect pétrographique et géochimique (en particulier le taux de matière organique) a été volontairement négligé, un tel programme constituant à lui seul un sujet de thèse.

Cette étude sommaire a été réalisée dans le but:

- de déterminer le cortège des minéraux argileux et leurs proportions en fonction de la chronostratigraphie et de leur origine (turbiditique ou hémipélagique);
- d'évaluer l'importance de la diagenèse au moyen de la cristallinité de l'illite;
- de comparer le caractère des argiles des massifs du Niremont et du Gurnigel, VAN STUIJVENBERG (1979) ayant entrepris une étude semblable dans ce dernier.

J'ai analysé 45 échantillons d'âge maestrichtien et lutétien provenant de 15 points d'échantillonnage (cf. fig. 6); 39 sont turbiditiques, 2 sont hémipélagiques et 4 d'attribution incertaine (couleur verte, mais carbonatée). Ce faible nombre d'échantillons hémipélagiques tient au fait que ces niveaux sont trop peu épais pour pouvoir prélever suffisamment de matériel et trop pollués en sédiments turbiditiques par la bioturbation. Les critères de distinction entre sédiments turbiditiques et hémipélagiques seront discutés aux paragraphes 3.4.3 et 3.4.4.

3.4.2. Le macrofaciès

Les lutites en présentent deux, d'inégale importance:

Les marnes grises

Calcaréo-argileuses, assez médiocrement litées, riches en divers types de bioturbation (traces de broutage, traces de nutrition), rugueuses au toucher, elles se débitent en polyèdres irréguliers. Leur épaisseur est centimétrique à

décimétrique, ou parfois même métrique. Elles représentent le sommet d'une séquence turbiditique (intervalle e^t de BROUWER, 1965).

Les argilites vertes

Totalement dépourvues de carbonate, onctueuses au toucher, riches en bioturbation, ces argilites ont, en règle générale, une épaisseur millimétrique et sont peu abondantes. Elles s'intercalent toujours entre deux séquences turbiditiques et représentent donc la sédimentation autochtone. C'est l'intervalle pélagique e^p de BROUWER (1965). Le qualificatif d'hémipélagique convient mieux, car il est certain que les résidus turbiditiques les plus fins se mêlent à cette «pluie pélagique». Dans quelques rares cas, j'ai cru pouvoir observer un passage graduel entre les niveaux e^t et e^p.

3.4.3. La couleur des lutites

Les relations entre la couleur, la teneur en carbonate et les structures sédimentaires d'une part et type de sédiment (turbiditique ou hémipélagique) déposé au-dessus ou au-dessous de la CCD (Carbonate Compensation Depth), ont été signalées par HUBERT (1967), HSÜ et SCHLANGER (1971), SCHOLLE (1971), HESSE (1975) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976).

Pour des sédiments terrigènes, carbonatés et déposés sous la CCD, l'intervalle e^t est marneux et de couleur grise, alors que l'intervalle e^p est généralement vert, totalement dépourvu de carbonate et intensément bioturbé. Le flysch du Gurnigel, dans le massif du Niremont, répond à ces critères. La couleur verte des sédiments est due, selon BLATT et al. (1972), à la présence d'illite, de chlorite et de fer divalent. La pyrite et les débris charbonneux les colorent en gris.

La nature minéralogique des argiles étant identique dans les niveaux e^t et e^p, il faut donc envisager une couleur unique, verte pour ceux-ci, laquelle serait masquée par la pyrite et les débris charbonneux dans l'intervalle e^t.

Les nombreux terriers épigénisés en pyrite présents dans les résidus de lavage, les nombreuses traces charbonneuses de toutes tailles dans l'horizon e^t et l'existence de rares niveaux e^t verts et carbonatés (en particulier point d'échant. 14, cf. fig 6), sont autant d'arguments en faveur de cette explication.

La présence de fer divalent, de pyrite, de charbon et de microfossiles à test chitineux exclut une sédimentation en milieu oxydant aussi bien sur le plateau continental que sur le «fan» au pied du talus.

La genèse de la glauconie sur le bord du plateau continental s'accorde bien avec cet environnement géochimique, puisqu'elle s'effectue dans un milieu qui n'est ni oxydant, ni très réducteur (ODIN, 1975; p. 121).

3.4.4. Le contenu micropaléontologique

Les marnes grises (intervalle e^t) contiennent une microfaune benthique et planctonique à test calcaire ou arénacé. Les principaux genres rencontrés sont *Allomorphina, Dentalina, Ellipsoidella, Cibicides, Globigerina.*

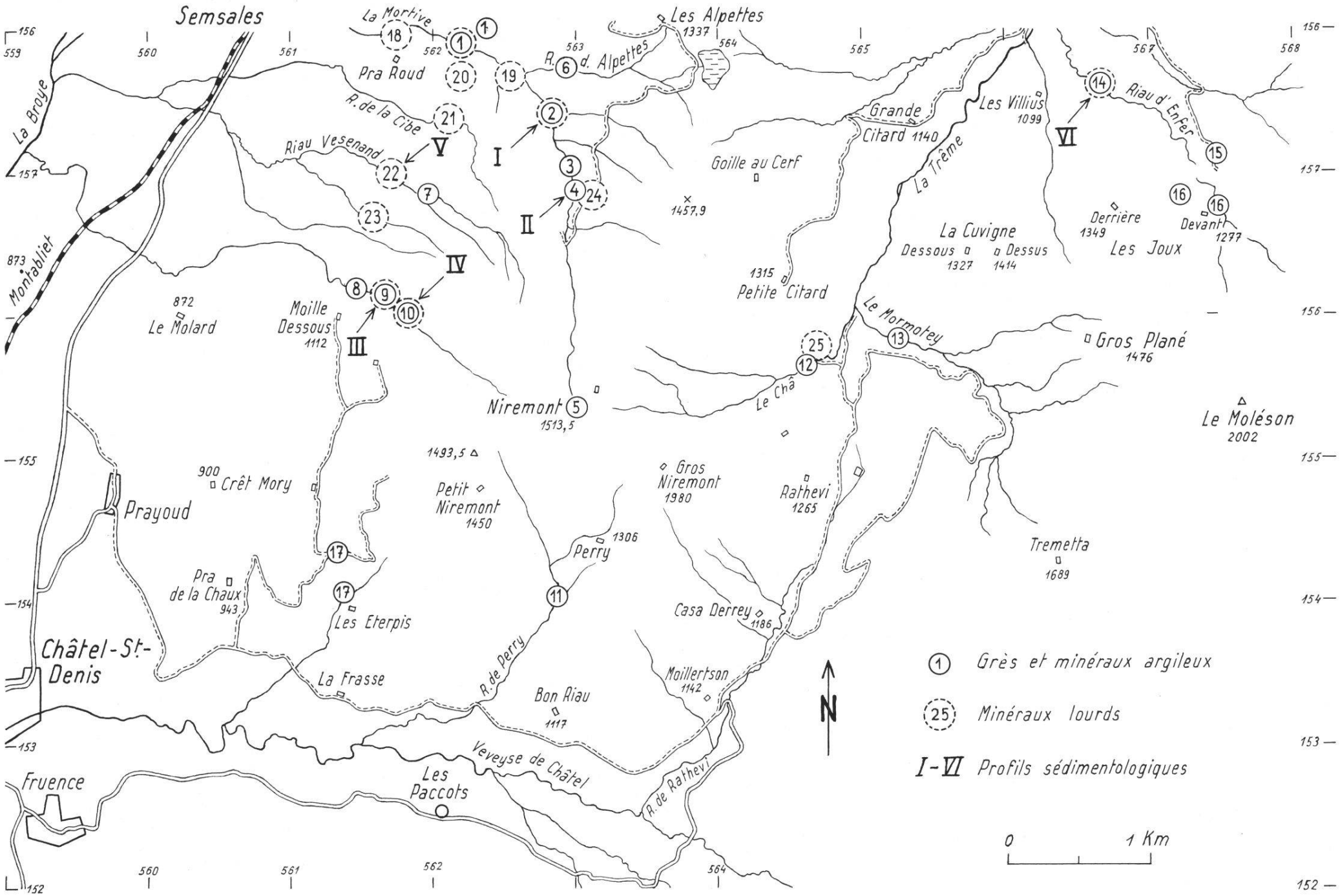


Fig. 6: Localisation des prélèvements d'échantillons pour l'étude des grès, des minéraux argileux et des minéraux lourds et situation des profils sédimentologiques.

Aux formes issues du domaine néritique, s'ajoutent, en faible quantité, quelques représentants de la «faune à *Rhabdammina*».

L'analyse micropaléontologique de cette faune hétéroclite, parce que remaniée, n'a donc que peu d'intérêt, si ce n'est éventuellement d'indiquer l'âge minimum, grâce aux globigérines, ou de prouver, mais est-ce encore nécessaire, la nature turbiditique des marnes grises.

Les argilites vertes sont caractérisées par la très grande abondance de foraminifères arénacés, uniloculaires et unisériés (= «faune à *Rhabdammina*» de BROUWER, 1965). Ceux-ci sont accompagnés de quelques formes bi- ou plurisérisées. Les genres suivants ont été reconnus : *Rhabdammina, Bathysiphon, Rheophax, Trochamminoides, Glomospira, Ammodiscus, Hormosina, Rzehakina, Tritaxia,* à l'exclusion de toute autre forme planctonique ou benthique calcaire. Ces résultats confirment l'attribution de l'intervalle e^p à la sédimentation hémipélagique et son caractère profond, sous la ligne de compensation de la calcite (cf. paragraphe 5.7).

3.5. Les minéraux argileux

3.5.1. Préparation des agrégats orientés

100 gr de marnes ou d'argilites, préalablement débarrassées de toute trace d'altération, sont broyés. Après tamisage à 250 μ et quartage, une prise de 25 gr de sédiment est, à l'exception des argilites, décarbonatée. L'attaque se fait avec HCl 0,1 N, jusqu'à disparition de l'effervescence.

L'excès d'acide et les sels sont éliminés par lavage à l'eau déminéralisée et par trois centrifugations de 10, 15 et 20 minutes à $4 \cdot 10^3$rpm, ceci jusqu'à l'obtention d'une suspension stable. Dans le cas d'argilites, les 25 gr de matière sont mis en suspension dans de l'eau déminéralisée, et brassés à l'homogénéiseur.

La suspension argileuse est ensuite saturée par l'ion Ca^{++} au moyen d'une solution de $CaCl^2$ durant 24 heures.

L'excès de $CaCl^2$ est éliminé par lavage à l'eau déminéralisée et par centrifugation. Il en résulte une suspension stable qui doit reposer dans un bécher pendant 3 h. 20 min., puis les 4 cm supérieurs sont siphonnés. Cette prise ne contient que la fraction argileuse (argile-G) inférieure à 2 μ (loi de Stokes). Quelques gouttes de cette suspension sont déposées sur un porte-objet qui est séché à l'air.

3.5.2. Conditions expérimentales

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips, anticathode en cuivre (raie CuK^{α}), filtre Ni, collimation du faisceau par des fentes de 1°, 0,1 mm et 1°, constante de temps 1, sensibilité $1 \cdot 10^3$ ou $2 \cdot 10^3$, vitesse angulaire du goniomètre $2°2\theta$/min., déroulement du papier 1200 mm/h.

Ces conditions sont rigoureusement identiques à celles choisies pour l'étalonnage de l'appareil à l'aide des standards de 2e génération de KÜBLER (Université de Neuchâtel). En tenant compte des facteurs de correction, les limites supérieure et inférieure de l'anchizone se situent aux indices de KÜBLER de 4 et 2,5.

3.5.3. Conditions d'analyse

Trois analyses sont effectuées sur deux agrégats orientés:
- une analyse N, correspondant à l'argile séchée sur plaque chauffante à 40°C;
- une analyse C, correspondant à l'argile chauffée à 550°C, durant 4 heures.

Ces deux analyses se font sur le même agrégat;

- une analyse EG, correspondant à l'argile saturée aux valeurs d'éthylène-glycol durant 12 heures, dans une enceinte sous vide.

Ces deux derniers traitements déplacent les réflexions 001 de certaines argiles; il est ainsi possible de différencier les divers types minéralogiques.

L'évaluation semi-quantitative des divers minéraux argileux s'est faite par intégration planimétrique des surfaces des pics. Le taux d'illite de l'interstratifié irrégulier I–S a été déterminé d'après le diagramme de WEAVER (1956, p. 206). L'indice de cristallinité de l'illite a été mesuré selon la méthode de KÜBLER (1967, 1975): la largeur en mm à mi-hauteur du pic à 10 Å (= réflexion 001) de l'illite sur agrégat glycolé.

3.5.4. Les résultats

Afin d'éviter une longue description, ils sont représentés sous forme de graphiques. La figure 7 résume la composition moyenne et l'indice de cristallinité moyen de chaque point d'échantillonnage des niveaux maestrichtiens et lutétiens, et de l'ensemble du massif du Niremont.

Les planches V, VI et VII accompagnant le manuscrit original de ce travail indiquent la composition moyenne, l'indice de cristallinité et l'origine turbiditique ou hémipélagique de chacun des 45 échantillons.

Le cortège des minéraux argileux des siltites du flysch du Gurnigel, dans le massif du Niremont, est caractérisé par l'association constante de l'illite (38,5%), d'un interstratifié irrégulier illite-smectite (39%), d'une smectite (12%), de la chlorite (4,5%) et de la kaolinite (6%). Les niveaux d'âge maestrichtien sont plus riches en illite (43,5%) et plus pauvres en smectites (4,5%) que ceux d'âge lutétien (37,5% et 14%). Les minéraux argileux des niveaux turbiditiques et des niveaux hémipélagiques sont identiques. Les différences de couleur entre ceux-ci sont à rechercher ailleurs.

L'illite: il ne s'agit pas d'une espèce minérale, mais d'un groupe de minéraux argileux, ayant la structure des micas. Elle se reconnaît grâce à ses pics bien marqués aux environs de 10 Å et de 5 Å, qui sont insensibles à la glycolation (fig. 8, RM 1256, 1245, 1145). Le taux de fermeture des feuillets (donc la cristallinité) est très variable et il est fort probable qu'il soit influencé par la plus ou moins grande quantité de muscovite détritique des siltites. Je n'ai pas pu, pour des raisons pratiques, déterminer les variétés polymorphiques de l'illite, mais il s'agit vraisemblablement du type 1 Md (FREY et al., 1976).

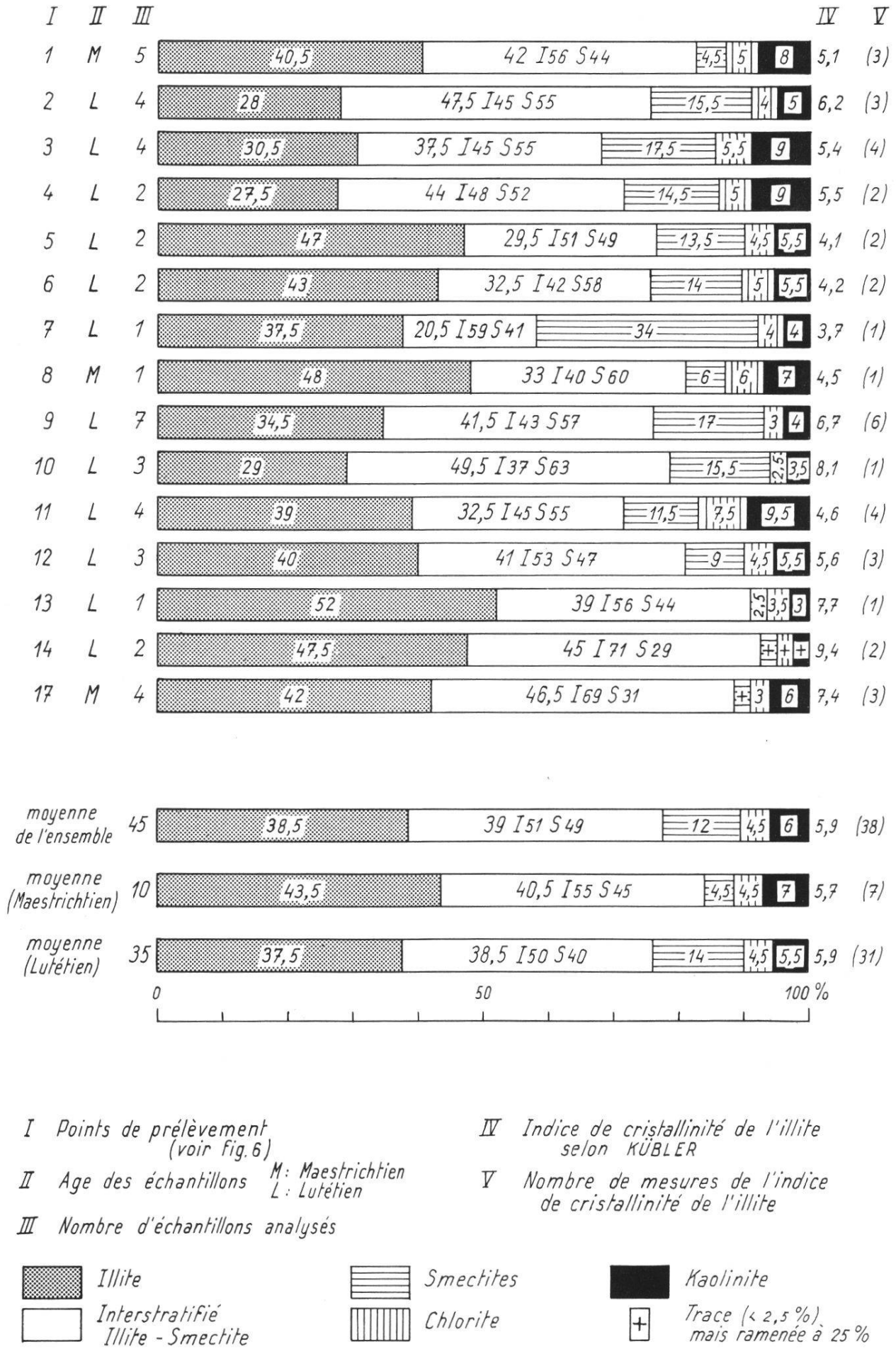


Fig. 7: Composition qualitative et semi-quantitative de la fraction argileuse – M de chaque point de prélèvement de lutites du flysch du Gurnigel; moyennes pour le Maestrichtien, pour le Lutétien et pour l'ensemble.

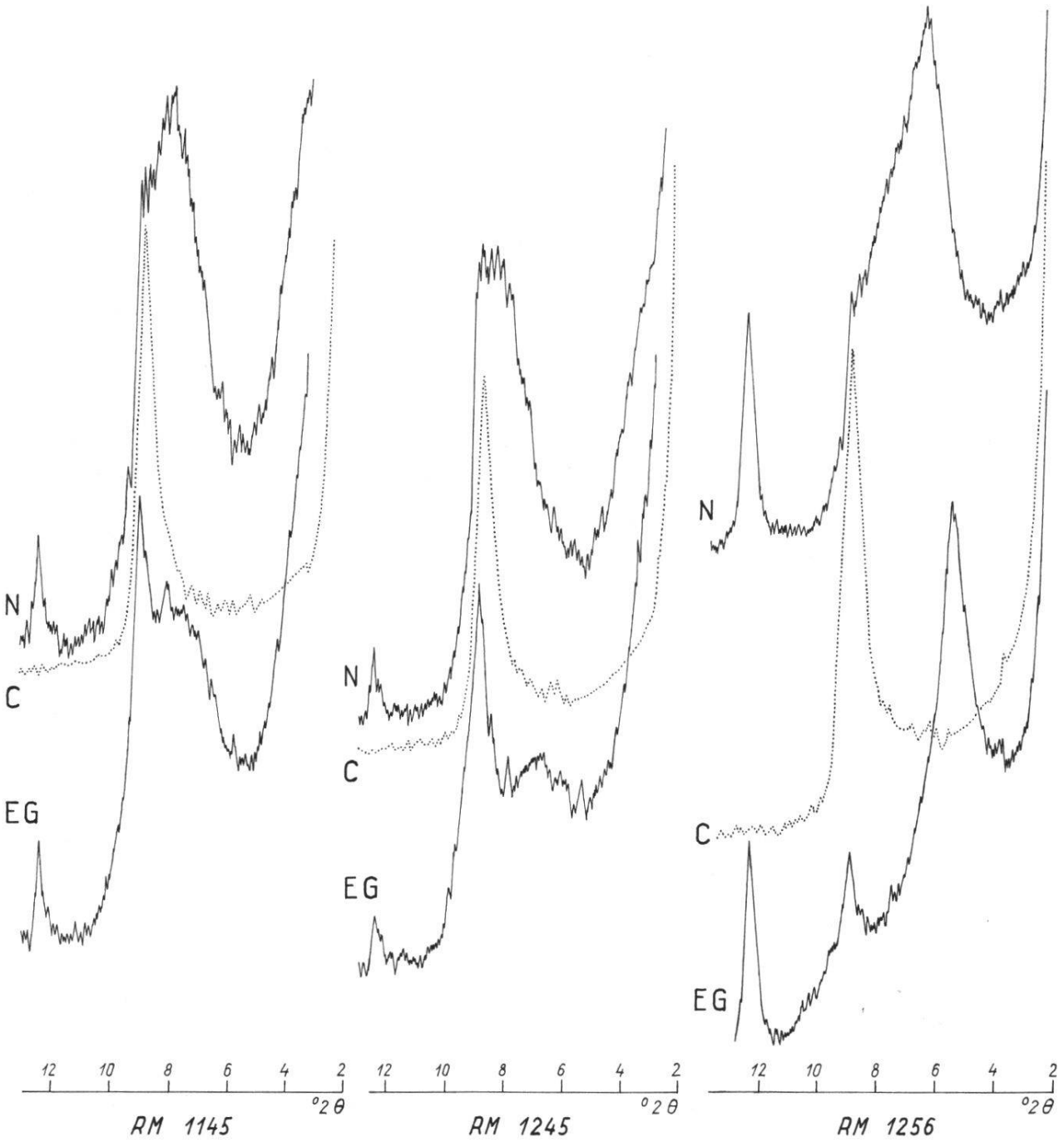


Fig. 8 : Choix de trois diffractogrammes représentatifs de la composition minéralogique de la fraction argileuse des lutites du flysch du Gurnigel.

Les smectites: ce sont des montmorillonites au sens large. Ces argiles, après saturation par l'ion Ca^{++}, présentent un pic aux environs de 15 Å, réflexion (001); la glycolation le déplace vers 17–18 Å et le chauffage le ramène à 10 Å.

L'interstratifié irrégulier I–S: il constitue avec l'illite l'essentiel des minéraux argileux. L'interfoliaire smectite est en proportion très variable (entre 77% et 23%, moyenne 49%; fig. 8, RM 1256 et 1245). Les espacements de base se situent entre 10,8 Å et 14,2 Å (préparation N). Ces valeurs passent à 12,9 Å et 16,6 Å, après glycolation et sont ramenées aux environs de 10 Å après chauffage.

Ces propriétés sont celles d'un interstratifié irrégulier de type I–S, à l'exclusion du type C–S. Un argument en faveur de mon interprétation est la bonne similitude entre les diffractogrammes de l'échantillon «Car no 16», renfermant un interstratifié irrégulier I–S (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; fig. 55, p. 140) et mes propres diffractogrammes (en particulier RM 1245, fig. 8). Ce type d'interstratifié est la première étape de l'illitisation des smectites en milieu sodique (FREY et al., 1976; p. 32). Il semble exister une relation simple, mais non absolue, entre le taux d'illite et le taux d'illite interfoliaire (rapport $\frac{I\%}{I\%S}$ cf. fig. 9).

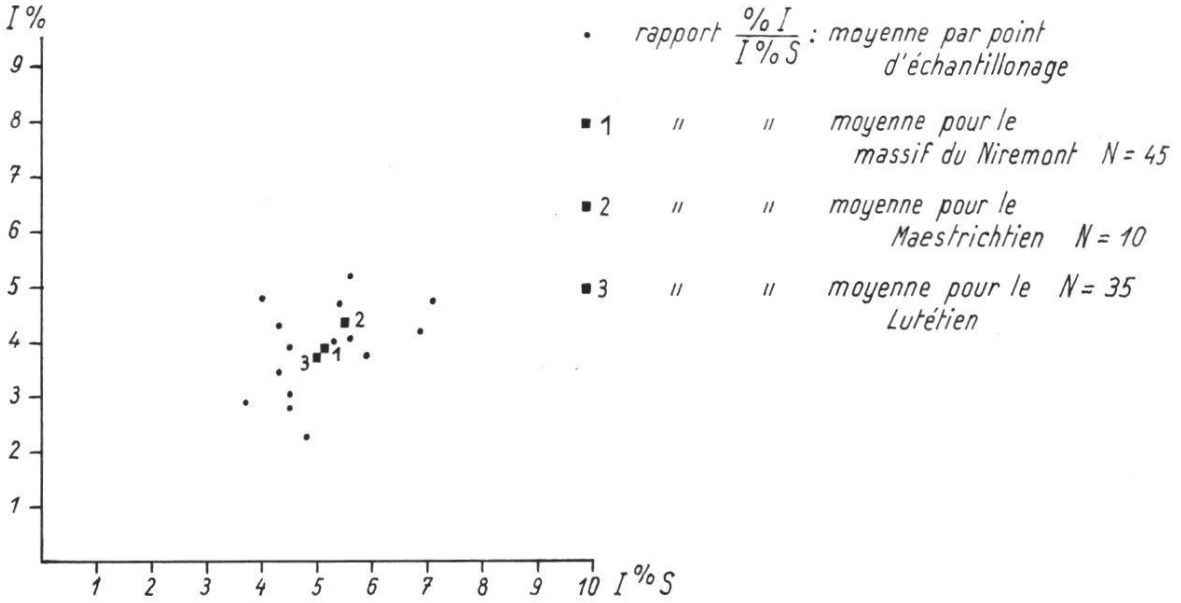


Fig. 9: Rapport entre le taux d'illite (% I) et le taux d'illite interfoliaire (I % S) de l'interstratifié irrégulier (I-S).

La chlorite: elle se repère dans le cas présent grâce à son pic à 3,60 Å. La réflexion (002) se superpose à la réflexion (001) de la kaolinite. Après chauffage, seul le pic à 14,1 Å reste décelable.

Les réflexions paires (002) et (004) sont plus intenses que celles impaires (001) et (003); il s'agit donc d'une chlorite ferrifère (CARROLL, 1970).

La kaoline: elle présente deux pics, l'un à 7 Å et l'autre à 3,60 Å. La kaolinite est amorphisée par le chauffage et disparaît des diffractogrammes (fig. 8).

3.5.5. L'indice de cristallinité de l'illite et la diagenèse du flysch du Gurnigel

L'anchizone, avec l'appareillage utilisé, est indiquée par des indices de cristallinité compris entre 2,5 et 4. Les siltites ont un indice moyen de 5,9 (zones inférieures de la diagenèse). Les valeurs extrêmes étant 3,7 (anchizone) et 9,4 (zone moyenne à supérieure de la diagenèse), le matériel de six points d'échantillonnage présente des indices très faibles compris entre 3,7 et 5,1 (cf. col. IV, fig. 7).

Sur la seule base de la cristallinité de l'illite, faut-il donc admettre une diagenèse forte, voire, pour certains niveaux, un anchi-métamorphisme ? Je ne le pense pas.

Mon argumentation est basée sur l'analyse et l'interprétation des diffractogrammes et les données de DUNOYER (1969), KÜBLER (1967, 1973), FREY et al. (1976), DUNOYER et BERNOULLI (1976). Les faits suivants m'amènent à envisager une diagenèse faible à moyenne pour le flysch du Gurnigel:

- les valeurs des indices de cristallinité des siltites provenant de 15 points d'échantillonnage sont distribuées anarchiquement, tant du point de vue structural (points 1, 7 et 17; 5, 11 et 12; 13 et 14) que chronostratigraphique (points 1 et 17; 5, 7 et 14; cf. fig. 6). La même dispersion des valeurs se retrouve à l'intérieur d'un point d'échantillonnage (par ex.: point 9 ou 11).
  S'il y avait une diagenèse forte, une distribution régulière et ordonnée des indices devrait apparaître dans un sens croissant ou décroissant, soit au niveau structural, soit au niveau chronostratigraphiques;
- selon les auteurs cités plus haut, la progression des étapes de la diagenèse vers l'anchi-métamorphisme se traduit, à côté de l'amélioration de la cristallinité de l'illite, par une transformation des argiles gonflantes. L'essence de celle-ci est une illitisation des smectites allant jusqu'à leur transformation en illite et chlorite. Le processus d'agradation est progressif et passe par les stades d'interstratifiés irréguliers, puis réguliers (DUNOYER, 1969; p. 69, 140, 233 et 268–270; DUNOYER et BERNOULLI, 1976; p. 1287). Cette évolution est schématisée dans la figure 10.

Ce qu'il faut retenir de cette dernière, c'est l'existence de deux faciès distincts, ayant leurs minéraux index. Ce sont le faciès à kaolinite et smectites et le faciès à illite et chlorite.

Dans le premier cas, la kaolinite, les smectites et les interstratifiés irréguliers se trouvent à l'état stable. Les indices de cristallinité sont élevés. C'est le domaine de la diagenèse faible à moyenne. Dans le second cas, sont présents l'illite, la chlorite et les interstratifiés réguliers. Les indices de cristallinité sont faibles. C'est le domaine de la diagenèse forte.

Ainsi la coexistence, dans un même échantillon, d'une cristallinité d'anchizone ou de diagenèse forte d'une part, et de kaolinite, de smectites et d'interstratifiés irréguliers, d'autre part, n'est pas possible.

Les échantillons à faible indice de cristallinité ne contiennent pas d'allevardite (absence de sur-structure vers 24–25 Å pour les préparations N, passant à 25,5 Å après glycolation). Par contre, les mêmes échantillons renferment toujours de la kaolinite, des smectites et un interstratifié irrégulier I–S à forte capacité de gonflement (fig. 8, RM 1245).

Le flysch du Gurnigel, par la présence constante du faciès à kaolinite et smectites quelle que soit la cristallinité de l'illite, n'a pu subir qu'une diagenèse faible à moyenne.

SEDIMENTATION

Héritage
Agradation
Dégradation
Néoformation

SMECTITES

Mg^{++} — Na^{+}

DIAGENESE FAIBLE

Agradation : illitisation des smectites
smectites $\frac{Mg^{++}}{Na^{+}}$ interstratifiés irréguliers
Néoformation : verre volcanique → smectites
Début de la compaction
Circulation interstitielle intense
Kaolinite et smectites stables

DIAGENESE MOYENNE

Agradation : illitisation des smectites
régularisation des réseaux
interst. irréguliers → interst. plus réguliers
Néoformation : kaolinite si pH < 7
Développement de la compaction
Circulation interstitielle
Amorce de déshydratation
Kaolinite et smectites stables

Faciès à kaolinite-smectites -interstratifiés irréguliers

Nappe du Gurnigel
Massif du Niremont

C - S — C - V — Interstratifiés irréguliers — I - S — I - V

Interstratifiés réguliers

DIAGENESE FORTE

Agradation : illitisation des smectites
apparition et développement des interst. réguliers (corrensite, allevardite = rectorite)
transformation des interstratifiés réguliers en illite et chlorite
Intense compaction
Interruption de la circulation intertitielle
Confinement et déshydratation
Disparition des smectites agradées en corrensite, allevardite, illite et chlorite
La kaolinite disparaît ou recristallise en dickite
Transformation polymorphique de l'illite 1 Md → 2 M

ANCHIZONE

Cristallinité de l'illite entre 4 et 2,5
Disparition des interstratifiés réguliers
Apparition de la pyrophyllite

Faciès à illite - chlorite

Corrensite — Allevardite = Rectorite

Chlorite — Illite

EPIZONE

Les illites de l'anchizone se transforment en micas d'épizone = séricite s.l., phengite

Faciès à schistes verts

Chlorite — Paragonite

Fig. 10: Modèle d'évolution des smectites lors de la diagenèse du flysch du Gurnigel (inspiré de DUNOYER 1969).

Les variations rapides, irrégulières et désordonnées de cette cristallinité sont probablement dues à la plus ou moins grande abondance de muscovites détritiques de taille $< 2\ \mu$. Celles-ci contribuent à améliorer la fermeture apparente des feuillets d'illite. Les indices mesurés n'indiqueraient qu'une valeur de pseudo-cristallinité.

Le pouvoir réflecteur de la vitrinite (0,59–0,73, cf. FREY et al., 1976) mesuré par Y.L. PITTION (in WEIDMANN et al., 1976), l'abondance des microfossiles organiques, leur teinte jaune-brun pâle et le bon état de conservation des nannofossiles calcaires sont autant d'arguments en faveur d'une diagenèse faible à moyenne.

La position «diagénétique» du flysch du Gurnigel dans la figure 10 devra être confirmée, nuancée ou déplacée par une analyse plus complète et plus critique des argiles des niveaux gréseux et silteux.

3.5.6. Comparaisons

Je ne puis comparer les résultats et étayer les hypothèses présentées ci-dessus qu'avec les travaux de VAN STUIJVENBERG et al. (1976) et VAN STUIJVENBERG (1979).

Un nouvel examen des diffractogrammes des argiles de la carrière des Fayaux a permis de mettre en évidence la kaolinite et la montmorillonite, les deux en faible proportion, il est vrai. La composition minéralogique des argiles pour ce point du massif des Pléiades est semblable à celle du Niremont. L'indice de cristallinité de l'illite publié (20–22 dans l'échelle de Berne, cf. FREY et al., 1976; p. 35) a été mesuré sur une préparation N. Après glycolation, cet indice passe à 11,3. Converti dans l'échelle standard (KÜBLER, 1975; fig. 5.3), il correspond à une valeur légèrement au-dessous de 6, ce qui s'accorde bien avec la cristallinité trouvée dans le massif voisin. Le cortège des minéraux argileux de la région du Gurnigel (VAN STUIJVENBERG, communication orale) ne présente pas de différences significatives par rapport à celui de mon terrain. Ici également des indices ou des pseudo-indices de cristallinité de diagenèse forte, voire même d'anchizone, coexistent avec la kaolinite, les smectites et un interstratifié irrégulier.

L'ensemble des résultats concernant la composition du cortège argileux du flysch du Gurnigel apporte une nuance aux résultats de KÜBLER (1970) quant à la distinction flysch – molasse, basée sur la composition qualitative de la fraction argileuse.

3.5.7. Sur l'origine des argiles

Je me bornerai à envisager quelques hypothèses basées sur les observations de DUNOYER (1969).

- La kaolinite: elle est vraisemblablement d'origine détritique, issue de l'altération d'une portion de continent soumis à un climat kaolinisant. Une

néoformation diagénétique par percolation en milieu acide, bien que peu probable, ne peut être exclue à priori (DUNOYER, 1969; p. 210).

- Les smectites: il est possible d'envisager trois origines:
  - détritique, à partir de l'érosion de séries sédimentaires ou par pédogenèse;
  - néoformation, par évolution de verre volcanique en milieu marin, au premier stade de la diagenèse (DUNOYER, 1969; p. 218);
  - agradation, par incorporation de ions dans des allophanes, en milieu néritique avant le redépôt en milieu bathyal (DUNOYER, 1969; p. 218).
- Les interstratifiés irréguliers: ils peuvent résulter soit d'une altération intense du substratum (diagenèse régressive et pédogenèse), soit d'une agradation; ils représentent alors, dans ce dernier cas, le premier stade de l'illitisation des smectites.
- La chlorite et l'illite: leur origine est détritique. L'illite peut être issue de l'érosion de séries sédimentaires ou de la dégradation de phyllites préexistantes (biotite, chlorite, séricite), à l'exclusion de la muscovite (DUNOYER, 1969; p. 264). La chlorite est un résidu de l'érosion de séries métamorphiques ou sédimentaires ou d'horizons pédologiques.

3.6. Les minéraux lourds

3.6.1. Choix du matériel, résultats et comparaisons

La composition de ce cortège a fait l'objet de quatre notes brèves (VERNET, 1964; FÜCHTBAUER, 1964, et GASSER, 1967, 1968).

J'ai sélectionné vingt échantillons de grès moyens à fins, sans aucune trace d'altération. Les points de prélèvement sont indiqués sur la figure 6. Les grès ont été traités selon la méthode décrite par MATTER (1964, p. 399). Trois échantillons se rapportent au Maestrichtien, deux au Thanétien, trois au Cuisien et neuf au Lutétien. Trois préparations ont été éliminées vu leur teneur insignifiante en minéraux lourds. Les résultats qualitatifs et quantitatifs sont présentés graphiquement dans les figures 11 et 12.

Le flysch du Gurnigel au Niremont est caractérisé par une association à apatite, tourmaline, zircon, rutile-anatase-brookite, staurotide et grenat. Cette association se retrouve dans l'ensemble de ce flysch. Elle a été mise en évidence par FÜCHTBAUER (1964), GASSER (1967, 1968) et VAN STUIJVENBERG (1979) dans le massif du Gurnigel, et sur un petit nombre d'échantillons et à titre préliminaire par VERNET (1964) aux Fayaux (massif des Pléiades).

Le massif du Niremont se caractérise par une teneur élevée en apatite (66 % contre 10% pour le massif du Gurnigel, cf. fig. 12), alors que c'est l'inverse pour la tourmaline et le zircon (Niremont 15% et 9%, Gurnigel 42% et 27%). La carrière des Fayaux présente des caractères intermédiaires: peu de tourmaline (15%), beaucoup de zircon (38%) et une proportion moyenne d'apatite (23 %). Le spinelle chromifère est absent.

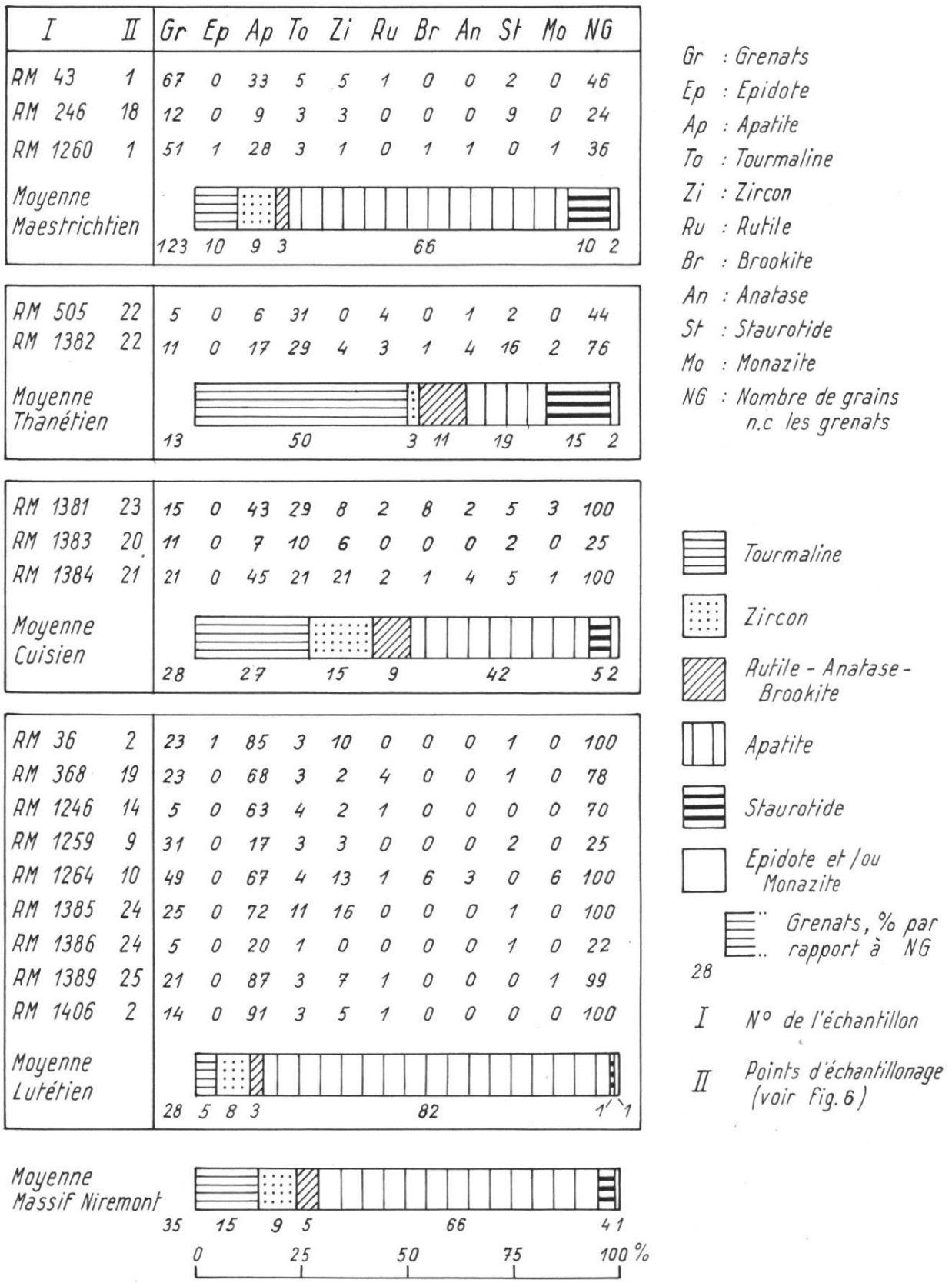


Fig. 11 : Composition qualitative et quantitative détaillée du cortège de minéraux lourds des grès du flysch du Gurnigel.

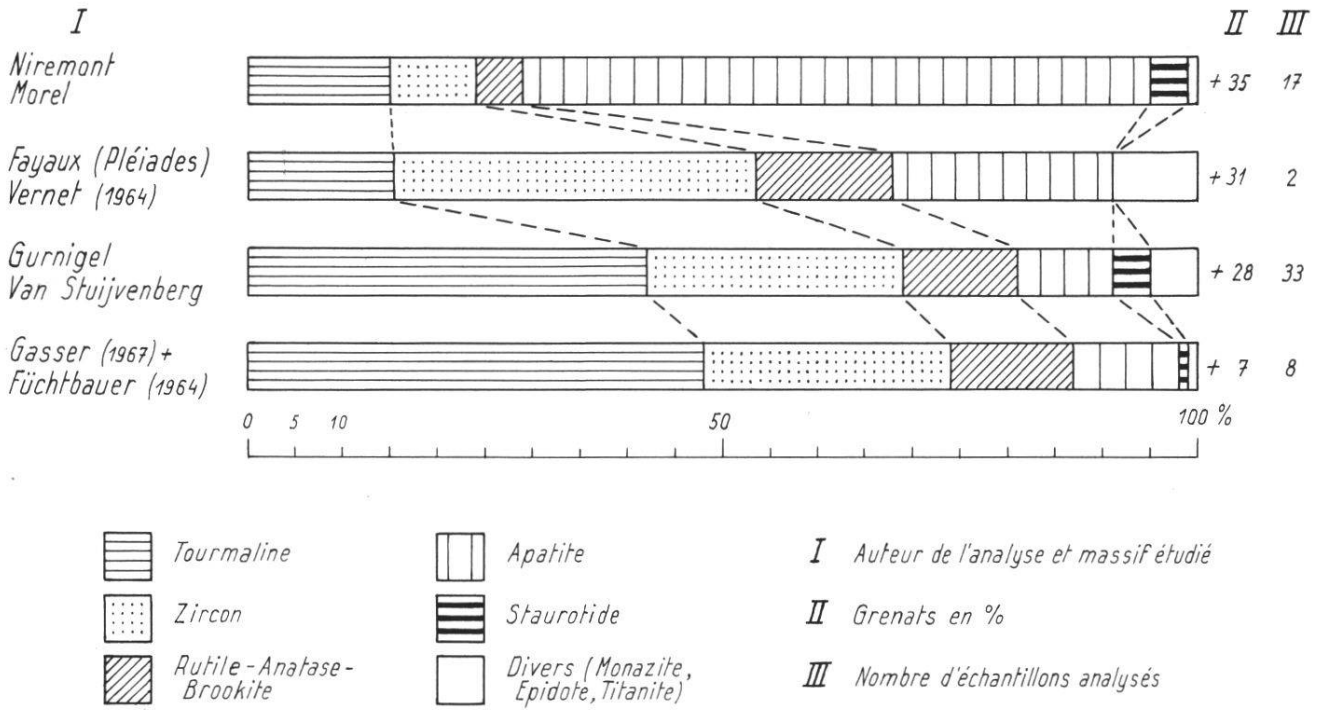


Fig. 12: Association de minéraux lourds dans les grès du flysch du Gurnigel.

La quantité globale de minéraux lourds transparents est plus faible au Niremont qu'au Gurnigel. Plus de 50% des préparations contiennent moins de 100 individus, non compris les grenats, par lame.

Il faut préciser que les minéraux lourds provenant de ces deux massifs ont été montés en lames et déterminés par les mêmes personnes (Mlle Haas et Dr. Maurer de l'Institut de Géologie de Berne). Ces valeurs sont donc parfaitement comparables. Ce pourcentage élevé d'apatite ne doit pas être considéré comme aberrant; la nappe des Gets (FLUCK, 1973) et le flysch du Wäggital (GASSER, 1967) contiennent également un taux de même ordre de grandeur.

3.6.2. Description sommaire des diverses espèces de minéraux lourds

- L'apatite: les grains sont bien arrondis, avec ou sans inclusion. Certains grains pourraient avoir une origine diagénétique.
- La tourmaline: individus relativement grands, de couleur variée, à habitus prismatique; ils ont des croissances authigéniques, de couleur claire, aux extrémités du prisme.
- Le zircon: il se présente sous forme de grains automorphes, avec une construction zonaire, et de grains arrondis montrant des structures lamellaires à la surface.
- Le rutile: il est de couleur rouge à jaune or.
- L'anatase: presque incolores, les cristaux sont uniaxes et de faible indice de réfraction.
- La brookite: grains pléochroïques, de couleur brune.
- La staurotide: son état de conservation est variable. Les grains fins sont

fortement pléochroïques et d'un jaune intense, alors que les individus corrodés ont un faible pléochroïsme.

- Les grenats: de couleur claire, les grains assez gros ont des surfaces corrodées.
- La monazite: grains généralement arrondis.

Ce cortège est toujours accompagné de glauconite, de chlorite avec des inclusions d'hématite, de fragments lithiques, de minéraux opaques et de dents de poissons.

3.6.3. Sur l'origine des minéraux lourds

L'association apatite, brookite, rutile, zircon, est un indicateur caractéristique de roches cristallines intrusives acides.

La staurotide et les grenats dérivent de roches métamorphiques. L'abrasion de séries sédimentaires est indiquée par la présence de grains de tourmaline et de zircon arrondis.

La forte teneur en apatite peut s'expliquer de deux façons:

- par héritage: abrasion de filons pegmatitiques ou hydrothermaux (DEER et al., 1977; p. 508);
- par authigenèse: à partir du phosphate libéré par des débris de vertébrés (dents de poissons). Je n'ai pas d'arguments en faveur de l'une ou l'autre solution. Le quartz filonien ne semble pas être abondant dans les grès. Il est fort possible que les deux mécanismes aient fonctionné, d'où cette quantité élevée d'apatite.

3.7. Bilan de l'étude pétrographique du flysch du Gurnigel

La composition des grès du flysch du Gurnigel indique que la portion d'aire continentale soumise à l'érosion est pétrographiquement très variée. Elle est formée d'un substratum intrusif acide, accompagné de séries métamorphiques, gneiss et micaschistes, auquel succède une série sédimentaire carbonatée comprenant des dolosparites triasiques, des biomicrites jurassiques à *Globochaete* et des biomicrites crétacées à *Globotruncana*. Les divers calcaires spathiques ou gréseux pourraient bien être attribués au Lias et au Dogger.

L'érosion a dû s'accomplir sous un climat chaud et humide et en milieu lessivé (genèse de la kaolinite). Les détritus transportés par les fleuves se déposent sur une plate-forme continentale de mer ouverte (genèse de la glauconie) dans un milieu moyennement réducteur. Une flore d'algues et une faune de bryozoaires, d'échinodermes, de mollusques et de foraminifères benthiques (Orbitoïdidés, Nummulites, Assilines) peuplent ce biotope. Les dépôts terrigènes s'accumulant dans ce dernier excluent la présence d'Alvéolines.

Puis les sédiments encore non lithifiés sont amenés au pied du talus sous forme de courant de turbidité où ils édifient un système de «fans» sous-marins (cf. p. 144). Des organismes inconnus colonisent ces resédiments et y laissent de

nombreux terriers qui seront épigénisés en pyrite. Ce milieu bathyal est donc également réducteur.

Les phénomènes diagénétiques débutent. Il s'ensuit une compaction qui va réduire la porosité et, par conséquent, la circulation des eaux interstitielles, d'où une modification de la concentration des ions et du pH. Les fragments lithiques tendres sont transformés plus ou moins complètement en pseudomatrice. La calcite précipite sous forme de ciment; elle est suivie d'une dissolution de silice au détriment des grains de quartz. Cette dernière va précipiter à son tour sous forme de calcédoine dans les loges de foraminifères.

Dans les niveaux silteux, la diagenèse se traduit par une illitisation peu poussée des smectites en interstratifiés irréguliers I–S.

Par rapport au massif du Gurnigel, celui du Niremont présente surtout des différences d'ordre quantitatif. Dans le premier, les grès sont plus riches en quartz; le cortège des minéraux lourds renferme plus de tourmaline et de zircon, mais moins d'apatite.

Il faut donc envisager une source d'apport qualitativement semblable à celle que j'ai décrite, mais où les proportions de socle et de couverture sont différentes. Les différences au sein de la même nappe de flysch s'expliquent par une absence d'homogénéisation des sédiments. Il faut donc que l'avant-pays ait été drainé par plusieurs fleuves, que le transport des sédiments terrigènes néritiques vers le pied du talus soit le fait de plus d'un canyon. Le «fan» du flysch du Gurnigel n'est donc pas un «fan» unique, mais un «fan» composite formé d'au moins deux, sinon de plusieurs sous-unités.

Par contre, l'environnement géochimique et les conditions de diagenèse sont identiques pour les deux massifs.

4. Lithostratigraphie

4.1. Les données acquises

Depuis TERCIER (1928), il est classique de diviser le flysch du Gurnigel en deux unités lithologiques:

- la série de Hellstätt, plus marneuse et avec des bancs de calcaire. Elle a été considérée par son auteur comme un terme de passage au wildflysch. Actuellement, les avis s'accordent pour en faire la base stratigraphique de ce flysch;
- le Grès du Gurnigel. Il représente la masse principale gréseuse du flysch du Gurnigel.

Aux Pléiades et à Corbetta, nous avons divisé (WEIDMANN et al., 1976), dans un but cartographique, l'ensemble de ce flysch, en cinq unités lithostratigraphiques informelles, définies par des critères observables sur le terrain. Ces unités, dont certaines coïncident assez bien avec les étages (cf. fig. 13) ont été retrouvées, à l'exception d'une seule, au Niremont.

4.2. Résultats

Ils sont présentés dans les figures 13 et 14. Malgré la réduction d'épaisseur des séries d'âge maestrichtien, paléocène, ilerdien et cuisien, j'ai pu reconnaître cinq unités lithostratigraphiques, dont quatre décrites par WEIDMANN et al. (1976). Le flysch, au Niremont, présente de légères différences par rapport à celui de Corbetta et des Pléiades. Dans le premier massif, le Paléocène comprend deux lithofaciès: le «flysch 2a, à turbidites siliceuses», exact équivalent du flysch 2 des Pléiades, et le «flysch 2b, à turbidites calcaréo-gréseuses», lithofaciès nouveau et inconnu au Sud de la Veveyse de Châtel. Le caractère diachrone de la limite entre le flysch 3 et le flysch 4 est moins accentué dans mon terrain. Le flysch 3 n'atteint pas la «zone NP_{16}».

Les grandes unités lithostratigraphiques décrites ci-dessous n'ont, en aucun cas, de valeur de formation strictement définie. Elles n'ont qu'un caractère provisoire local et informel. J'ai repris la nomenclature de WEIDMANN et al. (1976), quelles que soient les critiques qui puissent être formulées à l'encontre de celle-ci. J'ai ainsi évité la multiplication de nouvelles unités tout aussi informelles, locales et provisoires que les précédentes, et ceci pour deux régions juxtaposées dans lesquelles le flysch ne présente que peu de différences.

Enfin, il faut préciser que certains affleurements, sans caractère particulier, n'ont été attribués à l'une ou à l'autre des cinq unités qu'en fonction de leur biostratigraphie.

4.2.1. «Flysch 1, à calcaires fins», série de Hellstätt (TERCIER, 1928)

Cette première unité, d'âge uniquement maestrichtien supérieur, est caractérisée par l'intercalation de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires à patine blonde et à cassure esquilleuse. Les turbidites, parfois assez grossières, peuvent être séparées par des intervalles hémipélagiques e^p assez épais et totalement décarbonatés. L'affleurement le plus typique est situé dans un petit affluent de la Mortive, à 200 m de son embouchure, vers 1065 m (cf. fig. 3 et fig. 14). Les autres, plus médiocres, laissent parfois apparaître quelques bancs de calcaires blonds. Ils sont aussi localisés sur les figures 3 et 14.

L'épaisseur du flysch 1, très réduite, est estimée à 50 m au maximum.

4.2.2. «Flysch 2a, à turbidites siliceuses»

A Corbetta et aux Pléiades, il correspond au Paléocène (zones NP_1 à NP_8). Ses caractères sont les suivants: grès fins siliceux, intervalles e^t noirs, d'aspect légèrement graphiteux et peu ou pas carbonatés, teneur en glauconie supérieure à la moyenne.

Les niveaux daniens du flysch 2a (zones NP_1 à NP_4) affleurent dans la Veveyse de Châtel en deux endroits: immédiatement à l'amont de la confluence des deux ruisseaux descendant de la Frasse, où il est accolé au flysch 1, et à la

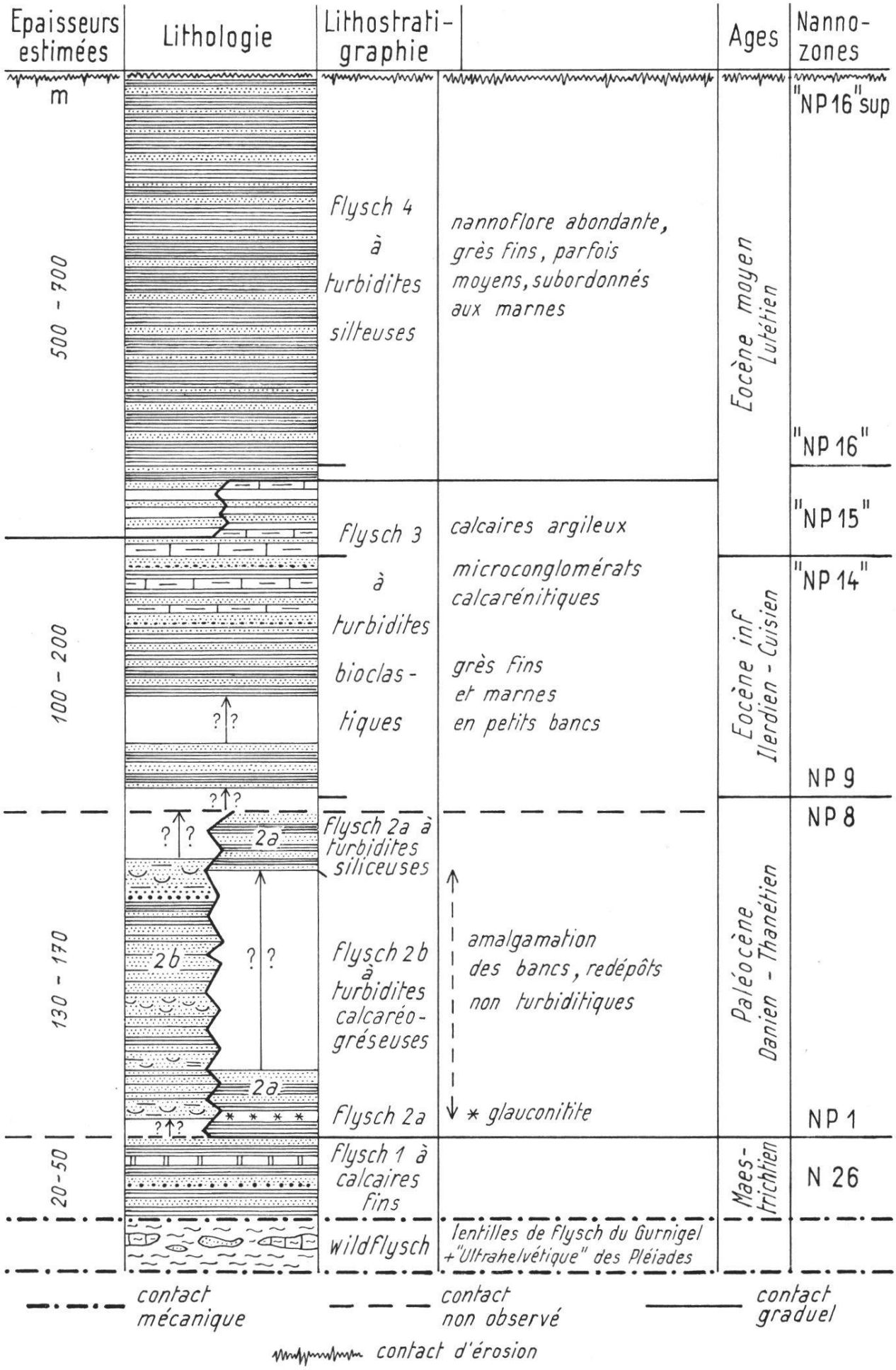


Fig. 13: **Lithostratigraphie, chronostratigraphie et biostratigraphie du flysch du Gurnigel au Niremont.**

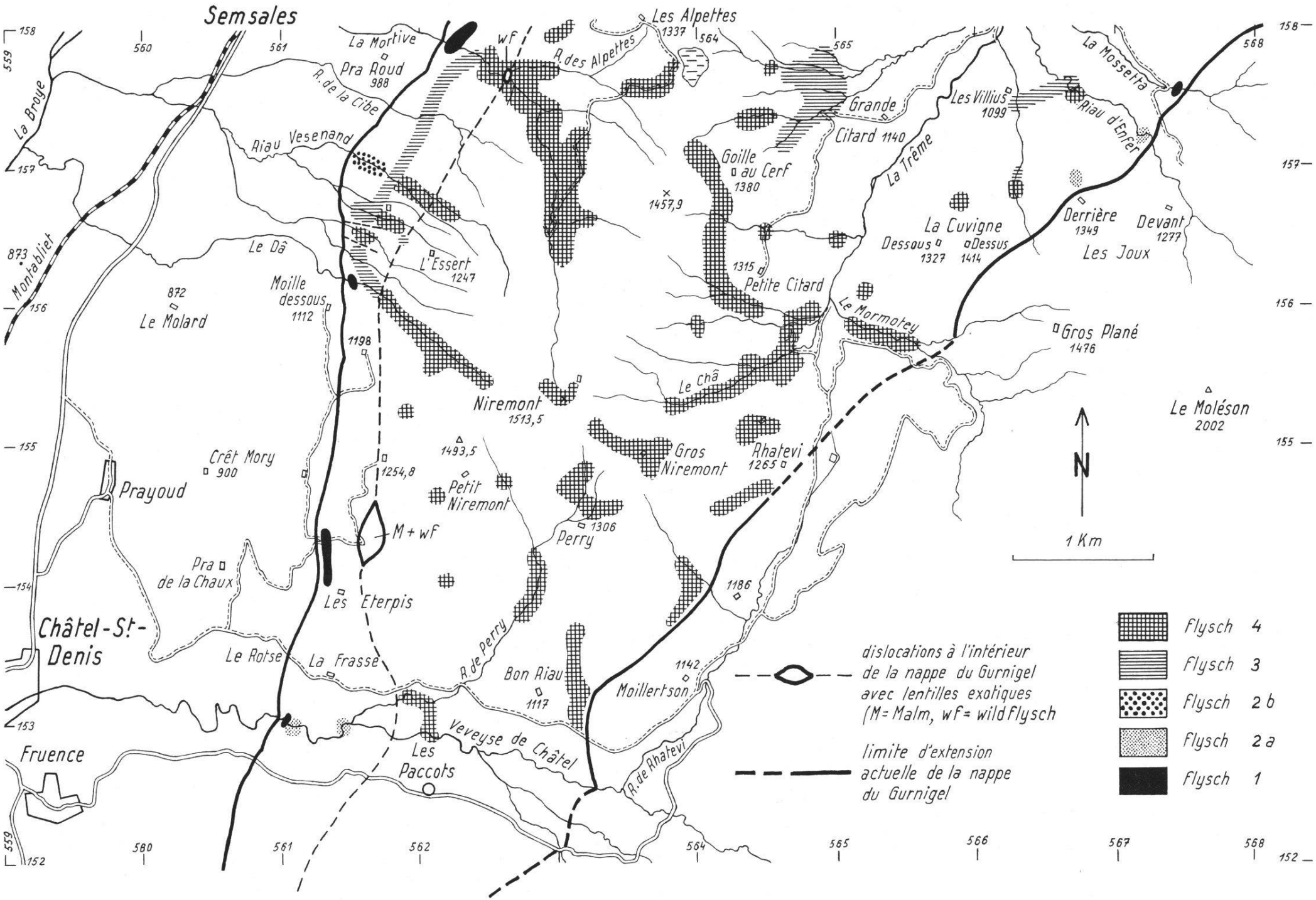


Fig. 14: Carte lithostratigraphique schématique du flysch du Gurnigel dans le massif du Niremont.

confluence du Riau de Perry. La partie thanétienne supérieure (NP_8) de cette unité réapparaît dans le Riau d'Enfer vers 1200 m. Il affleure une dernière fois sur le chemin conduisant à la cabane forestière des Joux-Derrière vers 1310 m.

La puissance de cette unité ne doit pas dépasser 50 m.

4.2.3. «Flysch 2b, à turbidites calcaréo-gréseuses» (ex.: Riau Vesenand)

Cette unité, également d'âge danien à thanétien (zones NP_1 à NP_7) n'a pas été reconnue aux Pléiades et à Corbetta. Elle est caractérisée par l'amalgamation des bancs et la faible proportion d'intervalles argilo-silteux. Les grès sont fins, très carbonatés, avec les structures sédimentaires d'une turbidite. Il existe aussi des niveaux de grès moyens à grossiers, plus épais, à structures sédimentaires frustres (laminations parallèles grossières, structure d'échappement d'eau). L'absence de marnes dans cette unité se traduit, morphologiquement, par un relief très raide.

Ce flysch est un cas aberrant par son lithofaciès et sa localisation ponctuelle dans le seul massif du Niremont. Sa position tectonique à la base de la nappe du Gurnigel permet de l'interpréter comme une portion plus chenalisée du «fan» (cf. paragraphe 5.5.5) et amenée dans sa position actuelle par un écaillage tectonique.

Le flysch 2b, bien que d'âge paléocène, n'a aucun point commun avec le flysch 2a, tant par sa lithologie que par son faciès sédimentaire; le premier témoigne d'un milieu chenalisé alors que l'autre est issu d'un lobe de progradation.

Cette troisième unité n'affleure que dans le Riau Vesenand entre 1000 m et 1060 m. J'évalue son épaisseur à 150 m.

4.2.4. «Flysch 3, à turbidites bioclastiques»

Ce lithofaciès comprend, aux Pléiades et à Corbetta, les zones NP_9 à «NP_{16}». Au Niremont, il est plus réduit. Mis à part les bancs de calcarénites bioclastiques qui n'affleurent pas toujours, l'élément le plus caractéristique est la présence constante de lits centimétriques de calcaires argileux à patine verdâtre, différents de ceux du flysch 1.

Ces niveaux carbonatés n'apparaissent qu'à partir de la zone NP_{14} et montent jusque vers la limite «NP_{15}»–«NP_{16}». L'affleurement le plus caractéristique de ce faciès est le bord E de la niche d'arrachement du grand glissement de la Mortive (coord. 562.280/157.760), où les bancs de calcaires sont associés aux calcarénites bioclastiques. Les lits de calcaires se suivent régulièrement, de ce torrent au Dâ (fig. 14). Ils réapparaissent sur l'autre flanc du Niremont, dans la forêt des Joux-Derrière, entre 1200 et 1230 m.

Un faciès tout à fait semblable à celui affleurant dans la Veveyse de Fégire (flysch 3), sous la passerelle cotée 965 m, s'observe dans le Riau d'Enfer vers 1100 m.

Les niveaux des zones NP_{10}, NP_{12} et NP_{13}, sans caractère particulier, sont attribués arbitrairement à cette unité (similitude d'âge). L'épaisseur de cette série est variable; elle ne doit pas dépasser 200 m.

4.2.5. «Flysch 4, à turbidites silteuses»

C'est l'unité la plus commune et la plus importante au Niremont. Elle débute vers le milieu de la zone «NP_{15}». La limite entre le flysch 3 et le flysch 4 est donc légèrement diachrone. La nannoflore, bien conservée et abondante, n'indique que le Lutétien (zones «NP_{15}»–«NP_{16}»). Ce flysch, dont j'évalue l'épaisseur à 700 m au maximum, est caractérisé par la prédominance des marnes sur les grès qui sont généralement fins et peu abondants. Celles-là peuvent atteindre exceptionnellement une puissance de 20 m.

Le «flysch 5, à microconglomérats siliceux» des Pléiades et de Corbetta n'a pas été reconnu dans le massif du Niremont.

4.3. Remarques sur les limites de la lithostratigraphie appliquée au flysch du Gurnigel

La division du flysch du Gurnigel en unités lithostratigraphiques est possible, mais celles-ci ont un caractère local. Le lithofaciès d'un horizon est fonction de l'endroit où il s'est déposé sur le «fan» (zone chenalisée, lobe, plaine du fond de bassin, «fan» externe). Ainsi des séries de même âge peuvent avoir des lithofaciès différents (par ex. flysch 2a et flysch 2b) et réciproquement.

Enfin, certains affleurements médiocres ou sans caractère particulier ne peuvent ête attribués de façon sûre à une unité lithostratigraphique qu'après leur analyse biostratigraphique.

5. Sédimentologie

Dans ce travail, le terme sédimentologie est utilisé dans le sens de l'étude des mécanismes de dépôt, du paléoenvironnement et des facteurs ayant contrôlé et influencé les processus de la sédimentation.

Un premier bilan des connaissances relatives à la sédimentation du flysch a été dressé par TERCIER (1948).

C'est à KUENEN (1951, 1959), KUENEN et MIGLIORINI (1950), TEN HAAF (1959) et NESTEROFF et HEEZEN (1963) que revient le mérite d'avoir expliqué les caractères sédimentologiques du flysch (grano-décroissance, mélange de faunes néritiques et bathyales, figures de base de bancs) par l'action de courants de turbidité transportant les sédiments terrigènes néritiques dans le domaine bathyal. Ce mécanisme et les conséquences qu'il implique quant à la bathymétrie des dépôts, s'ils sont aujourd'hui unanimement acceptés, furent longtemps critiqués et rejetés (MANGIN, 1962, 1964; RECH FROLLO, 1964a, 1964b).

Le problème de la bathymétrie du flysch du Gurnigel est définitivement réglé par BROUWER (1965) et WEIDMANN (1967) sur la base de critères micropaléontologiques, et par HSÜ et SCHLANGER (1971) par des critères sédimentologiques. Des essais de reconstitution du milieu de sédimentation et sa localisation paléogéographique sont tentés par CROWELL (1955), HSÜ et SCHLANGER (1971).

Enfin SCHUPBACH et MOREL (1974) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976) essayent d'intégrer tout ou partie de ce flysch dans un modèle de «deep sea fan» ou cône d'alluvions en eau profonde (KRUIT et al., 1975). Dans la suite du texte, un tel corps sédimentaire sera simplement désigné par le terme de «fan».

5.1. But et ampleur de l'étude

Le Niremont n'est certes pas la région idéale pour une étude sédimentologique détaillée et complète de ce flysch. Cela tient d'une part à la grande extension des niveaux argilo-gréseux dont la lithologie est défavorable à l'édification de coupes naturelles (thalwegs) ou artificielles (bords de routes, carrières), et, d'autre part, à l'importance des dépôts morainiques (par ex. le ravin de la Veveyse de Châtel).

Six profils sédimentologiques totalisant 128 mètres de coupe ont été levés et restitués au 1:100 (fig. 15). Leur analyse et l'ensemble des caractères observés dans divers affleurements permettent de tirer quelques conclusions quant aux divers mécanismes de transport des matériaux terrigènes et à la bathymétrie des dépôts, et d'émettre quelques hypothèses de travail quant à l'histoire sédimentaire de ce «fan» et aux facteurs qui l'ont influencé et contrôlé.

5.2. Les divers types de dépôts et leur mécanisme

Ce flysch comprend deux types de dépôts, d'importance très inégale. Ce sont les dépôts allochtones et les dépôts autochtones.

5.2.1. Les dépôts allochtones

Ils sont constitués de matériaux détritiques, généralement terrigènes, parfois carbonatés, issus du domaine néritique ou du talus. Suivant le mécanisme de transport, gravifique ou tractif, ils peuvent être divisés en:

- «sediment gravity flow» (MIDDLETON et HAMPTON, 1973), comprenant les dépôts de courant de turbidité ou turbidites et les dépôts de «mass flow» ou d'écoulement en masse (KRUIT et al., 1975).

Les turbidites, très abondantes dans ce flysch, ne présentent que très rarement la séquence de BOUMA complète (Tabcde). Elle est généralement tronquée à la base (Tbcde, Tcde). Les divers intervalles sont parfois masqués par des plans de faille calcitisés, par l'altération ou la bioturbation.

Les écoulements en masse désignent plusieurs mécanismes gravifiques dont les dépôts («fluidized sediment flows», «grain flows», «debris flows») sont très différents des turbidites. J'ai placé dans cette deuxième catégorie toutes les strates, généralement épaisses, à structures sédimentaires frustres (laminations parallèles grossières, «dish structure», «ball structure»), granodécroissance inverse, niveaux de galets mous. Des niveaux gréseux, présentant tout ou partie de ces caractères, peuvent s'observer dans la Mortive (coord. 562.520/157.670), dans le Mormotey (coord. 565.400/155.780), dans le Riau Vesenand entre 1000 et 1060 m (cf. profil sédimentologique V, fig. 15) et dans le Dâ (cf. profil sédimentologique IV, fig. 15);

- dépôts de courants tractifs. Ils sont peu nombreux, mais se reconnaissent assez facilement à l'affleurement. Ce sont de petits bancs centimétriques, parfois décimétriques, de grès moyens à fins, bien triés. La base et le sommet sont onduleux et irréguliers. Ils ne présentent pas de granodécroissance et les seules structures sédimentaires internes sont des laminations obliques disposées en «fore set». Le contact avec les lutites entourant de tels dépôts est très tranché. Ceux-ci sont bien représentés dans le Dâ (cf. profil sédimentologique III).

5.2.2. Les dépôts autochtones

Ce sont des strates vertes hémipélagiques décarbonatées, purement argileuses. Elles sont toujours intercalées entre deux niveaux de dépôts allochtones. Ces dépôts hémipélagiques, volumétriquement insignifiants, sont de précieux indicateurs bathymétriques (SCHOLLE, 1971; HESSE, 1975).

5.3. Les faciès turbiditiques et les faciès associés

C'est à WALKER (1970), MUTTI et RICCI LUCCHI (1972), WALKER et MUTTI (1973) que revient l'idée d'avoir regroupé les divers types de sédiments allochtones et autochtones en faciès turbiditiques et faciès associés. Ceux-ci sont abondamment décrits par les auteurs cités ci-dessus, ainsi que par MUTTI et al. (1975) et RICCI LUCCHI (1975).

Au Niremont, j'ai reconnu les faciès suivants:

- le faciès B_1: il regroupe l'ensemble des niveaux gréseux attribués à des écoulements en masse;
- les faciès C et D: ils correspondent aux turbidites. Le faciès C s'applique à celles ayant au moins l'intervalle a de la séquence de BOUMA, que celle-ci soit complète ou non. Le faciès D désigne toutes les turbidites à base tronquée;
- le faciès E: il désigne les dépôts dus à des courants tractifs;
- le faciès G: c'est l'intervalle hémipélagique e^p correspondant à la sédimentation autochtone.

Le faciès turbitique D est de loin le plus abondant. Il correspond au «thin bedded turbidite facies» de MUTTI (1977).

5.4. Description des profils sédimentologiques

Tous les profils ont été dessinés au 1 : 250 (fig. 15). Ces mêmes profils sédimentologiques, mais dessinés au 1 : 20, sont représentés dans les planches XI–XVI du manuscrit original de ce travail. Tous comportent une double colonne, où sont distinguées la lithologie (grès, lutites, calcaires et « bruit de fond » correspondant à tous les niveaux turbiditiques dont la partie gréseuse est inférieure à 2 cm d'épaisseur), les variations granulométriques, ainsi que les principales structures sédimentaires internes. Les deux colonnes suivantes indiquent la nature du faciès, les structures sédimentaires externes (sole marks, bioturbations), les amalgamations, les structures chenalisées. La dernière colonne indique la présence de séquences de progradation ou de régression.

5.4.1. Profil sédimentologique I (fig. 15)

La Mortive, alt. 1140 m, coord. 562.880/157.420
Flysch 4
Lutétien moyen
Epaisseur mesurée 23,4 m
Polarité inverse

Ce profil est décrit de l'amont vers l'aval, donc en polarité normale.

C'est le meilleur affleurement du ravin de la Mortive. Le faciès D, accompagné parfois de faciès C, est prédominant. Un seul niveau de faciès E a été relevé et le faciès G n'apparaît qu'à l'état de traces. Aucune séquence à tendance positive ou négative n'est décelable; par contre la chenalisation est évidente, le « bruit de fond » non négligeable et le rapport grès/lutite inférieur à l'unité. La bioturbation est intense et semble avoir détruit les structures sédimentaires internes des niveaux gréseux. Les « flute casts » indiquent des directions de courant allant de N300 vers N120 (WNW → ESE). Cette valeur s'accorde parfaitement avec celle de CROWELL (1955, fig. 8, p. 1365).

L'élément important de ce profil est la présence d'au moins six structures chenalisées à base érosive. Leur profondeur maximum et leur extension ne peuvent être qu'estimées: métrique pour la première, décamétrique pour la seconde. Les pendages très raides permettent d'observer une diminution de l'épaisseur vers le haut de l'affleurement des trois premiers chenaux. Les trois suivants montrent l'inverse et disparaissent avant le niveau du torrent. Ce phénomène peut s'expliquer par la superposition d'un système de chenaux mineurs, méandriformes et divagants.

La présence de chenaux et de faciès E permet de situer ce profil dans un environnement chenalisé en activité.

5.4.2. Profil sédimentologique II (fig. 15)

La Mortive, alt. 1225 m, coord. 563.000/156.870
Flysch 4
Lutétien moyen

Epaisseur mesurée 27,8 m
Polarité normale

La base du profil montre quelques horizons turbiditiques amalgamés et surmontés d'un épais niveau de lutites grises. Celles-ci contiennent quelques intercalations de lits gréseux et silteux. Puis viennent des turbidites de faciès D avec des intercalations régulières de faciès E. La bioturbation, le «bruit de fond» et les niveaux hémipélagiques e^p n'ont que peu d'importance. Les «flute casts» indiquent des courants se dirigeant de l'W ver l'E.

La présence de faciès E indique le passage de courants gravifiques se déposant plus vers l'aval. Quant au faciès D, il peut correspondre ici au remplissage d'un vaste chenal par des matériaux fins.

5.4.3. Profil sédimentologique III (fig. 15)

Le Dâ, alt. 1150 m, coord. 561.650/156.160
Flysch 3
Lutétien inférieur
Epaisseur mesurée 25 m
Polarité normale

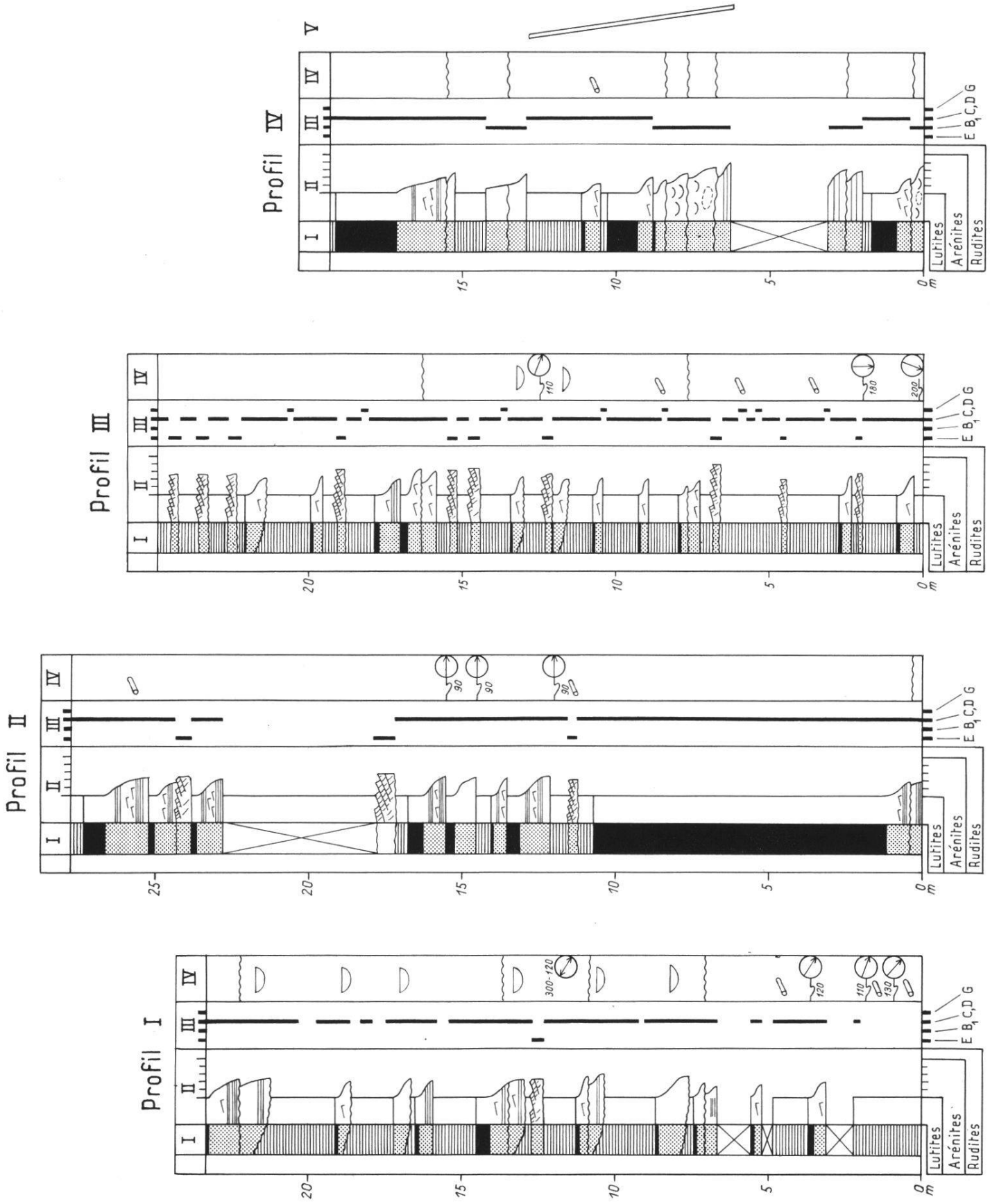
Ce profil est caractérisé par l'abondance du faciès E. Apparaissent également quelques discrètes structures chenalisées. Le «bruit de fond» est appréciable et les «flute casts» régulièrement observables indiquent une direction de transport du N vers le S dans la partie inférieure du profil, puis du NW vers le SE dans le haut de ce dernier. Le faciès G est plus abondant que dans les deux profils précédents et les turbidites, parfois amalgamées, ne correspondent qu'au faciès D. Il faut aussi noter l'intercalation de petits lits de calcaires argileux, de nature détritique, qui tirent leur origine de boues carbonatées sédimentées quelque part sur le talus et redéposées sur le «fan» par des courants de turbidité. Aucune séquence de progradation ou de régression n'est observable.

L'abondance du faciès E et la présence de quelques petits chenaux à base érosive indiquent de nouveau un environnement chenalisé, où les courants de turbidité peuvent éroder le fond, engendrer des courants tractifs ou simplement se déposer.

5.4.4. Profil sédimentologique IV (fig. 15)

Le Dâ, alt. 1200 m, coord. 561.760/156.040
Flysch 4
Lutétien moyen
Epaisseur mesurée 19,40 m
Polarité normale

Ce profil comporte de nombreux bancs de grès grossiers à fins, composites, amalgamés, à «ball» et «dish structure» et à laminations parallèles grossières. Ces niveaux non turbiditiques correspondent au faciès B_1.


Profil I
Profil II
Profil III
Profil IV
V
I
II
III
IV
E B1 C,D G
Lutites
Arénites
Rudites
0 m
5
10
15
20
25
300-120
120
110
130
90
180
200

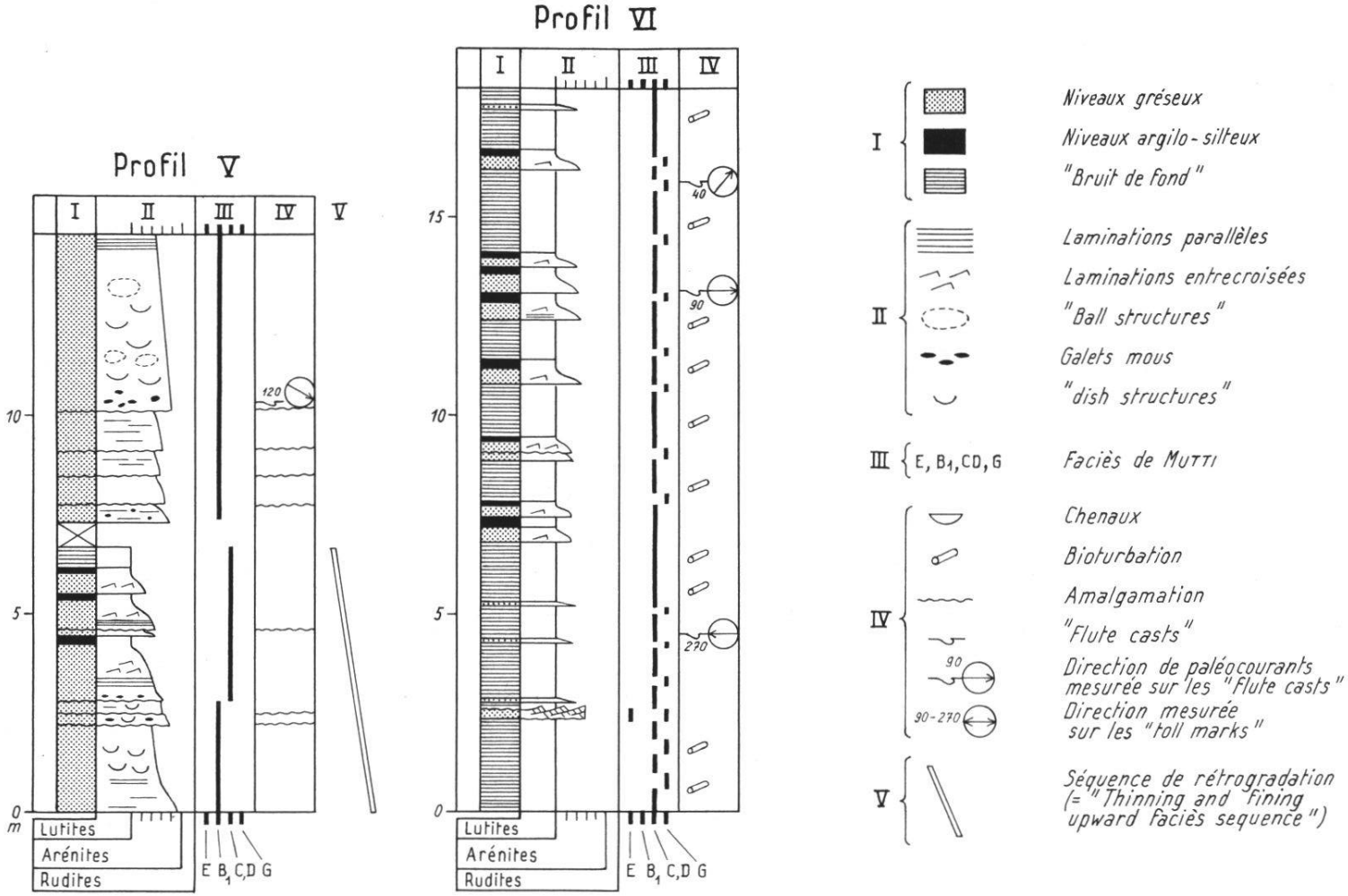


Fig. 15: Profils sédimentologiques dans les flysch 2b, 3 et 4.

La partie médiane du profil constitue une séquence positive ou de régression: les bancs de grès deviennent plus minces et moins grossiers vers le haut. Le faciès B_1 évolue en faciès D, puis en «bruit de fond». Cette séquence positive peut être interprétée comme le remplissage d'un chenal mineur (MUTTI, 1977; RICCI LUCCHI, 1975).

5.4.5. Profil sédimentologique V (fig.15)

Riau Vesenand, alt. 950 m, coord. 561.700/157.000
Flysch 2b
Thanétien
Epaisseur mesurée 14,60 m
Polarité normale

Ce profil, comme le précédent, est caractérisé par une nette prédominance du faciès B_1. La première moitié du profil correspond à une séquence positive. Aux bancs gréseux grossiers à moyens, non turbiditiques, à galets mous, à «dish» et «ball structure» succèdent des turbidites (faciès C, puis D). Une nouvelle séquence positive semble débuter dans la seconde partie du profil par un banc gréseux complexe, amalgamé, mesurant au moins 10 m d'épaisseur et formant une cascade infranchissable. Les affleurements de ce profil et également de ce lithofaciès cessent au-delà de celle-ci.

Ce profil est de nouveau celui d'un milieu chenalisé, mais beaucoup plus actif que les précédents.

5.4.6. Profil sédimentologique VI (fig. 15)

Riau d'Enfer, alt. 1095 m, coord. 566.700/157.620
Flysch 3
Lutétien inférieur
Epaisseur mesurée 18,2 m
Polarité normale

Dans ce profil, le rapport grès/lutite est très faible et le «bruit de fond» important. Le faciès D est accompagné de nombreux petits niveaux d'argiles calcaires vertes, très pauvres en nannofossiles, que je considère comme étant d'origine hémipélagique. La bioturbation est importante et les rares «flute casts» indiquent l'existence de plusieurs courants se dirigeant de l'W vers l'E, de l'E vers l'W et du SW vers le NE. Aucune trace de chenalisation, aucune séquence positive ou négative n'a été observée ou décelée. La relative abondance de matériel hémipélagique, la forte bioturbation, la faible épaisseur des turbidites se réduisant souvent à du «bruit de fond» et la présence de deux petits niveaux de faciès E indiquent un milieu de dépôt voisin de zones chenalisées, par exemple la bordure d'un espace interchenal, ou encore d'une marge de chenal.

5.5. *Bathymétrie*

Mes propres observations ne font que confirmer, une fois de plus, les conclusions de BROUWER (1965), de WEIDMANN (1967) et VAN STUIJVENBERG et al. (1976) quant à la grande profondeur de dépôt de ce flysch.

Les niveaux hémipélagiques e^p, toujours sans carbonate et par leur «faune à *Rhabdammina*», indiquent une sédimentation bathyale, située sous la ligne de compensation de la calcite (SCHOLLE, 1971; HESSE, 1975). D'après BERGER et WINTERER (1974), cette ligne était située, au Lutétien inférieur, dans le Pacifique et l'Altlantique, aux alentours de 4000 m. L'absence de données relatives aux paléoprofondeurs de cette ligne, au Crétacé supérieur et à la base du Tertiaire, et la méconnaissance de la paléolatitude du bassin et de ses caractères (milieu ouvert ou fermé, productivité biologique), ne me permettent que d'envisager une profondeur de dépôt de l'ordre de 3000 à 5000 m.

5.6. *Taux de sédimentation*

Le taux de sédimentation a une valeur essentiellement relative. Il s'agit du rapport entre l'épaisseur d'une série qui a subi une compaction d'origine diagénétique plus ou moins prononcée suivant sa nature lithologique (grès ou marnes) et le temps absolu durant lequel s'est effectué ce dépôt.

L'évaluation de ce taux est singulièrement compliquée par la difficulté qu'il y a à estimer, même approximativement, l'épaisseur des divers lithofaciès et à évaluer l'importance de leur intrication latérale.

Au Schwyberg, le flysch s'étend du Maestrichtien au Lutétien (zone «NP_{15}» au minimum; KAPELLOS, 1973) et son épaisseur est d'environ 1400 m. Le taux de sédimentation est de l'ordre de 7–8 cm/1000 ans.

A Corbetta et aux Pléiades, nous avons (WEIDMANN et al., 1976) estimé sa puissance à environ 800 m ou plus. Son âge s'étendant du Maestrichtien au Lutétien moyen, l'ordre de grandeur du taux peut être estimé à 4–5 cm/1000 ans. Vu les similitudes de faciès existant entre le flysch du Niremont et celui de Corbetta et des Pléiades, je considère ce taux également applicable au flysch du premier massif.

5.7. *Les mesures de direction des paléocourants*

Ces mesures sont censées indiquer l'orientation des courants de turbidité et par conséquent contribuer à situer les zones d'alimentation par rapport au bassin lors d'une reconstitution paléogéographique (HSU, 1960; HSÜ et SCHLANGER, 1971). Ces auteurs leur ont attribué une valeur absolue. Leur valeur statistique à l'échelle d'une nappe est étroitement subordonnée à une connaissance précise de la tectonique, en particulier du plongement des plans axiaux des plis; ce qui est loin d'être le cas au Niremont. Selon TEN HAAF (1959, p. 76), les zones fortement tectonisées (par ex. les sections II et III de la Mortive, CROWELL, 1955) ne doivent pas être prises en considération pour de telles mesures.

Les directions de courant seront induites au moment de leur genèse par les divagations et l'étalement des chenaux distributaires du «fan» moyen.

Il s'ensuit qu'une mesure ponctuelle à l'échelle d'un banc ou d'un affleurement, même compte tenu des effets de la tectonique locale, ne signifie rien. Seule la valeur moyenne de l'ensemble des mesures relevées dans un massif, puis corrigées, sera un argument valable pour situer la position relative du «fan» et de sa zone d'apport.

Malgré les réserves émises ci-dessus quant à leur valeur absolue, les directions de courant peuvent apporter d'utiles indications sur l'évolution du «fan» (cf. VAN STUIJVENBERG et al., 1976; p. 321).

Ainsi au Niremont, les valeurs mesurées sur les «flute casts», dans les niveaux éocènes (flysch 3 et 4, fig. 16), indiquent une orientation préférentielle des courants du NW vers le SE (valeur moyenne apparente). Ceci n'indique nullement que la zone d'apport soit placée au NW du bassin. Pour la situer exactement, il faudrait tenir compte de la tectonique et d'une éventuelle rotation du bassin ou du corps de la nappe durant sa mise en place.

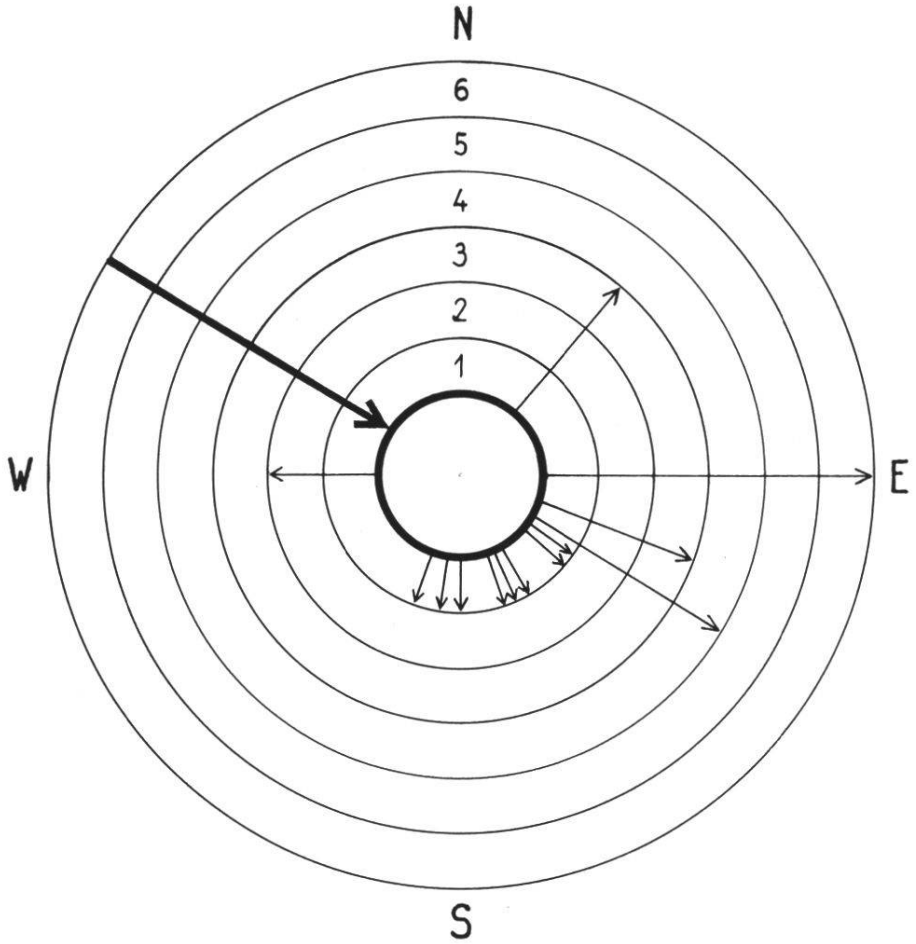


Fig. 16: Direction des paléocourants mesurée sur les «flute casts» dans l'ensemble du massif du Niremont. 1, 2, 3 ... nombre de mesures.

5.8. Les associations de faciès rencontrées et leur signification

Le flysch du Gurnigel au Niremont représente une petite portion, spatiale et temporelle, d'un vaste système de «fans» qui s'est édifié au débouché d'un ou de plusieurs canyons entre le Maestrichtien supérieur et la partie supérieur du Lutétien moyen.

Il n'est cependant pas possible d'intégrer le flysch de ce massif dans un modèle sédimentologique cohérent, sur la seule base des affleurements cartographiés et des étages reconnus. Je me suis vu dans l'obligation d'annexer nos données antérieures (VAN STUIJVENBERG et al., 1976; WEIDMANN et al., 1976) relatives à Corbetta et aux Pléiades. Le flysch de ces trois massifs constitue une série stratigraphique assez complète et représentative de l'histoire d'une partie de ce système d'accumulation en milieu profond.

MUTTI et RICCI LUCCHI (1972), WALKER et MUTTI (1973), MUTTI (1977) ont subdivisé leur modèle de «fan» en plusieurs secteurs caractérisés par certaines associations de faciès. Selon ces auteurs, l'évolution d'une telle association est contrôlée par sa progradation sur la plaine du fond de bassin. Les trois grands secteurs du corps sédimentaire (secteur interne chenalisé, secteur médian avec anastomose des chenaux distributaires et début des lobes de progradation, secteur externe avec lobes de progradation et zone de transition avec la plaine du fond de bassin) vont, au cours du temps, se recouvrir par l'effet de la progradation. Une telle superposition est décrite par RICCI LUCCHI (1975) dans la «Marnoso arenacea» de l'Apennin septentrional.

Est-il possible d'expliquer de façon rationnelle et logique l'évolution des caractères sédimentologiques de ce flysch par la seule progradation de son aire de dépôt? Je ne le pense pas.

Au Maestrichtien supérieur, les courants de turbidité déposent du matériel détritique, terrigène et carbonaté sur la plaine du fond de bassin.

Au Paléocène inférieur, la bordure du «fan» recouvre les dépôts précédents. Au sommet du Danien et durant le Thanétien, la brutale apparition de lobes (par ex. le flysch 2 dans la Veveyse de Fégire, WEIDMANN et al., 1976) traduit la progradation de sa partie externe.

Pendant l'Eocène inférieur et surtout l'Eocène moyen, et selon le phénomène de la progradation, des faciès nettement chenalisés, épais, gréseux à conglomératiques, avec un rapport grès/lutite très élevé, organisés en séquences positives, devraient apparaître et se développer. C'est l'inverse qui s'observe. Au cours de cette période, le flysch, malgré les quelques niveaux de microconglomérats calcarénitiques d'âge ilerdien et cuisien, présente un faciès de «thin bedded turbidites» avec un rapport grès/lutite très bas. Cependant, le caractère chenalisé des niveaux éocènes est indubitable, mais il reste toujours discret. Il ne se révèle qu'à la suite d'une observation minutieuse, banc par banc, et l'organisation en séquence positive est rare.

De même, la teneur en glauconie du flysch 2 et 2 a, d'âge thanétien, le caractère bioclastique du flysch 3, d'âge éocène inférieur à moyen et la nature argilo-silteuse du flysch 4, d'âge lutétien, ne peuvent pas être expliqués par la seule progradation.

Cette dernière existe, mais elle est subordonnée à un mécanisme plus général et elle n'est pas indispensable pour expliquer la croissance d'un «fan».

DUNCAN et KULM (1970), NELSON et KULM (1973), NELSON et NILSEN (1974) et NELSON (1976) ont mis en évidence les relations entre les variations de hauteur des lignes de rivage, les glaciations, la croissance et la nature des dépôts dans le «fan» actuel d'Astoria au large de la côte Pacifique des USA.

Un abaissement du *niveau de la mer* réduit la surface du domaine néritique. Les estuaires ou les deltas des fleuves migrent vers le bord du talus. Un important volume de matériel terrigène à granulométrie étendue est redéposé sur le «fan». Le nombre de courants de turbidité par unité de temps est très élevé. Il s'ensuit une progradation sur la plaine du fond de bassin. Lorsque le *milieu marin* transgresse, la surface du domaine néritique augmente, les estuaires se déplacent vers le continent et seuls les argiles, les silts et les sables se déposent encore au voisinage des canyons. Les courants de turbidité seront plus espacés dans le temps et transporteront un matériel dont le rapport sable/boue est très bas. Selon NELSON et KULM (1973, p. 146), lorsque le niveau de la mer s'élève, les turbidites, surtout argilo-silteuses, se déposent essentiellement dans les chenaux principaux et accessoirement dans les aires interchenalisées.

Ainsi les variations eustatiques seraient un puissant contrôle du régime sédimentaire d'un «fan».

VAIL et MITCHUM (in: GUSSOW, 1976) ont établi une corrélation directe entre les événements géologiques du Phanérozoïque et les principales régressions et transgressions. Ils ont pu ainsi définir une série de cycles eustatiques. Ainsi au Paléocène moyen, ces auteurs indiquent un abaissement brutal du niveau des mers, suivi d'une remontée au cours de l'Eocène.

L'existence de cette importante variation eustatique est confirmée par HAYS and PITMAN III (1973). Selon ces auteurs, la transgression du Crétacé supérieur est due à une accélération de la vitesse d'expansion des fonds océaniques. Dès -85 MA, une diminution de cette vitesse va induire une puissante régression à partir du sommet du Crétacé supérieur et durant le Paléocène. Vers -60 MA (= base du Thanétien), le niveau des mers se serait abaissé de 250 m ou plus. Cette hypothèse est également celle de DEWEY et al. (1973) qui admettent une émersion importante des cratons européens et africains durant le Paléocène.

L'apparition assez brutale de lobes de progradation à la fin du Danien, le redépôt de matériel terrigène glauconieux, mais très pauvre en bioclastes, le rapport grès/lutite très élevé peuvent s'expliquer par une mer dont les lignes de rivage sont très proches de la bordure du talus. Le matériel terrigène est rapidement redéposé sur le «fan». La faible extension du domaine néritique et le

caractère terrigène de celui-ci inhibent le développement de la flore et de la faune benthique. Des horizons glauconieux néoformés au Crétacé supérieur (ou plus tôt ?) sur la bordure du talus sont mis en suspension et transportés plus bas.

A la fin du Paléocène, la remontée du niveau de la mer éloigne les estuaires du bord du talus. Cette transgression permet un développement important de la flore et de la faune néritiques. Des turbidites, parfois grossières, mais toujours riches en bioclastes, se déposent dans la partie chenalisée du «fan médian» ou du «fan interne».

A partir du Lutétien, le niveau atteint par la transgression est tel que les estuaires et les deltas se trouvent très éloignés du talus. La bathymétrie de ce dernier est trop importante pour permettre le développement d'une flore et d'une faune néritiques. En plus, seuls les éléments terrigènes fins s'y déposent. Les courants de turbidité, très espacés dans le temps et généralement de faible volume, transportent ce matériel et ne le déposent que dans les vastes chenaux du «fan» interne. Suivant le volume et la densité du courant de turbidité, celui-ci érode le substratum du chenal, créant ainsi des chenaux mineurs rapidement comblés (profil I), ou induit des courants tractifs, générateurs de faciès E (profil III), ou simplement se dépose en donnant des faciès D ou C.

Ainsi la notion de cycles eustatiques, éventuellement contrôlés par la vitesse d'expansion des fonds océaniques, expliquerait de façon rationnelle et élégante, trop peut-être, les modalités de l'évolution des associations de faciès de ce flysch dans le temps et dans l'espace.

Un autre facteur ne doit pas être négligé: celui de la tectonique au niveau des continents. Ce flysch s'est déposé durant 20 MA et le volume de sédiments accumulés ne peut que résulter de l'érosion d'une vaste aire continentale, ayant un relief vigoureux et entretenu par une tectonique active. Son importance est difficile à préciser et à évaluer. TRÜMPY (1973a, 1973b) considère le Paléocène comme une période tectoniquement calme (la «restauration paléocène») entre les phases orogéniques «paléo-alpine» du Crétacé supérieur et «méso-alpine» de l'Eocène supérieur.

Cependant le «grand coulissage sénestre» envisagé par TRÜMPY (1976) pour expliquer certaines anomalies de répartition de faciès sur une même transversale alpine aurait pu se produire au Paléocène. TRÜMPY (1976) le situe entre le Turonien et le Lutétien. DEBELMAS (1975) place également au début du Tertiaire (Paléocène ?) l'avancée vers le NE des blocs ibérique, baléare et corso-sarde.

L'imprécision quant à la position paléogéographique exacte du bassin du flysch du Gurnigel ne me permet pas d'apprécier ces hypothèses à leur juste valeur et de les intégrer dans le contexte du phénomène érosion-sédimentation-redépôt, propre à l'histoire de ce flysch.

5.9. Bilan de cette étude

En dépit des conditions médiocres d'affleurements et de la disproportion dans la répartition des horizons chronostratigraphiques, cette étude sédimentologique se solde par quelques résultats positifs.

Les informations récoltées rendent possible l'intégration de ce flysch dans un modèle de « fan » sous-marin. L'analyse détaillée des profils m'a permis, si ce n'est de tirer des conclusions, au moins d'émettre quelques hypothèses de travail quant aux environnements de dépôt dans le « fan », à l'évolution spatiale et temporelle de celui-ci et aux facteurs qui l'ont contrôlé.

J'ai également pu identifier quelques mécanismes de transport propres aux redépôts détritiques des grands fonds.

Par contre, il ne m'est guère possible de comparer ces résultats avec ceux de VAN STUIJVENBERG (1979). Ce dernier, vu la répartition des niveaux chronostratigraphiques, a surtout levé des profils dans les horizons paléocène et éocène inférieur.

6. Tectonique

6.1. Les données acquises

Elles sont quasi inexistantes. GAGNEBIN (1920, 1924), avec les connaissances stratigraphiques relatives au flysch, à cette époque, ne peut que signaler l'intense plissottement de celui-ci et y voir la cause de sa formidable épaisseur. Cependant, dans les coupes qu'il dessine, le flysch ne paraît être affecté que de quelques ondulations.

Grâce aux données de la biostratigraphie, de la lithostratigraphie et de l'excellente coupe naturelle de la Veveyse de Fégire, nous avons pu (WEIDMANN et al., 1976) préciser le style tectonique de ce flysch à Corbetta et aux Pléiades et mettre en évidence un important plan de chevauchement au sein de celui-ci.

6.2. Les relations entre le flysch et les unités l'encadrant

L'indépendance tectonique et stratigraphique du flysch par rapport aux unités qu'il surmonte, a été pressentie par GAGNEBIN (1920, p. 157), postulée et discutée par RIGASSI (1966) et par CARON (1976).

Au Niremont, le flysch est séparé des unités qu'il chevauche (« Ultrahelvétique » des Pléiades, flysch subalpin) par un coussinet de wildflysch à lentilles exotiques (fig. 2). Ce dernier, très rarement visible, n'a pu être cartographié que dans un ancien chemin, immédiatement au S de la Chaudereire (1153 m). L'affleurement signalé par GAGNEBIN dans le Dâ vers 1080 m n'a pas pu être retrouvé.

Une bande de wildflysch affleure à nouveau en rive droite de la Veveyse de Fégire et dans les environs de Lally (WEIDMANN et al., 1976; fig. 4 et 5).

Entre les Paccots et la plaine de Bulle, le flysch du Gurnigel est isolé des Préalpes médianes par une nouvelle bande de wildflysch (zone du Gros Plané, MOREL, 1976) dont certaines volumineuses lentilles constituent les «Klippes du Gros Plané» (GAGNEBIN, 1917, 1918, 1920, 1924). Un autre argument en faveur de l'indépendance tectonique du flysch, déjà avancé par RIGASSI (1966), est celui de l'obliquité des éléments structuraux du flysch du Gurnigel par rapport à ceux de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades: NE–SW pour le premier, N–S pour le second (cf. fig. 17).

6.3. Les faits observables et leur interprétation

L'analyse tectonique dans ce massif est rendue singulièrement difficile et aléatoire, faut-il encore le répéter, par les conditions d'affleurement, les mouvements gravifiques (fauchage, glissement) et la prépondérance d'un même lithofaciès d'âge lutétien inférieur à moyen.

La coupe schématique[1)] et interprétative (fig. 18) n'est basée que sur les pendages et les polarités, la répartition des lithofaciès ... et une part d'imagination censée pallier au manque d'arguments structuraux.

La direction des couches, la valeur des pendages et la polarité des strates sont reportées sur la figure 17. D'une manière générale, le flysch a une orientation N30 à N50 et plonge plus ou moins fortement vers N120 à N140. La polarité est tantôt normale, tantôt inverse. Seuls les affleurements situés à la base du versant gauche de la Trême (forêts de Belle-Joux, de Joux-Noire et Joux-Derrière) et dans le ravin du Mormotey présentent des plongements quelconques vers l'E ou l'W, vers le SW ou le NE. Les causes de cette perturbation me sont demeurées inconnues (existence d'un autre accident N10 passant par la vallée de la Trême ??; hypothèse non dessinée sur les figures 2 et 17).

Sur le versant W du Niremont, le flysch 1, d'âge maestrichtien, affleure régulièrement à la base de la nappe du Gurnigel. Lui sont superposés les flyschs 2a et 2b d'âge paléocène. Entre la Mortive et le Dâ, une bande de flysch 3, d'âge ilerdien à lutétien inférieur, chevauche les faciès précédents et est surmontée par l'énorme masse de flysch 4, d'âge lutétien inférieur à moyen. Le flysch 3 n'affleure à nouveau que sur le bas des versants de la Trême (forêt de Joux-Derrière, région des Villius). La réapparition de celui-ci est expliquée par la présence d'une voûte anticlinale à fort plongement axial vers le SW. Enfin, les flyschs 2a et 1 n'apparaissent qu'au voisinage immédiat de la zone du Gros Plané. Les niveaux les plus jeunes ont été trouvés au sommet du Niremont, dans l'axe de ce massif.

1) Une série de 9 profils détaillés au 1 : 10 000 figure dans la planche XVIII du manuscrit original déposé à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

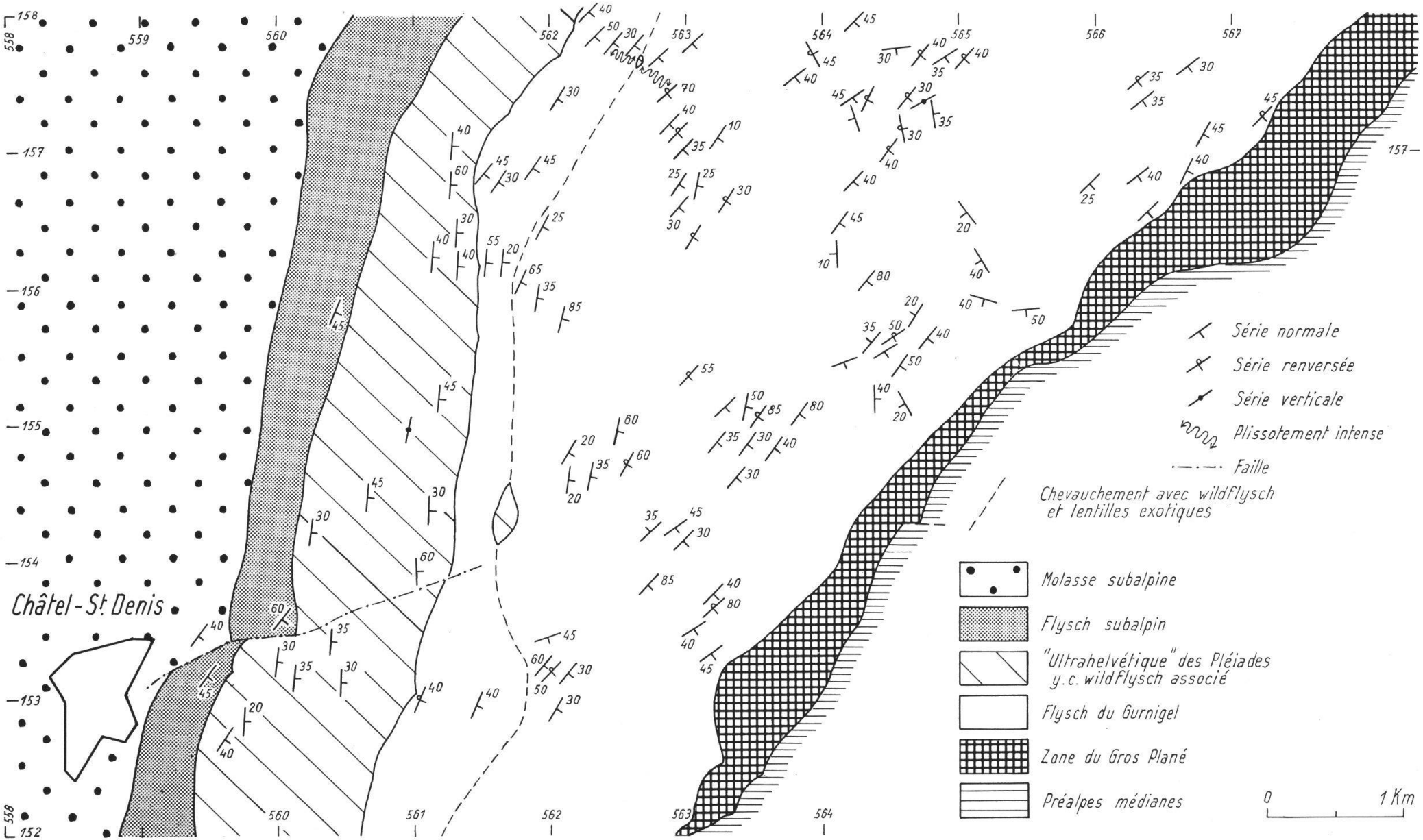


Fig. 17: Pendage et direction des couches dans les diverses unités tectoniques du massif du Niremont et de ses abords.

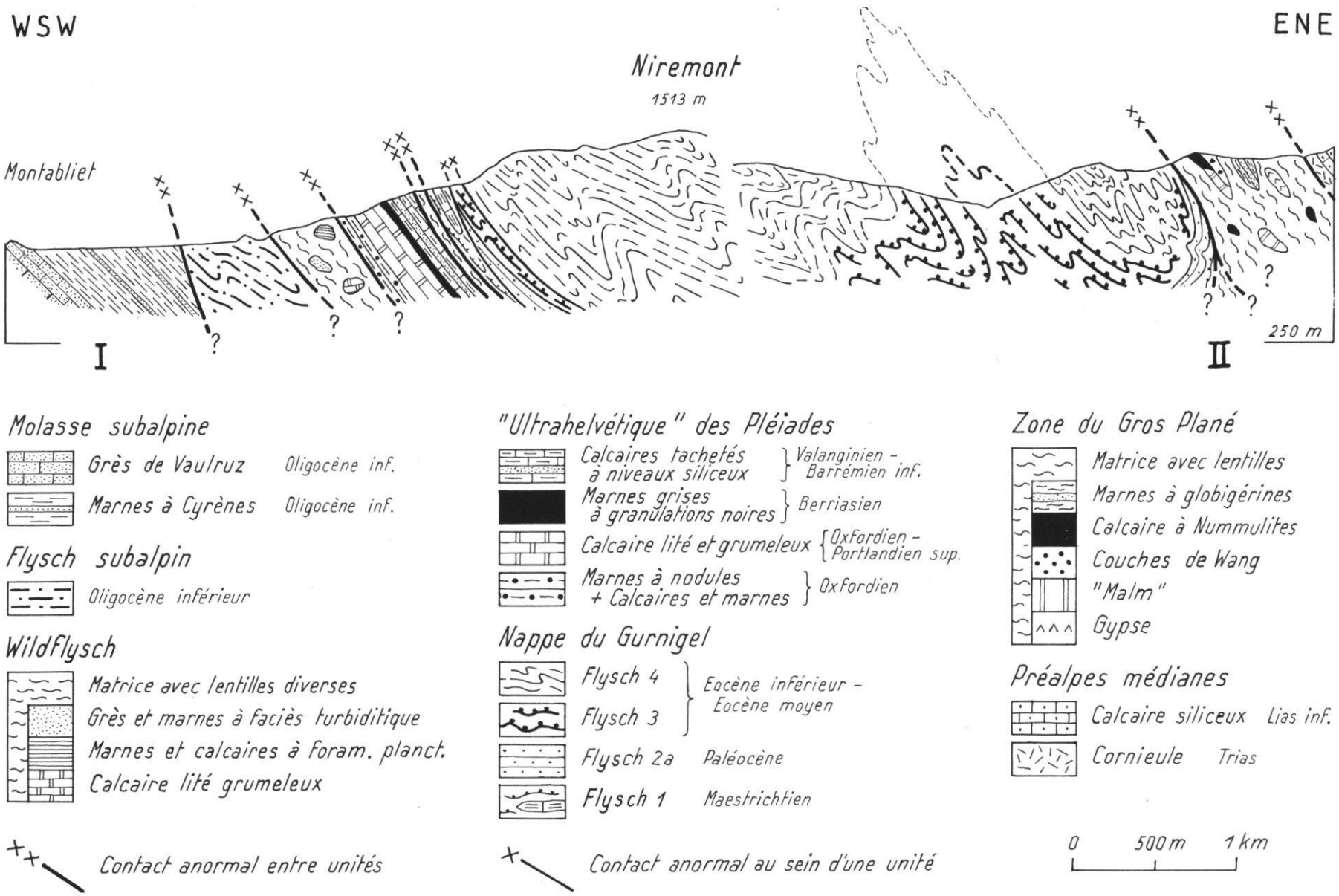


Fig. 18 : Coupe géologique schématique et interprétée du massif du Niremont et de ses abords.

Cette répartition des lithofaciès, la direction, le pendage et la polarité des couches sont autant d'arguments pour considérer cette masse de flysch comme une vaste synforme avec de nombreux replis à flancs parallèles déversés vers N300 à N320. Ce style de replis multiples s'observe bien dans la Veveyse de Fégire, dans le Dâ à partir de 1200 m et dans la partie supérieure de la Mortive entre 1170 et 1250 m. En raison de la qualité des affleurements et des phénomènes gravifiques récents, je n'ai pas pu estimer le plongement des axes de plis.

L'important plan de chevauchement, mis en évidence (WEIDMANN et al., 1976) au sein de la nappe du Gurnigel à Corbetta et aux Pléiades, paraît se prolonger dans le Niremont.

Cette hypothèse est étayée par les faits d'observation suivants:

- présence de wildflysch vers 1085 m dans le Riau des Alpettes, immédiatement à l'amont de sa confluence avec la Mortive. Cet affleurement, aujourd'hui difficilement localisable à la suite d'un alluvionnement récent, était encore bien visible en 1969;
- existence d'une zone fortement tectonisée de flysch dissocié, dans la Mortive, entre 1060 et 1150 m;
- apparition d'une zone d'intense broyage dans le Dâ vers 1080 m. Malgré son aspect, cette zone broyée n'est pas un wildflysch;
- présence d'une lentille de flysch 3 sous le chalet de l'Essert, vers 1200 m, dans une niche d'arrachement. La présence de ce lithofaciès à cet endroit ne paraît pas explicable par un repli ou une faille;
- existence de deux lentilles de «calcaire lité et noduleux», d'âge kimméridgien, emballées dans une matrice de wildflysch, dans la forêt au S de la Côte à Rami;
- affleurement de wildflysch, aujourd'hui disparu, mais signalé sur la carte de Gagnebin (1922), à proximité du pont de la Véresse.

Chacun de ces faits, pris isolément, est difficile à expliquer rationnellement. Par contre, s'ils sont reliés entre eux, le tracé ainsi obtenu apparaît comme le prolongement logique du plan de chevauchement signalé auparavant. Celui-ci serait donc un accident tectonique majeur, orienté N10 à N20, qui se suit de façon discontinue, il est vrai, à travers les trois massifs, en présentant des caractères communs: présence de lentilles de flysch, d'âge et de lithofaciès différents (flanc S de Corbetta et chalet de l'Essert) et de lentilles exotiques (région de l'Alliaz et de la Côte à Rami). Il faut encore noter que cet accident n'affecte pas le régime des plis le long de son tracé. Il se contente d'en augmenter l'intensité au point de n'avoir plus qu'un régime de flysch dissocié, phénomène bien visible dans la Mortive (fig. 17).

Cet accident s'intègre assez bien dans un système de chevauchement vers l'W résultant d'un cisaillement N–S. Mis à part le chevauchement E–W qu'il induit, ce cisaillement provoque également des extensions N–S se traduisant par un jeu

de failles normales qui perturbent la structure de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Ces divers accidents se retrouvent dans le front des Médianes au N de Montreux et ailleurs dans l'ensemble des Préalpes médianes romandes (PLANCHEREL, communication personnelle et 1979).

7. Conclusions sur le flysch du Gurnigel; le problème de son appartenance tectonique et de son origine paléogéographique

Les diverses approches ont montré que ce flysch s'est accumulé du Maestrichtien au Lutétien moyen, soit durant 20 MA. Son épaisseur, variable suivant les régions, mais toujours difficile à estimer de façon précise, paraît atteindre 700 à 900 m au Niremont.

L'étendue de cette nappe de flysch (des Voirons au Schlieren), le volume de matériaux terrigènes qu'elle représente, sa composition pétrographique suggéreraient une source d'apport constituée par une aire à croûte granitique, accompagnée de séries métamorphiques et volcaniques, recouverte d'une série carbonatée s'étendant du Trias au Crétacé supérieur. Cette aire continentale, soumise à une altération physique et chimique en climat semi-tropical, est drainée par plusieurs fleuves qui étalent leurs sédiments sur un assez large plateau continental. Plusieurs canyons véhiculent tout ou partie des matériaux terrigènes vers le pied du talus où s'édifie un système de «fans». La composition de la microfaune autochtone et l'absence de carbonate dans les niveaux hémipélagiques indiquent un milieu abyssal sous la ligne de compensation de la calcite.

D'importantes variations de hauteur du niveau de la mer, engendrées par l'eustatisme et la tectonique globale, induisant des variations de la surface immergée du plateau continental, paraissent avoir été les principaux facteurs du contrôle de l'histoire sédimentaire de ce «fan». Enfin, le flysch a subi une diagenèse précoce mais de faible intensité.

Les incertitudes qui règnent quant à la paléogéographie et à l'évolution des domaines liguro-piémontais et austro-alpin (par ex. problèmes du microcontinent de la Dent Blanche, de la zone du Canavese, cf. les schémas de DAL PIAZ et al., 1972; DEBELMAS, 1975, et de TRÜMPY, 1976) et le caractère ponctuel de ce travail à l'échelle des Préalpes ne m'autorisent pas à m'étendre très longuement sur l'appartenance tectonique et l'origine de ce flysch. Je me contenterai de reprendre l'hypothèse la plus récente et de la confronter avec les conclusions qui viennent d'être données.

Les études pétrographiques de HOMEWOOD (1974), ainsi que des considérations d'ordre stratigraphique, tectonique et paléogéographique présentées par CARON (1976) ont conduit ce dernier à rejeter une origine ultrahelvétique pour le flysch du Gurnigel et à envisager une provenance sud-pennique ou ultrapennique.

Cette hypothèse n'est pas nouvelle, puisque déjà SARASIN (1894) et TERCIER (1925) avaient rattaché ce flysch au complexe inférieur des nappes austro-alpines. Mais ces idées, trop hardies pour l'époque, tombèrent très rapidement et pour longtemps dans l'oubli.

Au vu des conclusions sédimentologiques de cette étude, toute reconstitution paléogéographique du bassin de flysch et de sa source d'apport doit tenir compte de deux données fondamentales:

- présence d'une portion considérable de continent émergé, au relief vigoureux avec une couverture sédimentaire montant jusqu'au Crétacé supérieur. Il a donc fallu qu'un substratum et sa couverture soient tectonisés au cours de cette époque; mais avant le Maestrichtien. Cette phase orogénique est signalée par TRÜMPY (1973 a) qui indique que «... justement des mouvements d'âge crétacé supérieur ont pu surtout affecter ... la marge externe de la plate-forme austro-alpine»;
- existence d'un vaste et profond bassin d'une relative stabilité tectonique; stable durant 20 MA.

A cette époque, c'est l'océan liguro-piémontais, qui à première vue, semble répondre le mieux à ces conditions, surtout si l'on tient compte des importantes remarques de CARON (1977, p. 178).

2e partie

Les unités encadrant le flysch du Gurnigel

1. L'«Ultrahelvétique» des Pléiades

1.1. Généralités

Cette unité est constituée d'une série d'écailles de faciès carbonaté, d'âge jurassique supérieur à crétacé moyen, emballées dans du wildflysch. Elles sont pincées entre le flysch subalpin et le flysch du Gurnigel. Très bien représentées aux Pléiades dont elles constituent l'ossature et le sommet, ces écailles n'ont plus qu'un rôle morphologique secondaire à Corbetta et au Niremont. Elles disparaissent peu avant Semsales (fig. 2). L'exact équivalent de cet «Ultrahelvétique» des Pléiades se retrouve au NE de Bulle où il constitue le massif du Montsalvens.

Ces terrains très fossilifères, affleurant dans d'excellentes coupes naturelles (les Veveyse de Fégire et de Châtel) ou artificielles (ancienne carrière de la Planière), et faciles d'accès, ont attiré très tôt les géologues et les amateurs de fossiles. La détermination des abondantes faunes récoltées et la mise au point d'une échelle stratigraphique sont l'œuvre de FAVRE (1875, 1876, 1877, 1880) pour les terrains jurassiques, de SARASIN (1901) et de SARASIN et SCHÖNDELMAYER (1901–1902) pour les terrains crétacés. Une première synthèse stratigraphique, accompagnée d'une carte géologique au 1:100 000 et de coupes, est due à FAVRE et SCHARDT (1887).

Entre 1913 et 1921, GAGNEBIN, parallèlement à la cartographie des régions s'étendant entre Montreux, le Moléson et le Mont Pélerin, va reprendre très en détail l'étude paléontologique, stratigraphique et structurale de ces terrains en affinant et complétant les données de ses prédécesseurs.

Par la suite, des précisions micropaléontologiques sont apportées par MORNOD (1950) et CHAROLLAIS et RIGASSI (1961). Au point de vue origine paléogéographique et appartenance tectonique, cette unité est attribuée au domaine ultrahelvétique et considérée comme l'équivalent de la nappe de la Tour d'Anzeinde des Préalpes internes (MORNOD, 1950; GUILLAUME, 1957; ANATRA et al., 1980). RIGASSI (1966) propose une autre origine paléogéographique: l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, comme celui du Montsalvens et de la Tour d'Anzeinde, se serait sédimenté dans une fosse nord-helvétique et son contenu aurait glissé vers le S à l'Oligocène.

1.2. But et ampleur de cette étude

Mon intention première n'était que de recartographier, sur une base topographique récente, l'« Ultrahelvétique » des Pléiades affleurant au Niremont en suivant fidèlement les subdivisions proposées par Gagnebin. Ce plan de travail n'a pas pu être suivi. En effet, la révision cartographique (non encore terminée à l'heure actuelle) de ces terrains, entreprise par WEIDMANN aux Pléiades, en abandonnant la classique subdivision chronostratigraphique au profit de termes lithostratigraphiques informels, a montré que l'échelle biostratigraphique et lithostratigraphique de GAGNEBIN était à modifier. La cartographie détaillée de ce secteur a également mis en évidence un style tectonique différent de celui admis par cet auteur.

M. WEIDMANN m'a très amicalement associé, au printemps 1977, à cette révision. Les observations effectuées et les discussions que nous avons eues m'ont grandement facilité l'étude de cette même série au Niremont et permis une cartographie uniforme de levers partiels appartenant à une même feuille de l'Atlas.

Lors de cette étude, je me suis surtout attaché à préciser la biostratigraphie et la lithostratigraphie des séries jurassique et néocomienne, ainsi que leurs conditions de sédimentation et leurs mécanismes de dépôt.

1.3. Jurassique

1.3.1. Lithostratigraphie (fig. 19)

La série jurassique se présente, à l'exception de la partie basale, sous forme d'assises massives génératrices d'abrupts et de falaises.

L'ancienne carrière de la Planière et la coupe de la Veveyse de Châtel restent les endroits privilégiés pour l'étude détaillée de cette série.

J'ai utilisé la nomenclature de GUILLAUME (1957); celle-ci m'a paru plus rationnelle que celle de GAGNEBIN (1924) et elle est établie dans la partie la plus complète et la plus représentative de l'« Ultrahelvétique » des Préalpes externes. Il n'est pas possible de représenter cartographiquement chacun des niveaux lithologiques de GUILLAUME (1957). Afin de simplifier le lever de la carte, j'ai, à la suite de WEIDMANN, subdivisé la série jurassique en trois niveaux cartographiques. Ce sont de bas en haut:

- *les marnes à nodules* (= schistes noirs à rognons ferrugineux de GAGNEBIN, 1924 = schistes à nodules de GUILLAUME, 1957). Les affleurements sont rares; celui de la Planière a disparu sous la végétation. J'ai pu les observer et les cartographier dans le Torrent de Plan Cuénoud vers 960 m, dans les environs du chalet de Pra de la Chaux (943 m) et dans le Torrent des Eterpis. J'évalue leur épaisseur, dans ce dernier endroit, à environ 40 m.

  Leur contenu paléontologique (GAGNEBIN, 1924) les range dans l'Oxfordien (Zone à *Mariae*);

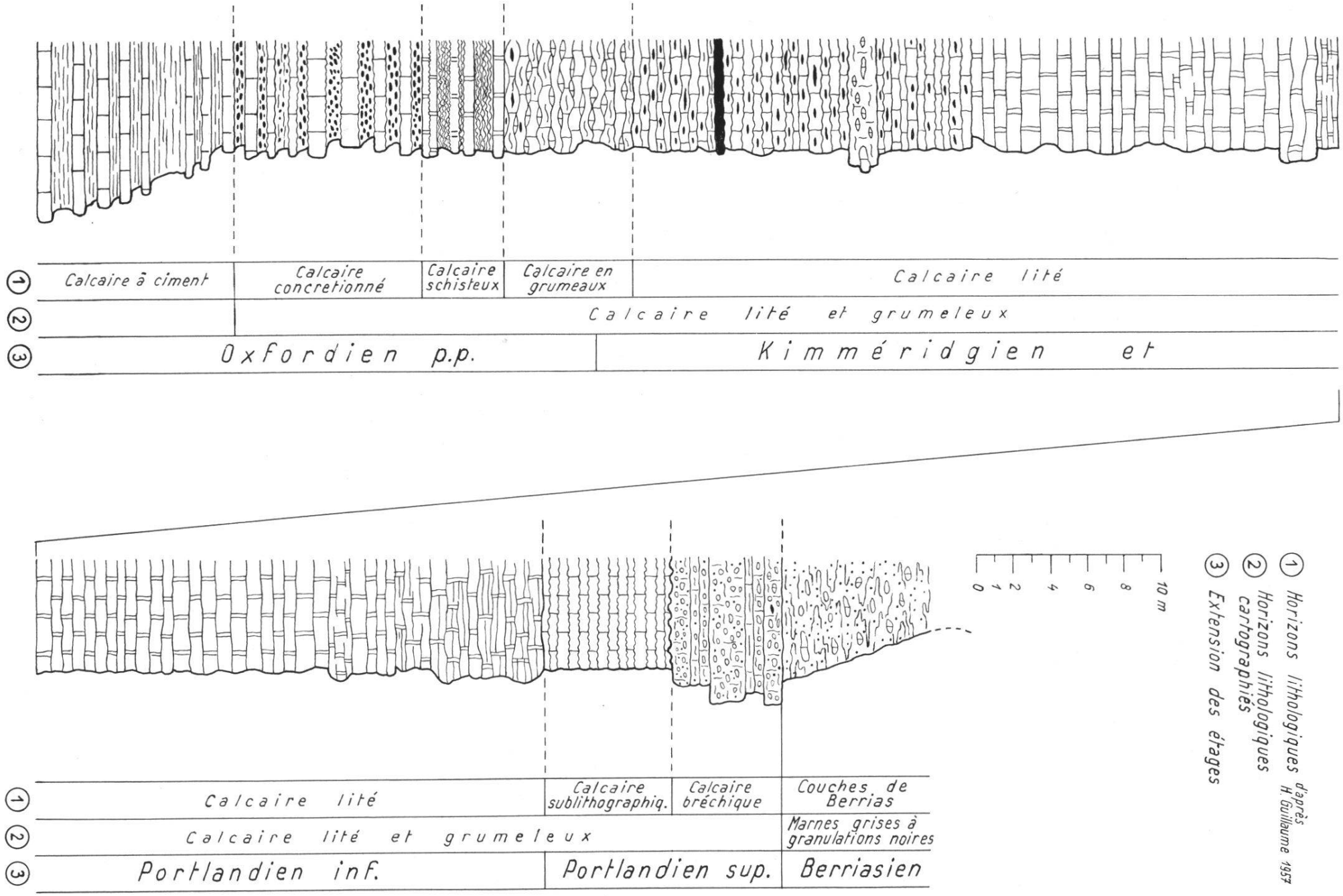


Fig. 19: Profil lithostratigraphique et chronostratigraphique de la partie visible du Jurassique de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades dans la Veveyse de Châtel.

- *les calcaires et marnes* (= calcaire à ciment des auteurs). Le seul endroit pour les observer dans de bonnes conditions est l'ancienne carrière de la Planière. Le contact avec les marnes à nodules ainsi que la partie inférieure du niveau des marnes et calcaires sont masqués par les éboulis. GAGNEBIN (1924) estime la puissance de cet horizon à 30 m. A l'heure actuelle, seule la partie supérieure, soit 10,6 m, est visible.
  Dans cette dernière, j'ai récolté un *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) pralairei* (FAVRE). Ce fossile indique probablement la Zone à *Plicatilis* (= ex Zone à *Transversarium*), soit l'Oxfordien moyen;
- *le calcaire lité et grumeleux*. Cette troisième entité cartographique regroupe divers lithofaciès caractérisés par l'absence d'interbancs marneux, une disposition régulièrement litée et un aspect «grumeleux» surtout à la partie inférieure. Le qualificatif «grumeleux» est mauvais, mais, conscient du caractère informel et provisoire de ces subdivisions, j'ai préféré utiliser des termes créés par mes prédécesseurs plutôt que d'en inventer de nouveaux et de contribuer à rendre encore plus impénétrable le maquis des dénominations lithologiques.
  La base du calcaire lité et grumeleux correspond à l'envahissement des interbancs marneux du lithofaciès précédent par des nodules ou des grumeaux. Ces derniers vont prendre de plus en plus d'importance et constituer une série de lithofaciès tels que le calcaire concrétionné, le calcaire schisteux et le calcaire en grumeaux des auteurs. Ces trois termes, dont la lithologie est décrite en détail par GUILLAUME (1957), affleurent dans d'excellentes conditions à la carrière de la Planière. Ils totalisent une épaisseur de 21,4 m. Dans la partie supérieure du calcaire en grumeaux, j'ai recueilli *Lithacoceras (Progeronia)* sp. ind. La limite Oxfordien-Kimméridgien se situe au sommet de ce lithofaciès. C'est à ce niveau que les premiers silex font leur apparition. La partie supérieure du calcaire lité et grumeleux est constituée d'innombrables alternances de petits bancs centimétriques à décimétriques, à surface mamelonnée et irrégulière, riches en silex. C'est le calcaire lité de GUILLAUME (1957). Les quelques rares fossiles que j'ai pu observer sont des *Aptychus* et de rares fragments de rostres de bélemnites. Ces bancs peuvent s'amalgamer en assise massive dépassant le mètre. Au microscope, ce sont toujours les mêmes biomicrites pyriteuses à *Saccocoma*, à *Globochaete alpina*, à radiolaires calcitisés qui s'y observent. Il faut noter l'apparition de passées détritiques sous forme de lithoclastes micritiques bien arrondis, millimétriques, de composition analogue à la matrice qui les entoure. Le détritisme se traduit également par l'apparition d'une épaisse assise de calcirudite dans le dernier étranglement des gorges de la Veveyse de Châtel, juste en amont de la Planière. Au microscope, ce niveau se présente sous l'aspect d'une biocalcirudite à *Aptychus* et à tests de lamellibranches, à galets arrondis, millimétriques à centimétriques, de biomicrite à *Globochaete alpina, Saccocoma* et radiolaires calcitisés.

Ce calcaire lité et grumeleux comprend encore le calcaire sublithographique et le calcaire bréchique de GUILLAUME. Par contre, je n'ai pas réussi à identifier le calcaire graveleux décrit par cet auteur.

Le calcaire lité et grumeleux atteint dans la Veveyse de Châtel une épaisseur évaluée à environ 100 m. C'est ce lithofaciès qui constitue généralement la base visible de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, affleurant sous forme de falaises émergeant du placage d'éboulis et qui se suivent de la cascade du Dâ jusqu'aux Pléiades.

La présence de *Calpionella alpina* dans le calcaire bréchique place le sommet du calcaire lité et grumeleux dans le Portlandien supérieur.

1.3.2. Bref aperçu sédimentologique

La série jurassique de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, ainsi que celle du Montsalvens (cf. GUILLAUME, 1957; p. 55) peuvent se diviser en un épisode inférieur marneux et calcaréo-marneux et un épisode supérieur purement calcaire. Ce dernier comprend une partie inférieure noduleuse ou grumeleuse et une partie supérieure litée, à silex et à *Aptychus*. Ce dernier épisode voit l'apparition de phénomènes détritiques qui deviendront prépondérants et couronneront l'extrême sommet de la série jurassique.

Selon BOSELLINI et WINTERER (1975), cette évolution peut s'expliquer par un taux de sédimentation inférieur à la vitesse de subsidence du fond du bassin. L'interface eau-sédiment va franchir successivement la lysocline et la ligne de compensation de l'aragonite, puis la lysocline et la ligne de compensation de la calcite.

J'ai essayé d'appliquer ce modèle à cette série jurassique, moins pour en tirer des conclusions définitives que pour émettre une hypothèse de travail.

Cette dernière admet un taux de sédimentation faible («low rate of supply») de matériel carbonaté calcitique et aragonitique; ce qui reste encore à démontrer.

Le bon état de conservation des tests d'ammonites et leur abondance dans les marnes noires à nodules et les calcaires et marnes permettent de situer ces dépôts au-dessus de la lysocline de l'aragonite.

L'apparition des nodules dans les marnes indique que la subsidence ou qu'une variation de la profondeur de la ligne de dissolution des carbonates a amené l'interface sédiment-eau sous la lysocline de l'aragonite: le carbonate de calcium aragonitique est dissous et reprécipite sous forme de nodules calcitiques. L'accentuation de ce phénomène est attestée par le développement du calcaire schistreux et du calcaire en grumeaux. La forte dissolution de l'aragonite se traduit par l'existence de nombreux tests d'ammonites dont un des côtés est beaucoup plus dissous que l'autre. Ces niveaux noduleux et grumeleux réalisent assez bien le faciès «ammonitico rosso» des Alpes méridionales. Le passage du calcaire en grumeaux au calcaire lité à *Aptychus* et à silex indique le

franchissement de la ligne de compensation de l'aragonite; les tests d'ammonites sont entièrement dissous et seuls les *Aptychus* calcitiques subsistent, accompagnés de silex disposés en rognons ou parfois en bancs. Ces calcaires lités peuvent être assimilés aux «*Aptychus beds*» de BOSELLINI et WINTERER (1975).

Parallèlement à ce régime de sédimentation sous la ligne de compensation de l'aragonite mais au-dessus de la lysocline de la calcite, des influences détritiques se traduisent de façon discrète par l'apparition de lithoclastes arrondis et de même composition que la matrice qui les entoure ou, sporadiquement, par le dépôt de niveaux de calcirudites grossières au sein des calcaires lités ou au sommet de la série jurassique; ce détritisme peut même se manifester sous forme de calciturbidites granoclassées et à laminations, qui ont été observées par WEIDMANN (comm. orale) aux Pléiades.

1.4. Crétacé inférieur

1.4.1. Les données acquises

La mise au point de la stratigraphie des terrains d'âge crétacé inférieur est due à SARASIN (1901) et SARASIN et SCHÖNDELMAYER (1901–1902). GAGNEBIN (1922 et 1924) s'en tient aux conclusions de ses prédécesseurs tout en apportant quelques légères modifications.

Mes propres observations, ajoutées à celles de WEIDMANN aux Pléiades et aux conclusions de GUILLAUME (1957), m'amènent à rejeter l'échelle lithostratigraphique de GAGNEBIN (1924) et à admettre une bonne similitude entre les terrains néocomiens des deux massifs, la différence observée étant plus d'ordre quantitatif que qualitatif.

Cette série, au Niremont, doit être étudiée ailleurs que dans les gorges de la Veveyse de Châtel; cette excellente coupe n'est malheureusement pas complète et donne une idée erronée de la succession lithostratigraphique, d'où l'erreur de SARASIN et de GAGNEBIN.

Ces deux auteurs ont toujours fait débuter la série néocomienne avec les marnes grises à granulations noires attribuées au Berriasien. Celles-ci seraient surmontées d'une épaisse alternance de calcaires tachetés et de marnes s'étendant du Valanginien au Barrémien. Une barre de calcaire siliceux, d'âge hauterivien inférieur, vient s'intercaler dans ce faciès monotone. Ainsi la présence d'au moins deux barres siliceuses dans l'abrupt boisé situé à l'W de la Grosse Chaudereire (1153 m) et de la Cailletta (1190 m) et au N de Montgevin (1079 m) a été interprétée par GAGNEBIN (1924) comme résultant du plissement et du redoublement d'un seul et même niveau siliceux.

1.4.2. Lithostratigraphie (fig. 20)

La série néocomienne débute avec le lithofaciès composite des marnes grises à granulations noires. Le meilleur endroit pour les observer est le grand coude de la

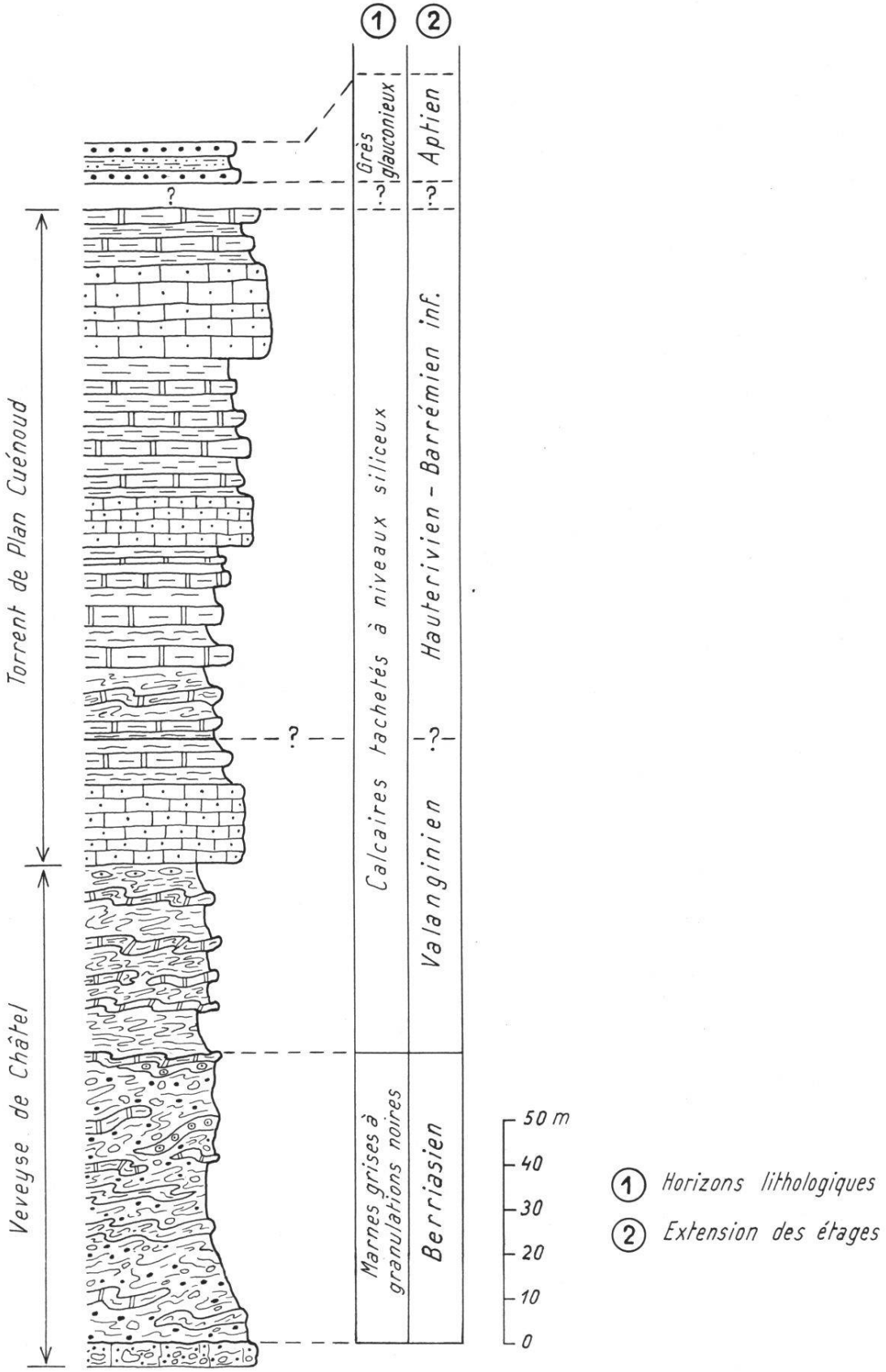


Fig. 20: Profil schématique et synthétique de deux coupes partielles du Crétacé inférieur et moyen de l'« Ultrahelvétique » des Pléiades à la base du Niremont.

Veveyse de Châtel (coord. 560.270/153.180). La coupe schématique de cet affleurement est donnée par la fig. 21. Ce lithofaciès regroupe divers termes lithologiques identiques à ceux identifiés par GUILLAUME (1957) au Montsalvens. Ce sont:

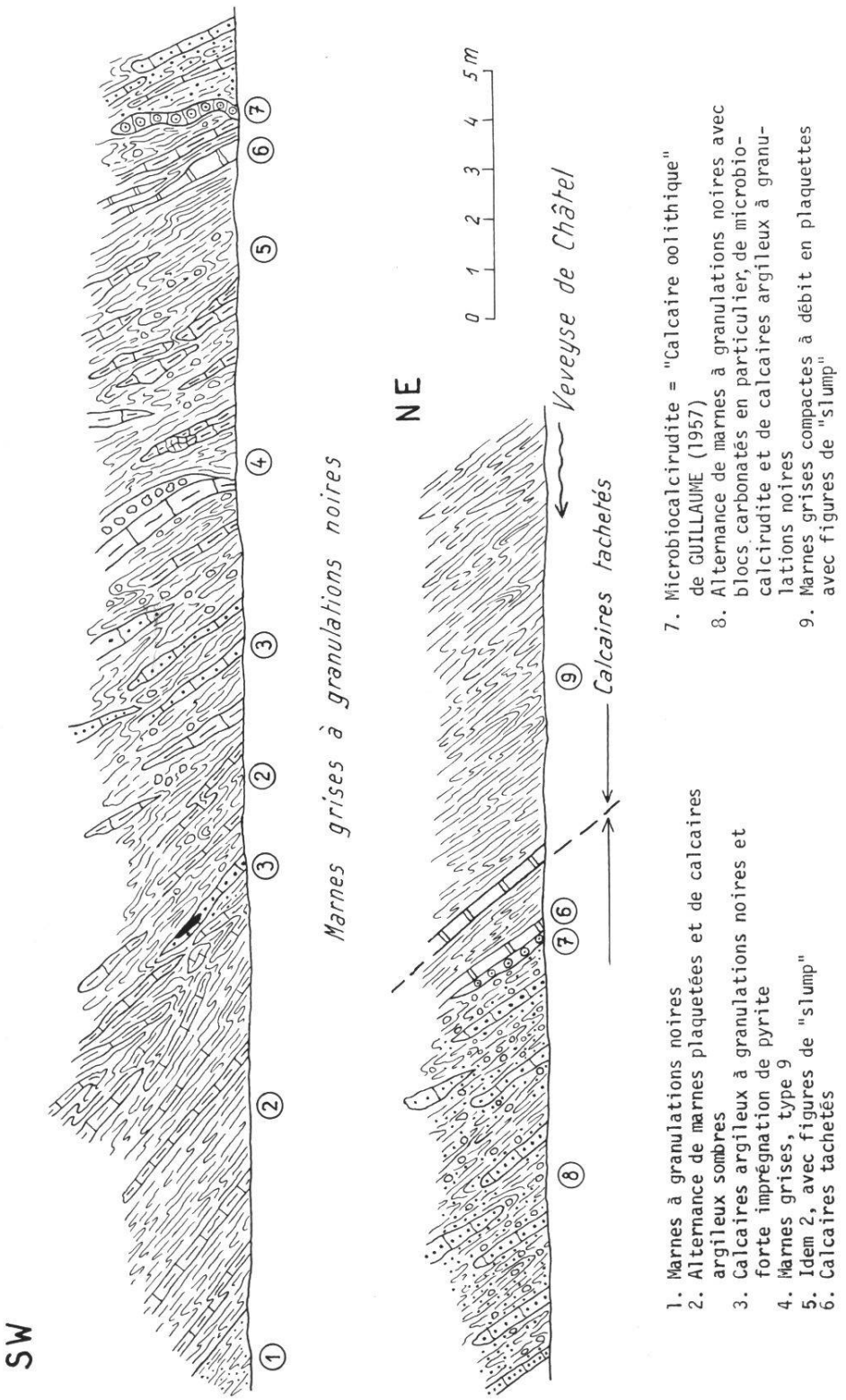


Fig. 21: Coupe schématique de la partie supérieure des marnes grises à granulations noires et base des calcaires tachetés à niveaux siliceux dans la Veveyse de Châtel (coord. 560.270/153.180).

- *les marnes à granulations noires*
  Il s'agit de marnes brunâtres, silteuses, moyennement indurées et renfermant des granulations noires, millimétriques, de nature calcaréo-siliceuse et des galets roulés de la série carbonatée sous-jacente. Dans la Veveyse de Châtel et dans le Dâ, elles sont en contact avec le calcaire bréchique;
- *les marnes plaquetées et les calcaires argileux sombres*
  Ces derniers sont des biomicrites pyriteuses, à radiolaires et spicules calcitisés, à débris de mollusques, à rares calpionelles (*Tintinnopsella* sp.) et à divers foraminifères épigénisés en pyrite;
- *les calcaires argileux à granulations noires et à forte imprégnation de pyrite*
  Il s'agit d'une bio-oncho-calcarénite passant à une micro-bio-oncho-calcirudite à radiolaires, à fragments de mollusques et d'échinodermes, à oncholithes micritisés, à pelloïdes, lithoclastes, grains de quartz et concrétions pyriteuses;
- *les calcaires tachetés*
  Ce sont des calcaires argileux gris, riches en bioturbation. Au microscope, ce sont des biomicrites pyriteuses à radiolaires et à rares calpionelles;
- *le «calcaire oolithique»*
  C'est un calcaire dur, de couleur sombre, dont la cassure a un aspect spathique. Le microfaciès est celui d'une bio-oncho-calcirudite à débris de mollusques, d'algues, d'échinodermes, de bryozoaires, à oncholithes et oolithes micritisés et pyriteux et à litho- (intra ?)-clastes.

Ce lithofaciès ne m'a pas fourni d'ammonites. Néanmoins, je me range aux arguments de GUILLAUME (1957) et l'attribue au Berriasien.

L'aspect chaotique et tourmenté de cet horizon n'est pas dû à la tectonique, mais résulte d'une accumulation par glissements sous-marins («slumps») de sédiments à demi lithifiés. J'estime son épaisseur à environ 65 m.

Dans la Veveyse de Châtel (fig. 21), le contact entre les marnes grises à granulations noires et les calcaires tachetés à niveaux siliceux est assez net.

Ce nouveau lithofaciès est composé d'une alternance de marnes grises, bien fissiles, riches en granulations pyriteuses, et de calcaires argileux gris sombre, pyriteux, en bancs décimétriques. Au microscope, ce sont des biomicrites chargées de pyrite, à radiolaires et spicules calcitisés, à débris de tests de mollusques, à rares calpionelles et à rares grains de quartz. Cette alternance monotone est entrecoupée par une, généralement deux ou parfois trois barres de calcaires siliceux.

Le Dâ et la Veveyse de Châtel n'en montrent qu'une seule. Ce sont les torrents qui, dévalant l'abrupt boisé et difficile d'accès dominant le hameau de Prayoud, permettent de bien observer les relations verticales et latérales entre les calcaires siliceux et les calcaires tachetés. Cet abrupt est parcouru par deux barres siliceuses qui se suivent plus ou moins aisément à partir du bord de la niche

d'arrachement située au N de Plan Cuénoud et du pâturage de Montgevin. Le bras gauche du torrent de la Chaudereire laisse affleurer une petite barre siliceuse de quelques mètres d'épaisseur, intercalée entre les deux barres principales. Son extension latérale est inférieure à 100 m.

Le microfaciès des calcaires siliceux est celui d'une microbiosparite détritique à foraminifères arénacés, spicules, quartz, glauconie et pyrite ou d'une biocalcarénite à fragments d'échinodermes, spicules calcitisés, rares foraminifères, glauconie et quartz arrondis à subangulaires.

1.4.3. Paléontologie et âge des calcaires tachetés à niveaux siliceux

Les divers niveaux de calcaires tachetés m'ont fourni un certain nombre d'ammonites en mauvais état de conservation (écrasement, fracturation et pyritisation). Ces fossiles ont néanmoins pu être déterminés (déterminations Prof. L. Pugin, Fribourg et Prof. R. Busnardo, Lyon), soit au niveau du genre, soit au niveau de l'espèce.

Je décris le contenu de chacun des gisements en précisant sa position par rapport aux barres siliceuses. La description systématique complète de chaque individu accompagne la collection de fossiles déposée à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

a) Riau Vesenand (bras S «Les Cloisons»), altitude ~1020 m, coord. 561.350/156.620, RM 397/1–10
Balearites sp. ind.
Acrioceras (Paraspinoceras) pulcherrimum (D'ORBIGNY)
Emericieras sp. ind.
Barremites sp. ind. ? ou *Spitidiscus* sp. ind. ?
Plesiospitidiscus ?
Cette faune indique un âge hauterivien supérieur et le gisement est situé immédiatement au-dessus de l'unique barre siliceuse de ce torrent.

b) Le Dâ, altitude ~1060 m, coord. 561.340/156.265, RM 221/1–2
Lamellaptychus cf. *aplanatus* (GILLIERON)
Inoceramus (Inoceramus) neocomiensis D'ORBIGNY ?
Cette maigre faune indique un âge crétacé inférieur entre le Valanginien supérieur et le Barrémien inférieur. Elle a été récoltée au sommet de la cascade déterminée par la seule barre siliceuse observable dans ce torrent.

c) Torrent sans nom, NW P. 1241, altitude ~1130 m, coord. 561.160/155.195, RM 1287/1–3
Phylloceras sp., du gr. *thetys* (D'ORBIGNY)
Phyllopachyceras infundibulum (D'ORBIGNY)
Crioceratites (Crioceratites) sp. ind., du gr. *villiersianum* D'ORBIGNY
Ce gisement est situé à environ 20 m au-dessus de la deuxième barre siliceuse et son âge est hauterivien.

d) Torrent du Plan Cuénoud (bras droit), altitude ~1125 m, coord. 561.080/154.960, RM 1292/1–2
Protetragonites sp. ind.
Crioceratites (Crioceratites) cf. *villiersianum* D'ORBIGNY. Cette faune indique un âge hauterivien supérieur et a été récoltée au-dessus de la deuxième barre siliceuse.

e) Torrent de la Grosse Chaudereire, altitude ~ 1030 m, coord. 560.860/154.690, RM 1392
Kilianella sp. juv.
Ce fossile a été recueilli dans les calcaires tachetés, immédiatement en dessous de la première barre siliceuse. Il indique le Valanginien inférieur.

f) Torrent de la Grosse Chaudereire, bras droit, altitude ~1060 m, coord. 560.905/154.680, RM 1393/1–3
Lytoceras subfinbriatum D'ORBIGNY
Protetragonites?
Neocomites neocomiensis D'ORBIGNY
Ce gisement, d'âge valanginien, est situé entre les deux barres siliceuses.

g) Torrent de la Grosse Chaudereire, bras droit, altitude ~1095 m, coord. 560.940/154.680, RM 1297
Teschenites sp., du gr. *flucticullus* THIEU
Ce fossile a été trouvé à environ 20 m au-dessous de la deuxième barre siliceuse. Il indique un âge valanginien supérieur à hauterivien basal.

h) Torrent de la Grosse Chaudereire, bras gauche, altitude ~1085 m, coord. 560.910/154.640 pour RM 1298/1–2 et coord. 560.940/154.625 et altitude ~1095 m pour RM 1394
Teschenites sp., du gr. *teschenensis* UHLIG, RM 1298/1
Neolissoceras grasi (D'ORBIGNY), RM 1298/2
Neocomites (Neocomites) neocomiensis (D'ORBIGNY), var. *subtenuis* SAMN, RM 1394
Ces deux gisements sont situés au-dessus de la première barre siliceuse et au-dessous du petit niveau siliceux affleurant dans ce seul torrent. L'âge est valanginien inférieur, partie supérieure.

i) Torrent des Eterpis, altitude ~920 m, coord. 560.660/153.240, RM 1305/1–8
Barremites difficilis (D'ORBIGNY)
Protetragonites cf. *crebrisulcatus* (UHLIG)
Spitidiscus aff. *seunesi* (KILIAN)?
Spitidiscus sp. ind. (juv.)
Psilotissotia favrei (OOSTER)

Barremites sp. ind.
Barremites, gr. *difficilis* (D'ORBIGNY)
Ce gisement est localisé dans un affluent de la Veveyse de Châtel. Il se situe au sommet des calcaires tachetés et son âge est Barrémien basal.

j) Veveyse de Châtel, coord. 560.340/153.095, RM 1408
Neolissoceras grasi (D'ORBIGNY)
Phyllopachyceras winkleri (UHLIG)
Teschenites aff. *callidiscus* THIEU
Teschenites aff. *paraplesius* (UHLIG)
Teschenites cf. *flucticullus* THIEU
Olcostephanus cf. *sayni* KILIAN
Lytoceras sp. ind.
Ce gisement est situé au-dessous de l'unique barre siliceuse des calcaires tachetés à niveaux siliceux de la Veveyse de Châtel. La faune récoltée indique un âge valanginien supérieur.

Sur la base des fossiles recueillis, ce lithofaciès s'étend du Valanginien inférieur jusqu'au moins au Barrémien basal. Quant à la position stratigraphique des niveaux siliceux, il semble que le premier niveau soit entièrement compris dans le Valanginien (partie moyenne à supérieure) et le deuxième niveau dans l'Hauterivien supérieur. La petite barre, intercalée entre les deux précédentes, est située au sommet du Valanginien ou à la base de l'Hauterivien. L'épaisseur de ce lithofaciès est évaluée à environ 180 m.

1.4.4. Mécanisme de dépôt

Les marnes grises à granulations noires et les premiers niveaux de calcaires tachetés ont un aspect chaotique. Les laminations des bancs calcaires sont très contournées; les bancs eux-mêmes n'ont qu'une extension latérale limitée. Ces particularités sont dues à des phénomènes de glissements sous-marins de masses de sédiments à demi lithifiés. De véritables turbidites avec figures de base de bancs, granodécroissance et laminations parallèles ont été observées dans les niveaux berriasiens du Montsalvens (ANATRA, comm. orale).

Au-dessus de la première barre siliceuse, le caractère de «slump» s'estompe et n'apparaît plus que sporadiquement.

Je n'ai pas pu reconnaître, de façon certaine, des niveaux turbiditiques dans les calcaires tachetés, bien que certaines passées détritiques à la base des bancs et la présence de laminations parallèles bien développées en suggèrent l'existence.

L'état de conservation des fossiles et l'absence de niveaux noduleux ou grumeleux indiquent que l'interface eau-sédiment, durant le Néocomien, était au-dessus de la lysocline de l'aragonite. La présence constante de pyrite sous forme de concrétions ou épigénisant les fossiles dans les marnes grises à granulations noires et les calcaires tachetés est un indicateur de milieu confiné et

réducteur. Les niveaux siliceux, avec leur extension diachrone et limitée dans l'espace, leur caractère biodétritique, pourraient très bien être interprétés comme des calciturbidites.

1.4.5. Comparaisons

Avec le Montsalvens

GUILLAUME (1957) décrit trois niveaux siliceux intercalés dans les calcaires tachetés. L'un couronne le Valanginien; les deux autres sont situés au milieu et au sommet de l'Hauterivien. Vu la position stratigraphique légèrement différente des niveaux siliceux au Niremont, il me paraît quelque peu audacieux de vouloir établir des corrélations précises avec chacun des niveaux des deux massifs. Dans l'état actuel des connaissances, il est évident d'admettre des caractères communs tant au point de vue lithostratigraphique, sédimentologique, que chronostratigraphique pour les séries néocomiennes des deux massifs.

Avec les Pléiades

La coupe levée par WEIDMANN (comm. pers.) et datée par le Prof. L. PUGIN, dans le Torrent des Sites (massif des Pléiades) a montré, au-dessus des marnes grises à granulations noires, les calcaires tachetés entrecoupés par deux barres siliceuses. La première est d'âge valanginien supérieur et la seconde, d'âge hauterivien moyen. Là encore existe une étroite similitude entre la série néocomienne du Niremont et celle du Montsalvens; mais il n'est pas possible de corréler rigoureusement chacun des niveaux.

1.5. Crétacé moyen

1.5.1. Lithostratigraphie

Les biocalcarénites d'âge barrémien supérieur (= «faciès urgonien» des auteurs) n'affleurent pas au Niremont. Ce lithofaciès est bien représenté au Montsalvens (GUILLAUME, 1957; p. 99). Il a été également signalé aux Pléiades. Le lithofaciès des grès glauconieux attribués à l'Aptien sans de véritables preuves paléontologiques (GUILLAUME, 1957; p. 112) a été reconnu dans la petite butte située immédiatement à l'W du chalet de la Chaudereire (1153 m). Celle-ci se prolonge vers le S, dans la forêt et s'estompe au niveau de la nouvelle route forestière reliant Montgevin à la Côte à Rami. Les grès glauconieux accompagnés de marnes noires affleurent dans le talus bordant la route. Ce lithofaciès attribué à tort aux calcaires siliceux hauteriviens par GAGNEBIN (1920, p. 33 et 1922) appartient selon toute vraisemblance à l'écaille principale de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. C'est cette interprétation qui a été retenue dans la figure 20, bien qu'une éventuelle appartenance au wildflysch sus-jacent ne puisse pas être totalement écartée.

Les grès, sombres à la cassure et très indurés, sont recouverts d'une croûte d'altération gris brunâtre. Le microfaciès est celui d'une microsparite détritique, légèrement pyriteuse, glauconieuse avec de nombreux grains de quartz subarrondis à subangulaires. La faune se réduit à des spicules et à quelques tests de foraminifères sans signification biostratigraphique. Les microsparites peuvent évoluer en grès glauconieux à matrice carbonatée avec des concrétions pyriteuses et des spicules.

Les grès sont accompagnés de quelques niveaux de marnes noires, très silteuses et qui se sont toujours montrées stériles.

Contrairement au massif du Montsalvens où la série crétacée supérieure repose stratigraphiquement sur les niveaux crétacés moyens, ceux-ci, au Niremont, représentent le sommet stratigraphique de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Le lithofaciès des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques, d'âge crétacé supérieur et tout à fait analogue à celui du Montsalvens, n'affleure que sous forme d'olistolithes emballés dans le wildflysch sous-jacent et sus-jacent à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades.

1.6. Tectonique

1.6.1. Situation globale (fig. 2)

L'«Ultrahelvétique» des Pléiades, au pied du massif du Niremont et à l'E de Fruence, est constitué d'une écaille généralement simple, d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur. Elle présente une direction méridienne, plonge plus ou moins fortement vers l'E et repose sur du wildflysch. GAGNEBIN l'a décrite sous les termes d'«écaille de Riondonnaire» (GAGNEBIN, 1920; p. 111) et d'«écaille des Pléiades et du Chaussin» (idem, 1924, p. 48–49).

Au NE de Maudens, ce premier élément tectonique ou «écaille principale» (cf. fig. 2) se dédouble en deux lames d'inégale importance. La lame inférieure correspond à l'«écaille de Praz de la Chaux et du Dat» (GAGNEBIN, 1920; p. 135–136). La lame supérieure correspond à l'«écaille de Montgevin» (idem, 1920; p. 136). Plus au N, cette dernière disparaît peu avant le torrent de la Grosse Chaudereire. A partir de ce ruisseau, l'«Ultrahelvétique» des Pléiades se réduit à une simple écaille où se superposent normalement les niveaux jurassique supérieur et crétacé inférieur. Ceux-ci perdent progressivement leur épaisseur et disparaissent définitivement à la hauteur de Monterban.

Cette «écaille principale» est surmontée d'un chapelet de petites lames d'âge jurassique supérieur ou crétacé inférieur affleurant dans un désordre complet. Ce deuxième élément structural correspond à l'«écaille de la Briaz» et aux «écailles du Rothsé» (GAGNEBIN, 1920; p. 88 et 115; 1924, p. 49 et 53).

Ce deuxième élément tectonique, contrairement aux opinions de GAGNEBIN, (1920) p. 131–133 et GAGNEBIN (1924), p. 59, ne se prolonge pas dans l'«écaille de Montgevin», mais disparaît définitivement au niveau de la faille de Maudens (cf. fig. 2 et chapitre suivant).

1.6.2. Observations et interprétations nouvelles

La cartographie détaillée de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades m'a permis de mettre en évidence de nombreuses failles normales. Elles témoignent d'une tectonique de distension affectant aussi bien les niveaux jurassiques supérieurs que crétacés inférieurs.

Le décalage vers l'E (cf. fig. 2) de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades et de son soubassement (wildflysch, flysch subalpin et molasse subalpine) à la hauteur de Châtel-St-Denis est causé par une importante faille, orientée ENE–WSW. Le rejet horizontal apparent est de 700 m; le rejet vertical est impossible à estimer. Le plan de cet accident ou «faille de Maudens» est matérialisé par des affleurements de wildflysch emballant diverses lentilles de calcaire lité et grumeleux et de calcaires tachetés à niveaux siliceux localisés dans le talus bordant la route et le flanc NW de la butte 1004 m.

La mise en évidence de la faille de Maudens permet de relier très simplement et élégamment l'écaille de Riondonnaire avec celle de Montgevin et celle de Praz de la Chaux et du Dat. Suivant cette interprétation, l'écaille de la Briaz se termine définitivement au niveau de la butte des Crauses. Vouloir relier le calcaire lité et grumeleux de celle-ci avec l'écaille de Montgevin et considérer comme une simple marque d'érosion glaciaire la dépression marécageuse séparant ces deux éléments est erroné. En fait, cette dernière est l'expression morphologique de la faille de Maudens.

En outre, il est difficile d'expliquer, de part et d'autre de cette soi-disant trace d'érosion glaciaire, le passage brutal d'un chapelet d'écailles désordonnées, constituées surtout de calcaire lité et grumeleux, à l'écaille de Montgevin, régulièrement isoclinale et à horizons jurassique et néocomien normalement superposés.

L'écaille de la Briaz, située en position interne, est séparée de l'écaille principale par un plan de chevauchement où sont intercalés des lambeaux de flysch du Gurnigel (GAGNEBIN, 1920; p. 88 et 102; et observations personnelles). Cet auteur la fait débuter dans la rive gauche de la Veveyse de Fégire; mais la révision cartographique entreprise par WEIDMANN (comm. pers.) montre une situation tectonique, à l'arrière des Pléiades, nettement plus compliquée que ne l'indique la carte de GAGNEBIN (1922). Il est fort possible que les affleurements de ce secteur soient la prolongation méridionale de l'écaille de la Briaz.

Contrairement à l'écaille principale qui présente une orientation méridienne constante et une succession stratigraphique normale des lithofaciès, celle de la Briaz n'est qu'une succession de copeaux jurassiques et néocomiens entremêlés et d'orientation très variable.

L'intercalation de copeaux de flysch du Gurnigel dans le plan de chevauchement séparant ces deux niveaux structuraux donne à celui-ci une signification très différente de celle du plan séparant l'écaille de Praz de la Chaux et du Dat de l'écaille de Montgevin.

Deux interprétations peuvent être envisagées:

- le caractère chaotique de l'écaille de la Briaz résulte simplement de la proximité du plan de chevauchement de la nappe du Gurnigel;
- cette écaille ne serait en fait qu'une collection d'olistolithes emballés dans le wildflysch séparant la nappe du Gurnigel de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades au même titre que les olistolithes d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur à supérieur affleurant à la base du Niremont ou des Pléiades. Suivant cette hypothèse, l'«Ultrahelvétique» des Pléiades se réduirait à une simple lame isoclinale parfois redoublée (région de Praz de la Chaux).

La disparition de cette écaille de la Briaz au niveau de la butte des Crauses peut être mise en relation avec l'amorce de réduction d'épaisseur de l'écaille principale au-delà de Montgevin.

Au point où en sont les révisions cartographiques, je n'ai pas d'argument particulier en faveur de l'une ou de l'autre hypothèse. Ce dilemme ne pourra être tranché que lorsque la cartographie de l'ensemble de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades aura été réalisée et que le bien-fondé de l'une ou de l'autre hypothèse aura été vérifié.

Ces considérations m'ont incité à représenter (cf. fig. 2) l'«Ultrahelvétique» des Pléiades en différenciant les deux écailles, sans chercher à vouloir intégrer l'une ou l'autre hypothèse.

1.7. Conclusions

L'étude lithostratigraphique et biostratigraphique de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades a montré qu'il est l'équivalent de celui du Montsalvens. Cependant, s'il est possible de corréler de manière très précise chacun des lithofaciès jurassiques supérieurs entre les deux massifs, il n'en est pas de même pour les divers niveaux siliceux de la série néocomienne: ceux-ci sont diachrones et ont des extensions latérales variables.

Le lever de la coupe de la Veveyse de Châtel a permis quelques observations sédimentologiques. Les niveaux jurassiques supérieurs sont caractérisés par une augmentation de la profondeur de dépôt; d'abord située au voisinage de la lysocline de l'aragonite (lithofaciès des marnes noires à nodules et des calcaires et marnes), elle est placée entre la lysocline et la ligne de compensation de l'aragonite (lithofaciès des calcaires grumeleux de type «Ammonitico rosso»), puis dans les environs de la lysocline de la calcite (lithofaciès du calcaire lité de type «Aptychus beds»). Des influences détritiques sont matérialisées par des niveaux de calcirudites surtout développés au sommet de la série jurassique et par la présence de lithoclastes dans les bancs de calcaire lité.

Les niveaux inférieurs de la série néocomienne (marnes grises à granulations noires) sont typiquement des accumulations résultant de glissements sous-marins. Le mécanisme perd de son importance dès l'apparition d'un premier

niveau de calcaires siliceux (cf. fig. 21). Il est possible que certaines de ces séquences des calcaires tachetés soient d'origine turbiditique (présence de base de bancs lithoclastiques, laminations parallèles bien développées).

La mise en évidence d'une importante faille normale à la hauteur du hameau de Maudens permet de modifier l'interprétation structurale de GAGNEBIN et de proposer de nouvelles corrélations entre les divers segments de l'écaille principale.

L'écaille de la Briaz, éventuellement plus étendue vers le S mais certainement beaucoup moins vers le N, demeure un élément structural énigmatique: écaille disloquée parce qu'en position interne et à proximité du plan de chevauchement de la nappe du Gurnigel, ou collection d'olistolithes emballés dans la matrice d'un wildflysch.

2. Les wildflyschs

Les principales données relatives aux wildflyschs des Préalpes externes ont été présentées par CARON (1976) et dans le premier chapitre de ce travail.

Une première zone dédoublée (cf. fig. 2) de wildflysch apparaît à la bordure occidentale du Niremont. Elle est liée à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades qu'elle isole du flysch subalpin sous-jacent et du flysch du Gurnigel situé structuralement au-dessus. Après la disparition de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, peu avant Semsales, les deux niveaux de wildflysch fusionnent en une seule bande séparant le flysch subalpin du flysch du Gurnigel (cf. fig. 2).

Une deuxième zone de wildflysch a été mise en évidence entre le flysch du Gurnigel et la nappe des Préalpes médianes. C'est la zone du Gros Plané. Elle s'étend de façon généralement continue entre Epagny et la Veveyse de Châtel, mais ne semble pas se prolonger au S de cette dernière rivière (WEIDMANN et al., 1976). Un éventuel prolongement au NE d'Epagny sera discuté à titre d'hypothèse.

2.1. Le wildflysch lié à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades

Le wildflysch entoure l'«Ultrahelvétique» des Pléiades; mais seule la bande inférieure, située au-dessus du flysch subalpin, peut être étudiée en détail. Quant à la bande supérieure, située au-dessous du flysch du Gurnigel, elle n'a pu être mise en évidence au Niremont, de façon certaine, que dans les environs du chalet de la Chaudereire.

La coupe de la Veveyse de Châtel à l'aval de la carrière de la Planière est le meilleur endroit pour étudier les relations entre les olistolithes et la matrice. Les deux termes ont aussi pu être observés dans les torrents de Plan Cuénoud (entre 900 et 950 m) et de la Grosse Chaudereire (entre 900 et 920 m), et dans les talus bordant le chemin situé entre le monticule de Riondouneire et celui coté 891 m.

Partout ailleurs, cette bande inférieure de wildflysch n'est décelable que grâce aux divers olistolithes qu'elle contient.

2.1.1. Coupe du wildflysch dans la Veveyse de Châtel à l'aval de la carrière de la Planière

Décrite sommairement par MORNOD (1946), cette coupe, longue de 720 m, est située entre le pont qu'emprunte la route de contournement de Châtel-St-Denis (coord. 559.280/153.240) et la carrière de la Planière. Elle a été restituée sur la fig. 22. C'est la seule coupe valable de wildflysch pour le secteur étudié. Son extension latérale est donc inconnue. En 1978, les travaux de terrassement entrepris pour le passage de la RN 12 ont plus ou moins complètement détruit la partie avale de cette coupe.

Dans la description qui suit, les lentilles de marnes et de calcaires à foraminifères planctoniques ne sont que signalées. Leur contenu faunistique est noté dans la fig. 23.

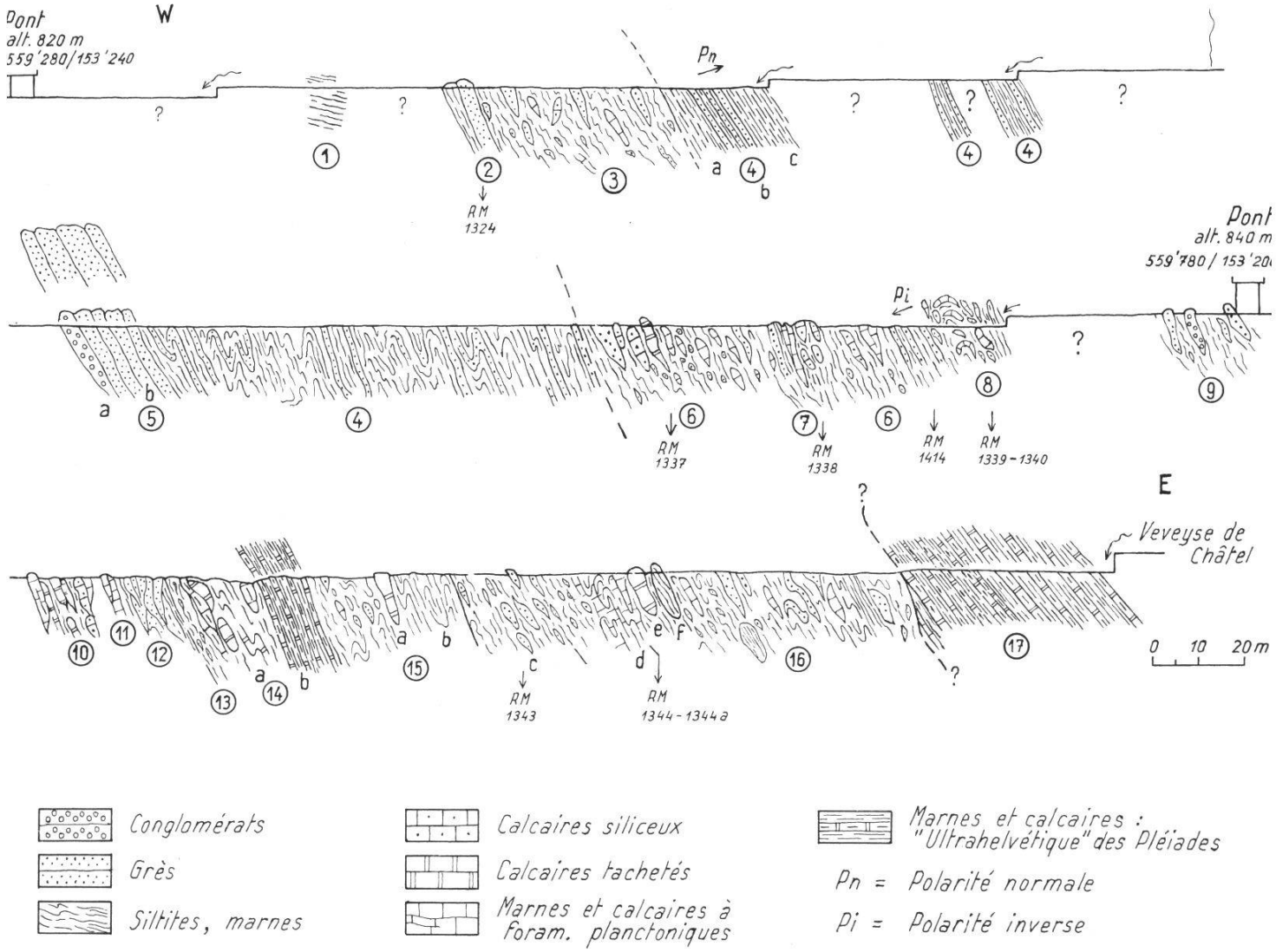


Fig. 22: Coupe détaillée du wildflysch dans la Veveyse de Châtel à l'aval de la carrière de la Planière.

1) Siltites argileuses sombres à *Involutina* sp., à foraminifères arénacés indéterminables et à radiolaires. Epaisseur inconnue. Age probable: Lias?

2) Grès moyen, banal, associé à des marnes grises. Cette lentille rappellerait le lithofaciès du flysch du Gurnigel. La nannoflore indique un âge lutétien moyen à supérieur, zones NP 17 – NP 18 (cf. échantillon RM 1324).

3) Matrice de schistes gris ou noirs, désordonnés, avec de nombreuses veines de calcite, emballant diverses lentilles gréseuses, argileuses ou carbonatées (calcaire siliceux, calcaire argileux à foraminifères planctoniques d'âge crétacé supérieur).

4) Alternance de marnes silteuses grises et compactes et de grès très fins, micacés, en polarité normale, à débris charbonneux avec «sole marks», bioturbation, laminations parallèles et entrecroisées. Les marnes ont livré *Loxoconcha delemontensis* OERTLI 1956 et *Cytheropteron emmeneggeri* SCHERER 1946. Age: Rupélien (Déterminations Dr OERTLI).
   a et c : prédominance des niveaux marneux
   b : prédominance des niveaux gréseux.

5) Horizons de grès massifs de teinte gris-verdâtre, débutant par un banc conglomératique.
   a: poudingues à galets centimétriques, gréseux, carbonatés, siliceux (radiolarite) et cristallins acides emballés dans une matrice gréseuse ou microconglomératique.
   b: grès moyens à fins amalgamés en bancs décimétriques, sans polarité déterminable et à structures sédimentaires frustres.

6) Matrice argilo-silteuse noire et désordonnée emballant de nombreuses lentilles dont les principales sont:
   - des grès à lithothamnies et à discocyclines alternant avec des marnes grises dont le contenu en nannoplancton indique un âge lutétien moyen à supérieur NP 17 – NP 18 (échantillon RM 1414);
   - des calcaires siliceux ou tachetés;
   - des marnes grises, noires ou vertes dont le contenu micropaléontologique ne permet pas de préciser l'âge;
   - des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques (échantillon RM 1337), d'âge santonien inférieur.

7) Lentille complexe où sont intimement mêlés des blocs de grès, de calcaires siliceux, des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques d'âge turonien supérieur-coniacien (échantillon RM 1338), emballée dans une matrice argilo-schisteuse noire stérile.

8) Lentille très écrasée de marnes et calcaires à foraminifères planctoniques, d'âge crétacé supérieur (échantillons RM 1339 et RM 1340), surmontée de marnes d'âge paléocène, zone NP 5.

9) Lentille de grès en tous points comparables à ceux du flysch du Gurnigel et emballée dans une matrice identique à 6.

10) Ecaille de calcaire silteux en bancs, de calcaires tachetés d'âge crétacé inférieur et de niveaux marneux avec des copeaux de calcaires siliceux.

11) Calcaires tachetés, d'âge crétacé inférieur, associés à des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques.

12) Grès moyens à fins, siliceux, avec des intercalations de blocs gréso-glauconieux. Ces derniers sont comparables à ceux affleurant à la carrière des Fayaux (Flysch 2a, nappe du Gurnigel).

13) Matrice de marnes silteuses désordonnées, renfermant diverses lentilles.

14a) Calcaires tachetés, d'âge crétacé inférieur, avec figures de «slumps».

14b) Alternance régulière de calcaires tachetés, d'âge crétacé inférieur, et de marnes.

15) Matrice argilo-silteuse à lentilles de:
   a) calcaires tachetés,
   b) marnes noires à nodules, comparables aux marnes noires à nodules de la base de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades,
   c) alternance de lentilles de grès et de marnes litées, d'âge lutétien moyen, zones NP 16–17 (cf. échantillon RM 1343),
   d) marnes et calcaires à foraminifères planctoniques (cf. échantillons RM 1344 et RM 1344a). Age: Campanien supérieur-Maestrichtien,
   e) calcaires tachetés, d'âge crétacé inférieur,
   f) calcaires argileux à bioturbation, stériles.

16) Matrice argilo-silteuse avec des lentilles de calcaires siliceux, de marnes et calcaires à foraminifères planctoniques, et de grès associés à des marnes grises. La présence d'*Isthmolithus recurvus* dans la nannoflore extraite de ces marnes indique un âge minimum priabonien. Ces grès et ces marnes rappelleraient certains lithofaciès typiques du flysch du Gurnigel.

Fin du wildflysch, plan de chevauchement.

17) Lithofaciès des calcaires et marnes: base de la série jurassique supérieure de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades.

Partout ailleurs, dans ce secteur, la présence d'une bande de wildflysch est indiquée par les nombreux olistolithes affleurant entre Fruence et la Mortive.

2.1.2. Nature des olistolithes

Le calcaire lité et grumeleux

C'est l'exact équivalent de celui de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Il affleure dans la butte 891, auNE de Fruence, dans le pâturage de Pra de la Sauge (coord. 560.780/156.380) et dans la Mortive, vers 960 m.

Les calcaires tachetés à niveaux siliceux

Analogues à ceux de la série néocomienne de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, ils affleurent dans un monticule boisé, de direction méridienne (coord. 560.540/153.800) au S du chalet de Pra de la Chaux.

Les grès glauconieux

Ils s'observent à la terminaison de l'alignement de petites buttes boisées à la hauteur du chalet de Crêt Mory. Le macrofaciès et le microfaciès sont exactement ceux des horizons gréso-glauconieux décrits au paragraphe 1.5.

Aux alentours de Crêt Mory, ces grès glauconieux sont accompagnés par des marnes noires silteuses, qui se sont toujours révélées être stériles. En raison de l'abondance de ces dernières, il est possible qu'une partie d'entre elles correspondent aux marnes noires albiennes décrites par GUILLAUME (1957) et MORNOD (1950).

Les marnes et les calcaires à foraminifères planctoniques

Ces marnes et ces calcaires argileux, parfois compacts, sont généralement de teinte claire, parfois verdâtre, mais jamais rouge. Ces deux termes peuvent être régulièrement interstratifiés ou l'un peut être nettement subordonné par rapport à l'autre. C'est le lithofaciès le plus commun de cette première zone de wildflysch et il affleure régulièrement entre la Veveyse de Châtel et la Mortive.

La richesse, le remarquable état de conservation des foraminifères planctoniques et la variété des associations de ces derniers m'ont incité à décrire en détail le contenu micropaléontologique de chaque affleurement se rapportant à ce niveau. Il est ainsi possible de reconstituer l'étendue chronostratigraphique provisoire de ce lithofaciès.

Les résultats de cette étude sont présentés de façon résumée dans la figure 23. Une description détaillée du contenu faunistique de chaque affleurement, ainsi que les photographies des espèces les plus caractéristiques des divers étages et sous-étages, observées au microscope électronique, figurent dans le manuscrit original.

Les divers affleurements de la figure 23 ont été cartographiés par GAGNEBIN (1922) sous la dénomination de «Turonien».

Dans cette première zone de wildflysch, le lithofaciès des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques s'étend, apparemment, du Cénomanien au Maestrichtien.

Les niveaux crétacés supérieurs présentent des analogies frappantes, aussi bien par le lithofaciès que par la microfaune, avec les calcschistes planctoniques, d'âge cénomanien à campanien, décrits par MORNOD (1950), puis par GUILLAUME (1957, p. 117–127). Au Montsalvens, ces calcschistes planctoniques reposent stratigraphiquement sur les niveaux du Crétacé moyen et apparaissent à nouveau dans la zone de la Bodevena, grande écaille emballée dans du wildflysch et située structuralement sous la série jurassique supérieure à crétacée supérieure du Montsalvens. Les calcschistes planctoniques de la zone de la Bodevena sont donc dans une situation tectonique analogue à celle des divers olistolithes d'âge crétacé

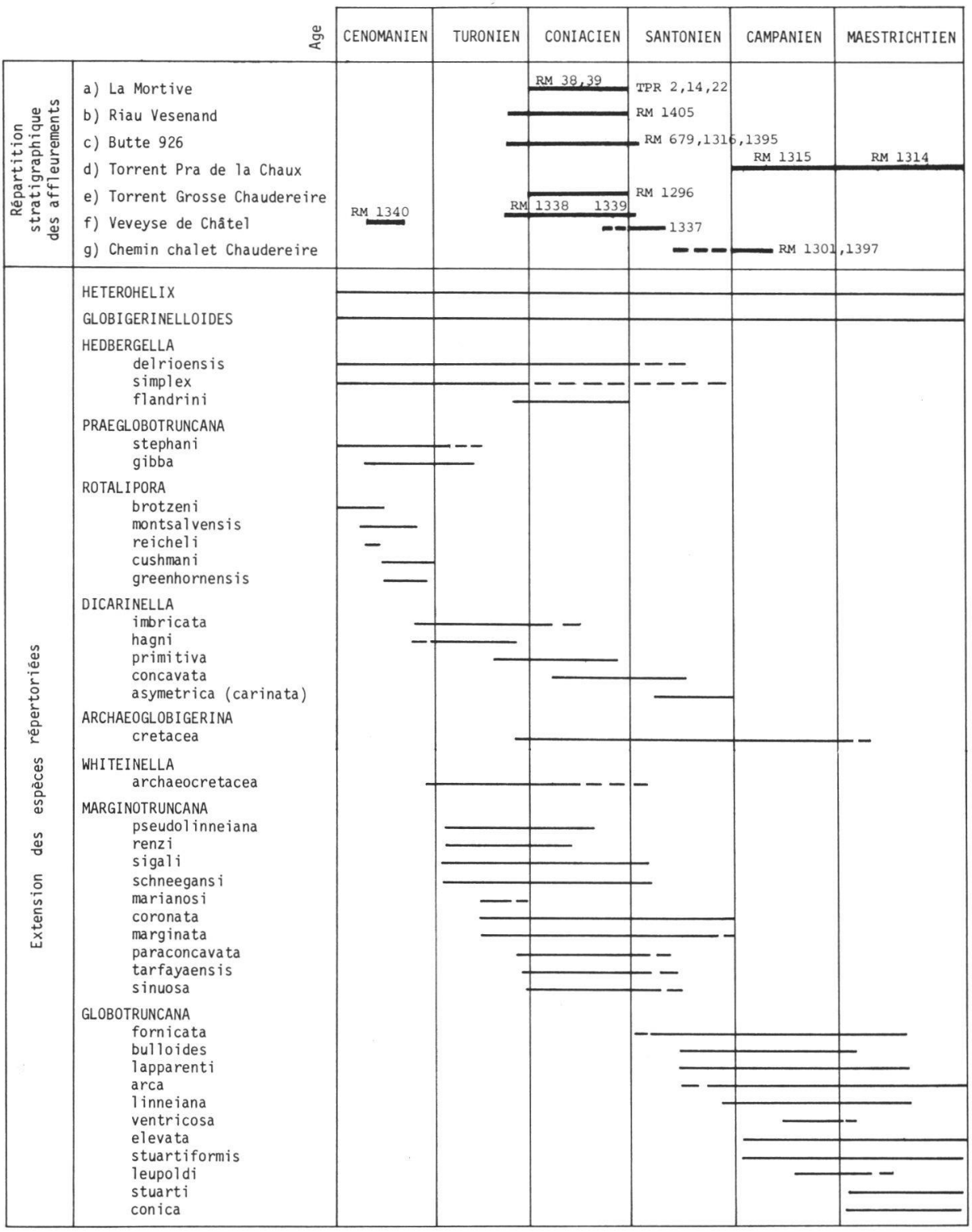


Fig. 23: Tableau récapitulatif de la position chronostratigraphique et du contenu faunistique des lentilles de marnes et calcaires à foraminifères planctoniques emballées dans le wildflysch lié à l'« Ultrahelvétique » des Pléiades.

Localisation des affleurements:

a) alt. 1005 m, coord. 562.045/157.955
b) alt. 840 m, coord. 560.910/157.070
c) coord. 560.260/154.240
d) alt. 905 m, coord. 560.400/154.000
e) alt. 1310 m, coord. 560.560/154.730
f) cf. fig. 22
g) alt. 1130 m, coord. 561.160/154.220

—— âge réel
--- remaniement

supérieur affleurant au pied du Niremont. C'est là un argument de poids pour considérer le lithofaciès des marnes et calcaires à foraminifères planctoniques comme ayant la même origine paléogéographique que l'« Ultrahelvétique » des Pléiades et représentant un niveau stratigraphique élevé de celui-ci avant qu'il ne soit détaché et emballé dans un wildflysch, lors de l'une des phases de l'orogenèse alpine.

Les grès et les marnes à faciès turbiditique

Ce lithofaciès apparaît en lentilles dans le wildflysch de la Veveyse de Châtel et du torrent de la Chaudereire et au SW de Pra de la Chaux, ainsi que dans la Mortive (coord. 561.760/157.960) et à l'ancienne carrière de Pra Roud, à l'E de Semsales.

Ces grès et ces marnes, par leur aspect lithologique et leurs caractères sédimentologiques (séquences turbiditiques), présentent des analogies avec certains horizons lithologiques du flysch du Gurnigel. Cependant la nannoflore contenue dans les marnes a toujours indiqué un âge minimum lutétien moyen à supérieur (zones NP 17 – NP 18) ou même priabonien (zone NP 19), mais qui peut descendre jusqu'au Thanétien (carrière de Pra Roud) ou au Maestrichtien (La Mortive). L'attribution de ce lithofaciès est inconnue.

2.2. La zone du Gros Plané

C'est une bande de wildflysch s'intercalant entre le flysch du Gurnigel et la nappe des Préalpes médianes (fig. 2), qui s'observe de façon plus ou moins continue entre Epagny et les Paccots.

La description des lentilles, ainsi qu'une comparaison des faciès, a fait l'objet d'une note (MOREL, 1976). Je me bornerai à ne rapporter que les nouvelles données concernant certains lithofaciès et à émettre une hypothèse sur un possible prolongement de cette zone vers le NE.

Les ostracodes récoltés dans les *marnes et calcaires argileux* et signalés en cours d'étude dans MOREL (1976) ont été déterminés par le Dr Oertli.
Les genres et espèces suivants ont été reconnus:
- *Ogmoconcha amalthei* (QUENSTEDT), 1858
- *Cytherella* sp.
- *Bairdia* sp.
- *Ogmoconchella* sp.
- *Pseudohealdia*? sp.

Cette faune indique le Lias moyen, probablement le Domérien.

Les marnes à globigérines peuvent être confondues sur le terrain avec les marnes du flysch du Gurnigel. Cependant, en laboratoire, elles s'en distinguent par plusieurs caractères:

- présence d'une abondante faune de globigérines, sans trace de «microfaune à *Rhabdammina*»;
- composition quantitative des minéraux argileux. Huit échantillons (points de prélèvement 15 et 16, cf. fig. 6) ont été analysés. Les marnes à globigérines sont caractérisées (fig. 24 et fig. 25) par une association à illite (43,5 %), un interstratifié irrégulier I–S (34 %), contenant une proportion élevée de l'interfoliaire illite, à chlorite (12 %) et à kaolinite (8 %).

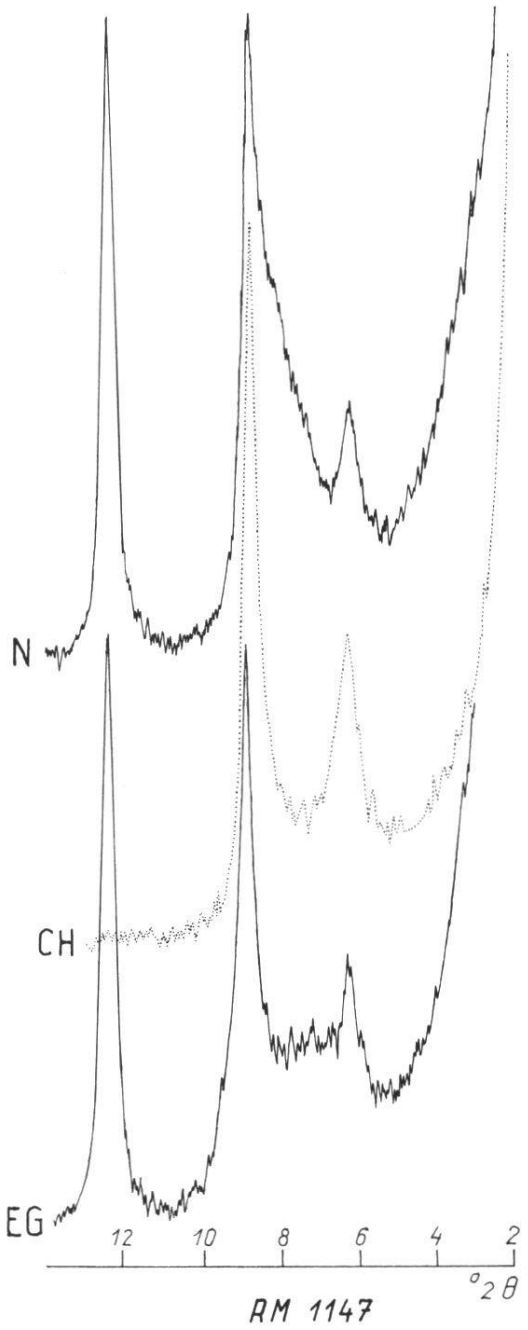


Fig. 24: Composition minéralogique de la fraction argileuse des Marnes à globigérines.

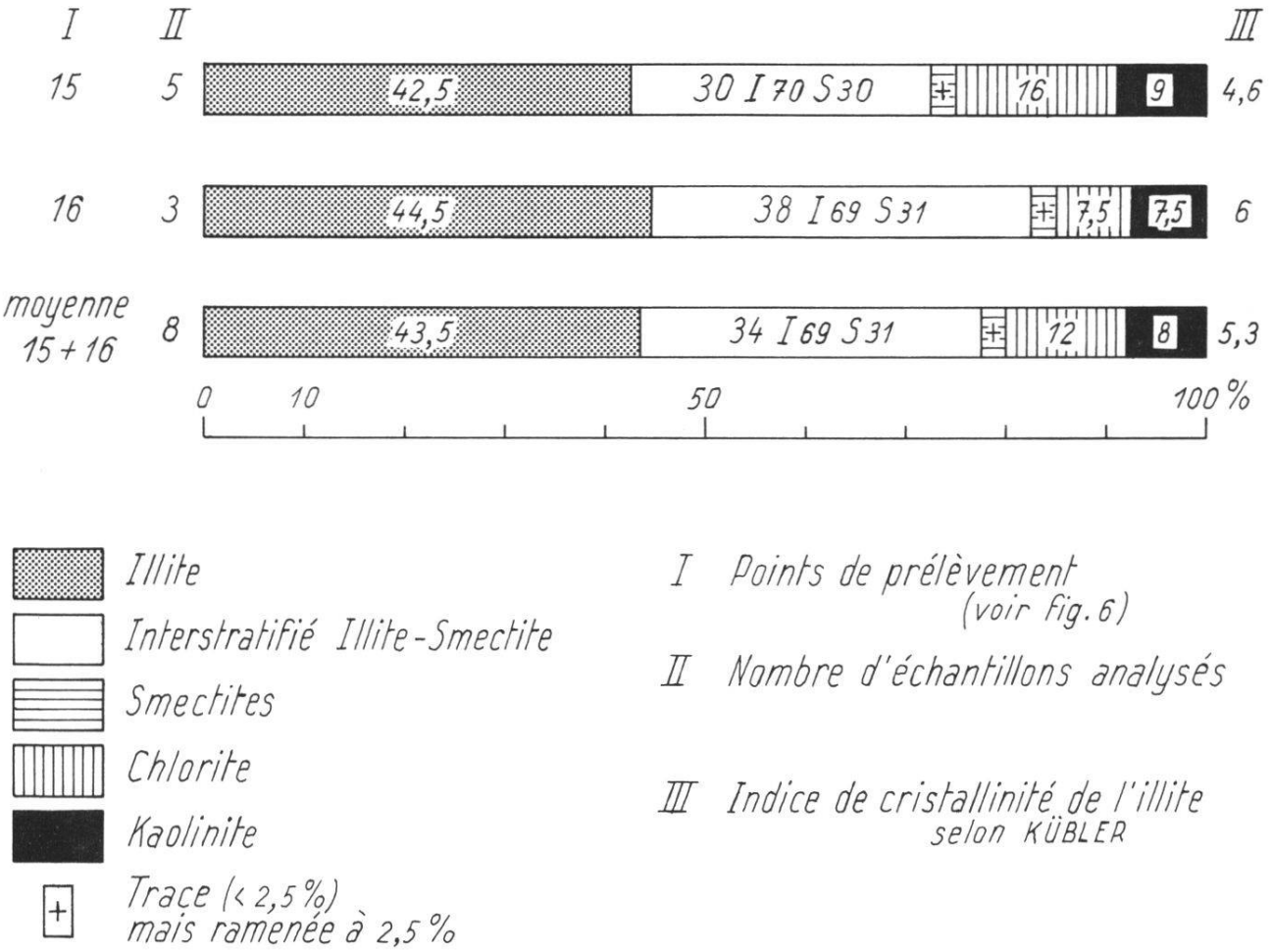


Fig. 25 : Composition qualitative et semi-quantitative moyenne de la fraction argileuse – M de deux points de prélèvement de Marnes à globigérines.

Contrairement au flysch du Gurnigel, ces marnes ne présentent que des traces de smectites, mais un taux de chlorite nettement plus élevé.

La dispersion des valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite, ainsi que sa valeur moyenne, est plus faible que pour le flysch du Gurnigel.

La forte interfoliation de l'illite dans l'interstratifié I–S, la quasi-absence de smectites, l'amélioration de l'aigu des pics (cf. fig. 25 et échantillon RM 1147, fig. 24) sont des indices qui peuvent indiquer une diagenèse plus prononcée que celle ayant affecté le flysch du Gurnigel.

La région boisée entre Bulle et l'embouchure de la Sarine dans le lac de la Gruyère, dénommée zone de Bouleyres (TERCIER et al., 1945; pl. XVII), pourrait être considérée comme l'éventuelle prolongation vers le NE de la zone du Gros Plané.

Cette zone de Bouleyres a été étudiée en détail par MORNOD (1949). Elle est classiquement interprétée comme un diverticule ultrahelvétique des Préalpes externes (GUILLAUME, 1957; p. 169; PUGIN, in CARON et al., 1972; p. 248).

Les lithofaciès rencontrés sont les suivants:
- le gypse attribué au Trias;
- les schistes micacés noirs à nodules, d'âge aalénien;
- des schistes à *Posidonomya,* des calcaires gréseux, échinodermiques et argileux tachetés. Ces divers lithofaciès sont d'âge bajocien;
- des calcaires gréso-siliceux, parfois conglomératiques avec des galets cristallins, d'âge bathonien;
- un complexe de schistes argileux à nodules et calcaires ferugineux attribués au Callovien et à l'Oxfordien;
- des calcaires plaquetés à rognons de silex et des calcaires bréchiques à *Clypeina jurassica,* d'âge kimméridgien et portlandien;
- des grès de type flysch;
- des marnes à globigérines, d'âge priabonien, qui ont été trouvées au cours de l'été 1977 près du pont de Chéseau (coord. 573.730/162.720).

Il est intéressant de noter que la plupart des lithofaciès énumérés ci-dessus se retrouvent sous forme d'olistolithes dans la zone du Gros Plané (gypse, marnes à concrétions aaléniennes, calcaires gréseux, marnes à Septaria et marnes à nodules, calcaires lités, marnes à globigérines).

Il faut également souligner que les niveaux jurassiques inférieur et moyen sont absents dans l'«Ultrahelvétique» des Pléiades et du Montsalvens et dans le wildflysch qui leur est associé (cf. chapitre suivant).

Au cas où cette hypothèse était vérifiée, la zone de Bouleyres ne devrait plus être considérée comme un diverticule ultrahelvétique au même titre que celui du Montsalvens, mais plutôt comme un ensemble d'écailles ou d'olistolithes.

2.3. Bilan et conclusions de l'étude des wildflyschs

En fonction de l'inventaire des lentilles, le wildflysch lié à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades et le wildflysch de la zone du Gros Plané ne paraissent montrer que peu de relations, au moins sur le plan de leur genèse.

Celui lié à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades présente un éventail restreint de lentilles tant sur le plan lithologique que chronostratigraphique. La plupart des lithofaciès, et c'est la principale caractéristique de ce wildflysch, sont l'exact équivalent de ceux observés dans l'«Ultrahelvétique» des Pléiades et du Montsalvens.

Par contre, dans la zone du Gros Plané, la lithologie, l'âge et l'origine paléogéographique supposée des olistolithes sont nettement plus variés. En outre, les lentilles se rapportant à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades sont très rares.

Ces constatations permettent de supposer que la genèse de ces deux wildflyschs a dû se produire dans des environnements tectoniques et paléogéographiques différents. Quant à leur âge réel, il reste indéterminé, la matrice s'étant toujours révélée stérile. Le fait que dans les deux zones, les lentilles les plus jeunes aient un

âge priabonien, ne signifie pas à priori qu'ils soient contemporains. Il est plausible, et c'est l'hypothèse avancée dans ce travail, que le wildflysch de la zone du Gros Plané se soit formé au début de l'Oligocène, lors du déferlement des nappes préalpines sur les domaines ultrahelvétique et helvétique, d'où l'association d'olistolithes d'affinités subbriançonnaise, ultrahelvétique et helvétique.

Quant à la genèse du wildflysch en relation avec l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, elle est peut-être liée aux diverses phases de mise en place des Préalpes sur le substratum molassique.

Cette hypothèse, qu'elle soit vérifiée ou rejetée, n'empêche nullement un contact tectonique entre ces deux zones de wildflysch, quelque part sous la masse du flysch du Gurnigel, ainsi que le suggère la figure 18.

3. Le flysch subalpin

3.1. Rappel

= Grès de Cucloz (= Flysch noir de base p.p.) de GAGNEBIN (1924).
= Couches de Villarvolard (Flysch subhelvétique) de MORNOD (1945).
= Série de Cucloz de MORNOD (1946).
= Flysch subalpin (Flysch subhelvétique) de MORNOD (1949).
= Couches de Cucloz-Villarvolard de CORMINBŒUF (1959).

Cette formation est intercalée entre la Molasse subalpine et les Préalpes externes. C'est à MORNOD (1945, 1946 et 1949) que sont dues la définition et l'étude détaillée de cette unité entre la base du Montsalvens et le lac Léman. Selon cet auteur, le flysch subalpin représente des lambeaux de la série terminale du flysch helvétique, en particulier de la région parautochtone.

Ce flysch se présente comme un complexe épais de marnes avec des intercalations irrégulières de niveaux conglomératiques ou gréseux (= Grès de Cucloz de GAGNEBIN, 1924), de couleur verte, polygénique, à lithoclastes volcaniques.

Pour VUAGNAT (1943, 1964), le flysch subalpin est constitué d'écailles de grès du type Val d'Illiez, entraînées tectoniquement au front des Préalpes externes.

CORMINBŒUF (1959) entreprend l'étude micropaléontologique de ce flysch. Ses résultats l'amènent à lui attribuer, à tort, un âge paléocène et une origine ultrahelvétique. Des doutes ont été émis quant à l'exactitude de ces résultats, en particulier par BLAU (1966) et MORNOD in EMMENEGGER (1962, p. 120).

3.2. Résultats

Entre Semsales et Fruence, le flysch subalpin ne peut être observé et étudié dans de bonnes conditions que dans le lit de la Veveyse de Châtel, à l'aval de la Planière (fig. 22).

Cet affleurement a été décrit et illustré par MORNOD (1946). Un nouveau lever détaillé de cette coupe (cf. fig. 22), ainsi qu'une analyse micropaléontologique et pétrographique, ont apporté de nouvelles informations qui m'amènent à modifier l'interprétation de MORNOD (1946).

Contrairement à l'opinion de cet auteur, le flysch subalpin est séparé des poudingues du Pélerin par un coussinet de wildflysch à lentilles exotiques (points 1, 2 et 3, fig. 22). Selon HOMEWOOD (comm. pers.), la présence de ce wildflysch entre flysch subalpin et molasse n'est due qu'à des causes tectoniques et non pas à un mécanisme tectono-sédimentaire.

En outre, dans ce flysch subalpin, les petits bancs de grès très fins, de couleur grise, micacés à débris charbonneux, avec «sole marks», bioturbations, laminations parallèles et entrecroisées, alternant avec les marnes (point 4, fig. 22), ne présentent aucune analogie avec les grès de Cucloz. L'analyse microscopique de ces grès très fins est difficile. Mieux triés que ceux de Cucloz, ils présentent une charpente faite de grains de quartz subarrondis à subangulaires, de lithoclastes carbonatés, de matière opaque (probablement du charbon), de micas blancs et d'un peu de glauconie. La présence ou l'absence de débris volcaniques n'a pu être prouvée en raison de la granulométrie de la roche. Ces grès paraissent également se différencier des grès de Vaulruz, par une teneur en micas plus élevée.

Les marnes associées à ces grès ont fourni des globigérines et une nannoflore remaniées indiquant un âge minimum éocène supérieur. Quant aux ostracodes que j'ai récoltés (*Loxoconcha delemontensis* OERTLI, 1956, et *Cytheropteron emmeneggeri* SCHERER, 1946), ils indiquent un âge rupélien (déterminations Dr Oertli).

Selon HOMEWOOD (comm. pers.), ce serait la première fois que des ostracodes sont signalés dans les marnes du flysch subalpin (cf. EMMENEGGER, 1962; p. 121). Le niveau des grès moyens, grossièrement interstratifiés, du point 5 (fig. 22) est considéré par MORNOD comme du grès de Cucloz typique. Cet horizon gréseux débute avec un banc de poudingues dont les galets atteignent 5–6 cm de diamètre. Ils sont essentiellement de nature sédimentaire (grès divers dont certains présentent un microfaciès analogue à celui des grès du flysch du Gurnigel et divers types de carbonates). Un seul élément cristallin a été identifié. Il s'agit d'une métadiorite quartzifère.

Les grès surmontant ces poudingues contiennent environ 35 % de quartz, des plagioclases très altérés, quelques feldspaths potassiques (microcline, orthose perthitique), un peu de muscovite et d'abondants lithoclastes carbonatés. Les débris volcaniques, très altérés, sont rares. En outre, l'aspect général du microfaciès est différent de celui des véritables grès de Cucloz.

Ainsi par la présence d'ostracodes dans les marnes, l'âge rupélien de celles-ci, la rareté des lithoclastes volcaniques dans les grès, le lithofaciès de cet horizon marno-gréseux diffère de celui de la série de Cucloz. Les niveaux 4 et 5 (fig. 22) affleurant dans la Veveyse de Châtel ne doivent plus être rattachés à la série de

Cucloz. Ils n'appartiennent pas davantage aux couches de Vaulruz de la molasse subalpine, la différence de faciès avec les marnes à Cyrènes étant manifeste.

Par leur âge rupélien, ces marnes et les niveaux de grès qu'elles contiennent pourraient être interprétés comme la suite stratigraphique des couches de Cucloz-Villarvolard et le terme de passage du flysch subalpin à la molasse.

Un lithofaciès marneux analogue à celui qui vient d'être décrit a été retrouvé dans le Dâ vers 850 m, au voisinage de la butte du Mollard (992 m). Celle-ci est constituée de véritables grès et microconglomérats polygéniques verts à débris volcaniques, tout à fait analogues aux grès de Cucloz.

Une lentille gréseuse, comparable aux grès du point 5 (fig. 22), affleure dans le grand coude que décrit la route Prayoud-Maudens vers 915 m.

3.3. Conclusions

Au pied du Niremont entre Semsales et Fruence, le flysch subalpin affleure à l'état de lambeaux isolés. Il est composé de deux horizons:

- la série de Cucloz, caractérisée par des grès et microconglomérats verts polygéniques à nombreux débris volcaniques;
- une nouvelle série, essentiellement marno-silteuse, renfermant des ostracodes indiquant un âge rupélien. Les rares niveaux gréseux qui y sont intercalés sont pauvres en éléments volcaniques et ne sont pas sans rappeler les grès micacés et charbonneux interstratifiés dans les marnes à Cyrènes.

4. La molasse subalpine

La molasse subalpine constitue la bordure structurale occidentale de mon terrain.

Les travaux s'y rapportant et pour la région située au pied des Préalpes externes entre Semsales et Montreux sont peu nombreux et relativement anciens. Je ne peux citer que BUESS (1920), GAGNEBIN (1922), RITTER (1924) et GAGNEBIN (1939). Le schéma tectonique du front des Préalpes externes entre Montreux et Semsales dessiné par MORNOD (1946) est le document publié le plus récent.

L'étude de la molasse subalpine est limitée à la seule cartographie des divers niveaux de cette formation. J'ai reconnu trois horizons lithologiques:

- les poudingues du Pélerin. Ils constituent une série de crêtes allongées parallèlement, mais de façon discontinue, dans une direction généralement NE, parfois subméridienne. Il en résulte une morphologie caractéristique facilitant la cartographie de cet horizon;
- les grès de Vaulruz. Ils affleurent sur le versant NE de la colline de Montabliet, dans le talus bordant la voie de chemin de fer;

– les marnes à Cyrènes. Je les ai identifiées dans de mauvaises conditions d'affleurements, au niveau d'une petite niche d'arrachement dans le flanc SW de la colline de Montabliet.

Fait nouveau (cf. MORNOD, 1946; fig. 1), ces marnes ont été retrouvées intercalées entre les poudingues du Pélerin et le flysch subalpin, en bordure de la petite route reliant Châtel-St-Denis à Prautey. J'y ai récolté une abondante faune de cyrènes. Les résidus de lavage de ces marnes se sont montrés complètement stériles.

3e partie

Les formations superficielles

Dans le massif du Niremont, les formations superficielles, très diverses quant à leur origine, ont la plus grande extension cartographique. Celle-ci est encore accentuée par rapport à ce qu'avait dessiné GAGNEBIN, en raison de la distinction entre roche en place et couverture d'altération (par ex.: sol de flysch) que j'ai introduite. Les diverses formations superficielles seront décrites dans la mesure du possible selon un ordre chronologique.

1. Les dépôts glaciaires

1.1. La moraine rhodanienne

D'après la carte de JÄCKLI (1970), le glacier rhodanien, au Würm, recouvre complètement les Préalpes entre Montreux et Bulle, à l'exception de la crête sommitale du Niremont et des Alpettes. Un bras de ce glacier emprunte la dépression de Rathevi et la vallée de la Trême, en séparant la crête Niremont-Alpettes du chaînon Moléson-Teysachaux.

Il s'ensuit que l'ensemble du matériel morainique déposé sur le massif du Niremont et dans son voisinage, à l'exception du bassin du Mormotey (cf. 1.2), est d'origine rhodanienne. Sur ma carte, ces dépôts sont moins étendus que sur celle de GAGNEBIN (1922). Cette différence est due au fait que j'ai distingué des formations superficielles soit stables, soit affectées par des mouvements gravifiques. Le glacier rhodanien a abandonné de nombreux blocs erratiques (poudingues couleur lie-de-vin, gneiss, conglomérats à galets cristallins, calcaires, quartzites). Ces blocs sont généralement isolés, mais peuvent être disposés en traînées. C'est le cas du chapelet de blocs de calcaires siliceux d'origine helvétique qui affleurent entre le Chaussin et la Planière.

Le cas de la colline du Daly

Cette colline est située entre Châtel-St-Denis et la Planière, au bord de la Veveyse. Son flanc NW, raviné, laisse affleurer des copeaux de calcaire lité et grumeleux. GAGNEBIN (1920, 1924) les a interprétés comme autant d'écailles plantées dans le flysch noir de base. Selon MORNOD (1946), celles-ci s'intercalent

dans le flysch subalpin. Je n'ai trouvé sur le terrain aucun argument ou indice en faveur de ces interprétations. Au contraire, la présence de matériel morainique entre les divers copeaux qui n'appartiennent pas tous au lithofaciès du calcaire lité et grumeleux et l'absence totale de relation entre les éléments de cette colline et ceux du lit de la Veveyse m'incitent à envisager une origine morainique pour l'ensemble des éléments de cette butte.

1.2. La moraine locale

Elle est localisée dans un bassin-versant du riau du Mormotey, au pied du massif de Moléson-Teysachaux. Elle est caractérisée par de nombreux cordons morainiques qui descendent jusqu'aux environs de Rathevi. Ces dépôts ont été édifiés par les petits appareils glaciaires issus des cirques de Bonnefontaine et de Trémetta, après le retrait du glacier du Rhône (cf. JÄCKLI, 1970).

1.3. Le matériel fluvio-glaciaire

Il a édifié un système de terrasses localisées dans le cours moyen de la Veveyse de Châtel entre les Paccots et le Creux des Tables. Ce remblayage a été profondément entaillé par la Veveyse et ses affluents de rive gauche. L'alitude de cette terrasse est d'environ 1100 m. Une autre accumulation de matériel fluvio-glaciaire détermine le replat de la Grande-Citard à 1140 m d'altitude dans le cours supérieur de la Trême.

2. Les glissements de terrain

L'ensemble des versants du massif du Niremont est caractérisé par une instabilité générale. Les mouvements gravifiques affectent aussi bien le substratum (flysch du Gurnigel, « Ultrahelvétique » des Pléiades) que sa couverture (sol de flysch, dépôts glaciaires).

La prédominance du flysch 4 nettement argileux, un sol de flysch épais et complètement imperméable et l'abondance des précipitations sont autant d'éléments favorables pour engendrer et entretenir des glissements de terrain. Ces derniers sont très divers quant à leur profondeur et leur activité, ce qui rend difficile leur classification. Il existe tous les intermédiaires entre le glissement pelliculaire et peu actif, n'intéressant que la couverture d'altération du substratum et le glissement actif et profond affectant le substratum et dont les signes d'activité sont spectaculaires.

3. Marais et tourbières

En raison de la nature argileuse, donc imperméable, de la couverture superficielle, les marais sont abondants et répartis sur l'ensemble du Niremont. Le plus étendu est celui situé sur l'arête sommitale méridienne du Niremont; il s'est développé sur du sol de flysch. La tourbière des Alpettes repose probablement sur du sol de flysch, alors que celles de Rathevi et du Dévin des Dailles (à l'E des Paccots) se sont érigées sur du matériel morainique ou fluvio-glaciaire.

4. Tufs

Des dépôts de tufs s'édifient aux résurgences des sources dans la moraine ou dans les glissements. Les masses de tuf peuvent être très localisées ou au contraire imprégner de larges surfaces de glissement.

5. Cônes d'alluvions et alluvions récentes

Il serait vain d'essayer d'énumérer les multiples petits cônes édifiés par les nombreux petits torrents descendus des flancs du Niremont.

Je ne signalerai que le vaste cône de la Mortive, sur lequel est bâti le village de Semsales, et celui du Dâ, au pied de la colline de Montabliet.

Les alluvions récentes sont formées de matériel graveleux, sableux et limoneux, déposées en bordure de la dépression, autrefois marécageuse, située au S de Semsales. Ces alluvions sont visibles en bordure:
- du Riau Vesenand, entre Monterban et la route cantonale;
- du Dâ, immédiatement à l'amont du cône d'alluvions;
- du Corjon.

Le brusque élargissement du cours de la Veveyse de Châtel à l'aval de la Planière a permis à cette dernière d'édifier une petite plaine alluviale à l'E de Châtel-St-Denis.

6. Eboulis et éboulements

Ils ne se trouvent qu'au voisinage de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Ils tapissent la base des parois et des abrupts de calcaire lité et grumeleux.

Conclusions

L'étude géologique du massif du Niremont a montré que ce dernier est constitué de deux unités tectoniques indépendantes: la *nappe du Gurnigel* et l'*« Ultrahelvétique » des Pléiades*. La nappe du Gurnigel est une masse de flysch épaisse d'environ 1000 mètres. Celui-ci est constitué d'une alternance, indéfiniment répétée, de marnes et de grès avec de rares intercalations de strates calcaires.

Les grès sont des arkoses lithiques ou des litharénites feldspathiques. Les composants des grès sont issus de l'érosion d'une masse continentale granitique accompagnée d'horizons métamorphiques, d'épanchements volcaniques et de séries sédimentaires s'étendant du Trias au Crétacé supérieur.

Ces matériaux terrigènes ont été déposés sur une plate-forme continentale néritique, colonisée par une faune et une flore génératrices de bioclastes. Les marnes sont caractérisées par l'association d'illite, d'une smectite, de chlorite, de kaolinite et d'un interstratifié irrégulier illite-smectite.

La présence de ce dernier et la texture des grès indiquent une diagenèse faible à moyenne. Cette association de minéraux argileux est l'indice d'une érosion en climat chaud et humide.

Avant leur lithification, ces sédiments ont été déplacés par des mécanismes gravifiques et redéposés au pied du talus. Ils ont édifié un «fan» sous-marin qui s'est progressivement avancé sur la plaine du fond de bassin, sous la CCD. Le phénomène a duré 20 MA, soit du Maestrichtien supérieur au Lutétien moyen.

Au Niremont, comme dans le massif des Pléiades, le flysch du Gurnigel a pu être subdivisé en cinq unités lithostratigraphiques informelles. Chaque unité semble correspondre à une phase de l'évolution spatiale et temporelle du «fan» sous-marin. Celle-ci paraît s'être déroulée sous le contrôle de cycles eustatiques.

Des considérations pétrographiques, sédimentologiques, tectoniques et paléogéographiques obligent à envisager une origine sudpennique ou ultra-pennique pour cette nappe de flysch.

La tectonique de cette dernière a été difficile à débrouiller. Il semble que la structure soit celle d'une vaste synforme affectée d'un ou plusieurs replis secondaires.

Intercalé entre la nappe du Gurnigel et le flysch subalpin et emballé dans du wildflysch, l'«Ultrahelvétique» des Pléiades, bien représenté dans le massif du même nom, perd progressivement de son importance au droit du massif du Niremont et disparaît au N de Châtel-St-Denis.

L'histoire sédimentaire de cette unité de faciès carbonaté comprend un épisode d'âge jurassique supérieur et un épisode d'âge crétacé inférieur. L'actuel sommet stratigraphique de cette unité, dans la région considérée, est représenté par un mince horizon lenticulaire de grès glauconieux d'âge aptien (?).

Les niveaux jurassiques supérieurs (épaisseur: ~140 m) sont des dépôts profonds. Ils se subdivisent en un horizon inférieur marneux devenant progressivement calcaréo-marneux et un épisode supérieur purement calcaire, d'abord d'aspect noduleux, puis lité et contenant des rognons de silex et des *Aptychus*. Cette évolution peut être interprétée comme la manifestation d'un approfondissement de l'interface eau-sédiment. Ce dernier, d'abord situé au-dessus de la lysocline de l'aragonite (Oxfordien moyen) se situera entre la ligne de compensation de l'aragonite et la lysocline de la calcite (sommet de l'Oxfordien – base du Kimméridgien).

Les niveaux crétacés inférieurs (épaisseur: ~250 m) sont des dépôts profonds situés au-dessus de la lysocline de l'aragonite. La partie inférieure (Berriasien) est affectée de nombreuses figures de «slumps». La partie supérieure (Valanginien-Barrémien inférieur) est une alternance de calcaires bioturbés et de marnes avec des intercalations de calciturbidites siliceuses ayant une extension diachrone et limitée dans l'espace. La structure tectonique est relativement simple: c'est une écaille isoclinale simple, parfois double affectée de nombreuses failles normales.

La nappe du Gurnigel est séparée des Préalpes médianes par la zone du Gros Plané. Cette bande de wildflysch semble se prolonger vers le NE dans la zone de Bouleyres. Cette dernière ne serait plus un diverticule ultrahelvétique, mais une zone de wildflysch.

L'«Ultrahelvétique» des Pléiades est également séparé du flysch subalpin et du flysch du Gurnigel par du wildflysch. La plupart des lentilles et des olistolithes présentent des lithofaciès en tous points comparables à ceux de la série stratigraphique de l'«Ultrahelvétique» des Préalpes externes.

Le flysch subalpin, situé entre la molasse subalpine et les Préalpes externes, semble être constitué de deux faciès distincts: la série de Cucloz surtout gréseuse et conglomératique et une série marno-silteuse à ostracodes, d'âge rupélien.

Résumé

Le massif du Niremont (Préalpes externes) est composé de deux unités tectoniques indépendantes: la nappe du Gurnigel et l'«Ultrahelvétique» des Pléiades. Ces deux éléments structuraux sont accompagnés de wildflysch. Le massif et ses abords ont été cartographiés au 1:10 000.

La nappe du Gurnigel

Les efforts ont été concentrés sur l'analyse stratigraphique, pétrographique et sédimentologique du flysch du Gurnigel.

D'après les résultats de l'étude biostratigraphique des nannofossiles calcaires, le flysch du Gurnigel s'étend du Maestrichtien supérieur au Lutétien moyen. Sur la base des lithofaciès observés, le flysch du Gurnigel a été subdivisé en cinq unités lithostratigraphiques informelles.

L'analyse pétrographique des grès a permis de reconstituer la nature du craton émergé et générateur de débris terrigènes. Le cortège des minéraux argileux et la texture des grès indiquent une diagenèse faible à moyenne.

L'analyse sédimentologique a permis de reconnaître divers mécanismes gravifiques (courant de turbidité, écoulement en masse) et tractifs, responsables du transport des sédiments terrigènes meubles depuis la plate-forme continentale jusqu'au pied du talus. Ces resédiments ont édifié un «fan» sous-marin qui s'est progressivement avancé sur la plaine du fond de bassin. La «faune à *Rhabdammina*» trouvée dans les marnes hémipélagiques indique un dépôt profond sous la CCD. Des variations du niveau de la mer (eustatisme) ont contrôlé l'évolution de ce corps sédimentaire. D'autres influences sont envisagées.

Du point de vue structural, la nappe dessine une large synforme, intensément replissée dans le détail, et affectée d'un important accident de direction subméridienne.

L'«Ultrahelvétique» des Pléiades

L'«Ultrahelvétique» des Pléiades est situé entre le flysch subalpin et la nappe du Gurnigel. Il est constitué de deux épisodes carbonatés majeurs, d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur. Un modèle sédimentologique est proposé pour le premier épisode. La structure de l'«Ultrahelvétique» des Pléiades est celle d'une écaille isoclinale simple, parfois double, affectée de failles normales.

Les wildflyschs

Deux catégories de wildflyschs sont distinguées d'après leur position structurale et les lithofaciès des lentilles: le wildflysch constituant la zone du Gros Plané, entre Préalpes médianes et nappe du Gurnigel, et le wildflysch lié à l'«Ultrahelvétique» des Pléiades.

Zusammenfassung

Das Niremontmassiv (Préalpes externes) setzt sich aus zwei tektonisch unabhängigen Einheiten zusammen: der Gurnigeldecke und den ultrahelvetischen Schuppen («Ultrahelvétique» des Pléiades), beide begleitet von Wildflysch. Das Massiv und seine Umgebung wurden im Maßstab 1:10 000 kartographiert.

Die Gurnigeldecke

Der Hauptaufwand der Untersuchungen bestand in der stratigraphischen, petrographischen und sedimentologischen Analyse des Gurnigelflysches.

Das biostratigraphische Studium der kalkigen Nannofossilien zeigt, daß der Gurnigelflysch zwischen dem oberen Maastrichtien und dem mittleren Lutetien abgelagert wurde. Aufgrund der beobachteten Lithofazies wurde er in fünf informelle lithostratigraphische Einheiten unterteilt.

Die Petrographie der Sandsteine läßt Rückschlüsse auf die Natur des Kratons, der das terrigene Material geliefert hat, zu. Das Tonmineralienspektrum und die Textur der Sandsteine weisen auf eine schwache bis mittlere Diagenese hin.

Die sedimentologische Analyse erlaubt es, verschiedene gravitative (Trübeströme, «Mass-flows») und traktive Strömungsmechanismen zu erkennen, die das lockere, terrigene Material vom Schelf bis an den Fuß des Kontinentalabhangs verfrachteten. Dabei bildete sich ein submariner Schüttungsfächer («Fan»), der sich progressiv über die Beckenebene ausbreitete. Die «*Rhabdammina*-Fauna» der hemipelagischen Mergel läßt auf eine Ablagerung unterhalb der CCD schließen. Meeresspiegelschwankungen (Eustatismus) beeinflußten die Entwicklung des Sedimentkörpers; weitere Faktoren werden in Betracht gezogen.

Strukturell bildet die Decke eine weite, im Detail stark verfaltete Synklinale, welche von einer wichtigen N–S-Störung durchschlagen ist.

Das «Ultrahelvetikum»

Das «Ultrahelvetikum» («Ultrahelvétique» des Pléiades) befindet sich zwischen dem subalpinen Randflysch und der Gurnigeldecke.

Es besteht aus zwei Kalkserien, die eine aus dem oberen Jura, die andere aus der unteren Kreide. Für die jurassischen Kalke wurde ein sedimentologisches Modell vorgeschlagen. Strukturell ist das «Ultrahelvetikum» isoklinal verschuppt, manchmal verdoppelt und von normalen Brüchen durchsetzt.

Der Wildflysch

Nach der strukturellen Position und der Lithofazies der Komponenten wurden zwei Typen Wildflysch unterschieden: der Wildflysch der «Zone du Gros Plané» zwischen der Klippendecke und der Gurnigeldecke und der Wildflysch, welcher mit dem «Ultrahelvetikum» im Zusammenhang steht.

Abstract

The Niremont massif (External Prealps) is formed by two different structural units: the Gurnigel nappe (Flysch) and the Ultrahelvetic slices. Wildflysch formations are associated with each of these two units. The massif and its surroundings have been mapped on a scale of 1:10 000.

Gurnigel nappe

The main emphasis of this study was on the biostratigraphy, the petrography and the sedimentology of the Gurnigel Flysch. Calcareous nannofossils date the sequence from late Maastrichtian to middle Lutetian.

The petrography of the sandstones provides information as to the nature of the clastic source, whereas clay mineralogy and sandstone textures indicate alow to medium diagenetic grade, and the Flysch has been subdivided into five informal lithostratigraphic members.

Sedimentological analysis shows that the sandstones were deposited by a variety of mass-flow processes (turbidity currents, etc.) and traction currents, which built up a deep-sea fan. The latter prograded over basin plain deposits. The *Rhabdammina* fauna of the hemipelagic clays suggests deposition below the C.C.D. The evolution of the fan was controlled by sea level fluctuations, but other mechanisms are also discussed.

The Gurnigel nappe of the Niremont massif is strongly refolded, forming a syncline on a regional scale, and is cut by a major thrust or fault striking North.

The Ultrahelvetics

These slices lie between the subalpine Flysch and the Gurnigel nappe, and are composed of upper Jurassic and lower Cretaceous carbonates. A sedimentological model is proposed for the Jurassic part. The general structure of these Ultrahelvetics is one or two isoclinal slices affected by normal faults.

The wildflysch

Two wildflysch formations have been recognized according to their structural position and to the nature of the olistoliths: There are the wildflysch forming the «zone du Gros Plané» between the Préalpes Médianes and Gurnigel nappes and the wildflysch occurring with the Ultrahelvetics.

Bibliographie

ANATRA, S., ACKERMANN, T., et HOMEWOOD, P.: Les faciès de l'Ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes internes). Eclogae geol. Helv. *73*, 283–292 (1980).

BADOUX, H.: Un exemple de développement de quartz authigènes dans les Flyschs préalpins. Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne *108*, 1–8 (1954).

BERGER, W.H., and WINTERER, E.L.: Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. *1*, 11–48 (1974).

BLATT, H., MIDDLETON, G.V., and MURRAY, R.C.: Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, New Jersey, 1972.

BLAU, R.V.: Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) *125*, 1–145 (1966).

BOSELLINI, A., and WINTERER, E.L.: Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. Geology *3*, 279–282 (1975).

BOUSSAC, J.: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. Mém. Carte géol. France, 1–657 (1912).

BRAMLETTE, M., and RIEDEL, W.R.: Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. J. Paleont. *28*, 385–403 (1954).

BRENCHLEY, P.J.: Origin of matrix in ordovician greywackes, Berwyn Hills, North Wales. J. Sediment. Petrol. *39*, 1297–1301 (1969).

BROUWER, J.: Agglutinated foraminiferal fauna from some turbiditic sequences. I + II Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. (B) *68*, 309–334 (1965).

BÜESS, H.: Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. Mém. Soc. Frib. Sc. Nat. *9*, 1–105 (1920).

BUKRY, D.: Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. San Diego Soc. Nat. Hist. Trans. *16*, 303–328 (1971).

– – : Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. Initial Reports of D.S.D.P. *15*, 685–703 (1973).

– – : Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32. Initial Reports of D.S.D.P. *32*, 677–702 (1975).

CARON, C.: Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques. Eclogae geol. Helv. *59*, 950–957 (1966).

– – : La Nappe du Gurnigel dans les Préalpes. Eclogae geol. Helv. *69*, 297–308 (1976).

– – , EMMENEGGER, C., et PUGIN, L.: Compte rendu de l'excursion de la SGS dans la molasse et les Préalpes fribourgeoises du 11 au 13 octobre 1971. Eclogae geol. Helv. *65*, 243–253 (1972).

CARON, J.M.: Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse Inst. Géol. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg 1977.

CARROLL, D.: Clay minerals: A guide to their X-ray identification. Geol. Soc. Amer. spec. pap. *126*, 1–78 (1970).

CHAROLLAIS, J., et RIGASSI-STUDER, D.: Répartition de quelques microfossiles dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de Châtel-St-Denis. Arch. Sci. phys. nat. *14*, 265–279 (1961).

CORMINBŒUF, P.: Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. *52,* 271–294 (1959).

CROWELL, J.C.: Directional currents structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. Bull. geol. Soc. Amer. *66,* 1351–1384 (1955).

DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., e MARTINOTTI, G.: La Zona Sesia – Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nord-occidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital. *11,* 433–460 (1972).

DEBELMAS, J.: Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpino-apenniniques. Bull. Soc. Géol. France (7), *17,* 1002–1012 (1975).

DEER, W.A., HOWIE, R.A., and ZUSSMAN, J.: An introduction to the rock forming minerals. Longman: London 1977.

DEWEY, J.F., PITMAN III, W.C., RYAN, W.B.F., and BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Bull. geol. Soc. Amer. *84,* 3137–3180 (1973).

DICKINSON, W.R.: Interpretation detrital modes of greywacke and arkose. J. Sediment. Petrol. *40,* 695–707 (1970).

DUNCAN, J.R., and KULM, L.D.: Mineralogy, provenance and dispersal history of late Quaternary deep-sea sands in Cascadia Basin and Blanco fracture zone of Oregon. J. Sediment. Petrol. *40,* 874–887 (1970).

DUNOYER de SEGONZAC, G.: Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg, *29,* 3–317 (1969).

– –, et BERNOULLI, D.: Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). Bull. Soc. géol. France (7), *18,* 1283–1293 (1976).

EMMENEGGER, C.: Géologie de la région Sud de Fribourg, Molasse du plateau et Molasse subalpine. Bull. Soc. Frib. Sci. Nat. *51,* 11–160 (1962).

FARINACCI, A.: Catalogue of calcareous nannofossils, *1–6.* Edizioni Tecnoscienza: Roma 1973.

FAVRE, E.: Note sur les terrains jurassiques des Alpes de la Suisse occidentale. Bull. Soc. géol. France, IIIe sér., *3,* 695–703 (1875).

– – : Description des fossiles du terrain oxfordien des Alpes fribourgeoises. Mém. Soc. paléont. suisse *3* (1876).

– – : La zone à *Ammonites acanthicus* dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. Mém. Soc. paléont. suisse *4* (1877).

– – : Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. Mém. Soc. paléont. suisse *6* (1880).

– – , et SCHARDT, H.: Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse. Matér. Carte géol. Suisse *22,* 1–636 (1887).

FLÜCK, W.: Die Flysche der prealpinen Decken im Simmental und Saanenland. Matér. Carte géol. suisse (n.s.) *146,* 3–88 (1973).

FOLK, R.L.: Petrology of sedimentary rocks. Hemphill: Austin, Texas 1968.

FREY, M., MATTER, A., PETERS, T., HUNZIKER, J.C., und STALDER, H.A.: Diagenese und schwache Metamorphose. Script of Lectures 1975/1976. Geol. & mineral. Inst. Univ. Bern 1976.

FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. Eclogae geol. Helv. *57,* 157–299 (1964).

GAGNEBIN, E.: Les Klippes du Gros Plané (Moléson). Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *51,* 186–187 (1917).

– – : Encore sur les Klippes du Gros Plané. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *52*, 70–71 (1918).
– – : Description géologique détaillée des Préalpes Bordières entre Montreux et Semsales. Thèse Univ. Lausanne 1920.
– – : Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pèlerin au 1:25 000. Comm. géol. Soc. Helv. Sci. Nat., carte spéciale *99* (1922).
– – : Description géologique des Préalpes Bordières entre Montreux et Semsales. Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *2*, 1–69 (1924).
– – : La géologie du Chablais. Bull. Soc. géol. France, 5e sér., *9*, 673–690 (1939).
GARTNER, S.: Nannofossils and biostratigraphy: an overview. Earth-Science Rev. *13*, 227–250 (1977).
GASSER, U.: Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralien in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. Geol. Rdsch. *56*, 300–308 (1967).
– – : Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. Eclogae geol. Helv. *61*, 229–319 (1968).
GUILLAUME, H.: Géologie du Montsalvens. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) *104*, 1–169 (1957).
GUSSOW, W.C.: Sequence concepts in petroleum engineering. Geotimes *21*, 16–17 (1976).
HAY, W.W.: Calcareous nannofossils. In: KUMMEL, B., and RAUP, D.: Handbook of paleontological techniques, *3-7*, W.H. FREEMAN: New York 1964.
HAY, W.W., and SCHAUB, H.W.: Discoasterids from the Schlierenflysch. Bull. Soc. geol. Amer. *71*, 1185 (1960).
– – , und MOHLER, H.P.: Zur Verbreitung des Nannoplanktons im Profil der Großen Schliere. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u. -Ing. *31*, 132–134 (1965).
– – , MOHLER, H.P., ROTH, P.H., SCHMIDT, R.R., and BOUDREAUX, J.E.: Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation. Trans. of the Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. *17*, 428–480 (1967).
HAYS, J.D., and PITMAN III, W.C.: Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. Nature *246*, 18–22 (1973).
HEIM, A.: Beobachtungen am Mont Biffé (Montsalvens) in den Préalpes externes. Eclogae geol. Helv. *15*, 472–473 (1920).
– – : Das helvetische Deckengebirge. In: HEIM, A.: Geologie der Schweiz, *II*. Tauchnitz: Leipzig 1921, 259–476.
HEKEL, H.: Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung des Gurnigel-Flyschs auf Grund von Nannofossilien. Eclogae geol. Helv. *61*, 500–504 (1968).
HESSE, R.: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. Sedimentology *22*, 387–416 (1975).
HOMEWOOD, P.: Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. Eclogae geol. Helv. *67*, 349–401 (1974).
– – Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. Eclogae geol. Helv. *70*, 627–641 (1977).
HSÜ, K.J.: Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic Flysch Basins, Switzerland. Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 577–610 (1960).
– – , and SCHLANGER, S.O.: Ultrahelvetic Flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. Bull. geol. Soc. Amer. *82*, 1207–1218 (1971).

HUBERT, J.F.: Sedimentology of prealpine flysch sequences, Switzerland. J. Sediment. Petrol. *37*, 885–907 (1967).

JÄCKLI, H.: La Suisse durant la dernière période glaciaire. Atlas de la Suisse. Service topographique fédéral, Wabern-Berne 1970.

JAN DU CHENE, R.E.: Nouvelles données sur la palynostratigraphie des Flyschs des Préalpes externes. Arch. Sci. Genève *30*, 53–63 (1977a).

– – : Palynostratigraphie (Maastrichtien – Eocène inférieur) des flyschs du Schlieren (Canton d'Obwald, Suisse centrale). Rev. Micropaléont. *20*, 147–156 (1977b).

– – , GORIN, G., et STUIJVENBERG, J. VAN: Etude géologique et stratigraphique (Palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France). Géol. alp. (Grenoble) *51*, 51–78 (1975).

KAPELLOS, C.C.: Biostratigraphie des Gurnigelflyschs. Mém. suisse Paléont. *96*, 1–129 (1973).

– – , und SCHAUB, H.: Zur Korrelation von Biozonierungen mit Großforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. Eclogae geol. Helv. *66*, 687–737 (1973).

KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHOLLINBERGER, W., et VLIET, A. VAN: Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San Sebastian (Province de Guipuzcoa, Espagne). Guide pour l'excursion Z. 23, IXe Congrès int. Sédimentol, Nice 1975.

KÜBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Etages tectoniques. La Baconnière: Neuchâtel 1967.

– – : La composition des fractions fines et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et préalpin. Bull. Soc. géol. France *12*, 599–602 (1970).

– – : La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA *7*, 543–556 (1973).

– – : Diagenèse – anchimétamorphisme et métamorphisme. Cours polycopié, 3e Cycle romand en Sciences de la Terre 1975.

KUENEN, P.H.: Properties of turbidity currents of high density. In: HOUGH, J.L. (Ed.): Turbidity currents. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. spec. Publ. *2*, 14–33 (1951).

– – : Turbidity currents, a major factor in flysch deposition. Eclogae geol. Helv. *51*, 1009–1022 (1959).

– – : Matrix of turbidites: experimental approach. Sedimentology *7*, 267–297 (1966).

– – , and MIGLIORINI, C.J.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol. *58*, 91–127 (1950).

LEVIN, H.L.: Coccolithophoridae and related microfossils from the Yazoo Formation (Eocene) of Mississippi. J. Paleont. *39*, 265–272 (1965).

LUGEON, M.: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France (4) *1*, 723–825 (1902).

MANGIN, J.P.: Le flysch, sédiment climatique? C.R. Acad. Sci. Paris *2*, 34 (1962).

– – : Petit historique du dogme des turbidites. C.R. Acad. Sci. Paris *2*, 51 (1964).

MARTINI, E.: Standard palaeogene calcareous nannoplankton zonation. Nature *226*, 560–561 (1970).

– – : Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. IInd Plankt. Conf. Roma, 749–785 (1971).

MASSON, H.: Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. Eclogae geol. Helv. *69*, 527–575 (1976).

MATTER, A.: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Großen Fontanne, Kt. Luzern). Eclogae geol. Helv. *57*, 315–428 (1964).

MIDDLETON, G.V., and HAMPTON, M.A.: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. Pacific Sect. short course: Turbidites and deep-water sedimentation. Soc. Econ. Paleont., Mineral., 1–38 (1973).

MOREL, R.: Le contact Préalpes médianes – Préalpes externes entre Epagny et les Paccots (canton de Fribourg). Eclogae geol. Helv. *69*, 473–480 (1976).

MORNOD, L.: Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Eclogae geol. Helv. *38*, 441–452 (1945).

– – : Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades. Eclogae geol. Helv. *39*, 144–153 (1946).

– – : Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) *91*, 1–119 (1949).

– – : Découverte du Cénomanien à *Rotalipora appenninica* aux Pléades (Préalpes Externes vaudoises). Actes Soc. helv. Sci. nat., 163–164 (1950).

MUTTI, E.: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecko Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology *24*, 107–131 (1977).

– – , PAREA, G.C., RICCI LUCCHI, F., SAGNI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G., and SACCARINO, S.: Examples of turbidite facies and associations from selected formations of the Northern Apennines. Guide of excursion 11, IXth int. Congr. Sedimentol., Nice 1975.

– –, RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. geol. ital. *11*, 161–199 (1972).

NELSON, H.: Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes and history of Astoria deep-sea fan, Northeast Pacific. Marine Geology *20*, 129–173 (1976).

– – , and KULM, L.D.: Submarine fans and deep-sea channels.– Pacific short course: Turbidites and deep-water sedimentation. Soc. econ. Paleont., Mineral., 39–78 (1973).

– – , and NILSEN, T.H.: Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont., Mineral. *19*, 69–91 (1974).

NESTEROFF, W.D., et HEEZEN, B.C.: Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le Flysch. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. *5*, 115–127 (1963).

NOEL, D.: Sur les coccolithes du Jurassique européen et d'Afrique du Nord. Essai de classification des coccolithes fossiles. Centre Nat. Rech. Sci. Paris 1965.

ODIN, G.: Les Glauconies: constitution, formation, âge. Thèse d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 1975.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., and SIEVER, R.: Sand and sandstone. Springer: Berlin-Heidelberg-New York 1972.

PLANCHEREL, R.: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. Eclogae geol. Helv. *72*, 145–214 (1979).

PLAZIAT, J.C.: L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. Bull. Soc. géol. France (7), *17*, 123–266 (1975).

POMEROL, C.: Stratigraphie et paléogéographie: Ere cénozoïque. Doin: Paris 1973.
-- : La limite Paléocène – Eocène en Europe occidentale. C.R. somm. Soc. géol. France *4*, 199–202 (1977).
PROTO DECIMA, F., ROTH, P.H., e TODESCO, L.: Nannoplancton calcareo del Paleoceno e dell'Eoceno della Sezione di Possagno. Mém. suisses Paléont. *97*, 35–55 (1975).
RECH-FROLLO, M.: Les grès du Flysch ultrahelvétique des environs de Fribourg. Extr. C.R. somm. Soc. géol. France *13*, 282–284 (1954).
-- : Remarques sur la genèse du ciment des grès du Flysch. Eclogae geol. Helv. *51*, 1038–1042 (1959).
-- : Le Flysch: définition; dépôts de faible profondeur ? Developments in Sedimentology *1*, 347–355 (1964a).
-- : A propos d'une note de Ph. Kuenen; remarques sur les problèmes que pose la formation du Flysch. C.R. somm. Soc. géol. France *8*, 326 (1964b).
RICCI LUCCHI, F.: Depositional cycles in two turbidite formations of North Apennines (Italy). J. Sediment. Petrol. *45*, 3–43 (1975).
RIGASSI, D.: A propos de l'origine de l'«Ultrahelvétique inférieur». Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *69*, 293–307 (1966).
RITTER, E.: Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. Eclogae geol. Helv. *18*, 388–404 (1924).
ROTH, P.H., BAUMANN, P., and BERTOLINO, V.: Late Eocene – Oligocene calcareous nannoplankton from Central and Northern Italy. Proc. IInd plankt. Conf. Roma, 1069–1097 (1971).
SARASIN, C.: De l'origine des roches exotiques du flysch. Arch. Sci. phys. nat. Genève *3*, 1–69 (1894).
-- : Les formations infracrétaciques de la chaîne Pléiades-Corbettes-Niremont. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 4e pér., *12* (1901).
-- et SCHÖNDELMAYER, C.: Etude monographique des ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-St-Denis. Mém. Soc. paléont. suisse *28* et *29* (1901–1902).
SCHARDT, H.: Sur l'origine des Préalpes romandes. Arch. Sci. phys. nat. *3*, 570–585 (1893).
-- : Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *34*, 114–219 (1898).
SCHAUB, H.: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz. paläont. Abh. *68*, 1–222 (1951).
SCHOLLE, P.A.: Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy. Bull. geol. Soc. Amer. *82*, 629–658 (1971).
SCHÜPBACH, M., and MOREL, R.: Fans and channels in the classical flysch, central Alps. Abstr. natl. AAPG-SEPM Meeting, San Antonio *1* (1974).
SCOLARI, G., et LILLE, R.: Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). Bull. BRGM, géologie générale, *4*, 58–127 (1973).
SISSINGH, W.: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. en Mijnbouw *56*, 37–66 (1977).
STRADNER, H. und PAPP, A.: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. Jb. Geol. B.A. *7*, 1–160 (1961).

STUDER, B.: Beyträge zu einer Monographie der Molasse. Jenni: Bern 1825.
-- : Geologie der westlichen Schweizeralpen. Groos; Heidelberg und Leipzig 1834.
STUIJVENBERG, J. VAN: Stratigraphie und Tektonik des Gurnigelflyschs im Gebiet Schwarzenbühl-Schwefelbergbad (Kt. Bern). Unpubl. Lizentiatarb. Univ. Bern 1973.
-- : Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) *151*, 1–111 (1979).
-- , MOREL, R., et JAN DU CHENE, R.. Contribution à l'étude du flysch de la région des Fayaux (Préalpes externes vaudoises). Eclogae geol. Helv. *69*, 309–326 (1976).
TEN HAAF, E.: Graded beds of the Northern Apennines. Thesis Univ. Groningen, V.R.B. Groningen 1959.
TERCIER, J.: Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. *28*, 1–14 (1925).
-- : Géologie de la Berra. Carte géol. Suisse (n.s.) *60*, 1–111 (1928).
-- : Le Flysch dans la sédimentation alpine. Eclogae geol. Helv. *40*, 164–198 (1948).
-- , MORNOD, L., SCHWARTZ-CHENEVART, C., et CAMPANA, B.: Compte rendu des excursions de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes fribourgeoises. Eclogae geol. Helv. *38*, 483–521 (1945).
THIERSTEIN, H.R., FRANZ, H.E., and ROTH, P.H.: Scanning electron and light microscopy of the same small object. Extr. Micropaleontology *17*, 501–502 (1971).
THOMSON, A.: Pressure solution and porosity. In: Silica in Sediments. SEPM, spec. publ. *7*, 92–110 (1959).
TRÜMPY, R.: L'évolution de l'orogenèse dans les Alpes Centrales. Eclogae geol. Helv. *66*, 1–10 (1973a).
-- : The timing of orogenic events in the Central Alps. In: DE JONG, K.A., and SCHOLTEN, R. (Ed.): Gravity and tectonics, 220–251. Wiley: New York, London, Sydney, Toronto 1973b.
-- : Du Pèlerin aux Pyrénées. Eclogae geol. Helv. *69*, 249–264 (1976).
VERNET, J.P.: Pétrographie sédimentaire des formations mclassiques de la région de Bulle à Vevey. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.- Geol. u. -Ing. *31*, 25–33 (1964).
VONDERSCHMITT, L., und SCHAUB, H.: Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. Eclogae geol. Helv. *36*, 207–215 (1943).
VUAGNAT, M.: Les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. suisse Min. Pétr. *23*, 355–427 (1943).
-- Grès du Val d'Illiez. Lexique stratigraphique international, vol. 1, Europe, fasc. 7c/II. Cent. natl. Rech. sci., Paris, 1206–1207 (1964).
WALKER, R.G.: Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins. Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. edited by J. Lajoie, *7*, 219–251 (1970).
-- , and MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. Pacific Sect. short course: Turbidites and deep-sea sedimentation. Soc. econ. Paleont. Mineral., 119–158 (1973).
WEAVER, C.E.: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. Amer. Mineralogist *41*, 202–221 (1956).
WEIDMANN, M.: Petite contribution à la connaissance du flysch. Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne *166*, 1–6 (1967).
-- , MOREL, R., et STUIJVENBERG, J. VAN: La Nappe du Gurnigel entre la Baye de Clarens et la Veveyse de Châtel. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. *65*, 182–196 (1976).